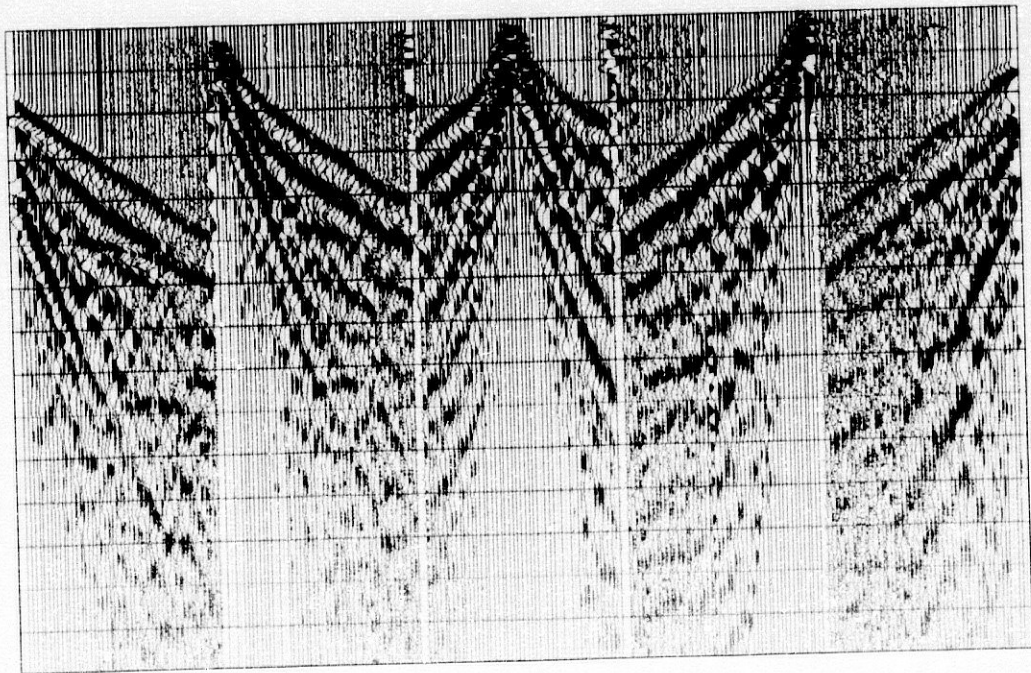


Instituto Andaluz de Geofísica
y Prevención de Desastres Sísmicos

Universidad de Granada

**Prospección Sísmica de alta resolución
en estructuras geológicas superficiales y
yacimientos arqueológicos**



Tesis doctoral

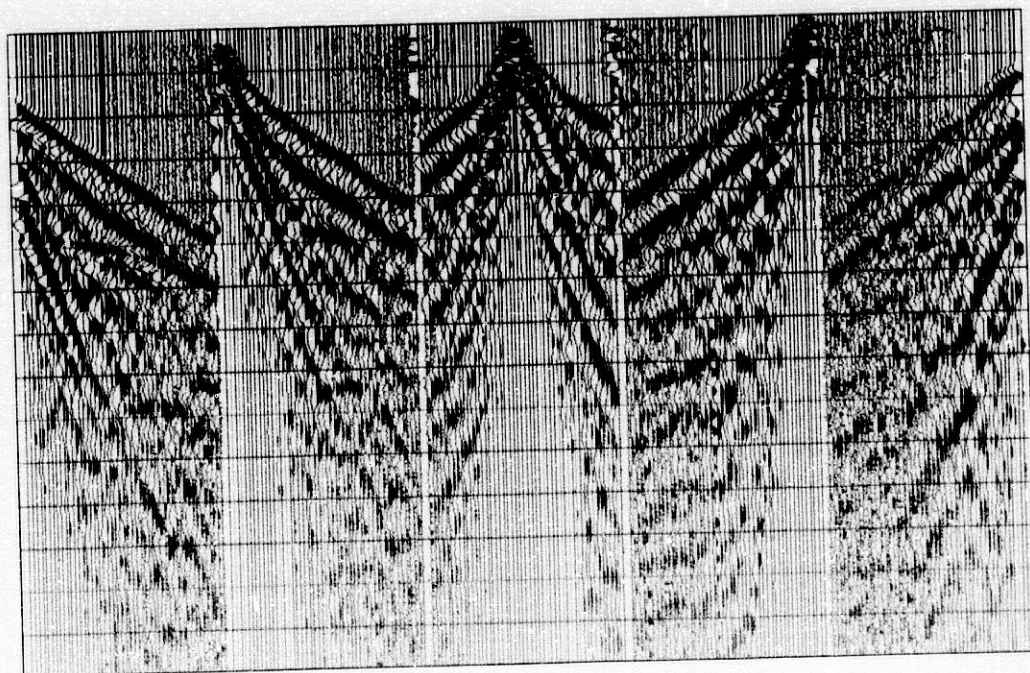
Beatriz Benjumea Moreno

Granada, 1999

Instituto Andaluz de Geofísica
y Prevención de Desastres Sísmicos

Universidad de Granada

**Prospección Sísmica de alta resolución
en estructuras geológicas superficiales y
yacimientos arqueológicos**



Tesis doctoral

Beatriz Benjumea Moreno

Granada, 1999

*A mi madre,
in memoriam*

AGRADECIMIENTOS

La realización del trabajo de investigación no hubiese sido posible sin la ayuda, apoyo, ánimo que me han ofrecido muchas personas, a lo largo de este viaje que comenzó cuando mis dos directores de tesis me dieron su confianza para llevar a cabo este proyecto. A ellos, José Antonio Peña y Antonio Posadas, les agradezco enormemente su apoyo, por todos sus comentarios y valiosas sugerencias.

A Gerardo Alguacil le agradezco sus enseñanzas y sus respuestas sobre todo lo relacionado con instrumentación, procesado y tratamiento de señales. Su ayuda ha sido inestimable en el desarrollo de la instrumentación presentada.

A Teresa Teixidó, por compartir sus conocimientos en unas cuantas sufridas e intensas campañas de campo y de estación de trabajo, por ser mi amiga y confiar en mí cuando ni yo misma lo hacía, por apoyarme desde el primer hasta el último renglón de esta tesis, y mucho antes de que se comenzara a redactar. Gracias.

Quisiera expresar mi agradecimiento a Jesús Ibáñez, por darme dos maravillosas oportunidades de trabajar en la Antártida. A raíz de estas estancias, pude obtener los datos necesarios para llevar a cabo una parte importante de esta tesis.

A José Morales, por invitarme a impartir seminarios para sus alumnos, lo que me permitió ordenar mis ideas y ver un poco más claro a donde quería llegar con mi trabajo. Por sus ánimos en estos últimos meses, y su ayuda como tutor, gracias.

A todo el personal científico y técnico del Instituto Andaluz de Geofísica: a Paco Vidal, José Antonio Esquivel, Manolo Espinar, Juan de Dios Morcillo, a Enrique (por hacerme sonreír con sus bromas), a Antonio, José Miguel, Benito, Jaime, Javier, por estar siempre ahí y ayudando en todo, a Encarni, por conectarme con el mundo exterior con su conversación. En especial a Antonio Martos, por participar en gran medida en el desarrollo de la instrumentación.

Mi gratitud a Ramon Carbonell, por todo lo que aprendí durante treinta días de trabajo de campo, por darme la oportunidad de aprender fuera de España, por interesarse por mi trabajo y siempre ofrecerme su ayuda.

A Jaume Calvet y a su grupo de trabajo, por confiar en mí y permitirme emplear los datos antárticos para la realización de esta Memoria.

Al grupo de geofísica aplicada y medioambiental (Gruppe fuer Angewandte und - Umweltgeophysik) del "Institut fuer Geophysik" (Eidgenössische Technische Hochschule-ETH, Zürich) con el que pude compartir tres meses de trabajo. En especial al profesor Alan Green por permitir que realizara el procesado de parte de este trabajo y poder contar con sus comentarios y sugerencias. A Heinrich Horstmeyer, por estar siempre dispuesto a contestar a mis infinitas preguntas, a Frank Nitsche (I have a question), Roman Spitzer, Peter Stummer. Mi mas profundo agradecimiento a mi amigo y compañero de despacho (compa) Michael Roth por mostrarme con entusiasmo su trabajo e interesarse con la misma intensidad por el mío, por compartir temas de conservación que me ayudaron a conocer muchos aspectos de las ondas sísmicas. A mis amigos españoles en Zürich (David, Ana, Fátima) por hacerme sentir como en casa.

Al personal del Servei Geològic de Catalunya y, a todos los que me han ayudado en el Institut Cartogràfic de Catalunya, en especial a Toni Roca por permitirme contar con todos los medios necesarios durante cinco meses de intenso trabajo. A Pere Valls (por dejarme tener la despensa y tantas cosas por ahí desperdigadas), Pere Martínez, Carme Olivera, Carme Puig y sus niños, al grupo de aludes por dejarme un huequito para terminar de procesar; al Mega, a Anna, a todos los que me acogieron como una compañera y que se preocuparon porque no se me olvidara comer.

Mi reconocimiento a la sección de Sismología y Electromagnetismo del Geological Survey of Canada, a Don White por ofrecerme todos los medios necesarios para poder terminar mi proyecto.

A mi compañera de despacho, a mi amiga, Merche, por su ayuda en todo momento durante la campaña antártica y durante estas últimas semanas, por todo, gracias. A mis compañeros de viaje y amigos Javi, Miguel, Enrique, Mamen (gracias por llamarme desde un volcán hace dos días para desearme suerte), por estar desde hace unos cuantos años conmigo a pesar de mis idas y venidas. A Inma y Fede, a Mauricio (por las maravillosas tertulias en la comida), a María (por su hospitalidad), a María Salomé y a Flor.

A mis compañeros antárticos en la base y en el barco. A los "puficos" Miquel e Isa, por cuidarme, por ser mis amigos; a Laia, por ser una maravillosa compañera de trabajo y una amiga. A todo el personal de la Base Antártica Española Juan Carlos I. A las personas que colaboraron en la

adquisición de datos en el glaciar en la segunda campaña, al arficiero y experto glaciólogo Jorge; a Carlos por salvarnos de caer por una grieta. A Juanma por alimentarnos.

A todas las personas a las que he ido incordiando poco a poco con el paso de datos de CD, a PC, (no, ahora lo quiero en estación de trabajo), en especial a Charlie, por cederme parte de su memoria (informática) y a los becarios del Institut Jaume Almera.

A Antonio, por animarme en tantas ocasiones a seguir adelante y por mostrarme su apoyo en todo momento.

A mis pacientes amigos Belén, Aida, Jorge, Loren, las Flores, Pepe (por todos los (unos) determinantes perdidos que gracias a él encontraron su ubicación).

A Juanjo que ha hecho todo lo posible e imposible para que pudiera cumplir mi deseo de terminar; por leer sin inmutarse mi primer intento de escritura de un capítulo, por su cariño y paciencia; por estar a mi lado.

A mi familia, a mis tíos y primos que me acogieron en Barcelona y me dieron todo su cariño. A mi padre y a mi hermana, que me han apoyado y me han dado su ayuda en todo momento, sin ellos este trabajo no hubiese podido realizarse.

Mi agradecimiento y mis disculpas a todos los que no he mencionado y que han colaborado en que esta Memoria pueda finalizarse.

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

- ✓ Proyecto de investigación ANT96-0734 (CICYT): "*Estudio de la Dinámica del glaciar Johnsons*" adscrito al Plan Nacional Antártico que lleva a cabo el departamento de Geodinámica i Geofísica de la Universitat de Barcelona.

- ✓ Proyecto de investigación ANT95-0994-C03-02 (CICYT): "Volcanismo, sismicidad, magnetismo y geodinámica de las Shetland del Sur: Estaciones sísmicas en la BAE (Livingston)", también adscrito al Plan Nacional Antártico y coordinado por el Instituto Andaluz de Geofísica.

- ✓ Proyecto de investigación AMB97-1113-C02-02

La estancia en el Instituto de Geofísica (ETH, Zürich, Suiza) ha sido parcialmente financiada por: el programa de ayudas para estancias breves en el extranjero para becarios FPI.

Esta tesis ha sido realizada en el Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de Desastres Sísmicos, durante el disfrute de una Beca FPI del Ministerio de Educación y Ciencia (referencia PN94-20907568), adscrita al proyecto SEC 940633 CICYT: "Desarrollo de métodos para la diagnosis e investigación conservacionista del patrimonio arqueológico", y de una Ayuda Puente a Becarios Predoctorales concedida por la Comisión de Investigación de la Univesidad de Granada.

ÍNDICE

AGRADECIMIENTOS	i
ÍNDICE.....	vii
CAPÍTULO I. Introducción	1
CAPÍTULO II. Métodos sísmicos: estudio de estructuras superficiales.	7
II.1. Los métodos sísmicos en la exploración geofísica	9
II.1.1 <i>Introducción</i>	9
II.1.2 <i>Evolución histórica</i>	11
II.2. Los métodos de refracción y reflexión sísmica.....	12
II.2.1 <i>El método de refracción sísmica</i>	12
II.2.2 <i>El método de reflexión sísmica</i>	14
II.3. Otros métodos sísmicos	16
II.4. Los métodos sísmicos y su aplicación a estructuras superficiales	18
II.5. Comparación de los métodos sísmicos para estructuras profundas y superficiales	20
II.5.1 <i>La adquisición de datos sísmicos</i>	21
II.5.2 <i>El procesado de las señales sísmicas</i>	23
II.5.3 <i>Limitaciones de los métodos sísmicos en estructuras superficiales</i>	25
II.6. Resumen y conclusiones del capítulo	26
CAPÍTULO III. Instrumentación para prospección sísmica de alta resolución	31
III.1. Introducción.....	33
III.2. Geófonos	34
III.2.1 <i>Geófono electrodinámico comercial</i>	35
III.2.2 <i>Geófono piezoeléctrico de desarrollo propio</i>	39
III.3. Sistemas de adquisición y de grabación de datos	46
III.3.1 <i>Sistema de adquisición comercial Bison serie 9000</i>	46
III.3.2 <i>Sistema de adquisición DATAQ serie 220</i>	47
III.4. Resumen y conclusiones	52
CAPÍTULO IV: Prospección sísmica en el glaciar Johnsons (isla Livingston, Antártida)	53
IV.1. Introducción	55
IV.2. Contexto geológico y glaciológico.....	57

IV.3. Adquisición de datos	61
IV.3.1. Localización de los perfiles	61
IV.3.2. Instrumentación utilizada	62
IV.3.3. Dispositivo experimental	63
IV.3.4. Parámetros de campo	64
IV.3.5. Trabajo de campo	65
IV.3.6. Comparación de fuentes utilizadas	69
IV.4. Descripción de los datos: características y relación con el medio de estudio	76
IV.5. Sísmica de refracción	86
IV.5.1. Procesado de los datos	87
IV.5.2. Resultados e interpretación	94
IV.6. Sísmica de reflexión	104
IV.6.1. Procesado de los datos	104
Eliminación del ruido	105
Aumento de la resolución temporal	110
Apilamiento de las trazas en modo CDP (stacking)	115
IV.6.2. Resultados e interpretación	121
IV.7. Resumen y conclusiones	127
CAPÍTULO V: Prospección sísmica en el yacimiento arqueológico de Los Millares (Santa Fe de Mondújar, Almería)	133
V.1. Introducción	135
V.2. Contexto geológico y arqueológico	138
V.3. Adquisición de datos sísmicos	139
V.4. Sísmica de refracción	143
V.4.1. El método de los tiempos de retraso	143
V.4.2. Procesado de los datos	147
V.4.3. Resultados e interpretación	150
V.5. Sísmica de reflexión	152
V.5.1. Procesado de los datos	152
V.5.2. Resultados e interpretación geológica	160
V.6. Refracción CMP	163
V.6.1. El método de refracción CMP	163
V.6.2. Procesado de los datos	166
V.6.3. Resultados e interpretación	167

V.7. Estudio de tiempos de propagación	171
V.7.1. <i>Procesado de los datos</i>	171
V.7.2. <i>Resultados e interpretación</i>	175
V.8. Resumen y conclusiones.....	181
CAPÍTULO VI. Conclusiones	183
Conclusiones relativas al Glaciar Johnsons.....	185
Conclusiones relativas al yacimiento arqueológico de Los Millares	187
BIBLIOGRAFÍA	189
APÉNDICES	205

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN

Introducción

La prospección sísmica superficial es un método útil para la caracterización de las capas más someras del subsuelo. La aplicación de estas técnicas ha experimentado un creciente interés en las dos últimas décadas dada su aplicación a problemas medioambientales, recursos mineros e ingeniería civil, entre otros. El paso de los métodos sísmicos tradicionalmente aplicados a objetivos más profundos (estudios litosféricos, exploración de hidrocarburos) a estudios superficiales no es únicamente un cambio de escala, ya que presentan limitaciones diferentes, punto que debe tenerse en cuenta para el planteamiento y el tratamiento de los datos de un estudio de estas características.

La eficacia de los métodos sísmicos en investigaciones superficiales está condicionada por la utilización de técnicas complementarias que caractericen las propiedades mecánicas de zonas del subsuelo, cuya información no puede obtenerse por métodos tradicionales. En este contexto, y como primer y principal objetivo de esta Memoria de Tesis, se presenta la solución a dos problemas de zonas y escalas diferentes, mediante la adquisición, el procesado y la interpretación de datos sísmicos de alta resolución.

En primer lugar, se caracteriza un glaciar antártico templado (Glaciar Johnsons, isla Livingston, Antártida), con el fin de obtener los parámetros que permitan la modelización de su dinámica. Los resultados obtenidos ponen de manifiesto cómo la sísmica de reflexión es un método válido para explicar las anomalías del movimiento del hielo. La sísmica de refracción, por su parte, se presenta como un método rápido de adquisición y procesado para la obtención de valores de espesor de hielo en distintas zonas del glaciar. Uniendo la información aportada por los dos métodos y completándola con un análisis minucioso de los datos de campo (estudio del frente de ondas), se ha podido obtener la situación de zonas de fracturas, y distinguir entre áreas de distintas características glaciológicas.

La segunda zona que se expone como ejemplo de prospección sísmica muy superficial se sitúa en el yacimiento arqueológico de Los Millares (Santa Fe de Mondújar, Almería), siendo esta investigación una de las pocas prospecciones sísmicas aplicadas a este tipo de entornos, en parte debido a la poca resolución de los métodos sísmicos tradicionales. En este caso, la combinación de distintos métodos ha permitido caracterizar el entorno geológico (mediante sísmica de reflexión), delimitar la estructura de la capa más superficial (sísmica de refracción), y estudiar con detalle las distintas características de las ondas (amplitud y fase) que viajan por la capa donde se hallan las estructuras arqueológicas (método refracción CMP). Esta etapa de estudio de muy alta resolución

se ha completado realizando una prospección en un área que intersecta a dos anomalías detectadas por el anterior método, atribuibles a posibles restos arqueológicos (método de las anomalías de tiempos de llegada). Con todo ello se muestra una nueva manera de delimitar zonas con potencial interés arqueológico mediante una técnica no destructiva.

Otro objetivo del trabajo que ha dado lugar a la presente Memoria, es el tema del desarrollo de la instrumentación y de su adaptación a la solución de problemas superficiales. Aunque parte de la instrumentación presentada no ha podido ser utilizada en las campañas, son destacables sus especiales características. Así, el desarrollo original de una instrumentación fundamentada en la utilización de geófonos piezoeléctricos de diseño y fabricación propios abre un nuevo camino para el acometimiento de estudios que requieran la adquisición de datos adecuados a la prospección sísmica de alta resolución. Por otra parte, se ha adaptado un equipo sísmico en donde prima el registro de altas frecuencias (pequeño intervalo de muestreo) y la portabilidad instrumental (dispositivo de fácil implantación), características imprescindibles para estudios sísmicos de muy alta resolución

La redacción de esta Memoria de Tesis ha sido estructurada en seis capítulos. En el siguiente capítulo se presenta una breve introducción sobre los métodos sísmicos, destacando los métodos de reflexión y refracción, así como la descripción de otros trabajos de prospección sísmica que incluyen métodos menos tradicionales. Como punto importante, se detallan las aplicaciones de la sísmica superficial y sus diferencias con respecto a la sísmica con objetivos más profundos. Por último, se subraya la importancia de complementar distintos métodos dadas las limitaciones que presentan los métodos sísmicos tradicionales: la sísmica de reflexión no permite resolver las capas con profundidad de pocos metros, y con la sísmica de refracción no se consiguen resultados de alta resolución, estando, además, restringida a la aplicación en medios con aumento de velocidad en función de la profundidad.

En el capítulo III se resumen las características de la instrumentación utilizada en la adquisición de los datos empleados en esta Memoria de Tesis. Se presenta el desarrollo de un acelerómetro piezoeléctrico cuyas prestaciones se adecuan a las particularidades de la sísmica de alta resolución, introduciendo además la adaptación de un sistema de adquisición, realizando el *software* de adquisición y habilitándolo para su utilización en campo. Este sistema presenta la ventaja de una alta frecuencia de muestreo lo que permite encontrar diferencias en los tiempos de llegada para ondas directas con pequeñas variaciones en la distancia de su recorrido.

se ha completado realizando una prospección en un área que intersecta a dos anomalías detectadas por el anterior método, atribuibles a posibles restos arqueológicos (método de las anomalías de tiempos de llegada). Con todo ello se muestra una nueva manera de delimitar zonas con potencial interés arqueológico mediante una técnica no destructiva.

Otro objetivo del trabajo que ha dado lugar a la presente Memoria, es el tema del desarrollo de la instrumentación y de su adaptación a la solución de problemas superficiales. Aunque parte de la instrumentación presentada no ha podido ser utilizada en las campañas, son destacables sus especiales características. Así, el desarrollo original de una instrumentación fundamentada en la utilización de geófonos piezoeléctricos de diseño y fabricación propios abre un nuevo camino para el acometimiento de estudios que requieran la adquisición de datos adecuados a la prospección sísmica de alta resolución. Por otra parte, se ha adaptado un equipo sísmico en donde prima el registro de altas frecuencias (pequeño intervalo de muestreo) y la portabilidad instrumental (dispositivo de fácil implantación), características imprescindibles para estudios sísmicos de muy alta resolución

La redacción de esta Memoria de Tesis ha sido estructurada en seis capítulos. En el siguiente capítulo se presenta una breve introducción sobre los métodos sísmicos, destacando los métodos de reflexión y refracción, así como la descripción de otros trabajos de prospección sísmica que incluyen métodos menos tradicionales. Como punto importante, se detallan las aplicaciones de la sísmica superficial y sus diferencias con respecto a la sísmica con objetivos más profundos. Por último, se subraya la importancia de complementar distintos métodos dadas las limitaciones que presentan los métodos sísmicos tradicionales: la sísmica de reflexión no permite resolver las capas con profundidad de pocos metros, y con la sísmica de refracción no se consiguen resultados de alta resolución, estando, además, restringida a la aplicación en medios con aumento de velocidad en función de la profundidad.

En el capítulo III se resumen las características de la instrumentación utilizada en la adquisición de los datos empleados en esta Memoria de Tesis. Se presenta el desarrollo de un acelerómetro piezoeléctrico cuyas prestaciones se adecuan a las particularidades de la sísmica de alta resolución, introduciendo además la adaptación de un sistema de adquisición, realizando el *software* de adquisición y habilitándolo para su utilización en campo. Este sistema presenta la ventaja de una alta frecuencia de muestreo lo que permite encontrar diferencias en los tiempos de llegada para ondas directas con pequeñas variaciones en la distancia de su recorrido.

La presentación de la adquisición, procesado e interpretación de los datos sísmicos correspondientes al glaciar Johnsons (Livingston, Antártida) es el objetivo del capítulo IV. Durante las dos campañas de adquisición, se utilizaron dos fuentes sísmicas diferentes (rifle sísmico comercial y explosivos de baja energía), lo que ha permitido la comparación de sus características de aplicación y de los resultados obtenidos. A partir de dicha comparación, los explosivos de baja energía se presentan como una fuente óptima en su empleo en prospección sísmica en hielo, constituyendo este trabajo uno de los primeros en los que se ha utilizado este tipo de explosivos como fuente sísmica. La adquisición de dos perfiles de reflexión, siguiendo los flujos principales del movimiento glaciar, se ha realizado mediante un dispositivo experimental novedoso: el empleo del cable sísmico de forma similar al tradicional *streamer* de sísmica marina, aprovechando las posibilidades de arrastre del mismo por el glaciar. En cuanto a los datos de refracción, se presenta, como único método viable de procesado, el método directo con la utilización de los tiempos de llegada de las ondas refractadas crítica y de las reflejadas, dada la geometría empleada en la adquisición. La sección sísmica de reflexión tiene como principal resultado la topografía del contacto hielo-roca y su caracterización como capa de materiales de arrastre. El procesado tradicional de la sísmica de reflexión viene acompañado por un análisis detallado de los datos de campo (frente de ondas) que permite complementar la sección sísmica obtenida con la caracterización de particularidades del hielo glaciar.

En el capítulo V se desarrolla una de las escasas prospecciones sísmicas realizadas en yacimientos arqueológicos. Hasta el momento, la aplicación de los métodos sísmicos a objetivos de interés arqueológico se reduce a la aplicación de técnicas tomográficas y de métodos tradicionales de refracción. En este capítulo se presenta un estudio completo de una zona del yacimiento arqueológico aplicando distintos métodos dependiendo de la escala del objetivo. Entre los distintos métodos se destaca el método de refracción CMP (desarrollado por Orlovsky et al, 1998) que posibilita la obtención de una imagen de muy alta resolución en los primeros metros del subsuelo, zona que no es viable resolver mediante sísmica de reflexión. La utilización del sistema de adquisición adaptado a problemas muy superficiales presentado en el capítulo III ha permitido el análisis de anomalías de tiempos de llegada permitiendo detectar diversas estructuras arqueológicas.

Las conclusiones de esta Memoria de Tesis y las líneas de investigación para el trabajo futuro se presentan en el capítulo VI.

Nota: representaremos en cursiva la denominación anglosajona de los términos técnicos más usuales.

**CAPÍTULO II. MÉTODOS SÍSMICOS: ESTUDIO DE
ESTRUCTURAS SUPERFICIALES.**

II.1. Los métodos sísmicos en la exploración geofísica

II.1.1 Introducción

Los métodos sísmicos constituyen una de las técnicas más utilizadas en la exploración geofísica; se basan en el estudio de las deformaciones del subsuelo producidas por la aplicación de un esfuerzo generado por una fuente sísmica. La relación entre el esfuerzo y la deformación depende de las propiedades elásticas del medio en el que se propaga la energía, y es precisamente el estudio de dichas deformaciones elásticas el que permite caracterizar las diferentes estructuras del subsuelo. El fundamento físico de estos métodos de exploración es el mismo que el aplicado en estudios de sismos; la diferencia estriba en el origen de la energía sísmica propagada: en la prospección sísmica las fuentes son artificiales con localización y energía controladas.

Cuando los esfuerzos acumulados en la fuente sobrepasan el valor límite para el comportamiento elástico del material, se producen deformaciones no elásticas en un volumen más o menos cercano a la fuente dependiendo de la energía liberada (zona anaelástica). Fuera de este volumen, la propagación de la energía se realiza de forma elástica cumpliendo, por tanto, la ecuación de ondas sísmicas. La solución de esta ecuación permite establecer la existencia de las ondas P o de presión, las S o de cizalla y, las ondas Rayleigh y Love, asumiendo para estas últimas la discontinuidad medio-atmósfera así como la presencia de capas superficiales de naturaleza diferente a la de las profundas. Las ondas P producen oscilaciones de las partículas en la misma dirección de propagación de la energía y son las más estudiadas en las técnicas sísmicas puesto que son las más fáciles de generar. Cuando las partículas oscilan en dirección perpendicular a la de propagación de la energía sísmica se habla de ondas S. Estas ondas se caracterizan por viajar con una velocidad menor que la de las ondas P y por que, debido a su carácter transversal, no se propagan en medios fluidos. Las ondas superficiales, Love y Raileigh, presentan carácter dispersivo cuando las propiedades elásticas del medio varían con la profundidad y son las más utilizadas para la determinación de la estructura interna de la Tierra.

Las perturbaciones que se generan con el paso de los distintos frentes de ondas constituyen un campo de ondas que puede expresarse matemáticamente como la variación en el espacio y tiempo de una magnitud física (normalmente el desplazamiento de las partículas del medio o alguna de sus derivadas), que se rige por la ecuación de ondas. La detección de este campo de ondas se realiza situando en la superficie sensores de movimiento (geófonos) espaciados una distancia Δx sobre un perfil de una determinada longitud L. El movimiento del suelo, traducido a señal eléctrica, será

registrado por un sistema de adquisición (SAD) durante un tiempo T , tomando muestras de la señal cada intervalo de tiempo Δt (figura II.1) en cada uno de los canales. El conjunto de señales muestreadas (trazas sísmicas) para el total de los canales se denomina registro sísmico. Lo que realmente se mide son muestras en espacio y en tiempo del campo de ondas generado en el perfil de la superficie durante una ventana temporal determinada (campo de ondas parcial). Un problema inherente al muestreo es que la reconstrucción del campo de ondas original a partir de las muestras obtenidas, sólo es posible dentro de un rango de frecuencias limitado por la frecuencia de Nyquist y para un determinado número de ondas establecido por el número de onda de Nyquist. Las frecuencias y número de ondas fuera de estos límites se dicen que están *aliasados* y será importante tenerlos en cuenta para el análisis del campo de ondas registrado.

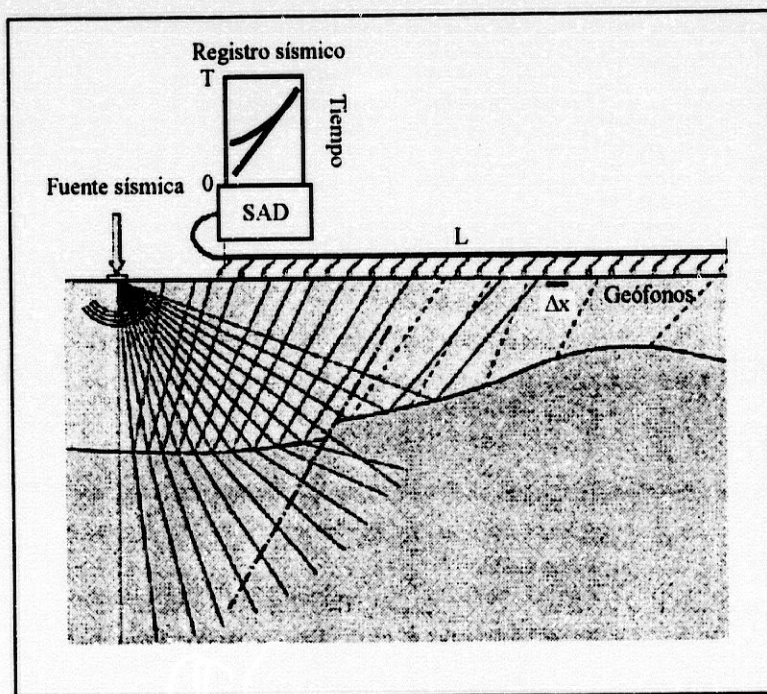


Figura II.1 Propagación de la energía sísmica por el subsuelo desde la fuente a los geófonos situados a un intervalo Δx en la superficie. Las señales son transmitidas por cable desde los sensores al sistema de adquisición (SAD). El conjunto de señales muestreadas para el total de canales, durante un intervalo temporal T , constituye el registro sísmico.

El campo de ondas parcial no es el mismo que el generado en la fuente (campo principal) debido al camino recorrido. Uno de los principales cambios sufridos durante su propagación está relacionado con las discontinuidades en las propiedades elásticas del suelo. El frente de ondas principal genera

otros secundarios en las fronteras entre materiales de distinto comportamiento elástico puesto que así se mantiene la continuidad de esfuerzos y desplazamientos. Algunas de estas ondas secundarias regresan a la superficie: reflejadas, refractadas críticas y difractadas. El estudio de las dos primeras da lugar a los métodos sísmicos más utilizados y su objetivo es reconstruir el camino seguido por las ondas reflejadas o refractadas críticas a partir de los tiempos de llegada observados en superficie, junto con la información contenida en la amplitud y la fase del campo de ondas registrado. De esta forma puede determinarse la posición y naturaleza de las discontinuidades generadoras de los campos de onda secundarios.

La relación existente entre la amplitud de una onda incidente y la reflejada se denomina coeficiente de reflexión. Para el caso de incidencia normal a la discontinuidad este coeficiente depende únicamente del contraste de impedancia acústica entre los dos medios, es decir, del producto de la densidad (ρ) y de la velocidad (v) a cada lado de la discontinuidad. Para incidencias no normales, los cambios de fase y de amplitud quedan regidos por las ecuaciones de Zoeppritz (Lowrie, 1997).

Otros factores que influyen en la variación energética del campo de ondas generado son: la divergencia del frente de ondas (la densidad de energía disminuye al aumentar la superficie del frente de ondas), la absorción del medio que convierte energía mecánica en calor y el esparcimiento (*scattering*) de la energía debido a las heterogeneidades del medio (Sheriff & Geldart, 1982).

El contenido en frecuencias del campo de ondas adquirido va a determinar el tamaño de las estructuras que pueden resolverse mediante métodos sísmicos. En la dirección de propagación, se podrá distinguir el techo y el muro de una capa mediante reflexión sísmica si su espesor es mayor que $\lambda/4$, llegando incluso, en buenas condiciones de señal/ruido, a un límite de resolución de $\lambda/8$ (Widess, 1973). Por otro lado, la resolución horizontal se realiza según el concepto de zonas de Fresnel. La intensidad de reflexión observada en una traza no procede de un punto de reflexión sino de una zona del reflector para la que las ondas reflejadas interfiere constructivamente. Puede suponerse que el resultado total de las áreas laterales (correspondientes a zonas de Fresnel de mayor orden) se cancela, por lo que la energía registrada en superficie procede únicamente de la primera zona de Fresnel definida por un radio $\Delta r \approx \frac{1}{2}\sqrt{\lambda z}$ (Sheriff & Geldart, 1982). Por lo tanto, la resolución lateral será mayor para pequeños valores de λ (longitud de onda dominante del pulso sísmico), y z (profundidad). Esto indica que el registro de altas frecuencias nos permitirá resolver estructuras de reducidas dimensiones siempre que se encuentren a poca profundidad. Sin embargo este tipo de prospecciones tiene el inconveniente de que la energía de alta frecuencia es la que más

se atenúa por absorción, por lo se limita la profundidad a la cual pueden resolverse estructuras pequeñas.

II.1.2. Evolución histórica

La evolución de los métodos de exploración geofísica se vio fuertemente condicionada por la búsqueda de nuevas zonas para la explotación de recursos naturales, especialmente hidrocarburos. Los sensores para la detección del movimiento del suelo se desarrollaron durante las últimas décadas del siglo XIX, pero no es hasta comienzos del siglo XX cuando se comienza a aplicar la teoría de ondas sísmicas a la exploración geofísica. En estos años se produce un desarrollo importante en la instrumentación acompañado por una evolución de las técnicas: del sismógrafo mecánico desarrollado por Mintrop en 1914 se pasa en los años 20 al sismógrafo electromagnético basado en el de Galitzin de 1906. Aunque esta década fue testigo del registro de la primera reflexión producida en un contacto arcilla-caliza, el esfuerzo de las investigaciones se centró en la mejora de las técnicas sísmicas de refracción para la detección de domos salinos. De esta forma se introdujo el método de tiro en abanico, así como el establecimiento de comunicación por radio para la determinación del tiempo origen de disparo. Con el comienzo de los años 30, el desarrollo técnico permite obtener mejores rendimientos en la sísmica de reflexión que poco a poco desplazará a la sísmica de refracción como método más utilizado en la exploración geofísica. La sísmica de refracción seguirá teniendo durante décadas un papel muy importante en las investigaciones superficiales con aplicación a la ingeniería y, también, en estudios de la corteza inferior.

En 1950 se comienza a emplear y difundir la técnica más importante de la reflexión sísmica: el método de punto medio común, al que a partir de ahora se denotará por su acrónimo inglés CDP, que se convierte en poco tiempo en un procedimiento imprescindible para la mejora de la relación señal/ruido de las reflexiones registradas. Por su parte, la evolución de la instrumentación conduce a la utilización de registros magnéticos analógicos que culminará en 1963 con el registro digital, uno de los pasos más importantes en la historia de la exploración sísmica.

Durante los últimos años, los métodos sísmicos han aumentado el área de estudio y de aplicaciones, como se verá en los siguientes apartados, destacándose por su versatilidad en la resolución de problemas a distintas escalas.

II.2. Los métodos de refracción y reflexión sísmica

II.2.1. El método de refracción sísmica

La incidencia en una discontinuidad de un frente de ondas formando un ángulo con la normal igual al crítico, produce que una parte de la energía viaje por el medio de mayor velocidad siguiendo la dirección de la discontinuidad. Los métodos de refracción se centran en el estudio de esta energía que regresa a la superficie como frente de ondas cónico. Para distancias desde la fuente mayores que la crítica estas ondas son las primeras en alcanzar la superficie, por lo que pueden identificarse fácilmente en los registros. A partir del análisis de las dromocrónicas (gráficos distancia-tiempos de primeras llegadas), puede obtenerse una primera información de la profundidad de las capas refractoras y de sus velocidades sísmicas en la vertical de las estaciones de tiro utilizadas.

La adquisición de datos de refracción se caracteriza por una determinada disposición tiro-geófonos en campo (Telford et al, 1990): tiros directos e inversos, tiros centrales y tiros lejanos realizados a una distancia determinada de los extremos del perfil. La utilización de las múltiples curvas dromocrónicas resultantes de esta disposición geométrica permite evitar las ambigüedades presentadas al intentar inferir estructuras a partir de una única curva dromocrónica. Así, podrán distinguirse qué cambios de pendiente en las dromocrónicas corresponden a cambios de velocidad sísmica o de profundidad en un mismo refractor y cuales son debidos a la presencia de nuevos refractores. Todo se realiza utilizando la ley del paralelismo y el principio del tiempo recíproco (Sjögren, 1984).

Una vez identificados los distintos refractores, la interpretación de los datos puede realizarse siguiendo distintas técnicas. Gardner (1939) utiliza el concepto de tiempo de retraso para obtener la profundidad del refractor bajo las estaciones situadas en superficie, ya sean éstas receptoras o de tiro. El tiempo de retraso es la diferencia entre el tiempo de llegada observado y el tiempo que se obtendría si el receptor y el tiro estuvieran situados sobre el refractor. Otros métodos de refracción recurren a la técnica de reconstrucción de frente de ondas, inicialmente propuesto por Thornburgh (1930) para localizar la superficie de los refractores, tales como el método gráfico de Hales (1958), o el método del *plus-minus* introducido por Hagerdoon (1959). Palmer (1980) presenta una de las técnicas más completas dentro de los métodos de sísmica de refracción: el método recíproco generalizado. La principal ventaja frente a los demás métodos es la posibilidad de resolver refractores irregulares y estructuras con buzamiento de hasta 20°.

En algunos casos resulta conveniente utilizar un método directo para la caracterización de los refractores presentes en el subsuelo (profundidad y velocidad sísmica), como es el caso del método de trazado de rayos (Cerveny et al, 1974). En este método se propone un modelo basándose en la información disponible y se calcula el camino que siguen los rayos para determinar el tiempo de viaje de los rayos directos y refractados. El ajuste del modelo se realiza para mejorar la correspondencia entre tiempos calculados y observados.

La resolución de las estructuras del subsuelo mediante técnicas de refracción requiere que éstas sean detectables en superficie mediante cambios de pendiente en las dromocrónicas de las primeras llegadas. Esto no siempre puede obtenerse. En algunos casos, al incidir el frente de ondas con ángulo crítico en una capa con débil contraste de velocidad respecto al medio en el que se incluye, o al tener un espesor insuficiente, la energía que vuelve a la superficie no lo hará como primera llegada. A esta capa se le denomina capa escondida por no ser posible su detección aunque genere un frente de ondas refractado críticamente que regresa a la superficie. Por otro lado, una capa ciega es aquella que presenta una velocidad inferior que la suprayacente; como consecuencia, la energía incidente en ella no vuelve a la superficie en forma de onda refractada crítica y es imposible su resolución. Si el objetivo de una investigación sísmica se centra en la detección de este tipo de capas, no es posible emplear técnicas de refracción. Cuando los refractores de interés se encuentran debajo de este tipo de estructuras es posible controlar el error que producen en el cálculo de la profundidad mediante técnicas de interpretación como el método recíproco generalizado (Palmer, 1980).

Para la aplicación con éxito de técnicas de refracción, es necesario tener una buena relación señal/ruido para las primeras llegadas. En algunos casos, esta relación disminuye con la presencia de fuertes contrastes de velocidad en el subsuelo. La mayor parte de la energía incidente en la discontinuidad se refleja, por lo que las amplitudes de las refractadas críticas disminuirán considerablemente siendo difícil su identificación frente al ruido. Estas limitaciones han producido el uso extensivo de otras técnicas sísmicas como el método de reflexión, aunque, como se verá más adelante, los métodos de refracción resultan muy eficaces para conocer la variación de las velocidades de propagación de las ondas sísmicas con la profundidad.

II.2.2. El método de reflexión sísmica

El método de reflexión sísmica se basa en el estudio de los tiempos de llegada de las ondas sísmicas que se reflejan en discontinuidades que separan medios con contraste de impedancia acústica. Para el análisis del campo de ondas reflejado se utiliza un modelo en el que se reemplaza el subsuelo por un medio donde las velocidades varían con la profundidad, $v=v(z)$; generalmente se considera un modelo de capas en el que la variación de v se produce de manera discreta. La ventaja de esta simplificación es que pueden establecerse reglas globales para la geometría de las trayectorias de las ondas reflejadas. Entre estas reglas, destaca la curvatura hiperbólica de la dromocrónica de reflexión que se expresa por el valor de NMO (*Normal MoveOut*) definido como el tiempo de retraso de llegada del frente de ondas a un *offset* (distancia tiro-geófono) particular frente a la llegada a la posición de *offset* cero. La importancia de este concepto radica en que permite calcular la velocidad cuadrática media v_{rms} del medio situado entre la superficie y el reflector causante del frente de ondas registrado; además es la base del método CDP anteriormente mencionado.

El alto nivel de redundancia (multiplicidad) en los datos, que se requiere para la aplicación de la técnica de reflexión CDP, establece las características de la geometría de adquisición. Para la realización de una investigación de sísmica de reflexión es habitual el uso de un gran número de tiros, situados entre sí a una distancia del mismo orden que el intervalo entre estaciones de registro. Esto contrasta con la adquisición de campo para datos de refracción en los que las distancias entre disparos es mucho mayor que la distancia entre geófonos. Por otro lado, para la sísmica de refracción es necesario una distancia tiro-primer geófono de aproximadamente tres veces la profundidad del refractor más profundo a estudiar, lo que implica la necesidad de utilizar una mayor energía en la fuente que la empleada en sísmica de reflexión.

El método CDP constituye la técnica más empleada en sísmica de reflexión y su objetivo es la transformación de los datos en bruto a datos en forma de *offset* cero, es decir, que la sección sísmica resultante sería equivalente a la obtenida si los sensores estuvieran situados en la misma posición que la fuente. La principal ventaja de esta sección es que los rayos son perpendiculares al reflector, con lo que el cálculo de los coeficientes de reflexión (de los que se derivan propiedades de los materiales) es simple, pudiéndose realizar el paso de tiempo a profundidad de forma directa. La corrección NMO convierte la hipérbola característica de la reflexión en una recta, permitiendo así la suma de las trazas en sección de *offset* cero o sección apilada. Todos los eventos que sigan una trayectoria hiperbólica sumarán sus amplitudes al ser apilados, mientras que eventos con trayectorias rectas (considerados ruido coherente), y el ruido incoherente interferirá

destruictivamente durante la apilación. De esta manera, la utilización del método CDP logra un aumento de la relación señal/ruido.

La secuencia básica para este procesado (Yilmaz, 1987) consiste en tres etapas fundamentales cuyos principales objetivos son mejorar la resolución sísmica, entendiéndose como tal la mínima separación entre dos discontinuidades para que puedan distinguirse a partir de las señales reflejadas en ellas; y aumentar la relación señal/ruido. Estas etapas son: la deconvolución, que permite aumentar la resolución temporal comprimiendo el pulso sísmico (*wavelet*) en aproximadamente una delta; el apilamiento (*stacking*) que comprime la dimensión *offset* (distancia tiro-geófono), aumentando las amplitudes de las señales reflejadas frente al ruido; y, finalmente, la migración que traslada los eventos de reflexión a su verdadera posición en horizontal para el caso de reflectores buzantes. Además de estas tres etapas existen una serie de procesos secundarios que es necesario implementar con el fin de mejorar los resultados. Estos consisten, sobre todo, en la edición de trazas, la aplicación de diversas correcciones estáticas (Yilmaz, 1987), y en la implantación de distintos tipos de filtros (Sheriff & Geldart, 1983). En la figura II.2 se presenta un esquema de los principales procesos que se llevan a cabo en una investigación sísmica convencional. Así mismo, en el apartado II.5. se procederá a una comparación entre el procesado que se aplica en este tipo de estudios profundos y los superficiales, haciendo hincapié en los tratamientos de más interés en la sísmica superficial o de alta resolución.

En cuanto a los resultados, el modelo de velocidades obtenido mediante sísmica de refracción lleva implícita una mayor precisión que el resultante de la aplicación de las técnicas de reflexión. Esto es consecuencia de las diferentes trayectorias seguidas por ambos tipos de ondas; las ondas reflejadas deben de pasar por toda la capa para la determinación de su velocidad y cualquier heterogeneidad existente en la misma producirá efectos sobre los tiempos de viaje que llevarán a errores en el cálculo de velocidades; en cambio, las ondas refractadas críticas viajan a lo largo del techo de la capa sin penetrar mucho en la capa refractada, permitiendo así que las profundidades obtenidas mediante refracción presenten un error menor que las obtenidas con reflexión. El modelo de velocidades obtenido con reflexión puede ser corregido mediante datos experimentales o con datos previos de refracción.

La elección del método sísmico que se requiere en un determinado problema debe tener en cuenta no sólo el objetivo del estudio, sino también, a qué nivel se quiere resolver y con qué medios se cuenta para ello. Así, si se dispone de suficiente energía, y si es necesario que el trabajo de campo y el procesado requieran un mínimo de tiempo y si se busca una buena estimación de las profundidades y

velocidades presentes, las técnicas de refracción sísmica serían la herramienta adecuada. Sin embargo, en situaciones en las que se requiere un estudio detallado de la morfología de las estructuras, o cuando exista inversión de velocidad, la sísmica de reflexión es el método a elegir ya que proporciona información de los reflectores para cada posición de CDP, equivalente a la mitad del espaciado entre geófonos

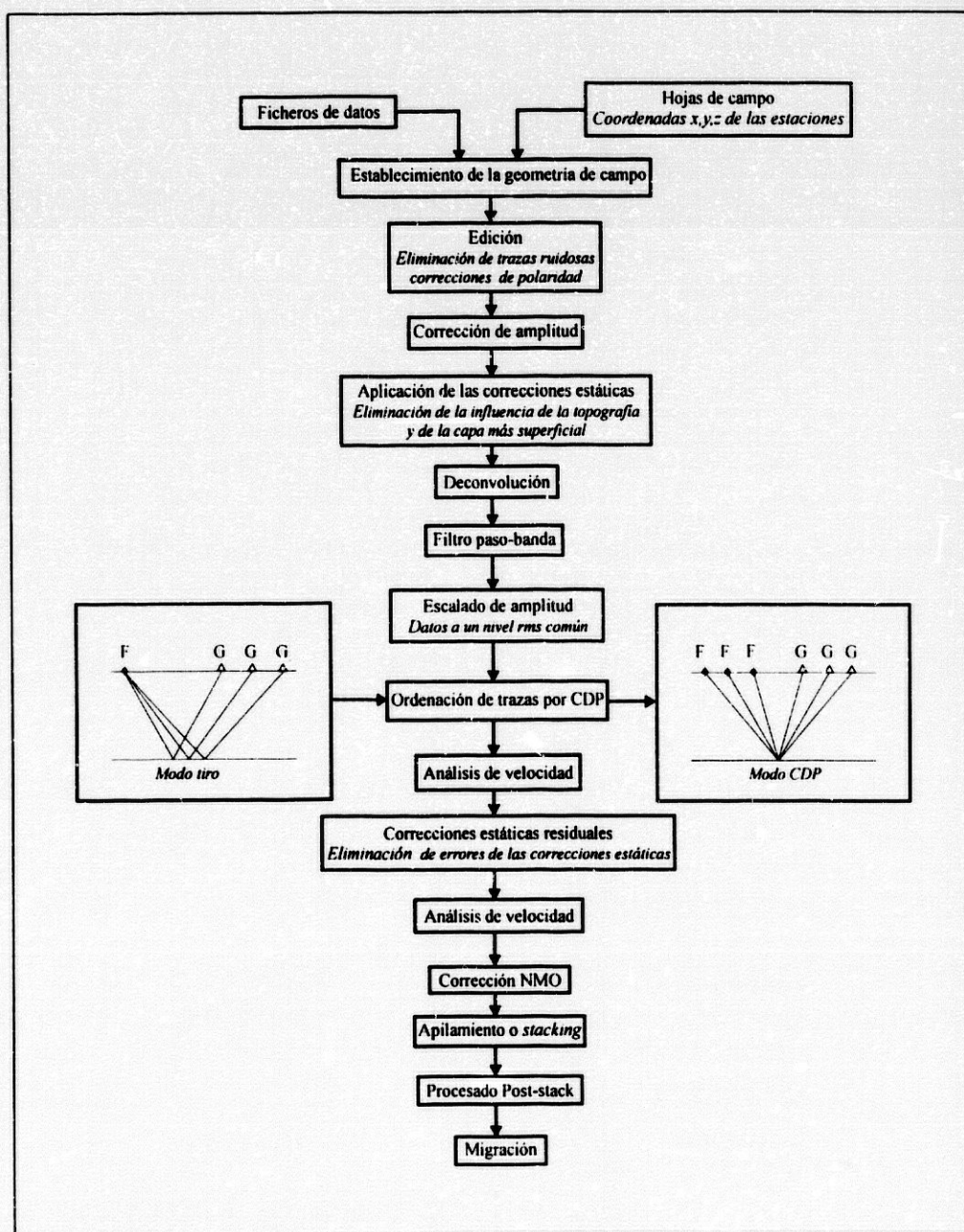


Figura II.2: Organigrama de flujo convencional del procesamiento de datos de sísmica de reflexión.

II.3. Otros métodos sísmicos

Los métodos sísmicos convencionales se basan en el análisis de ondas longitudinales o P. Sin embargo, la utilización de ondas S puede también proporcionar información sobre las propiedades mecánicas de las estructuras del subsuelo. Por ejemplo, la velocidad de las ondas de cizalla está relacionada con parámetros de gran utilización en Geotecnia (Imai, 1977), y su determinación es muy importante en la modelización de la respuesta de sitio (Morales, 1991; Luzón, 1995). Las ondas S, además, son una herramienta útil para la determinación de la litología de sedimentos saturados de agua o gas (Woolery et al, 1993); en este tipo de estratos las ondas P se propagan con la velocidad correspondiente al fluido, no permitiendo resolver las estructuras. Otra de las ventajas en la aplicación de ondas S es que para medios con grandes valores del coeficiente de Poisson, las longitudes de onda de las S son menores que las de P, lo que implica una mayor resolución (Stümpel et al, 1984). Finalmente, permiten la localización de zonas de fractura que en algunos casos son difíciles de resolver mediante reflexión de ondas longitudinales.

En cuanto al uso de ondas superficiales existen diferentes métodos que proporcionan información sobre la variación de los parámetros de cizalla del subsuelo. La técnica más utilizada es la inversión de la curva de dispersión que permite determinar la velocidad de fase de cada capa (Aki & Richards, 1980). La aplicación de este método requiere una cuidadosa selección de datos para minimizar los errores en el proceso de inversión debidos al *aliasing* espacial y poder interpretar correctamente los distintos modos de vibración (Michaels & Smith, 1997).

La técnica de tiro en abanico (*fan shooting*) se utiliza para la detección de estructuras anómalas incluidas en un medio homogéneo. La disposición de fuentes-sensores en el espacio es diferente a una investigación de refracción sísmica convencional puesto que los geófonos se sitúan a la misma distancia de la fuente formando un arco, detectándose las anomalías en el subsuelo por diferencias en las primeras llegadas de los registros (Sheriff & Geldart, 1982).

Otras técnicas más sofisticadas para la localización de zonas de velocidad sísmica anómalas son las tomográficas. En un principio se desarrollaron para la inversión de datos de refracción a escala de la corteza terrestre (White, 1989; Zelt & Smith, 1992), pero su utilización en problemas más superficiales (Lanz et al, 1998) se ha generalizado en los últimos años. La aplicación de estos análisis comienzan dividiendo el medio en celdas y asignando una velocidad a cada una de ellas; los tiempos de viaje se calculan mediante trazado de rayos comparándose con los tiempos observados; finalmente, el modelo es perturbado y el proceso se repite iterativamente hasta que los

tiempos medidos y los calculados coinciden dentro de un margen de error prefijado. La tomografía de refracción es más efectiva cuando la velocidad de la región no varía en más de un 15 % de forma que los efectos de la refracción en la onda transmitida de celda a celda pueden ignorarse.

La generalización de la tomografía de trayectorias rectas o de refracción dio como resultado el método de tomografía de difracción (Devaney, 1984) en el que se realiza una inversión de la ecuación de ondas reducida. El objetivo de este tipo de estudios es resolver aquellos casos en los que los algoritmos de rayos presentan unos pobres resultados debido a una cobertura angular limitada o en los que la escala de las inhomogeneidades es comparable con la longitud de onda. En la tomografía de difracción (Mueller et al, 1980), el campo de ondas registrado se usa para reconstruir la función objeto que proporcionará información del contraste de velocidades entre una zona inhomogénea y el medio homogéneo en el que se incluye. Es necesario, por tanto, conocer las características de la fuente utilizada y las propiedades elásticas del medio homogéneo (Witten & King, 1990). Las primeras aplicaciones geofísicas fueron realizadas por Devaney (Devaney, 1984) a casos de transmisión de pozo a pozo, y en medidas de perfiles sísmicos verticales (VSP del inglés *vertical seismic profiling*). Otros autores han conseguido también implementar este método en estudios de perfiles de reflexión superficiales (Witten et al, 1995).

Los métodos de reflexión sísmica hasta ahora presentados registran el campo de ondas que intersecta con el perfil en superficie. La interpretación de este campo se basa en la suposición de que las variaciones del medio se producen en un plano. Para minimizar los errores causados en zonas de reflectores complejos debido a reflexiones y a difracciones fuera de plano del perfil en estudio, surgieron los métodos sísmicos de reflexión 3-D. Estos métodos registran datos sobre un área y son utilizados tanto en la exploración de hidrocarburos (Brown, 1991; Weimer & Davis, 1996) como para objetivos más superficiales (Büker et al, 1998).

II.4. Los métodos sísmicos y su aplicación a estructuras superficiales

Las técnicas de refracción han sido las más aplicadas a problemas superficiales debido a la falta de desarrollo en instrumentación y al elevado coste del procesado de datos que ha caracterizado la sísmica de reflexión durante décadas. Los avances técnicos de los últimos años, tanto en la instrumentación como en el procesado, han hecho que la sísmica de reflexión sea utilizada en muchas de las investigaciones superficiales para el reconocimiento del subsuelo.

Los primeros intentos de emplear métodos sísmicos para la resolución de estructuras someras se encuentran recogidos en el trabajo de Evison (Evison, 1952). El título de su trabajo, *The inadequacy of the standard seismic techniques for shallow surveying*, refleja las dificultades de su investigación en la escala superficial. En 1956, se publicaron los primeros resultados con éxito de una investigación de sísmica superficial con éxito (Pakiser & Warrick, 1956). Pero es en la década de los 70 cuando se consiguen buenos resultados con la aplicación de ondas P reflejadas (Scheepers, 1975). El gran impulso a la reflexión sísmica superficial se produjo en los años 80 condicionado principalmente por el desarrollo de la instrumentación, siendo especialmente la introducción de conversores A/D de 12 bits con posibilidad de registrar hasta 12 canales. Las características de esta instrumentación, sin embargo, resultan limitadas para el registro de reflexiones de poca amplitud. El método de la ventana óptima OWM (*Optimum Window Method*), fue desarrollado para la adquisición de las señales procedentes del reflector de interés y está especialmente adecuado a este tipo de equipos de resolución menor de 12 bits (Hunter et al, 1984). Para el seguimiento idóneo de la reflexión principal es necesario la utilización de filtros paso-alta antes de la conversión A/D, así como la selección de una distancia tiro-geófono óptima, lo que se traduce en elegir la ventana espacial en la que las reflexiones no se ven interferidas por las primeras llegadas ni por las ondas superficiales. A finales de los 80 comienza a ser generalizado el uso de sismógrafos de 24 canales con 15 o 16 bits de conversión A/D a los que se añaden amplificadores de punto flotante de manera que la ganancia se establezca de forma automática. Este avance técnico, unido a la posibilidad de realizar análisis de señales digitales con medios informáticos cada vez más sofisticados, tiene como consecuencia la aplicación generalizada del método CDP en sísmica superficial. En el apartado II.5. se presentarán las principales diferencias en la aplicación de este método dependiendo de la escala del estudio.

La sísmica superficial tiene como principal aplicación la resolución de estructuras relacionadas con investigaciones medioambientales, ingeniería civil, minería, y, como se verá en el desarrollo de esta memoria, problemas geológicos superficiales y arqueológicos. El estudio se centra en los primeros 100 m del subsuelo mediante la utilización de altas frecuencias sísmicas que permiten la resolución de estructuras de menor tamaño.

Los principales objetivos de las técnicas sísmicas superficiales en ingeniería civil son la localización de cavidades subterráneas y túneles (Miller & Steeples, 1991; Miller et al, 1995b; Kourkafas & Goulthy, 1996), la determinación de la profundidad del zócalo tanto con sísmica de reflexión (Pullan & Hunter, 1990; Goforth & Hayward, 1992), como con sísmica de refracción (Lankston, 1990) entre otros.

El creciente interés en los problemas medioambientales ha permitido el desarrollo de investigaciones sísmicas para la detección de fracturas en rocas cristalinas en las inmediaciones de cementerios de residuos (Green & Mair, 1983) y la localización de fracturas en calizas relacionadas con contaminación de aguas (Odum et al, 1998). Dentro de esta temática medioambiental es muy importante la determinación de los límites en basureros para poder evaluar su impacto en reservas acuíferas tal como se hace en el trabajo presentado por De Iaco et al (1997) utilizando sísmica de reflexión. Otras técnicas sísmicas empleadas para la resolución de este problema han sido la sísmica de reflexión 3D (Lanz et al, 1996), y la tomografía de refracción (Lanz et al, 1998).

Existen ejemplos diversos de aplicaciones a cuestiones de geología superficial para los que la sísmica superficial ha supuesto una excelente herramienta en su resolución: problemas hidrogeológicos (Haeni, 1986; Bachrach & Nur, 1998a), estudios de sedimentología (Jongorius & Helbig, 1988; Pullan et al, 1994), localización de paleocanales (Miller & Xia, 1997), resolución de estratos (Miller et al, 1995a), e investigaciones en glaciares (Levato et al, 1997; Benjumea & Teixidó, *en prensa*).

La aplicación más tradicional de la sísmica de alta resolución, concretamente de la sísmica de refracción, ha sido el establecimiento de las correcciones estáticas necesarias para un estudio de sísmica de reflexión profunda (Yilmaz, 1987). La sísmica superficial ha sido también aplicada en la exploración de recursos naturales como es el caso de la minería (Gendzwill & Brehm, 1993; Adam et al, 1998). Otro objetivo menos frecuente, es la estimación del riesgo sísmico mediante estudios que conjugan datos paleosísmicos con la detección y descripción de fallas someras obtenidas por reflexión de ondas P y SH (Shtivelman et al, 1998).

Finalmente, hay que destacar la aplicación de métodos sísmicos en estudios de yacimientos arqueológicos, aunque estos métodos son utilizados en menor medida que otras técnicas geofísicas, como son las magnéticas, las eléctricas y las electromagnéticas. Entre los problemas que la sísmica superficial ha sido capaz de resolver utilizando sísmica de refracción se encuentra la determinación de potencias de sedimentos en cuevas prehistóricas (Weinstein-Evron et al, 1991) y la detección de tumbas monumentales (Tsokas et al, 1995). El empleo de técnicas de reflexión se ha mostrado útil para la localización del zócalo y posibles facturas en extensas áreas arqueológicas (Dobecki & Schoch, 1992). Por otro lado, la estimación de la meteorización de los materiales en estructuras históricas (Bernabini et al, 1990) y detección de estructuras soterradas (Merlanti & Musante, 1994) ha podido realizarse mediante tomografía de refracción. La tomografía de difracción de alta resolución ha sido utilizada en la detección de cavidades subterráneas (Witten et al, 1995).

II.5. Comparación de los métodos sísmicos para estructuras profundas y superficiales

La principal característica en un registro sísmico adquirido durante una prospección superficial es la presencia de ruido coherente en la ventana espacio-temporal de interés. Las ondas superficiales (principalmente ondas Rayleigh cuando se trabaja con ondas longitudinales), la onda aérea generada por la fuente y, en algunos casos, las ondas guiadas o canalizadas en una capa superficial interfieren con las señales que se desean analizar, especialmente con las reflexiones generadas por discontinuidades superficiales (Robertson et al, 1996). Otro factor que caracteriza un estudio de sísmica superficial es la necesidad de generar, detectar y registrar señales de alta frecuencia para poder resolver las estructuras buscadas. Estos dos puntos hacen que las técnicas superficiales no sean únicamente el resultado de un cambio de escala en los métodos convencionales de la exploración sísmica (cuyos objetivos están situados a kilómetros de profundidad).

Una diferencia entre la investigación sísmica convencional y la superficial, es la diversificación de tareas durante el desarrollo del estudio. En sísmica tradicional, existen diversos equipos especializados en cada una de las fases de la investigación: adquisición, procesado e interpretación. Sin embargo, en el caso de la sísmica superficial, los tres pasos de un estudio se encuentran mucho más interrelacionados; siendo el mismo equipo que realiza el procesado y la interpretación, el que llevó a cabo la adquisición de los datos fijando los parámetros de campo. Por ejemplo, en algunos casos en los que el sistema de adquisición no tiene un rango dinámico adecuado (menor que 16 bits), es necesario aplicar filtros paso-alta analógicos en campo, de forma que quede atenuada la amplitud de las ondas superficiales y pueda permitirse el registro de señales de reflexión de poca energía. En los apartados que siguen nos referiremos únicamente a las técnicas de reflexión, aunque los rasgos diferenciados de la sísmica superficial se manifiestan igualmente en cualquier técnica que se utilice.

II.5.1. La adquisición de datos sísmicos

La diferencia de objetivos entre sísmica superficial y profunda se manifiesta en cuanto a la adquisición de datos por el empleo de distintas fuentes y la utilización de instrumentación con características diferentes. Las fuentes utilizadas en sísmica superficial tienen que generar señales de alta frecuencia necesarias para resolver estructuras de pequeñas dimensiones, por lo que las más utilizadas son las de percusión (martillo, fuente vibratoria), y las de explosión (dinamita, pólvora).

La ventaja de la fuente vibratoria frente a las demás es la posibilidad de fijar el rango de frecuencias, lo que significa controlar la resolución del experimento. Para el estudio de reflexiones muy superficiales las distancias entre geófonos pueden llegar a ser del orden de decímetros y, por tanto, se requiere el uso de fuentes para las que la zona anelástica sea mínima (Baker et al, 1999a, 1999b).

El sistema de adquisición utilizado en sísmica superficial se caracteriza por un mayor rango dinámico de forma que puedan registrarse señales pequeñas frente a ruido de gran amplitud (ondas superficiales, onda aérea). Los geófonos, o sensores sísmicos, deben de ser sensibles a altas frecuencias para alcanzar el mayor poder resolutivo. Actualmente, se emplean mayoritariamente geófonos electromagnéticos con frecuencias naturales de 40 ó 100 Hz.

La elección de los parámetros de adquisición en sísmica superficial debe de considerar, por un lado, el mantenimiento de la coherencia de las señales de interés de traza a traza y, por otro, evitar el *aliasing* espacial; ambos puntos se consiguen con el empleo de distancias cortas entre geófonos. Por otra parte son necesarios grandes *offsets* para obtener velocidades de *stacking* fiables a partir del análisis de la hipérbola de reflexión, lo que hace indispensable la utilización de un número adecuado de sensores. Otro punto importante en relación a los parámetros de adquisición es el intervalo de muestreo. Este debe ser óptimo para que las frecuencias de interés no sean mayores que la frecuencia de Nyquist y además permitir la mayor precisión en la identificación de primeras llegadas. Este condicionante es especialmente crítico cuando se quiere aplicar el método de refracción, ya sea como herramienta independiente, o como auxiliar de la sísmica de reflexión para el cálculo de las correcciones estáticas.

Durante la adquisición de datos en campo, es necesario ser especialmente cauteloso con el ruido ambiental. Por ejemplo, cuando la causa del ruido es el viento, en algunos casos, es conveniente enterrar los geófonos para minimizar su influencia en el registro. El control de trazas ruidosas y/o sin señal es especialmente importante. En el caso de la sísmica superficial lo normal es utilizar un geófono por canal, por lo que la pérdida de un sensor implica pérdida de registro en un punto de la llegada del campo de ondas. Este problema se agudiza en el caso de que el número de trazas por CDP sea bajo, si es esta técnica la que se utiliza. Es necesario, por lo tanto, comprobar los conectores y el acoplamiento del geófono en el suelo si se pierde la señal en uno de los canales, aunque suponga un decrecimiento en el rendimiento de la adquisición.

Finalmente, es imprescindible incluir un estudio detallado de la topografía y de la situación de las estaciones receptoras y de tiro. La influencia de las diferencias en altitud entre estaciones es aún mayor en los estudios de menor escala que en las investigaciones convencionales.

II.5.2. El procesado de las señales sísmicas

El procesado en sísmica superficial se caracteriza por la necesidad de conservar las altas frecuencias y las reflexiones superficiales ya que las estructuras de interés suelen estar en el límite de la detectabilidad sísmica. Para no perder detalles que un procesado convencional eliminaría es necesario un alto nivel de interactividad en el *software* de procesado (selección de filtros, *muting*, velocidades).

En cuanto al *hardware* que se requiere en el procesado de datos de sísmica superficial, un PC puede realizar la mayoría de las rutinas, ya que el volumen de datos a este tipo de escalas es mucho menor que para la exploración profunda. Para poder obtener una mayor calidad y comodidad las estaciones de trabajo son la herramienta informática más adecuada.

La técnica más utilizada en sísmica de reflexión para las escalas profunda y superficial es el método CDP. En la figura II.2 se presentan los pasos más importantes del procesado de los datos en para la obtención de una sección de *offset* cero. Este diagrama de flujo es el mismo que el empleado en sísmica superficial, aunque algunos de los puntos cobran especial relevancia con el cambio de escala. Conviene destacar, por ser especialmente importantes y críticos, la eliminación del ruido coherente, el cálculo de las correcciones estáticas y residuales y, por último, el paso de la sección de tiro común (registro sísmico) a la sección de punto medio común (CDP) y su posterior ajuste con NMO.

Es necesaria la eliminación del ruido coherente ya que reduce la ventana en el espacio y en el tiempo de la llegada de ondas reflejadas. En el caso de la sísmica profunda este ruido coherente no interfiere excesivamente con la ventana de las reflexiones de interés. Su eliminación mediante filtros convencionales resulta indispensable para los estudios superficiales. Cuando los filtros aplicados no resultan efectivos, se requiere la eliminación de la ventana (*muting*) de llegada de las ondas coherentes que forman el ruido, evitando que los eventos puedan interpretarse erróneamente como reflexiones al realizar el paso a modo CDP; por ello, es una práctica habitual en sísmica superficial la realización de *muting* en modo tiro para señales como las refractadas críticas, la onda

aérea o las superficiales. Este *muting* conviene que se realice mediante una ventana trapezoidal para evitar artificios matemáticos en posteriores pasos del procesado.

Las correcciones estáticas eliminan la influencia de la capa más superficial y de la topografía en los datos, ya que las diferencias de recorrido por esta zona de poca profundidad pueden producir distorsión en la forma hiperbólica de las reflexiones de interés. Brouwer & Helbig (1998) demuestran que para reflexiones superficiales las correcciones estáticas dejan de ser independientes de la profundidad del reflector y del *offset* de registro, es decir, no serían propiamente estáticas. Además, pequeños errores en estas correcciones de tiempo pueden suponer varios periodos de la señal de interés, siendo por tanto necesario realizar el cálculo con mayor precisión que en sísmica profunda. Esto mismo puede decirse de las correcciones estáticas residuales puesto que los errores cometidos respecto al periodo de interés pueden ser significativos.

Cuando se realiza el paso de sección de tiro común (*shot gather*), a sección punto medio común (*CDP gather*), el nuevo orden de las trazas puede presentar cambios en el pulso sísmico (*wavelet*). Una de las causas de este cambio puede estar en la diferencia en la energía liberada por la fuente en cada disparo, y también en las diferencias en el acoplamiento geófono/suelo. Otra causa, ya comentada anteriormente, se encuentra en la insuficiente compensación en estáticos que resulta más evidente en modo CDP que en modo tiro. Por otro lado, pueden existir cambios de fase entre el pulso incidente y el reflejado para algunas distancias tiro-geófono (figura II.3) en incidencias no verticales cuando existan fuertes contrastes de velocidad entre las dos capas (Pullan & Hunter, 1985).

La corrección NMO, necesaria para la realización del apilamiento de las trazas de distinto *offset* en una sola de *offset* cero, lleva consigo la distorsión del pulso sísmico denominado NMO *stretching* (figura II.4.). La variación de la longitud del pulso sísmico puede expresarse, para una distancia tiro-geófono x , por (Brouwer & Helbig, 1998):

$$\frac{T_c}{T} \approx 1 + \frac{1}{2} \left(\frac{x}{vt} \right)^2 \frac{1}{1 - \left(\frac{T}{t} \right)^2} + \frac{1}{8} \left(\frac{x}{vt} \right)^4 \frac{3 + \frac{1}{2} \left(\frac{T}{t} \right)^2}{\left(1 - \frac{1}{4} \left(\frac{T}{t} \right)^2 \right)^3}$$

siendo T la longitud del pulso inicial y T_c la longitud una vez realizada la corrección NMO; se supone una velocidad, v , constante y se ha denotado por t al tiempo correspondiente a *offset* cero, al que se va a corregir.

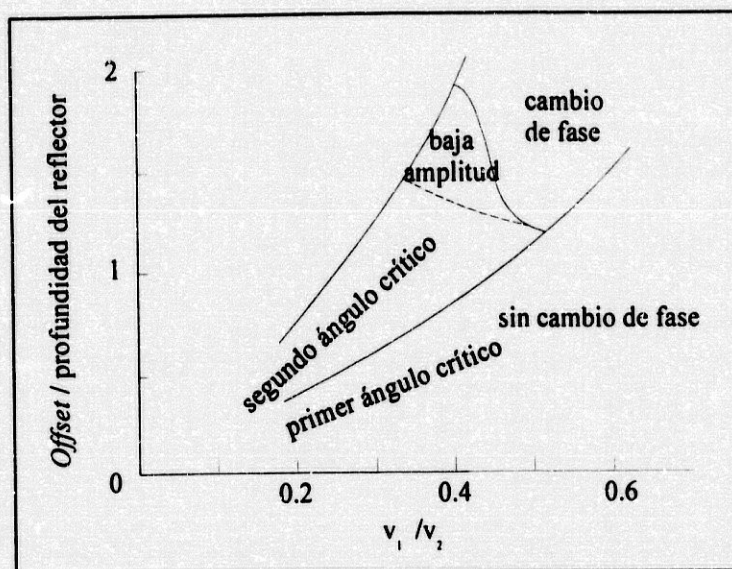


Figura II.3: Representación del cambio de fase de un pulso reflejado respecto al pulso sísmico incidente en una discontinuidad en función del offset y del cociente de velocidades v_1 y v_2 a ambos lados de dicha discontinuidad. El offset está normalizado a la profundidad del reflector. Las curvas representan los offsets correspondientes al primer y al segundo ángulo crítico (para ondas P y S respectivamente). Puede observarse cómo para valores de offset mayores que la profundidad del reflector, existen valores de v_1/v_2 para los que la amplitud de la reflexión baja llegando incluso a producirse cambio de fase. (de Pullan & Hunter, 1985)

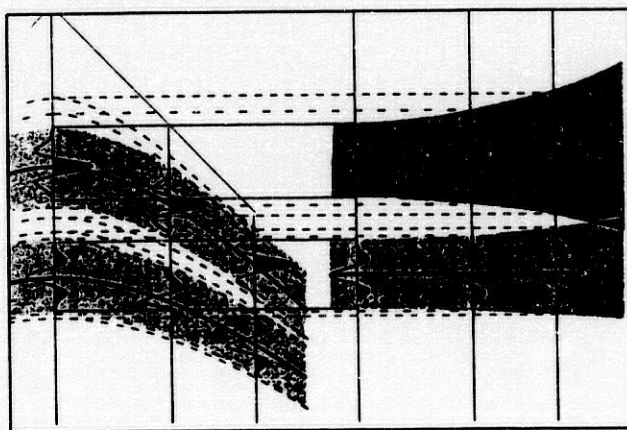


Figura II.4: Representación esquemática del efecto de distorsión producido por la corrección NMO en los pulsos sísmicos. En la parte izquierda se muestran dos eventos de reflexión, siendo la línea continua la hipérbola de referencia. En la derecha se observan los eventos después de la corrección NMO; como resultado de ésta, las fases de referencia quedan alineadas mientras que la longitud del pulso aumenta. Esta distorsión es mayor para tiempos menores y offsets lejanos.

Como puede verse en la expresión anterior para t pequeños, la relación T_c/T es grande, es decir, el efecto de alargamiento es más importante para reflexiones superficiales. Dado que el aumento de la longitud del pulso sísmico es equivalente a una disminución de la frecuencia y, por tanto, de la resolución, es aconsejable eliminar los pulsos más distorsionados antes de realizar el apilamiento (Yilmaz, 1987). Miller (Miller, 1992) muestra cómo para los estudios profundos la máxima distorsión $(T_c-T)/T$ permitida es del 50 por ciento, mientras que en estudios superficiales, este porcentaje se puede llegar a reducir hasta el 15 por ciento para evitar una considerable reducción en el ancho de banda de la señal y en la coherencia entre trazas de la señal.

II.5.3. Limitaciones de los métodos sísmicos en estructuras superficiales

La aplicación de la sísmica de reflexión para el estudio de objetivos superficiales presenta algunas limitaciones para el caso en el que las reflexiones de interés no se encuentren en la ventana óptima. Se considera, por ejemplo, que no es posible la identificación de reflectores cuya profundidad sea menor que la correspondiente entre tiempos de 20 ó 25 ms, ya que para que la identificación de las reflexiones sea fiable deben pasar de 3 a 5 ciclos del periodo dominante después de la primera llegada (Steeple et al, 1997). Algunos autores han conseguido bajo condiciones excepcionales obtener reflexiones a profundidades menores de 2 m (Baker et al, 1999a, 1999b) con una resolución comparable a la del georrádar. Para ello es necesario tener velocidades sísmicas bajas en estas capas y contenido en frecuencias mayor de 400 Hz. Por regla general, en capas de materiales poco consolidados se espera una mayor atenuación de altas frecuencias, como consecuencia, este rango de frecuencias es difícilmente alcanzable aún cuando se utilice la fuente adecuada.

La necesidad de encontrar métodos y técnicas que proporcionen imágenes sísmicas de los primeros metros del subsuelo ha llevado a diversos autores a centrar su atención en campos de onda no reflejados; así, Roth & Holliger (1998) han tratado de obtener información mediante la inversión conjunta de ondas guiadas y ondas Rayleigh, y Lanz et al (1996) han aplicado técnicas de tomografía de refracción. Orłowsky et al (1998) proponen un método que utiliza no sólo los tiempos de las primeras llegadas sino también la amplitud y la fase de los primeros pulsos registrados; con ello se obtiene un máximo rendimiento de las señales procedentes de la refracción crítica en una discontinuidad. Este método, especialmente indicado para los fines del trabajo incluido en esta Memoria de Tesis Doctoral, será desarrollado en el capítulo V aplicándolo al estudio de estructuras arqueológicas.

II.6. Resumen y conclusiones del capítulo

Los métodos sísmicos permiten la exploración del subsuelo en un amplio rango de profundidad de investigación. Tradicionalmente, los objetivos de estas técnicas han sido estructuras relacionadas con la presencia de hidrocarburos, siendo esto el impulso principal de su desarrollo. Tanto en este tipo de estudios como en las aplicaciones superficiales, el desarrollo de la instrumentación y del procesado de datos han condicionado el uso generalizado de las técnicas de reflexión sísmica frente a las de refracción, pioneras en la exploración sísmica en todas las escalas.

Existen diferentes técnicas de interpretación de datos de refracción sísmica, aplicando los principios de reciprocidad y de paralelismo. El método directo será desarrollado en el capítulo IV para el tratamiento de los datos adquiridos en un glaciar antártico mientras que el procesado de los datos basado en el concepto de tiempo de retraso será expuesto en el capítulo V. Las principales limitaciones de estos métodos son la imposibilidad de resolver estructuras si se tratan de capas ciegas o escondidas. Sin embargo, la variación de la velocidad en función de la profundidad obtenida es una medida fiable de acuerdo con las trayectorias seguidas por las ondas refractadas críticas.

Para el estudio de las reflexiones sísmicas el método más empleado es el CDP que transforma los registros sísmicos en una sección de *offset* cero. La imagen obtenida en esta sección se caracteriza por una mayor resolución horizontal que la resultante del método de refracción, por lo que es más adecuado para la resolución de estructuras complejas.

Las técnicas 2-D de refracción y reflexión sísmica han sido las más utilizadas en todas las escalas. Sin embargo, existen otros métodos y tratamientos de datos necesarios para la resolución de aquellos problemas no resolubles por estos métodos; bien por estar limitados al análisis de estructuras con variaciones en un plano x-z, o bien por analizar únicamente ondas longitudinales. En estos casos, se realizan estudios de ondas S y ondas superficiales por su relación con los parámetros de cizalla, o se aplican técnicas que consideran el subsuelo como un medio con variaciones 3-D de sus parámetros elásticos, como son las técnicas de tiro en abanico y tomográficas, y la sísmica de reflexión 3-D.

Las aplicaciones de la sísmica superficial se centran en la resolución de estructuras relacionadas con problemas medioambientales, ingeniería civil y minería. En esta Memoria de Tesis, se emplearán para obtener información de interés en glaciología y arqueología. El traslado de las

técnicas sísmicas tradicionales al estudio de estructuras superficiales no es únicamente una cuestión de escala, debido tanto a la alta resolución que se necesita, como a la presencia de distintos tipos de ruido coherente que interfieren con la señal.

Existen una serie de limitaciones en la escala de aplicación de la sísmica de reflexión debido a la reducida ventana temporal donde se registran señales reflejadas sin interferencia de otros eventos (ondas refractadas críticas, superficiales y aéreas). Por ello, es necesario completar la información obtenida mediante el método CDP con el resultado del análisis de otro tipo de ondas, tradicionalmente consideradas como ruido en los registros sísmicos, como se desarrollará en esta Memoria.

**CAPÍTULO III. INSTRUMENTACIÓN PARA PROSPECCIÓN
SÍSMICA DE ALTA RESOLUCIÓN**

III.1. Introducción.

El desarrollo de la instrumentación durante la última década ha sido clave para la aplicación de los métodos sísmicos a problemas de escala superficial. La prospección de las estructuras más someras requiere una instrumentación capaz de extraer y registrar señales de altas frecuencias. Los componentes necesarios para el registro de estas señales sísmicas son los sensores (geófonos), el conversor analógico-digital (A/D) junto con amplificadores y filtros, y el sistema de grabación digital. Como ya se comentó en el capítulo II, tanto el equipo como los parámetros de registro para estudios superficiales difieren de los utilizados en investigaciones sísmicas de mayor profundidad.

Otro punto clave en la sísmica superficial es la utilización de una fuente sísmica para la generación de señales de alta frecuencia. Como se discutió en el capítulo anterior, existen muchas fuentes que pueden producir estas señales. El uso de una u otra fuente está condicionado tanto por el terreno en el que se haga la prospección como por las estructuras que vayan a estudiarse.

El objetivo de esta Memoria de Tesis no sólo ha sido la aplicación de las técnicas sísmicas a problemas superficiales, sino también, el diseño y el desarrollo de instrumentación de bajo coste. En concreto, se ha desarrollado un prototipo de geófono piezoeléctrico, que optimiza el registro de la respuesta del subsuelo en muy altas frecuencias, y se ha adaptado un sistema de adquisición a la prospección sísmica superficial, con posibilidad, además, de registro continuo. Aunque los detalles para la adquisición de datos en campo del geófono piezoeléctrico no han sido ultimados, su diseño es de interés para futuras aplicaciones.

El presente capítulo tiene como finalidad la descripción de los sistemas electrónicos presentando las características de la instrumentación utilizada en la adquisición de los datos sísmicos superficiales que han permitido la realización de esta Tesis. Así, se comenzará por la descripción del sensor de movimiento electrodinámico empleado, comentando posteriormente el trabajo realizado en el desarrollo del prototipo del geófono piezoeléctrico. Conceptualmente, el funcionamiento de ambos puede describirse por el acoplamiento de dos partes principales: por un lado, un dispositivo mecánico para la detección del movimiento del suelo, y por otro, un transductor que convierte este movimiento en señal eléctrica.

A continuación se describirá el *hardware* existente entre la salida del geófono y el sistema de grabación de los datos, que se denomina sistema de adquisición de datos (SAD). Los elementos

clave de un SAD son: el conversor A/D y el multiplexor de señales de los distintos canales, incluyendo, además, filtros, amplificadores y cables para la entrada/salida de las señales. En la adquisición de datos sísmicos presentados en los capítulos IV y V se empleó un sismógrafo BISON de 48 canales. Su principal ventaja es el sistema de ganancia variable que permite conseguir un alto margen dinámico mediante la variación automática de la ganancia según la amplitud de la señal de entrada. Además de este SAD, se presenta el sistema de adquisición DATAQ que ha sido adaptado para su uso en sísmica superficial. Para este sistema de adquisición se ha desarrollado el *software* de adquisición de forma que se aprovecha al máximo la frecuencia de muestreo del conversor A/D, y se han añadido los componentes electrónicos necesarios para su empleo en trabajos de campo. Su utilización en la adquisición de datos de muy alta resolución ha permitido diferenciar zonas con diferencias en tiempos de llegada para ondas directas (capítulo V).

Una vez digitalizada la señal de salida de los geófonos mediante el conversor A/D es necesario un sistema de grabación de datos para posteriormente visualizar y procesar los datos. En el caso del sismógrafo BISON, este sistema de grabación está incluido en él, mientras que el sistema DATAQ precisa de un PC accesorio para la grabación de los registros.

Todos estos componentes se encuentran unidos mediante cables cuya presencia no afecta a las frecuencias sísmicas. Estos cables producen pérdidas resistivas de las amplitudes de la señal sin influir en la relación de amplitudes ni en la respuesta de fase. Como ya se ha mencionado, la calidad de los datos se ve afectada principalmente por la fuente de energía utilizada, por el acoplamiento fuente-medio, el tipo de receptores, el acoplamiento receptor-medio y por los amplificadores y filtros empleados en el SAD. Hay que destacar dentro de la instrumentación necesaria para la realización de una campaña de sísmica el empleo de equipos auxiliares como son los de posicionamiento (por ejemplo, la estación total). En lo que sigue se presentan las características electrónicas de la instrumentación, dejando la influencia de los acoplamientos para cada caso concreto estudiado en esta memoria.

III.2. Geófonos

El primer paso en el proceso de registro de señales sísmicas es su detección mediante un geófono acoplado a la superficie del medio a estudiar. El geófono debe proporcionar una señal eléctrica de nivel adecuado para los siguientes pasos del registro dentro de la banda de frecuencia de interés, tener una respuesta lineal, una curva de amplificación-frecuencia conocida y sin cambios abruptos

de pendiente (plana para velocidad o aceleración del suelo), y una respuesta transitoria de corta duración. Los geófonos pueden clasificarse según el tipo de transducción que utilicen para la conversión de la energía mecánica en energía eléctrica; los dos geófonos que se presentan a continuación utilizan transductores electrodinámico y piezoeléctrico. Los geófonos empleados tradicionalmente en sismica terrestre son electrodinámicos; en este capítulo, además, se expone el desarrollo de un prototipo de geófono piezoeléctrico cuya aplicación en la sismica superficial podría abrir nuevas vías para estudios de muy alta resolución.

III.2.1. Geófono electrodinámico comercial

El geófono electrodinámico es un sensor de movimiento que transforma la energía mecánica en eléctrica, siendo la tensión resultante proporcional a la velocidad de este movimiento para frecuencias superiores a la propia. La carcasa de este geófono constituye el sistema de soporte del que se suspende una masa mediante un muelle. Cuando la tierra se mueve, la masa tiende a permanecer en su posición por inercia. La detección del movimiento relativo de la carcasa y la masa suspendida se realiza mediante un imán fijo a la carcasa y una bobina fija a la masa (figura III.1). La tensión inducida por el movimiento de la bobina a través del campo magnético del imán resulta proporcional a la velocidad del movimiento relativo. La corriente que circula por la bobina tiende a oponerse al movimiento de la masa según la ley de Lenz por lo que este sistema se describe por las ecuaciones acopladas (Aki & Richards, 1980):

$$m\ddot{x} + G\dot{x} + D\dot{x} + Kx = m\ddot{z}$$

$$L\frac{di}{dt} + Ri = G\dot{x}$$

donde m es la masa de la bobina, x es el desplazamiento de la bobina relativa al imán, z el desplazamiento del suelo, D la constante de rozamiento viscoso y K la constante del muelle. G es la denominada constante del transductor y su valor es el cociente de la fuerza electromotriz inducida entre la velocidad de la masa. La segunda ecuación representa el circuito equivalente del geófono; el primer término es la suma de la caída de tensión debida a la bobina y a la resistencia total, donde R y L son la resistencia y la inductancia debidos a la bobina más el circuito externo. El segundo término representa la f.e.m. generada por el cambio de flujo magnético al moverse la bobina dentro del campo magnético.

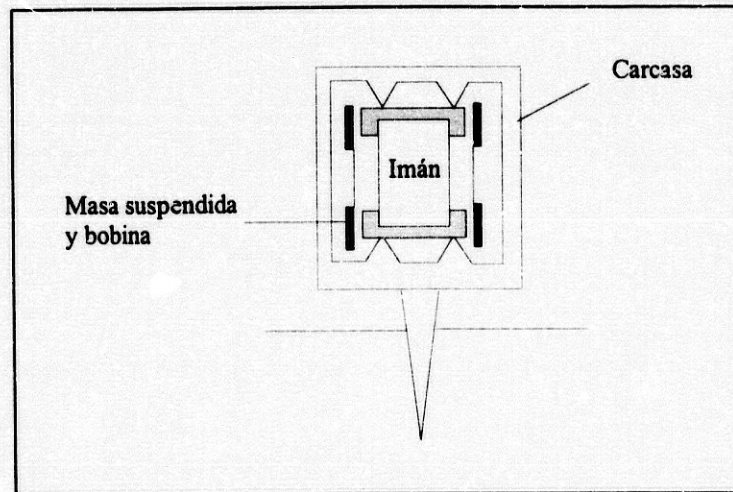


Figura III.1: Esquema de un geófono electrodinámico. La masa y la bobina se encuentran suspendidas de la carcasa mientras que el imán es fijo a la misma.

La función de transferencia del sistema se define como el cociente de la transformada de Laplace de la salida o tensión generada $U(s)$ y de la entrada o desplazamiento del suelo $Z(s)$. Aplicando la transformada de Laplace a las ecuaciones anteriores se obtiene como función de transferencia:

$$H_u = \frac{U(s)}{Z(s)} = \frac{GR_{ext} s^3}{(Ls + R) \left(s^2 + \frac{D}{m} s + w_o^2 \right) + \frac{G^2}{m} s}$$

donde w_o es la frecuencia angular natural del geófono definida por:

$$w_o = \sqrt{\frac{K}{m}}$$

El término de inducción Ls puede despreciarse ya que es mucho menor que R para las frecuencias de interés. Si se introduce en el coeficiente de amortiguamiento δ como la suma del amortiguamiento debido a efectos mecánicos ($\delta_o = D/2mw_o$) y el amortiguamiento generado por la ley de Lenz (G^2/mRw_o):

$$2\delta = 2\delta_o + \frac{G^2}{mRw_o}$$

la función de transferencia es equivalente a:

$$H_u \approx \frac{s^3 G \frac{R_{ext}}{R}}{s^2 + 2\delta\omega_0 s + \omega_0^2}$$

Si se calcula la función de transferencia tomando como entrada la velocidad del suelo, dividiendo la anterior expresión por s , se obtiene una respuesta plana para frecuencias mayores que la frecuencia propia.

La adquisición de datos en las dos zonas de estudio de esta memoria (capítulos IV y V) se llevó a cabo empleando geófonos electrodinámicos comerciales Mark L40 de frecuencia natural 40 Hz cuyas principales características quedan resumidas en la tabla III.1.

Resistencia de la bobina R_c	335 Ω
Constante de transducción G	$1.22 \sqrt{R_c}$ Vs/m
Amortiguamiento con circuito abierto ($2\delta_0$)	$22.2/\omega_0$
Amortiguamiento debido a la bobina ($G^2/mR\omega_0$)	$16.5 R_c/w(R_c+R_s)$
Masa suspendida	7.2 g

Tabla III.1: Valores característicos de la respuesta de los geófonos electrodinámicos Mark L40 facilitadas por el fabricante.

En la figura III.2 se comparan la curva de calibración del fabricante con la obtenida en laboratorio con un acelerómetro patrón de 50 g de masa con respuesta plana para un rango de frecuencias entre 0.1 y 2 KHz (Teixidó, 1996). El equipo utilizado para la calibración del sensor es un equipo Brüel & Kjaer modelo 2034. La frecuencia natural observada en ambas curvas es coincidente aunque en la figura III.2-b se observa una caída en la respuesta debajo de los 3 dB entorno a los 300 Hz. El efecto antirresonante observado en dicha curva alrededor de los 600 Hz es debido a un acoplamiento del acelerómetro patrón con el geófono. Se comprobó que al realizar pruebas sin la carcasa exterior del geófono así como con acelerómetros de menor peso esta disminución en la respuesta no se producía, por lo que se puede considerar como válidas las especificaciones del fabricante. Hay que destacar que es necesario realizar periódicamente comprobaciones de las características de los geófonos ya que éstas pueden variar debido a su utilización en el campo.

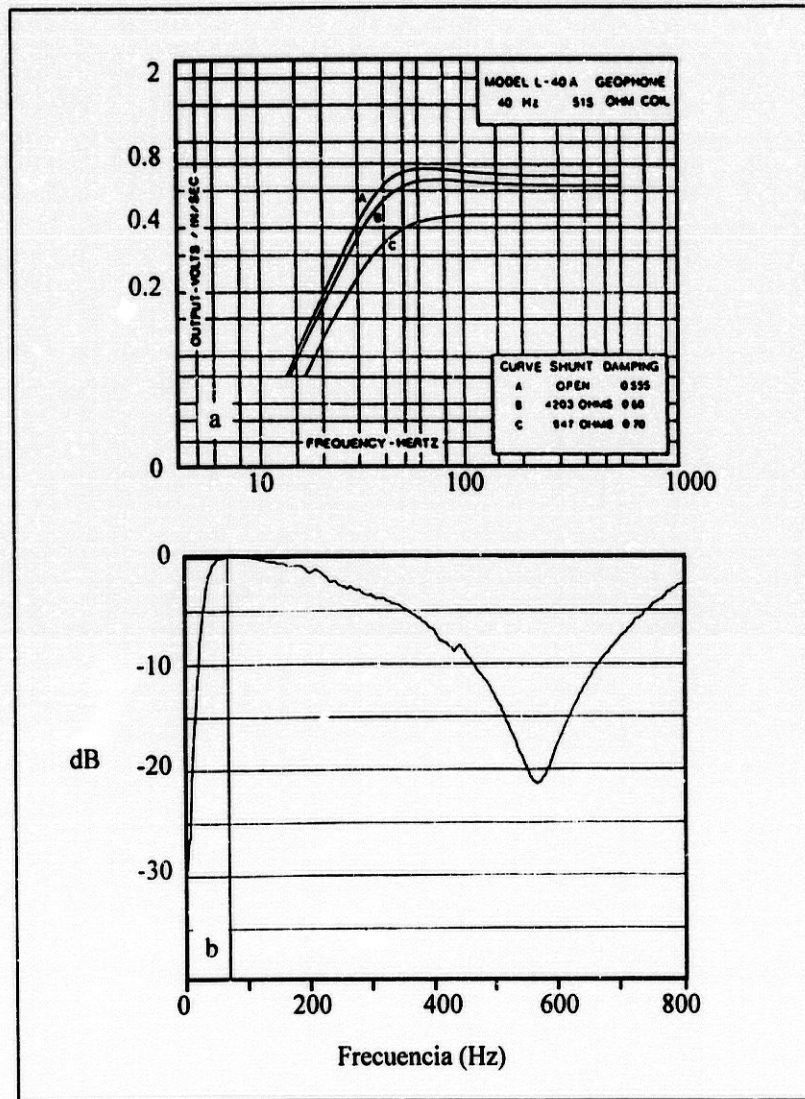


Figura III.2: a) Curva de calibración del geófono electrodinámico Mark L40 facilitada por el fabricante. Destaca la respuesta plana a la velocidad del suelo desde 40 Hz hasta los 800 Hz. b) Curva de calibración obtenida en laboratorio mediante mesa de vibraciones. Se observa una antirresonancia alrededor de los 600 Hz que se atribuye a un acoplamiento del acelerómetro patrón con el geófono electrodinámico.

La elección de la frecuencia natural del sensor depende de las particularidades del estudio a realizar. Idealmente, la respuesta a la velocidad del suelo de un geófono electrodinámico es plana para las frecuencias mayores a la frecuencia natural. En la práctica, existen frecuencias de resonancia parásitas debidas al movimiento horizontal o a otros grados de libertad del geófono (Knapp & Steeples, 1986). Estas resonancias generalmente son dos órdenes de magnitud mayores que la frecuencia natural. Así, en estudios de muy alta resolución este ruido puede solaparse con las frecuencias de interés en el caso de utilizar geófonos de frecuencia natural menor que 40 Hz, por lo

que puede ser aconsejable en ciertos casos el uso de sensores de mayor frecuencia propia. Sin embargo, la utilización de geófonos con tan alta frecuencia natural impide el registro de información de baja frecuencia que puede ser de interés en muchos casos, como podrá verse en el capítulo IV. Por otro lado, hay que tener en cuenta que señales con suficiente contenido espectral a frecuencias muy altas (mayores de 400 Hz), son difíciles de producir salvo que se emplee una fuente sísmica adecuada y el medio posea velocidades sísmicas y características de atenuación apropiadas. Por todo ello, se utilizaron, tanto en el estudio presentado en el capítulo IV como en el capítulo V, geófonos con una frecuencia natural de 40 Hz.

III.2.2. Geófono piezoeléctrico de desarrollo propio

La principal ventaja del desarrollo de instrumentación propia es la posibilidad de controlar su respuesta adaptándola a las necesidades del trabajo y todo ello con un bajo coste económico. Por otra parte, se posee un conocimiento de sus características y componentes electrónicos, por lo que su reparación en caso de fallos puede realizarse en un corto periodo de tiempo. El objetivo del desarrollo de un prototipo de geófono fue la obtención de un sensor de movimiento que permitiese detectar muy altas frecuencias. Dado que la etapa final de adaptación del prototipo para su utilización rutinaria no se ha ultimado, se presentan sus características, ya que puede ser una alternativa a los geófonos electrodinámicos en estudios de muy alta resolución.

El prototipo desarrollado consiste en un transductor piezoeléctrico acoplado a un acondicionador de la señal de salida. El transductor utilizado es un disco de material piezocerámico denominado zumbador piezoeléctrico, el elemento sensible está fijado a un disco metálico montado como diafragma. Originariamente, este tipo de dispositivo comercial es usado para producir vibraciones mecánicas al aplicarse un voltaje variable a sus electrodos, aprovechando el efecto inverso de los materiales piezoeléctricos. El desarrollo del transductor piezoeléctrico para la conversión del movimiento del suelo en señal eléctrica utiliza el efecto contrario. Así, dada la característica de reversibilidad de las propiedades electromecánicas en materiales piezoeléctricos, se ejerce un esfuerzo sobre la placa del zumbador mediante una masa inercial de 18 g situada en el centro del mismo. Esta masa ejerce un esfuerzo T paralelo al eje de polarización del material cerámico, lo que produce una densidad de flujo eléctrico D (Pallás, 1989):

$$D = dT$$

donde d es la constante piezoeléctrica de voltaje del material piezocerámico.

La carga obtenida será, por tanto, proporcional a la fuerza F

$$q = DS = d \frac{F}{S} = dF$$

donde S es la superficie del disco piezocerámico.

La carga producida por un transductor piezoeléctrico tiende a drenarse con el tiempo al no ser continua su respuesta cuando se somete a un esfuerzo constante; por ello, su uso se centra en medidas de cambios dinámicos de variables mecánicas. La respuesta en frecuencias se caracteriza, como se verá en la curva de calibración del geófono presentado, por un gran pico de resonancia, ya que al aplicarle un esfuerzo mecánico variable, el único amortiguamiento al que está sometido es el propio rozamiento interno. Por lo tanto, su utilización como transductor de movimiento debe realizarse por debajo de la frecuencia de resonancia mecánica. Es posible, no obstante, utilizar un dispositivo de amortiguamiento viscoso (p.ej. relleno de fluido) para limitar esta resonancia.

Dado que este tipo de dispositivos posee una salida de bajo nivel y de alta impedancia, se requiere un acondicionador que aumente el voltaje y que ajuste la impedancia de salida a la del sistema de registro. El circuito utilizado para este fin en el prototipo (figura III.3) consta de una resistencia de $1 \text{ M}\Omega$ en paralelo con el sensor, lo cual evita la integración de las corrientes de fuga de la etapa de entrada; posee además un amplificador operacional con realimentación negativa (modelo TL081).

Los otros componentes de dicho amplificador son, por un lado, dos diodos contrapuestos (D1 y D2) de forma que limitan la tensión de entrada al amplificador. La ganancia del amplificador queda controlada por las resistencias $R2$ y $R3$ de acuerdo con la expresión:

$$A = \frac{R2}{R3}$$

En el caso en que la resistencia $R3$ se sustituyera por un potenciómetro, la ganancia de los geófonos se controlaría con la variación de la resistencia. Los condensadores $C1$ y $C2$ tienen la función de desacoplar la alimentación, mientras que el filtro RCL evita la interferencia de radio-frecuencias a la salida del amplificador. Por último, un filtro pasivo paso-alta elimina la componente continua.

Este filtro está formado por un condensador de 10 μF en serie y una resistencia de 20 $\text{k}\Omega$ en paralelo con la salida del geófono, cuya frecuencia de corte es de 5 Hz.

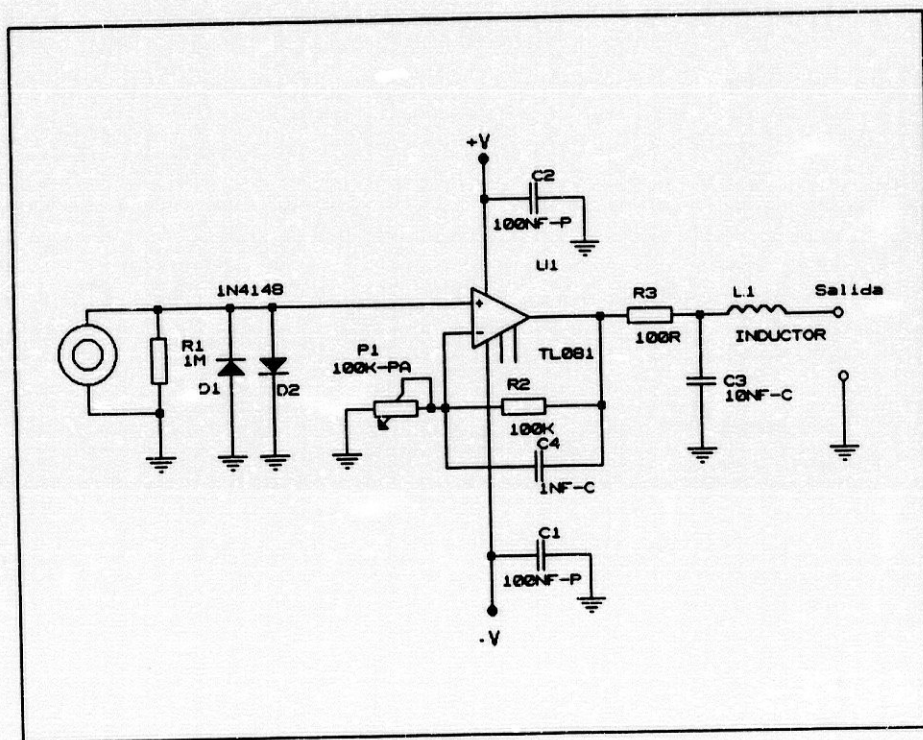


Figura III.3: Circuito del preamplificador de la señal de salida del transductor piezoeléctrico.

El amplificador operacional incluido en el circuito electrónico del geófono requiere alimentación simétrica ($\pm 8\text{ V}$). De esta forma permite el acoplamiento directo de las señales bipolares de los sensores sin ningún filtrado adicional. Para reducir la tensión de los 12 V proporcionados por la batería a los 8 V se utiliza un regulador lineal LM78L08 y tres ICL7660 en paralelo que permiten obtener la correspondiente tensión negativa. Debido a los diodos de rectificación que se utilizan, la tensión no será -8V , sino -7.4 V , lo que no supone ningún problema ya que el fondo de escala del SAD es $\pm 5\text{ V}$.

Para el diseño de la carcasa, se han tenido en cuenta las condiciones en las que se va a utilizar en el trabajo de campo. Debe ser resistente a golpes y capaz de aislar al circuito electrónico de la humedad y del polvo. Por ello, se introdujo el acondicionador junto con el sensor piezoeléctrico en una carcasa cilíndrica de *PVC* de 10 cm de altura con un diámetro de 4 cm (figura III.4).

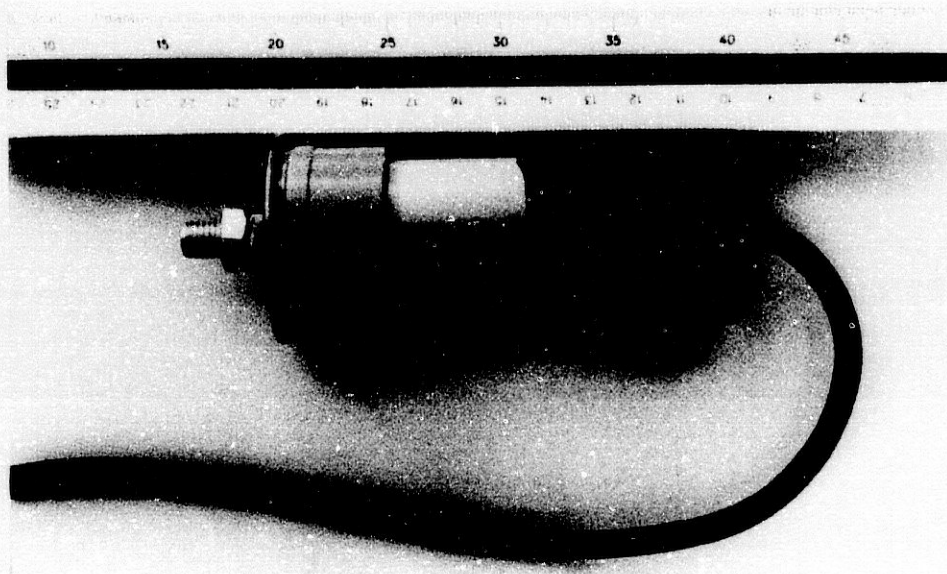


Figura III.4: *Geófono piezoeléctrico de desarrollo propio.*

Una vez desarrollado el prototipo del geófono, se estudiaron las características de su respuesta al movimiento del suelo (figura III.5). La curva de calibración del geófono se obtuvo sometiéndolo, junto con un acelerómetro patrón, a un ruido aleatorio con un excitador de vibraciones Brüel 4808. El acelerómetro patrón utilizado fue un Brüel&Kjaer que presenta respuesta plana en una banda de 0.1 a 12600 Hz. La relación de la respuesta de ambos sensores permite calcular la función de transferencia del sensor piezoeléctrico.

El aspecto más interesante que presenta este sensor sísmico es su respuesta plana a la aceleración entre 6 y 682 Hz, que es un rango de frecuencias adecuado a la prospección sísmica muy superficial. Además, existe una antirresonancia centrada sobre los 220-300 Hz que se atribuye a la falta de rigidez del contenedor utilizado, que hace necesario realizar más pruebas con distintas carcasas. Su bajo coste de producción (4 veces menor que un geófono comercial), así como sus reducidas dimensiones hacen factible el plantearse su fabricación, especialmente para campañas que requieran un gran número de sensores (p. ej. tomografía sísmica, sísmica 3D).

Para el diseño de la carcasa, se han tenido en cuenta las condiciones en las que se va a utilizar en el trabajo de campo. Debe ser resistente a golpes y capaz de aislar al circuito electrónico de la humedad y del polvo. Por ello, se introdujo el acondicionador junto con el sensor piezoeléctrico en una carcasa cilíndrica de *PVC* de 10 cm de altura con un diámetro de 4 cm (figura III.4).

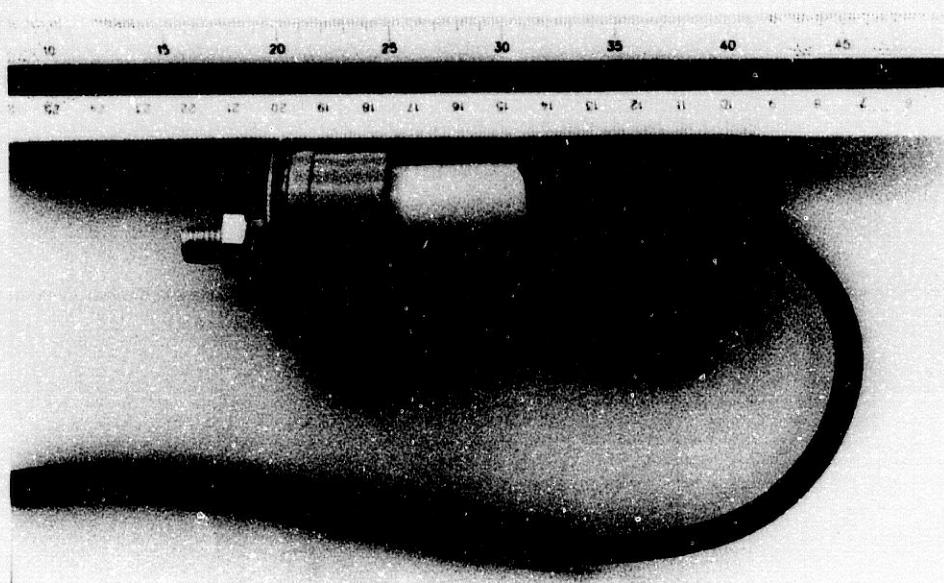


Figura III.4: Geófono piezoeléctrico de desarrollo propio.

Una vez desarrollado el prototipo del geófono, se estudiaron las características de su respuesta al movimiento del suelo (figura III.5). La curva de calibración del geófono se obtuvo sometiéndolo, junto con un acelerómetro patrón, a un ruido aleatorio con un excitador de vibraciones Brüel 4808. El acelerómetro patrón utilizado fue un Brüel&Kjaer que presenta respuesta plana en una banda de 0.1 a 12600 Hz. La relación de la respuesta de ambos sensores permite calcular la función de transferencia del sensor piezoeléctrico.

El aspecto más interesante que presenta este sensor sísmico es su respuesta plana a la aceleración entre 6 y 682 Hz, que es un rango de frecuencias adecuado a la prospección sísmica muy superficial. Además, existe una antirresonancia centrada sobre los 220-300 Hz que se atribuye a la falta de rigidez del contenedor utilizado, que hace necesario realizar más pruebas con distintas carcasas. Su bajo coste de producción (4 veces menor que un geófono comercial), así como sus reducidas dimensiones hacen factible el plantearse su fabricación, especialmente para campañas que requieran un gran número de sensores (p. ej. tomografía sísmica, sísmica 3D).

El prototipo de geófono piezoeléctrico presenta una buena relación entre la aceleración comunicada y la señal eléctrica de salida para frecuencias muy altas, lo que lo hace apropiado para estudios de muy alta resolución frente a los geófonos electrodinámicos comerciales. Es destacable que si bien los sensores piezoeléctricos han sido utilizados para estudios de meteorización de materiales, el prototipo desarrollado constituye uno de los primeros intentos de aplicación de este tipo de sensores a trabajos de campo más convencionales. Como principal desventaja frente a los geófonos electrodinámicos, se encuentra la necesidad de alimentar el amplificador, utilizando dos hilos más para cada cable de comunicación entre el SAD y el sensor. Por otra parte, el disco cerámico es más frágil que los componentes de un geófono electrodinámico por lo que se requiere un mayor cuidado durante el trabajo de campo.

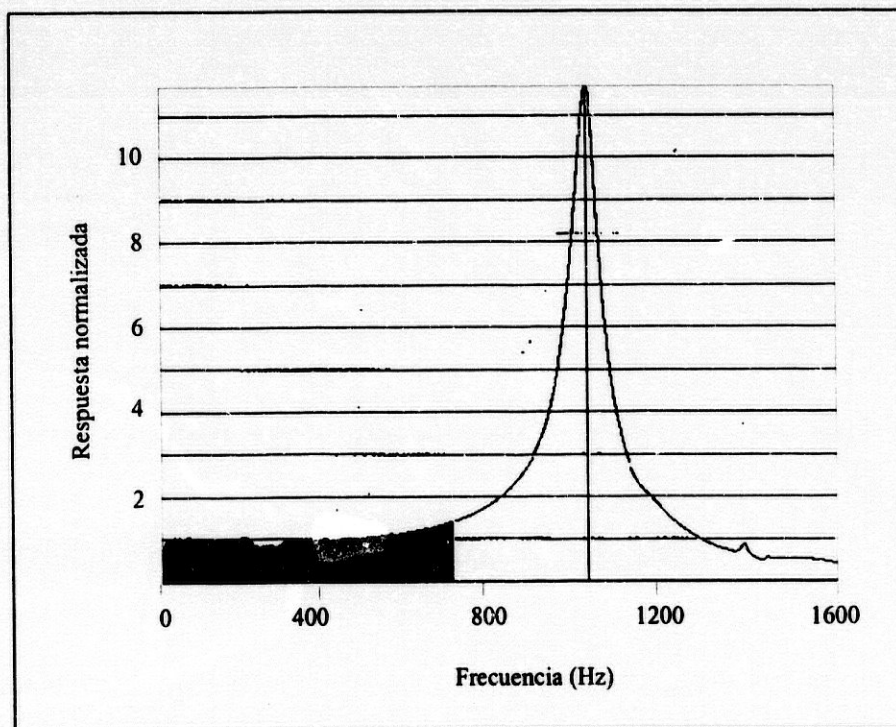


Figura III.5: Curva de calibración del geófono piezoeléctrico obtenida con una mesa de vibraciones y un acelerómetro patrón. Se aprecia una antirresonancia en torno a los 200-300 Hz que se atribuye a la falta de rigidez de la carcasa. Destaca la respuesta plana a la aceleración del suelo para un rango de frecuencias entre 6 y 682 Hz. La frecuencia de resonancia se sitúa en 1000 Hz. La zona negra indica para qué rango de frecuencias la respuesta del sensor piezoeléctrico es como mínimo un 70 % de la respuesta del acelerómetro patrón.

III.3. Sistemas de adquisición y de grabación de datos

El término sistema de adquisición (SAD) se refiere al *hardware* situado entre la salida del geófono y la transferencia al sistema de grabación, y tiene como objetivo amplificar la señal del geófono hasta el nivel requerido para poder convertirla en formato digital. Además, permite modificar su espectro aplicando filtros analógicos, y llevar a cabo la conversión analógica/digital (A/D). En este apartado se describen los sistemas de adquisición utilizados en la adquisición de los datos que han dado lugar a este trabajo; por un lado, el sistema comercial BISON serie 9000 con 48 canales con ganancia automática variable que permite el máximo aprovechamiento del margen dinámico del conversor A/D; el otro sistema utilizado es un conversor comercial A/D DATAQ cuyo *software* de adquisición y su adaptación a la prospección sísmica superficial ha sido de desarrollo propio. Su principal ventaja es la posibilidad de utilizar una alta frecuencia de muestreo, imprescindible para el reconocimiento de anomalías de velocidad mediante los tiempos de las primeras llegadas (capítulo V). Los datos, una vez digitalizados, son transferidos al sistema de grabación, bien en formato simple (la señal de cada traza en cada sub-registro), bien en formato multiplexado (las muestras quedan ordenadas por instantes de muestreo entremezclándose muestras de cada traza). El sistema DATAQ contiene multiplexores de las muestras por lo que el formato de salida es multiplexado, mientras que los datos de salida del conversor A/D del sistema BISON son transferidos en distintos subregistros, uno por cada traza. El sistema de grabación se encuentra incluido en el mismo equipo, mientras que para el sistema DATAQ es necesario utilizar un PC auxiliar.

III.3.1. Sistema de adquisición comercial Bison serie 9000

Este sistema de adquisición, con posibilidad de registro de 1 a 48 canales, ha sido el empleado en la etapa de registro de señales sísmicas de los dos estudios presentados en esta memoria. Como ya se comentó en el capítulo II, uno de los principales problemas planteados en la adquisición de datos sísmicos es el establecimiento de la ganancia, puesto que si se establece teniendo en cuenta la ventana temporal de mayor amplitud puede que no se registren señales débiles de refracción y reflexión. Pero si, por otro lado, el cálculo de la ganancia se basa en las amplitudes de las señales más débiles, las de gran amplitud pueden llegar a saturar los registros. Debido a esto, los amplificadores de punto flotante, IFP, fueron el primer paso de una gran evolución en los sistemas de adquisición, ya que registran cada muestra con su ganancia óptima (Pieuchot, 1984). El sistema BISON emplea un amplificador digital de punto flotante, DIFP, que ofrece las mismas ventajas que el IFP siendo, además, menos complejo. Así, el DIFP ha podido ser adaptado a sistemas de registro

con aplicación en sísmica superficial. Su funcionamiento se basa en registrar cada muestra para todas las ganancias posibles en un rango de 60 dB, determinar posteriormente cuál de estas muestras tiene la ganancia óptima, almacenarla en memoria, y eliminar el resto de las muestras. Este proceso supone que, aunque el convertidor A/D sea de 16 bits, el margen dinámico del instrumento es de 126 dB al utilizar el control automático de ganancia DIFP. Por lo tanto, el sistema de adquisición BISON posibilita el registro de todas las señales generadas en sísmica superficial, tanto débiles como de gran amplitud.

Además, este SAD permite la aplicación durante el trabajo de campo de filtros analógicos tanto paso-baja como paso-alta así como filtros digitales para eliminar la influencia de la red (filtro *notch* de 50 o 60 Hz). El máximo intervalo de muestreo del convertidor A/D es de 0.1 ms por canal, por lo que posee una precisión adecuada para el análisis de los tiempos de las primeras llegadas.

El sistema de grabación se incluye en el mismo instrumento presentando dos tipos de memoria. La primera, denominada *stacking*, es donde se efectúa la suma de los sucesivos registros; por ejemplo, para el caso en el que, con el fin de aumentar la relación señal/ruido, se realicen varios disparos en una misma posición. Estos datos pueden transferirse a la segunda memoria, llamada de grabación, tras lo cual es necesario borrar las muestras que se encuentran en la memoria de *stacking* para así poder efectuar otro registro diferente. El sistema BISON presenta la posibilidad de transferencia de los datos desde la memoria de grabación a un PC, bien por vía puerto paralelo o RS232. La alimentación de este sistema se realiza mediante una batería de 12 V.

III.3.2. Sistema de adquisición DATAQ serie 220

Durante la etapa de adquisición en la zona arqueológica de Millares se dispuso, además del SAD anteriormente presentado, de un sistema de adquisición programable *DATAQ Di-220 PGH* (figura III.6). Este equipo dispone de un convertidor analógico-digital de 12-bits, así como de un procesador digital de señales. Puede ser utilizado con un máximo de 16 canales siendo posible seleccionar la ganancia de cada canal. El convertidor alcanza una frecuencia máxima de muestreo de 83 kHz aunque el mínimo intervalo de muestreo que puede conseguirse es de 0.025 ms, ya que el valor máximo de frecuencia debe dividirse entre el número de canales utilizados.

Una de las principales características de este SAD es la posibilidad de elegir entre registro continuo y registro por disparo o *triggering*. Para aprovechar esta posibilidad se desarrolló el *software* de adquisición en lenguaje de programación C utilizando algunos módulos objeto comerciales (figura III.7). Las principales etapas en la adquisición de datos son: la apertura de comunicación con el PC, la lectura del fichero de configuración en el que se incluyen los parámetros de cada canal, la asignación de la memoria a la que van pasando los datos antes de su grabación definitiva, la elección del modo de registro (*triggering* o continuo), el muestreo de la señal de entrada, el desalojo de la memoria una vez finalizado el muestreo, y el cierre de la comunicación entre SAD y PC.

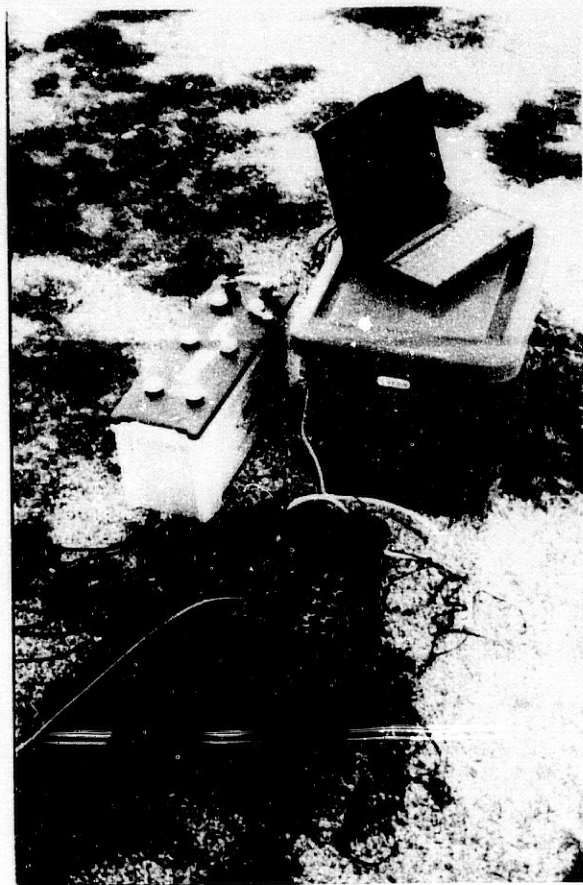


Figura III.6: Sistema de adquisición DATAQ en el interior de un contenedor de plástico que lo aísla del polvo y la humedad. Mediante un cable se conecta a un PC portátil para la grabación de los datos.

Una de las principales características de este SAD es la posibilidad de elegir entre registro continuo y registro por disparo o *triggering*. Para aprovechar esta posibilidad se desarrolló el *software* de adquisición en lenguaje de programación C utilizando algunos módulos objeto comerciales (figura III.7). Las principales etapas en la adquisición de datos son: la apertura de comunicación con el PC, la lectura del fichero de configuración en el que se incluyen los parámetros de cada canal, la asignación de la memoria a la que van pasando los datos antes de su grabación definitiva, la elección del modo de registro (*triggering* o continuo), el muestreo de la señal de entrada, el desalojo de la memoria una vez finalizado el muestreo, y el cierre de la comunicación entre SAD y PC.

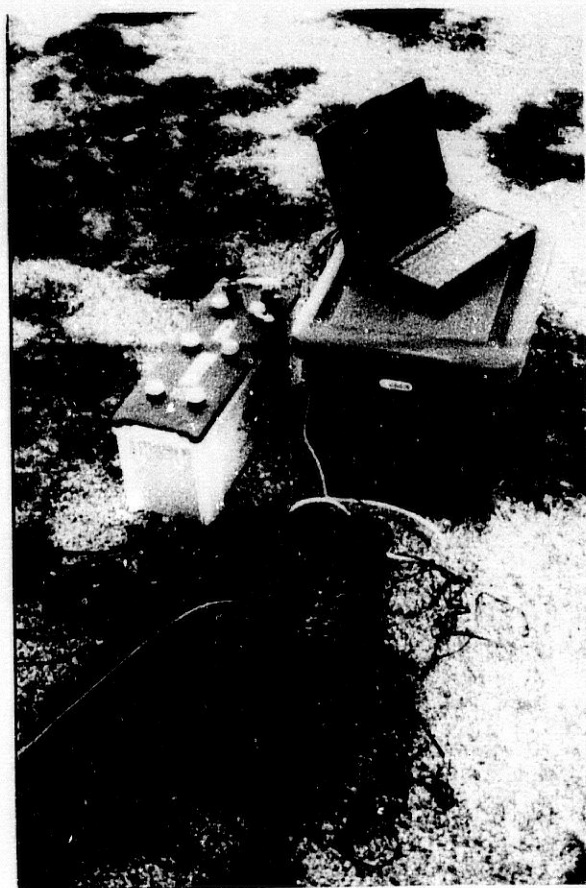


Figura III.6: Sistema de adquisición DATAQ en el interior de un contenedor de plástico que lo aísla del polvo y la humedad. Mediante un cable se conecta a un PC portátil para la grabación de los datos.

Para su utilización en campo, no sólo se desarrolló el *software* de adquisición, sino que se realizaron una serie de mejoras técnicas. Por un lado, se adaptó la alimentación para que pudiera realizarse a través de una batería externa, ya que las internas sólo permiten una autonomía de 3 horas. Para ello fue necesario realizar un circuito que completara la etapa de alimentación de los distintos módulos que se utilizan: el SAD y el PC. El sistema de adquisición se alimenta directamente a 12 V mientras que la tensión necesaria para el funcionamiento del *PC* se obtiene empleando diodos que disminuyen de +12 V a +9 V.

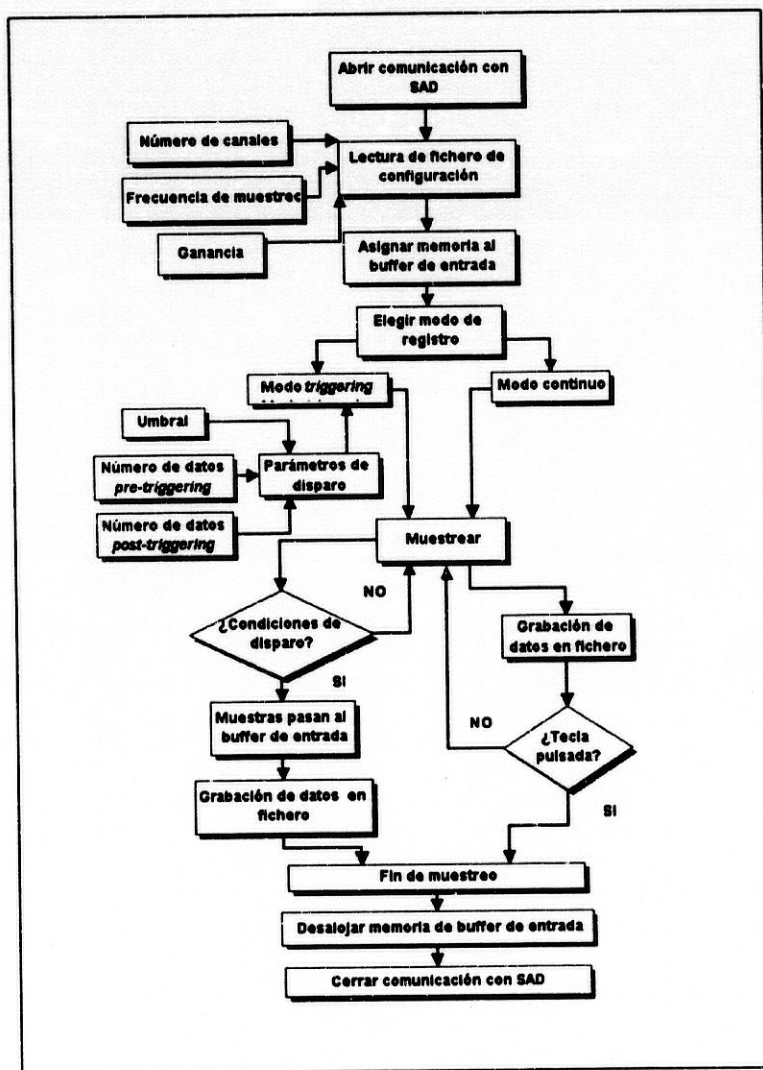


Figura III.7: Diagrama de flujo del software de adquisición de datos para el sistema DATAQ. Este software permite la elección entre modo de registro continuo y de disparo, además de fijar los parámetros de adquisición.

III.4. Resumen y conclusiones

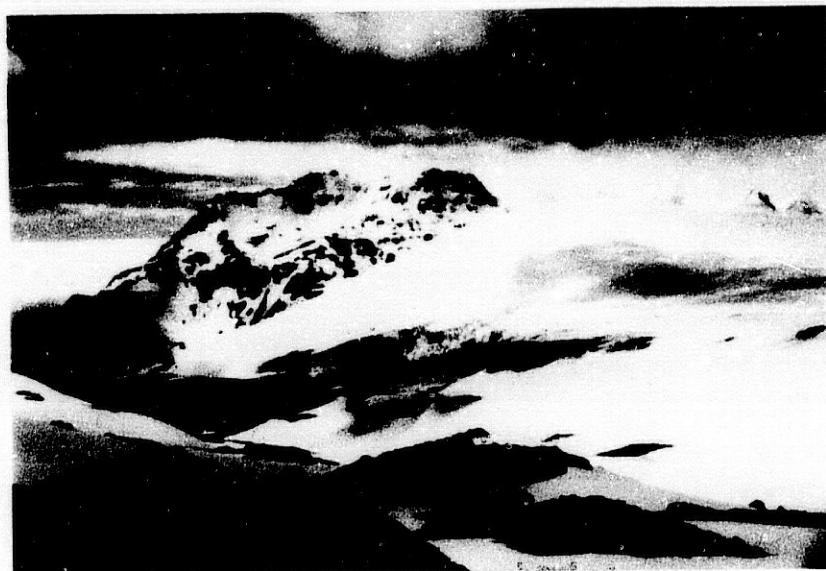
Las posibilidades y limitaciones de la sísmica superficial se deben al diseño de los geófonos y fuentes, a la calidad del sistema de registro y a la relación de sensores y fuente con el medio.

El prototipo de geófono piezoeléctrico presenta una buena relación entre la aceleración comunicada y la señal eléctrica de salida para frecuencias muy altas, lo que lo hace apropiado para estudios de muy alta resolución frente a los geófonos electrodinámicos comerciales. Es destacable que si bien los sensores piezoeléctricos han sido utilizados para estudios de meteorización de materiales, el prototipo desarrollado constituye uno de los primeros intentos de aplicación de este tipo de sensores a trabajos de campo más convencionales. Como principal desventaja frente a los geófonos electrodinámicos, se encuentra la necesidad de alimentar el amplificador, utilizando dos hilos más para cada cable de comunicación entre el SAD y el sensor. Por otra parte, el disco cerámico es más frágil que los componentes de un geófono electrodinámico por lo que se requiere un mayor cuidado durante el trabajo de campo.

El sistema de adquisición y grabación de datos BISON se caracteriza por tener un rango dinámico de 126 dB como consecuencia de usar el módulo DIFP que permite un control automático de ganancia. Esto convierte al sismógrafo BISON en un instrumento óptimo y de gran calidad para el registro de las señales sísmicas generadas en prospección sísmica superficial, como puede verse en los datos que se presentan en los capítulos IV y V.

Por su parte, el sistema DATAQ ha sido adaptado, desarrollando el *software* de adquisición de datos y elementos auxiliares, para su uso en investigaciones sísmicas; su ventaja principal es un intervalo de muestreo de hasta 0.025 ms. De este modo, puede emplearse en estudios de muy alta resolución para la obtención de anomalías de velocidades de propagación en capas superficiales. Por otra parte, aprovechando las características que este sistema presenta, se dispuso de un subprograma para su utilización como sistema de registro continuo. El sistema de registro continuo puede ser usado en aplicaciones geotécnicas.

**CAPÍTULO IV: PROSPECCIÓN SÍSMICA EN EL GLACIAR
JOHNSONS (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA)**



**CAPÍTULO IV: PROSPECCIÓN SÍSMICA EN EL GLACIAR
JOHNSONS (ISLA LIVINGSTON, ANTÁRTIDA)**



IV.1. Introducción

El glaciar Johnsons se extiende en un área de 5 km² en el sur de la isla Livingston (Shetland del Sur, Antártida), formando parte del casquete templado de la Península Hurd. La isla Livingston está situada a 62° 40'S, 60° 30'W presentando una forma irregular con una extensión máxima de 70 km de longitud (figura IV.1). Aproximadamente el 90 % de su superficie se encuentra cubierta por hielo en el que se intercalan diversos niveles de materiales piroclásticos procedentes de las erupciones de la isla Decepción, situada a 40 km al sur (figura IV.1). Los elementos litológicos que se encuentran en la isla Livingston son los mismos que caracterizan el orógeno que se extiende a lo largo de la Península Antártica como continuación de los Andes. Entre estos elementos se destaca un basamento pre-volcánico sobre el que se han superpuesto secuencias de arco volcánico, intrusiones plutónicas, y rocas volcánicas post-subducción (Smellie et al, 1995). En la Península Hurd, la casi totalidad de los afloramientos están constituidos por la denominada "formación turbidítica Miers Bluff" (Hobbs, 1968). La edad de estos materiales no ha podido determinarse con precisión, aunque se estima que su formación se sitúa entre el Carbonífero Inferior y el Jurásico Superior (Smellie et al, 1995). Las características fundamentales que presentan estos materiales son estructura de plegamiento y las capas con posición invertida. Además, pueden encontrarse diversos sistemas de fracturas, así como diques y filones de cuarzo posteriores al plegamiento.

A comienzos de la década de los 70 se realizaron estudios glaciológicos en la parte este del casquete helado de la isla que incluían la medición de velocidades horizontales del flujo de hielo y balances de masa (Curl & Brink, 1974; Orheim & Govorukha, 1982). Investigaciones más globales de la isla, basándose en la cartografía del casquete helado, determinaron una reducción del área glaciar de un 4% en el periodo comprendido entre 1956 y 1991, y ninguna variación significativa entre 1991 y 1996 (Calvet & Corbera, 1993). Además del área del casquete helado, existen observaciones que confirman que el espesor del hielo ha experimentado una disminución desde 1956, que en algunos puntos se establece en 15-20 m (Calvet et al, 1999). El estudio del glaciar Johnsons, que viene realizándose desde 1994, se encuentra enmarcado en el análisis de la dinámica glaciar de la isla. Uno de sus objetivos es obtener la modelización del movimiento de los flujos glaciares de forma que puedan explicarse las características y anomalías observadas, tales como, por ejemplo, la relación entre los pliegues y el flujo del hielo (Calvet & Santanach, 1992).

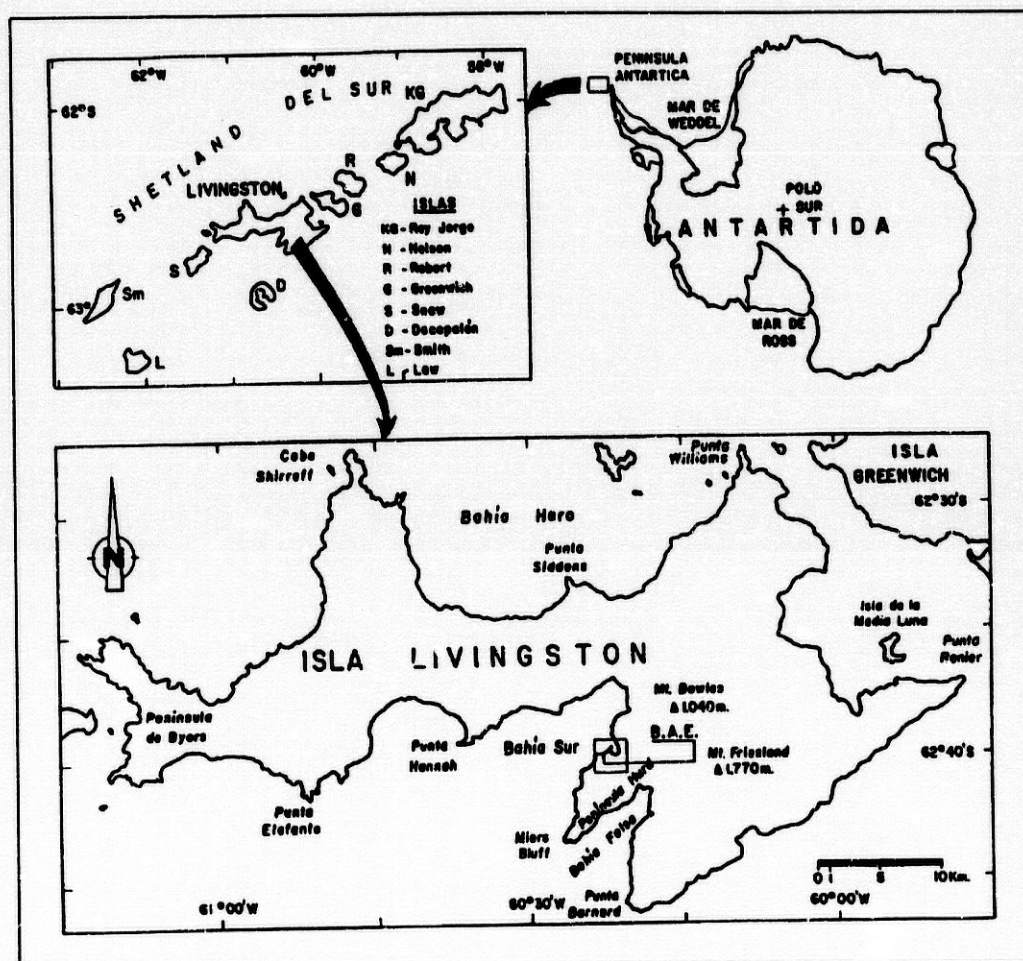


Figura IV.1: Situación geográfica de la isla Livingston. El recuadro marca la localización del glaciar Johnsons en la isla. B.A.E.: Base Antártica Española Juan Carlos I (de López Martínez et al, 1991).

Para la obtención de un modelo válido de la dinámica del glaciar se requiere, por un lado, medir en la superficie de algunos parámetros como las velocidades superficiales del flujo del hielo, los balances de masa y las fluctuaciones de la superficie del hielo, y, por otro, obtener la topografía del basamento y los valores del espesor del hielo. Estos dos últimos parámetros pueden establecerse mediante la utilización de métodos de exploración geofísica. Durante la campaña antártica 92-93, se realizó con este fin una investigación geofísica mediante radioecosonda cuyos resultados no fueron plenamente satisfactorios (Sàbat, 1993) debido a lo inadecuado del equipo utilizado dadas las características del glaciar (Navarro et al, 1997). En general, los glaciares templados presentan más inconvenientes a la utilización del georrádar que los glaciares secos. La temperatura interior de

los glaciares templados (alrededor de 0°C) favorece la presencia de lentejones de hielo e inclusiones de agua con propiedades eléctricas distintas al medio circundante que provocan la dispersión de las ondas electromagnéticas (Smith & Evans, 1972; Nicollin & Kofman, 1994). Además, hay que añadir la presencia de agua de deshielo al realizarse las campañas geofísicas durante el verano austral, dificultando aún más la utilización de la radioecosonda para la investigación de estos glaciares. Como consecuencia de todo ello, la prospección sísmica se planteó como una alternativa viable para la obtención de la profundidad del basamento y su topografía. La exposición del trabajo de campo realizado y el procesado e interpretación de los datos sísmicos adquiridos constituye el núcleo de este capítulo.

Las investigaciones sísmicas sobre hielo en la zona antártica no han sido muy numerosas al estar restringidas a zonas libres de grietas, además de exigir un esfuerzo logístico sustancial. Aunque el objetivo principal de la mayoría de estos estudios ha sido conocer la estructura del basamento bajo el casquete polar (Jarvis & King, 1995; Melhuish et al, 1995), muchos de ellos han obtenido información de las propiedades elásticas de la capa glaciar a través de su influencia en el campo de ondas registrado. Así, pueden encontrarse diferencias en la forma de las ondas registradas sobre el hielo de las plataformas y el continental al favorecerse en el primero la existencia de ondas guiadas (Robinson, 1968) o la influencia de la capa de *firn* en el carácter de las ondas múltiples registradas en investigaciones sobre plataforma (Beaudoin et al, 1992). Se han tenido en cuenta tanto los resultados como los aspectos metodológicos de estos trabajos sísmicos efectuados a mayor escala, así como otros estudios realizados en glaciares templados no antárticos (Levato et al, 1999), dado que el carácter templado del glaciar marca distintas propiedades elásticas que el hielo encontrado en el continente antártico o en las plataformas que lo bordean.

IV.2. Contexto geológico y glaciológico

La información geológica disponible de la zona del glaciar Johnsons se halla recogida en la figura IV.2 correspondiente al corte AA' en el cual se ilustra la litología básica y sus relaciones estructurales. Los afloramientos en ambos extremos indican que el zócalo del glaciar debe estar formado por materiales de metamorfismo de contacto pertenecientes a la formación turbidítica Miers Bluff (MBF), constituidos por areniscas hacia el extremo de Johnsons Dock (WNW) y por pizarras en el extremo del Pico Naiper (ESE). Estos materiales están dispuestos en capas que buzcan 30-45° hacia el WNW (Muñoz et al, 1992). Otra característica importante a tener en cuenta es la

existencia de morrenas presentes en las zonas laterales cuya presencia puede esperarse en cualquier punto del glaciar, debido al efecto erosivo y de arrastre del mismo.

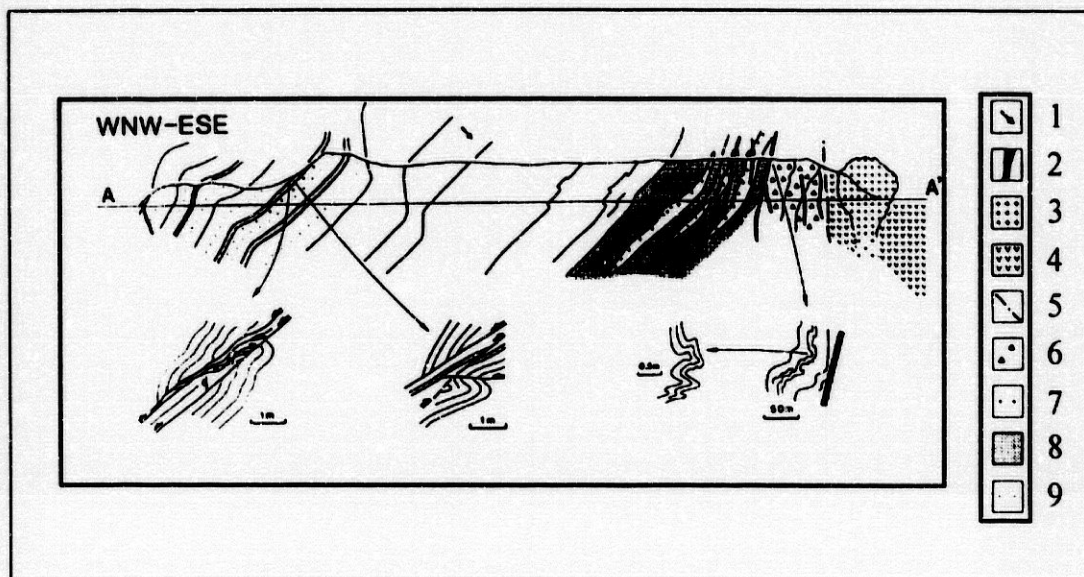


Figura IV.2: Corte geológico a través de la Península Hurd (isla Livingston). La situación del corte AA' se indica en la figura IV.3. Leyenda: 1: polaridad de la serie, 2: diques andesíticos, 3: granitoides eocenos, 4: rocas volcánicas mesozoicas, 5: discordancia, 6: brechas, 7: conglomerados, 8: secuencias greso-peliticas decimétricas y lutitas, 9: arenisca (de Muñoz et al, 1992).

Los diferentes flujos de hielo que forman el glaciar Johnsons confluyen en un frente de 50 m de altura sobre el nivel del mar que se extiende 500 m a lo largo de la costa. De estos flujos, los dos principales son los llamados flujo de Dorotea y flujo de Johnsons (señalados con flechas de trazos, (a) y (b), en la figura IV.3). El primero se desplaza siguiendo dirección norte con una longitud total de 2150 m y una pendiente media de 6°. Por su parte, el flujo Johnsons presenta un buzamiento de aproximadamente 10° con un recorrido de 980 m hacia el SW (Ximenis, comunicación personal). Debido a la convergencia de estos flujos, el hielo se encuentra muy deformado y fracturado. El régimen de movimiento del hielo provoca la aparición de un gran número de grietas perpendiculares a la dirección de los flujos, siendo mayor en el sector NE debido a la mayor pendiente de la zona (Calvet & Santanach, 1992). Este estado de fracturación tendrá una gran influencia en la morfología de las ondas sísmicas, como se verá en los siguientes apartados.

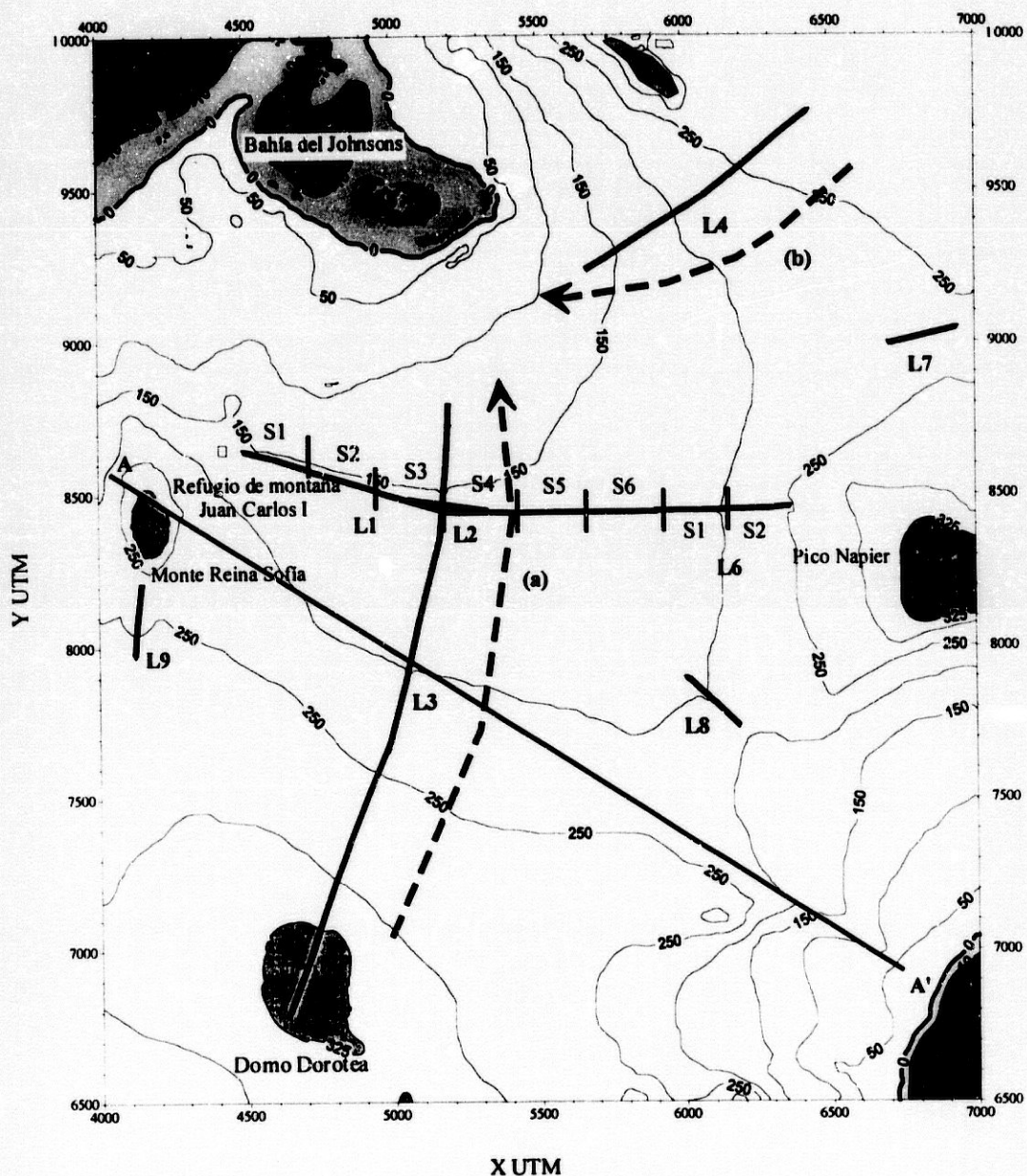


Figura IV.3: Localización de los perfiles sísmicos (L1, L2, L3, L4, L6, L7, L8 y L9) en el glaciar, así como los diferentes sectores para los perfiles L1 y L6. Las líneas discontinuas marcan la dirección de los flujos de hielo más destacados: (a) flujo Dorotea y (b) Johnsons. La línea AA' corresponde a la situación del corte geológico de la figura IV.2. (Digitalización a partir del mapa del SGE, E. 1/25000).

El Johnsons, como sistema glaciar, presenta dos zonas bien diferenciadas al final de la estación estival (figura IV.4). Una zona, denominada zona de ablación, en la que el hielo aflora debido a que cada año la pérdida de masa de nieve excede a la acumulación, y otra zona, llamada de acumulación, en la que el hielo queda cubierto por la capa de nieve invernal. La transición de esta nieve a hielo glaciar se realiza a través de una capa de materia de mayor densidad que la nieve,

acumulación, en la que el hielo queda cubierto por la capa de nieve invernal. La transición de esta nieve a hielo glaciar se realiza a través de una capa de materia de mayor densidad que la nieve, denominada *firn*, originada por la presión ejercida por las sucesivas capas de nieve que año tras año van depositándose. La línea que separa ambas zonas se conoce como la línea de equilibrio. La altitud de esta línea no es constante ya que depende, además de la cuantía de la precipitación de nieve y de que las condiciones climáticas favorezcan o no la acumulación, de la orografía, que es un factor dominante en la distribución de la nieve por el viento sobre la superficie del glaciar. En particular, la acumulación en el flujo Johnsons, donde el relieve actúa como obstáculo para el transporte eólico, es mayor que en la zona donde se sitúa el flujo Dorotea (Ximenis, comunicación personal). Esto produce que la línea de equilibrio en el flujo Johnsons se sitúe en una cota menor que en el resto del glaciar. Se considera una altitud media para la línea de equilibrio en torno a los 250 m sobre el nivel del mar, teniendo una cota de 150 m para el flujo Johnsons.

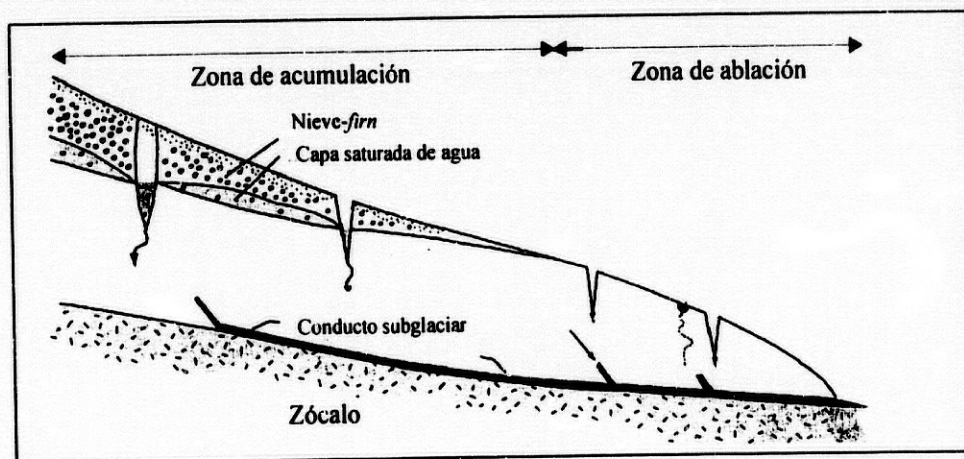


Figura IV.4: Corte longitudinal de un glaciar templado. Se distinguen las características diferentes de la zona de ablación y acumulación. Destacan los conductos que drenan el agua del glaciar desde la superficie hasta el contacto hielo-roca (de Fountain & Walder, 1998).

A partir de las catas realizadas en el glaciar Johnsons se ha encontrado para la nieve un rango de densidades de 0.4 a 0.5 g/cm³, mientras que para la capa de *firn*, éstas se situarían entre los 0.6 y 0.7 g/cm³ (Furdada et al, *in press*). Dado que este glaciar es templado, la densidad del hielo no debe superar los 0.8 g/cm³, siendo menor que la presentada en glaciares secos antárticos (Paterson, 1994).

Como ya se ha comentado anteriormente, el glaciar Johnsons es un glaciar antártico templado lo que supone que su temperatura interior es de 0°C. Esto determina la existencia de un importante

flujo de agua desde la superficie hacia el contacto con el basamento. Esta entrada de agua al sistema glaciar se realiza a través de grietas y túneles verticales debido a que la impermeabilidad del hielo aumenta con la profundidad (Fountain & Walder, 1998). El paso desde la superficie a estos conductos se efectúa de forma directa en la zona de ablación una vez producida la fusión de la nieve invernal mientras que en la zona de acumulación, este paso se realiza de una forma gradual al actuar el *firn* como almacén de agua durante el periodo estival. La cantidad de agua que fluye a través del *firn* depende de la permeabilidad de éste y del grado de saturación. En los glaciares templados es común la formación de una capa saturada de agua en la base del *firn* cuya presencia se ve favorecida por la impermeabilidad del hielo (figura IV.4). La profundidad de esta capa está influenciada por la cantidad de agua de entrada, las características del *firn* y la distancia entre grietas. Una vez en el cuerpo glaciar, el agua fluye por los diferentes conductos hacia el lecho, en donde se encuentran cavidades (*gaps* en el contacto entre el hielo y el basamento), canales de circulación y una capa permeable de sedimentos. Será esta particularidad de los glaciares templados la que determinará el carácter de la señal reflejada en la transición hielo-zócalo como se presentará en el apartado IV.4.

IV.3. Adquisición de datos

IV.3.1. Localización de los perfiles

La adquisición de datos se realizó en dos campañas consecutivas coincidiendo con los veranos antárticos de 1996-97 y 1997-98. Durante la primera campaña se llevó a cabo la adquisición de datos de refracción a lo largo de la línea L1 (figura IV.3) en la misma localización que el perfil de radar efectuado en el verano antártico 92-93 (Sábat, 1993). El objetivo de esta primera línea fue una toma de contacto en el medio glaciar: comprobar la efectividad del método sísmico y valorar el dispositivo experimental estableciendo los parámetros de campo más adecuados. La elección del método de refracción vino condicionada por su mayor operatividad y rápida adquisición de datos, obteniéndose así información de un trayecto de mayor longitud. El perfil L1 se sitúa transversalmente al flujo Dorotea, entre el refugio de montaña Juan Carlos I y el pico Napier, con una extensión total de 1500 m (figura IV.3). Dicha línea quedó dividida en 6 sectores de 235 m cada uno. Como *test* de validación del método de reflexión, se realizó una segunda línea (L2) de 235 m de longitud (figura IV.3), coincidiendo con un tramo de la línea L1 que abarca del punto medio del sector S3 al punto medio del sector S4.

En la campaña 97-98, se adquirieron datos sísmicos de reflexión a lo largo de dos líneas siguiendo la dirección de los flujos principales de hielo, con el fin de permitir la conjunción entre la información sísmica de reflexión y la información glaciológica de superficie disponible para estos dos flujos. Así, el perfil L3 se encuentra localizado siguiendo el flujo Dorotea con una longitud de 2085 m, mientras que el perfil L4 (860 m de longitud) se sitúa sobre la línea del flujo Johnsons (figura IV.3). Durante esta misma campaña se realizaron una serie de perfiles de refracción de un sector de 235 m cada uno (L7, L8, L9), con la finalidad de obtener las profundidades de las zonas limítrofes del glaciar. El perfil de refracción L6 (formado por 2 sectores de 235 m) se llevó a cabo como extensión del perfil L1 adquirido en la anterior campaña, de forma que se completó la información del corte transversal a la dirección de desplazamiento del hielo entre el refugio de montaña y el Pico Napier (figura IV.3).

IV.3.2. Instrumentación utilizada

La detección del movimiento del suelo se realizó mediante geófonos verticales L40-A (Mark Products, Inc.) de 40 Hz de frecuencia natural y 515 ohm de impedancia. Estos sensores se encuentran montados sobre carcasa con púa de 17 cm y cable conector MPS-4 de 1.5 m. La curva de calibración y las principales características de estos geófonos se presentaron en el capítulo III. La señal eléctrica que generan estos sensores de movimiento es transmitida mediante cable al sistema de adquisición. Para los perfiles de refracción se utilizaron dos líneas de cable sísmico de 120 m de longitud mientras que la adquisición de datos de reflexión se efectuó únicamente con una de estas líneas. Cada línea está compuesta por 52 pares de conductores y 24 tomas tipo LMP-4M espaciadas a intervalos de 5 m. Los conectores de ambos extremos son AMPHIB 122 lo que asegura que las conexiones estén aisladas de la humedad. La digitalización de la señal analógica y el posterior registro de datos fue realizada mediante un sismógrafo de 48 canales BISON 9048 cuyas características están descritas en el capítulo III. El sistema se alimenta con una batería de 12 V.

Una de las partes más importantes de la campaña sísmica en el glaciar fue la elección de una fuente sísmica que consiguiera un buen acoplamiento entre ésta y el medio glaciar. Durante la primera campaña se empleó, como fuente sísmica, el rifle de calibre 12" Sissy (*Seismic Impulse Source System*), que dispone de un sistema detonador electrónico. A la vista de los resultados obtenidos y considerando los problemas técnicos que presentó, se optó por emplear otra fuente en la segunda campaña que presentara una mayor facilidad de utilización y, como se verá en el apartado IV.3.6.,

una mayor energía. Con tal finalidad se diseñó un tipo especial de carga explosiva cuyo componente básico es la perclorita. La toma del tiempo origen de disparo se realizó con un geófono iniciador (*starter*) conectado directamente al sistema de adquisición. Los datos registrados fueron transferidos a través del puerto-paralelo del SAD a un ordenador portátil PC al finalizar la jornada de adquisición. La utilización de una unidad grabadora Zip permitió la realización de copias de seguridad de los datos. De forma paralela a la adquisición de datos de sísmica se realizó, mediante la estación total, el levantamiento topográfico de los perfiles realizados.

IV.3.3. Dispositivo experimental

Como ya se comentó en el capítulo II, la disposición de tiros-geófonos es diferente en la adquisición de datos de refracción y reflexión. El dispositivo experimental empleado en los diferentes sectores del perfil L1 y L6 y en los perfiles L7, L8 y L9 consistió en dos puntos de tiro situados a 30 ó 50 m de ambos extremos de la línea sísmica, un punto de tiro en el primer y último geófono y un tiro central situado entre las estaciones 24 y 25 (figura IV.5-a). Cada sector estaba compuesto por dos líneas de 24 tomas conectadas entre sí. Durante la primera campaña la distancia máxima entre tiro lejano y geófono más cercano fue 30 m debido a la limitación de energía de la fuente sísmica utilizada. Una distancia mayor habría supuesto la pérdida de información de las primeras llegadas en las estaciones sensoras más lejanas por una insuficiente relación señal/ruido. En la adquisición de datos de refracción de la segunda campaña, esta distancia pudo aumentarse a 50 m dada la mayor energía de la fuente sísmica utilizada.

Los datos de sísmica de reflexión de la línea L2 se obtuvieron disparando cada 10 m entre las posiciones de los geófonos, comenzando a 30 m del primero y finalizando a 20 m del último. Se utilizaron dos líneas sísmicas conectadas entre sí, permaneciendo fijas las estaciones sensoras para cada disparo (figura IV.5-b).

Durante la campaña 97-98, se estableció como prioridad la rapidez de adquisición de datos con el objetivo de realizar perfiles de reflexión de mayor longitud. Para ello se empleó una línea sísmica simple de 24 canales y una geometría de tiro en cabeza (figura IV.5-c). El avance de disparo y de la línea se fijó en 10 m mientras que la distancia del punto de tiro al primer geófono (*offset* más cercano) fue de 30 m. La línea sísmica se empleó de forma similar al tradicional *streamer* de sísmica marina. Ésta se fijó a una cuerda de escalada estática de forma que realizase los esfuerzos de arrastre de la línea sobre la nieve y evitar así tensiones en el cable sísmico.

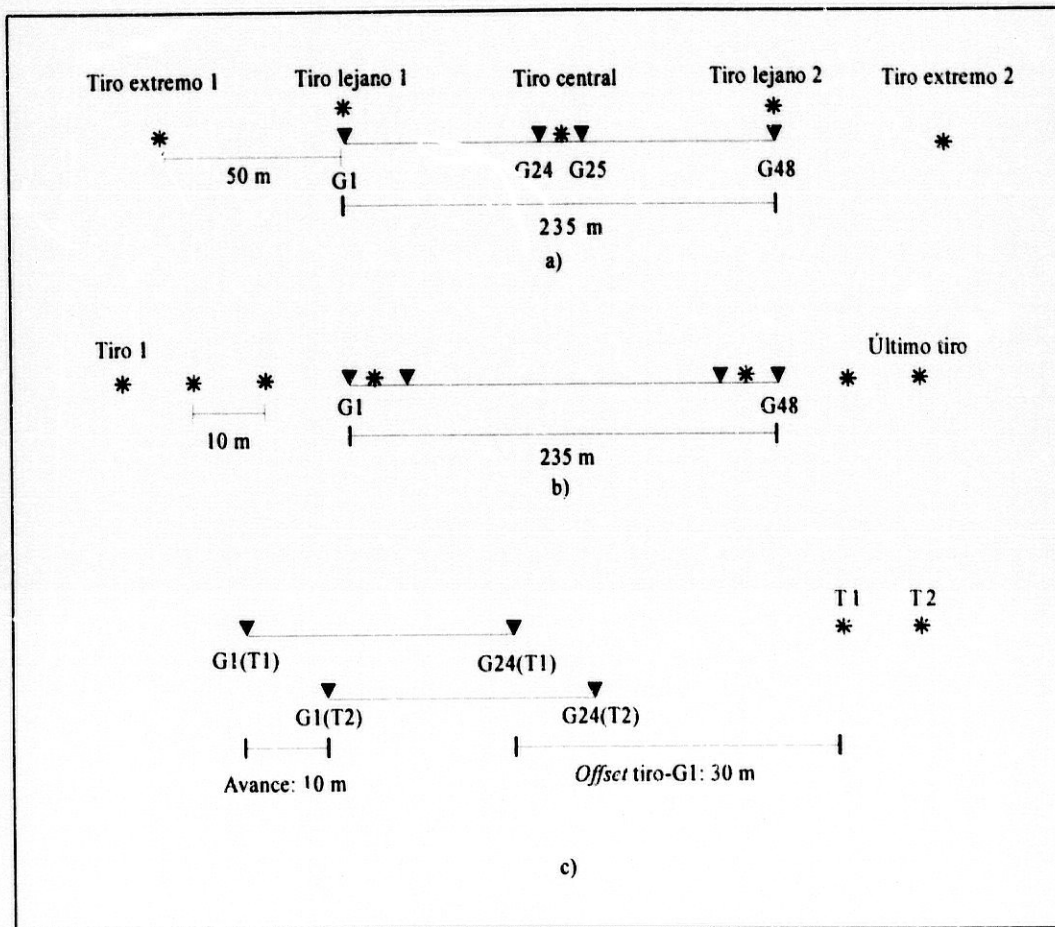


Figura IV.5: Esquema de los dispositivos experimentales empleados para la adquisición de datos en: a) los perfiles de refracción, b) el perfil de reflexión L2 y c) los perfiles de reflexión L3 y L4. Tanto para a) como para b) el dispositivo es fijo, mientras que c) es un dispositivo experimental móvil en el que el cable sísmico se desplaza antes de la realización de cada disparo.

IV.3.4. Parámetros de campo

En la tabla IV.1 se presentan los parámetros de adquisición utilizados durante ambas campañas para los datos de refracción y reflexión. En la segunda campaña, la ventana temporal se amplió a 500 ms al utilizar una fuente de mayor energía puesto que se esperaba una buena relación señal/ruido en tiempos mayores. Para poder realizar una identificación fiable de las primeras

llegadas se empleó un intervalo de muestreo de 0.1 ms. Este intervalo de muestreo temporal supone una frecuencia de Nyquist de 5000 Hz, cuyo valor es suficientemente grande como para no tener problemas de *aliasing* temporal con las señales esperadas. Por su parte, el número de onda de Nyquist correspondiente al espaciado entre geófonos es de 0.1 m⁻¹. Se comprobará que, para algunas señales que se propagan lentamente, existe *aliasing* espacial. Los filtros analógicos se eligieron en el campo de forma que el único filtrado de la señal lo realizó el propio geófono dependiendo de su respuesta.

Parámetros de adquisición	Campaña 1996-97	Campaña 1997-98
Espaciado entre geófonos	5m	5 m
Ventana temporal de registro	200 ms	500 ms
Intervalo de muestreo	0.1 ms	0.1 ms
Filtros analógicos Butterworth	8-4000 Hz	8-4000 Hz
Número canales/registro	48	24 (reflexión) 48 (refracción)

Tabla IV.1: Parámetros de adquisición utilizados durante las campañas 96-97 y 97-98 para los perfiles de refracción y reflexión.

IV.3.5. Trabajo de campo

Las características especiales del medio de estudio condicionan en gran medida el método de adquisición de datos. Así, la existencia de grietas en el hielo impuso que todo el trabajo de campo se realizara con una serie de medidas de seguridad que ralentizaron la adquisición de datos (figura IV.6). Otro aspecto importante que tuvo que tenerse en cuenta fue el periodo de tiempo disponible, limitado por la fusión de nieve, puesto que es imprescindible la existencia de una capa de nieve de suficiente grosor que actúe como puente sobre las grietas de hielo para poder desplazarse sobre ellas. Además, tanto el emplazamiento de los geófonos como el de los tiros se efectúa de manera más rápida en la nieve que sobre el hielo directo. En este contexto se observó que la principal causa de ruido natural fue el viento que influyó de manera importante en la calidad de los registros.

La adquisición de los datos de refracción, así como de los datos de reflexión del perfil L2 se realizó con un dispositivo experimental fijo. El proceso comenzaba con la implantación de las dos líneas sísmicas y el correspondiente marcaje de su posición con estacas en los extremos de cada una de

ellas. Posteriormente, se procedió a determinar su posición mediante la estación total. Los geófonos se emplazaron en la capa de nieve a una profundidad de 30-40 cm para mejorar la relación señal/ruido, al disminuir así el efecto del viento y de la onda aérea generada en el disparo. Para la realización del disparo se localizaba una capa de rehielo de las existentes dentro de la capa de nieve invernal, pues así se obtenía un mayor confinamiento de la fuente sísmica. En el caso de los explosivos, estos se situaban a una profundidad de 2 m aproximadamente, más profundos que el rifle sísmico (SISSY) que efectuaba la liberación de energía alrededor de 1 m.



Figura IV.6: *Medidas de seguridad para la adquisición de datos sobre el glaciar. El personal de adquisición se unía mediante cuerda y mosquetones a una cuerda de escalada estática. Ésta a su vez se encontraba unida a dos motos de nieve, una en cada extremo de la línea sísmica. Este procedimiento, imprescindible para el desplazamiento sin peligro sobre la superficie del glaciar, ralentizaba en gran medida la adquisición. Se observan además el cable sísmico (atado a una segunda cuerda de escalada) y los geófonos situados sobre la nieve.*

Los perfiles L3 y L4 se realizaron mediante un dispositivo experimental móvil. En este caso, el marcaje de la posición de los perfiles se efectuó con estacas emplazadas cada 100 m del tramo recorrido. Los geófonos se implantaron sin enterrarlos en nieve para agilizar el proceso de medida, mientras que el disparo se efectuaba de la misma forma que en las otras líneas. Después de cada tiro se procedía a levantar los geófonos y se arrastraba la línea sísmica 10 m, para realizar el siguiente disparo.

Tanto para el dispositivo fijo como para el dispositivo móvil, la medición de las posiciones de las líneas sísmicas se realizó en días próximos a la adquisición de datos con el fin de evitar la pérdida

de estacas, debido fundamentalmente a los fuertes vientos dominantes. Esta medida es de gran importancia en cualquier método geofísico, pero en el caso de un glaciar, la obtención de las coordenadas de las estaciones debe efectuarse de forma cuidadosa dados los cambios del relieve superficial por fusión y acumulación de nieve, y dadas las pocas referencias cartográficas existentes de este tipo de zonas, al ser escasos los afloramientos rocosos.

El archivo de datos siguió un proceso de grabación estándar: en primer lugar se comenzó con el registro de las señales detectadas por las estaciones sensoras tomando como origen de tiempo el momento en el que se recibe la señal del geófono *starter*; en segundo lugar, estos datos se pasaron al disco duro del sismógrafo; una vez terminada la jornada de adquisición se realizaba la transferencia de los ficheros al PC portátil y se hacía una copia de seguridad en disquetes Zip. Hay que destacar que el volumen total de datos asciende a 500 Megabytes.

IV.3.6. Comparación de fuentes utilizadas

La transmisión de energía de la fuente sísmica al medio presenta serios problemas en un glaciar dada la poca compactación de la capa de nieve más superficial. Por ello, durante las dos campañas, la fuente sísmica se situó en capas de rehielo que, al presentar una mayor densidad, facilitan el acoplamiento entre la fuente y el medio.

En la campaña 96-97 se optó por una fuente sísmica comercial diseñada para investigaciones sísmicas superficiales. Las características de esta fuente SISSY (*Seismic Impulse Source System*) son similares a las del rifle sísmico (Pullan & MacAulay, 1987), aunque difieren en algunos aspectos del diseño y en la forma de utilización (figura IV.7). Con una longitud de 1.25 m y un radio exterior de 0.025 m, esta fuente sísmica puede emplearse en orificios de hasta 1 m de profundidad con un diámetro de 0.05-0.07 m. El cartucho que se sitúa en la parte inferior es detonado electrónicamente. Esta fuente ha sido utilizada con excelentes resultados en investigaciones en medios sedimentarios (Wiederhold et al, 1998). Sin embargo, durante la primera campaña realizada en el glaciar Johnsons, SISSY presentó un insuficiente confinamiento en la capa nívica, por lo que parte de la energía generada en la explosión se disipaba hacia el aire. Por otro lado, el fuerte retroceso que experimentaba produjo una serie de problemas técnicos que ralentizaron la adquisición de datos. Estos inconvenientes, unidos a una falta de energía en las primeras llegadas de los geófonos con mayor *offset* llevaron a la utilización de una segunda fuente sísmica en la campaña 97-98. Como ya se mencionó en el apartado IV.3.2., este segundo tipo de

fuerza consistió en un explosivo de baja energía y de reducido tamaño (cilindro de 10 cm de alto y 2 cm de radio) cuyo principal componente es la perclorita (figura IV.8).

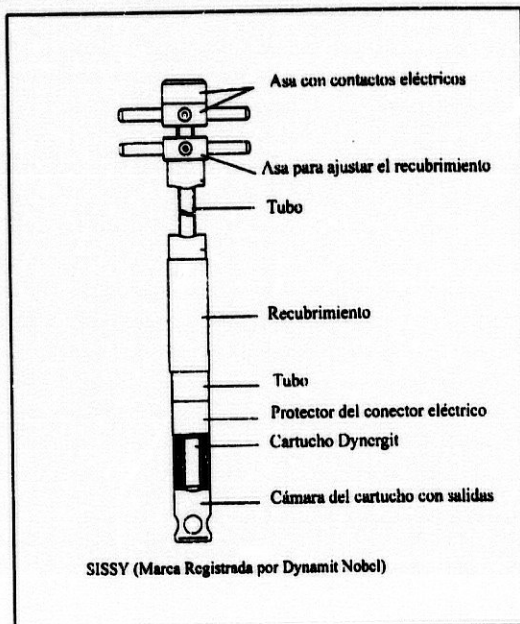


Figura IV.7: Esquema de la fuente sísmica Sissy (Seismic Impulse Source System) y sus principales componentes (de Wiederhold et al, 1998).

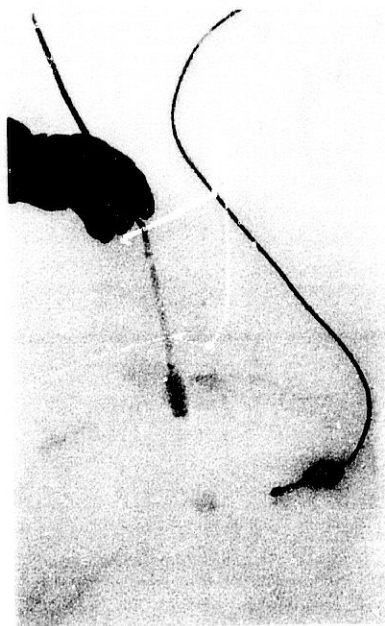


Figura IV.8: Explosivo de perclorita empleado como fuente sísmica. Para un mejor acomplamiento con el medio, se sitúa el explosivo en las capas de rehielo, por lo que es necesario realizar un agujero de 1-2 m de profundidad. Se observa el geófono starter situado en las proximidades del punto de disparo.

La adquisición con dos fuentes sísmicas distintas ha permitido realizar el estudio comparativo de sus características energéticas y de su contenido espectral en el medio glaciar. Para la comparación energética se han elegido el registro correspondiente al último tiro del perfil L1 y al primero de la línea L6, ambos con una distancia tiro-primer geófono de 50 m. Aunque estos registros correspondan a distintas posiciones, su comparación es viable al observarse una similitud en la forma de las ondas (figura IV.9), lo que muestra que en este trayecto el glaciar se encuentra formado por un hielo con morfología homogénea. Por otro lado, el hecho de que su adquisición se haya producido en distintos periodos estivales sólo influye en la cantidad de nieve invernal acumulada. Esta capa superficial es de espesor mínimo al final de campaña, y sólo afecta a las ondas que viajan directamente por ella, efecto que se ha disminuido eligiendo dos registros con *offsets* de 50 m que aseguran un frente de ondas que viaja básicamente por el hielo. Por todo ello, es de esperar que las diferencias observadas en estos registros adyacentes sean debidas principalmente a las características propias de las fuentes utilizadas y a su acoplamiento con el medio.

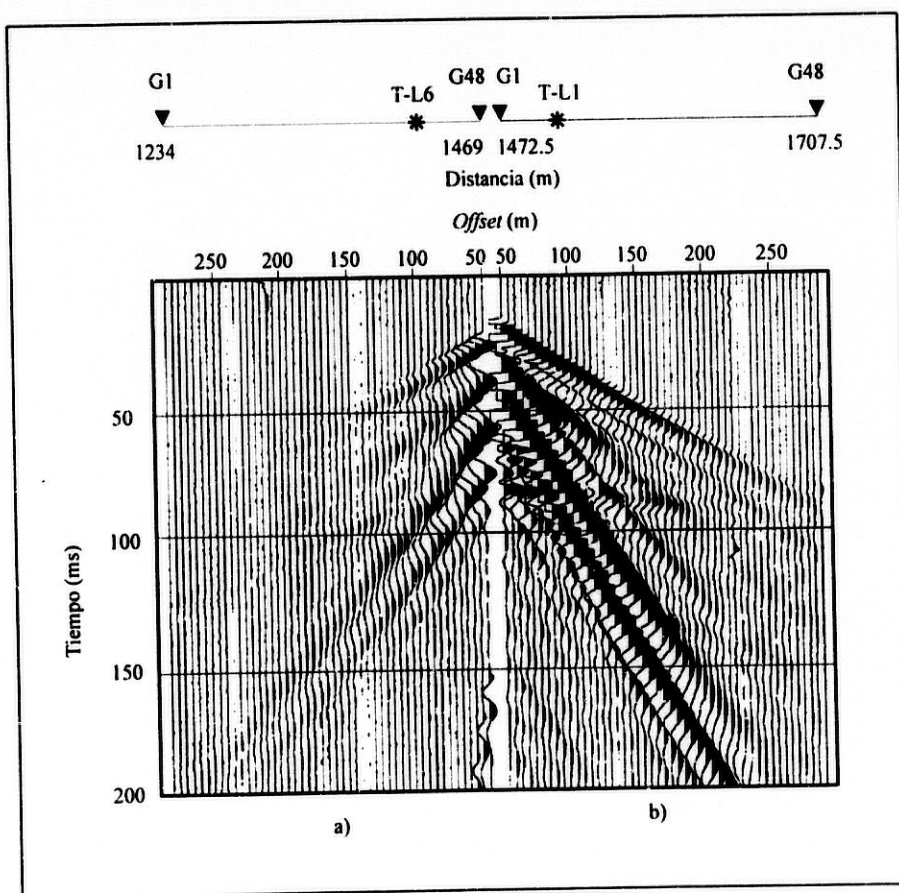


Figura IV.9: Registros adquiridos con la fuente generadora de energía sísmica SISSY (a), y con explosivos de baja energía (b). En la parte superior se detalla la posición de los disparos y geófonos para ambos registros. A nivel cualitativo se aprecian señales de mayor amplitud en (b) respecto a (a).

En la figura IV.9 se observa como los registros de las ondas producidas con explosivos presentan una mayor relación señal/ruido que en los que se utiliza Sissy como fuente sísmica. Este hecho queda más claramente de manifiesto al realizar un estudio comparativo de la relación señal/ruido de las primeras llegadas para las dos fuentes. El tener una buena relación señal/ruido es de gran importancia en sísmica de refracción, ya que determina la incertidumbre con la que podemos identificar los tiempos de las primeras llegadas. En la figura IV.10 se representa la variación de la relación señal/ruido ($Q_{S/N}$) con la distancia tiro-geófono. Como estimador de dicha relación se ha tomado el cociente entre el valor RMS de las amplitudes en una ventana temporal de 20 ms a partir de la llegada del primer pulso, y el valor RMS del ruido en una ventana temporal de 14 ms anterior a las primeras llegadas (Staples et al, 1999):

$$Q_{S/N} = \frac{A_{RMS\ t_0}^{t_0+20ms}}{\rho_{RMS\ t_0-14ms}^{t_0}}$$

donde t_0 es el tiempo de la llegada del primer pulso A_{RMS} , es la amplitud RMS entre t_0 y t_0+20 ms y ρ_{RMS} es el ruido RMS entre t_0 y t_0-14 ms y.

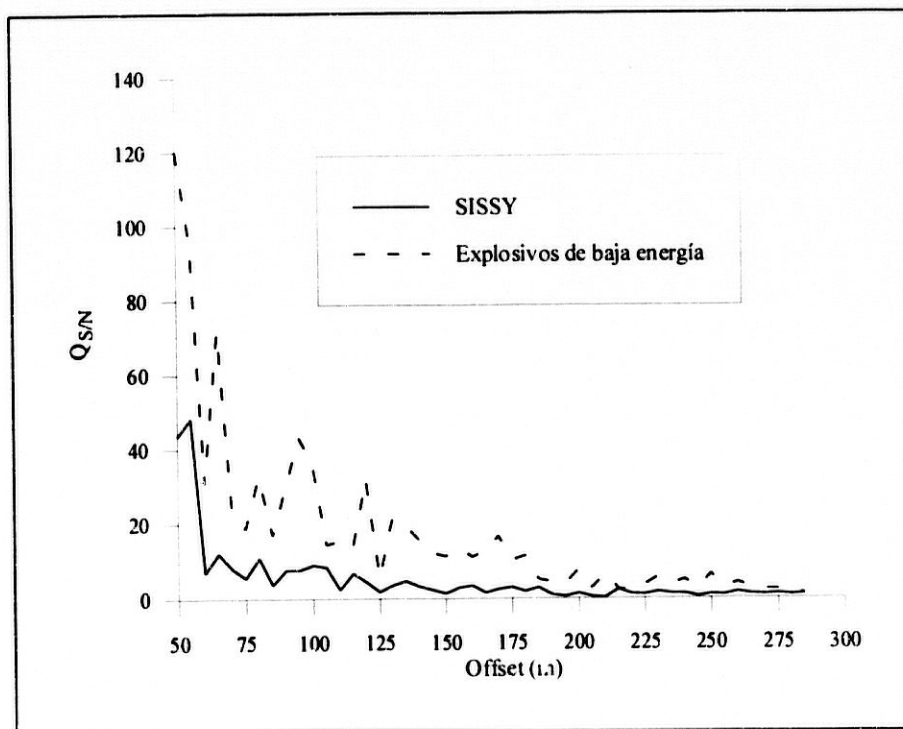


Figura IV.10: Variación del cociente aparente señal/ruido con el offset midiendo la amplitud RMS en una ventana temporal de 20 ms a partir de las primeras llegadas de los registros mostrados en la figura IV.9. Resalta el hecho de que $Q_{S/N}$ presenta valores menores para Sissy que para los explosivos.

Este cociente, así obtenido, representa una sobrestimación aparente de la relación entre el ruido y la señal puesto que el ruido sísmico está también incluido en la ventana temporal de 20 ms. En la misma figura se observan unos valores menores del cociente $Q_{S/N}$ para el registro correspondiente a Sissy que para el adquirido con explosivo. Es importante constatar que para *offsets* mayores que 190 m la relación señal/ruido para las primeras llegadas generadas con Sissy es prácticamente 1, lo que hace difícil identificar los tiempos de llegada para las refractadas críticas y directas. Para la otra fuente, $Q_{S/N}$ es mayor que 1 hasta los 300 m de distancia entre tiro y geófono.

El estudio de las características espectrales se ha realizado con los registros de tiros situados en el primer geófono de ambas líneas (L1 y L6), una vez eliminadas las trazas saturadas para evitar artefactos en el cálculo de la transformada de Fourier. La figura IV.11 muestra los resultados del análisis espectral revelando un mayor contenido energético del registro de perclorita para frecuencias mayores de 200 Hz. El máximo para ambos espectros se encuentra situado alrededor de los 100 Hz, si bien el espectro del registro obtenido con Sissy muestra un mínimo relativo a unos 90 Hz.

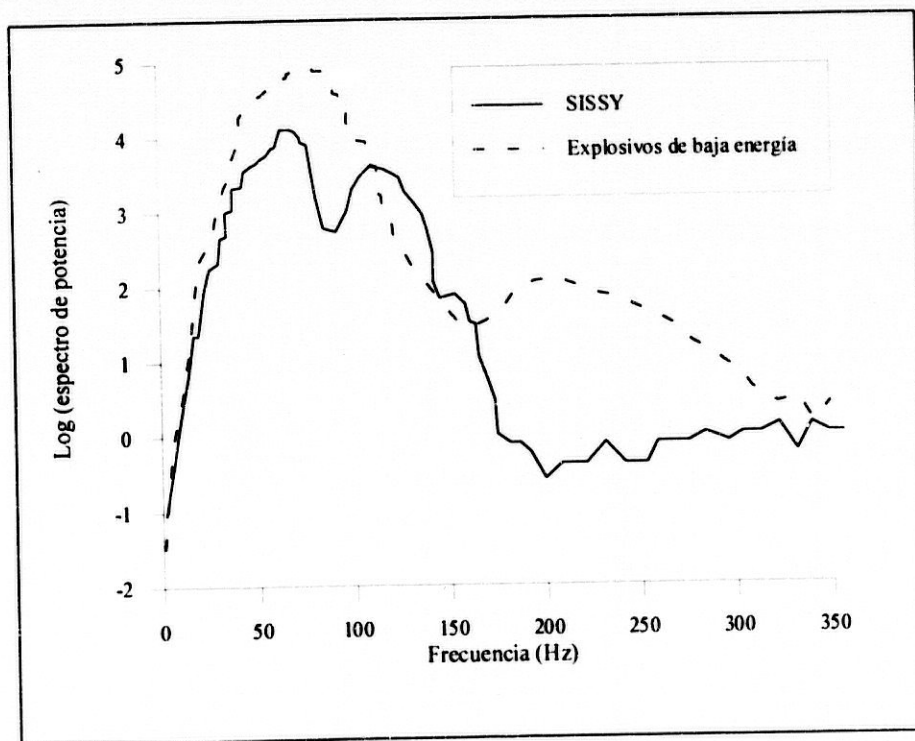


Figura IV.11: Comparación del logaritmo del espectro de potencia de los registros correspondientes a tiros adyacentes de la línea L1 y L6 adquiridos con Sissy y con explosivos, respectivamente. Se observa un mayor contenido energético en el ancho espectral para los explosivos, especialmente entre 150 y 300 Hz.

Estas diferencias en el contenido energético presentadas por ambas fuentes pueden ser debidas a las distintas características de la composición del explosivo. Además, es de destacar el insuficiente confinamiento de la fuente SISSY en la capa superficial causando una pérdida importante de la energía transmitida al medio; también hay que señalar que la profundidad máxima de disparo alcanzada con esta fuente es menor que la utilizada con los explosivos. De todas las características presentadas, se desprende que para un glaciar los explosivos constituyen una fuente sísmica más adecuada que la SISSY, añadiéndose el factor de que favorecen un mayor rendimiento en la adquisición de datos dada su fácil utilización.

IV.4. Descripción de los datos: características y relación con el medio de estudio

El conocimiento de las características principales del campo de ondas sísmico posibilita elegir los pasos del procesado y definir de manera adecuada los parámetros del cálculo, además de aportar información complementaria sobre el medio de estudio. Así, previamente a la aplicación de las técnicas de procesado de refracción y reflexión sísmica, se ha procedido a realizar un análisis de los datos adquiridos. Aunque la morfología de cada registro sísmico es consecuencia de las características del sector del glaciar que se está estudiando (estado de fracturación del hielo, estructura de la capa névea, etc), es posible identificar una serie de señales comunes presentes en la mayoría de los registros obtenidos (figura IV.12).

La llegada de las ondas directas que viajan por la capa más superficial ha podido registrarse en los geófonos más próximos a la fuente (figura IV.12-a). Para estas ondas se observan velocidades de propagación entre 1500 y 2800 m/s. Las velocidades más bajas corresponderían a la capa de nieve del año mientras que las más altas con zonas de rehielo y *firn*. Estas llegadas no se observan en todos los registros ya que el espesor de la capa más superficial decrece con el avance de la estación estival.

Las primeras llegadas correspondientes a la refracción crítica en la parte superior del hielo muestran velocidades aparentes de aproximadamente 3000 m/s. Las ondas refractadas críticas (figura IV.12-b) que regresan a la superficie a distancias *offsets* mayores presentan velocidades aparentes, entre 3500 y 3800 m/s. En muchos de los registros obtenidos es posible comprobar que estas llegadas presentan un carácter reverberativo (IV.12-c). La explicación de este fenómeno se encuentra en la generación de ondas refractadas en el hielo y reflejadas en la discontinuidad aire

nieve que viajan con la misma velocidad que las primeras refractadas críticas, pero cuya llegada es posterior debido a su mayor recorrido (Crary, 1963).

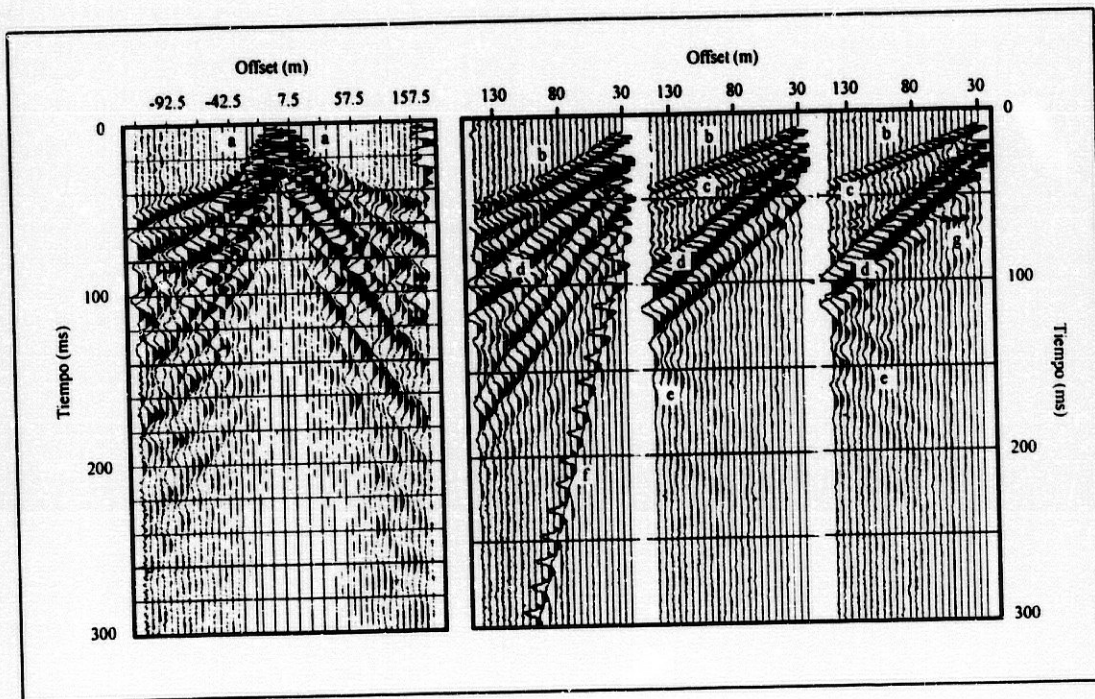


Figura IV.12: Ejemplos de datos de campo donde: a) onda directa, b) ondas refractadas críticas, c) reverberaciones de las ondas refractadas críticas b) debidas al gradiente de velocidad sísmica en la capa más superficial, d) ondas superficiales, e) ondas superficiales reflejadas en las grietas, f) onda aérea y g) ondas reflejadas en el basamento.

Los datos sísmicos adquiridos en el glaciar Johnsons se caracterizan por la presencia de ondas superficiales (IV.12-d) de gran amplitud que muestran *aliasing* espacial para las altas frecuencias, como puede verse en la figura IV.13, donde se ha realizado un análisis frecuencia-número de onda (F-K). Estas ondas están formadas por la componente vertical de las ondas Rayleigh. Analizando los registros del perfil L3 puede constatar el hecho del carácter cambiante de las ondas superficiales registradas a lo largo de él. Así, el registro correspondiente a la zona de mayor cota (figura IV.14-a) se caracteriza por ondas superficiales con dos trenes de onda que viajan respectivamente con velocidades de 1100 m/s y 1800 m/s, mientras que para altitudes menores el registro muestra un solo evento de gran amplitud y con una velocidad aproximada de 1700-1800 m/s (figura IV.14-b). Estas diferencias en los registros son debidas a las diferencias en la estructura de la capa superficial que cubre el hielo: nieve en el caso de la zona de menor cota (zona de ablación), y de nieve-firm en la zona de acumulación correspondiente a altitudes mayores que 250 m.

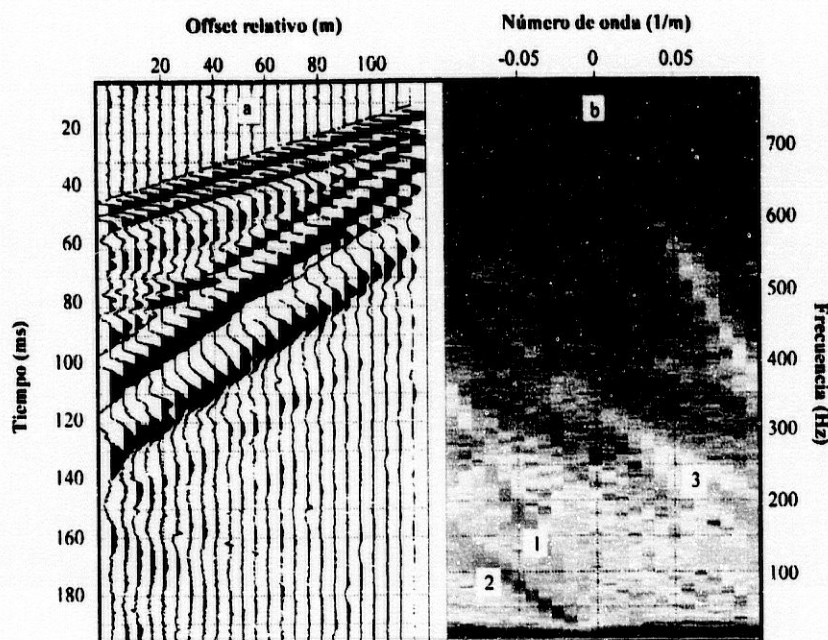


Figura IV.13: a) Registro correspondiente al perfil de reflexión L3, b) análisis F-K de a) donde puede apreciarse como eventos más relevantes 1: ondas refractadas críticas, 2: ondas superficiales y 3: parte aliasada correspondiente a 2. El aliasing espacial de las ondas superficiales tiene una gran importancia en el procesado de sísmica de reflexión como se verá en el apartado IV.6.1.

Para obtener una mayor información sobre el medio por el que estas ondas se propagan, se ha transformado los datos sísmicos del dominio espacio-tiempo (x-t) al dominio velocidad de fase-frecuencia (c-f). Este paso se ha efectuado utilizando el algoritmo propuesto por McMehan & Yedlin (McMehan & Yedlin, 1981) que consiste en transformar previamente los datos al dominio tiempo de intersección-parámetro del rayo (τ -p) para separar las velocidades de fase presentes en el registro. Posteriormente se realiza la transformada de Fourier 1-D con lo que puede analizarse el contenido espectral de los eventos dependiendo de su velocidad.

En la figura IV.14 se presenta el resultado de esta transformación de dos registros correspondientes a la zona de ablación y acumulación respectivamente. Puede apreciarse una mayor complejidad en el registro de la zona de acumulación con dos máximos correspondientes a los distintos trenes de onda descritos anteriormente. Desde el punto de vista del contenido en frecuencias, el tren de ondas con menor velocidad de propagación es el que presenta frecuencias

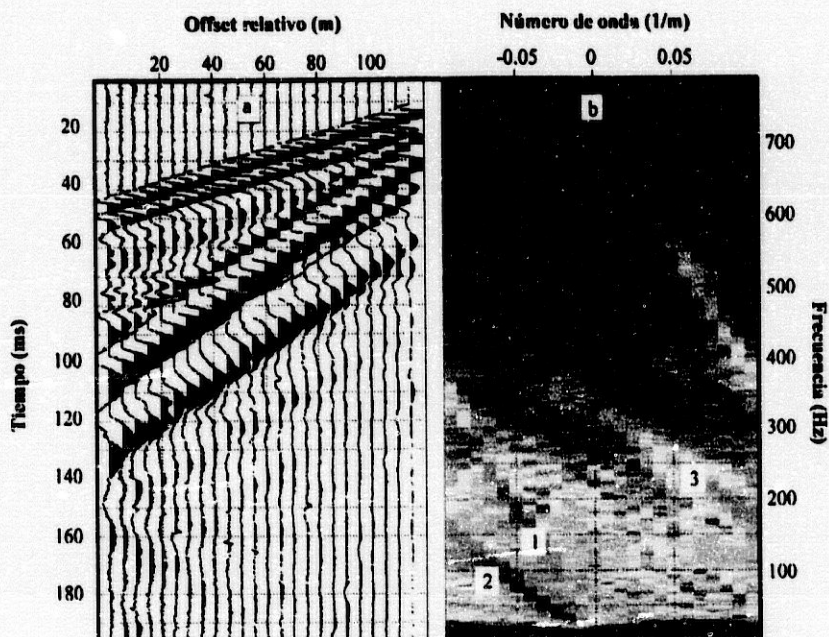


Figura IV.13: a) Registro correspondiente al perfil de reflexión L3, b) análisis F-K de a) donde puede apreciarse como eventos más relevantes 1: ondas refractadas críticas, 2: ondas superficiales y 3: parte aliasada correspondiente a 2. El aliasing espacial de las ondas superficiales tiene una gran importancia en el procesado de sísmica de reflexión como se verá en el apartado IV.6.1.

Para obtener una mayor información sobre el medio por el que estas ondas se propagan, se ha transformado los datos sísmicos del dominio espacio-tiempo (x-t) al dominio velocidad de fase-frecuencia (c-f). Este paso se ha efectuado utilizando el algoritmo propuesto por McMehan & Yedlin (McMehan & Yedlin, 1981) que consiste en transformar previamente los datos al dominio tiempo de intersección-parámetro del rayo (τ -p) para separar las velocidades de fase presentes en el registro. Posteriormente se realiza la transformada de Fourier 1-D con lo que puede analizarse el contenido espectral de los eventos dependiendo de su velocidad.

En la figura IV.14 se presenta el resultado de esta transformación de dos registros correspondientes a la zona de ablación y acumulación respectivamente. Puede apreciarse una mayor complejidad en el registro de la zona de acumulación con dos máximos correspondientes a los distintos trenes de onda descritos anteriormente. Desde el punto de vista del contenido en frecuencias, el tren de ondas con menor velocidad de propagación es el que presenta frecuencias

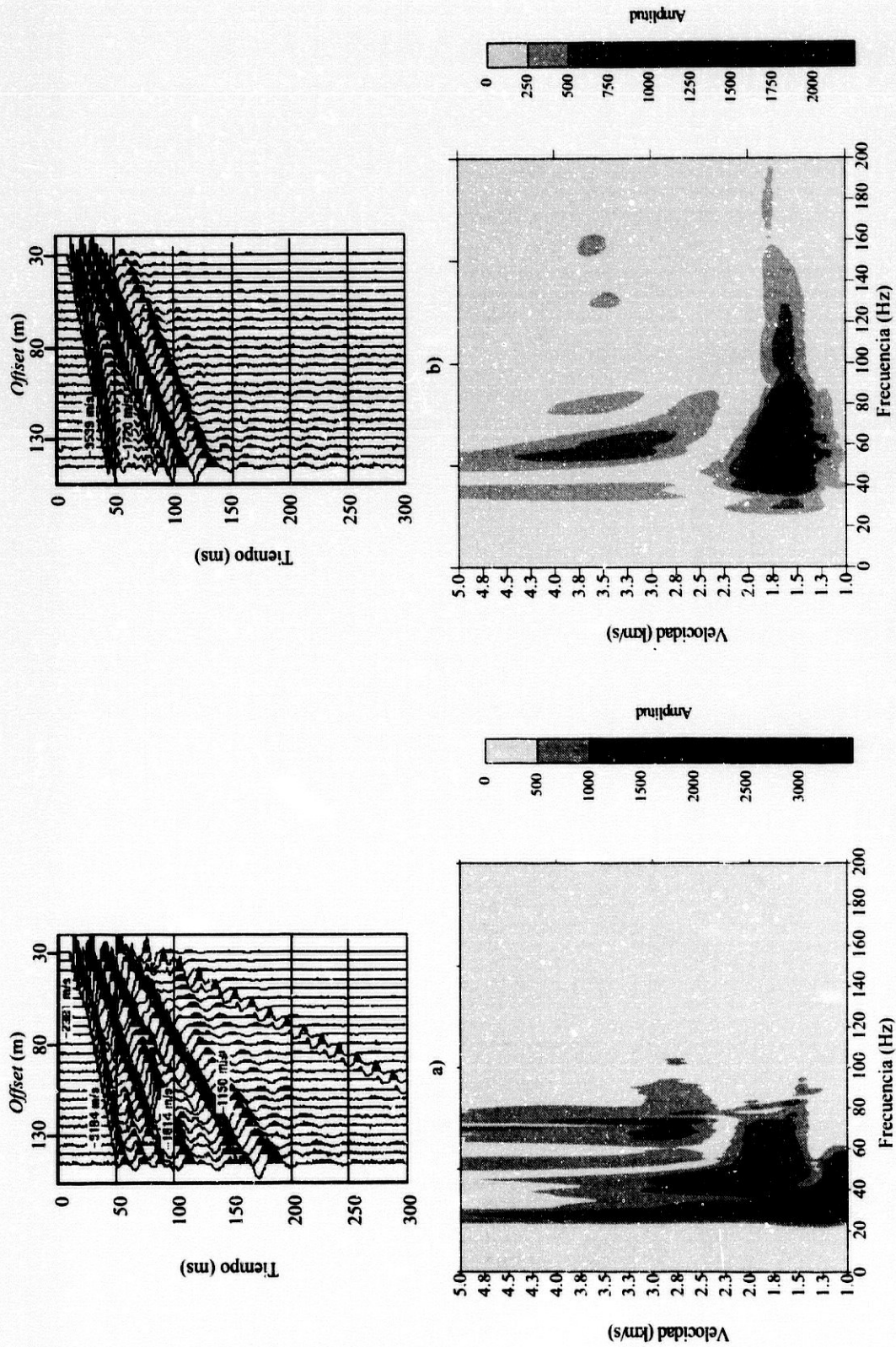


Figura IV.14: Registros y análisis frecuencia-velocidad en la zona de acumulación a) y en la zona de ablación b). Se observa en a) una mayor complejidad que en b), con dos máximos en el dominio frecuencia-velocidad correspondientes a dos trenes de ondas distintos. El primero se ha propagado por un medio más atenuativo que se asocia a la capa nieve-firm de la zona de acumulación. b) muestra únicamente un tren de ondas que se ha propagado por el hielo en la zona de ablación.

menores (no superan los 50 Hz). Esto indica que la capa de nieve-*firn* es un medio más atenuativo que el hielo debido a su poca compactación y a la presencia de burbujas de aire. Las ondas superficiales registradas en la zona de ablación, en cambio, poseen una gran energía en una banda de frecuencias que se extiende hasta los 90 Hz. Por lo tanto, el empleo de técnicas de filtrado para eliminar este tipo de ruido coherente en el tratamiento de la reflexión no va a resultar suficiente ya que su ancho de banda interfiere con el de la señal de reflexión.

Además de posibilitar el reconocimiento de las zonas de acumulación y ablación del glaciar, el análisis de las ondas superficiales permite obtener una aproximación de la velocidad de la onda S del hielo. Teniendo en cuenta que la velocidad de viaje de las ondas superficiales es aproximadamente el 92 % de la velocidad de propagación de las ondas de cizalla para ese medio, se puede estimar la velocidad de ondas S en aproximadamente 1850-1950 m/s, tomando como referencia el tren de ondas Rayleigh que viaja principalmente por hielo. Estos valores se corresponden con los obtenidos en otros medios glaciares (Lozej et al, 1995; Nolan & Echelmeyer, 1999).

Una de las particularidades de algunos registros es la presencia de energía correspondiente a las ondas superficiales reflejadas en las grietas (figura IV.12-e). Estas grietas son discontinuidades verticales en el hielo y producen cambios de continuidad y de contenido espectral de las primeras llegadas (figura IV.15). Durante el trabajo de campo se llevó a cabo una anotación de la posición de las grietas visibles para su posterior contrastación con los datos sísmicos adquiridos. Así, existen zonas de grietas inferidas mediante reflexiones de ondas superficiales que no fueron observadas desde la superficie. No obstante, otras de estas grietas localizadas durante la adquisición, no produjeron una respuesta sísmica apreciable debido a su orientación respecto al avance de las ondas y a las dimensiones de la discontinuidad. Una estimación de la dimensión vertical de las grietas para su detección mediante la reflexión de ondas superficiales puede realizarse a partir del radio de la primera zona de Fresnel (Sheriff & Geldart, 1982). Así, considerando una velocidad de fase de 1800 m/s para el tren de ondas que se refleja, y una distancia entre fuente y reflector vertical entre 30 y 145 m, el mínimo de extensión vertical de la discontinuidad hielo-aire quedaría establecido entre 12 y 20 m (para las frecuencias de 30 y 90 Hz respectivamente).

La poca profundidad de los tiros y el aire frío y seco favorece la detección de la onda aérea que en algunos registros puede llegar a ser de gran amplitud (figura IV.12-f). Dada su baja velocidad de propagación, este evento presenta *aliasing* espacial. El análisis espectral de la ventana temporal en la que se encuentra la onda aérea ha permitido determinar una frecuencia máxima de 140 Hz.

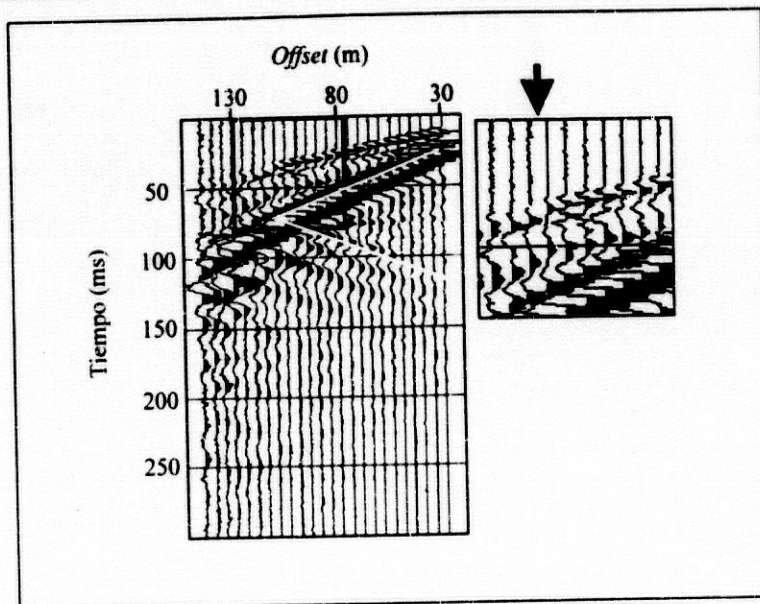


Figura IV.15: Registro sísmico en el que se muestran los efectos producidos por las grietas en el hielo: las reflexiones de las ondas superficiales en estas discontinuidades verticales, y (parte izquierda, detalle) cambio en el contenido frecuencial de las primeras llegadas.

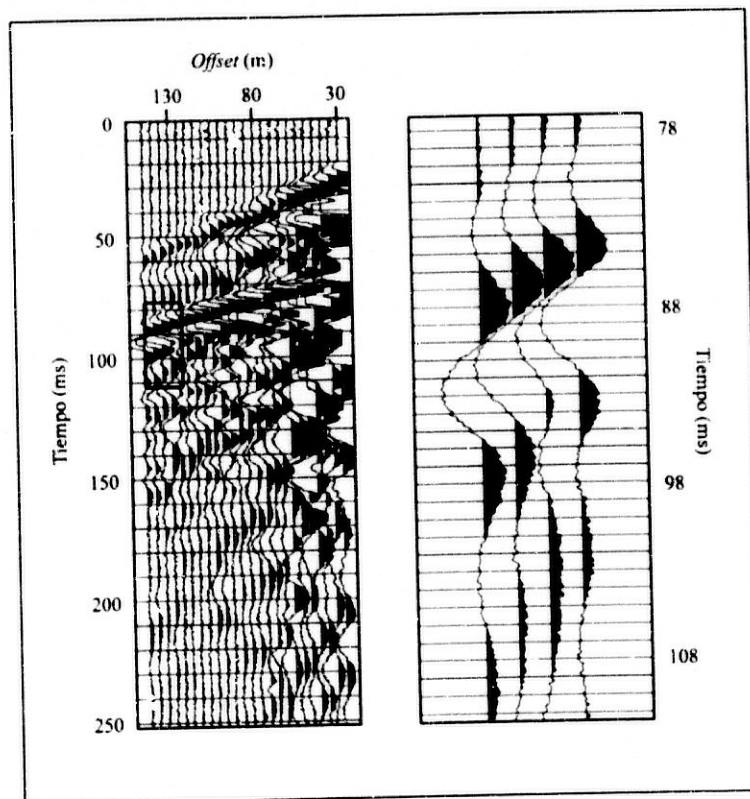


Figura IV.16: Registro del perfil L3 que muestra un evento de reflexión doble (izquierda). En la parte derecha se muestra un detalle de este mismo evento. La separación entre los máximos es de aproximadamente 10 ms. Es destacable las diferentes morfologías entre los pulsos refractados crecientes y el reflejado.

Como se verá en el apartado IV.6.1., es conveniente anular la ventana temporal donde se registra la llegada de esta onda para evitar efectos no deseados durante el proceso de los datos de reflexión sísmica.

En algunos de los registros de campo se ha podido apreciar sin filtrado previo la llegada de las ondas reflejadas en la parte inferior del hielo (figura IV.12-g). Esta señal se presenta como una doble reflexión en la ventana temporal comprendida entre las primeras llegadas y las ondas superficiales (figura IV.16). A priori, la presencia de estos dos eventos puede corresponder a causas distintas. Por un lado, el segundo evento podría deberse a la onda múltiple generada por reflexión en el contacto nieve-aire (*ghost*), pero dada la poca profundidad de los tiros puede descartarse esta posibilidad. Considerando una profundidad máxima de 2 m, y asumiendo para la nieve una velocidad de ondas P de 1500 m/s, la diferencia entre la reflejada primera y el *ghost* sería como máximo de 2.6 ms, por lo que no se podrían apreciar los dos eventos separados en el tiempo, dado su contenido de frecuencias (entre 100-200 Hz).

Otra explicación a este fenómeno podría estar en que la fuente sísmica imprimiera a la onda incidente un carácter de pulso doble. Una estimación de este pulso inicial puede obtenerse teniendo en cuenta que, siempre que se cumplan una serie de suposiciones, la autocorrelación de la traza sísmica es igual, salvo un factor de escala, a la autocorrelación del pulso inicial o básico. Siguiendo el desarrollo de Robinson & Treitel (1980), la traza sísmica x_t es el resultado de la convolución de un pulso o *wavelet* básico b_t con una serie incorrelacionada e_t , donde e_t representarían los coeficientes de reflexión en un medio estratificado. La transformada z de la autocorrelación de la traza sísmica, teniendo en cuenta las propiedades de dicha transformada (Hatton et al, 1986), es:

$$\Phi_{xx}(z) = [B(z)E(z)][B(1/z)E(1/z)]$$

donde $B(z)$ y $E(z)$ son las transformadas z de b_t y e_t , respectivamente. Esta expresión es equivalente a:

$$\Phi_{xx}(z) = [B(z)B(1/z)][E(z)E(1/z)]$$

que es la transformada z de la convolución de la autocorrelación del pulso básico $\phi_{bb}(\tau)$ con la autocorrelación de la serie de coeficientes de reflexión $\phi_{ee}(\tau)$. Al ser e_t una serie no correlacionada se obtiene:

$$\phi_{ee}(\tau) = \begin{cases} E_e, & \tau = 0 \\ 0, & \tau \neq 0 \end{cases}$$

donde E_e es la energía de e_i . Por lo tanto, se obtiene que la autocorrelación de x_t es igual a:

$$\phi_{xx}(\tau) = \sum_i \phi_{ee}(t)\phi_{bb}(\tau-t) = E_e\phi_{bb}(\tau)$$

Eligiendo un registro y realizando su autocorrelación (figura IV.17) no se observa ninguna ondícula (*wavelet*) del tipo *double-bubble* (*wavelet* con dos picos positivos) en la ventana de tiempo considerada por lo que se concluye que el doble carácter de la reflexión no es consecuencia de la signatura de la fuente sísmica utilizada.

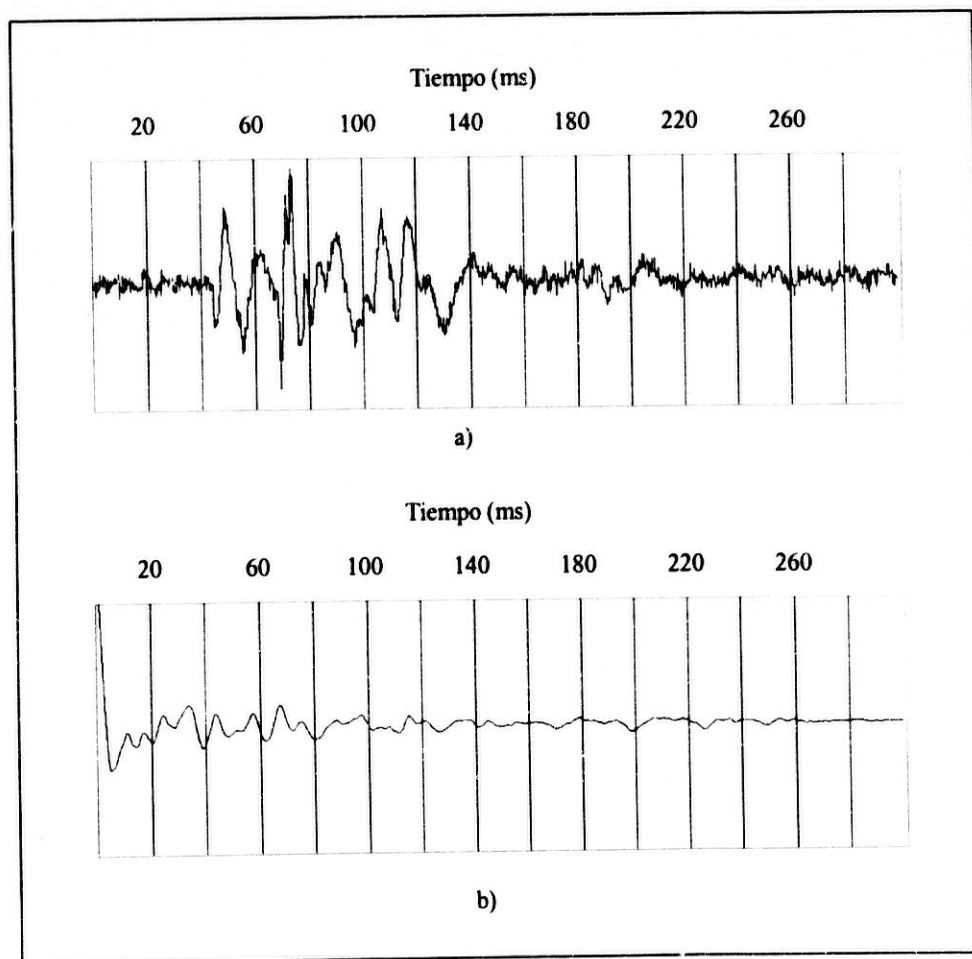


Figura IV.17: a) Traza sísmica y b) autocorrelación de a). Se observa en b) que la autocorrelación muestra un solo máximo indicando el carácter simple del pulso sísmico generado en la fuente.

Ante lo expuesto y teniendo en cuenta la estructura de un glaciar templado presentada en el apartado IV.2., la doble reflexión hallada para el contacto hielo-roca sugiere la presencia de una capa de transición con baja velocidad. Este punto será desarrollado en el apartado IV.6.2 a partir de la obtención de la sección sísmica para todo el perfil L3.

IV.5. Sísmica de refracción

La adquisición de datos de refracción sísmica en distintos puntos de glaciar tiene como objetivo la obtención de las velocidades sísmicas del medio y de los valores del espesor del hielo. En el apartado IV.3.1. se presentó la localización de los distintos perfiles de refracción: dos de ellos adyacentes, en dirección perpendicular al flujo Dorotea (L1, L6) y otros tres en zonas limítrofes del glaciar (L7, L8, L9), como se ilustra en la figura IV.3. Las líneas L6, L9 y el sector final del perfil L1 se caracterizan por estar en una zona de pendiente abrupta lo que va a condicionar su procesado.

Las fuentes sísmicas utilizadas durante las dos campañas limitaron la distancia máxima tiro-geófono a 50 m, lo que impidió la adquisición de la onda refractada crítica procedente del basamento en muchos de los tramos estudiados. Por otro lado, las características del glaciar Johnsons como glaciar templado y el estudio de las ondas reflejadas permite establecer la presencia de una capa de sedimentos en el contacto hielo-roca, lo que significa una inversión de velocidad. Además, cabe mencionar que en algunos medios glaciares se ha constatado la presencia de un aumento de temperatura en la base del glaciar que produce una disminución de la velocidad de propagación de ondas sísmicas (Crary, 1963). Todo ello supuso descartar para el procesado de los datos las técnicas clásicas de refracción que requieren la cobertura del refractor de interés, tanto en tiros directos como inversos, como por ejemplo el método recíproco generalizado (Palmer, 1980).

Por ello, se procedió a emplear un método directo de forma similar a la técnica del trazado de rayos presentada por Cerveny y colaboradores (Cerveny et al, 1974). En este procesado, en lugar de generar tiempos de viaje mediante teoría trazado de rayos, calcula los sismogramas sintéticos con el método de las diferencias finitas a partir de un modelo inicial de velocidad $v(x,z)$ (Kelly et al, 1976). Los sismogramas obtenidos se comparan con los observados y se modifica el campo inicial de velocidad $v(x,z)$ en función de las diferencias detectadas. El proceso iterativo finaliza cuando la diferencia entre los sismogramas sintéticos y los reales es menor que el error de las medidas. De esta forma se consigue utilizar no sólo los tiempos de llegada de las refractadas críticas, en muchos

casos insuficiente para el objetivo establecido, sino también las llegadas de las reflexiones procedentes del basamento.

Una técnica similar pero de menor precisión fue empleada por Hunter & Hobson (1977) obteniendo la profundidad del zócalo mediante la estimación del tiempo de reflexión a partir de gráficos T^2-X^2 (donde T es el tiempo de las ondas reflejadas y X la distancia fuente-geófonos). En nuestro caso, la generación de sismogramas sintéticos mediante diferencias finitas permite ajustar las desviaciones respecto del modelo de capa plana que supone el método T^2-X^2 .

IV.5.1. Procesado de datos

A partir de la información aportada por los datos de campo es posible construir un modelo inicial de la variación de la velocidad frente a profundidad para los sectores estudiados del glaciar. En las figuras IV.18 a IV.21 se representan los tiempos de llegada de las ondas directas, las refractadas críticas y las reflejadas con la incertidumbre máxima de cada medida. Así mismo, en línea continua se presentan las dromocrónicas teóricas de los modelos finales. Los tiempos de llegada de las refractadas críticas describen las velocidades aparentes de propagación de las ondas longitudinales a través de las capas más superficiales, del hielo y del basamento, estas últimas detectadas sólo en aquellos sectores en los que el espesor del hielo es menor (comienzo del perfil L1 y final del L6). Como ya se presentó en el capítulo II, una de las características más notables del método de refracción es que la función de velocidad obtenida lleva implícita menos errores que la resultante de la sísmica de reflexión.

Una primera estimación de la profundidad del zócalo se obtiene mediante el método T^2-X^2 , donde T son los tiempos de llegada de las ondas reflejadas en la discontinuidad hielo-zócalo. Para ello, se identifican los tiempos de viaje de las ondas reflejadas, siendo necesario en algunos casos aplicar un filtro paso-banda. En la figura IV.22-a y IV.22-b se muestran los datos de campo obtenidos en el perfil L7 y el resultado de filtrarlos para un ancho de banda comprendido entre 70-300 Hz. De esta forma se elimina parte de la energía correspondiente al ruido coherente (ondas superficiales) y ambiental, y es posible identificar la llegada de las ondas reflejadas en el basamento en un mayor número de trazas. El tiempo de llegada tomado como referencia corresponde a la máxima amplitud del pulso reflejado por la mayor facilidad en su identificación.

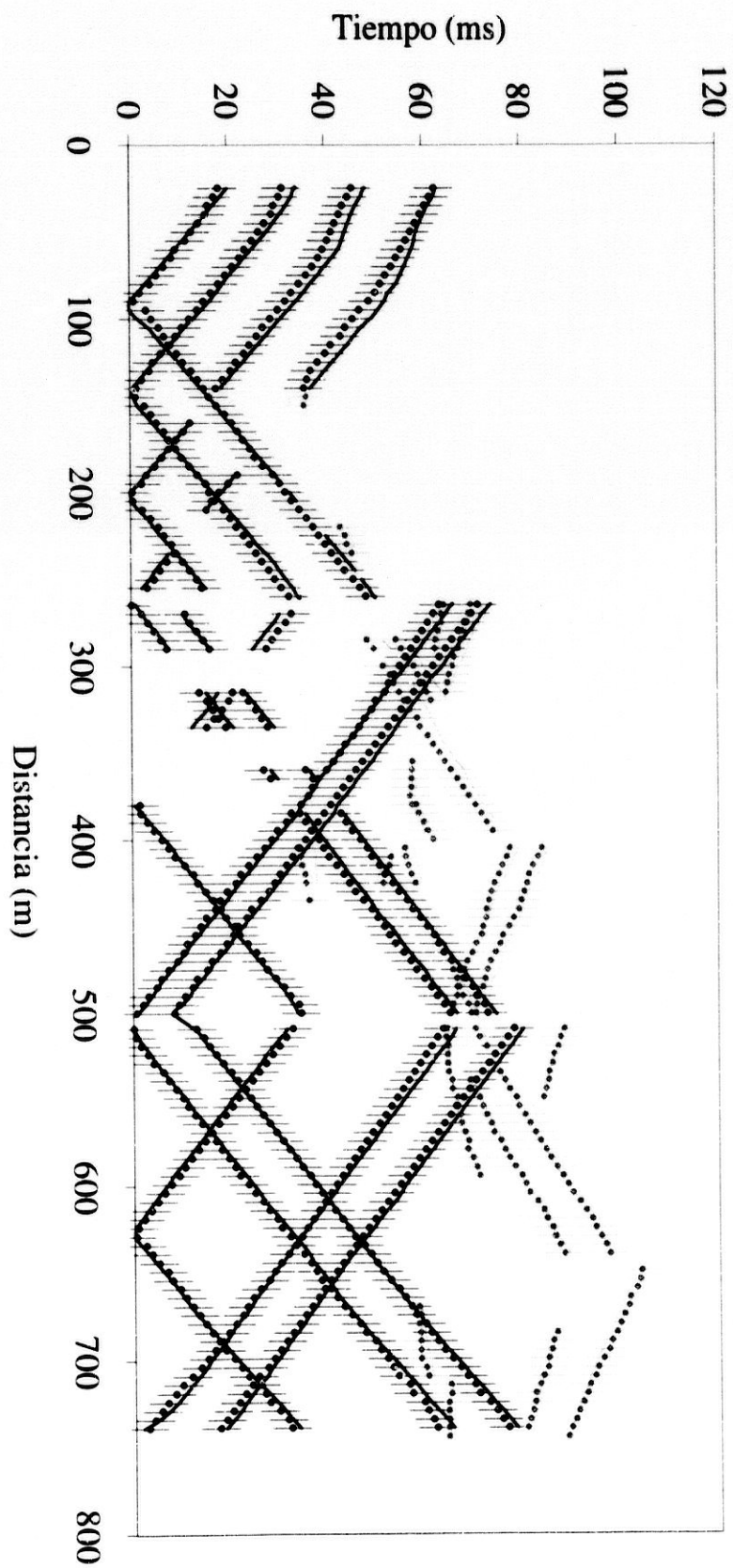


Figura IV.18: Tiempos de llegada de las ondas directas, refractadas críticas (en negro) y reflejadas (en gris) para los tres primeros sectores del perfil L1 con la incertidumbre máxima obtenida representada por barra de error. En línea continua se representan las dromocronías teóricas.

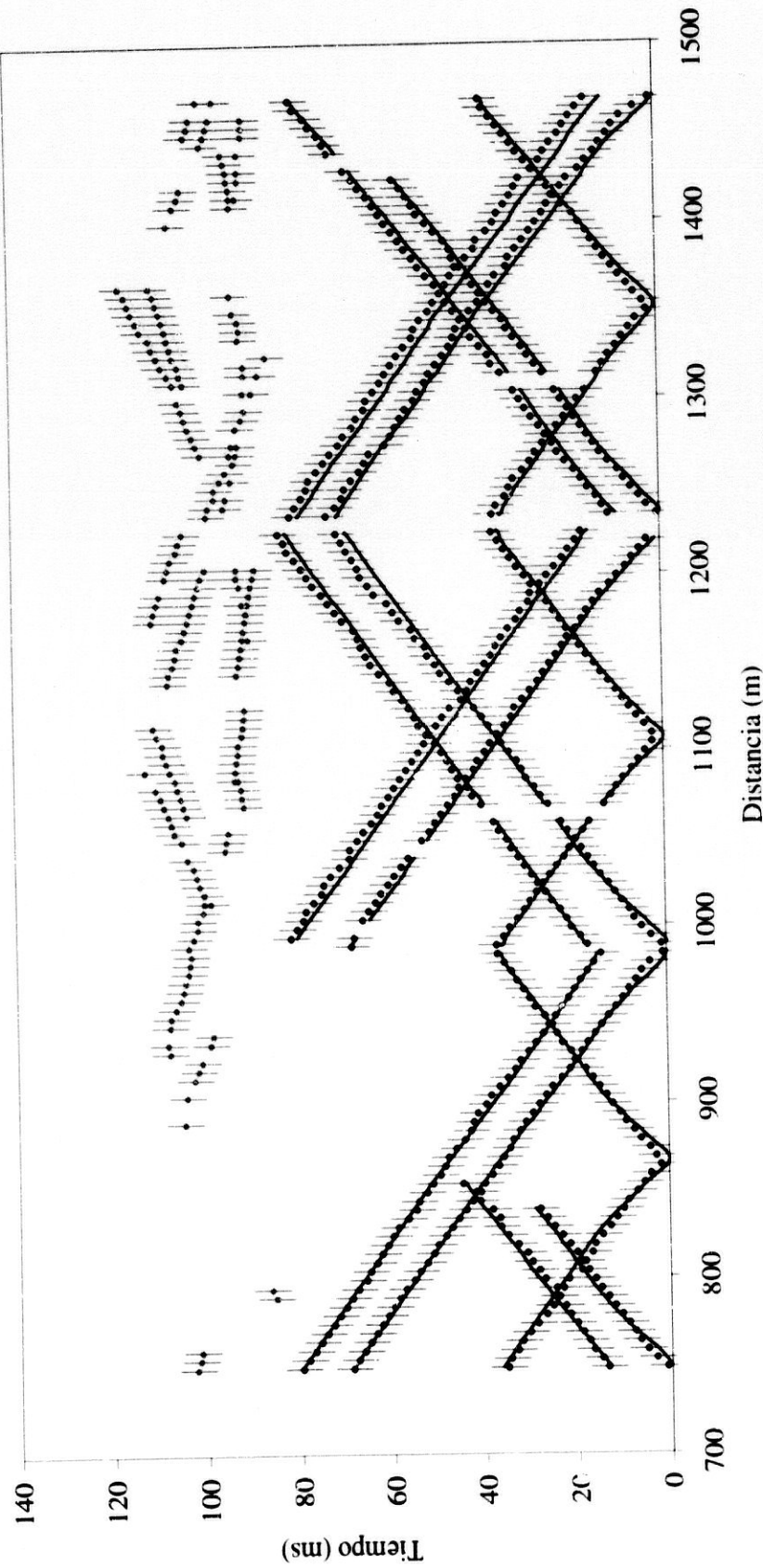


Figura IV.19: Tiempos de llegada de las ondas directas, refractadas críticas (en negro) y reflejadas (en gris) para los tres últimos sectores del perfil L1 con la incertidumbre máxima obtenida representada por barra de error. En línea continua se representan las dromocrónicas teóricas.

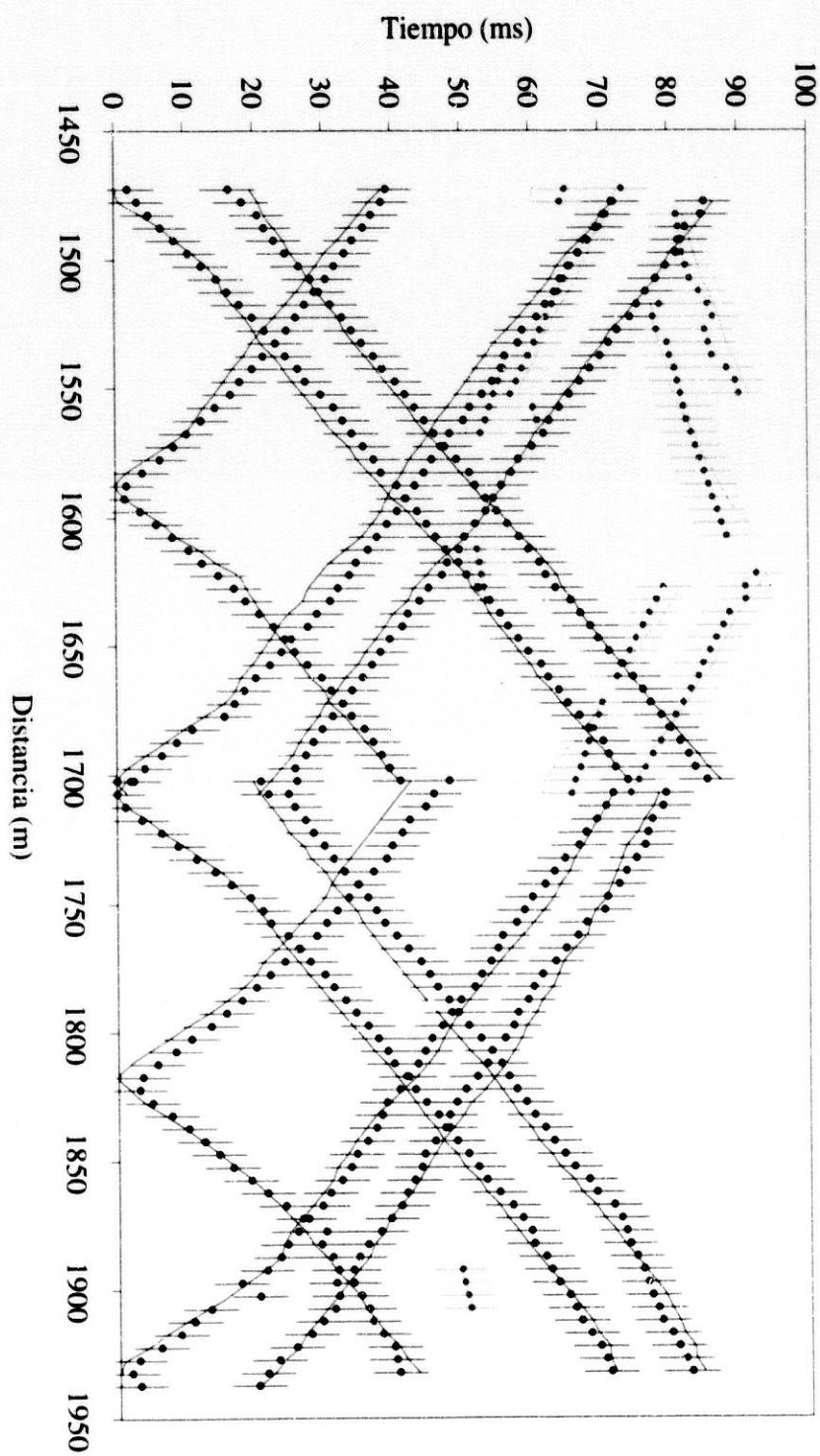


Figura IV.20: Tiempos de llegada de las ondas directas, refractadas críticas (en negro) y reflejadas (en gris) para el perfil LB con la incertidumbre máxima obtenida representada por barra de error. En línea continua se representan las dromocronías teóricas.

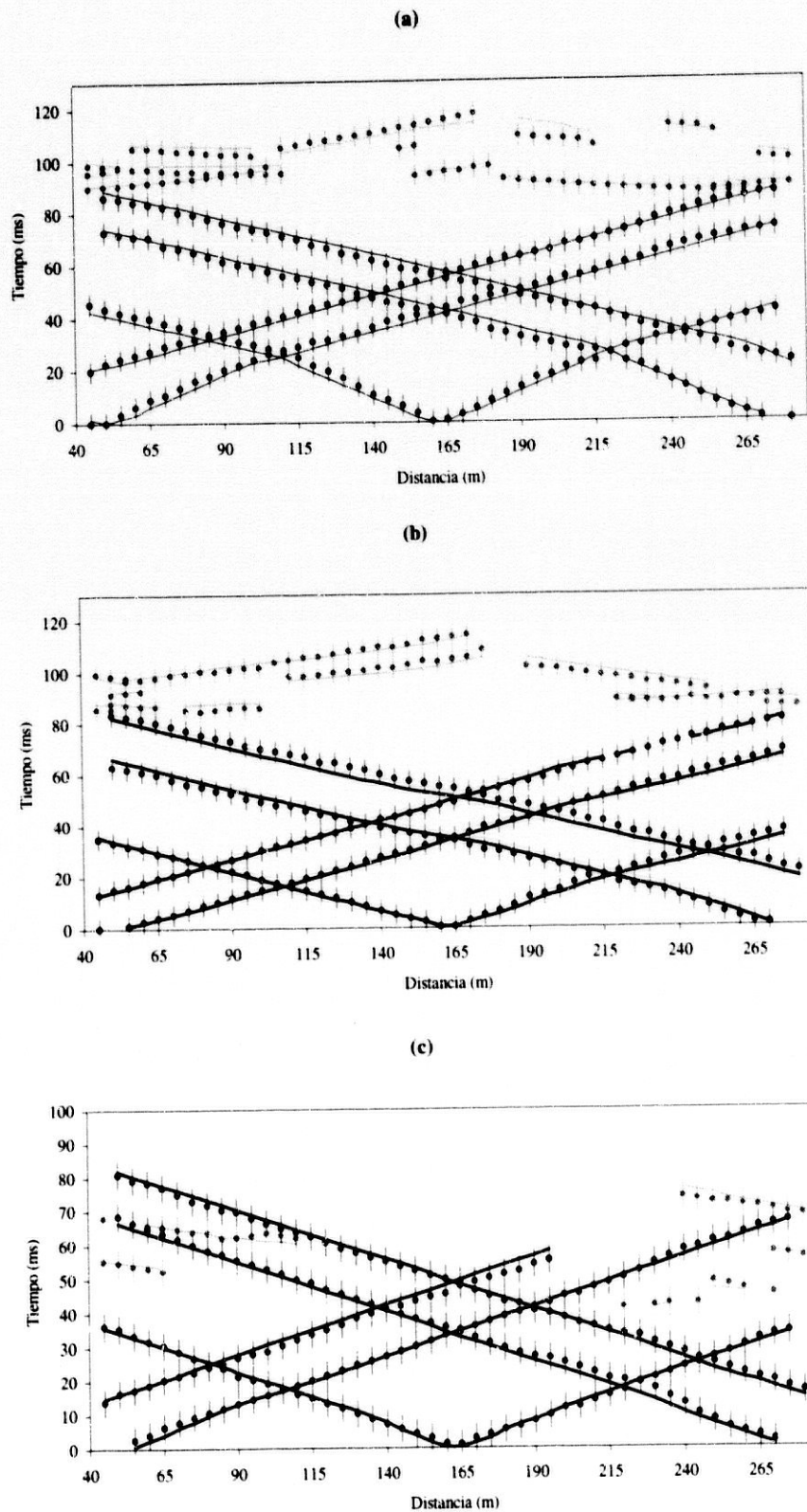


Figura IV.21: Tiempos de llegada de las ondas directas, refractadas críticas (en negro) y reflejadas (en gris) para los perfiles L7 (a), L8 (b) y L9 (c), con la incertidumbre máxima obtenida representada por barra de error. En línea continua se representan las dromocrónicas teóricas.

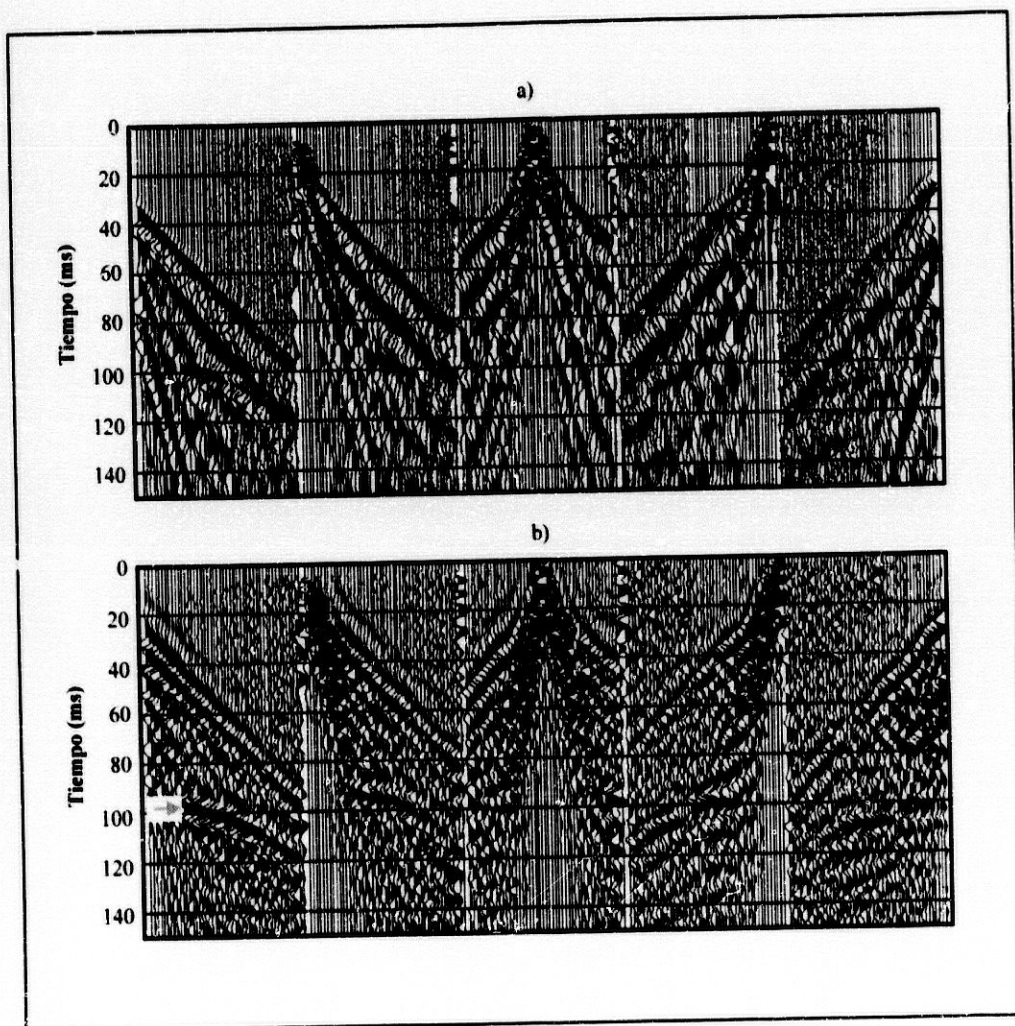


Figura IV.22: Datos de campo del perfil de refracción L7, b) resultado de la aplicación de un filtro paso-banda (70-90-300-400 Hz) a los registros a). Se aprecia en b) como el filtro paso-banda posibilita la identificación de la reflexión del basamento con mayor claridad que en a).

La respuesta a la propagación de una onda longitudinal por este medio de velocidades $v(x,z)$ se obtiene mediante la aplicación del método de las diferencias finitas (Kelly et al, 1976). El algoritmo utilizado para la generación de las trazas sintéticas sólo considera perturbaciones sísmicas que cumplen la ecuación de ondas acústica, por lo que no se tienen en cuenta ni las ondas superficiales ni las de cizalla. Como representación del pulso inicial generado por la fuente sísmica se utiliza una ondícula (*wavelet*) de Ricker de fase (Robinson & Treitel, 1980). En lo que se refiere a la geometría, las altitudes relativas entre sensores y disparos se han tomado iguales a la de los datos de campo, ya que son de gran importancia los cambios topográficos en los perfiles realizados, especialmente el final del perfil L1, y en las líneas L6 y L9. Para estos sectores la obtención de un

modelo $v(x,z)$ se ha visto condicionada por este hecho debido a que el límite superior del modelo podía generar reflexiones detectables en las posiciones de los geófonos. Por este motivo fue necesario situar dicho límite en una cota mucho mayor que la de la estación de mayor altitud, evitando de esta forma el registro de la reflexión no deseada dentro de la ventana temporal de interés. Otro factor a tener en cuenta es, que para evitar artefactos de la aplicación del algoritmo de diferencias finitas, se requieren un número elevado de puntos $v(x,z)$ que definan de manera discreta los cambios horizontales de velocidad.

Los sismogramas sintéticos obtenidos (figura IV.23) fueron analizados de manera análoga a los datos de campo. Así, los tiempos de llegada de ondas directas, refractadas críticas y reflejadas son identificados y comparados con los tiempos reales medidos. A partir del análisis de las diferencias entre ambos tiempos correspondientes, se modifica el modelo hasta obtener el campo de velocidades $v(x,z)$ que mejor ajuste los tiempos teóricos y reales. El cálculo de la bondad del ajuste del modelo se lleva a cabo mediante el vector de estima $\Delta\epsilon$ que es el cociente entre la diferencia de tiempos observados t_i y calculados t_i' , y la incertidumbre de los tiempos de llegada δ_i , para cada traza i :

$$\Delta\epsilon_i = \frac{|t_i - t_i'|}{\delta_i}$$

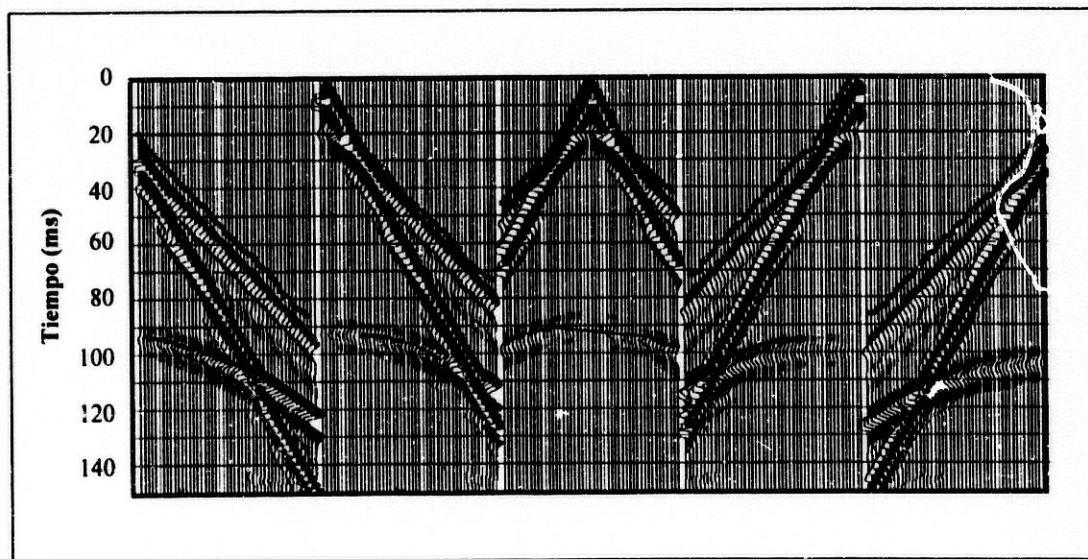


Figura IV.23: Sismogramas sintéticos obtenidos mediante el método de diferencias finitas. Se representan junto a los datos reales para comparar los tiempos de llegada de las ondas refractadas críticas y de las ondas reflejadas.

La incertidumbre δ_i en la identificación del tiempo de llegada del primer pulso sísmico depende de la amplitud del pulso respecto al nivel de ruido y vendría dado por:

$$\delta_i = \frac{A_{max}}{\sqrt{2}\rho_{RMS}}$$

donde A_{max} es la amplitud máxima del primer pulso, ρ_{RMS} es el ruido RMS y el factor $\sqrt{2}$ se incluye en el denominador de esta expresión dado que la estimación de la máxima amplitud incluye al ruido RMS. Para las trazas con *offsets* mayores, esta expresión subestimaría la incertidumbre debido a la pérdida de energía en estas distancias. Para estos casos se considera que la incertidumbre es igual a un periodo de la señal refractada.

Se ha establecido como ajuste óptimo aquél para el que las diferencias entre tiempos observados y teóricos son menores que 4 ms ($\Delta\epsilon_i \leq 4$ ms, $\forall i$), valor que se ha tomado por ser la media de la incertidumbre para todas las distancias tiro-geófono. El mismo criterio se ha aplicado en la estimación de la bondad de ajuste de los tiempos de las ondas reflejadas.

IV.5.2. Resultados e interpretación

En las figuras IV.24 y IV.25 se muestran los modelos finales de velocidad obtenidos mediante el método expuesto en el apartado anterior. Los perfiles L1 y L6 se muestran en la misma figura dado que son adyacentes. A su vez, se representan aquellos sectores en los que ha sido posible identificar las señales reflejadas en el basamento, estableciendo así su profundidad. En el primer y último sector del perfil L1-L6 la estimación de la profundidad del basamento se ha realizado a partir de las llegadas de las ondas refractadas críticas. En estas zonas en las que la profundidad del basamento es menor de 25 m, las señales de reflexión interfieren con las primeras llegadas y sus reverberaciones, por lo que es imposible su identificación. Los perfiles L7 y L8 (figuras IV.25-a y IV.25-b) muestran una óptima cobertura del basamento con las reflexiones procedentes de él. Sin embargo, en el perfil L9 (figura IV.25-c), debido a la baja relación señal/ruido, ha sido necesario estimar la profundidad mediante la interpolación de los datos de varios sectores.

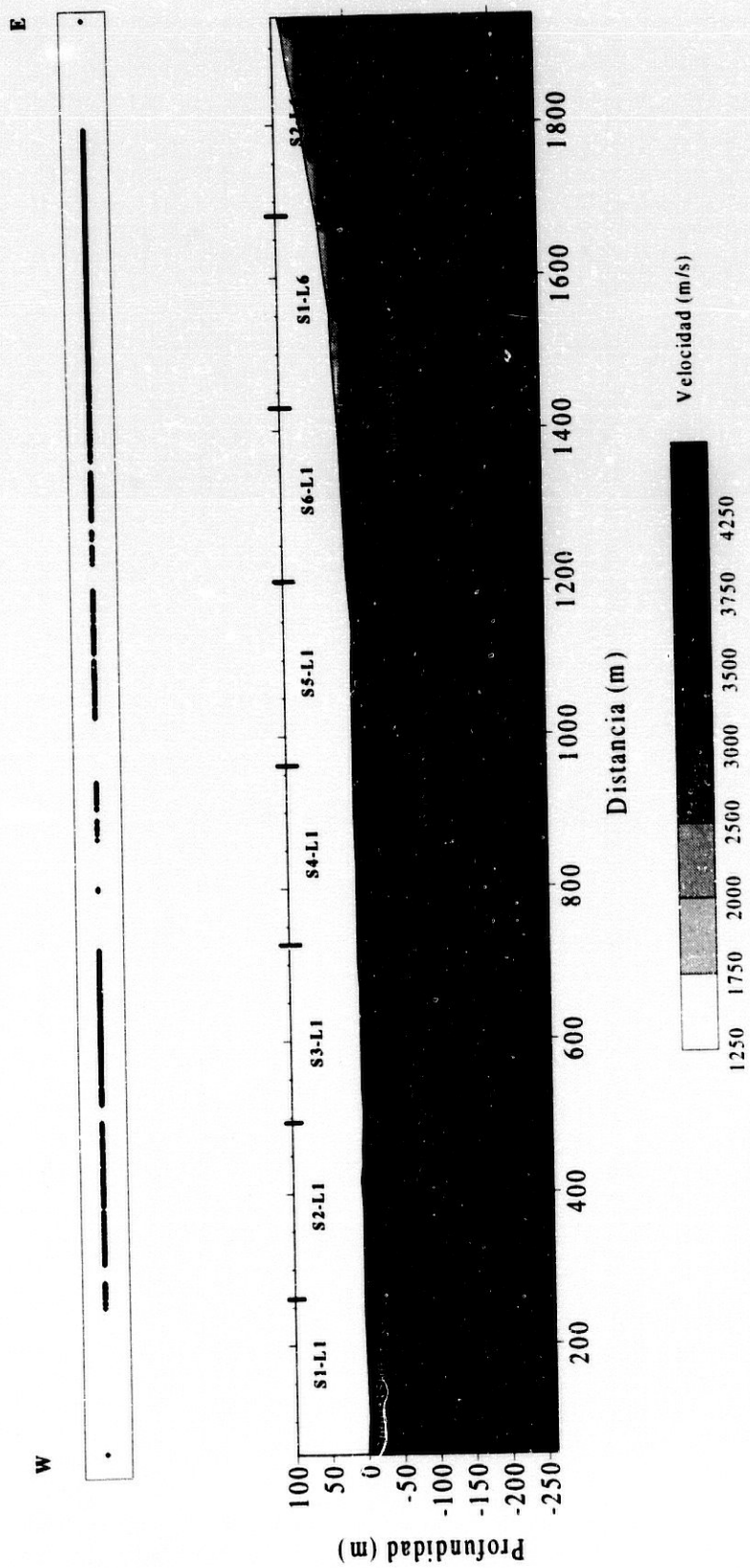
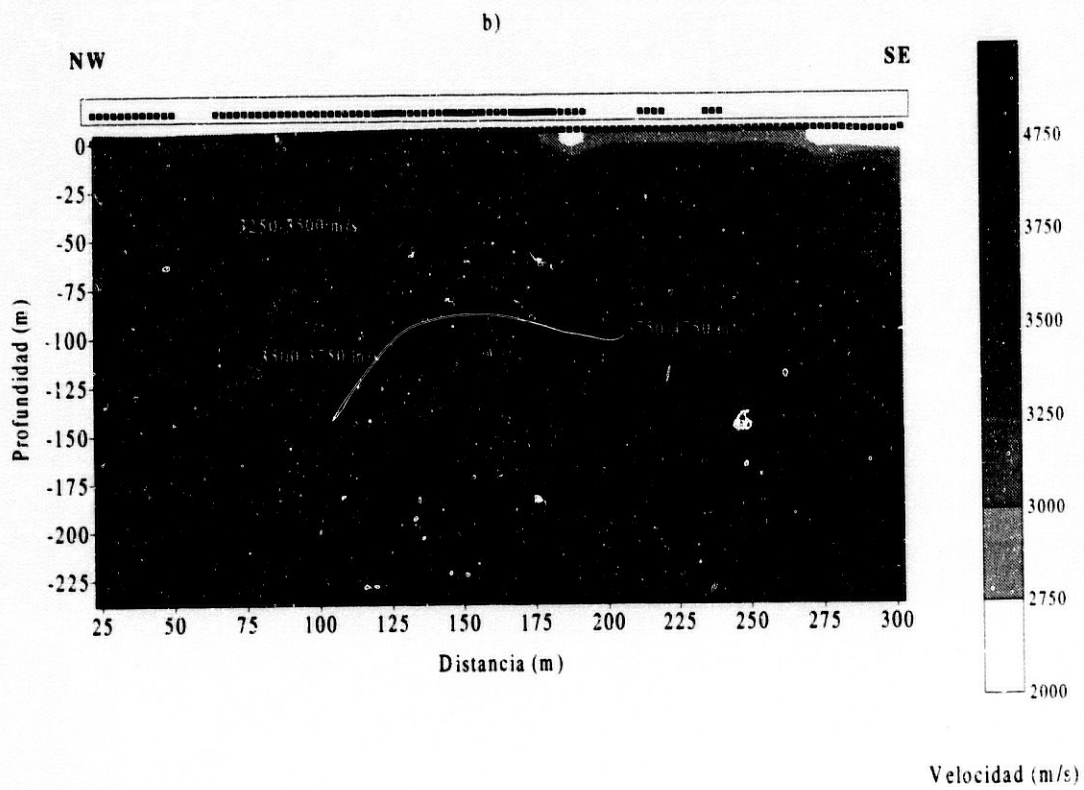
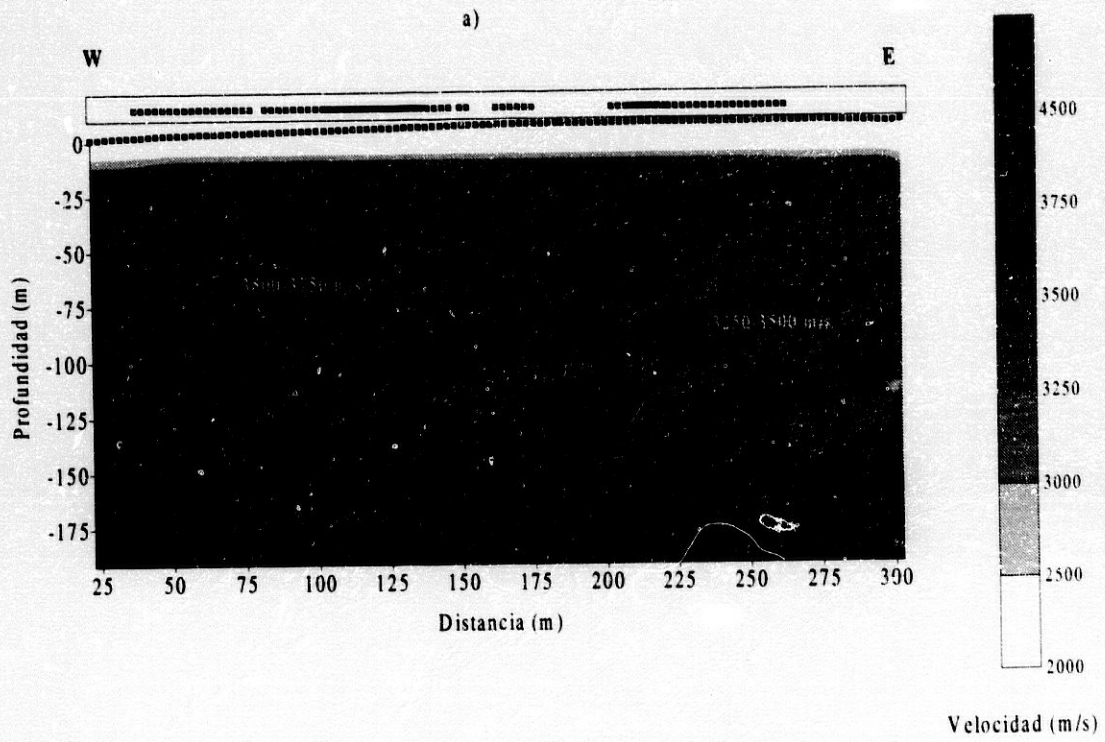
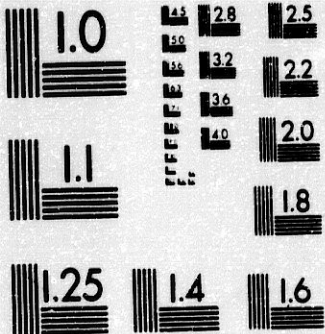
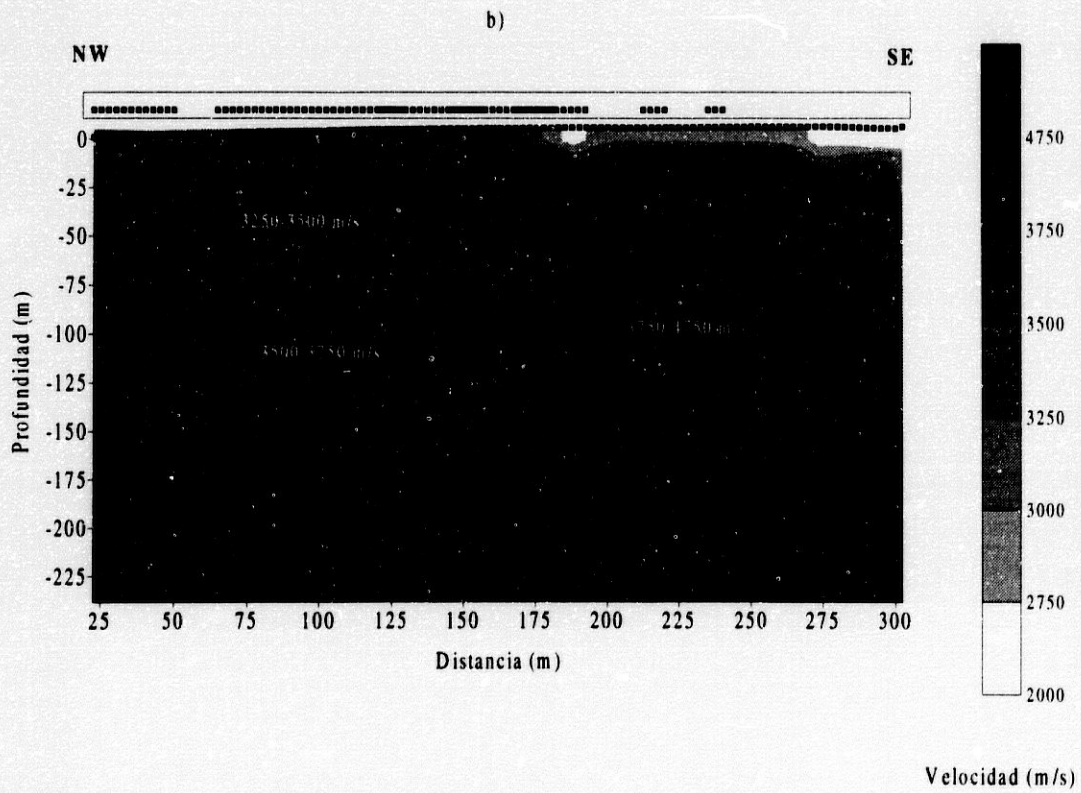
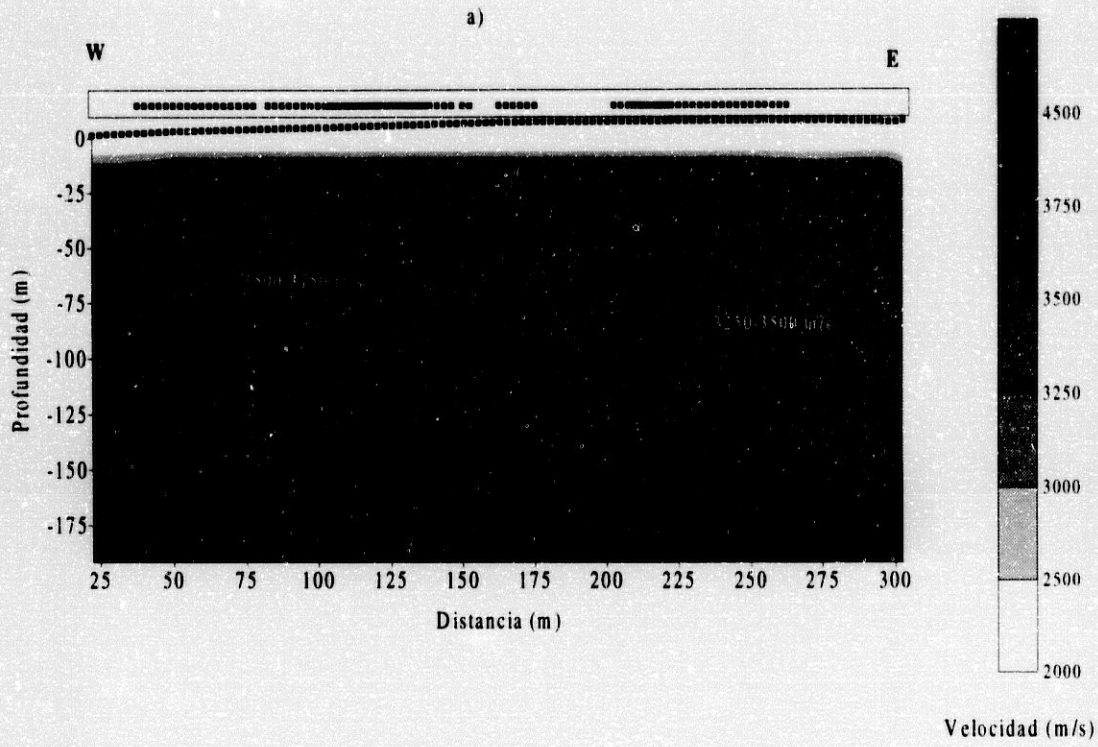


Figura IV.24 : Modelo de velocidades obtenido a partir de la aplicación del método directo a los datos de los perfiles L1 y L6. La topografía está representada mediante línea de puntos. En la parte superior se muestran las zonas de las que se dispone llegadas de ondas reflejadas en el basamento.





MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART
 NATIONAL BUREAU OF STANDARDS
 STANDARD REFERENCE MATERIAL 1010a
 (ANSI and ISO TEST CHART No. 2)



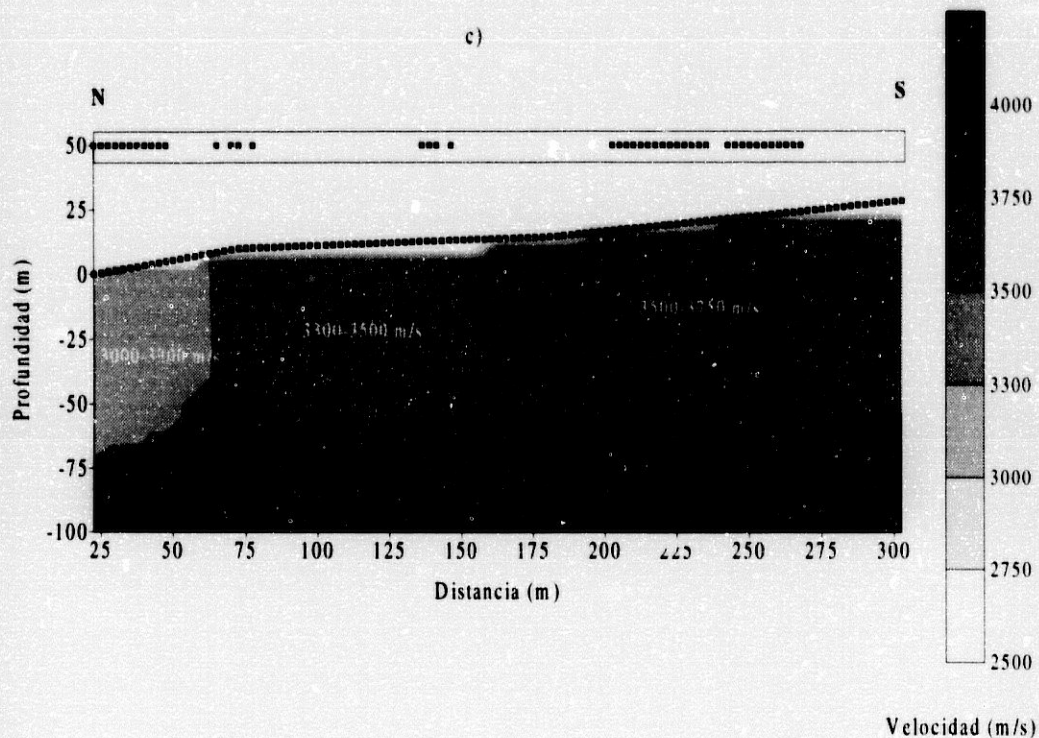


Figura IV.25: Modelos de velocidades obtenidos a partir de la aplicación del método directo a los datos del perfil L7 (a), L8 (b) y L9 (c), representando la topografía mediante línea de puntos. En la parte superior se muestran las zonas de las que se dispone llegadas de ondas reflejadas del basamento.

El perfil L1-L6 (figura IV.24) nos permite obtener una imagen de la cubeta del glaciar en un tramo transversal a la dirección del flujo Dorotea. El espesor máximo de hielo se alcanza en la parte central del perfil y el basamento presenta una pendiente más suave en el sector oeste. Los datos de refracción obtenidos en los sectores extremos revelan una velocidad media de propagación de ondas P por el basamento de 4500 m/s. El ajuste óptimo de los tiempos teóricos y reales lleva a que el modelo presente distintas velocidades para la capa de hielo. Así, desde el comienzo del perfil hasta los 1350 m de longitud, destaca un sector caracterizado por velocidades entre 3500-3750 m/s. En esta zona existe una región anómala de mayor velocidad comprendida entre los 400 y los 600 m a partir del origen, así como un área superficial al comienzo del perfil con velocidades entre los 3000 y los 3500 m/s. En la zona este, donde el basamento presenta una pendiente más brusca, la capa de hielo se caracteriza por tener velocidades menores, del orden de los 3000 m/s. La capa superficial muestra velocidades comprendidas entre 2000 y 2500 m/s con una potencia máxima hacia el final del perfil.

La figura IV.25 muestra la existencia de la variación de la velocidad de propagación de las ondas longitudinales por el hielo. Destaca la anomalía de alta velocidad en la parte final del perfil L8, así como una zona con velocidad de 3000 m/s en el comienzo de la línea L9. La capa superficial de 2000 m/s presenta una potencia importante en todo el perfil L7. Las profundidades del basamento en las zonas limítrofes del glaciar varían entre los 140 y los 160 m en el perfil L7 y en torno a los 140 m en el perfil L8. La zona donde se adquirieron los datos del perfil L9 se caracteriza por tener espesores de hielo entre los 45 y los 70 m.

Los errores de ajuste relativo, tanto para los tiempos de llegada de reflexión como de refracción, y los tiempos teóricos y reales se presentan en las figuras IV.26 a IV.29. Estos gráficos muestran un ajuste óptimo (menor que la unidad) para los tiempos de las ondas directas y las ondas refractadas críticas en todos los perfiles, salvo para algunos tiempos de llegada del perfil L6. La abrupta topografía que caracteriza a este perfil hace que la capa más superficial no sea homogénea dificultando la obtención de un buen ajuste de todos los tiempos de llegada. En concreto, para la reflexión se tienen siempre valores menores que 1 excepto para un subconjunto de tiempos de llegada del perfil L6 entre las posiciones 1630 y 1775 m. Dado que las posiciones adyacentes a este intervalo muestran un excelente ajuste, el elevado error en esta región se atribuye a una incertidumbre mayor de 4 ms para la identificación de las llegadas reales. En la tabla IV.2 se indican los valores medios de estos errores de ajuste y la desviación estándar aparecen para cada perfil.

Perfil	$\Delta\epsilon$		σ	
	refracción	reflexión	refracción	reflexión
L1-S1	0.27	0.2	0.28	0.24
L1-S2	0.3	0.21	0.27	0.25
L6	0.4	0.29	0.36	0.29
L7	0.37	0.2	0.37	0.32
L8	0.33	0.28	0.35	0.19
L9	0.24	0.18	0.3	0.3

Tabla IV.2: Errores medios de ajuste relativo $\Delta\epsilon$ y desviación estándar σ para los tiempos de refracción y reflexión de los perfiles L1, L6, L7, L8 y L9.

Estos modelos de velocidad permiten, no sólo determinar la profundidad del zócalo sino, además, identificar zonas en donde el hielo presenta distintas propiedades (grado de compactación, densidad, fracturación). Así, se observan variaciones laterales de estas propiedades especialmente en las zonas limítrofes del glaciar (perfiles L7, L8, L9 y sectores extremos de la línea L1-L6). Por otro lado, la capa de velocidad 2000 m/s se asocia a nieve en compacta en estado de transición para la formación de hielo glaciar. Las zonas que presentan un espesor considerable de esta capa corresponderían a zonas de acumulación del glaciar como son el perfil L7 y sector este de la línea L1-L6. Estos resultados serán utilizados para hacer una valoración global de los resultados obtenidos con el análisis del campo de ondas y con las imágenes resultantes de la aplicación de la sísmica de reflexión.

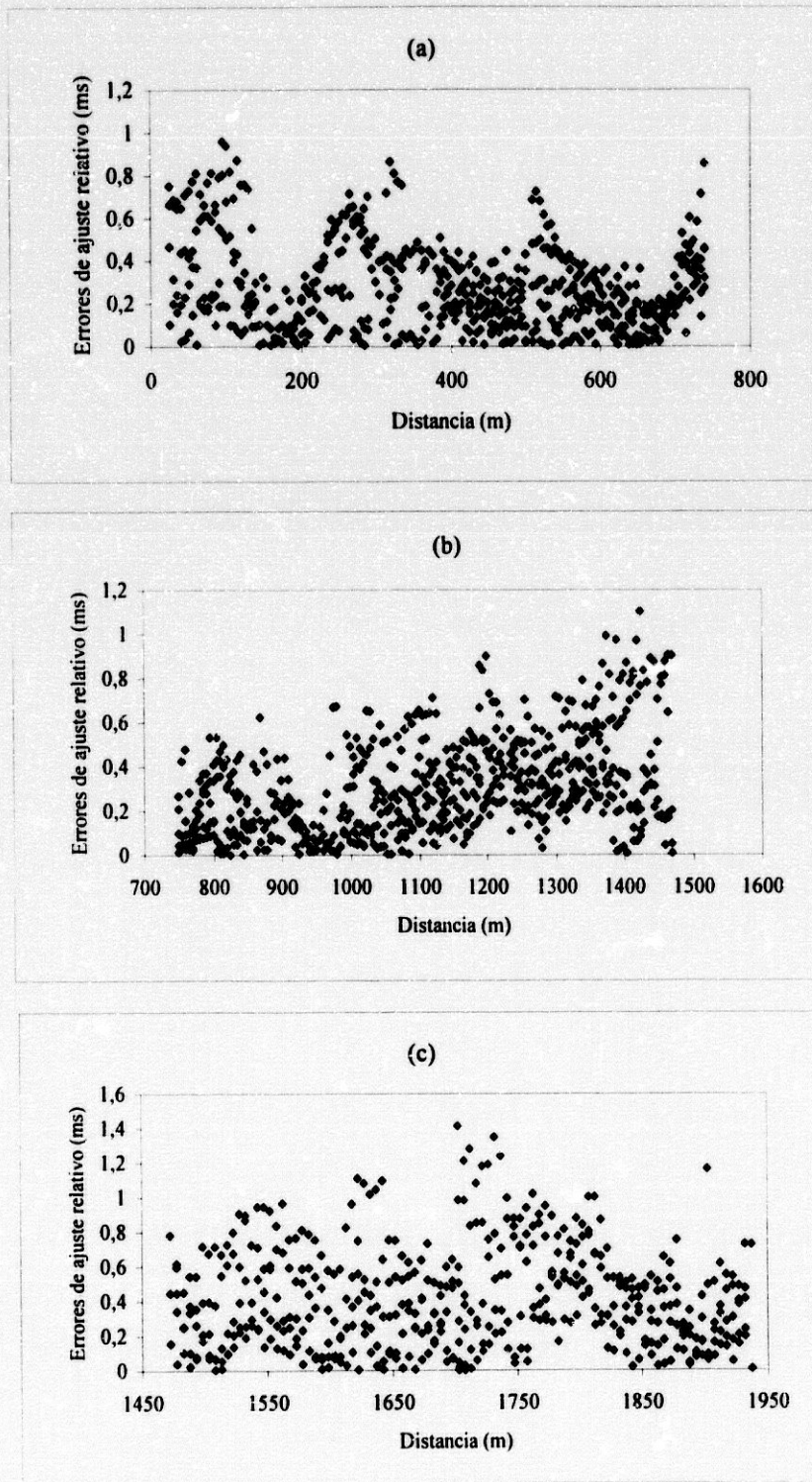


Figura IV.26: Errores de ajuste relativo para los tiempos de las primeras llegadas de los tres primeros sectores del perfil L1 (a), tres últimos sectores del perfil L1 (b), y del perfil L6 (c).

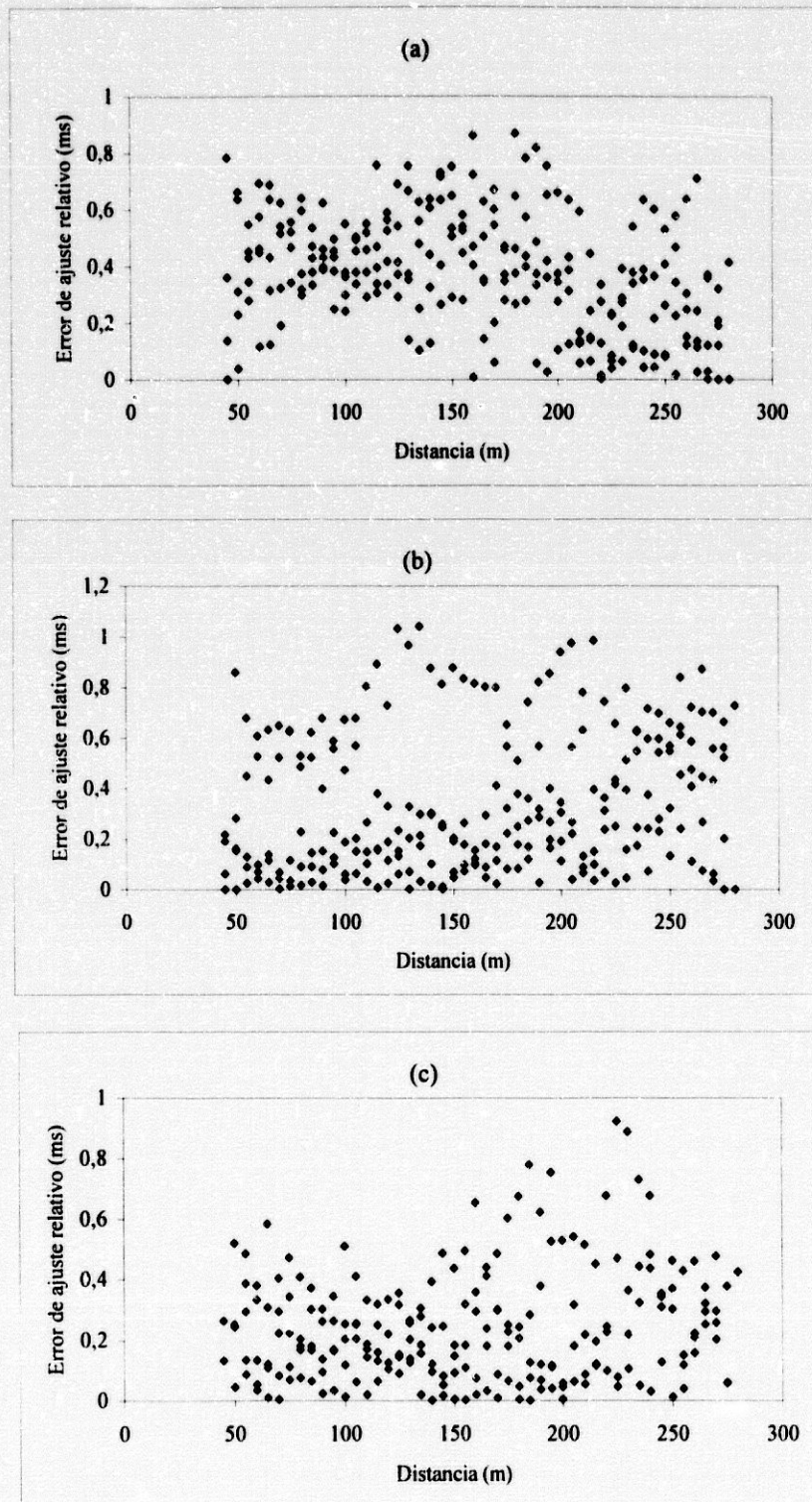


Figura IV.27: Errores de ajuste relativo para los tiempos de las primera: llegadas del perfil L7 (a), L8 (b) y L9 (c).

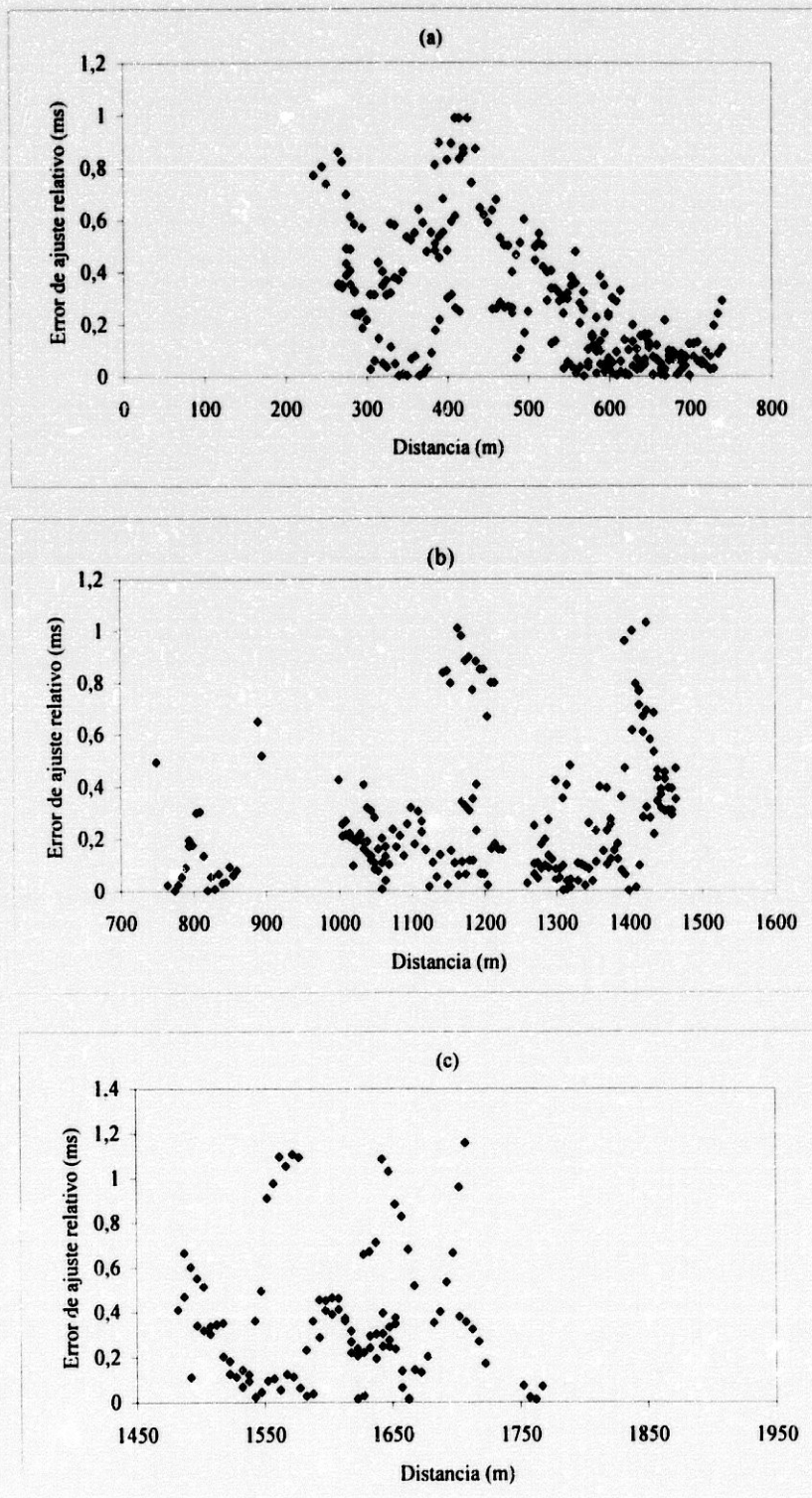


Figura IV.28: Errores de ajuste relativo para los tiempos de llegada de las ondas reflejadas de los tres primeros sectores del perfil L1 (a), tres últimos sectores del perfil L1 (b), y del perfil L6 (c).

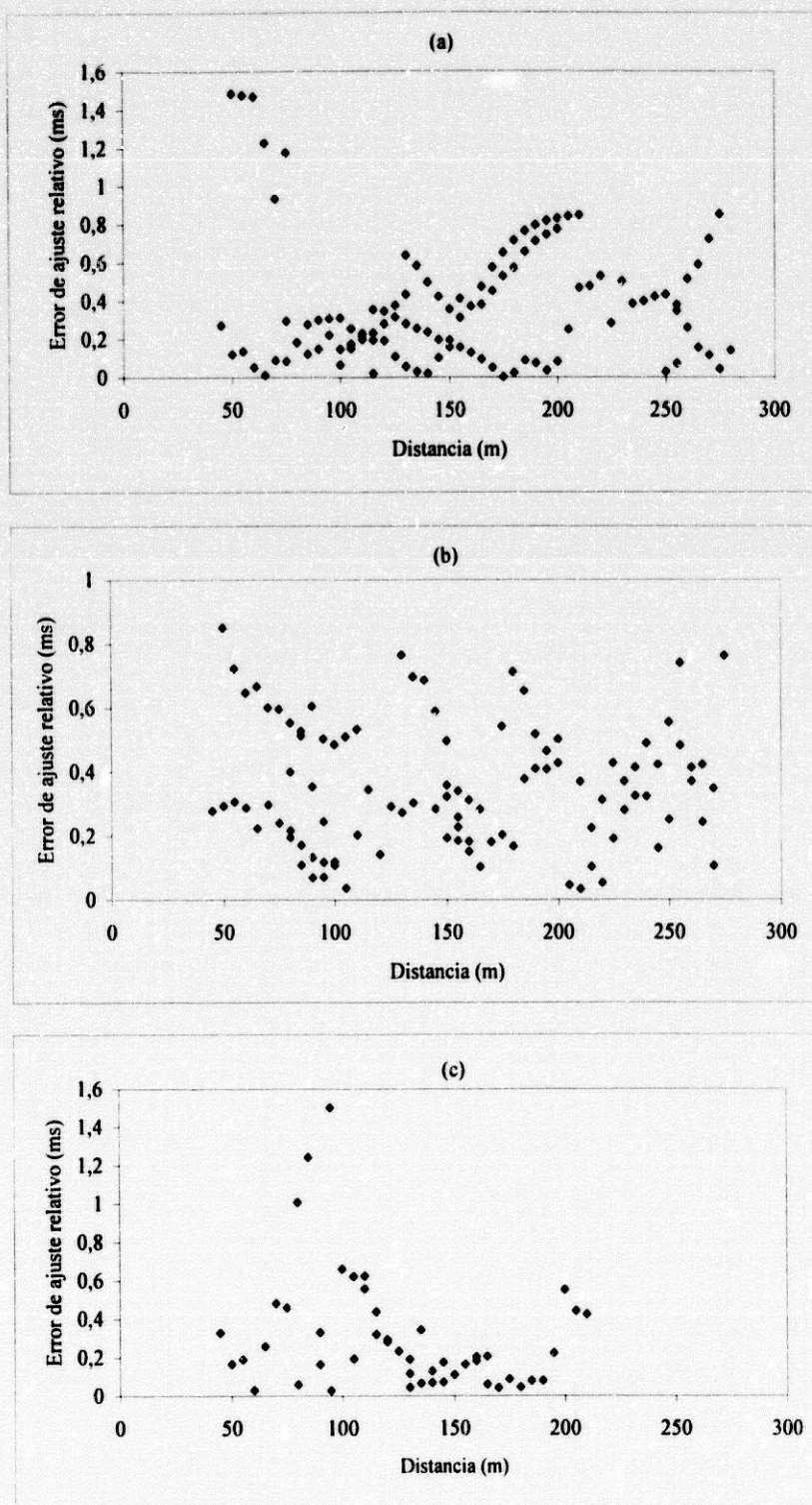


Figura IV.29: Errores de ajuste relativo para los tiempos de las reflejadas del perfil L7 (a), L8 (b) y L9 (c).

IV.6. Sísmica de reflexión

La utilización de las técnicas de sísmica de reflexión tuvo como objetivo conseguir una imagen de la topografía del subsuelo con una mayor definición que la obtenida con los métodos de refracción. De esta manera, el resultado permitirá correlacionar el relieve de dicho basamento con ciertas anomalías en el flujo del hielo observadas en superficie. Con este planteamiento y con la ayuda de toda la información glaciológica disponible se trazaron los perfiles sísmicos L3 y L4 de forma que coincidiesen con los flujos glaciares principales (figura IV.3) de los que se poseen medidas anuales de su velocidad.

En este apartado se presenta todo el estudio realizado, tanto a nivel de procesado de señal como a nivel interpretativo, así mismo también se incluye el perfil de reflexión L2 efectuado como prueba en la primera campaña y coincidente con la parte central del perfil de refracción L1 (figura IV.3).

IV.6.1. Procesado de los datos

La obtención de una sección de sísmica reflexión a partir de los registros de campo es una tarea que requiere el conocimiento de las características de la señal de reflexión que queremos realzar y del ruido que interfiere con ella. Los objetivos primordiales del procesado son reforzar la señal frente al ruido, así como aumentar la resolución vertical que tiene como resultado una imagen detallada de la estructura en estudio. Para la consecución del primero de los objetivos pueden emplearse técnicas de filtrado como paso previo al apilamiento de las trazas con punto de reflexión común (método CDP) que, como se presentó en el capítulo II, es el método de reflexión más utilizado para realzar las llegadas de ondas reflejadas. El aumento de la resolución vertical está relacionado con la compresión del pulso sísmico, lo cual significa ensanchar el contenido espectral de los datos. Además de estos procesos (filtrado, deconvolución y *stacking*) que constituyen el núcleo del tratamiento de datos, existen otros procesos secundarios necesarios para que el procesado sea efectivo, como se comentó en el capítulo II. La figura IV.30 presenta los pasos seguidos para el procesado de los datos sísmicos de reflexión registrados a lo largo de los perfiles L2, L3 y L4.

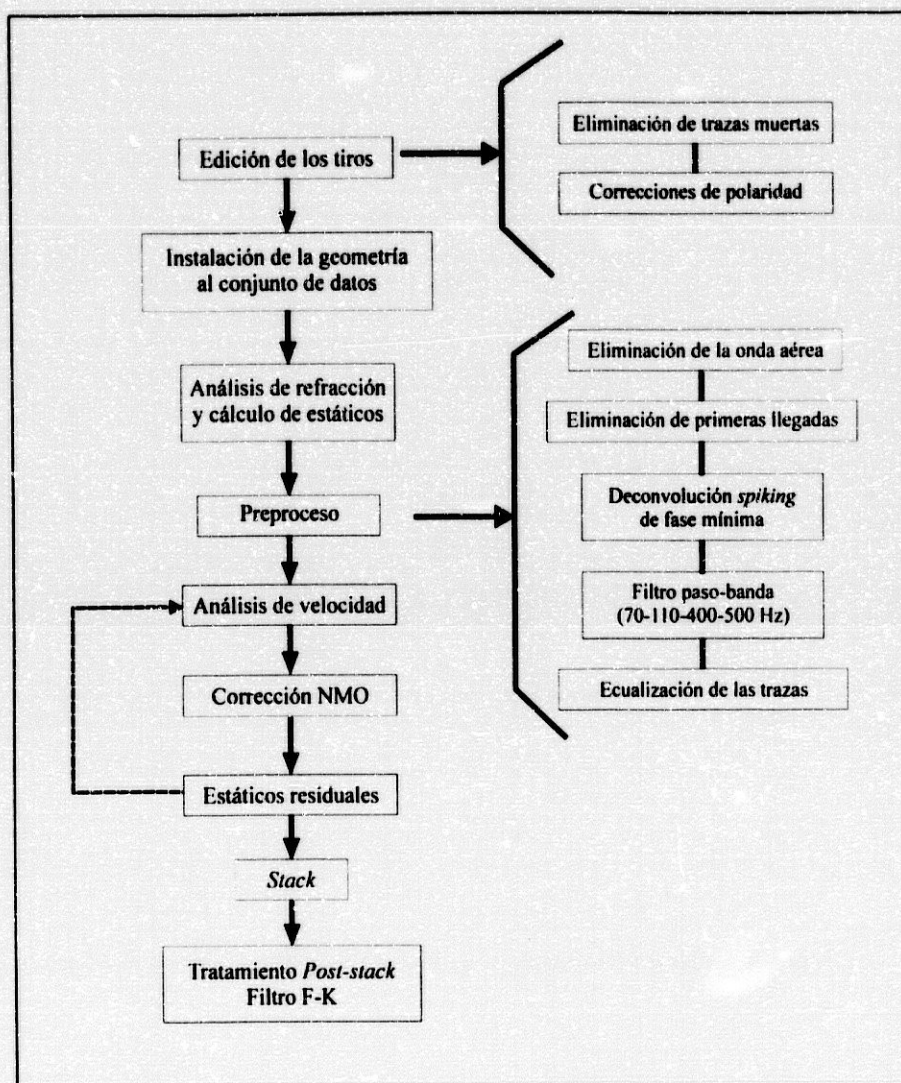


Figura IV.30: Flujo de procesado para los datos de sísmica de reflexión de los perfiles L2, L3 y L4. Destacan los pasos seguidos para la eliminación de las ondas superficiales: antes del stacking mediante filtro paso-banda y empleando un filtro F-K post-stack.

Eliminación del ruido

En el apartado IV.4. se mostraron las particularidades de las ondas presentes en los registros sísmicos. Así, junto a las reflexiones se han registrado una serie de eventos coherentes, como son: las ondas refractadas críticas que en muchos casos presentan reverberaciones, la onda aérea, las ondas superficiales y sus reflejadas en las discontinuidades verticales, junto con el ruido incoherente, principalmente debido al viento. Los métodos de eliminación de estos distintos tipo de ruidos son diferentes dependiendo de sus características.

El ruido incoherente debido a causas electrónicas, al viento o a un deficiente acoplamiento geófono-nieve, puede alcanzar en algunas trazas un nivel alto. El tratamiento de los datos comienza con una inspección visual para la identificación de estas trazas y su posterior eliminación. De esta forma se evita que al ser sumadas en modo CDP con las trazas correspondientes se distorsione el resultado. Gran parte del ruido incoherente quedará eliminado posteriormente durante el apilamiento, siendo el aumento en la relación señal/ruido de $(N)^{1/2}$, donde N es el número de trazas a apilar.

En el caso de las ondas refractadas críticas y de la onda aérea se han anulado las correspondientes amplitudes en las ventanas temporales en las que se registran estos eventos (*muting*). Este proceso es laborioso ya que supone el análisis minucioso de cada tiro. El objetivo de esta eliminación es evitar que las refractadas críticas, dada su velocidad aparente, puedan apilarse en el dominio CDP e interpretarse como reflexiones en la sección final. Por su parte, la eliminación de la onda aérea evita que ésta produzca, debido a su gran amplitud, artefactos durante los procesos de filtrado y deconvolución. El efecto de este *muting* es nulo en los registros ya que dicha señal no interfiere con las reflexiones de interés, mientras que en la sección sísmica final no se mostrará ninguna ventana temporal de amplitud cero al sumarse en el *stacking* trazas con distinto *offset*.

Otra característica de los registros sísmicos obtenidos es la presencia de ondas superficiales de gran amplitud cuya forma depende de las particularidades de las capas más superficiales y de la profundidad a la que se haya efectuado la explosión (Dobrin, 1976). Entre los métodos más utilizados para su eliminación destacan los filtros en el dominio de la frecuencia y en el dominio frecuencia-número de onda (Yilmaz, 1987). Con el primero de ellos se consigue eliminar el contenido de bajas frecuencias característico de las ondas superficiales, siendo la elección del ancho de banda de frecuencias un parámetro crítico, ya que debe ser tal que no afecte al contenido espectral de las señales de reflexión. Esto produce que en muchos casos la aplicación de un filtro paso-banda no sea suficiente para eliminar la impronta sísmica de estos eventos. Por su parte, el filtrado en frecuencia-número de onda (F-K) se basa en el hecho de que las reflexiones y las ondas superficiales presentan distintas pendientes en este espacio 2D, puesto que las señales se distribuyen según su frecuencia y número de onda (velocidad). Este filtro puede ocasionar la distorsión de la señal así como introducir la correlación espacial del ruido, especialmente cuando se aplica a un número pequeño de trazas. Otro factor a tener en cuenta al utilizar este filtrado es el *aliasing* espacial (figura IV.31) que pueden presentar estos eventos, en cuyo caso es necesario definir el filtro de tal manera que incluyan también los números de onda aliasados, lo que produce

un corte de altas frecuencias en el resto de los eventos (Hatton et al, 1986). La eliminación de la región aliasada B mediante filtro F-K implicaría la supresión de las altas frecuencias de la señal de interés. Esto puede observarse en la figura IV.13, donde se mostró el análisis F-K efectuado a un tiro representativo, donde la parte B se correspondería con el sector 3. Por ello, se optó por utilizar un filtro 1-D que eliminase las componentes de baja frecuencia de las ondas superficiales.

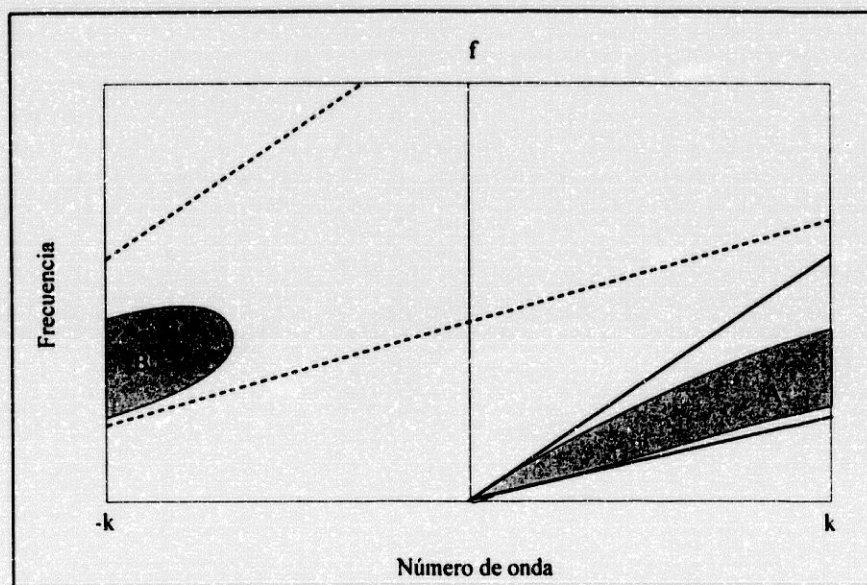


Figura IV.31: Esquema del efecto del filtro F-K cuando el evento a eliminar (A) se encuentra aliasado espacialmente (B). Al eliminar esta zona aliasada B (línea punteada), puede filtrarse el contenido en altas frecuencias de la señal de reflexión (de Hatton et al, 1986).

La elección del ancho de banda óptimo requiere el conocimiento de las características espectrales de los datos. En la figura IV.32 se ilustra el resultado de la aplicación de tres filtros definidos por las frecuencias esquina: 40-60-90-100 Hz, 70-100-200-300 Hz y 200-300-400-500 Hz. La figura IV.32-a muestra el efecto de estos filtros en un registro para el que las ondas superficiales son de baja velocidad y que, como se desarrolló en el apartado IV.4., presentan frecuencias también bajas por propagarse por un medio más atenuativo que el registro correspondiente de la figura IV.32-b. En el primer caso puede observarse como el tren de ondas superficiales queda restringido a la banda 60-90 Hz, mientras que en el segundo se extiende hasta la banda de 100-200 Hz, por lo que interseca con el ancho espectral de las reflexiones. Por lo tanto, sólo para los registros con características similares al mostrado en la figura IV.32-a puede afirmarse que el filtrado paso-banda será plenamente efectivo en la eliminación de las ondas superficiales, necesitándose en otro caso un filtro adicional como se describirá en los siguientes apartados.

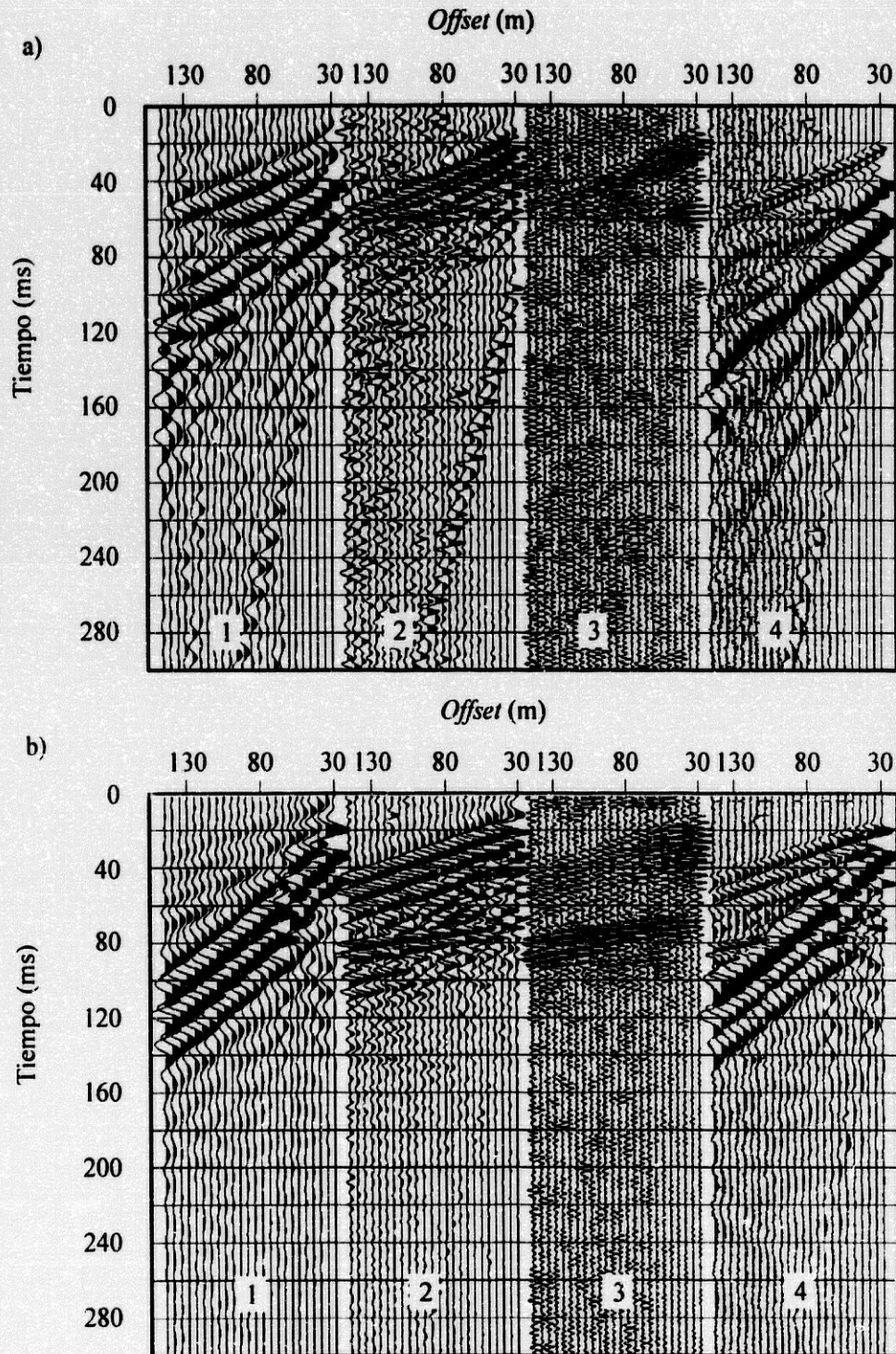


Figura IV.32: Paneles de frecuencia con anchos espectrales 1: 40-60-90-100 Hz, 2: 70-100-200-300 Hz, 3: 200-300-400-500 Hz, 4: datos de campo a los que se les ha efectuado el filtrado paso-banda. Los datos a) se caracterizan por las ondas superficiales de baja velocidad y baja frecuencia cuya energía queda restringida a la banda 60-90 Hz, b) en cambio, presenta ondas superficiales de mayor velocidad y energía presente en la banda de 100-200 Hz.

En cuanto a lo que se refiere a las primeras llegadas y sus reverberaciones, éstas muestran su máxima amplitud en el panel de 70-100-200-300 Hz en ambos casos. Las reflexiones presentan energía tanto en los paneles 2) como en el 3). Puede apreciarse cómo la energía de ondas superficiales reflejada en las grietas está restringida al panel 1). En la figura IV.33, se muestra el espectro de potencias de un tiro representativo, donde se observa cómo a partir de 300 Hz, la potencia decrece por debajo de los 30 dB, valor que se ha considerado como límite en el registro de señal frente a ruido.

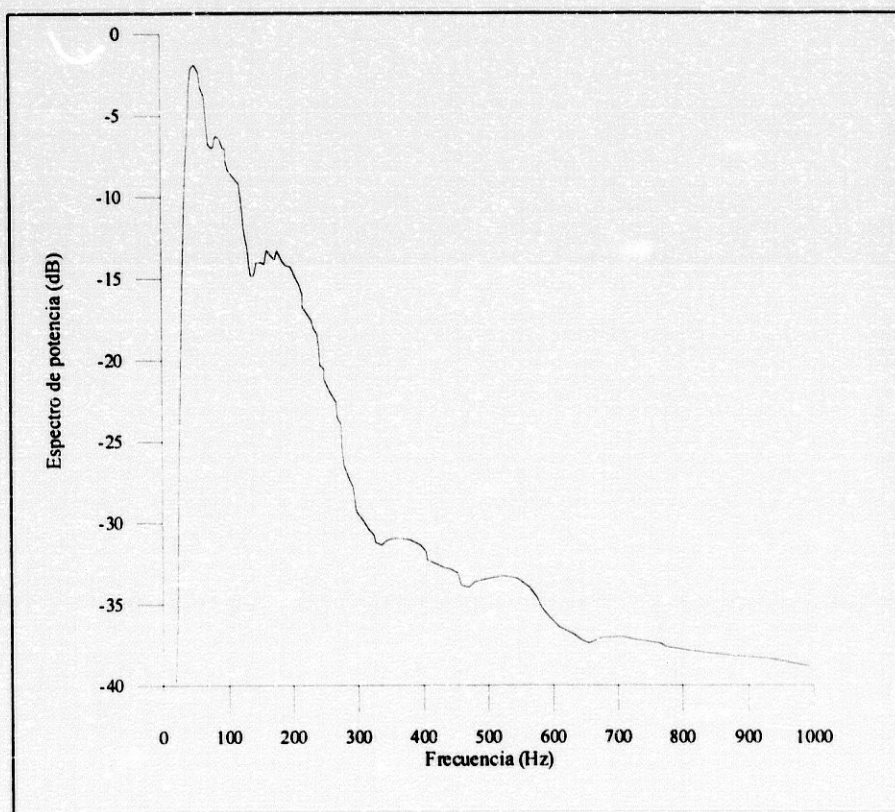


Figura IV.33: Espectro de potencia de un tiro representativo del perfil L3. Se observa como a partir de 300 Hz la potencia decrece por debajo de los 30 dB.

Como consecuencia del análisis anterior, el filtro elegido ha sido un filtro de Ormsby paso-banda trapezoidal definido por 70-110-400-500 Hz asegurando la presencia del contenido espectral de las ondas reflejadas. El trapecoide presenta una pendiente más suave para las altas frecuencias que para las bajas para evitando así el efecto *ringing* (Yilmaz, 1987). Con este filtro se consigue la atenuación del contenido de bajas frecuencias de las ondas superficiales así como la eliminación de la energía de estas mismas ondas reflejada en las grietas. Como ya se mostró en el análisis F-K de un registro (figura IV.13), la parte correspondiente a las frecuencias más altas de las ondas

superficiales se encuentra aliasada espacialmente y se eliminará después del *stacking*. Este ruido tampoco interfiere con la ventana temporal de la reflexión de interés, por lo que no producirá ningún efecto durante el análisis de velocidad y la corrección NMO.

Aumento de la resolución temporal

Para mejorar la resolución temporal de los datos sísmicos es necesario aumentar el ancho de banda correspondiente a la señal de reflexión. Esto puede realizarse mediante técnicas como la deconvolución o el balance espectral. La primera de éstas técnicas consigue ensanchar el espectro de frecuencias mediante la aplicación de un filtro Wiener donde la señal deseada de salida es un pulso de duración temporal cero (*spike*). Más adelante se comentará con detalle la aplicación de este método. Por otra parte, el balance espectral filtra cada traza para distintos anchos de banda realizando posteriormente un ajuste de las amplitudes en cada una de ellas; de manera que, el espectro de la suma de estas trazas filtradas con las amplitudes compensadas será plano para el ancho de banda total (Coruh, 1985).

La figura IV.34 muestra el efecto de la aplicación a un registro del perfil L3 (1) de la deconvolución *spiking* (2) más un filtro paso-banda aplicado posteriormente y del balance espectral para el mismo ancho espectral definido por el filtro (3). En la figura IV.35 se representan los espectros de potencia del registro después de emplear estas técnicas. Puede apreciarse como a nivel espectral el efecto de la deconvolución junto al filtrado de frecuencias es equivalente al balance espectral para esas mismas frecuencias. Sin embargo, en el dominio $x-t$ el resultado de la deconvolución es más satisfactorio que el del balance espectral, como se observa por la continuidad y por el carácter de la reflexión en la figura IV.34. Además, la deconvolución se muestra más efectiva a la hora de reducir las amplitudes de las reverberaciones de las primeras llegadas.

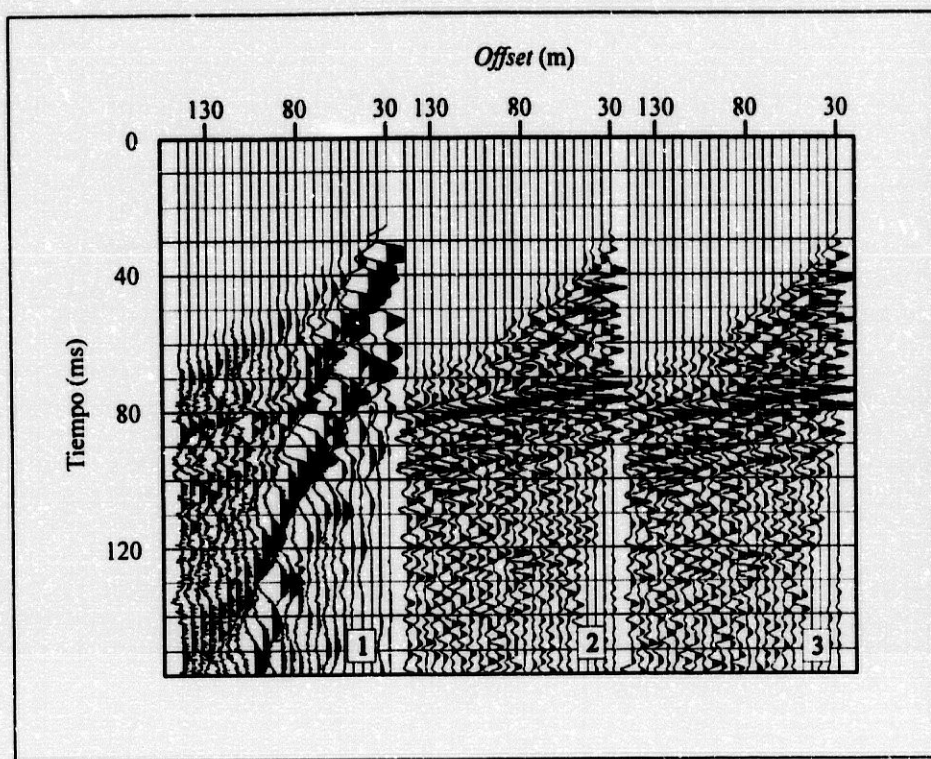


Figura IV.34: 1: Registro de campo, 2: resultado de aplicarle al registro 1 la deconvolución spiking seguida de un filtro paso-banda (70-110-300-500 Hz), 3: resultado de la aplicación del balance espectral a 1 para el mismo ancho espectral que el filtro efectuado en 2. Puede apreciarse una mejor continuidad en la reflexión en 2 que en 3.

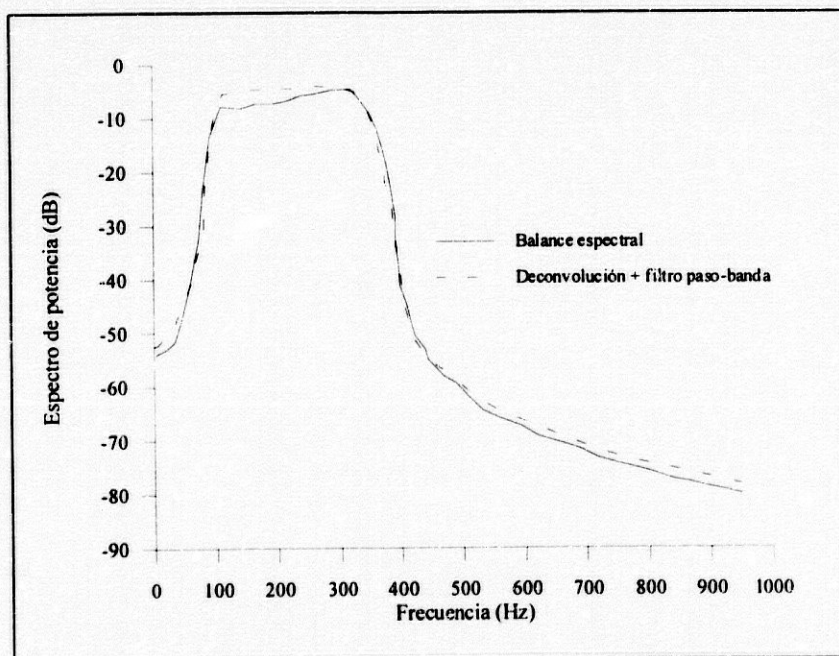


Figura IV.35: Espectro de potencia de los registros (fig.IV.34) resultantes de la aplicación de la deconvolución más filtro paso-banda y del balance espectral. Se destaca la similitud de ambos espectros.

La deconvolución se basa en el hecho de admitir que la traza sísmica x_t es el resultado de la convolución del pulso sísmico generado en la fuente b_t con la respuesta de la tierra representada por una serie de coeficientes de reflectividad ε_t más la contribución del ruido n_t :

$$x_t = b_t * \varepsilon_t + n_t$$

La señal de salida z_t que quiere obtenerse con la aplicación del filtro de deconvolución es aquella que se obtendría si el pulso básico fuera una *spike* d_t :

$$z_t = d_t * \varepsilon_t$$

El diseño del filtro puede realizarse suponiendo que la serie de reflectividad y el ruido forman serie aleatorias en el tiempo (Yilmaz, 1987). De esta forma, el cálculo de los coeficientes del filtro puede obtenerse según el criterio de mínimos cuadrados de minimizar la diferencia entre la señal que se obtiene aplicando el filtro f_t y la señal deseada z_t . El resultado de utilizar este criterio queda descrito por las ecuaciones normales (Robinson & Treitel, 1980):

$$\sum_{\tau=0}^m f_{\tau} \Phi_{xx}(j-\tau) = \Phi_{zx}(j) \quad j = 0, 1, \dots, m$$

donde Φ_{xx} es la autocorrelación de la traza sísmica y Φ_{zx} la correlación entre la traza sísmica x_t y la salida que se espera. Siguiendo el desarrollo de Robinson & Treitel (1980) puede obtenerse la ecuación anterior en términos de parámetros conocidos. Así, la correlación entre x_t y z_t es equivalente salvo un factor de escala a la correlación cruzada entre d_t y b_t . Como ya se demostró en el apartado IV.4., la autocorrelación de la traza sísmica proporciona información sobre el pulso sísmico generado por la fuente b_t , por lo que tendremos como incógnita únicamente los coeficientes del filtro f_t . En la figura IV.36 se ilustra el proceso necesario para la aplicación de la deconvolución.

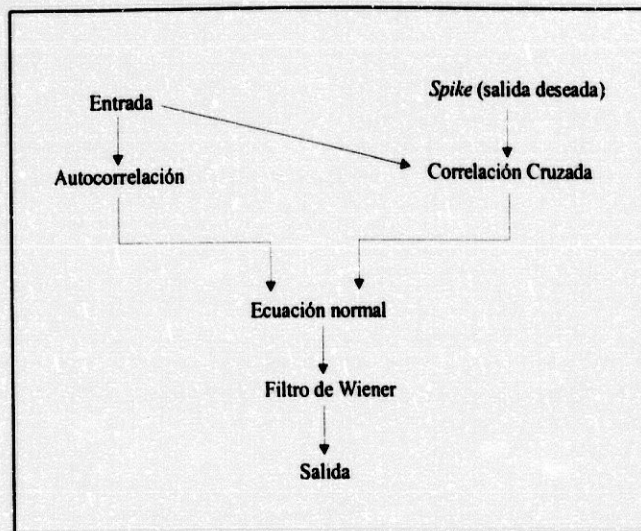


Figura IV.36: Diagrama de flujo de la aplicación de la deconvolución mediante filtro de Wiener (de Yilmaz, 1987).

La longitud del filtro de Wiener debe elegirse atendiendo a la autocorrelación de la traza sísmica (Yilmaz, 1987) de forma que para desplazamientos de la autocorrelación menores que su valor, el pulso sísmico de la fuente quede representado. La ventana temporal que se ha seleccionado para el cálculo del operador de deconvolución abarca desde el final de las primeras llegadas hasta los 200 ms para evitar que el ruido, tanto coherente como incoherente, esté presente. El proceso de deconvolución es más efectivo con datos libres de ruido en los que se incluya el pulso sísmico característico. La adición de un nivel de ruido al término $\tau=0$ de la autocorrelación asegura la estabilidad numérica de la deconvolución.

Una vez efectuada la deconvolución se ha aplicado un filtro paso-banda que elimine las componentes del ruido que se han reforzado como consecuencia del aumento del ancho espectral. Anteriormente a la realización de la deconvolución y del filtrado de frecuencias se aplica una ventana AGC (*automatic gain control*) de 20 ms con el fin de homogeneizar las amplitudes de las trazas. De esta forma se evitan artificios en el filtrado puesto que las señales de grandes amplitudes originan una respuesta del filtro similar a la de un pulso (*spike*). Una vez aplicado el filtro paso-banda se reestablecen las amplitudes eliminando esta ventana de AGC.

En la figura IV.37 se muestran los efectos en modo tiro de los pasos de este preprocesado: *muting* de onda aérea y de primeras llegadas (2), filtro paso-banda (3) y deconvolución (4). en el tiro b) puede comprobarse como la presencia de ruido entre 40 y 80 ms es debida a la gran amplitud de las ondas superficiales. Así mismo, en el registro de campo b), no se registraron ondas superficiales

y como resultado del procesado aplicado se obtiene una señal clara de reflexión sin ruido en los primeros milisegundos.

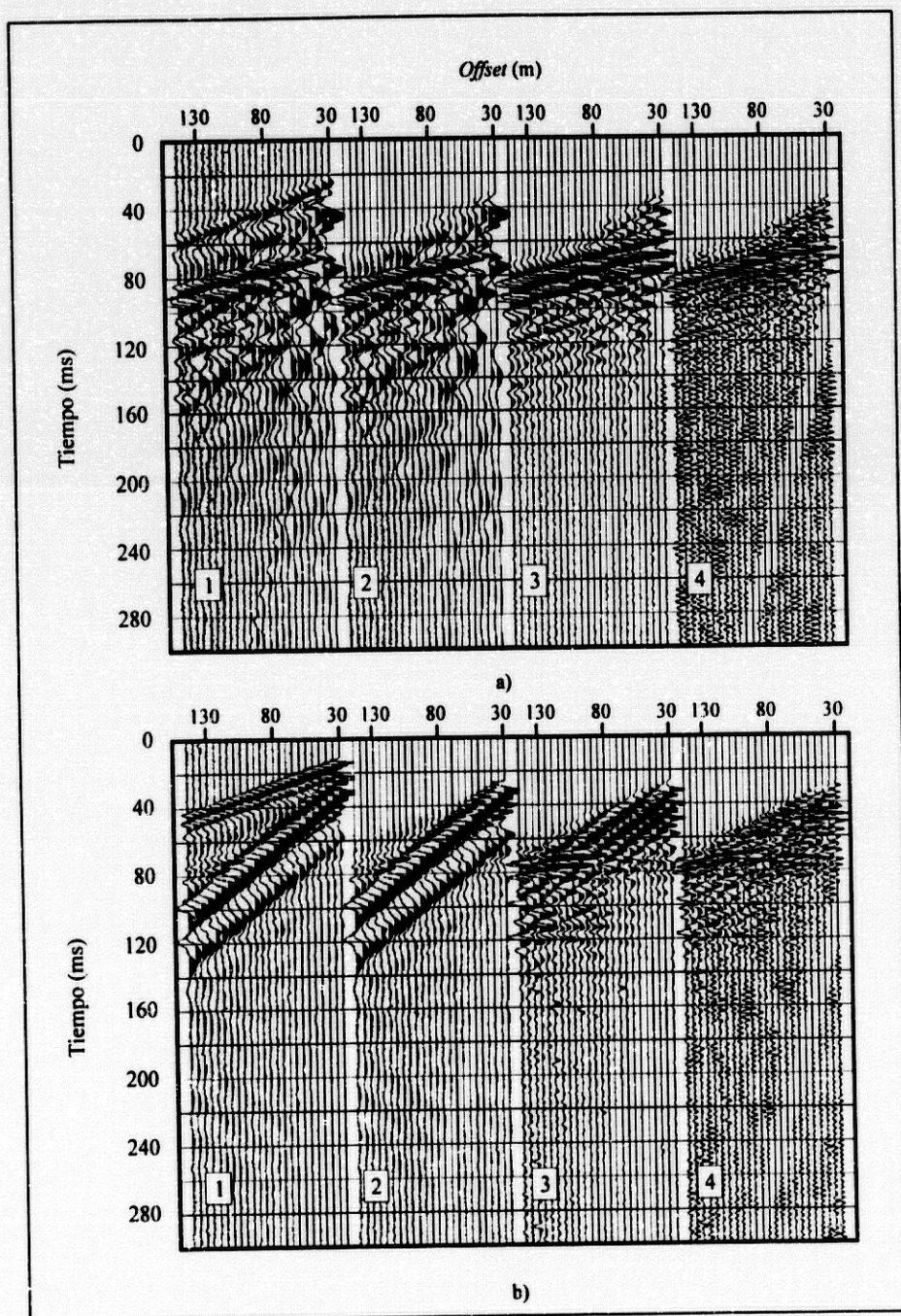


Figura IV.37: 1) datos en bruto, 2) registros una vez aplicados el muting de la onda aérea y las primeras llegadas, 3) igual que 2) con un filtro paso-banda 70-90-300-400, 4) igual que 3) con aplicación de deconvolución. Es destacable la diferencia del efecto de dicho preprocesado en a), caracterizado por ausencia de ondas superficiales y b) donde destaca un tren de ondas superficiales de gran amplitud.

Con la aplicación de las técnicas estándar previas al apilamiento CDP se consigue mejorar en gran medida las amplitudes de las ondas reflejadas frente al ruido coherente y ambiental. La efectividad de las técnicas depende en gran medida del conocimiento del tipo de señales registradas así como de la elección cuidadosa de los parámetros. Para ello, es fundamental realizar diferentes pruebas, no sólo para obtener el resultado esperado de la eliminación de ruido, sino también para asegurarnos que el procesado no implica un cambio en el carácter de la señal que se quiere conservar.

Apilamiento de las trazas en modo CDP (stacking)

El apilamiento consiste en la suma de las trazas con punto de reflexión común (CDP) de forma que mientras las señales de reflexión interfieren constructivamente, el ruido coherente, que no está en fase en las trazas a sumar, y el ruido ambiental tienden a atenuarse. El aumento de la relación señal/ruido es aproximadamente de \sqrt{N} , donde N es el número de trazas por cada CDP.

Las reflexiones en modo CDP se aproximan a una hipérbola lo que contribuye a la efectividad de esta técnica. Las desviaciones de la forma hiperbólica de las reflexiones son debidas principalmente a la presencia de la capa más superficial con velocidad y espesor variable, y a sus diferencias de cota. Para corregir estos efectos, se calculan y aplican las correcciones estáticas para referir todos los tiempos a un nivel de referencia común llamado *datum*. El método aplicado para la obtención de estas correcciones se basa en los tiempos de llegada de las ondas refractadas críticas (correcciones estáticas de refracción), por lo que es necesario medirlos con anterioridad (figura IV.30). La velocidad aparente para la base de la capa más superficial, V_2 , obtenida mediante un ajuste por mínimos cuadrados de estos tiempos de refracción t_r , se emplean como velocidad de reducción para obtener un tiempo de retraso total T_D equivalente al tiempo de intersección:

$$T_D = t_r - \frac{x}{V_2}$$

en donde x es la distancia tiro-geófono.

Estos tiempos de retraso forman una matriz en la que todos los elementos de una columna tienen el receptor común y los de una fila la estación de disparo. La descomposición de estos tiempos de retraso en tiempos de retraso para cada geófono y cada tiro se realiza mediante el método de las

matrices residuales (Gulunay, 1985). Dados estos tiempos de retraso parciales junto con las velocidades, es posible calcular las correcciones estáticas de refracción para las distintas posiciones de la fuente y los receptores.

La aplicación de estas correcciones se realizó en dos etapas debido a la fuerte pendiente presente en los perfiles L3 y L4. Para ello se separan las correcciones en una parte que se aplicó antes del NMO para la que la superficie de referencia pasase por las posiciones de los CDPs en superficie (*floating datum*), y una segunda corrección, efectuada después del NMO, en donde el plano de referencia (*datum final*) se sitúa a una cota constante coincidiendo con la altitud máxima alcanzada en el perfil. La primera corrección se denomina estáticos NMO, mientras que la segunda se conoce como estáticos finales de refracción. La razón por la que los estáticos finales son aplicados una vez realizada la corrección NMO estriba en poder emplear una función de velocidad en la que los cambios presentes sean inherentes al medio en sí, y no debidos a las variaciones en la topografía.

Una manera de aumentar la relación señal/ruido durante el apilamiento, es realizando un ajuste de las amplitudes. Como ya se comentó en el capítulo II, el campo de ondas sísmico generado por la explosión pierde energía por divergencia esférica, por absorción y por las sucesivas reflexiones que experimenta en el medio. La corrección de la amplitud realizada a los datos consiste en dividir los valores de la amplitud de cada traza por el valor medio absoluto de las amplitudes en todo el registro. De esta forma se redujeron las diferencias en función del *offset* (distancia tiro-geófono).

Una vez eliminadas las distorsiones más importantes de la hipérbola de la reflexión y después de efectuar un proceso de equalización en las amplitudes, se procedió a la reordenación de las trazas en modo CDP y a la obtención de una función de velocidad $v(x,z)$. La determinación del campo de velocidades se ha realizado a partir de la modificación de un modelo inicial de velocidades formado por una capa con una velocidad de propagación de ondas P de 3000 m/s sobre un semiespacio con velocidad de 6000 m/s. Para valorar la efectividad de las variaciones efectuadas en este modelo se han considerado dos aspectos. Por un lado, la coherencia de los datos en distintas trayectorias hiperbólicas determinadas por la variaciones en la velocidad (figura IV.38).

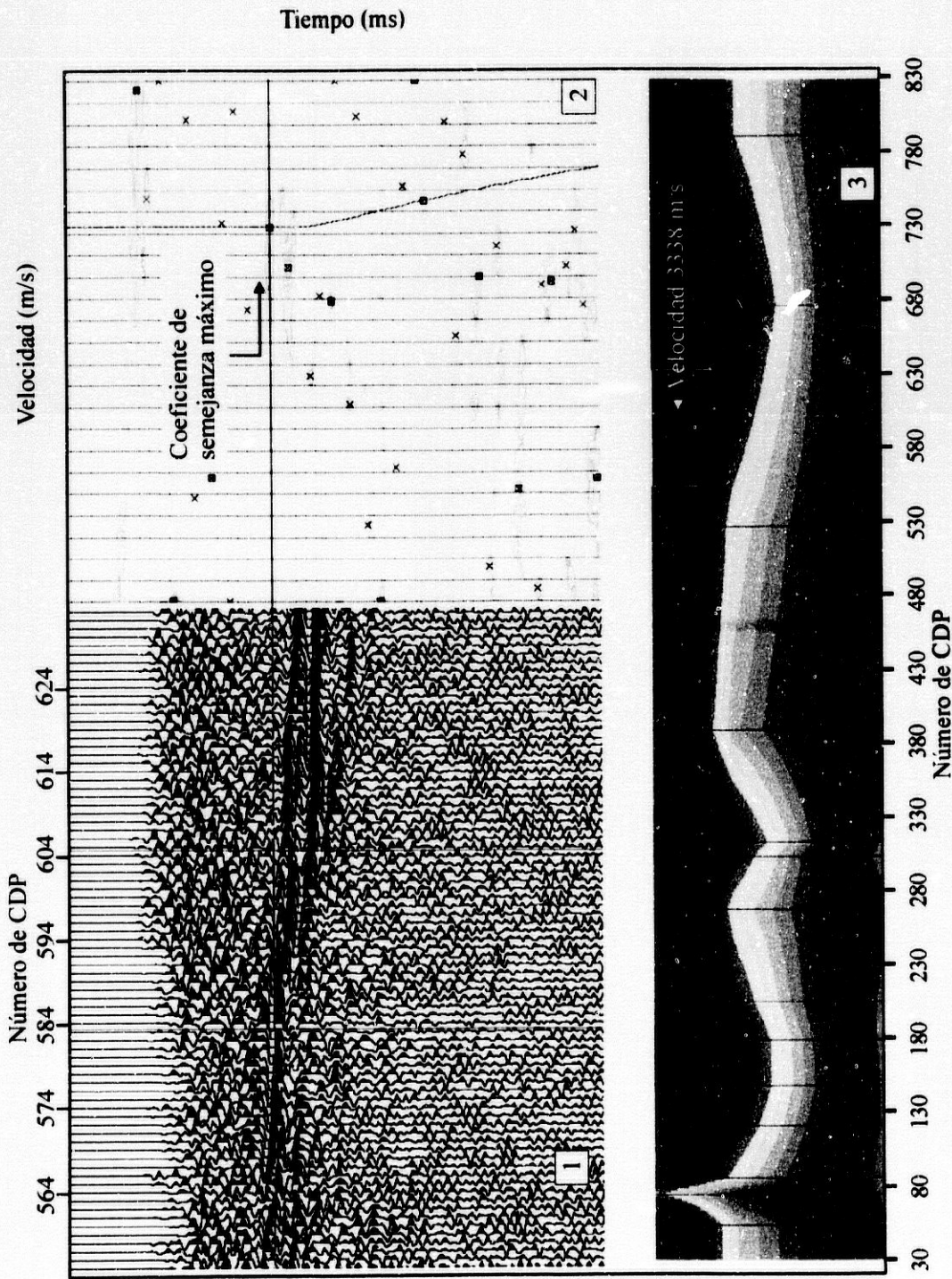


Figura IV.38: Análisis de la velocidad donde 1: es un sector de la sección sísmica, 2: los coeficientes de semejanza obtenidos con distintos valores de velocidad para el CDP 594. El valor máximo de estos coeficiente se obtiene para una velocidad de 3338 m/s que será incluida en el campo final de velocidades mostrado en 3

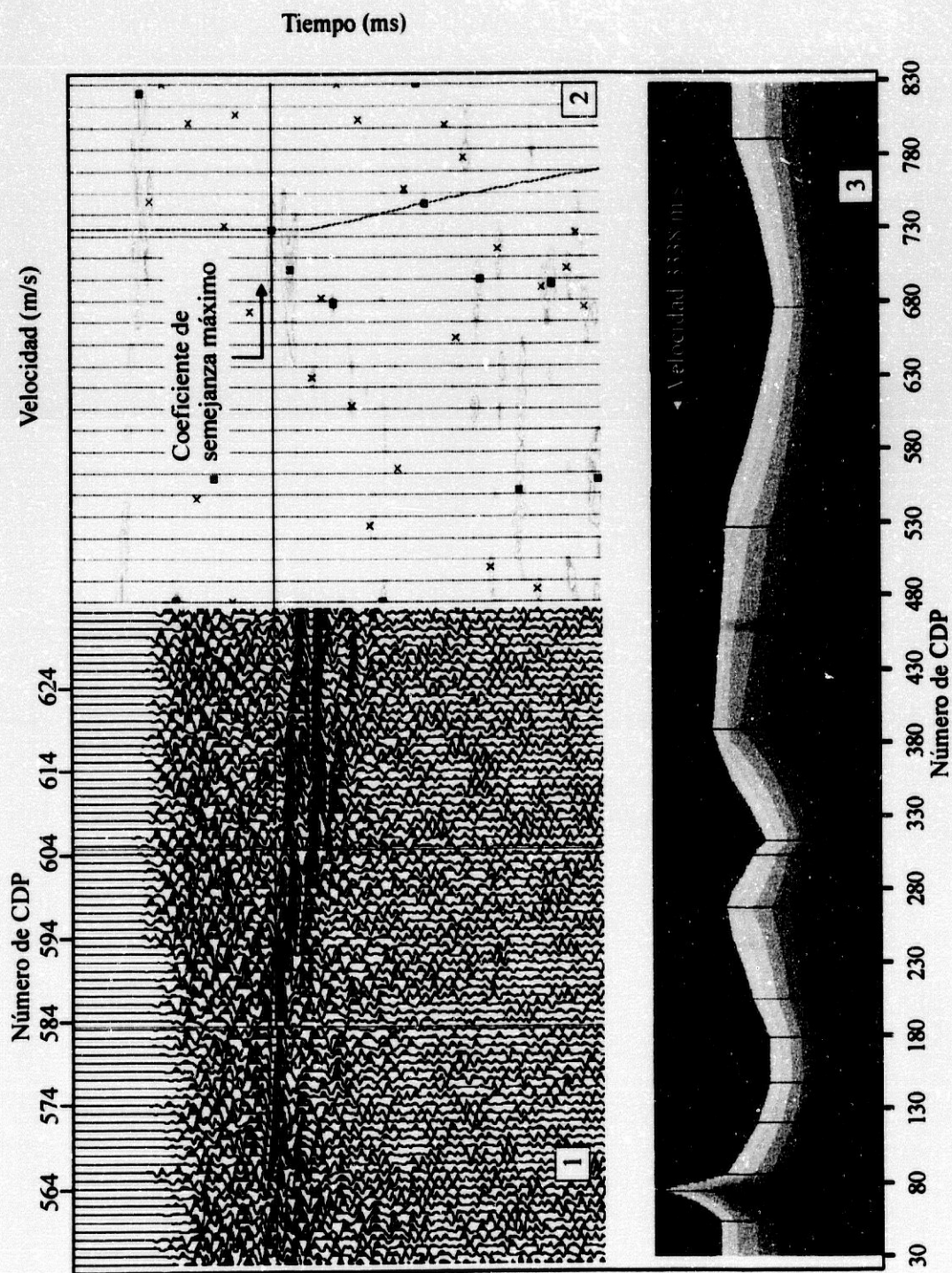


Figura IV.38: Análisis de la velocidad donde 1: es un sector de la sección sísmica, 2: los coeficientes de semejanza obtenidos con distintos valores de velocidad para el CDP 594. El valor máximo de estos coeficientes se obtiene para una velocidad de 3338 m/s que será incluida en el campo final de velocidades mostrado en 3.

Una medida de esta coherencia se obtiene mediante los coeficientes de semejanza (Robinson & Treitel, 1980) determinados por:

$$S = \frac{\sum_t^{t+\Delta t} \left(\sum_i a_{ti} \right)^2}{\sum_t^{t+\Delta t} \sum_i (a_{ti}^2)}$$

donde a_{ti} es la amplitud de la traza i en el tiempo t . El coeficiente de semejanza es, por tanto, el cociente entre la energía total de la suma de las trazas en un intervalo Δt y la suma de la energía de las trazas en la misma ventana temporal. Por otro lado, se han ido observando los efectos producidos por las variaciones de la ley de velocidades sobre las secciones *stack*. Con ambos criterios se obtuvo el modelo final de velocidades utilizado en la corrección NMO que garantiza el mejor alineamiento de las reflexiones en el dominio CDP para su posterior suma o apilamiento (figura IV.38). En el capítulo II se explicó el efecto que esta corrección tiene en el contenido en frecuencias al producirse un alargamiento del pulso sísmico. En este caso, aquellas trazas que presentaron un incremento en la duración de los pulsos mayor del 30 % fueron eliminadas antes del apilamiento.

El *stacking* de las trazas para cada CDP se realizó sumando los valores de las muestras de todas las trazas para cada tiempo t divididas por la raíz cuadrada del número de trazas. La continuidad de la reflexión de una traza apilada a otra va a depender de la precisión con que se hayan realizado las correcciones estáticas. Las variaciones locales de la elevación, profundidad y velocidad de la capa superficial no se incluyen en estas correcciones y deben complementarse una vez realizado el primer apilamiento, mediante las correcciones estáticas residuales. Éstas se calculan a partir de la correlación de una traza media obtenida en una ventana espacio-temporal del *stack* con las trazas en el dominio CDP que se incluyen en esa ventana. El intervalo temporal definido en el *stack* ha sido un parámetro crítico en el procesado de los perfiles L3 y L4 debido a la variación de cota a lo largo de ambos perfiles. Su elección se realizó eligiendo una ventana temporal constante de 100 ms cuyo centro se estableció siguiendo el cambio de la pendiente de la reflexión hielo-basamento. Para las correcciones residuales se utilizaron los desplazamientos de la traza que producían el mejor alineamiento del reflector estudiado. Una vez aplicados estos desplazamientos se procedió a realizar un segundo *stack* obteniendo una mejor imagen del reflector buscado. El ruido remanente debido a las frecuencias más altas de las ondas superficiales, presente en distintas partes de la

sección sísmica, se eliminó mediante un filtro F-K *post-stack* cuya respuesta era óptima al tratarse de un número elevado de trazas como se muestra en la figura IV.39-b

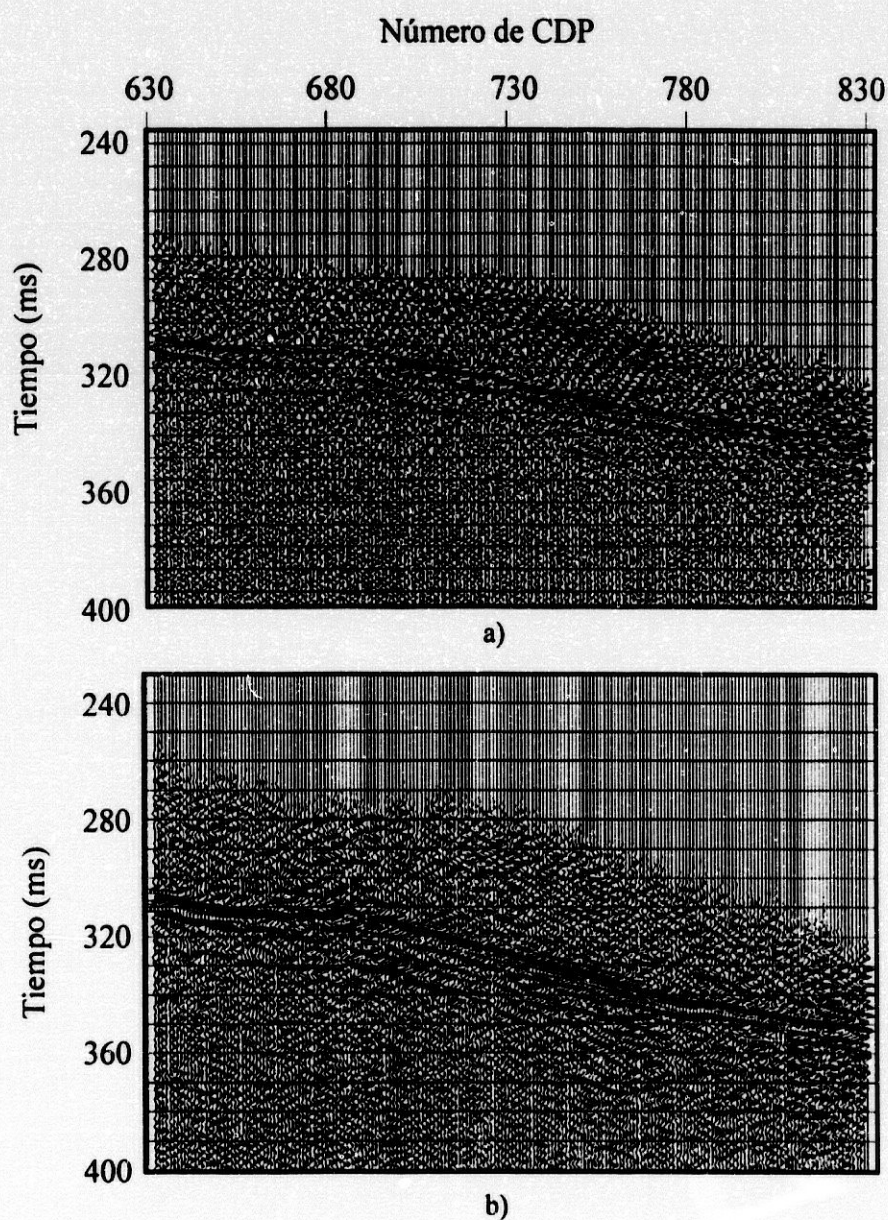


Figura IV.39: Sector de la sección sísmica L3, a) *stack* bruto, b) después de la aplicación de los estáticos residuales y del filtro *post-stack*. Se observa como el ruido remanente debido a las ondas superficiales queda eliminado en b) y se mejora considerablemente la continuidad del reflector.

Los resultados de este procesado caracterizado por las dificultades debidas a la topografía de los perfiles y por el bajo número de trazas por CDP, se presentan en el siguiente apartado.

IV.6.2. Resultados e interpretación

La figura IV.40 muestra la sección en tiempo doble del perfil L3 que sigue la dirección del flujo de hielo denominado Dorotea (figura IV.3), indicando a su vez la topografía en tiempo doble de la superficie del glaciar. Como rasgo característico, se observa que el contacto hielo-roca está caracterizado por una doble reflexión a lo largo de todo el perfil. A partir de los resultados del apartado IV.4, por los que se estableció que esta doble reflexión no podía ser consecuencia de una múltiple dada la poca profundidad del disparo, ni de un efecto de la fuente, y teniendo en cuenta las características del glaciar templado, se asoció esta doble reflexión a una capa situada a la base del hielo y formada por materiales de arrastre del propio glaciar.

Considerando esta capa como delgada, definida como aquella de la que se registran la reflexión de su techo y muro, podemos estimar el valor mínimo de su espesor (límite de detectabilidad) a partir de la frecuencia característica de la señal reflejada y de la velocidad sísmica de los materiales que la componen. Para acotar el valor de este último parámetro, se emplea la información obtenida de la polaridad de la reflexión procedente del contacto hielo-capa. En la figura IV.16 puede apreciarse cómo la reflexión no muestra cambio de polaridad con respecto al pulso sísmico de la primera llegada. Esto indica un aumento de la impedancia acústica en el paso de la base del hielo a la capa delgada. Según Smith (1997), los valores de la densidad y velocidad sísmica de este tipo de materiales de acarreo glaciar, cuyo producto sea mayor que la impedancia acústica del hielo, corresponderían a una porosidad de 0.3 y a un rango de velocidades establecido entre 1800 y 2200 m/s. Empleando el criterio de $\lambda/4$ y $\lambda/8$ (Widess, 1974) para una frecuencia característica de 140 Hz, los límites resolubles de esta capa se estiman en 3 y 4 m, y 1.5 y 2 m, respectivamente.

El basamento presenta un relieve irregular, especialmente entre los CDPs 330-580. En el sector correspondiente a los CDPs 105 y 207, no se observa ningún evento de reflexión; esta ausencia de señal reflejada es consecuencia de la ventana espacial elegida en la adquisición con un rango de distancias entre tiro-geófono entre 30-145 m. No obstante, puede apreciarse a partir de la morfología de las zonas vecinas cómo este sector corresponde al trayecto en el que el basamento se encuentra más cercano a la superficie, lo que explica la necesidad de reducir el *offset* para que la reflexión correspondiente a este tramo de basamento se solape con las refracciones críticas. A lo largo de toda la sección sísmica se detectan eventos fuertemente arqueados correspondientes a

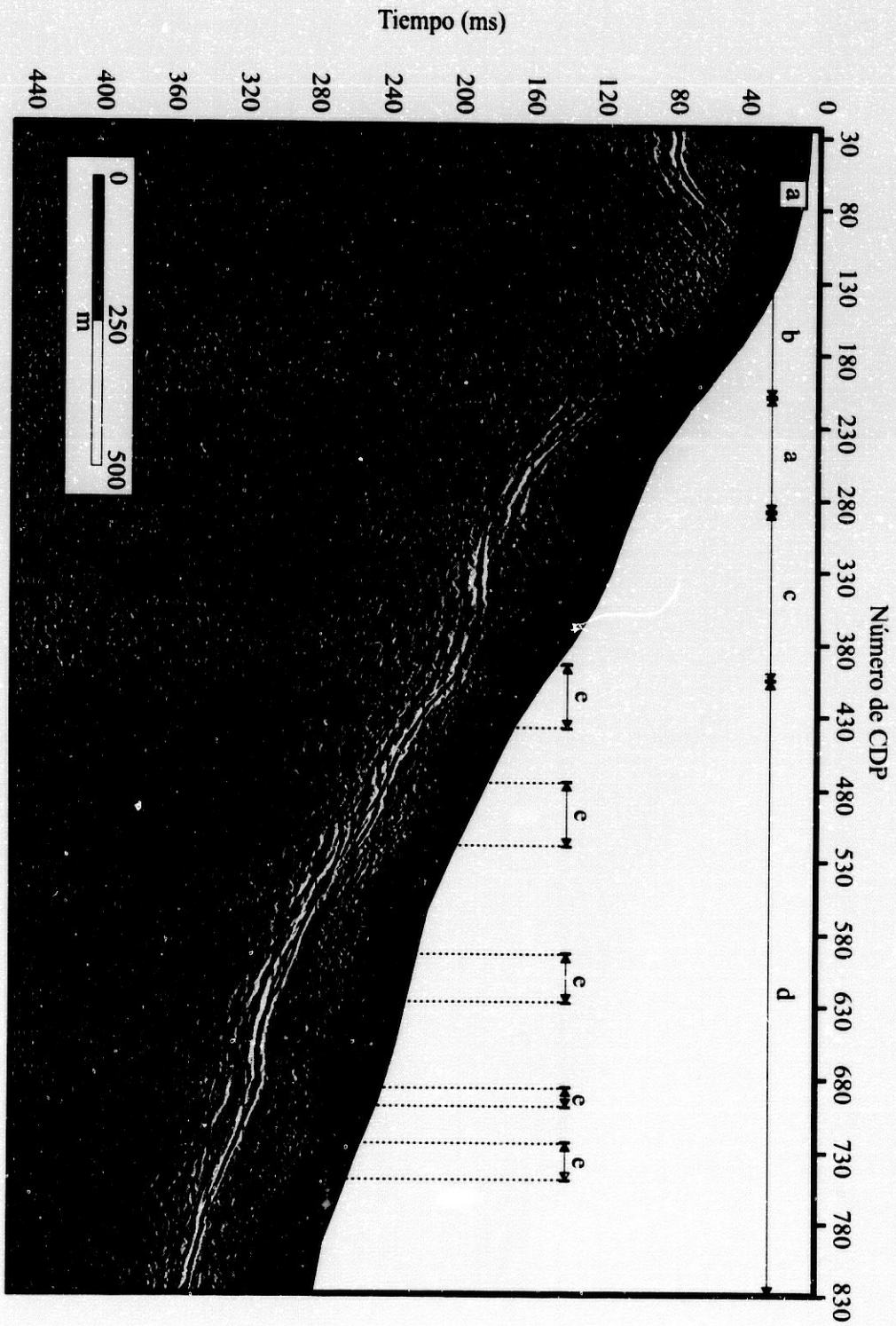


Figura IV.40: Sección sísmica en tiempo doble del perfil de reflexión L3. La línea representa la topografía. a) Sectores donde la capa de nieve-firn es canal de baja velocidad para la propagación de ondas superficiales. b) Sector donde las ondas superficiales viajan con velocidad mayor que en a). c) Sector con variación en la morfología de las ondas y amplitudes y ampliación de su rango de velocidades. d) Sector donde las ondas superficiales viajan con velocidad correspondiente al hielo. Los sectores con grietas reflectoras de ondas superficiales se muestran como e).

difracciones que sugieren estructuras de contacto complejas en la base del hielo, en particular entre los CDPs 461-581. En la figura IV.40, además del resultado de la sección sísmica, se indican las zonas de distinta estructura en el hielo y en la capa más superficial obtenidas durante el análisis del campo de ondas en el apartado IV.4. Así, los sectores marcados con letra (a) corresponden a zonas en donde la capa superficial de nieve-*firn* presenta suficiente espesor como para ser canal de transmisión de las ondas superficiales (CDPs 29-126 y 210-291). Con (b) se ha delimitado la zona (CDPs 129-209) donde las velocidades de las ondas superficiales son mayores, lo cual indica una disminución del espesor de esta capa de nieve-*firn*. Entre los CDPs 291-405, se aprecia un sector (c) en el que las ondas superficiales presentan cambios de morfología ampliando su rango de velocidades. Este sector se considera como una zona de transición entre la zona de acumulación y de ablación. Por último, en el sector (d) limitado entre los CDPs 405-829 las ondas superficiales se propagan con una velocidad de 1700-1800 m/s correspondiente al hielo, sin ser afectadas por la delgada capa de nieve estacional. Además de la información obtenida a partir de las diferencias en la forma y velocidad de las ondas superficiales, en la figura IV.40 también se han marcado aquellos sectores (e) donde los datos de campo ofrecían claras reflexiones laterales debidas a la presencia de grietas. Es importante observar como estos sectores con discontinuidades en el hielo de grandes dimensiones para su detección con ondas superficiales, se corresponden con cambios topográficos del basamento. Esto es debido a la generación de esfuerzos en el hielo por dichos cambios, causantes de las aperturas y fracturas del glaciar. La figura IV.41 presenta de forma esquemática todos estos resultados para el perfil L3 que suponen la aportación de información valiosa para el estudio de la dinámica del glaciar Johnsons.

Los cambios topográficos presentados en esta sección sísmica se relacionan con las anomalías del flujo del hielo observadas en superficie. Las velocidades y direcciones preferentes del movimiento del hielo han sido medidas mediante el posicionamiento de estacas situadas en el mismo desde 1994 (Ximenis, comunicación personal). Estos valores indican como la estaca 1 (figura IV.41) presenta un movimiento diferente al régimen general del glaciar. A la luz de los resultados de la sísmica de reflexión, este movimiento anómalo de la estaca se explicaría por que la máxima elevación del basamento, que determina el límite propio del glaciar (Ximenis, comunicación personal), se encuentra entre las posiciones 197.5 y 447.5 m, y no, como se creía, en la cota de mayor altitud. Por otro lado, la estaca 3 (figura IV.41) se caracteriza por tener una mayor velocidad anual que el resto de estacas en el perfil. La disminución del espesor del hielo en esta zona estaría relacionado con esta anomalía en la dinámica del glaciar.

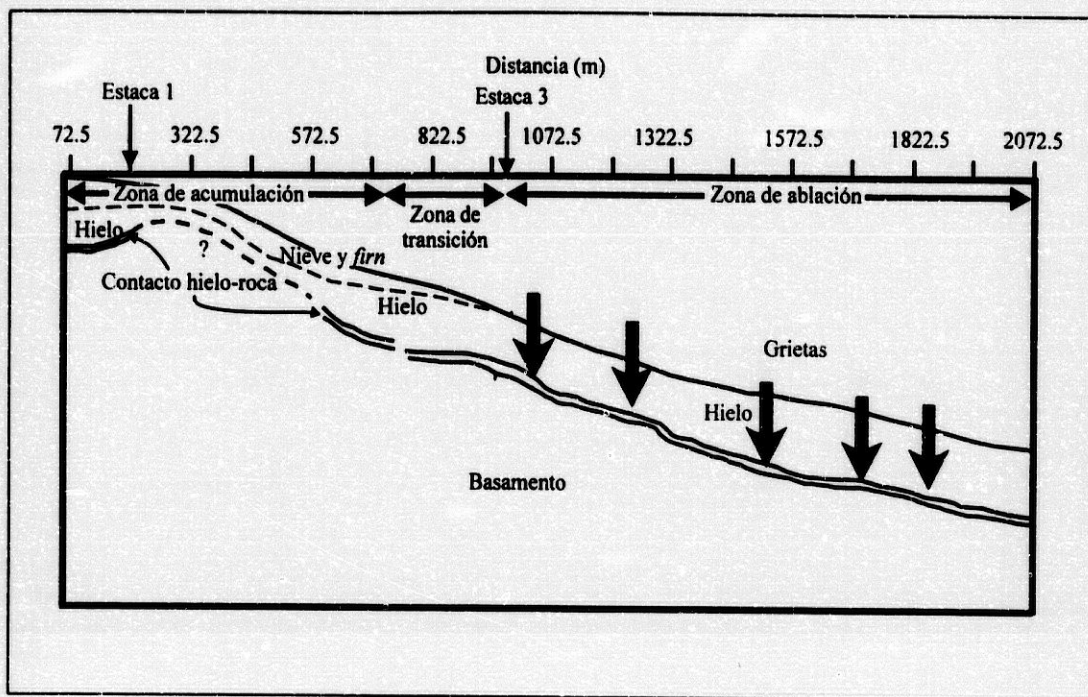


Figura IV.41: Esquema de los resultados obtenidos sobre la estructura del glaciar, a partir de la sección sísmica (figura IV.40) y del análisis de los datos. Las zonas de grietas detectadas por la reflexión de ondas superficiales se indican mediante flechas grises. Según los datos glaciológicos, las estacas 1 y 3 presentan anomalías en sus velocidades superficiales que quedan explicadas por la topografía del basamento obtenida.

En la figura IV.42 se muestra la sección sísmica en tiempo doble de la línea L4, en la que pueden observarse pocos sectores con una reflexión clara del basamento (CDPs 31-59, 152-243 y 286-340). La pérdida de la señal en los tramos restantes se atribuye a la poca profundidad del basamento y a la presencia de importantes zonas de atenuación en el hielo. Para compensar la pérdida de información se ha llevado a cabo un estudio de las características del hielo a partir de las velocidades de las refractadas críticas registradas. Según este estudio, se aprecian sectores marcados con la letra (b), en los que las velocidades aparentes de las refractadas críticas son mayores (4500-5000 m/s) que las correspondientes al hielo indicando que en estos tramos el basamento es muy superficial. Sin embargo, también hay sectores (c) en los que las velocidades presentan un rango menor que las del hielo (2800-3000 m/s) lo que sugiere la presencia de una capa de baja velocidad y de gran espesor, que, dada la altitud a la que se sitúan estos sectores, posiblemente esté formada por *firn*.

Respecto a las ondas superficiales, en este perfil no aparecen trenes de onda de alta velocidad (del orden de 1800 m/s; ni se aprecian reflexiones de este tipo de ondas en grietas. La causa de esta

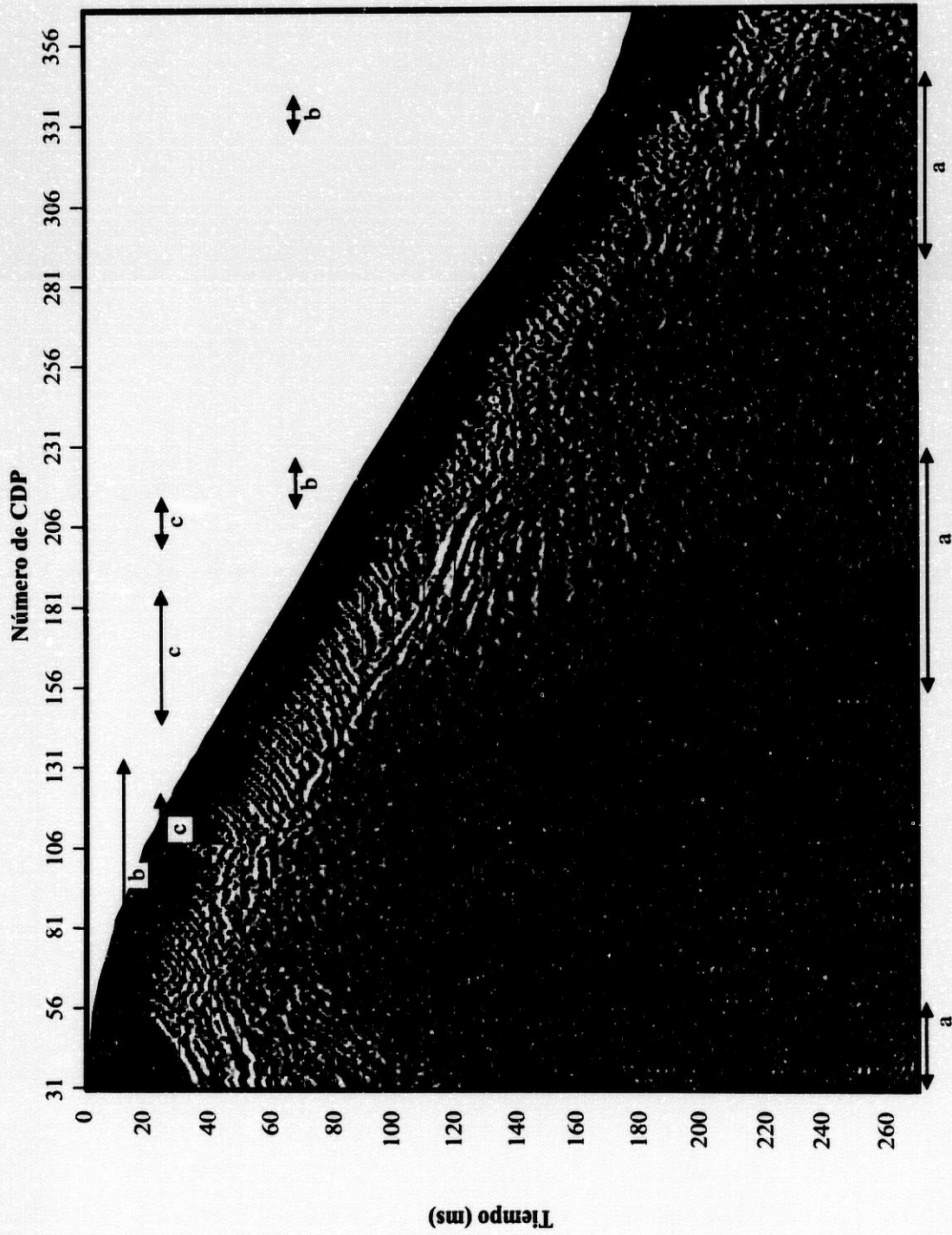


Figura IV.42: Sección sísmica en tiempo doble del perfil de reflexión L4. a) Sectores en los que se corresponden reflexiones en modo tiro y CDP. b) Sectores en los que se aprecian velocidades dentro de un rango de 4000-5000 m/s para las refractadas críticas. c) Sectores con velocidades dentro de un rango de 2500-2800 m/s.

ausencia de propagación de ondas superficiales puede encontrarse en la estructura compleja del hielo que produce una fuerte atenuación de la energía sísmica y una disminución en la relación señal/ruido con respecto a los registros del perfil L3. Otro factor que influye en la morfología del campo de ondas registrado en el perfil L4 es que la dirección de este perfil coincide con la de mayor fracturación, por lo que la propagación de las ondas sísmicas en este tramo del glaciar se ve muy atenuada.

La figura IV.43 muestra la sección sísmica en tiempo doble para la línea L2, en la cual debe tenerse en cuenta el distinto dispositivo de adquisición de los datos de campo (apartado IV.3.3.). En esta sección se observa también la doble reflexión para el contacto hielo-roca. Así mismo se aprecian pequeñas reflexiones y cambios de imprenta sísmica en tiempos correspondientes a la capa de hielo que podrían atribuirse respectivamente a diferencias de compactación del mismo y a la presencia de grietas. En este perfil ha sido posible estimar estas estructuras en el hielo dado que se disponen de registros con distancias tiro-geófono pequeñas.

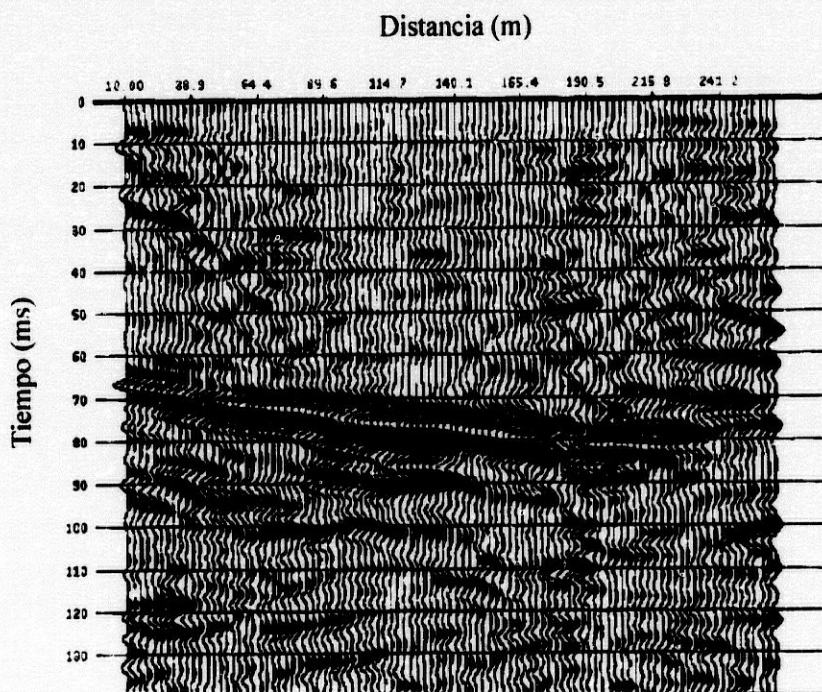


Figura IV.43: Sección sísmica en tiempo doble del perfil de reflexión L2. Es destacable en este sector del glaciar la doble reflexión así como una serie de eventos en el hielo debidos a diferencias de compactación. Teniendo en cuenta la función de velocidad obtenida mediante sísmica de refracción se ha realizado una estimación de las profundidades para los perfiles de reflexión que se mostrarán en el siguiente apartado junto a los resultados de la sísmica de refracción.

IV.7. Resumen y conclusiones

Las características del glaciar Johnsons, especialmente las derivadas de ser un glaciar templado, condicionan tanto la adquisición de datos sísmicos como las variaciones en el carácter de las señales sísmicas registradas. El planteamiento de un estudio sísmico en un glaciar requiere especial cuidado con algunos aspectos como son la realización de medidas de posicionamiento frecuentemente para evitar la pérdida de marcas de referencia, y las medidas de seguridad necesarias para el desarrollo del trabajo de campo sin riesgo.

La facilidad de arrastre de la línea sísmica por la superficie del glaciar permitió la utilización de un dispositivo experimental para los perfiles de reflexión L3 y L4 similar a la sísmica marina, consiguiéndose de esta manera un buen rendimiento en la adquisición. En cuanto a la mejora de la calidad de los registros, en algunas ocasiones es necesario enterrar en la nieve los sensores dadas las fuertes rachas de viento de forma que se evite una disminución excesiva de la relación señal/ruido.

La utilización de explosivos de baja energía proporciona mejores resultados en un glaciar que la fuente SISSY (*seismic impulse source system*), empleada con éxito en otros medios como el sedimentario. Los explosivos no sólo han mostrado un mejor acoplamiento con el medio, como se aprecia en la variación de la relación señal/ruido con el *offset* o en el espectro de las señales, sino también en su fácil utilización, lo que conlleva una mayor rapidez en la adquisición. Es importante destacar que para obtener un buen acoplamiento fuente-medio en un medio glaciar es necesario situar el explosivo en una capa de mayor densidad y compactación que la de nieve estacional, como pueden ser las capas de rehielo o el *firn*. Este trabajo constituye uno de los primeros presentados en los que la adquisición de datos ha sido realizada mediante este tipo de explosivos.

Como paso previo al procesado de los datos de refracción y reflexión sísmica, es necesario analizar el campo de ondas ya que proporciona información sobre la estructura del glaciar, además de permitir la optimización de dicho procesado. Los registros sísmicos obtenidos están caracterizados por contener ondas superficiales de gran amplitud que presentan variaciones en su morfología a lo largo de los perfiles. A partir del análisis de estas diferencias pueden distinguirse distintas zonas del glaciar como son las de acumulación y las de ablación. En la zona de acumulación las ondas superficiales presentan un rango amplio de velocidades de propagación asociado con la estructura compleja de la capa superficial: nieve del año, rehielo y *firn* como transición al hielo glaciar. Por contra, las ondas superficiales en la zona de ablación presentan una morfología simple

característica de un medio con pocas variaciones de la velocidad de ondas de cizalla con la profundidad. A partir de los registros que muestran ondas superficiales reflejadas en discontinuidades verticales se ha podido realizar una localización de los sectores donde el hielo se hallaba más fracturado; en muchos casos estas grietas no eran visibles desde la superficie, por lo que ha resultado ser un método que completa las observaciones glaciológicas.

La limitación energética de las fuentes sísmicas utilizadas no permitió registrar señales de refracción para distancias tiro-geófono mayores que 285 m, de forma que en muchos sectores no se registraron las refractadas críticas procedentes del basamento. Por ello, los modelos de velocidad de ondas longitudinales se obtuvieron a partir de la comparación de los sismogramas sintéticos generados por el método de las diferencias finitas con los registros de campo, empleando la información que proporcionan las ondas refractadas críticas en el hielo y las ondas reflejadas en el basamento. Dada la configuración tiro-geófono utilizada en los perfiles de refracción (L1, L6, L7, L8 y L9) los modelos obtenidos no tienen mucha resolución. Sin embargo, suministran información importante sobre la profundidad del zócalo y la variabilidad de la velocidad sísmica en el hielo, debida al estado de fracturación, densidad y contenido acuoso en el hielo. Es por esta razón por lo que las velocidades de ondas sísmicas en glaciares templados presentan un rango mayor de variabilidad que en glaciares secos (Nolan & Echelmeyer, 1999).

Puesto que la adquisición de datos tenía que realizarse con anterioridad a la fusión de la capa nívea del glaciar, fue necesario llegar a un balance entre el tiempo de adquisición y la ventana espacial de registro. Como consecuencia, el registro de las señales de reflexión procedentes del basamento pudo realizarse en aquellos sectores en los que su profundidad era mayor de 60 m, debido a que el *offset* mínimo se fijó en 30 m. Una solución a esta restricción hubiera sido hacer variable este parámetro, pero la imposibilidad de analizar los datos *in situ* obligó a fijar este valor. Otra limitación impuesta por el tiempo de adquisición fue la baja cobertura por CDP para los perfiles L3 y L4, al emplear una distancia entre tiros de 10 m.

El procesado estándar aplicado a los datos de reflexión se caracteriza por la eliminación de las ondas superficiales en dos etapas. Una primera, previa al apilamiento, con la aplicación de un filtro paso-banda adecuado para preservar la señal de reflexión. Y una segunda que consistió en la realización de un filtrado *post-stack* para eliminar las altas frecuencias de las ondas superficiales. La topografía de los perfiles de reflexión L3 y L4 ha tenido una gran influencia en la aplicación de los estáticos de refracción y de los estáticos residuales. Como resultado de este procesado se ha obtenido una imagen óptima de alta resolución para el perfil de mayor extensión (L3).

Una de las principales características de las secciones sísmicas ha sido la presencia de una doble reflexión procedente del lecho del glaciar. La información glaciológica, el carácter simple del pulso sísmico inicial generado en la fuente, y la poca profundidad de los disparos permite asegurar que el contacto hielo-roca se caracteriza por una capa de transición formada por morrena de fondo.

A diferencia de la sísmica orientada a estructuras profundas donde únicamente un tipo de ondas secundarias (reflexiones profundas o refractadas críticas) proporciona la información buscada, en sísmica superficial la superposición de los diferentes eventos en una reducida ventana espacio-temporal hace necesario e imprescindible un estudio completo del campo de ondas para poder obtener información precisa de las propiedades físicas del subsuelo, como puede deducirse de todo lo expuesto en este capítulo. Así, en el procesado de reflexión, ha sido necesario utilizar otros eventos como son las refractadas críticas y las ondas superficiales para tener información de las capas más superficiales. En los perfiles de refracción, las profundidades del basamento se han estimado a partir de las llegadas de las ondas reflejadas registradas.

La información obtenida del relieve del basamento ha sido empleada para explicar anomalías observadas en el flujo del hielo. Este hecho remarca la importancia de la aplicación de métodos geofísicos para el estudio de la dinámica del glaciar dado que el flujo de hielo depende de la topografía del zócalo. La información obtenida en las distintas áreas estudiadas restringe los posibles modelos de flujo glaciar. En la figura IV.44 se muestran los resultados en profundidad para todos los perfiles realizados, tanto de refracción como de reflexión. Este resultado será la base para una futura modelización de la dinámica del glaciar Johnsons.

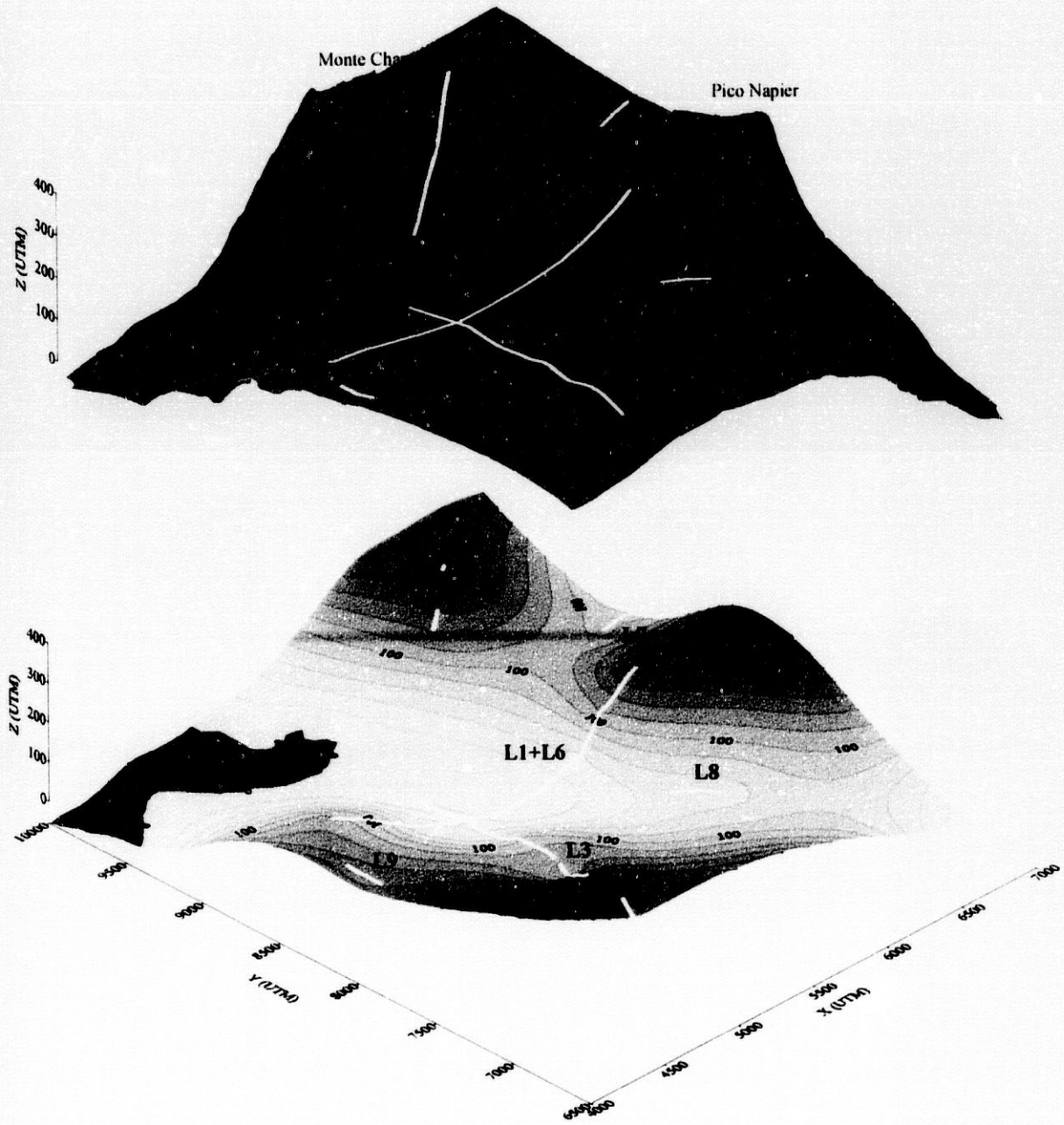


Figura IV.44: Situación de los perfiles de refracción y reflexión sobre la superficie del glaciar y topografía del basamento obtenida por interpolación a partir de los datos obtenidos mediante refracción y reflexión sísmica (mínima curvatura).

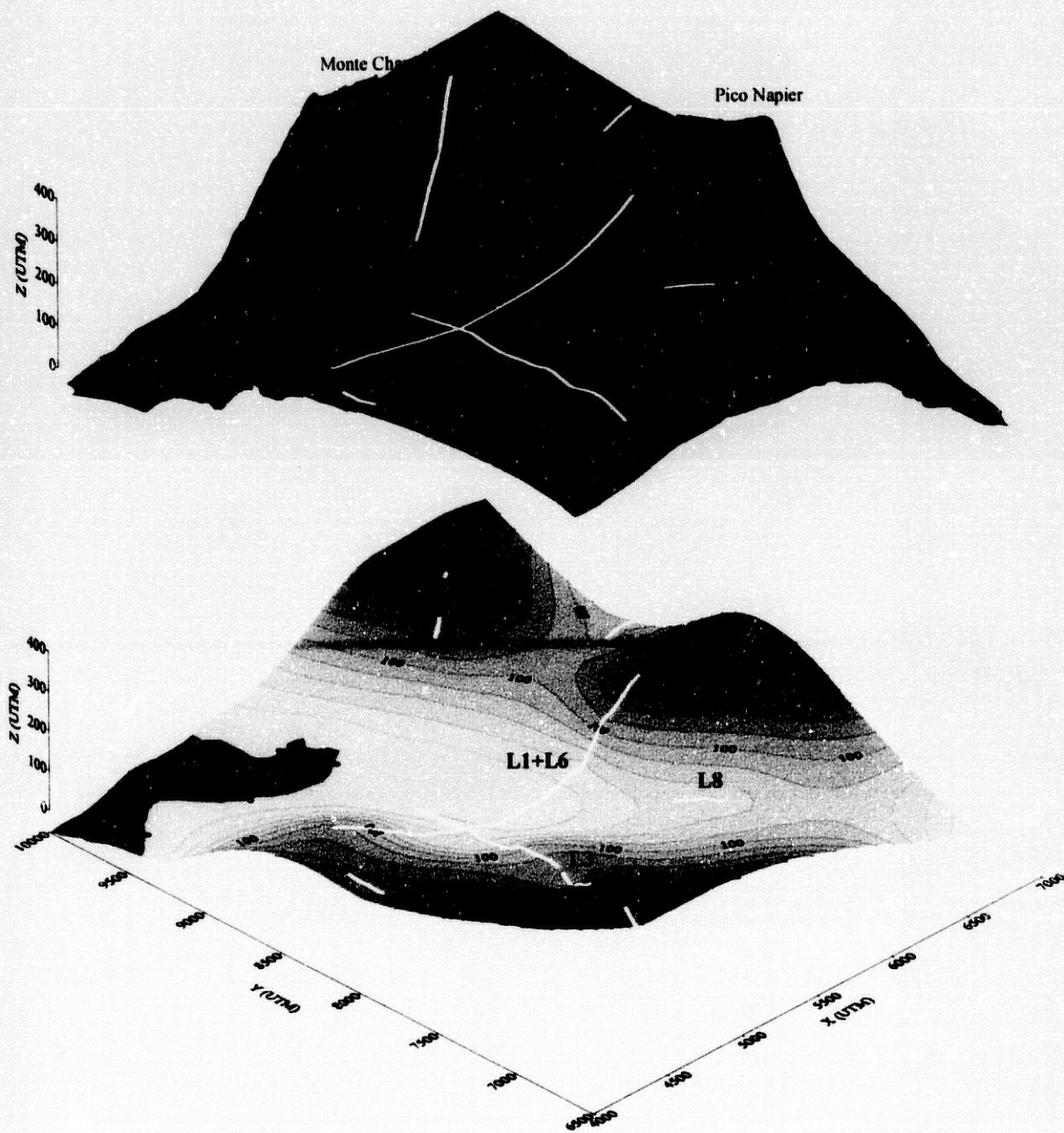
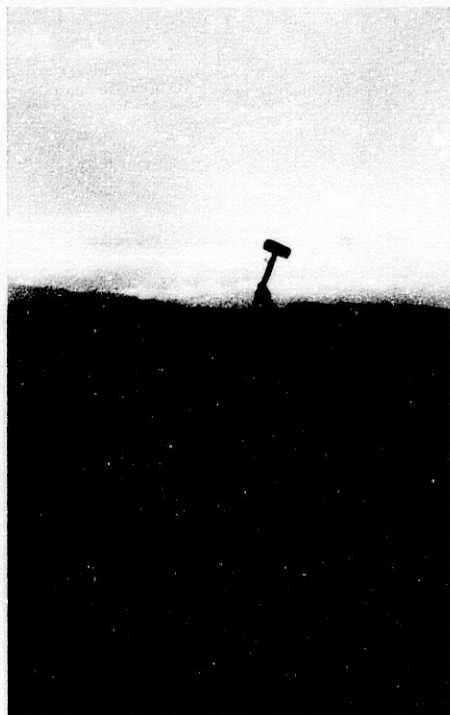
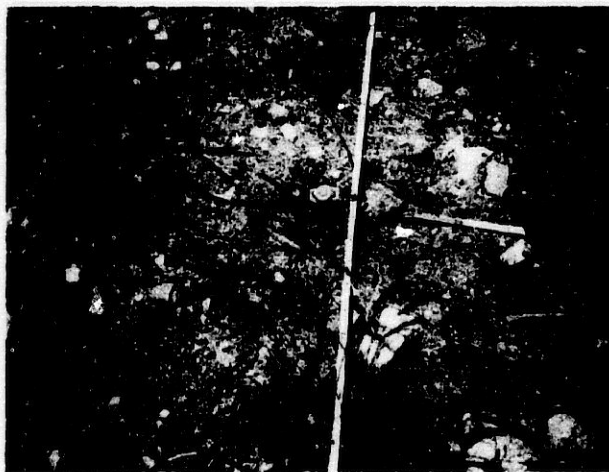
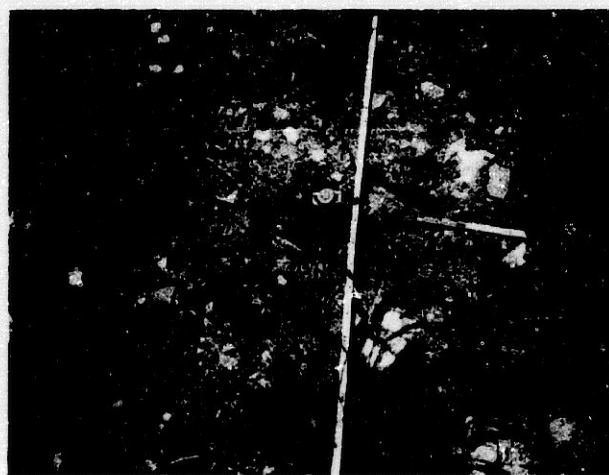


Figura IV.44: Situación de los perfiles de refracción y reflexión sobre la superficie del glaciar y topografía del basamento obtenida por interpolación a partir de los datos obtenidos mediante refracción y reflexión sísmica (mínima curvatura).

**CAPÍTULO V: PROSPECCIÓN SÍSMICA EN EL YACIMIENTO
ARQUEOLÓGICO DE LOS MILLARES (SANTA FE DE MONDÚJAR,
ALMERÍA)**



**CAPÍTULO V: PROSPECCIÓN SÍSMICA EN EL YACIMIENTO
ARQUEOLÓGICO DE LOS MILLARES (SANTA FE DE MONDÚJAR,
ALMERÍA)**



V.1 Introducción

El yacimiento arqueológico de Los Millares se localiza en el término municipal de Santa Fe de Mondújar (Almería) y está compuesto por el Poblado, la Necrópolis anexa y un conjunto de 13 fortines avanzados situados al sur del asentamiento (figura V.1). Se emplaza sobre una meseta de 240 m de altitud media, conocida como el Llano de Millares, delimitada por los tramos próximos a la confluencia del Río Andarax con la Rambla Huéchar. Este complejo de 19 Ha de extensión pertenece a la Edad del Cobre (III milenio a.C.) considerándose como uno de los yacimientos arqueológicos de mayor relevancia de la Prehistoria reciente de Europa Occidental.

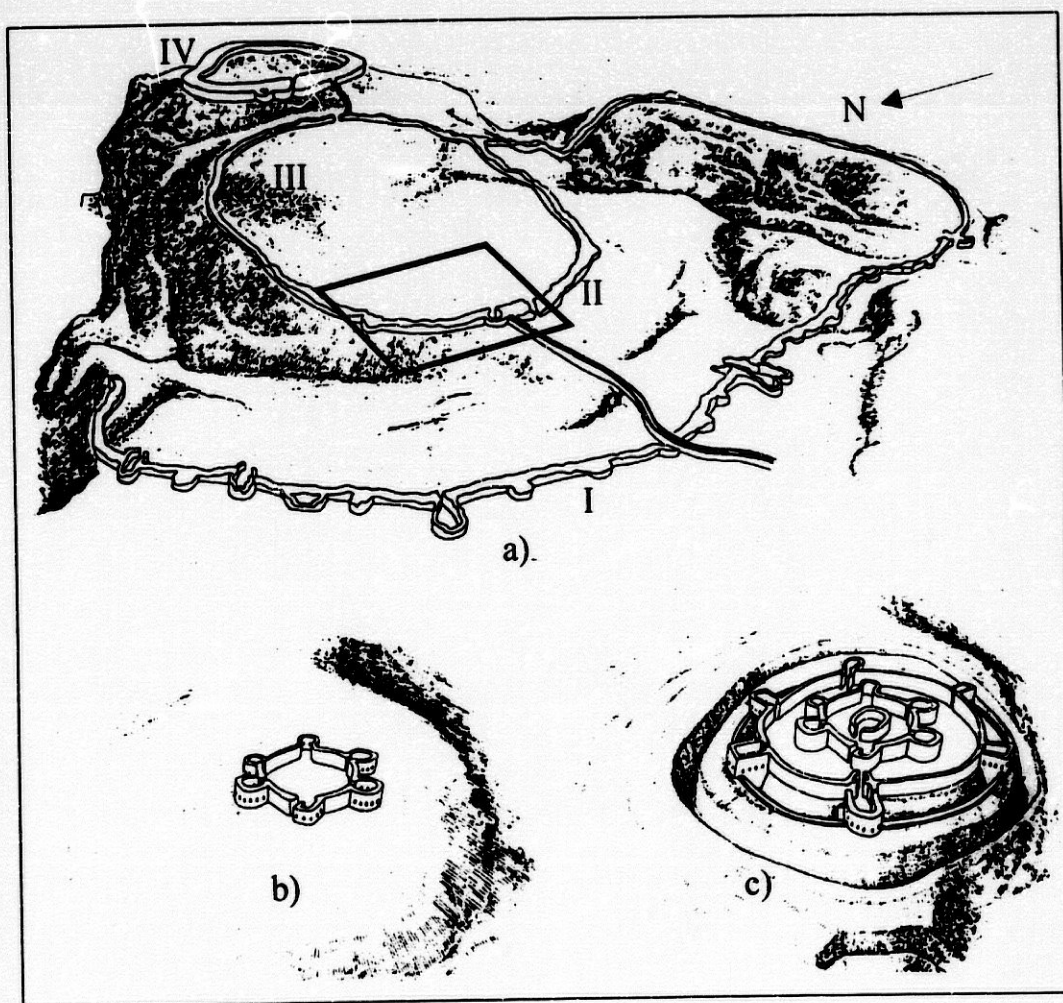


Figura V.1: Esquema del poblado de la Edad del Cobre de Los Millares a) y de dos fortines b) y c). Se señalan las líneas de fortificación I, II, III y IV, así como el área donde se realizó la prospección sísmica (figura V.2).

El hallazgo de las estructuras que conforman Los Millares en 1891 tuvo como origen la realización de las obras de construcción de la línea de ferrocarril Almería-Linares. Fue el ingeniero belga Luis Siret el primero en realizar excavaciones en la Necrópolis y el poblado (Siret, 1893). Las investigaciones arqueológicas fueron reemprendidas entre 1953 y 1956 a raíz del I Congreso Nacional de Arqueología celebrado en Almería que puso de manifiesto el estado de abandono en el que se encontraba el yacimiento. Estos trabajos se centraron en la Necrópolis, reexcavándose hasta 21 sepulturas (Almagro & Arribas, 1963). La investigación más reciente se inicia en 1978 a cargo del Departamento de Prehistoria de la Universidad de Granada, cuyo objetivo principal es el estudio de la organización espacial y secuencial en el poblado así como la planta y cronología de los fortines avanzados y su relación con el poblado. Además de la excavación sistemática, se realizan labores de consolidación y restitución de los restos urbanísticos (Arribas et al, 1985).

El área de estudio, en el que se incluye la Meseta de Millares y varias colinas donde se asientan los fortines anejos a la ciudad, presenta una extensión cuya investigación arqueológica completa requeriría un gran periodo de tiempo. Se hace por ello necesario recurrir a otras disciplinas que aporten información preliminar sobre la situación de estructuras de interés para su posterior excavación. Durante 1995, se procedió a la realización de una campaña geofísica de calicatas eléctricas con el fin de delimitar zonas con posibles emplazamientos de cabañas. Para completar este estudio, se llevó a cabo en la misma zona una prospección electromagnética mediante georrádar, obteniéndose una correlación entre las anomalías obtenidas mediante ambos métodos (Busquet et al, 1998). Posteriormente, durante 1997, se planificó y realizó una prospección sísmica en un perfil cercano a los anteriores (figura V.2). El objetivo principal fue la obtención de información relacionada con posibles estructuras arqueológicas, además de obtener una imagen sísmica del subsuelo. La adquisición, procesado e interpretación de los datos sísmicos obtenidos se explicará a lo largo de este capítulo, presentando las ventajas que la aplicación de los diferentes métodos sísmicos utilizados ofrecen a la arqueología.

Los métodos geofísicos de alta resolución se comenzaron a aplicar a la arqueología en la década de los 40, convirtiéndose en los últimos años en una herramienta de uso frecuente en numerosos yacimientos arqueológicos. Esto es debido, en parte, a la necesidad de realizar la investigación arqueológica en un periodo corto de tiempo. Por un lado, el cumplimiento de las leyes de impacto ambiental obliga a llevar a cabo estudios arqueológicos en una zona antes de que ésta sea modificada (construcción de obras civiles o privadas). Por otra parte, es necesario tener en cuenta que las zonas excavadas quedan expuestas a la meteorización y al vandalismo por lo que se tiende a emplear métodos de reconocimiento rápidos y efectivos que además sean no destructivos. En este

punto, el papel de los métodos geofísicos es importante al posibilitar, mediante la medida de distintos parámetros físicos y de su variación espacial, la localización de estructuras y otra información de interés arqueológica que permita reducir al mínimo el área a excavar.

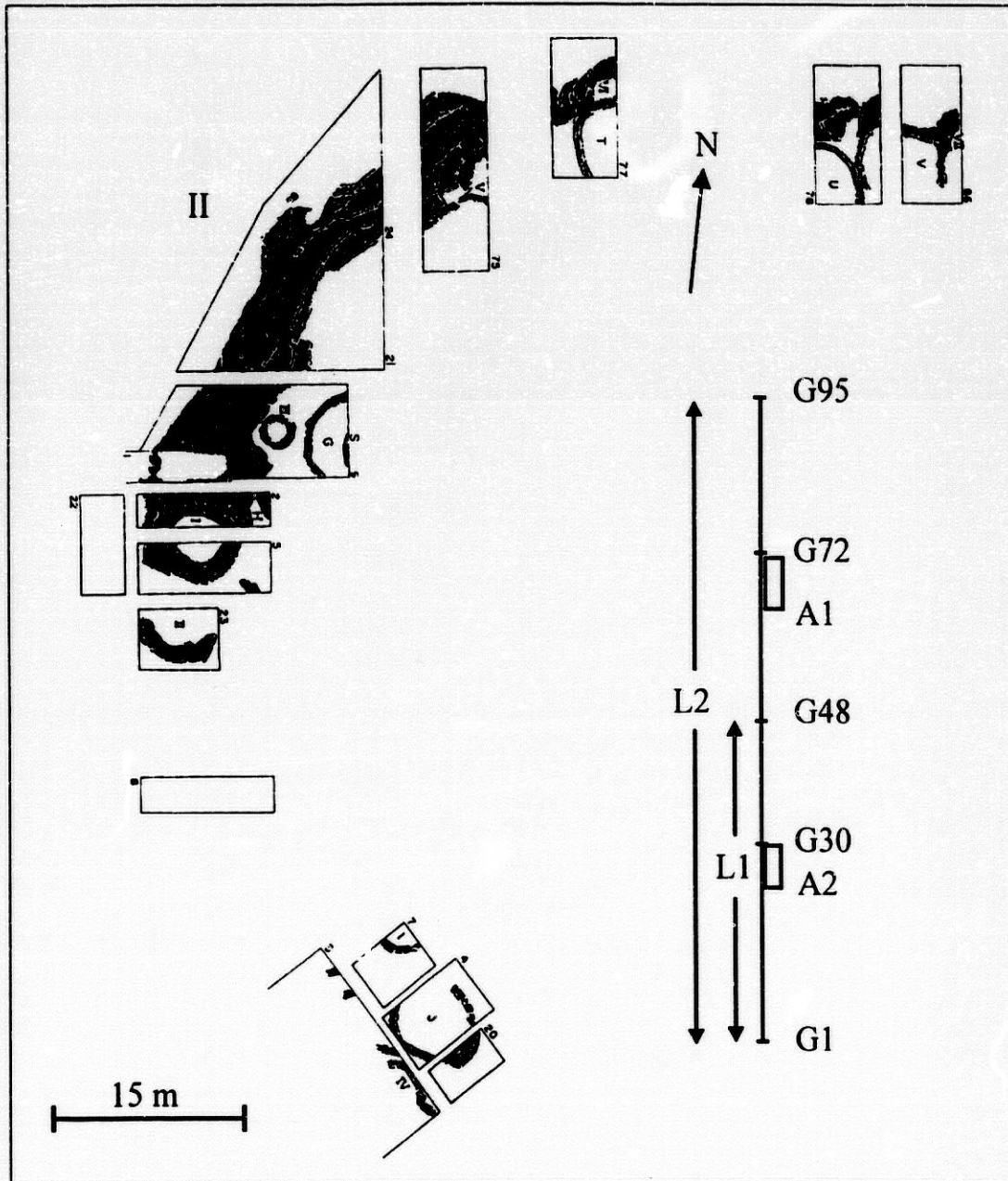


Figura V.2: Localización de los perfiles sísmicos L1 y L2 realizados en un sector próximo a la línea de fortificación II. Se señalan la situación de las zonas de estudio de tiempos de propagación A1 y A2. Los recuadros sobre la línea de fortificación indican zonas excavadas.

Las técnicas geofísicas más utilizadas en la localización de estructuras de interés arqueológico son los métodos magnéticos (Gibson, 1986; Alder, 1988), geoléctricos (Tsokas & Rocca, 1997; Papamarinopoulos et al, 1988), y el georrádar (Vaughan, 1986; Imai et al, 1987). Los métodos sísmicos, por su parte, aunque aplicados en menor medida, han ofrecido óptimos resultados, especialmente destacables han sido las técnicas de tomografía (Witten et al, 1995), siendo en algunos casos el objetivo de su aplicación el análisis del estado de conservación de monumentos históricos (Cardarelli, 1995). Otras aplicaciones de las investigaciones sísmicas se han enfocado a la medida de espesores de sedimentos con material arqueológico (Weinstein-Evron et al, 1991), o a la detección de tumbas monumentales (Tsokas et al, 1995) con sísmica de refracción. El empleo de la sísmica de reflexión está limitado por las dimensiones de la ventana óptima quedando restringida, por tanto, su utilización a escalas mayores (Dobecki & Schoch, 1992).

La investigación geofísica en arqueología se caracteriza por estudiar capas muy superficiales, de reducido tamaño y, generalmente, por el poco contraste de los parámetros físicos entre el medio y la estructura produciendo una baja relación señal/ruido. En muchos de los estudios es necesario la aplicación combinada de distintos métodos para localizar con fiabilidad dichas estructuras (Brizzolari et al, 1992).

En este contexto, el capítulo se ha organizado de manera que se presentan las distintas estrategias sísmicas seguidas teniendo en cuenta el grado de resolución y la penetración de cada una de ellas. Así, se empezará con las técnicas de mayor alcance que permiten obtener una información general del subsuelo que consisten en el estudio de refracción y reflexión. Posteriormente, se pasará a describir los dos métodos de detalle planteados para la localización de estructuras arqueológicas, como son la refracción CMP y el estudio de anomalías de tiempos de llegada de las ondas directas.

V.2. Contexto geológico y arqueológico

La zona donde se asienta el yacimiento de Los Millares se encuentra en el ámbito de la cordillera Bética, en una pequeña depresión conocida como cuenca del Andarax. Esta depresión se encuentra limitada al sur por la Sierra de Gádor, al norte por la de Filabres y al este por la Sierra Alhamilla. El llano de Los Millares está formado por materiales detríticos. Hacia la parte inferior de la secuencia son conglomerados con matriz fina que tienen intercalados paleocanales con cantos más gruesos y muy cementados. En la parte superior los canales son más abundantes y menos profundos. El origen de estos depósitos ha sido atribuido a medios de abanicos aluviales

desarrollados durante el Plioceno (Carrión, comunicación personal). Sobre los materiales más superficiales se extiende de manera discontinua una costra calcárea con espesor entre 0.5 m y 2 m sobre la que se asientan las estructuras arqueológicas.

El yacimiento arqueológico de Los Millares se caracteriza por una compleja estructura espacial, formada por el Poblado y la Necrópolis, junto con una línea avanzada de defensa compuesta por trece fortines. Su fundación se establece hacia el 2600 a.C. (Cronología por C-14 no calibrada), construyéndose ya en sus inicios tres murallas de fortificación (II, III y IV), ilustradas en la figura V.1. Durante el Cobre pleno Los Millares alcanzan su máximo apogeo, extendiéndose la zona de población al exterior de la línea de defensa II y construyéndose la muralla exterior I. El sistema de defensa queda completado con los fortines avanzados. A finales del Cobre pleno, la línea III pierde su función y se le adosa un conjunto de viviendas (Arribas et al, 1985).

La Necrópolis está compuesta por tumbas colectivas de cámara circular. Las estructuras de habitación (cabañas) suelen ser de planta circular, mientras que los recintos de apoyo (almacenes, talleres metalúrgicos) generalmente presentan estructura rectangular o trapezoidal. Para su construcción se emplearon principalmente piedras extraídas de la costra calcárea, formando un muro de aproximadamente 0.5 m de altura. El ancho de estos muros puede alcanzar en las estructuras más importantes 1 m, siendo normalmente de 0.4 m en el resto de recintos (Carrión, comunicación personal). Este muro, denominado fondo de la cabaña, sirve de base al armazón de maderos que, junto con ramas y barro, completan la vivienda o almacén. La zona elegida para el estudio sísmico se sitúa entre las murallas II y III donde se espera que halla principalmente estructuras de habitación de forma circular. Dado el estado de las construcciones, muros y derrumbes, las señales sísmicas sufrirán un fuerte *scattering* y una gran atenuación aunque un estudio completo de los datos adquiridos permitirá obtener información valiosa de la estructura del subsuelo.

V.3. Adquisición de datos sísmicos

La prospección sísmica en el poblado de Los Millares fue planteada en distintas fases comenzando con la realización de un perfil de refracción de 23.5 m de longitud (L1), cuyo objetivo fundamental fue la estimación de la profundidad y velocidad de las estructuras geológicas presentes (figura V.2), en concreto, de la costra de calcárea sobre la que se asientan las estructuras arqueológicas. En segundo lugar, se realizó un perfil de reflexión (L2) para el reconocimiento de la geología más

profunda de la zona. La localización del perfil L2 coincidió en su primera parte con la línea L1, extendiéndose en línea recta hasta los 47.5 m. Aprovechando la disposición geométrica del perfil de reflexión, se aplicó un método de refracción de muy alta resolución para obtener una imagen de los primeros metros del subsuelo, denominado refracción CMP (Orlowsky et al, 1998). Con esta técnica se pretendió detectar las zonas anómalas por encima del primer refractor y una vez localizadas se eligieron los sectores A₁ y A₂, situados entre los metros 12.5 y 16.5 m, y 31.5-37.5, respectivamente, sobre el que se realizó un estudio en detalle de los tiempos de propagación de las ondas directas.

Este último ensayo se efectuó utilizando el sistema de adquisición DATAQ, presentado en el capítulo III, con una mayor frecuencia de muestreo que el sismógrafo BISON empleado en la adquisición de los datos de los perfiles L1 y L2. Así, la identificación de las primeras llegadas en las zonas A₁ y A₂ puede realizarse con una mayor precisión, ya que, como se comentó en el capítulo III, este sistema de adquisición adaptado para la sísmica de alta resolución, permite emplear frecuencias de muestreo de hasta 0.05 ms, útiles para la delimitación de anomalías de tiempos de propagación en zonas muy superficiales.

La fuente sísmica requerida en la realización de un estudio sísmico de un área arqueológica debe de caracterizarse principalmente porque su aplicación no perturbe el material más superficial. De todas las fuentes no alterantes el martillo constituye la más sencilla, además de permitir la repetición de golpes en la misma posición. Cabe mencionar que se utilizará el término tiro (*shot*) como referencia a la perturbación mecánica producida, aunque no se realice mediante explosión (esta expresión se utiliza como reminiscencia de la exploración petrolífera). Un aspecto importante a tener en cuenta cuando se utiliza el martillo es el buen acoplamiento que debe existir entre la placa metálica sobre la que se golpea y el suelo. Los impactos deben estar lo más centrados posibles a fin de obtener una buena relación señal/ruido para las frecuencias mayores de 100 Hz. La detección de las señales se realizó mediante geófonos verticales L40-A (Mark Products, Inc.) de 40 Hz de frecuencia propia cuyas características fueron descritas en el capítulo III. La conexión entre estos sensores y el sistema de adquisición de datos (SAD) para las líneas L1 y L2 se realizó mediante cable sísmico (capítulo IV). La transmisión de la señal desde los geófonos al conversor DATAQ en las zonas A1 y A2 se llevó a cabo con un cable apantallado de cuatro hilos. Este cable se caracteriza por ser manejable y de mayor facilidad en su transporte que el cable sísmico comercial.

En la adquisición de las líneas L1 y L2 se realizó el apilamiento de los registros correspondientes a 5 tiros con la misma disposición fuente-geófonos; con ello se trató de detectar señales de interés en los geófonos más lejanos de la fuente. En cambio, para las zonas A1 y A2 sólo se realizó un golpe en cada posición de tiro dado que la distancia *offset* fue como máximo de 2.5 m, evitando la saturación de la señal en los registros. El tiempo origen para cada disparo fue establecido mediante geófono iniciador o *starter* situado de forma adyacente a la placa.

La adquisición de la línea de refracción L1 se efectuó utilizando el dispositivo experimental que se muestra en la figura V.3a. Así, se generaron ondas sísmicas en 13 posiciones (4 de ellas externas a la línea sísmica), empleándose para la detección 48 geófonos por tiro. Los datos de reflexión del perfil L2 se adquirieron utilizando 4 cables sísmicos con 96 tomas en total. Dado que el sismógrafo BISON registra como máximo las señales de 48 geófonos, se empleó un sistema *roll-allong* que permite la conexión de 48 geófonos elegidos de entre los 96 emplazados. En la figura V.3b, se ilustra el dispositivo experimental empleado, en donde los puntos de disparo y las estaciones de registro se situaron cada 0.5 m, coincidiendo las de disparo con el punto medio entre dos de registro. Desde la primera estación de tiro situada a 1 m del primer geófono, hasta la situada entre los geófonos 24 y 25, se registraron los datos de los 48 primeros sensores. A partir de esta posición, se utilizó el *roll-allong* de forma que siempre se registraran las trazas correspondientes a las estaciones situadas simétricamente a ambos lados de la posición de disparo (geometría *split spread*). Para evitar la saturación de las trazas más cercanas, se deshabilitaron los geófonos emplazados a una distancia menor de 0.75 m del tiro (figura V.3b). La ventaja de la utilización de la técnica *split spread* como dispositivo experimental (en lugar del tiro en cola o en cabeza) es una mayor cobertura efectiva por CDP para las reflexiones más superficiales (Brouwer & Helbig, 1998). Este punto, sin embargo, será discutido a la vista de los resultados en el último apartado de este capítulo.

En la figura V.3c se muestra el dispositivo experimental utilizado en el estudio de detalle de la zona A2. Ésta se subdividió en los sectores 1₁, 1₂, 1₃ y 1₄, empleándose, para cada uno de ellos, 3 estaciones de registro distantes entre sí 0.5 m y 5 de disparo. Dichos puntos de disparo se situaron perpendicularmente a la línea de registro, con un espaciado de 0.5 m. Una vez efectuados los 5 posiciones de disparo para la línea correspondiente, ésta se desplazó 1 m de manera que el emplazamiento de la primera estación de registro de la nueva línea coincidiera con la antigua posición del último geófono. El dispositivo para la zona A1 fue similar aunque para este caso se realizaron seis sectores.

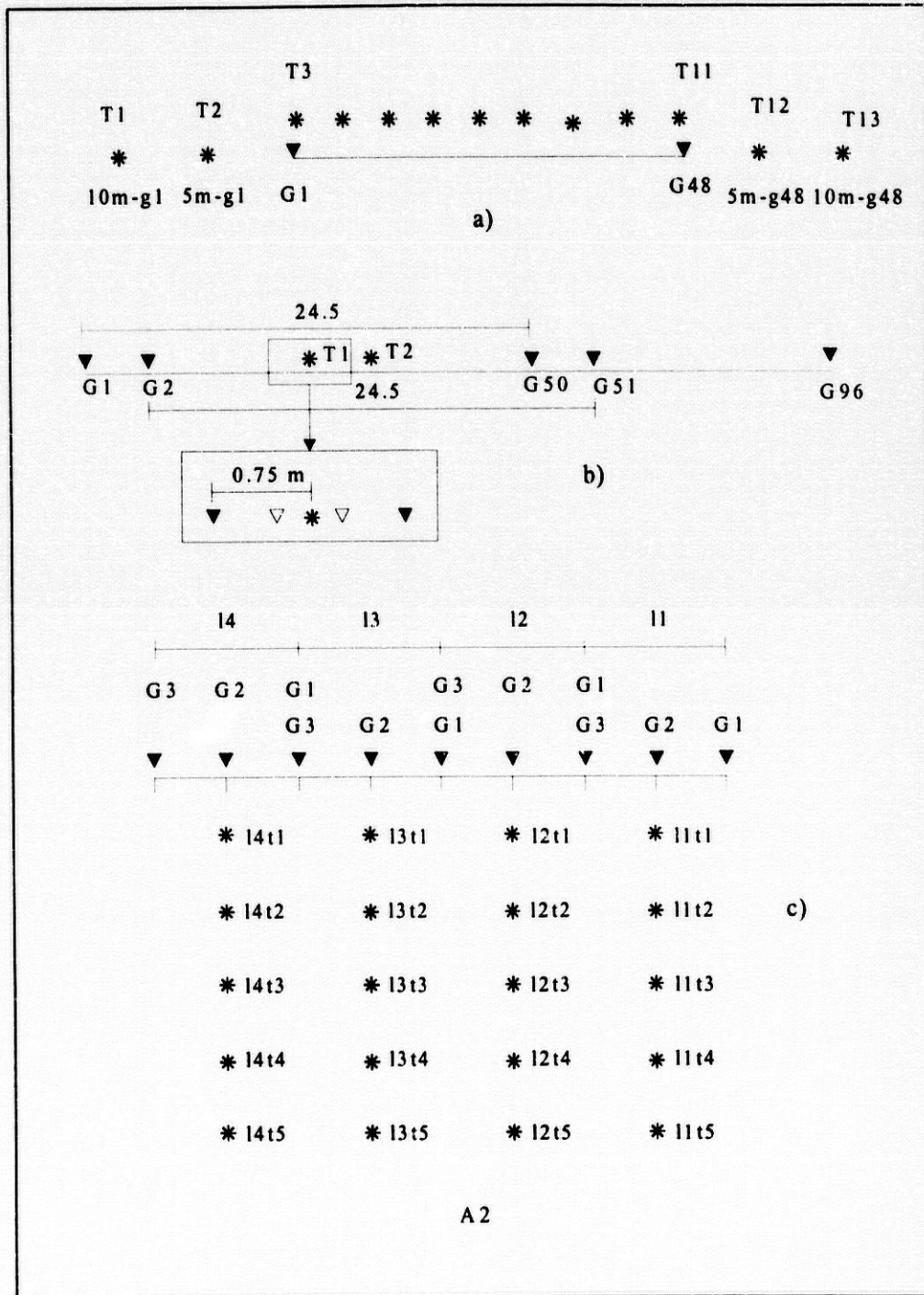


Figura V.3: Dispositivos experimentales utilizados para a): adquisición de datos del perfil de refracción L1, b) perfil de reflexión L2, y c) zona de anomalía A2. Se presenta para b) la zona del tiro ampliada siendo los geófonos en blanco los desactivados para efectuar el tiro. El dispositivo empleado para la zona A1 es similar a c) con la diferencia de que se realizaron 6 sectores.

Los parámetros de campo utilizados en la adquisición de los datos en los perfiles L1, L2 y zonas A1 y A2 se describen en la tabla I.

Parámetros de adquisición	Perfil L1 y L2	Zonas A1 y A2
Espaciado entre geófonos	0.5 m	0.5 m
Ventana temporal de registro	200 ms	100 ms
Intervalo de muestreo	0.1 ms	0.05 ms
Filtros analógicos Butterworth	32-1000 Hz	-
Número canales/registro	48	3

Tabla V.1: *Parámetros de adquisición utilizados para los perfiles L1 y L2, y las zonas de anomalías A1 y A2.*

Las coordenadas espaciales de las estaciones se obtuvieron mediante estación total llegándose a una precisión centimétrica. Este posicionamiento es un aspecto de gran importancia en trabajos de alta resolución, no sólo por cuestiones metodológicas, sino también porque es necesario en el planteamiento de las futuras excavaciones arqueológicas.

V.4. Sísmica de refracción

La interpretación de los datos de sísmica de refracción ha permitido obtener en primera aproximación un modelo de velocidad y profundidad de las estructuras más superficiales de la zona de estudio. El perfil de refracción L1, que originariamente constaba de 13 tiros, se completó con 9 registros pertenecientes a la línea de reflexión L2; así se obtuvo una imagen del subsuelo coincidente con la longitud total de L2. Por lo tanto, se dispuso en total de 22 registros sísmicos correspondientes a tiros distribuidos en 58 m.

V.4.1. *El método de los tiempos de retraso*

El método elegido para el tratamiento de los datos ha sido el de los tiempos de retraso. A continuación se presenta la base teórica de dicho método que justificará su elección para el presente estudio. El tiempo de retraso ha servido como base a distintas técnicas de procesado en sísmica de

refracción (Gardner, 1939, 1937; Barthelmes, 1946; Wyrobeck, 1956; Bernabini, 1965; Barry, 1967). Se define como la diferencia entre el tiempo observado t_{obs} y el tiempo que tardaría una onda que viajase a la velocidad del refractor v_2 una distancia PQ igual a la proyección de la trayectoria total sobre el refractor (figura V.4):

$$t_r = t_{\text{obs}} - \frac{PQ}{v_2}$$

En el caso de un refractor horizontal, la expresión anterior es equivalente al tiempo de intersección. Este tiempo de retraso t_r tiene dos contribuciones, uno de ellos correspondiente al tiro t_s y otro al receptor t_g , como puede probarse siguiendo la figura V.4 (Sheriff & Geldart, 1982):

$$\begin{aligned} t_r &= \left(\frac{SM + NG}{v_1} + \frac{MN}{v_2} \right) - \frac{PQ}{v_2} = \left(\frac{SM + NG}{v_1} \right) - \left(\frac{PM + NQ}{v_2} \right) = \\ &= \left(\frac{SM}{v_1} - \frac{PM}{v_2} \right) + \left(\frac{NG}{v_1} - \frac{NQ}{v_2} \right) = t_s + t_g \end{aligned}$$

donde v_1 y v_2 son, respectivamente, las velocidades de la capa superficial y subyacente. Si el refractor tiene un buzamiento θ menor de 10° , la distancia PQ en el refractor es equivalente a la distancia x en superficie entre tiro y geófono.

La presencia de un refractor con buzamiento supone que la estimación de la profundidad a partir del tiempo de intersección no sea equivalente a la profundidad real, sino a una media de las profundidades z_1 bajo el tiro y z_2 en la vertical del receptor. Los valores z_1 y z_2 pueden calcularse considerando los tiempos de retraso para cada pareja de geófono y tiro (figura V.4):

$$\begin{aligned} t_s &= z_1 \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} = \frac{z_1 \cos i_c}{v_1} \\ t_g &= z_2 \frac{\sqrt{v_2^2 - v_1^2}}{v_1 v_2} = \frac{z_2 \cos i_c}{v_1} \end{aligned}$$

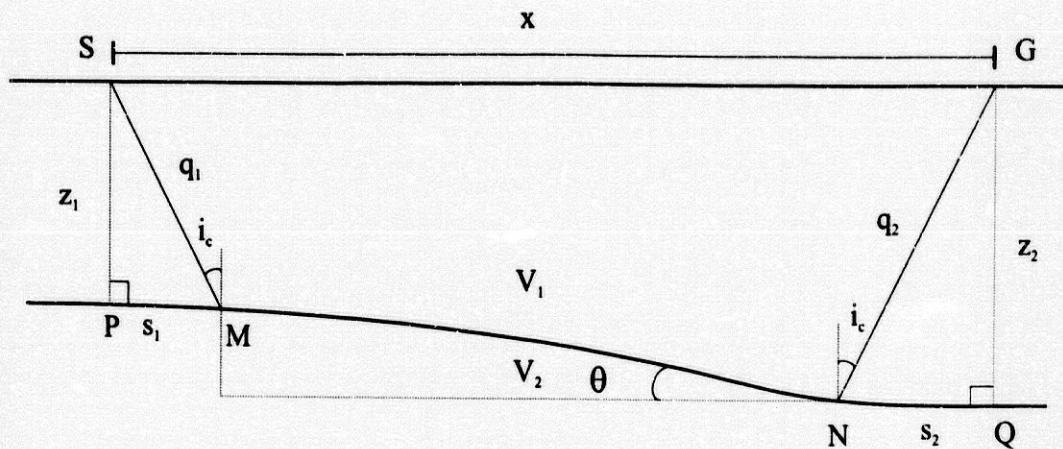


Figura V.4: Esquema del trazado de rayos usado para la definición de tiempo de retraso

La separación del tiempo de retraso total en tiempo de retraso del receptor (t_r) y del tiro (t_s) se lleva a cabo siguiendo el algoritmo desarrollado por Lawton (1989) que utiliza las ramas de las dromocrónicas con el mismo signo de pendiente (figura V.5). Para ello se determinan las diferencias δt entre los tiempos de viaje correspondientes a tiros adyacentes en las mismas posiciones de las estaciones sensoras. Teniendo en cuenta el principio de paralelismo (Sjögren, 1984), δt es constante para aquellas ventanas espaciales δx en las que los tiempos de llegada son de las ondas refractadas críticamente en la misma discontinuidad (figura V.5), por lo que el cálculo de δt posibilita la delimitación del número de refractores detectados. Suponiendo que el tiempo de retraso del receptor y del tiro para una misma posición son iguales se obtiene (figura V.5):

$$t_{1,3} = t_s(p_1) + t_s(p_3) + \frac{x_{1,3}}{v_2}$$

donde $t_{1,3}$ es el tiempo de viaje de la onda refractada críticamente en la capa de velocidad v_2 generada en la posición p_1 y detectada por el geófono situado en p_3 ; la distancia entre tiro y geófono es $x_{1,3}$. De la misma forma pueden escribirse las expresiones de los tiempos observados para $t_{1,2}$ y $t_{2,3}$. Por lo tanto, la diferencia δt en la posición p_3 entre la dromocrónica correspondiente al tiro 1 y la correspondiente al tiro 2 es:

$$\delta t_{1,2} = t_{1,3} - t_{2,3} = t_s(p_1) - t_s(p_2) + \frac{x_{1,2}}{v_2}$$

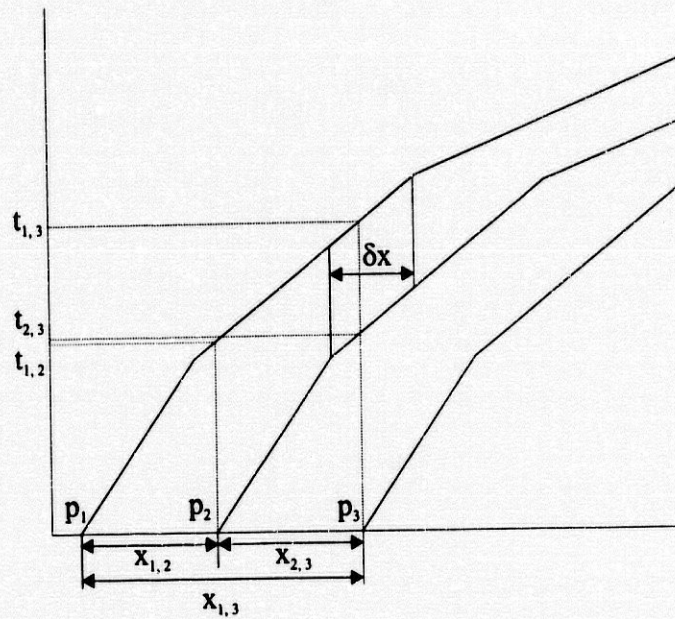


Figura V.5: Esquema de dromocrónicas utilizado en las expresiones para la separación del tiempo de retraso total en tiempo de retraso para geófono y tiro.

El cálculo de δt no sólo sirve de base para la distinción del número de refractores presentes en el subsuelo, sino que posibilita la obtención del tiempo de retraso para cada tiro. Si se considera el disparo efectuado en la posición p_2 , $t_s(p_2)$ vendrá dado por:

$$t_s(p_2) = \frac{(t_{1,2} - \delta t_{1,2})}{2}$$

donde se ha hecho uso de la expresión $t_s(p_1)$ en función del tiempo de viaje de la onda generada en p_1 y registrada en p_2 .

Los tiempos de retraso en las posiciones de los receptores que no han coincidido con la posición de un disparo se obtienen utilizando la información del análisis anterior. Así, el tiempo de retraso para el geófono en p_m sería:

$$t_g(p_m) = t_{n,m} - t_s(p_n) - \frac{x_{n,m}}{v_2}$$

donde $t_{n,m}$ es el tiempo observado de la onda refractada crítica que viaja entre el geófono en la posición p_n y p_m . De esta forma, es posible estimar la profundidad del refractor no sólo en las

posiciones de disparo sino también en cada una de las estaciones receptoras utilizadas, lo que aumenta la resolución horizontal del estudio realizado.

Un aspecto importante es que el método de tiempo de retraso sólo permite una estimación de la velocidad del refractor para las posiciones de tiro:

$$v_n = \left(\frac{1}{j_{total}} \right) \sum_{j=1}^{j_{total}} \frac{x_{j,k}}{t_{j,k} - t_s(p_j)_n - t_s(p_k)_n}$$

Este hecho significa que el método es efectivo para refractores caracterizados por cambios suaves de velocidad. El método se adecua a este estudio puesto que se trata de una primera aproximación al refractor (costra carbonatada). El análisis de las zonas de velocidad anómalas es el objetivo de estudios de detalle posteriores.

V.4.2. Procesado de los datos

Con los tiros del perfil L1 y los registros incorporados del perfil L2, se dispone de una cobertura continua que permite el cálculo de los tiempos de retraso para estaciones de disparo y geófonos. La identificación de las primeras llegadas ha supuesto un proceso laborioso en el que ha sido necesario realizar un análisis previo de los datos. En primer lugar, cabe destacar la fuerte atenuación presente en este medio; por ello ha sido necesario aplicar un factor de ganancia a las trazas haciéndose necesario para el reconocimiento de los primeros trenes de onda, multiplicando la amplitud, en muchos casos, por un factor de hasta 20. Se ha hecho, por tanto, imprescindible realizar un cuidadoso reconocimiento del ruido. En segundo lugar, se han identificado las llegadas anómalas en muchos de los registros sísmicos (figura V.6), lo que ha motivado la realización de un *picking* no convencional para determinados *offsets* y registros; para ello se han utilizado, en lugar de los tiempos de las primeras llegadas, los tiempos de viaje de los trenes de onda refractados críticamente en capas continuas a lo largo del perfil, lo cual es consistente con la obtención del modelo general de refracción de la zona. Las llegadas anómalas serán estudiadas posteriormente y se relacionan con las zonas de mayor velocidad insertas en la capa más somera. En la figura V.7 se muestra el resultado de la identificación de la llegada de los trenes de onda refractados, en donde la morfología de las dromocrónicas sugiere la existencia de dos capas con distintas velocidades.

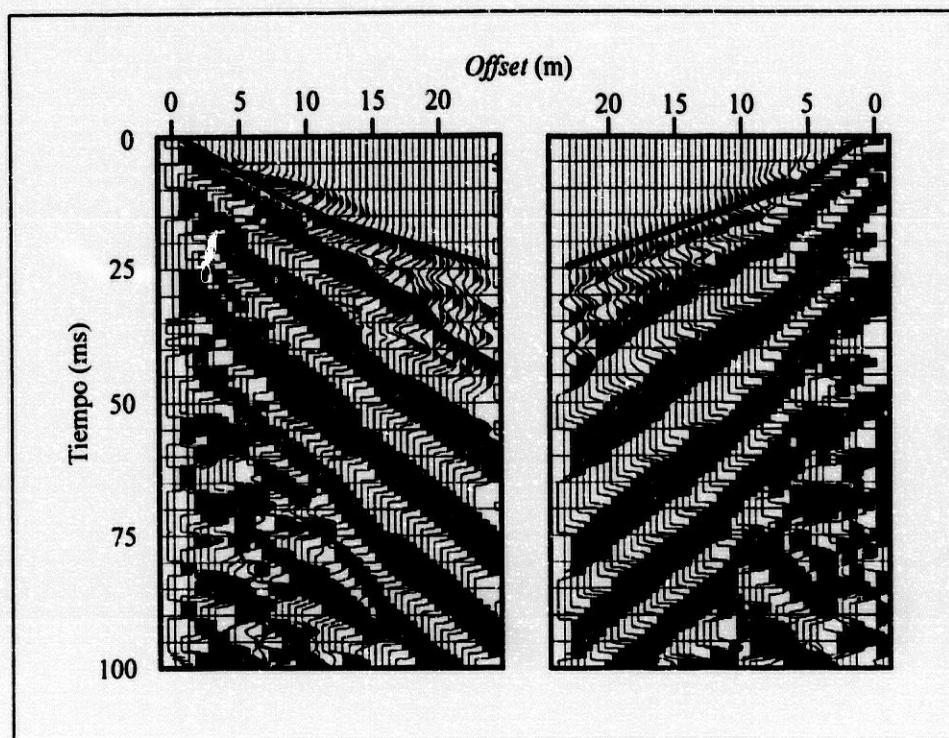


Figura V.6: Ejemplos de registros donde se observan las llegadas anómalas anteriores al tren de ondas refractado críticamente. Para el procesado mediante método de tiempos de retraso se ha realizado el picking de los tiempos de llegada de las ondas refractadas indicado por la línea continua.

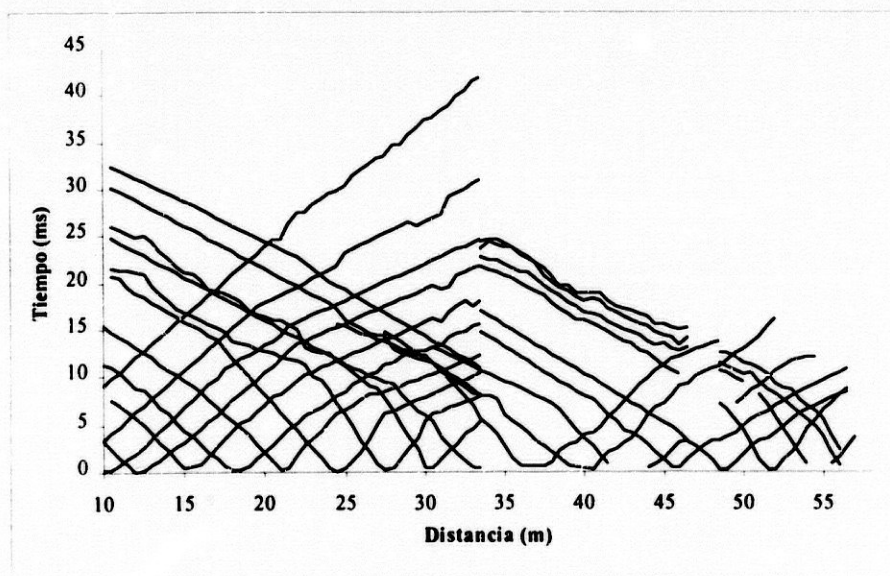


Figura V.7: Dromocrónicas correspondientes al perfil L1 y a los registros elegidos de L2 para completar el estudio de refracción para toda la extensión de L2.

Dada la importancia de la topografía en los estudios de alta resolución, se ha procedido a aplicar una corrección por elevación (Palmer, 1986) tomando como referencia un plano de altitud 1.5 m que coincide con la elevación máxima alcanzada en el perfil (se toma como referencia la cota de la primera estación del perfil L1). De esta forma, los tiempos de viaje utilizados serán equivalentes a los que se hubieran obtenido si los sensores y puntos de tiro hubieran estado situados en este plano de referencia.

Una vez obtenidas las dromocrónicas y efectuada la corrección topográfica, se ha realizado una identificación de los refractores presentes. Sea cual sea el método de interpretación utilizado, en sismica de refracción es fundamental asegurarse de que las primeras llegadas procedan del mismo refractor. La figura V.8 muestra las dromocrónicas obtenidas para los tiros 2, 3, 4. El cambio de pendiente observado correspondería a la presencia de una segunda capa (considerando el paralelismo presentado por las dromocrónicas entre las posiciones x_a y x_b).

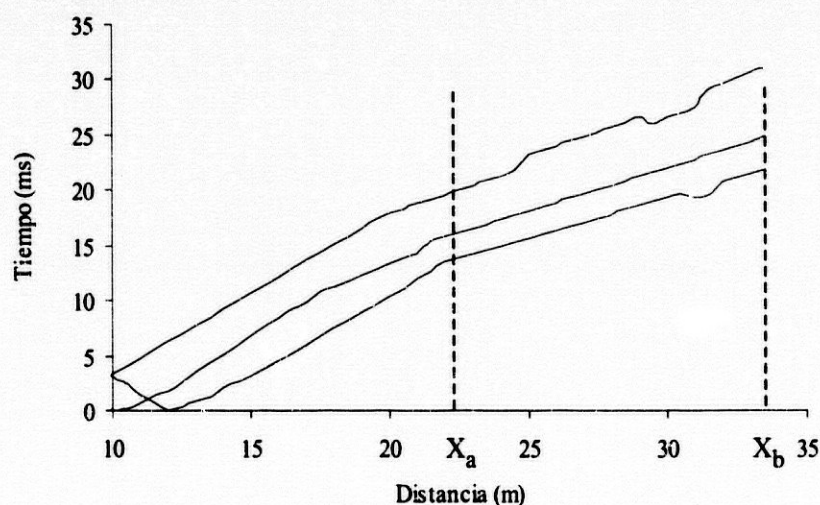


Figura V.8: Dromocrónicas correspondientes a los tiros 2, 3 y 4. Por el principio de paralelismo los tiempos de llegada entre x_a y x_b corresponden al mismo refractor.

Teniendo en cuenta la estrategia establecida, se ha supuesto constante la velocidad de la primera capa, tomando como valor la media de las obtenidas a partir de las dromocrónicas. Para la segunda capa, las velocidades iniciales se calculan mediante la expresión presentada en el apartado anterior. Al emplear registros con posiciones de tiro directas o inversas respecto a la línea de geófonos, se obtienen por separado dos conjuntos de tiempos de retraso que son utilizados como *test* de diferencias para encontrar el nivel de confianza. Así, las velocidades para el refractor son

modificadas hasta la obtención de curvas paralelas en los dos conjuntos de datos. Los tiempos de retraso para las posiciones de estos tiros con geometría *split-spread* son establecidos como media de los obtenidos en cada rama.

V.4.3. Resultados e interpretación

El modelo de refracción resultante (figura V.9) presenta dos capas diferenciadas con una velocidad media para la primera de 600 m/s siendo la velocidad del refractor variable entre 1000-1800 m/s. Dicho refractor presenta una pendiente suave entre 1 y 26 m siguiendo la topografía siendo un poco mayor entre 26 y 31 m. En los 35 m aproximadamente se localiza una morfología de pequeña cuenca. Las velocidades obtenidas indican una mayor alteración de éste en la primera parte del perfil. Dada la geología de la zona, esta capa correspondería a la costra de carbonatada cubierta por una capa superficial de velocidad variable y heterogénea, como indican las anomalías encontradas

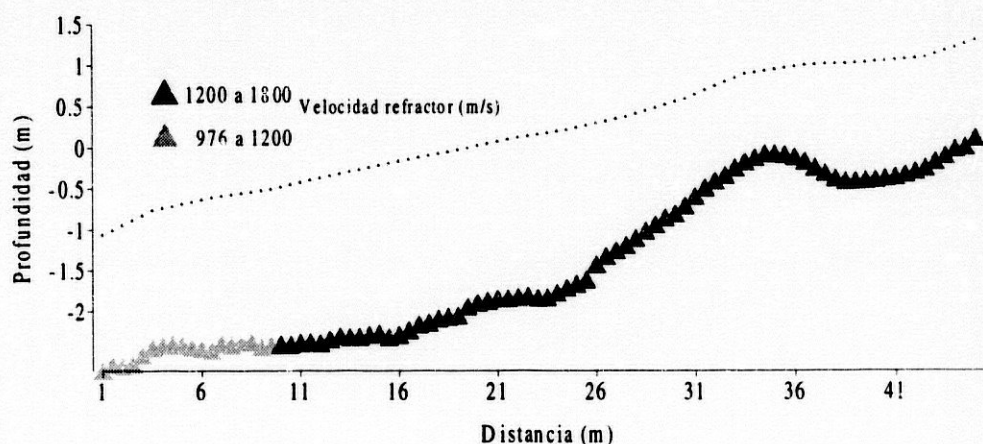


Figura V.9: Modelo resultante de la aplicación del método de tiempo de retraso. La línea superior indica la topografía mientras que los triángulos señalan la profundidad del refractor. En color gris se señala la zona del refractor correspondiente a velocidades bajas del refractor.

El modelo del subsuelo obtenido mediante la aplicación del método de tiempo de retraso se completa en el apartado V.6 con un estudio de refracción de mayor resolución; en él se incluye la información aportada por las amplitudes y la fase de los trenes de onda refractados críticamente en esta capa.

La utilización de la técnica de tiempo de retraso en la interpretación de los datos de refracción ha implicado una serie de simplificaciones en el modelo obtenido. Por un lado, la velocidad de la primera capa se ha considerado constante y se toma como la media a partir de la pendiente de las dromocrónicas. El error cometido en esta simplificación no es importante en la estimación de la profundidad del refractor dado el espesor de esta capa. Por otra parte, considerar que el tiempo de retraso es el mismo para un *shot* y un receptor situados en la misma posición, supone no resolver los cambios de profundidad de pequeña longitud de onda (Diggins et al, 1988). Esta limitación, sin embargo, no influye en nuestro estudio ya que el objetivo es obtener un modelo general para los primeros metros del subsuelo.

Otras ventajas del método de tiempo de retraso estriban en la inclusión de la corrección topográfica y en la posibilidad de utilizar registros adquiridos con distintos dispositivos experimentales. En el estudio realizado ha sido viable combinar los datos registrados con posición *end-on spread* con los registros de *split-spread* de reflexión. Esto es debido a que la estimación de los tiempos de retraso se realiza a partir de las ramas de dromocrónicas con la misma pendiente. Tal y como se ha mencionado anteriormente, el modelo obtenido será contrastado con los resultados de mayor resolución del apartado V.6. y de esta forma se podrá estimar la profundidad de la imagen sísmica obtenida mediante refracción CMP.

V.5. Sísmica de reflexión

La adquisición de datos en el perfil L2 ha permitido obtener una sección sísmica y su correlación con la geología de la zona. Las características del subsuelo en el llano de Los Millares no favorecen de entrada la obtención de una imagen sísmica clara mediante el análisis de las ondas reflejadas. En los primeros metros destacan los niveles arqueológicos, presumiblemente restos de cabañas y sus derrumbes, lo que producirá un fuerte *scattering* de las ondas sísmicas. Los abanicos aluviales, presentes en el medio subyacente, hacen prever la ausencia de una señal reflejada continua en el perfil, por lo que será necesario realizar un procesado cuidadoso para la eliminación de señales dispersadas por el medio superficial y la conservación de improntas reflejadas en capas más profundas. Se desarrolla a continuación el proceso de los datos sísmicos de reflexión para la obtención de la sección sísmica. Como ya se comentó en el capítulo II, las ondas reflejadas no nos proporcionan información de las capas más someras, por lo que la información obtenida con este proceso será completada en el apartado V.6. añadiendo la imagen de los primeros metros de profundidad proporcionada por el método refracción CMP.

V.5.1. Procesado de los datos

El principal objetivo del procesado ha sido la disminución de las fuertes amplitudes del ruido coherente registrado frente a la baja amplitud de las señales reflejadas. Como puede observarse en la figura V.10-a, los datos de campo se caracterizan por ruido coherente que viaja por las capas más superficiales así como efectos de esparcimiento y difracción de esta energía de gran amplitud. En la figura V.10-b se muestran los mismos registros anteriores después de la aplicación de una ventana AGC (*automatic gain control*) de 100 ms que disminuye la diferencia de amplitud entre ruido y señal. Esta ganancia aplicada es función de las amplitudes de las muestras dentro de la ventana temporal que se va desplazando muestra por muestra a lo largo de la traza. Para cada posición de la ventana se calcula el factor de escala que se aplica a la muestra central obtenido como la inversa de la media de las amplitudes. Este tipo de compensación sólo se ha utilizado para la presentación de los datos y así preservar las relaciones de amplitud durante el procesado. El ruido coherente está formado principalmente por las ondas superficiales y por las primeras llegadas refractadas en una discontinuidad superficial y reflejadas múltiples veces en la superficie libre. Las características de estas ondas serán obtenidas a partir del análisis espectral en el que se basa la elección del flujo de procesado.

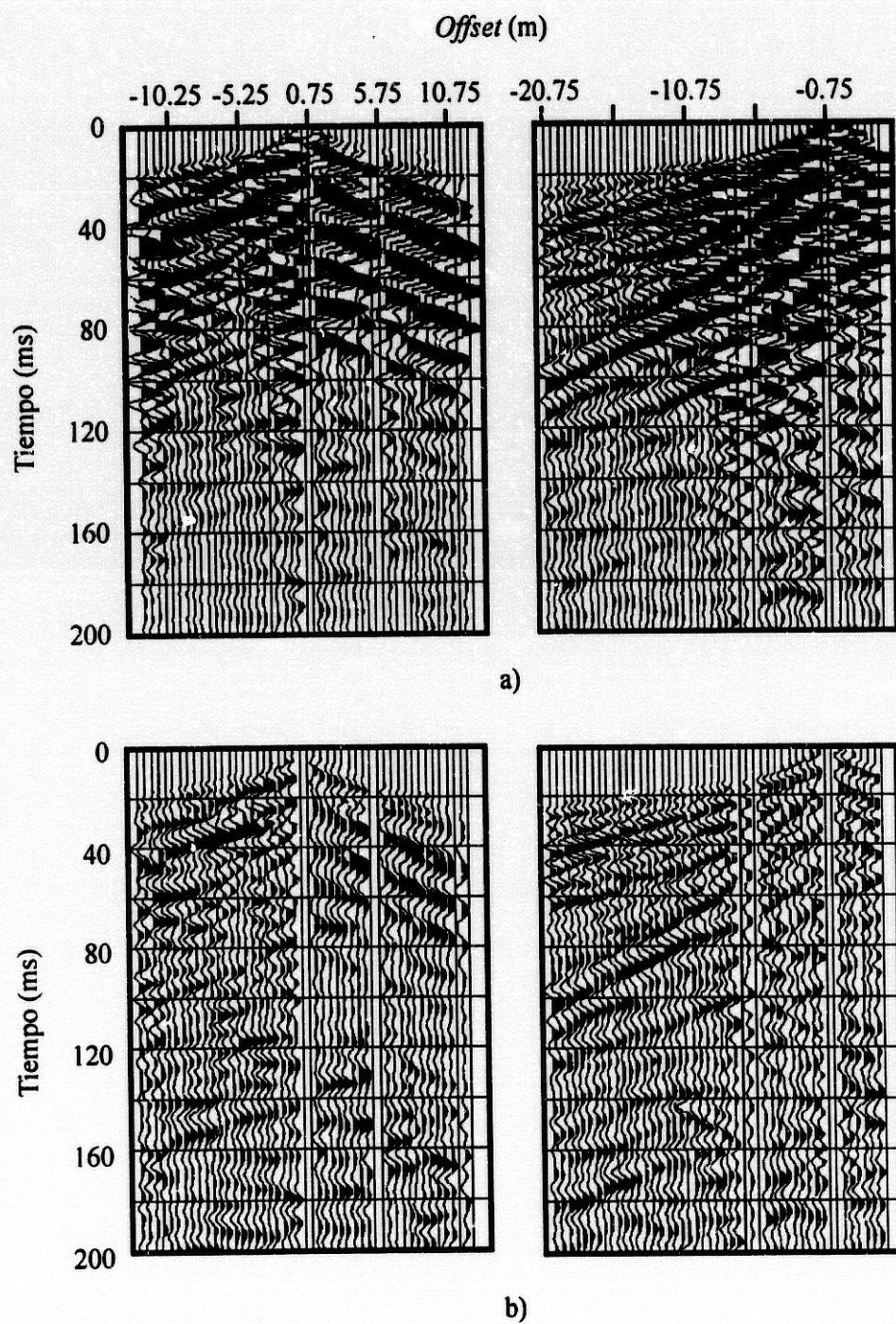


Figura V.10: Ejemplos de registros sísmicos del perfil L2, a) datos de campo, b) igual que a) después de la aplicación de una ganancia AGC con ventana de 100 ms. Caracterizados por ruido coherente (ondas superficiales, ondas guiadas).

El contenido espectral de los datos de campo está limitado entre los 32 Hz del filtrado analógico en campo y los 200 Hz (figura V.11). En la figura V.12 se ilustran los resultados de la aplicación de distintos filtros con anchos de banda comprendidos entre 40-50-100-110 Hz, 110-120-300-400 Hz y 150-160-300-400 Hz. Puede apreciarse como la energía del ruido coherente está presente en todos los paneles, lo que impide su eliminación mediante filtro paso-banda. Sin embargo, se observa como el mayor contenido energético de estas ondas aparece para bajas frecuencias por lo que su aplicación no se descartará en el proceso de datos.

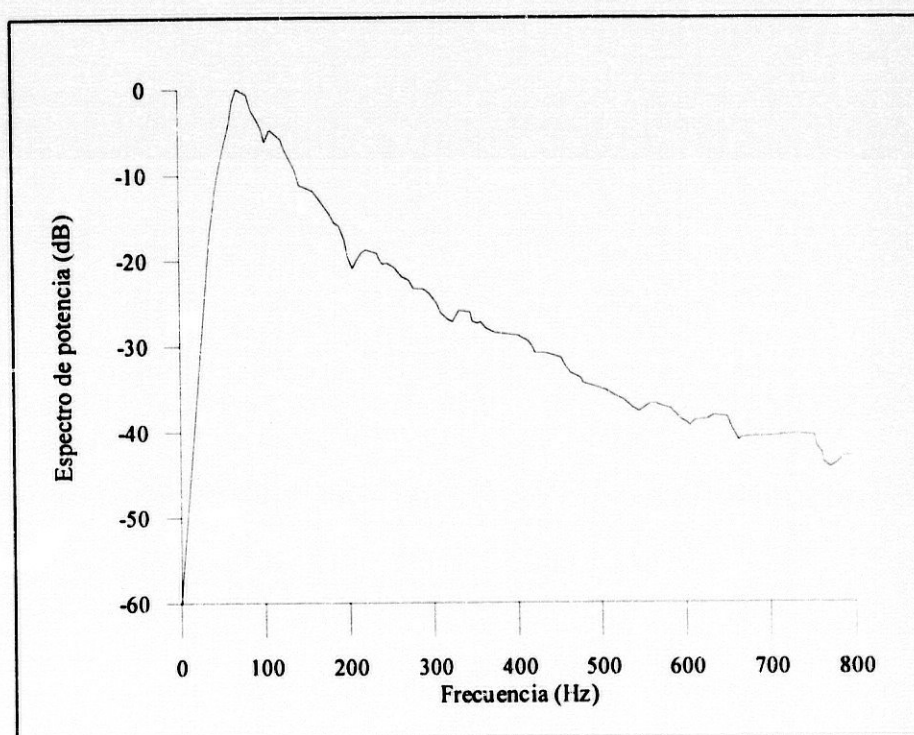


Figura V.11: *Espectro de potencia de un registro característico de campo. La potencia decrece hasta -20 dB en torno a 200 Hz.*

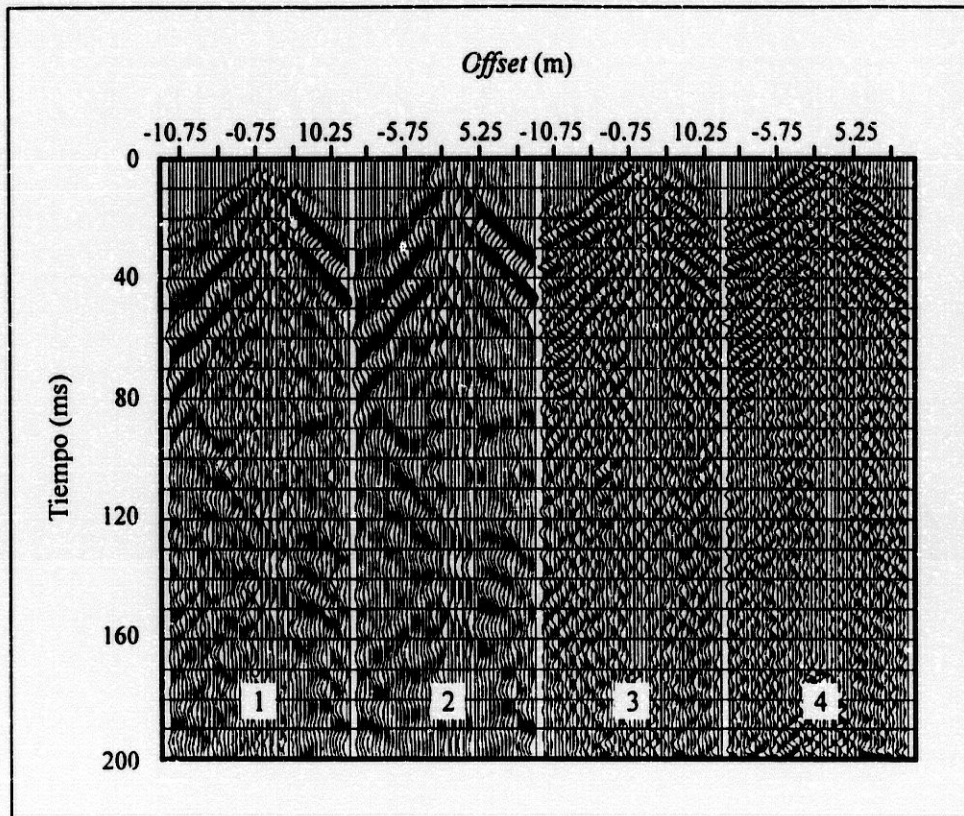


Figura V.12: Resultado de la aplicación de un filtro de distintos anchos espectrales a los datos de campo 1. 2: 40-50-100-110 Hz, 3: 110-120-300-400 Hz, 4: 150-160-300-400 Hz.

El análisis F-K realizado a distintos registros del perfil indica que existe una parte de la energía registrada que no ha sido generada por la fuente, sino que es producida por *scattering*. Este fenómeno se produce principalmente en la primera parte de la línea, lo que sugiere un alto nivel de heterogeneidad en esa zona. Puede destacarse también que no es posible distinguir entre ruido coherente y señal en el dominio F-K (figura V.13), así que la utilización de un filtro de estas características no es aconsejable.

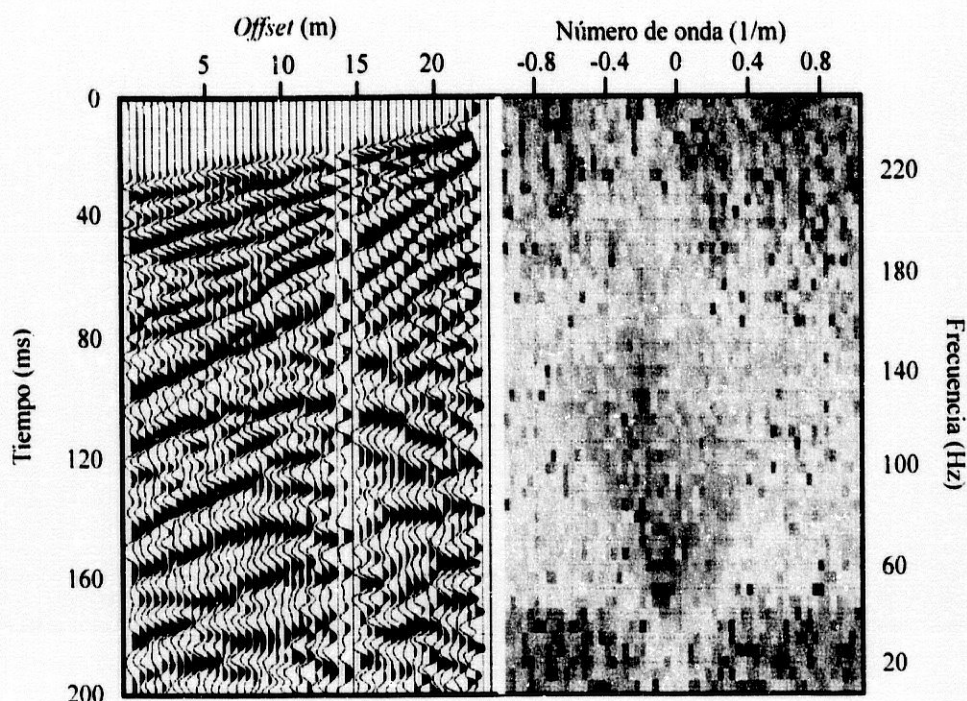


Figura V.13: Análisis F-K de un registro de campo. Se observa falta de linealidad en los eventos en el dominio F-K por lo que la aplicación de un filtro en dicho dominio no es aconsejable.

El flujo del procesado elegido (figura V.14) presenta características similares al descrito en el capítulo IV. El preprocesado ha consistido en la edición de las trazas con el fin de identificar aquellas con insuficiente relación señal/ruido para proceder a su eliminación, y en la supresión de la ventana temporal de las primeras llegadas, evitando su falsa interpretación como señales reflejadas. Hay que destacar en esta etapa la aplicación de los estáticos de refracción para la eliminación de la influencia de la capa alterada y de la topografía del perfil. Dichos estáticos fueron calculados a partir del modelo de refracción obtenido en el apartado de anterior, por lo que los datos del perfil L2 se encuentran referidos al mismo plano de referencia (*datum*). Por último, para completar el preprocesado se ha atenuado en gran medida el ruido coherente mediante filtrado paso-banda con frecuencias límite 110-120-300-400 Hz. La aplicación de la deconvolución *spiking* de fase mínima ha tenido como objetivo la eliminación de fases reverberativas de las primeras llegadas. El efecto de este preprocesado ha sido destacar las señales reflejadas en el subsuelo frente al ruido dominante. Una vez realizado el mismo, las trazas han sido ordenadas en modo CDP (*common depth point*).

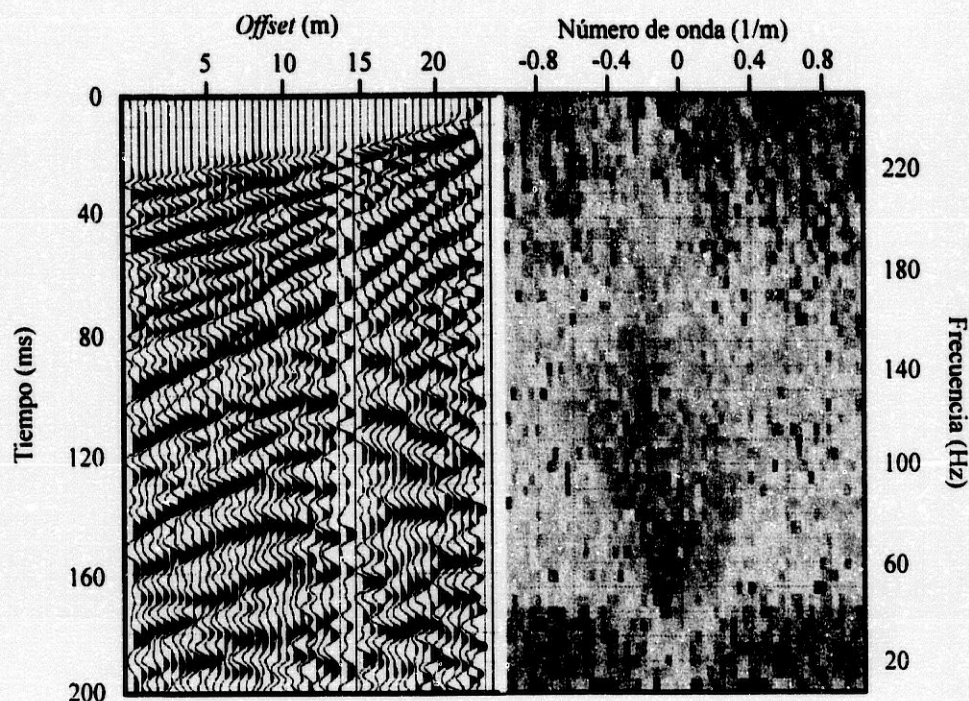


Figura V.13: *Análisis F-K de un registro de campo. Se observa falta de linealidad en los eventos en el dominio F-K por lo que la aplicación de un filtro en dicho dominio no es aconsejable.*

El flujo del procesado elegido (figura V.14) presenta características similares al descrito en el capítulo IV. El preprocesado ha consistido en la edición de las trazas con el fin de identificar aquellas con insuficiente relación señal/ruido para proceder a su eliminación, y en la supresión de la ventana temporal de las primeras llegadas, evitando su falsa interpretación como señales reflejadas. Hay que destacar en esta etapa la aplicación de los estáticos de refracción para la eliminación de la influencia de la capa alterada y de la topografía del perfil. Dichos estáticos fueron calculados a partir del modelo de refracción obtenido en el apartado de anterior, por lo que los datos del perfil L2 se encuentran referidos al mismo plano de referencia (*datum*). Por último, para completar el preprocesado se ha atenuado en gran medida el ruido coherente mediante filtrado paso-banda con frecuencias límite 110-120-300-400 Hz. La aplicación de la deconvolución *spiking* de fase mínima ha tenido como objetivo la eliminación de fases reverberativas de las primeras llegadas. El efecto de este preprocesado ha sido destacar las señales reflejadas en el subsuelo frente al ruido dominante. Una vez realizado el mismo, las trazas han sido ordenadas en modo CDP (*common depth point*).

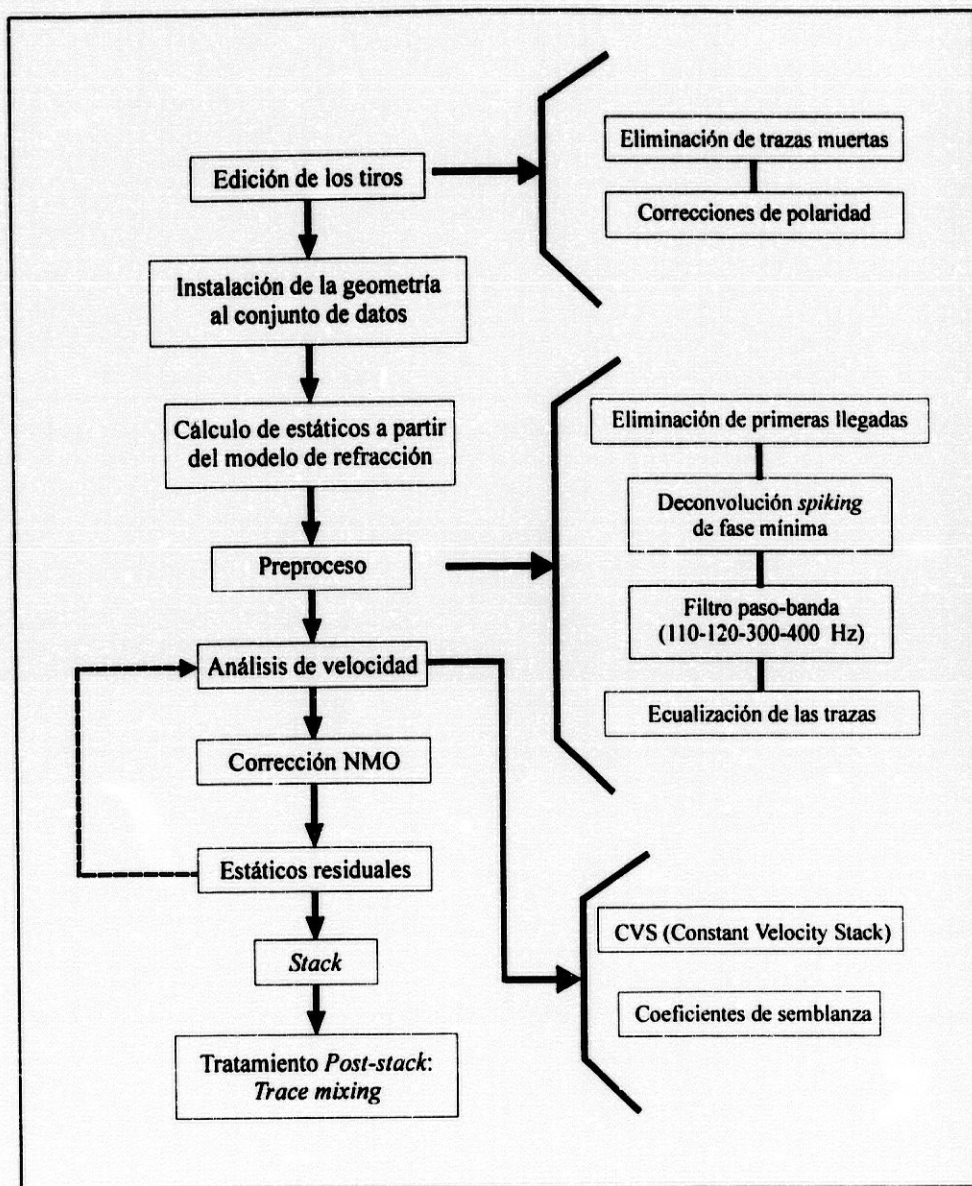


Figura V.14: Flujo de procesado del perfil de reflexión L2.

La obtención de un modelo inicial de velocidades se efectuó mediante la utilización de *CVS* (*constant velocity stacks*). Esta técnica consiste en la realización del *stacking* para distintas velocidades identificando para qué velocidad y en qué ventana temporal se obtiene el mejor alineamiento de la energía reflejada (Yilmaz, 1987). La utilización de este método para obtener la función de velocidad frente a la profundidad es conveniente en este estudio ya que no han sido identificados reflectores continuos a lo largo del perfil. Este campo inicial de velocidades ha servido de entrada para la obtención del modelo definitivo, realizándose el cálculo de manera interactiva a partir de los coeficientes de semblanza que mejor ajustan el apilamiento de las hipérbolas de reflexión.

La aplicación de la corrección NMO se ha efectuado utilizando el campo final de velocidades. Como ya se comentó en el capítulo II, esta corrección produce la distorsión de las señales especialmente para reflectores superficiales. Por ello, antes del apilamiento se van eliminando aquellas trazas para las que el aumento relativo de la duración del pulso es mayor que un 30 %. La suma de las trazas en modo CDP se ha realizado mediante un algoritmo basado en la potencia de una ventana temporal móvil en cada traza, dividiendo las amplitudes de las trazas por este valor antes de la suma. Para evitar que las amplitudes más pequeñas dominen en la suma se toma, como valor mínimo de potencia en las ventanas de una traza dada, la mediana de las potencias calculadas para todas las trazas.

La sección sísmica obtenida es mejorada mediante el método denominado *trace mixing* que consiste en la sustitución de cada traza por una media ponderada de ésta y de las trazas adyacentes, asignando el peso mayor a la traza central. El resultado de esta media se normaliza por los pesos dados, siendo el objetivo de esta técnica resaltar las tendencias de las señales débiles de la sección sísmica. Como último paso para la visualización de la sección sísmica obtenida se aplicó una ventana de AGC de 100 ms de longitud.

V.5.2. Resultados e interpretación geológica

La sección sísmica en tiempo doble se presenta en la figura V.15 caracterizada por reflexiones cortas y discontinuas. Pueden diferenciarse dos zonas: la primera, hasta unos 60-70 ms, está caracterizada por reflexiones que presentan mínima curvatura, encontrándose poco espaciadas en el eje temporal; subyacente a esta zona, se encuentra una segunda donde las reflexiones muestran geometría ondulante, siendo este sector más transparente que el anterior. La interpretación de este perfil está basada en la distribución de facies sísmicas y en la información extraída de la geología. La primera zona se correlacionaría con la parte superior de la secuencia de abanicos aluviales, en donde la superposición de distintas capas de pequeño espesor y la baja ondulación indican que se encuentran formados por canales planos e inestables muy abundantes. La mayor impedancia acústica que muestran los datos de reflexión en esta zona sugiere diferentes contenidos del relleno para las distintas capas que forman esta secuencia. La segunda zona está definida por facies sísmicas donde la curvatura de los reflectores indica un mayor tamaño de los canales a la vez que una mayor abundancia de los depósitos de intercanal.

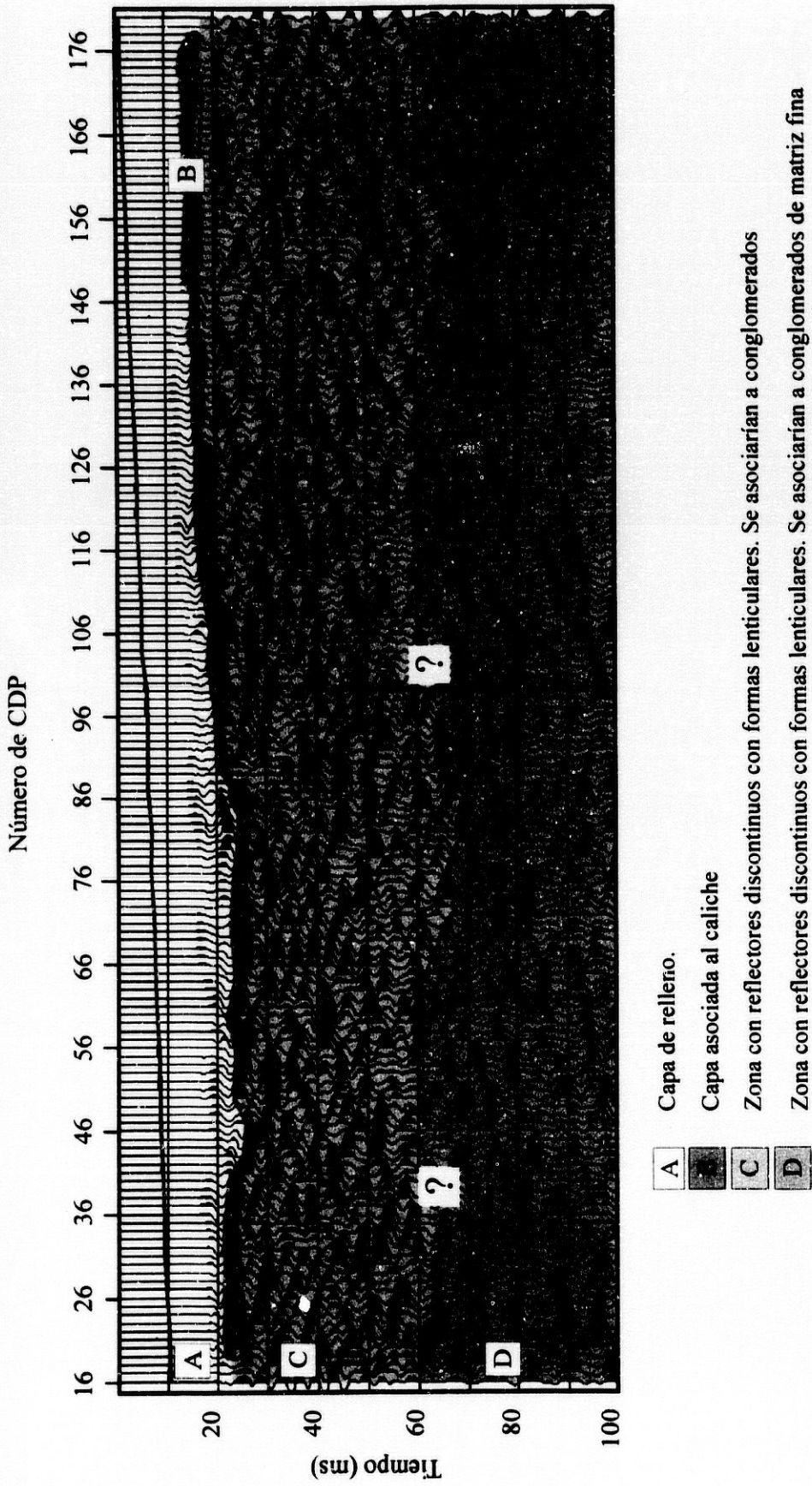


Figura V.15: Sección sísmica de reflexión interpretada y combinada con la sección de pseudo-offset. Esta última caracteriza los primeros metros del subsuelo (A y B). La sección sísmica de reflexión proporciona información sobre la geología de la zona (C y D). La diferencia entre estas dos últimas zonas estriba en la morfología de las reflexiones (C: muestra reflexiones menos ondulantes que D) y en su disposición en el eje temporal (C: reflexiones menos espaciadas que D).

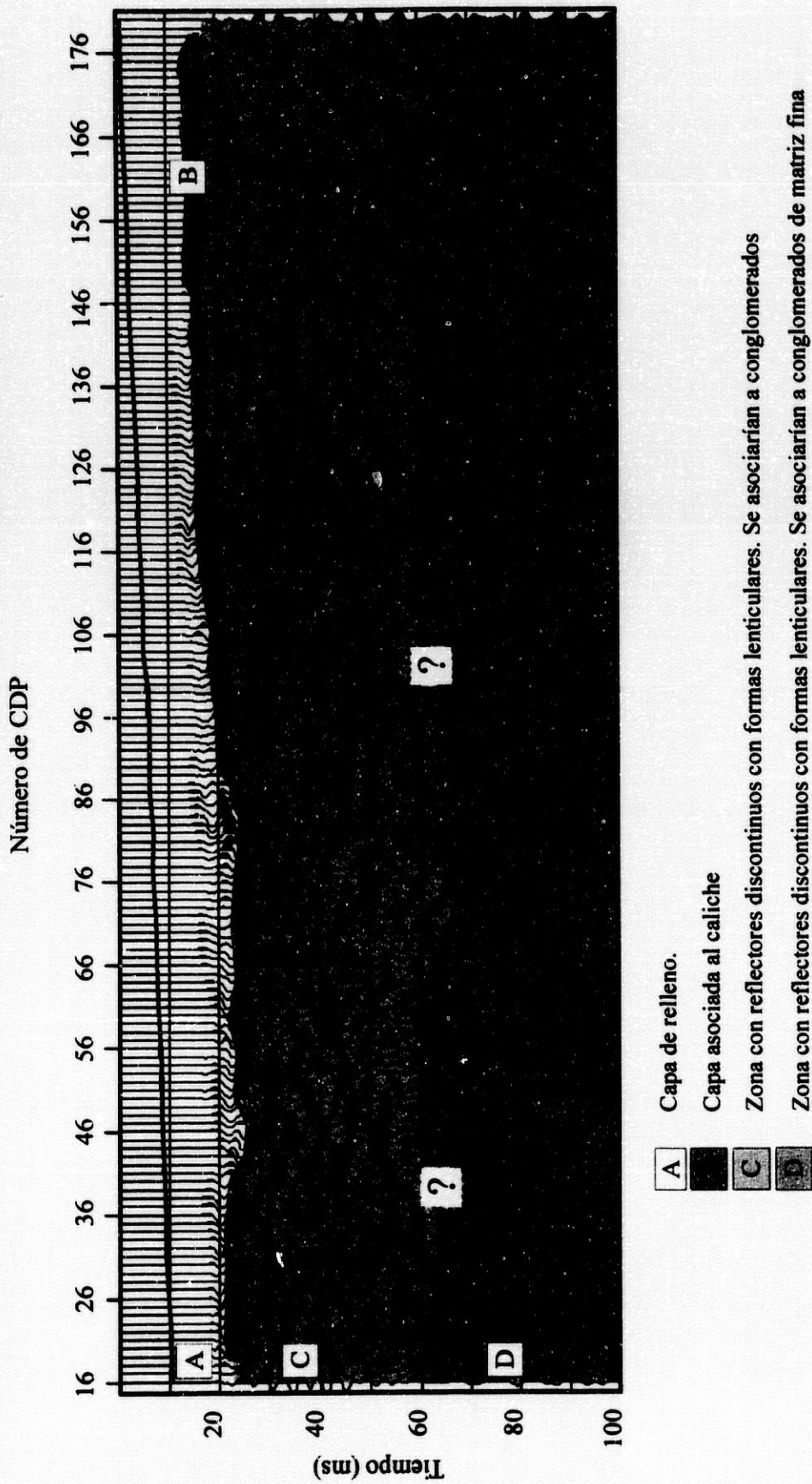


Figura V.15: Sección sísmica de reflexión interpretada y combinada con la sección de pseudo-offset cero obtenida en el apartado V.6. Esta última caracteriza los primeros metros del subsuelo (A y B). La sección sísmica de reflexión proporciona información sobre la geología de la zona (C y D). La diferencia entre estas dos últimas zonas estriba en la morfología de las reflexiones (C: muestra reflexiones menos ondulantes que D) y en su disposición en el eje temporal (C: reflexiones menos espaciadas que D).

Una vez caracterizado el entorno geológico mediante sísmica de reflexión y refracción, se aprovecharon los datos y la geometría CDP del perfil L2 para obtener información de las capas más superficiales de interés arqueológico, procesándolos mediante el método de refracción CMP.

V.6. Refracción CMP

La limitación de la sísmica de reflexión para obtener imágenes de la estructura de las capas más superficiales ha favorecido el desarrollo de otros métodos de alta resolución. Como se introdujo en el capítulo II, salvo condiciones especiales de las capas más someras (Bachrach & Nur, 1998b), no es posible distinguir las reflexiones muy superficiales del ruido coherente (ondas directas, refractadas críticas, superficiales, guiadas) en los primeros 20-30 ms. En el estudio sísmico realizado en Los Millares, el principal objetivo es la investigación de los primeros metros del subsuelo de forma que puedan caracterizarse zonas con potencial de interés arqueológico.

La geometría *roll-along* permite la utilización del método refracción CMP desarrollado por Gebrande en 1986 y aplicado con óptimos resultados en estudios de ingeniería y medioambientales (Orlowsky et al, 1998). Las capas más superficiales pueden describirse a partir de la información de la amplitud, fase y frecuencia proporcionada por el tren de ondas que acompaña a las primeras llegadas. El resultado de esta técnica es una sección de tiempo de intersección que puede correlacionarse con una sección de profundidad. Otra ventaja de este resultado es que puede convertirse a una sección de pseudo *offset* cero, por lo que su composición con la imagen obtenida mediante sísmica de reflexión es inmediata. La utilización de este método para la caracterización de un yacimiento arqueológico abre una nueva vía de aplicaciones de la sísmica superficial reservada hasta ahora a las técnicas tomográficas y a los métodos tradicionales de refracción como el aplicado en el apartado V.4. Dada la novedad de la técnica de refracción CMP se presenta a continuación una breve descripción.

V.6.1. El método de refracción CMP

La obtención de la sección de tiempo de intersección a partir de los datos de campo se basa en la transformada parcial τ - p de las trazas organizadas en CMP. En general, la transformada τ - p es una operación lineal dada por:

$$F(\tau, p) = \int_0^{\infty} f(\tau + px, x) dx$$

donde el campo de ondas registrado $f(t,x)$ es separado en componentes de onda plana al sumarse las amplitudes a lo largo de una línea de pendiente p y tiempo de intersección τ . En un medio de capas horizontales, éste último se interpreta como la contribución al tiempo de viaje total t de la componente vertical del recorrido de la onda:

$$\tau = t - px$$

El significado físico de p depende de la geometría del experimento. Para el dominio CMP, donde se procesarán los datos, la ecuación del tiempo de viaje en el caso de refractores con buzamiento viene dada por (Diebold & Stoffa, 1981):

$$t_{\text{CMP}} = \frac{x(p_a + p_b)}{2} + \sum_j z_j (q_{a_j} + q_{b_j})$$

donde p_a y p_b son la componente horizontal del vector lentitud para las trayectorias desde la fuente al refractor (a) y desde el refractor a la superficie (b), respectivamente. Los términos q_{a_j} y q_{b_j} representan la componente vertical de dicho vector para las trayectorias ascendente y descendente para cada capa j , cuyo espesor viene dado por z_j . Así, la pendiente de la dromocrónica dT/dx representa una media de la lentitud horizontal de todas las trayectorias que contribuyen a cada CMP. La transformada parcial τ - p en este dominio permite extraer la información de amplitud y la fase de los trenes de onda que siguen a las primeras llegadas. El análisis de un primer refractor se realiza aplicando esta transformada para un determinado rango de distancias tiro-geófono (x_1 - x_2) y tomando la media de la lentitud horizontal p_2^{CMP} correspondiente a la llegada de ondas refractadas críticas en esa discontinuidad (figura V.16). Este proceso quedaría descrito por la expresión (Orlowsky et al, 1998):

$$F(\tau^{\text{CMP}}, p_2) = \sum_{x_1}^{x_2} f(\tau^{\text{CMP}} + p_2^{\text{CMP}} x, x) * \Delta x$$

donde Δx sería la distancia entre trazas en el dominio CMP. Esta transformada parcial tiene como resultado el aumento de la relación señal/ruido del tren de ondas refractado críticamente al extraer la componente de onda plana de $p=p_2$ en el dominio CMP. Así, se obtiene para cada CMP una traza

apilada en el dominio τ - p siendo el resultado final una sección de tiempo de intersección que muestra la imagen del refractor a partir de la cual se determinan las inhomogeneidades existentes.

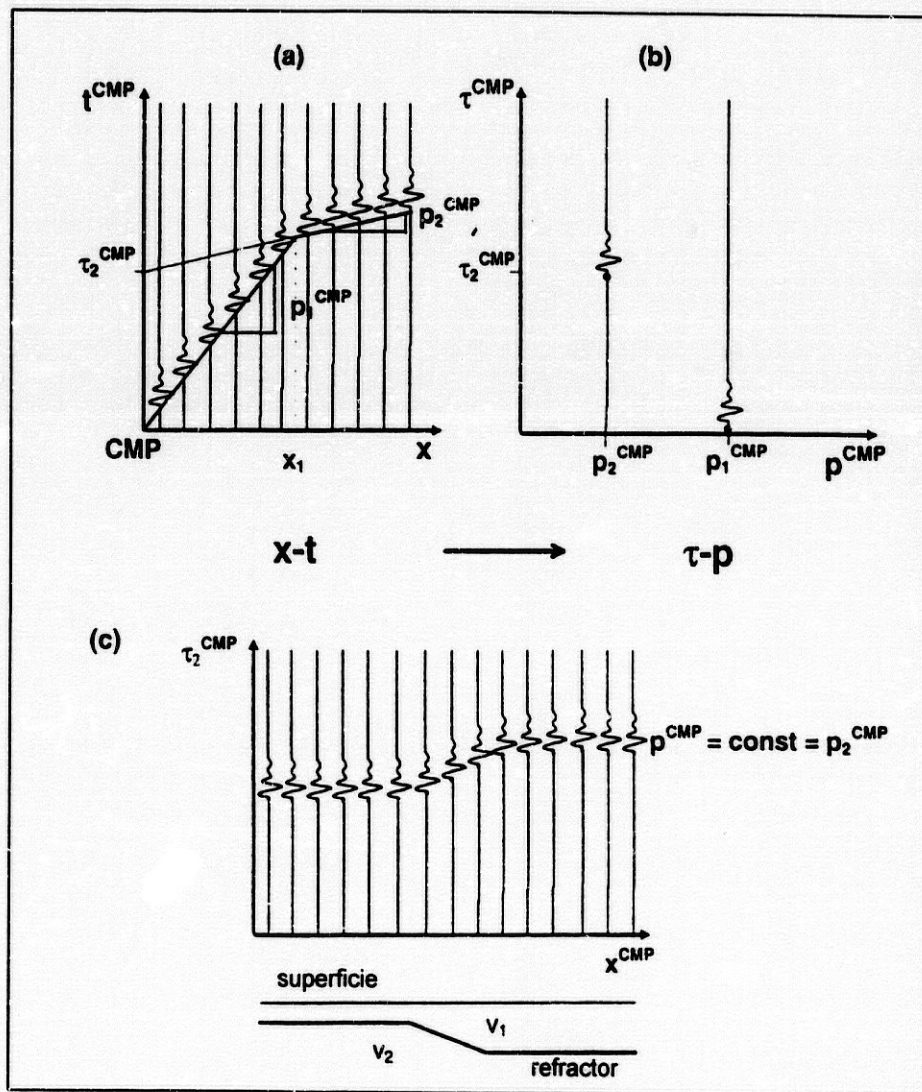


Figura V.16: Esquema de la transformada τ - p parcial de las fases de las primeras llegadas refractadas desde el dominio x - t (a) al τ - p (b) y obtención de la sección de tiempo de intersección (c).

La sección del tiempo de intersección puede transformarse a sección de profundidad teniendo en cuenta que para el caso de dos capas el tiempo de intersección es:

$$\tau = \frac{2z \cos i}{v}$$

donde i es el ángulo crítico, z la profundidad del refractor y v la velocidad de propagación de las ondas para esta capa.

Por otra parte, dado que en la elección del rango de *offset* se incluye la distancia crítica, existe una aportación de la onda reflejada crítica en la sección de tiempo de intersección que permite relacionar esta sección con la denominada sección de *pseudo-offset* cero. Para el caso de dos capas la relación existente entre el tiempo de *offset* cero t_0 y el tiempo de intersección τ viene dado por (Orlowsky et al, 1998):

$$t_0^{\text{CMP}} = \frac{v_2^{\text{CMP}} \tau^{\text{CMP}}}{\sqrt{(v_2^{\text{CMP}})^2 - (v_1^{\text{CMP}})^2}}$$

Esta expresión sirve de base para la obtención de la sección pseudo-*offset* cero que permite la integración en una sección sísmica de reflexión como se mostrará en el siguiente apartado.

V.6.2. Procesado de los datos

El procesado seguido para los datos del perfil L2 comienza con la aplicación de la corrección por elevación tomando como *datum* el mismo plano de referencia usado en el tratamiento de sísmica de reflexión y refracción (apartados V.4. y V.6.). Las trazas se reorganizan en modo CMP para su posterior transformación parcial al dominio τ -p. La elección de los parámetros de aplicación del método de refracción CMP (rango de *offset* y lentitud horizontal p) se realiza a partir del análisis de los CMPs obtenidos en el apartado V.5. En este estudio las trazas elegidas para la transformación son aquellas con valores de distancia tiro geófono comprendidos entre 6.75 y 9.75 m y para el valor de $p=6.66 \cdot 10^{-4}$ s/m, respondiendo al tramo de las llegadas críticas del primer refractor (figura V.17).

La sección del tiempo de intersección puede transformarse a sección de profundidad teniendo en cuenta que para el caso de dos capas el tiempo de intersección es:

$$\tau = \frac{2z \cos i}{v}$$

donde i es el ángulo crítico, z la profundidad del refractor y v la velocidad de propagación de las ondas para esta capa.

Por otra parte, dado que en la elección del rango de *offset* se incluye la distancia crítica, existe una aportación de la onda reflejada crítica en la sección de tiempo de intersección que permite relacionar esta sección con la denominada sección de *pseudo-offset* cero. Para el caso de dos capas la relación existente entre el tiempo de *offset* cero t_0 y el tiempo de intersección τ viene dado por (Orlowsky et al, 1998):

$$t_0^{\text{CMP}} = \frac{v^{\text{CMP}} \tau^{\text{CMP}}}{\sqrt{(v_2^{\text{CMP}})^2 - (v_1^{\text{CMP}})^2}}$$

Esta expresión sirve de base para la obtención de la sección pseudo-offset cero que permite la integración en una sección sísmica de reflexión como se mostrará en el siguiente apartado.

V.6.2. Procesado de los datos

El procesado seguido para los datos del perfil L2 comienza con la aplicación de la corrección por elevación tomando como *datum* el mismo plano de referencia usado en el tratamiento de sísmica de reflexión y refracción (apartados V.4. y V.6.). Las trazas se reorganizan en modo CMP para su posterior transformación parcial al dominio τ - p . La elección de los parámetros de aplicación del método de refracción CMP (rango de *offset* y lentitud horizontal p) se realiza a partir del análisis de los CMPs obtenidos en el apartado V.5. En este estudio las trazas elegidas para la transformación son aquellas con valores de distancia tiro geófono comprendidos entre 6.75 y 9.75 m y para el valor de $p=6.66 \cdot 10^{-4}$ s/m, respondiendo al tramo de las llegadas críticas del primer refractor (figura V.17).

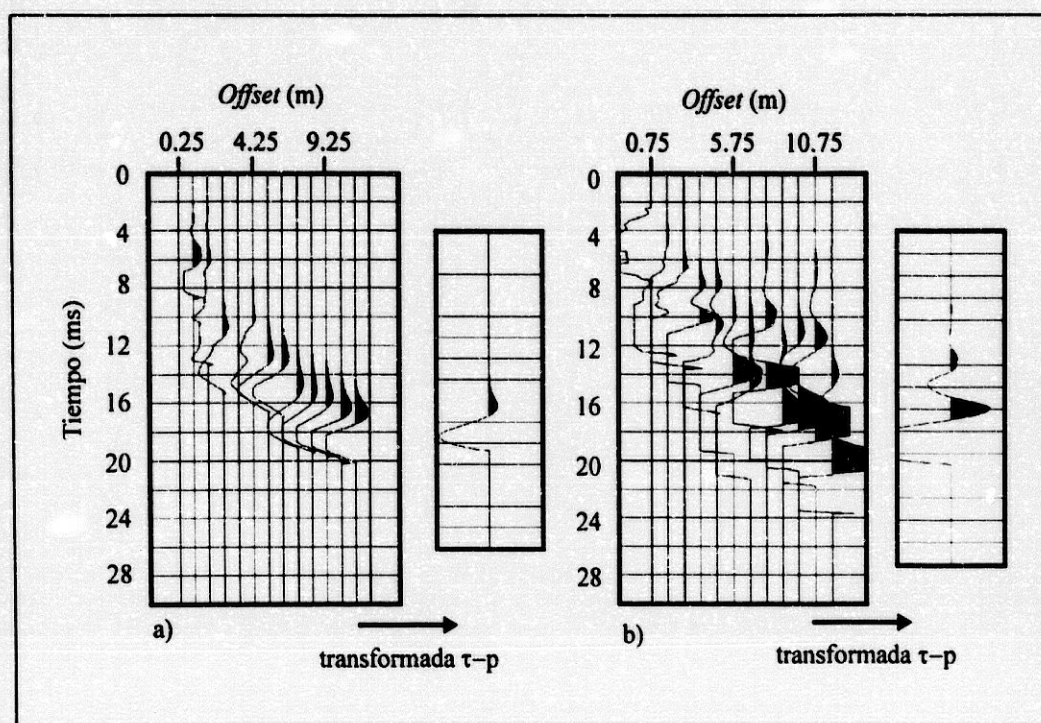


Figura V.17: Ejemplo de la realización de la transformada τ - p parcial a las primeras fases de refractadas críticas en el dominio CDP. a) Muestra un CDP correspondiente a la zona entre 36m y final del perfil donde se observa un alineamiento claro de las primeras llegadas. En la parte b) de la figura se presenta un CDP correspondiente a la zona de los primeros metros del perfil caracterizado por primeras llegadas con fases anómalas.

V.6.3. Resultados e interpretación

La sección de tiempo de intersección resultante del método de refracción CMP se muestra en la figura V.18. Se observan dos zonas caracterizadas por diferencias en la amplitud y en la continuidad de las señales refractadas críticas. Entre los 5 y 36 m aproximadamente del perfil, las primeras llegadas muestran irregularidades correspondientes a la presencia de inhomogeneidades en el medio. Se aprecian cambios de fase y llegadas anómalas a tiempos menores que la tendencia general, especialmente para las distancias 6.5-8 m, 11.5-16 m y 30.5-36 m. Sin embargo, la parte final del perfil presenta llegadas uniformes con características similares de fase y amplitud, indicando la presencia de un refractor continuo. En este tramo, la capa superior muestra una mayor homogeneidad en las propiedades mecánicas al no registrarse llegadas anómalas como las encontradas en la primera parte del perfil. En la figura V.15 se presenta el resultado de componer la sección sísmica de reflexión con la sección de pseudo-offset cero obtenida. De esta forma se recoge

la información completa, tanto para los primeros metros con la refracción CMP, como la resultante de emplear el método clásico de la sísmica de reflexión. Por otra parte, la figura V.19 muestra la sección de tiempo de intersección obtenida en este apartado y el modelo general resultante de la aplicación del método de tiempo de retraso (apartado V.4.). Puede observarse que las zonas anómalas quedan localizadas mediante el método de refracción CMP mientras que el modelo de refracción más tradicional permite fijar la profundidad del refractor principal. Es importante destacar que la utilización de distintos métodos permite extraer las características de la zona de estudio, tanto las geológicas, como las anomalías de los primeros metros del subsuelo con interés arqueológico.

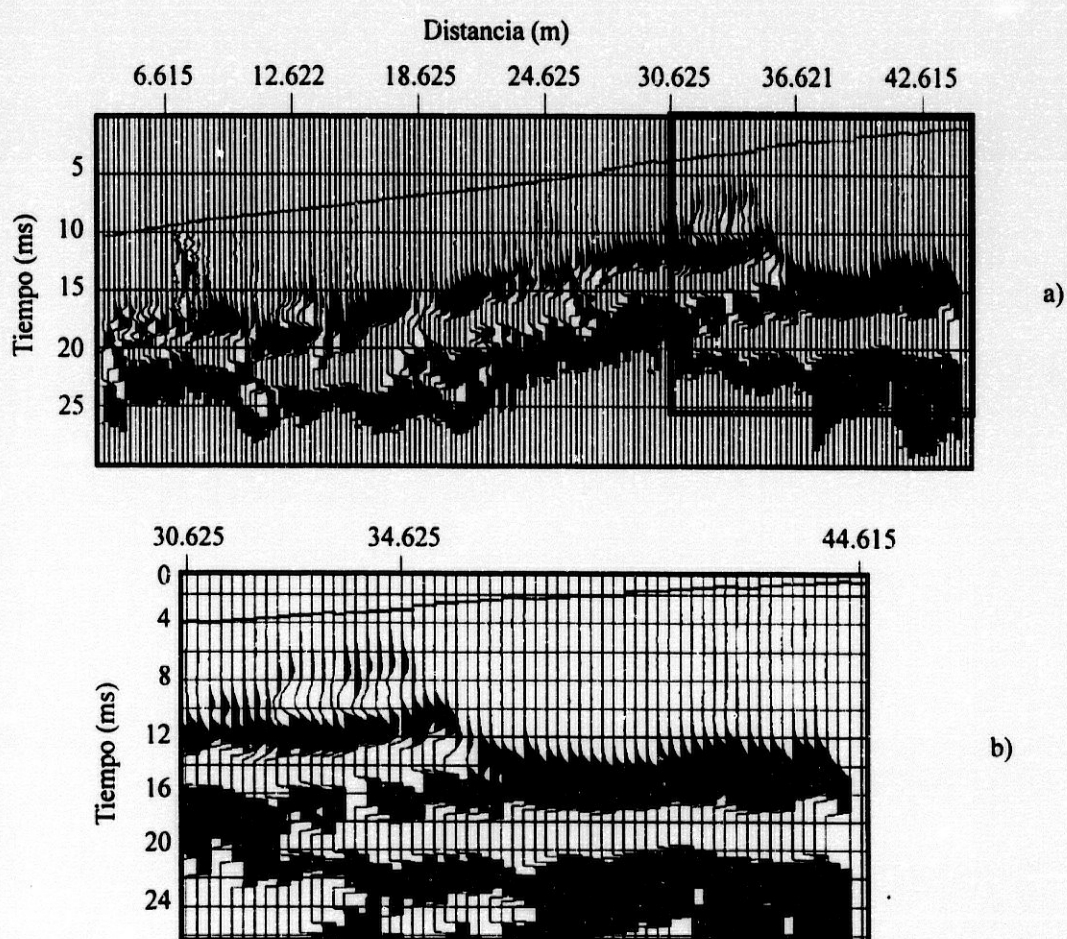


Figura V.18: Resultado de la aplicación del método de refracción CMP: a) para todo el perfil, b) detalle del cambio de morfología en la sección en torno a los 36 m de distancia. Destaca una primera zona con llegadas anómalas de amplitud y fase, estando caracterizada la segunda zona, para distancias mayores que 36 m por un refractor claro con las mismas características de amplitud y fase.

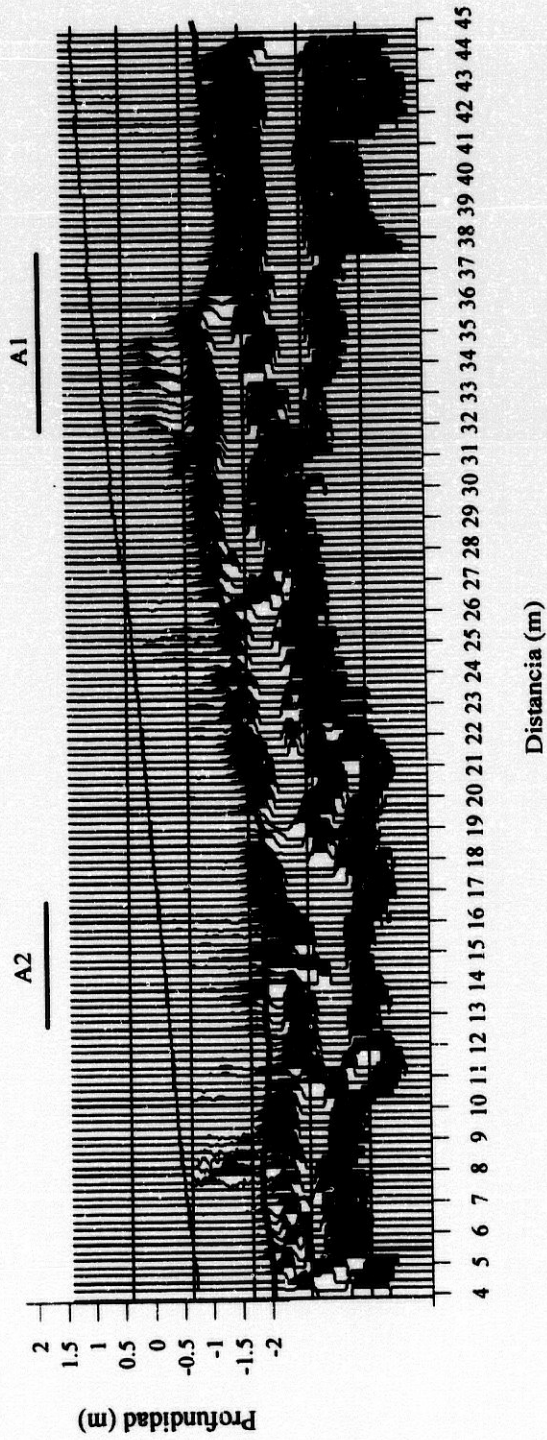


Figura V.19: Representación del modelo de refracción obtenido en el apartado V.4 (línea roja), junto a la sección de tiempo de intersección resultante de la aplicación del método de refracción C.M.P. Destaca el buen ajuste entre ambos resultados, proporcionando el primero de ellos información sobre la profundidad. En línea continua negra se representa la topografía. Se muestra la localización de las zonas elegidas A1 y A2 para el estudio realizado en el apartado V.7.

V.7. Estudio de tiempos de propagación

Como siguiente paso en la prospección sísmica de Millares se planificó un estudio localizado en dos de las zonas que presentaban anomalías en los apartados anteriores, cuyos objetivos fueron comprobar la veracidad de la hipótesis sobre la causa de las primeras llegadas anómalas (apartado V.4), y localizar más zonas con esas características en un área adyacente al perfil. Para ello, se utilizó el sistema de adquisición DATAQ que posibilita el registro de los datos empleando una alta frecuencia de muestreo (20000 Hz), pudiéndose detectar de esta forma anomalías en los tiempos de llegada de las ondas que viajan directamente desde la fuente a los geófonos situados a distancias muy pequeñas de la misma.

Las zonas elegidas se localizan: entre 31.5 y 37.5 m (zona A1), y entre 12.5 y 16.5 m (zona A2) del comienzo del perfil L2. Debido a las condiciones en algunas partes del perfil que impedían la realización de la prospección en el momento de realizar el experimento, se eligieron estas dos zonas de entre las tres citadas en el apartado V.6 como anómalas. El dispositivo experimental utilizado se muestra en la figura V.3c. Esta geometría permite encontrar diferencias en los tiempos de propagación de las ondas sísmicas que viajan directamente entre la fuente y el geófono.

Dado que el *offset* máximo se estableció en 2.5 m y teniendo en cuenta que la distancia de cruce para el modelo de refracción del apartado se encuentra entre 3 y 6 m, puede asegurarse que el registro corresponde a primeras llegadas de ondas que se propagan únicamente por la capa más superficial. Como consecuencia de las distancias pequeñas entre la fuente y el geófono es posible utilizar un único golpe de martillo en cada posición sin necesidad de realizar apilamiento en campo. La resolución conseguida será mayor al eliminarse las posibles desviaciones que puedan producirse con distintos golpes.

V.7.1. Procesado de los datos

La identificación de las primeras llegadas se ha realizado con un *software* propio desarrollado para Matlab. Para este estudio se ha considerado el tiempo del primer pulso diferente del ruido, ya que el objetivo es el reconocimiento de anomalías en el camino por el que se ha propagado la onda directa (figura V.20). Dado que existe una buena relación señal/ruido, se considera que en la estimación de los tiempos de viaje para las primeras llegadas tenemos una incertidumbre del orden del intervalo de muestreo multiplicado por 2, lo que equivale a 0.1 ms.

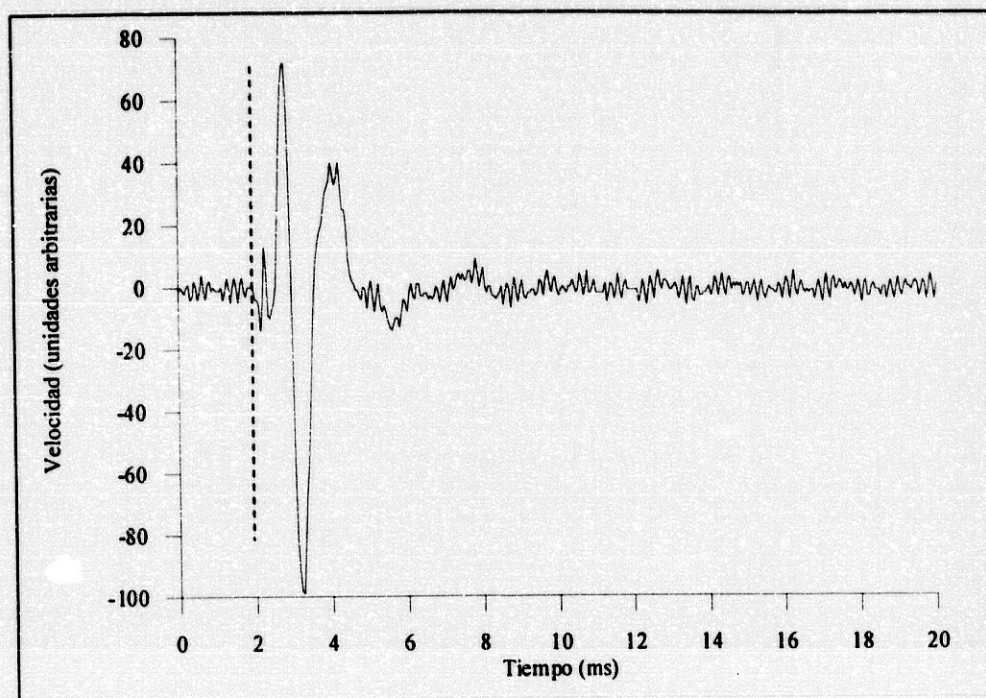
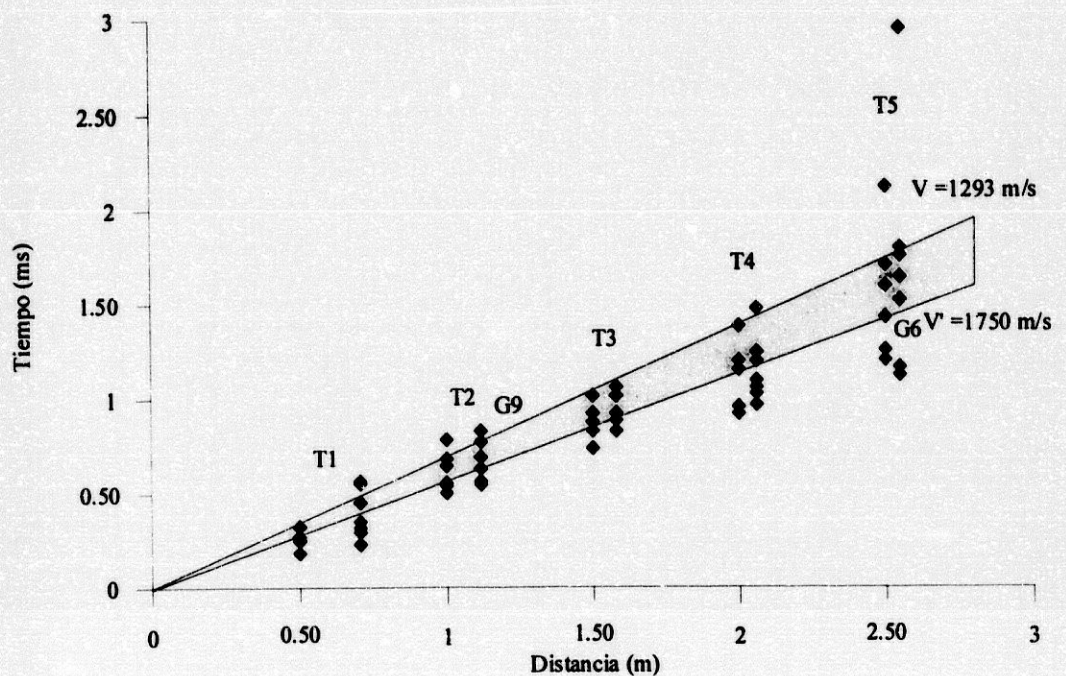
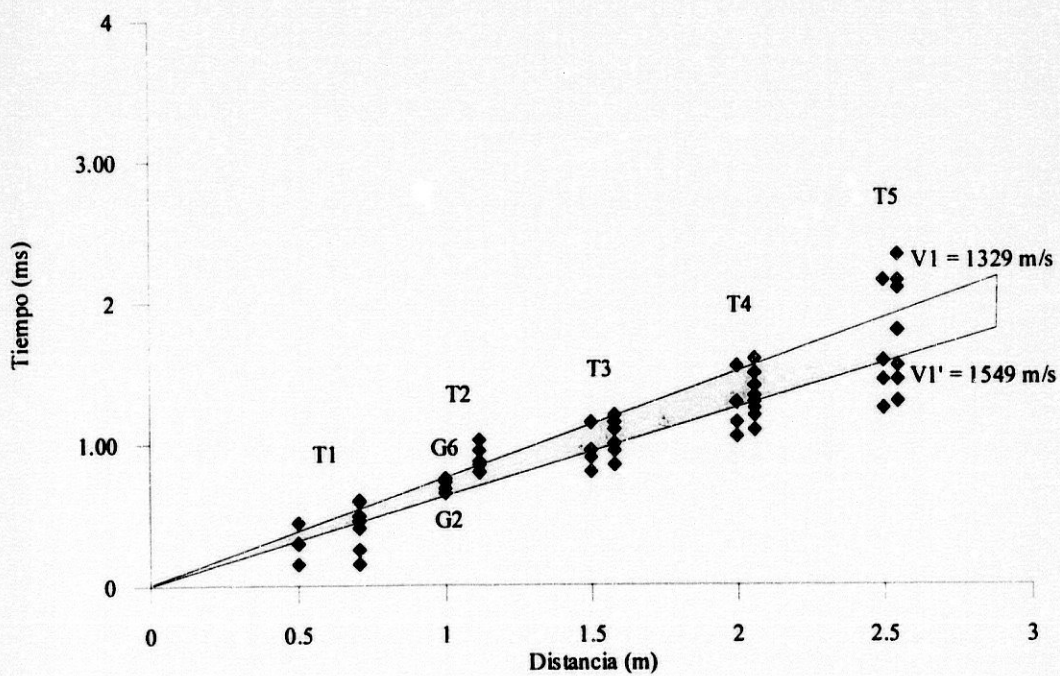


Figura V.20: Ejemplo de traza adquirida con el sistema de adquisición DATAQ. Se señala la identificación de la primera llegada. Dada la frecuencia de muestreo con la que se adquirieron los datos, el picking puede realizarse con suficiente precisión.

Con el fin de visualizar en una primera aproximación las diferencias de tiempos obtenidas para la misma distancia tiro-geófono, se representan los tiempos frente a la distancia real a la fuente (figura V.21-a y b). Dada la disposición geométrica utilizada (figura V.3-c), las distancias a los geófonos laterales para un mismo tiro serán mayores que las distancias al geófono central de la misma línea. Se observa cómo a medida que el tiro se encuentra más lejano a los geófonos, las diferencias entre las distancias para geófonos laterales y central decrecen. A partir de la figura V.21 se establece un rango de velocidad media para cada zona, a partir de los tiempos correspondientes a los tiros y geófonos señalados en (a) y (b) como límites (figura V.21). Así, la zona de anomalía A1 se caracteriza por velocidades comprendidas entre 1329 y 1549 m/s ($v(A1)$ y $v'(A1)$). Por su parte el rango medio asociado a la anomalía A2 se encuentra limitado por las velocidades 1549-1808 m/s ($v(A2)$ y $v'(A2)$). Estos valores ya proporcionan información sobre las particularidades de estas zonas ya que son mayores que la velocidad media encontrada por el método de refracción para la capa suprayacente al primer refractor (600 m/s).



a)



b)

Figura V.21: Representación de los tiempos de llegada del primer pulso sísmico frente a la distancia tiro-geófono para todos los tiros y sectores en las anomalías A1 (a) y A2 (b). La parte sombreada representa la zona incluida dentro del rango de velocidades establecido como media para cada una de las anomalías. El establecimiento de este rango se ha realizado tomando los tiempos correspondientes a los tiros y geófonos señalados en (a) y (b) como límites.

El siguiente paso en este procesado de los tiempos de propagación consiste en establecer la cuantificación de las diferencias de los tiempos de llegada observados con respecto a los que le corresponderían para el rango de velocidades establecido. Teniendo en cuenta las diferencias en distancia entre geófonos laterales y centrales, se calculan los tiempos correspondientes T y T' para los límites de velocidad $v(A1)-v'(A1)$ y $v(A2)-v'(A2)$ de cada zona. En la figura V.22 se representan los tiempos observados T_o y los calculados T y T' para un tiro de la zona A1. Se establece que las anomalías de tiempo dt para cada posición de geófono-tiro vienen dadas por:

$$dt = \min \begin{cases} T_o - T & \text{si } T_o > T \\ 0 & \text{si } T' < T_o < T \\ T_o - T' & \text{si } T_o < T' \end{cases}$$

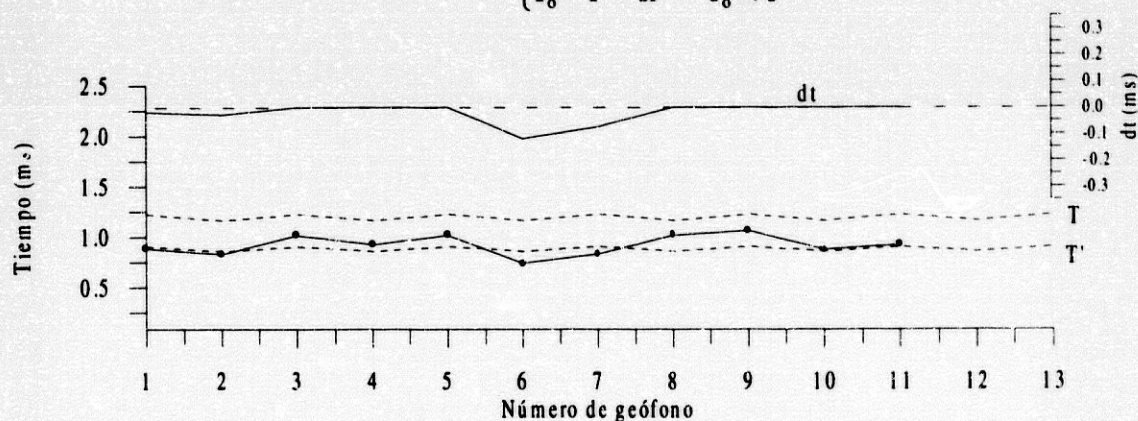


Figura V.22: Representación de los tiempos de las primeras llegadas observados T_o para un tiro característico de la anomalía 1, y de los calculados T y T' teniendo en cuenta los distintos límites de velocidad v y v' , respectivamente. Se muestra el resultado de obtener dt como el mínimo de las diferencias T_o-T y T_o-T' . El eje x representa la posición de los geófonos para todas las líneas. Este proceso se ha realizado para cada uno de los tiros de las zonas de estudio A1 y A2.

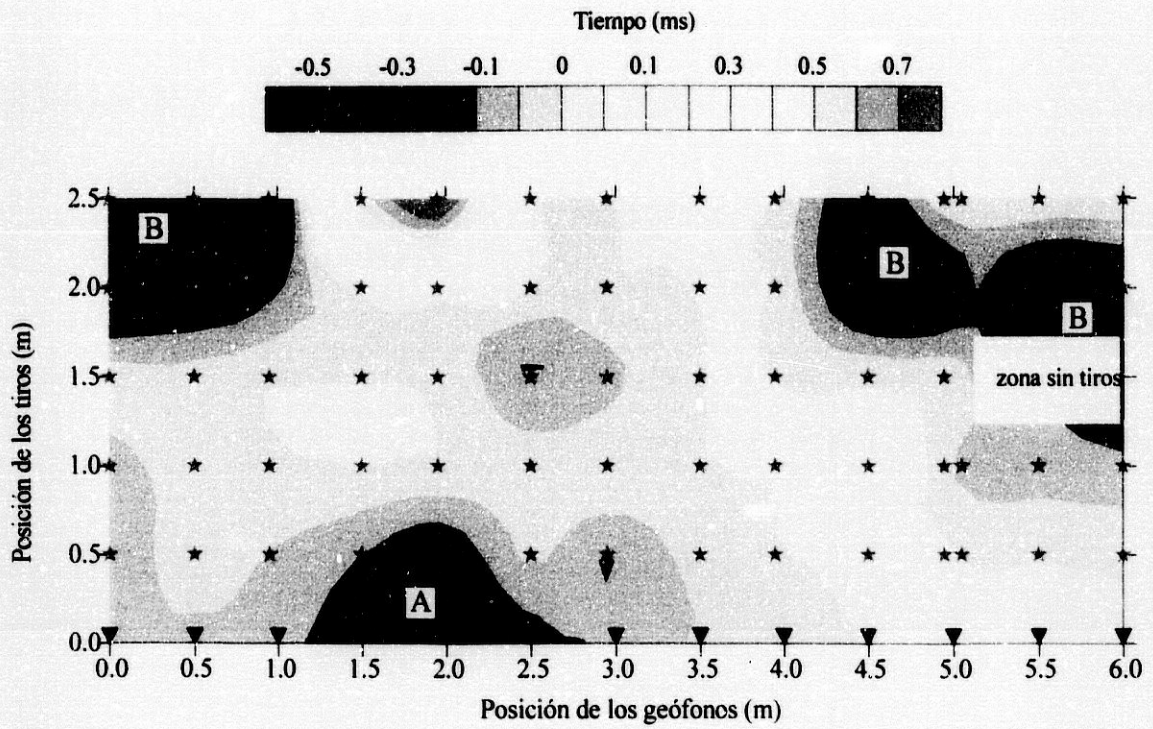
Posteriormente se representa el conjunto de las anomalías de tiempo dt para cada punto de coordenadas x e y , siendo x la posición de los geófonos e y , la de las estaciones de disparo. Para aquellas coordenadas en las que coinciden las posiciones de las estaciones de registro (geófonos 1 de cada sector con el geófono 3 del sector adyacente), se toman como coordenadas x , el valor de su posición con diferencias de ± 5 cm para cada geófono. De esta forma se tienen en cuenta las variaciones laterales en las anomalías de tiempo. La última etapa consiste en obtener la representación 2-D de estas anomalías mediante la interpolación de los tiempos dt considerando la geometría de adquisición. En esta interpolación se da más peso a la dirección tiro-geófono que es variable para cada estación receptora.

V.7.2. Resultados e interpretación

Las figuras V.23-a y V.24-a muestran el resultado del procesado anterior para las zonas A1 y A2 respectivamente. En la parte b de cada figura se representan los sectores adyacentes a cada zona correspondientes a la sección de tiempo de intersección resultante del método de refracción CMP. En ambas figuras, puede comprobarse la concordancia entre las anomalías detectadas mediante refracción CMP y las zonas de anomalías negativas en los tiempos de propagación de las ondas directas situadas adyacentes a la línea (sectores A). Estos sectores se caracterizan por anomalías negativas en los tiempos de llegada, lo que se correlaciona con zonas formadas por materiales de más alta velocidad. Por lo tanto, puede establecerse una concordancia entre dichas zonas y estructuras de construcción (fondos de cabañas) que a priori se relacionan con los materiales más compactos extraídos de la costra cálcarea.

Teniendo en cuenta todo lo anterior, pueden delimitarse en las dos áreas de estudio (A1 y A2), otras zonas con las mismas características que las zonas anómalas adyacentes al perfil de reflexión-refracción. Así, la figura V.23-a muestra los sectores B caracterizados por tiempos menores de recorrido para las ondas directas coincidiendo con coordenadas x 0-1 m y 4.5-6 m situados a 2-2.5 m de la línea de geófonos. En la figura V.24-a se observan sectores (B) con anomalías negativas en los tiempos de llegada, entre los metros 1.5 y 2 de distancia de los primeros geófonos.

El estudio de los tiempos de retraso ha completado la información obtenida mediante refracción CMP obteniéndose una buena correlación espacial de las anomalías observadas con ambos métodos.



a)

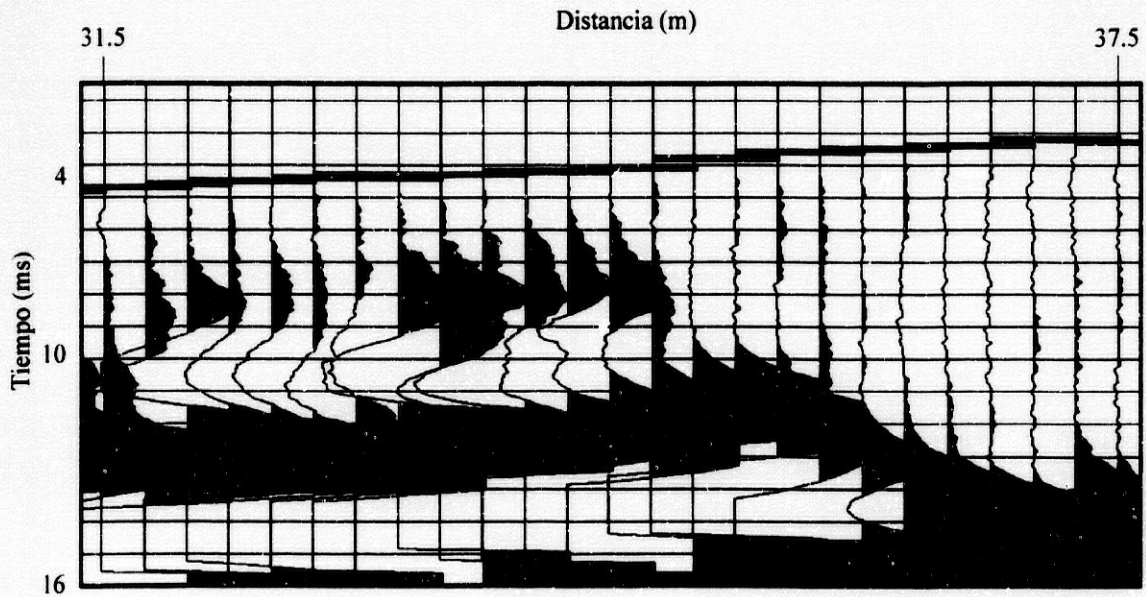
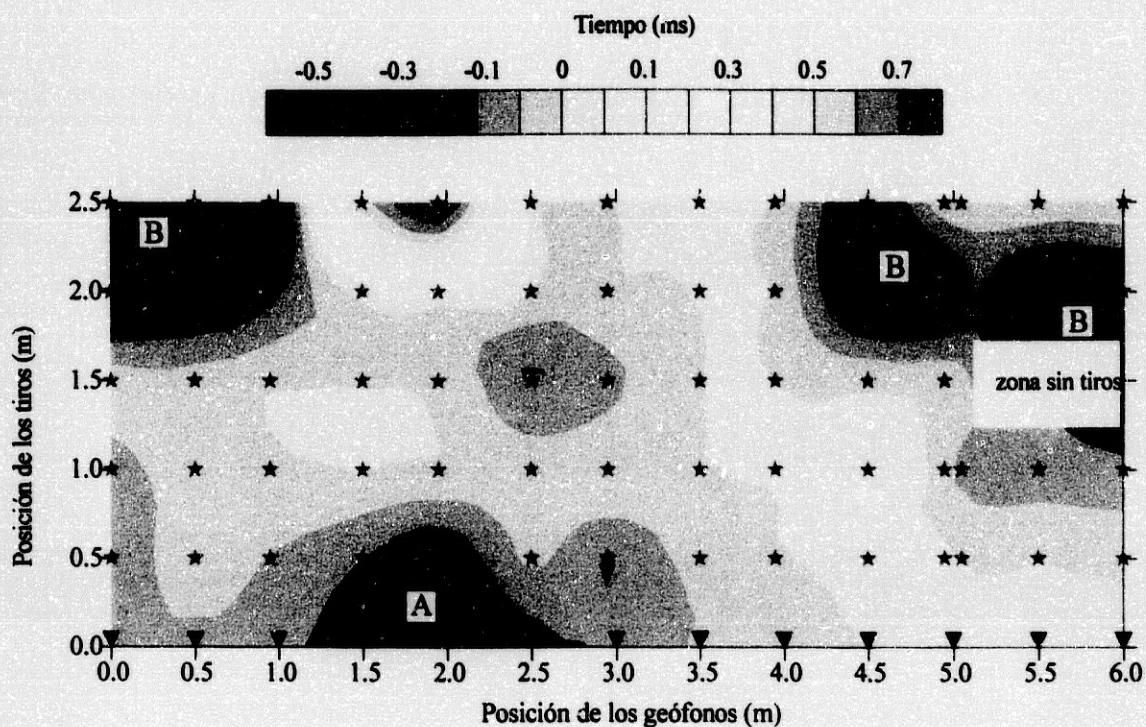


Figura V.23: a) Resultado de la representación de las anomalías de tiempo dt para cada punto x e y (posición geófono-tiro) para la anomalía A1, b) resultado de la aplicación del método de refracción CMP correspondiente al tramo adyacente a la zona de estudio en a). Se puede destacar la buena concordancia de ambos resultados (sectores A) además de la identificación de nuevas zonas de anomalías en el área próxima al perfil L2 (B).



a)

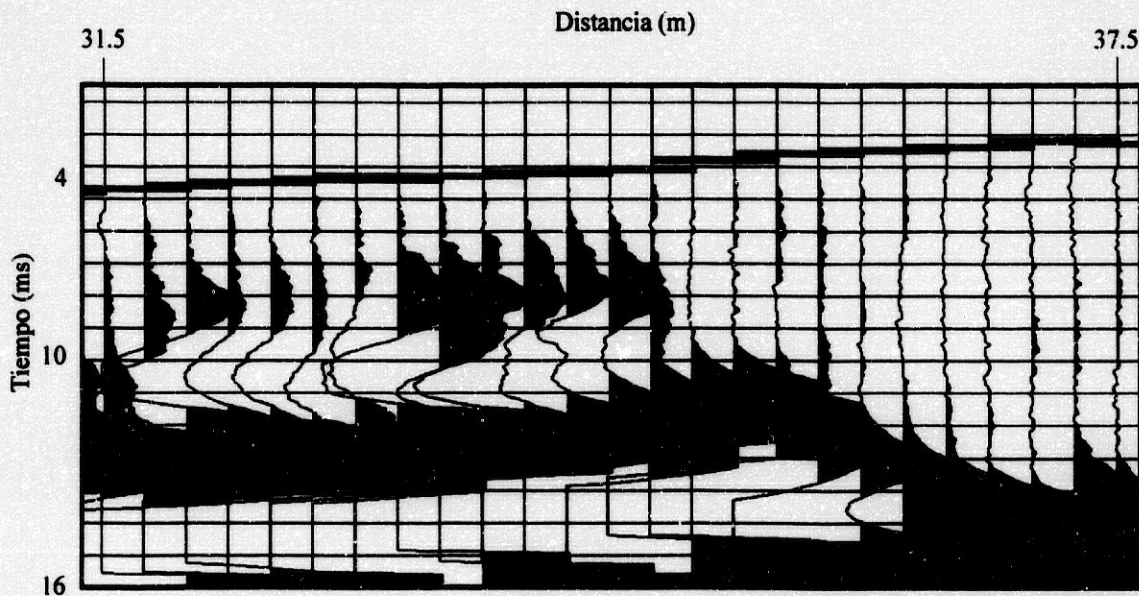


Figura V.23: a) Resultado de la representación de las anomalías de tiempo dt para cada punto x e y (posición geófono-tiro) para la anomalía A1, b) resultado de la aplicación del método de refracción CMP correspondiente al tramo adyacente a la zona de estudio en a). Se puede destacar la buena concordancia de ambos resultados (sectores A) además de la identificación de nuevas zonas de anomalías en el área próxima al perfil L2 (B).

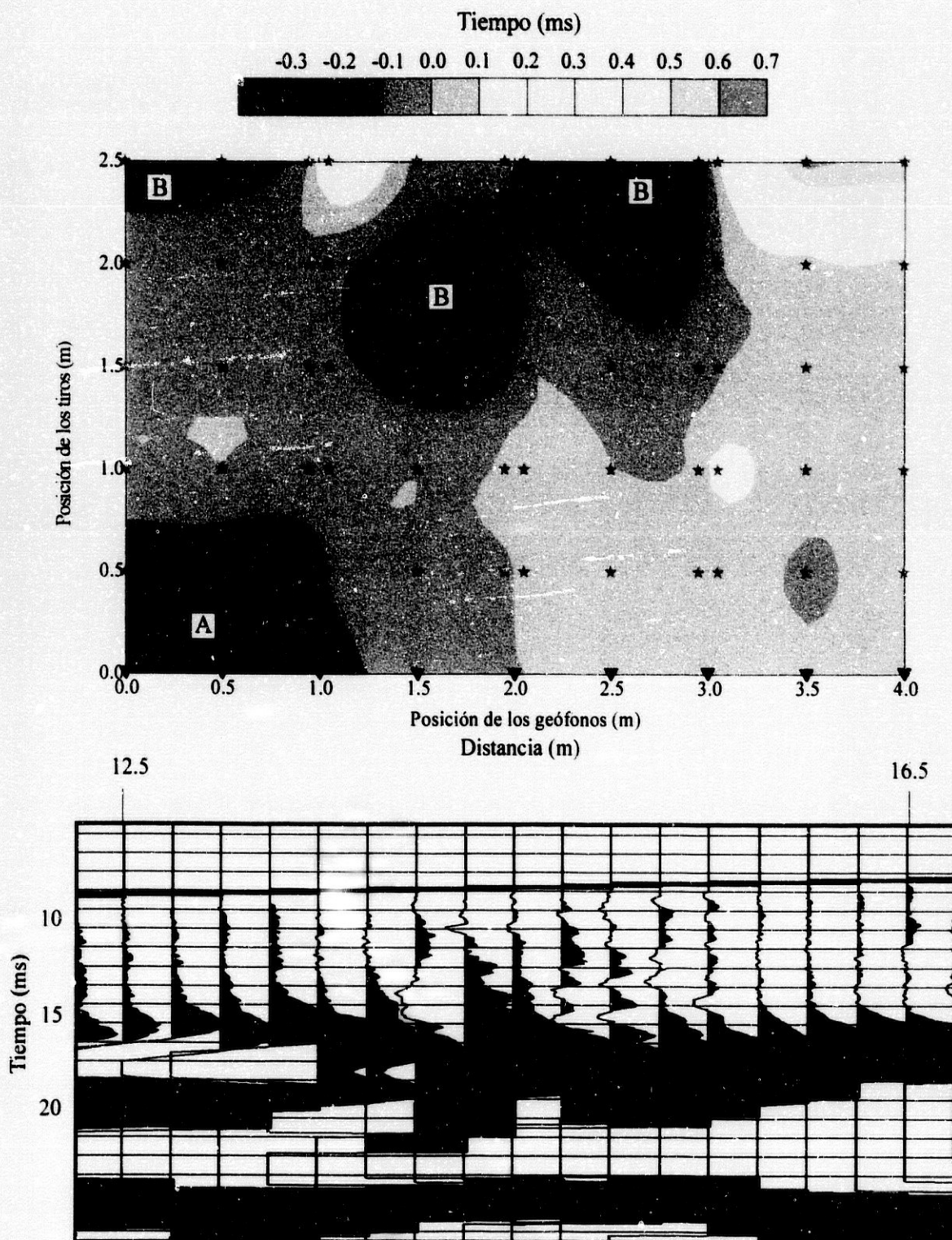


Figura V.24: a) Resultado de la representación de las anomalías de tiempo dt para cada punto x e y (posición geófono-tiro) para la anomalía A2, b) resultado de la aplicación del método de refracción CMP correspondiente al tramo adyacente a la zona de estudio en a). Se puede destacar la buena concordancia de ambos resultados (sectores A), además de la identificación de nuevas zonas de anomalías en el área próxima al perfil L2 (B).

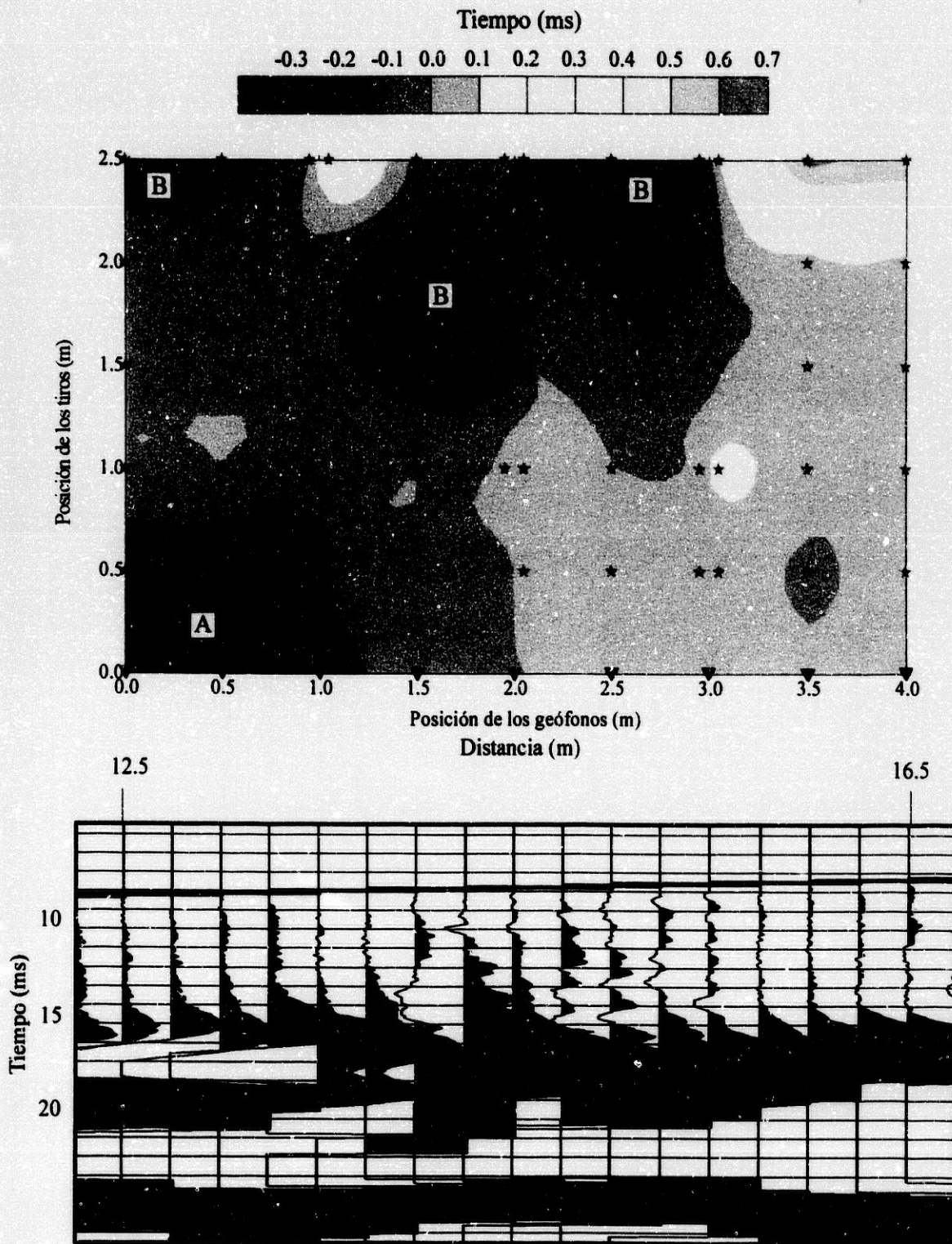


Figura V.24: a) Resultado de la representación de las anomalías de tiempo dt para cada punto x e y (posición geófono-tiro) para la anomalía A2, b) resultado de la aplicación del método de refracción CMP correspondiente al tramo adyacente a la zona de estudio en a). Se puede destacar la buena concordancia de ambos resultados (sectores A), además de la identificación de nuevas zonas de anomalías en el área próxima al perfil L2 (B).

V.8. Resumen y conclusiones

El estudio sísmico en Los Miliare (Almería) ha permitido extraer información de interés geológico y arqueológico mediante la conjunción de distintos métodos. La utilización de la sísmica de reflexión queda limitada a tiempos de llegada mayores que 35-50 ms. Por lo tanto, para la caracterización de las capas más someras del subsuelo es necesario emplear las primeras llegadas. La sísmica de reflexión ha sido empleada con el objetivo de caracterizar el entorno del yacimiento. La utilización del dispositivo experimental *split-spread* queda justificado por un mayor número de trazas por CDP para reflexiones superficiales. No obstante, es aconsejable con un número limitado de geófonos utilizar la geometría tiro-geófono que permita el registro de la ventana óptima. La sección sísmica obtenida mediante el método de reflexión se caracteriza por la falta de continuidad de las señales reflejadas propio de las características geológicas de la zona.

El análisis de las primeras llegadas se ha realizado utilizando, por un lado el método de tiempo de retraso para obtener un modelo general de una capa a partir de los trenes de ondas refractados, posteriormente mediante el método de refracción CMP que ha permitido encontrar zonas anómalas de velocidad en los dos primeros metros del subsuelo y, finalizando el estudio en detalle mediante estudio 2D de los tiempos de propagación por la primera capa. Esto último, se realizó empleando un SAD adaptado a la prospección sísmica superficial que permite utilizar frecuencias de muestreo mayores que los sismógrafos convencionales, por lo que se ha podido determinar de una manera más precisa el tiempo de las primeras llegadas. Entre las técnicas utilizadas, destaca la aplicación del método de sísmica de refracción en el dominio CMP, cuyo principal interés es utilizar toda la información de amplitud y fase, de forma que es posible identificar heterogeneidades en el refractor. Este método ha resultado ser de gran utilidad en el estudio de un yacimiento arqueológico por su resolución y facilidad en el procesado de los datos.

Es importante resaltar que la utilización de distintos métodos es esencial para la caracterización de esta zona de estudio. La interpretación de los resultados de los cuatro estudios realizados permite:

- ✓ caracterizar la geología de la zona, identificando morfologías asociadas a abanicos aluviales
- ✓ obtener un modelo general de las dos primeras capas del subsuelo, la primera de velocidad media 600 m/s y una segunda con variaciones en la velocidad (1000-1800 m/s) y en la profundidad (1-2 m) asociada a la costra calcárea.
- ✓ mostrar una imagen sísmica de muy alta resolución de este refractor en el que se aprecian cambios de amplitud y fase en el mismo además de zonas anómalas en la capa suprayacente.

- ✓ delimitar estas zonas anómalas en la línea del perfil anterior así como encontrar nuevas zonas de anomalía en dos áreas adyacentes, identificadas como restos de fondo de cabaña por el adelanto que presentan las llegadas de las ondas que se propagan por la primera capa.

Por otra parte, los resultados obtenidos mediante el método de refracción tradicional y CMP han mostrado ser complementarios, pudiendo determinarse con el primero la profundidad a la que se sitúa el reflector cuya imagen de alta resolución ha sido obtenida con refracción CMP. Además, la sección de tiempo de interferencia resultante de la aplicación de la refracción CMP puede ser fácilmente transformada a una sección de tiempo *pseudo-offset* cero, por lo que aporta la caracterización de los primeros metros del subsuelo que no pueden obtenerse mediante sísmica de reflexión. Toda esta información en conjunto es de gran utilidad para la caracterización de una zona de interés arqueológico.

El estudio presentado demuestra la aplicabilidad de las técnicas sísmicas de alta resolución a problemas arqueológicos, especialmente el método de refracción CMP, uniéndose a la capacidad de otros métodos utilizados por otros autores, como son las técnicas tomográficas y la refracción tradicional.

CAPÍTULO VI. CONCLUSIONES

Conclusiones

En esta Memoria de Tesis Doctoral se han desarrollado, aplicado y adaptado técnicas de la prospección sísmica superficial a la resolución de problemas propios de la Glaciología y la Arqueología.

Este capítulo expone las conclusiones más relevantes a las que se ha llegado y se ha estructurado en dos apartados que recogen, por una parte, los resultados obtenidos de la aplicación de estas técnicas presentadas al glaciar Johnsons (Antártida), y por otra, aquéllos que se desprenden del análisis de los datos del yacimiento arqueológico de Los Millares (Almería).

A modo general se quiere resaltar que las diferencias entre sísmica superficial y profunda no estriban únicamente en un cambio de escala, pues en prospección sísmica superficial, la superposición de los diferentes eventos en una reducida ventana espacio-temporal hace necesario e imprescindible un estudio completo del campo de ondas para obtener información de las propiedades físicas del subsuelo.

Conclusiones relativas al Glaciar Johnsons

- ✓ La comparación de las fuentes sísmicas SSSY y explosivos de baja energía en un medio glaciar ha puesto de manifiesto una mejora sustancial de estos últimos respecto a la primera en cuanto a las características energéticas y espectrales. Esta diferencia es debida, principalmente, al mejor acoplamiento de los explosivos en el medio estudiado.

- ✓ Teniendo en cuenta las limitaciones del trabajo de campo en la Antártida (corto periodo estival en el que los puentes niveos cubren las grietas glaciares y pocos días sin la presencia de viento), se hace imprescindible optimizar el tiempo de adquisición de datos. En este contexto, nuestra experiencia recomienda la utilización de una fuente de energía sísmica de fácil aplicación (tipo explosivos de baja energía) y el diseño de un dispositivo experimental de rápido avance de línea. Bajo tales condicionamientos, el sistema que se ideó fue una línea sísmica terrestre reforzada con cuerda de escalada a que aprovechaba la facilidad de arrastre del cable por la nieve, empleando una geometría de tiro en cabeza.

- ✓ El análisis realizado a los datos de campo posibilita la distinción de zonas de acumulación y ablación a partir del diferente carácter mostrado por las ondas superficiales en dichas zonas. También ha sido detectada la presencia de grietas por cambios en el contenido frecuencial de las primeras llegadas y por la reflexión de ondas superficiales en estas discontinuidades verticales. La localización de estas grietas complementa la información glaciológica en superficie.
- ✓ Los datos de sismica de refracción han permitido caracterizar el hielo glaciar diferenciando sectores con distinta velocidad sísmica y, por tanto, distinto grado de compactación. Además, se han estimado las profundidades del basamento en distintas áreas del glaciar.
- ✓ La prospección sísmica de reflexión en el glaciar Johnsons ha permitido caracterizar el contacto hielo-roca a partir de la morfología de doble reflexión mostrada en la mayoría de los registros obtenidos en el glaciar. Dadas las particularidades de glaciar templado y el estudio de la signatura de la fuente mediante autocorrelación, puede concluirse que esta doble reflexión es producida por una capa delgada de materiales de arrastre en la base del hielo. Por otro lado, la topografía de dicho contacto mostrada por las secciones sísmicas posibilita la explicación de algunas de las anomalías del flujo glaciar observadas en superficie.
- ✓ La combinación de toda la información anterior ha ofrecido los parámetros necesarios para la modelización de la dinámica del glaciar (capítulo IV). La utilización de técnicas geofísicas en el estudio glaciológico es importante ya que el movimiento del flujo del hielo está regido por las características del contacto hielo-roca, propiedades del hielo y topografía del basamento, parámetros que pueden obtenerse a partir de la utilización de dichas técnicas.

Conclusiones relativas al yacimiento arqueológico de Los Millares

- ✓ En estudios de muy alta resolución, como es el del yacimiento arqueológico de Millares, se recomienda emplear distintos métodos sísmicos: sismica de reflexión para obtener información geológica general de la zona, sismica de refracción (método de tiempo de retraso) para caracterizar las capas más superficiales, método de refracción CMP para el estudio de detalle de la primera capa, y análisis de diferencias en tiempos de llegada de las ondas directas en zonas 2D para el estudio local de las anomalías.

- ✓ El estudio de las anomalías de los tiempos de llegada de las ondas directas en zonas 2D ha sido posible gracias a la utilización de un sistema de adquisición, de adaptación propia, que permite el empleo de frecuencias de muestreo elevadas.
- ✓ La prospección sísmica en el yacimiento arqueológico de Los Millares constituye una de las pocas aportaciones de los métodos sísmicos al campo de la arqueología. Como resultados más importantes de la aplicación de estos métodos destacan, en primer lugar, la sección sísmica de reflexión caracterizada por la falta de continuidad de las señales reflejadas cuya morfología puede correlacionarse con secuencias de abanicos aluviales. En segundo lugar, la detección del primer refractor asociada a la costra carbonatada de la que se ha estimado su profundidad mediante método de tiempo de retraso. En tercer lugar, la obtención de la imagen de muy alta resolución para la localización de zonas anómalas de amplitud y fase situadas por encima del refractor que pueden correlacionarse con restos de cabaña. Y por último, el estudio de las diferencias de tiempos de llegada de las ondas directas ha permitido delimitar estas zonas en un plano 2D así como confirmar la hipótesis de su relación con restos de muros arqueológicos.

La nueva perspectiva adquirida tras los trabajos conducentes a esta Tesis Doctoral permiten avanzar como futuras líneas de investigación las siguientes:

- ✓ El desarrollo de instrumentación que permita registrar señales de muy alta frecuencia para estudios en detalle de los primeros metros del subsuelo. Las características frecuenciales del prototipo del geófono piezoeléctrico presentado se adaptan a estas necesidades presentando una respuesta prácticamente plana a la aceleración del suelo, hasta los 700 Hz. Su posterior desarrollo supone una nueva vía en la utilización de sensores para prospección sísmica de muy alta resolución, incluso en estudios de conservación de monumentos mediante técnicas tomográficas. Todo esto debe acompañarse de la utilización de fuentes sísmicas caracterizadas por la generación dentro del rango de altas frecuencias.
- ✓ Empleo de nuevos métodos que utilicen todo el campo de ondas de forma rutinaria como estudios de ondas superficiales u ondas guiadas que permiten la obtención de información de capas muy superficiales. Por otro lado, sería de gran interés la aplicación de estudios 3-D y técnicas tomográficas.

- ✓ Todo este desarrollo, debe de realizarse manteniendo, la optimización del trabajo de campo y el empleo de un procesado rápido que permita la aplicación de la sismica superficial a problemas de interés social como el caso de la ingeniería civil o la arqueología.

BIBLIOGRAFÍA

- Adam, E., Milkereit, B. and Mareschal, M.** 1998. Seismic reflection and borehole geophysical investigations in the Matagami mining camp. *Can. J. Earth. Sci.*, 35, 686-695.
- Aki, K. and Richards, P.G.** 1980. *Quantitative Seismology, Theory and Methods*, vols. I and II, W.H. Freeman, San Francisco.
- Alder, M.J.** 1988. Locating archaeological features in magnetic data by cross correlation. *Archaeometry*, 30, 145-154.
- Almagro, M. y Arribas, A.** 1963. *El poblado y la necrópolis megalíticos de Los Millares*. Bibliotheca Praehistórica Hispana III, Madrid.
- Arribas, A., Molina, F., Carrión, F., Contreras, F., Martínez, G., Ramos, A., Sáez, L., De la Torre, F., Blanco, I. y Martínez, J.** 1985. Informe preliminar de los resultados obtenidos durante la VI campaña de excavaciones en el poblado de Los Millares (Sante Fe de Mondújar, Almería), 1985. *AAA '85*, 245-262.
- Bachrach, R. and Nur, A.** 1998a. High-resolution shallow seismic experiments in sand, Part I: Water table, fluid flow, and saturation. *Geophysics*, 63, 1225-1233.
- Bachrach, R. and Nur, A.** 1998b. Ultra shallow seismic reflection in unconsolidated sediments: rock physics base for data acquisition. *Abstracts Expanded, 68th Annual Meeting of SEG*, 866-869, New Orleans
- Baker, G.S., Schmeissner, C., Steeples, D.W. and Plumb, R.G.** 1999a. Seismic reflections from depths of less than two meters. *Geophysical Research Letters*, 26, 279-282.
- Baker, G.S., Steeples, D.W. and Schmeissner, C.** 1999b. In situ, high-frequency P-wave velocity measurements within 1m of the earth's surface. *Geophysics*, 64, 323-325.
- Barry, K.M.** 1967. Delay time and its application to refraction profile interpretation in *Seismic refraction prospecting*. A.W. Musgrave, Ed., SEG, 348-361, Tulsa.
- Barthelmes, A.J.** 1946. Application of continuous profiling to refraction shooting. *Geophysics*, 11, 24-42.

- Beaudoin, B.C., ten Brink, U.S. and Stern, T.A.** 1992. Characteristics and processing of seismic data collected on thick floating ice: Results from the Ross Ice Shelf, Antarctica. *Geophysics*, **57**, 1359-1372.
- Benjumea, B. and Teixidó, T.** *in press*. Seismic reflection constrains on the glacial dynamics of Johnsons Glacier, *Tectonophysics*.
- Bernabini, M.** 1965. Alcune considerazioni sui rilievi sismici a piccole profondità. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, **7**, 106-118.
- Bernabini, M., Cancaniccia, M. and Cardarelli, E.** 1990. Seismic survey of some pillars of Coliseum (Rome, Italy). *Archeometry '90*, 677-686.
- Brizzolari, E., Ermolli, F., Orlando, L., Piro, S. and Versino, L.** 1992. Integrated geophysical methods in archaeological surveys. *Journal of Applied Geophysics*, **29**, 47-55.
- Brouwer, J. and Helbig, K.** 1998. *Shallow high-resolution reflection seismics*. Handbook of Geophysical Exploration, Seismic Exploration, vol. 12, Helbig, K and Treitel, S. (ed.).
- Brown, A.R.** 1991. *Interpretation of three-dimensional seismic data*. Am. Assn. Petr. Geol. Mem., 42.
- Büker, F., Green, A.G. and Horstmeyer, H.** 1998. Shallow 3-D seismic reflection surveying: Data acquisition and preliminary processing strategies. *Geophysics*, **63**, 1434-1450.
- Busquet, E., Vilas, M., Montufo, A., Carrión, F. y Peña, J.A.** 1998. Comparación de resultados de prospecciones eléctrica y electromagnética efectuadas en el yacimiento arqueológico de Los Millares, Almería. *Resumen, I Asamblea Hispano-Portuguesa de Geodesia y Geofísica*. Aguadulce, Almería.
- Calvet, J. y Santanach, P.** 1992. Grietas y pliegues en el glaciar de la ensenada Johnsons, borde del casquete glaciar de la isla Livingston, Islas Shetland del Sur, en *Geología de la Antártida Occidental*. J. López Martínez (Ed.) Simposios T 3, pp 153-161.

- Calvet, J. and Corbera, J. 1993. Fluctuations of the ice cap on Livingston Island, South Shetland from 1956 to 1991. *Rev. SELPER*, 9(1-2), 31-35.
- Calvet, J., Casas, J.M., Corbera, J., Enrique, J., Fernández de Gamboa, C., Furdada, G., Palà, V., Pallàs, R., Vilaplana, J.M. and Ximenis, L., 1999. Ice thinning on Livingston Island ice cap. *Geogaceta*, 24, 71-74.
- Cardarelli, E. 1995. 3D tomography of some pillars of the Coliseum. *Bolletino di Geofisica Teorica ed Applicata*, 148, 257-265.
- Cervený, V., Langer, J. and Penschke, I. 1974. Computation of geometric spreading of seismic body waves in laterally inhomogeneous media with curved interfaces. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 38, 9-19.
- Coruh, C. 1985. Stretched automatic amplitude adjustment of seismic data. *Geophysics*, 50, 252-256.
- Crary, A.P. 1963. *Results of United States traverses in East Antarctica, 1958-1961*. IGY Glaciological Report, 7.
- Curl, J.E. and Brink, T. 1974. Glaciology and glacial chronology in the South Shetland Islands. *Antarctic Journal U.S.*, 9, 168-171.
- De Iaco, R., Horstmeyer, H. and Green, A.G. 1997. High-resolution, high-fold seismic reflection profile across a landfill, *Expanded Abstracts of EEGS. Environmental and Engineering Geophysical Society (European section). 3rd Meeting*, 271-274, Aarhus, Denmark.
- Devaney, A.J. 1984. Geophysical diffraction tomography. *IEEE Trans. Geosci. Remote Sensing*, GE-22, 3-13.
- Diebold, J.B. and Stoffa, P.L. 1981. The travelttime equation, tau-p mapping, and inversion of common midpoint data. *Geophysics*, 46, 238-254.
- Diggins, C., Carvill, C. and Daly, C. 1988. A hybrid refraction algorithm. *Expanded Abstracts, 58th meeting of the International Society of Exploration Geophysicists*, Anaheim, California.

- Dobecki, T.L., Schoch, R.M., 1992.** Seismic investigations in the vicinity of the Great Sphinx of Giza, Egypt. *Geoarchaeology*, 7, 527-544.
- Dobrin, M., 1976.** *Introduction to geophysical prospecting*, 3rd. Edition. McGraw-Hill, New York. 630 p.
- Evison, F.F. 1952.** The inadequacy of the standard seismic techniques for shallow surveying. *Geophysics*, 17, 867-875.
- Fountain, A. G. and Walder, J. S. 1998.** Water flow through temperate glaciers. *Reviews of Geophysics*, 36, 299-328.
- Furdada, G., Pourchet, M. and Vilaplana, J.M. in press.** Characterization of Johnsons Glacier (Livingston Island, Antarctica) by means of shallow ice cores and their tephra and ¹³⁷Cs content. *Acta Geológica Hispánica*.
- Gardner, L.W. 1939.** An areal plan of mapping subsurface structure by refraction shooting. *Geophysics*, 4, 247-259.
- Gardner, L.W. 1967.** Refraction seismograph profile interpretation in *Seismic refraction prospecting*. A.W. Musgrave, Ed., SEG, 338-347, Tulsa.
- Gebrande, H. 1986.** CMP-Refraktionsseismik. In *Seismik auf neuen Wegen, 6. Mintrop-Seminar, Unikontakt, Dresden*. Fertig, J., Rüter, H. and Budach, W. Fds. 191-206, Ruhr-Universität, Bochum.
- Gendzwill, D.J. and Brehm, R. 1993.** High-resolution seismic reflections in a potash mine. *Geophysics*, 58, 741-748.
- Gibson, T. H. 1986.** Magnetic prospection on prehistoric sites in Western Canada. *Geophysics*, 51, 553-560.
- Goforth, T. and Hayward, C. 1992.** Seismic reflection investigations of a bedrock surface under alluvium. *Geophysics*, 57, 1217-1227.

- Green, A.G. and Mair, J.A.** 1983. Subhorizontal fractures in a granitic pluton: Their detection and implications for radioactive waste disposal. *Geophysics*, **48**, 1428-1449.
- Gulunay, N.** 1985. A new method for the surface consistent decomposition of statics using diminishing residual matrices (DRM). *Expanded Abstracts of 55th meeting of the International Society of Exploration Geophysicists*, Washington, D.C.
- Haeni, F.P.** 1986. *Application of seismic refraction techniques to hydrologic studies*. U.S. Geol. Sur. Open File Report 84-0746.
- Hagerdoon, J.G.** 1959. The plus-minus method of interpreting seismic refraction sections. *Geophys. Prosp.*, **7**, 158-182.
- Hales, F.W.** 1958. An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines. *Geophys. Prosp.*, **6**, 285-314.
- Hatton, L., Worthington, M.H. and Makin, J.** 1986. *Seismic data processing: theory and practice*. Blackwell Scientific, Oxford. 177 p.
- Hobbs, G.J.** 1968. *The geology of the South Shetland Islands. IV. The Geology of Livingston Island*. British Antarctic Survey Scientific Reports, **49**, 34 p.
- Hunter, J.A. and Hobson, G.D.** 1977. Reflections on shallow seismic refraction records. *Geoexploration*, **15**, 183-193.
- Hunter, J.A., Pullan, S.E., Burns, R.A., Gagne, R.M. and Good, R.S.** 1984. Shallow seismic reflection mapping of the overburden-bedrock interface with the engineering seismograph-some simple techniques. *Geophysics*, **49**, 1381-1385.
- Imai, T.** 1977. P- and S-wave velocities of the ground in Japan. *Proceedings of the IX. International Congress on Soil Mechanics and Foundation Engineering*.
- Imai, T., Sakayama, T. and Kanemori, T.** 1987. Use of ground probing radar and resistivity surveys for archaeological investigations. *Geophysics*, **52**, 137-150.

- Jarvis, E.P. and King, E.C. 1995. Seismic investigation of the Larsen Ice Shelf, Antarctica: in search of the Larsen Basin. *Antarctic Science*, 7, 181-190.
- Jongerius, P. and Helbig, K. 1988. Onshore high-resolution seismic profiling applied to sedimentology. *Geophysics*, 53, 1276-1283.
- Keiswetter, D.A. and Steeples, D.W. 1994. Practical modifications to improve the sledgehammer seismic. *Geophysical Research Letters*, 21, 2203-2206.
- Kelly, K.R., Ward, R.W., Treitel, S. and Alford, R.M. 1976. Synthetic seismograms: a finite-difference approach. *Geophysics*, 41, 2-27.
- Knapp, R.W. and Steeples, D.W. 1986. High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Instrumentation. *Geophysics*, 51, 276-282.
- Kourkafas, P. and Gouly, N.R. 1996. Seismic reflection imaging of gypsum mine workings at Sherburn-in-Elmet, Yorkshire, England. *Europ. J. Environ. Engin. Geophys.*, 1, 53-63.
- Lankston, R.W. 1990. High-resolution refraction seismic data acquisition and interpretation, in *Geotechnical and Environmental Geophysics, Volume I*, S.Ward (ed). 45-74, Geotechnical, Soc. Expl. Geophys.
- Lanz, E., Pugin, A., Green, A.G. and Horstmeyer, H. 1996. Results of 2- and 3-D high-resolution seismic reflection surveying of surficial sediments. *Geophys. Res. Lett.*, 23, 491-494.
- Lanz, E., Maurer, H. and Green, A.G. 1998. Refraction tomography over a buried waste disposal site. *Geophysics*, 63, 1414-1433.
- Lawton, D.C. 1989. Computation of refraction static corrections using first-break traveltimes differences. *Geophysics*, 54, 1289-1296.
- Levato, L., Veronese, L., Lozej, A. and Tabacco, E. 1999. Seismic image of the ice-bedrock contact at the Lobbia glacier, Adamello Massif, Italy. *Journal of Applied Geophysics*, 42, 55-63.





MICROCOPY RESOLUTION TEST CHART
NATIONAL BUREAU OF STANDARDS
STANDARD REFERENCE MATERIAL 1010a
(ANSI and ISO TEST CHART No. 2)

- López Martínez, J., Martínez de Pisón, E. y Arche, A.** 1991. Pulsaciones glaciares y terrazas marinas escalonadas en los alrededores de la Base Antártica Española. Isla Livingston. Shetland del Sur. *Geocaceta*, **9**, 44-47.
- Lowrie, W.** 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- Lozej, A., Tabacco, E., Merlanti, F. and Pavan, M.** 1995. Preliminary results of seismic and GPR surveys on the Hells Gate Ice Shelf (Victoria Land-Antarctica). *Proceedings of the EEGS Enviromental and Engineering Geophysical Society (European section). 1st Meeting*, 184-189, Torino Italy.
- Luzón, F.** 1995. Determinación de la respuesta sísmica de estructuras geológicas superficiales mediante el método indirecto de elementos en la frontera. *Tesis doctoral*. Universidad de Granada, Granada.
- Mc. Mehan, G.A. and Yedlin, M.J.** 1981. Analysis of dispersive waves by wave field transformation. *Geophysics*, **46**, 869-874.
- Melhuish, A., Henrys, S.A., Bannister, S. and Davey, F.J.** 1995. Seismic profiling adjacent to Ross Island: constraints on late Cenozoic stratigraphy and tectonics. *Terra Antartica*, **2**, 127-136.
- Merlanti, F. and Musante, B.** 1994. Seismic tomography: application for archaeological purposes. *Geoarchaeology*, **9**, 317-329.
- Michaels, P. and Smith, R.B.** 1997. Surface wave inversion by neural networks (radial basis functions) for engineering applications. *J. Environm. Engin. Geophys.*, **2**, 65-76.
- Miller, R.D. and Steeples, D.W.** 1991. Detecting voids in a 0.6 m coal seam, 7 m deep, using seismic reflection. *Geoexploration*, **28**, 109-119.
- Miller, R.D.** 1992. Normal moveout stretch mute on shallow-reflection data. *Geophysics*, **57**, 1502-1507.

- Miller, R.D., Anderson, N.L., Feldman, H.R. and Franseen, E.K. 1995a. Vertical resolution of a seismic survey in stratigraphic sequences less than 100 m deep in southeastern Kansas. *Geophysics*, **60**, 423-430.
- Miller, R.D., Xia, J., Harding, R.S., Neal, J.T., Fairborn, J.W. and Steeples, D.W. 1995b. Seismic investigation of a surface collapse feature at Weeks Island Salt Dome, Louisiana. *Am. Assn. Petr. Geol., Div. Environ. Geosci. J.*, **2**, 14-112.
- Miller, R.D. and Xia, J. 1997. Delineating paleochannels using shallow seismic reflection. *The Leading Edge*, 1671-1674.
- Morales, J. 1991. Caracterización de la respuesta sísmica local en las cuencas de Granada (España) y Ciudad Guzmán (México) mediante el análisis espectral de microtemores y terremotos. *Tesis Doctoral*. Universidad de Granada, Granada.
- Mueller, R.K., Kaveh, M. and Iverson, D. 1980. A new approach to acoustic tomography using diffraction techniques, in *Acoustic holography*, 8. Metherell, A.F. ed., 615-628, Plenum Press.
- Muñoz, J.A., Sàbat, F. y Pallás, R. 1992. Estructura pre-cretácica de la Península Hurd, isla Livingston, islas Shetland del Sur. *Geología de la Antártida Occidental*. López Martínez, J. Ed., 127-139, Simposios T 3.
- Navarro, F.J., Herrera, M.T. y Sàbat, F. 1997. Consideraciones de diseño de radioecosondas para el estudio de glaciares templados. Aplicación al sistema glaciar de la isla Livingston. *Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat. (Sec. Geol.)*, **93**, 219-227.
- Nicollin, F. and Kofman, W. 1994. Ground penetrating radar sounding of a temperate glacier; modelling of a multilayered medium. *Geophys. Prosp.*, **42**, 715-734.
- Nolan, M. and Echelmeyer, K. 1999. Seismic detection of transient changes beneath Black Rapids Glacier, Alaska, U.S.A.: I. Techniques and observations. *Journal of Glaciology*, **45**, 119-131.
- Odum, J.K., Stephenson, W.J., Williams, R.A., Worley, D.M., Toth, D.J., Spechler, R.M. and Pratt, T.L. 1998. Land-based high-resolution seismic reflection image of a karst sinkhole and

- solution pipe on Fort George Island, Duval county, Northeastern Florida. *Proceedings of the SAGEEP*. Bell, R.S., Power, M.H. and Larson, T. (ed.). EEGS, Chicago.
- Orheim, O. and Govorukha,, L.S.** 1982. Present-day glaciation in the South Shetland Islands. *Annals of Glaciology*, **3**, 233-238.
- Orlowsky, D., Rüter, H. and Dresen, L.** 1998. Combination of common-midpoint-refraction seismics with the generalized reciprocal method. *J. Appl. Geophys.*, **39**, 221-235.
- Pakiser, L.C. and Warrick, R.E.** 1956. A preliminary evaluation of the shallow reflection seismograph. *Geophysics*, **21**, 388-405.
- Pallás, R.** 1989. *Transductores y acondicionadores de señal*. Marcombo, Barcelona.
- Palmer, D.** 1980. *The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation*. Soc. Expl. Geophys, Tulsa, OK. 104 p.
- Papamarinopoulos, S. Jones, R.E. and Williams, H.** 1988. Electric resistance survey of the Southern part of the buried ancient town of Stymphalos. *Geoexploration*, **25**, 255-261.
- Paterson, W.S.B.** 1994. *The Physics of glaciers*. Third edition, Elsevier, Oxford.
- Pieuchot, M.** 1984. *Seismic instrumentation*. Handbook of geophysical exploration. Section I. Seismic exploration 2. Geophysical Press, London.
- Pullan, S.E. and Hunter, J.A.** 1985. Seismic model studies of the overburden-bedrock reflection. *Geophysics*, **50**, 1684-1688.
- Pullan, S.E. and MacAulay, H.A.** 1987. An in-hole shotgun source for engineering seismic surveys. *Geophysics*, **52**, 985-996.
- Pullan, S.E. and Hunter, J.A.** 1990. Delineation of buried bedrock valleys using the optimum offset shallow seismic reflection technique. In *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Ward, S. ed., **2**, 75-87, Geotechnical, Soc. Expl. Geophys.

- Pullan, S.E., Pugin, A., Dyke, L.D., Hunter, J.A. Pilon, J.A., Todd, B.J. and Allen, V.S. 1994.** Shallow geophysics in a hydrogeological investigation of the Oak Ridges moraine, Ontario. *Expanded Abstracts of Ann. Symp. Environ. Engin. Geophys. Soc. (SAGEEP)*, 143-161.
- Robertsson, J.O.A., Holliger, K. and Green, A.G. 1996.** Source-generated noise in shallow seismic data. *Europ. J. Environ. Engin. Geophys.*, 1, 107-124.
- Robinson, E.S. 1968.** Seismic wave propagation on a heterogeneous polar ice sheet. *J. Geophys. Res.*, 73, 739-753.
- Robinson, E.A. and Treitel, S. 1980.** *Geophysical signal analysis*. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, N.J. 466 p.
- Roth, M. and Holliger, K. 1998.** Joint inversion of Rayleigh and guided waves in high-resolution seismic data using a genetic algorithm. *Expanded Abstracts of 68th Annual Meeting of SEG*, New Orleans.
- Sàbat, F. 1993.** Preliminary report on the radioecho-sounding results in Livingston during the field season 1992-1993. *Informe interno, proyecto ANT91-1271*. Barcelona.
- Schepers, R. 1975.** A seismic reflection method for solving engineering problems. *Geophysics*, 41, 367-384.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. 1982.** *Exploration Seismology, Vol 1*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Sheriff, R.E. and Geldart, L.P. 1983.** *Exploration Seismology, Vol 2*. Cambridge University Press, Cambridge.
- Shtivelman, V., Frieslander, U., Ziberman, E. and Amit, R. 1998.** Mapping shallow faults at the Evrona playa site using high-resolution reflection method. *Geophysics*, 63, 1257-1264.
- Siret, L. 1893.** L'Espagne Préhistorique. *Reveu des Questions Scientifiques*. XXXIV, 489-562.
- Sjögren, B. 1984.** *Shallow refraction seismics*. Chapman and Hall, London.

- Smellie, J.L., Liesa, M., Muñoz, J.A., Sàbat, F., Pallàs, R. and Willan, R.C.R. 1995. Lithostratigraphy of volcanic and sedimentary sequences in central Livingston Island, South Shetland Islands. *Antarctic Science*, 7, 99-113.
- Smith, B.M.E. and Evans, S. 1972. Radio echo sounding: absorption and scattering by water inclusion and ice lenses. *Journal of Glaciology*, 11, 133-146.
- Smith, A.M. 1997. Basal conditions on Rutford Ice Stream, West Antarctica, from seismic observations. *Journal of Geophysical Research*, 102, 543-552.
- Staples, R.K., Hobbs, R.W. and White, R.S. 1999. A comparison between airguns and explosives as wide-angle seismic sources. *Geophys. Prosp.*, 47, 313-339.
- Steeple, D.W., Green, A.G., McEvilly, T.V., Miller, R.D., Doll, W.E. and Rector, J.W. 1997. A workshop examination of shallow seismic reflection surveying. *The Leading Edge*, 16, 1641-1646.
- Stümpel, H., Kähler, S., Meissner, R. and Milkereit, B. 1984. The use of seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. *Geophys. Prosp.*, 32, 662-675.
- Teixidó, T. 1996. Estudio teórico preliminar para la campaña sísmica en la zona del glaciar Hurd (isla Livingston, Shetland del Sur). *Informe interno n° GA-118 del Institut Cartogràfic de Catalunya*.
- Telford, W., Geldart, L. and Sheriff, R. 1990. *Applied geophysics*. Cambridge University Press, N.Y.
- Thornburgh, H.R., 1930. Wavefront diagrams in seismic interpretation. *Bull., Am. Assn. Petr. Geol.*, 14, 185-200.
- Tsokas, G.N. and Rocca, A.C. 1987. Field investigation of a Macedonian tumulus by resistivity soundings. *Geoexploration*, 24, 99-108.

- Tsokas, G.N., Papazachos, C.B., Vafidis, A., Loukoyiannakis, M.Z., Vargemezis, G. and Tzimeas, K.** 1995. The detection of monumental tombs buried in tumuli by seismic refraction. *Geophysics*, **60**, 1735-1742.
- Vaughan, C.J.** 1986. Ground penetrating radar surveys used in archaeological investigations. *Geophysics*, **51**, 595-604.
- Weimer, P. and Davis, T.L. Eds.** 1996. *Applications of 3-D seismic data to exploration and production*, SEG Geophysical Development Series 5. Soc. Expl. Geophys.
- Weinstein-Evron, M., Mart, Y. and Beck, A.** 1991. Geophysical investigations in the el-Wad Cave, Mt. Carmel, Israel. *Geoarchaeology*, **6**, 355-365.
- White, D.J.** 1989. Two-dimensional seismic refraction tomography. *Geophys. J.*, **97**, 223-245.
- Widess, M.B.** 1973. How thin is a thin bed?. *Geophysics*, **38**, 1176-1180.
- Wiederhold, H., Bunnes, H.A. and Bram, K.** 1998. Glacial structures in northern Germany revealed by a high-resolution reflection seismic survey. *Geophysics*, **63**, 1265-1272.
- Witten, A. and King, W.C.** 1990. Geophysical imaging with backpropagation and zeroth-order phase approximation. *Geophys. Res. Lett.*, **17**, 673-676.
- Witten, A., Levy, T.E., Ursic, J. and White, F.** 1995. Geophysical diffraction tomography: new views on the Shiqmim prehistoric subterranean village site (Israel). *Geoarchaeology*, **2**, 97-118.
- Woolery, E.W., Street, R.L., Wang, Z. and Harris, J.B.** 1993. Near-surface deformation in the New Madrid seismic zone by imaged by high resolution SH-wave seismic methods. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 1615-1618.
- Wyrobeck, S.M.** 1956. Application of delay and intercepti times in the interpretation of multilayer refraction time distance curves. *Geophysical Prospecting*, **4**, 112-130.
- Yilmaz, O.** 1987. *Seismic data processing*. Soc. Expl. Geophys. Tulsa, Ok. 526 p.

- Zelt, C.A. and Smith, R.B. 1992.** Seismic travelttime inversion for 2-D crustal velocity structure.
Geophys. J. Int., **108**, 16-34.

APÉNDICES

Apéndice 1: Coordenadas UTM de los perfiles sísmicos realizados en el glaciar Johnsons (isla Livingston, Antártida).

PERFIL L1

posición	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
S-1 (inicio G1)	4493,74	8642,47	152,83	0
S-1 (G24)	4607,80	8609,88	152,88	118,63
S-1 (final G48)	4721,59	8575,80	156,23	237,43
S-2 (final G48)	4953,99	8507,37	154,31	479,67
S-3 (final G48)	5190,93	8440,94	157,41	725,75
S-4 (final G48)	5426,94	8440,92	157,52	954,73
S-5 (final G48)	5668,08	8441,33	161,47	1191,57
S-6 (final G48)	5910,85	8442,03	174,09	1431,33

PERFIL L2

posición	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
inicio G1	5075,20	8472,70	154,67	605,74
final G48	5307,63	8408,23	159,13	846,95

PERFIL L3

estación	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
1	4635,97	6785,59	334	0
40	4707,86	6966,86	331,83	195
54	4729,84	7032,53	328,93	264,26
74	4762,38	7127,05	318,95	364,21
94	4796,61	7219,64	301,93	462,93
114	4833,58	7312,06	281,92	562,47
122	4846,38	7349,47	275,07	602,01
134	4869,38	7404,66	267,44	661,8
154	4908,30	7498,14	258,97	763,06
174	4948,12	7589,27	249,79	862,51
190-2m	4983,35	7657,78	238,79	939,55
194	4988,87	7679,95	235	962,4

214	5014,79	7775,58	216,48	1061,47
234	5041,8	7873,34	204,35	1162,9
260-2m	5070,68	7998,28	189,11	1291,13
274	5086,44	8069,63	180,65	1364,2
294	5111,85	8167,6	173,61	1465,41
314	5138,01	8266,05	168,18	1567,28
330	5159,08	8345,12	164,3	1649,11
334	5161,81	8364,93	162,47	1669,1
354	5169,9	8465,64	153,38	1770,14
374	5180,06	8566,49	143,18	1871,5
394	5187,22	8668,42	134,33	1973,68
398+1.5m	5193,12	8720,89	131,08	2026,48
412	5192,13	8789,78	125,13	2095,38

PERFIL L4

estación	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
1	6434,17	9750,56	274,80	0
30	6318,37	9663,29	267,95	145
50	6240,23	9600	258,95	245,56
70	6161,05	9538,6	241,31	345,75
90	6081,05	9477,88	222,02	446,19
96	6031,02	9446,19	211,89	505,41
110	5995,31	9426,52	204,53	546,18
130	5907,28	9376,69	185,11	647,34
150	5823,33	9325,59	163,05	745,62
170	5740,67	9273,61	142,12	843,26
172	5730,74	9268,99	139,79	854,21
186	5671,97	9235,84	126,71	921,69

PERFIL L6

posición	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
50 m G1(S1)	5861,39	8445,26	169,03	0
G1(S1)	5910,95	8445,57	173,03	49,72
G24-G25 (S1)	6028,48	8444,93	186,99	168,09

50 m G1 (S2)	6095,50	8443,66	197,07	235,87
G47 (S1)	6139,39	8446,11	203,90	280,36
G2 (S2)	6145,39	8446,38	204,85	286,44
50 m G47 (S1)	6188,82	8448,69	211,75	330,47
G24-G25 (S2)	6256,48	8449,19	223,54	399,15
G47 (S2)	6366,74	8458,53	245,83	512,03
50m G47 (S2)	6414,71	8460,95	253,26	560,63

PERFIL L7

posición	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
50 m G2	6664,73	8977,68	233,9	0
G2	6712,95	8992,42	237,12	50,53
G24-G25	6821,86	9016,55	241,36	162,15
G47	6933,36	9040,96	242,05	276,3
50 m G47	6982,35	9048,09	240,43	325,83

PERFIL L8

posición	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
50 m G2	5978,48	7925,12	194,47	0
G2	6015,17	7889,61	196,8	51,11
G24-G25	6097	7813,12	200,58	163,19
G47	6180,84	7738,6	201,03	275,36
50 m G47	6217,42	7705,24	198,91	324,91

PERFIL L9

posición	X(UTM)	Y(UTM)	Z(UTM)	distancia total (m)
50m G2	4150,38	8251,15	230	0
G2	4144,22	8200,54	240	51,96
G24-25	4130,29	8088,41	245,06	165,06
G47	4121,22	7977,37	257,76	277,2
50m G47	4116,16	7927,37	263,07	327,73

Apéndice 2: Lecturas de los tiempos observados para las zonas A1 y A2 del yacimiento arqueológico de Los Millares (Santa Fe de Mondújar, Almería)

Geófonos	Tiro 1	Tiro2	Tiro3	Tiro4	Tiro5
1	0.31744	0.564376	0.8853	0.9677	1.165199
2	0.27144	0.538621	0.8295	0.9567	1.20345
3	0.35027	0.630821	1.0139	1.0599	1.124783
3					
4	0.1843	0.7834	0.9217	1.1521	2.1198
5	0.2304	0.8295	1.0139	1.1981	2.9543
5					
6	0.247185	0.553	0.7373	1.1971	1.428511
7	0.29337	0.6912	0.8295	1.2432	1.520611
7					
8	0.255846	0.68117	1.0138	1.3825	1.705
9	0.452873	0.77327	1.0599	1.4746	1.7972
9					
10	0.32513	0.6451	0.8755	0.9217	1.255413
11	0.564738	0.6912	0.9216	0.9677	1.756279
11	0.553	0.547		1.095554	1.64142
12	0.3226	0.501		0.956986	1.59532
13	0.553	0.547		1.02627	1.64142

Anomalía A-1 (tiempo en ms).

Geófonos	Tiro 1	Tiro 2	Tiro 3	Tiro 4	Tiro 5
1	0.25023	0.799972	1.000057	1.337688	1.453161
2	0.150453	0.649896	0.950051	1.289334	1.452078
3	0.149935	0.8	0.999984	1.408776	1.551313
3	0.453323	0.800465	0.948326	1.250902	2.33527
4	0.297073	0.681383	0.799834	1.049546	1.584693
5	0.404247	0.851165	0.849001	1.095013	1.799762
5	0.588914	0.949588	1.100425	1.298715	1.453251
6	0.441325	0.752562	0.901865	1.149682	1.249819
7	0.489679	0.799473	0.949318	1.199706	1.299888
7	0.596041	1.025008	1.149096	1.497185	2.099801
8	0.292833	0.72595	1.151024	1.548066	2.152306
9	0.599131	0.875433	1.200698	1.599172	2.149954

Anomalía A-2 (tiempo en ms)