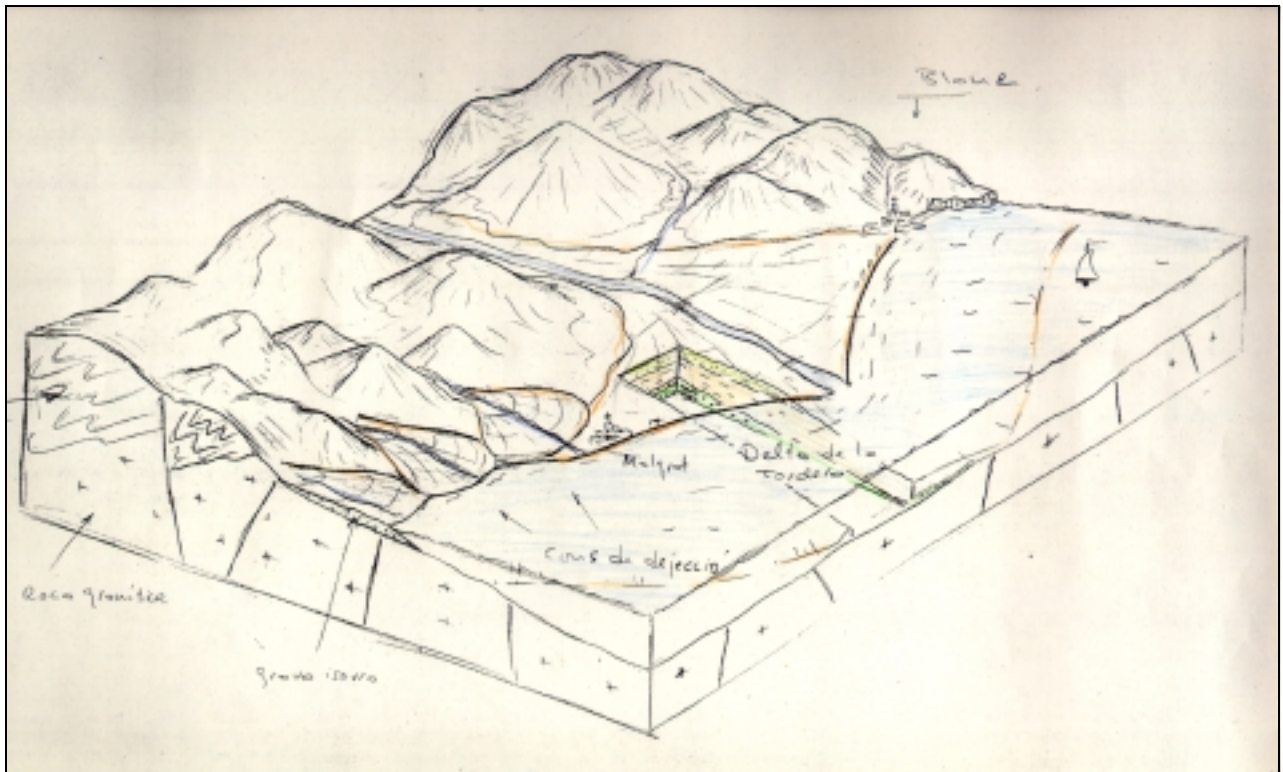


**DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA Y GEOFÍSICA
UNIVERSIDAD DE BARCELONA**

**CARACTERIZACIÓN DEL SUBSUELO
MEDIANTE SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE
ALTA RESOLUCIÓN**



Gomà 2000

MEMORIA DE TESIS DOCTORAL

M^a Teresa Teixidó i Ullod

Barcelona, septiembre de 2000

**DEPARTAMENTO DE GEODINÁMICA Y GEOFÍSICA
UNIVERSIDAD DE BARCELONA**

**CARACTERIZACIÓN DEL SUBSUELO
MEDIANTE SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE
ALTA RESOLUCIÓN**

Memoria de Tesis presentada por Maria Teresa Teixidó i Ullod al Departamento de Geodinámica y Geofísica de la Universidad de Barcelona para optar al grado de Doctor en Ciencias Físicas por la Universidad de Barcelona.

Directores:

Doctor Jaume Pous

Doctor Ramon Carbonell

Tutor:

Doctor Josep Maria Casas

Barcelona, septiembre de 2000

ÍNDICE

ÍNDICE.....	Pág. i
ÍNDICE DE FIGURAS.....	vi
ÍNDICE DE LÁMINAS.....	xiii
ÍNDICE DE TABLAS.....	xiv
AGRADECIMIENTOS.....	xvi
GLOSARIO DE NOMENCLATURA	xix
I INTRODUCCIÓN.....	1
II PRINCIPIOS BÁSICOS Y METODOLOGIA DE LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN.....	5
II.1 PROPAGACIÓN DEL FRENTE DE ONDAS A TRAVÉS DEL MEDIO.....	6
II.1.1 Efectos del medio sobre la propagación: divergencia geométrica, absorción y dispersión	7
II.1.2 Conducción de la propagación: reflexión, refracción y difracción.....	16
II.1.3 Distribución de energía en una interfase: coeficientes de reflexión y de transmisión.....	22
II.2 CARACTERÍSTICAS DEL FRENTE DE ONDAS EN MEDIOS HETEROGÉNEOS.....	28
II.2.1 Onda directa	29
II.2.2 Ondas refractadas críticamente	31
II.2.3 Ondas reflejadas (primarias y múltiples)	35
II.2.4 Difracciones	39
II.2.5 Ondas guiadas	40
II.2.6 Ondas superficiales	42
II.2.7 Onda aérea	42
II.2.8 Ruido	45

	Pág.
II.3 ASPECTOS DE MEDIDA Y DE ADQUISICIÓN DE DATOS.....	47
II.3.1 Modelo deconvolucional	48
II.3.2 Señal sísmica y resolución	50
II.3.3 Geometrías de adquisición y equipo de registro.....	60
II.4 SECUENCIA BÁSICA DEL PROCESADO EN SÍSMICA SUPERFICIAL	64
II.4.1 Etapa de pre-apilamiento.....	66
II.4.2 Etapa de apilamiento.....	76
II.4.3 Etapa de post-apilamiento	79
II.5 SÍSMICA SUPERFICIAL EN DIFERENTES CONDICIONES GEOLÓGICAS.....	83
II.5.1 Registros de campo en discontinuidades laterales (grietas).....	83
II.5.2 Difracciones originadas por una falla.....	85
II.5.3 Registros de campo sobre una cubeta en subducción.....	87
II.5.4 Detección de una cavidad.....	90
III EVALUACIÓN EXPERIMENTAL DE LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN Y VALIDACIÓN CON LA INFORMACIÓN APORTADA POR ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS	93
III.1 ESTUDIO TEÒRICO PRELIMINAR	95
III.1.1 Localización y contexto geológico.....	95
III.1.2 Diseño de los modelos y simulaciones numéricas.....	96
III.1.3 Evaluación de la instrumentación disponible.....	103
III.1.4 Síntesis del estudio teórico: parámetros de registro.	108
III.2 ADQUISICIÓN DE DATOS.....	109
III.2.1 Emplazamiento de los perfiles sísmicos y pruebas preliminares	109
III.2.2 Obtención de los datos de campo.....	115

	Pág.
III.3 INFORMACIÓN APORTADA POR LOS ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS.....	118
III.3.1 Sedimentología.....	119
III.3.2 Sísmica de refracción.....	122
III.3.3 Registro sísmico.....	122
III.3.4 Tomografía	124
III.3.5 Prospección con ondas superficiales (AEOS).....	127
III.3.6 Síntesis de los resultados.....	130
III.4 PROCESO DE LOS DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN.....	131
III.4.1 Implantación de la geometría y edición.....	131
III.4.2 Análisis de los eventos registrados y modelo geosísmico inicial.....	132
III.4.3 Análisis de la señal y del ruido.....	135
III.4.4 Secciones de cobertura simple.....	141
III.4.5 Secciones de <i>offset</i> común.....	141
III.4.6 Procesado del perfil P2T100 (línea LS-2).....	144
III.4.7 Procesado e interpretación de los perfiles de la línea LS-1.....	151
III.5 VALORACIÓN CONJUNTA DE LAS SECCIONES SÍSMICAS Y DE LOS ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS.....	152
III.6 CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO.....	156
IV RECONOCIMIENTO DEL SUBSUELO MEDIANTE SÍSMICA DE ALTA RESOLUCIÓN Y CORRELACIÓN CON LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN PROFUNDA	158
IV.1 ZONA DE ESTUDIO.....	160
IV.1.1 Situación y contexto geológico.....	160
IV.1.2 Diseño, trazado y parámetros de adquisición de los perfiles sísmicos.....	164
IV.1.3 Características principales de las fuentes sísmicas utilizadas.....	165

	Pág.
IV.2 PROCESO DE DATOS.....	167
IV.2.1 Análisis del frente de ondas.....	167
IV.2.2 Procesado del perfil PS-1.....	172
IV.2.3 Procesado del perfil PS-2.....	174
IV.2.4 Procesado del perfil PS-3.....	178
 IV.3 INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS SECCIONES SÍSMICAS.....	 182
 IV.4 COMPARACIÓN CON LAS SECCIONES SÍSMICAS PROFUNDAS.....	 187
 IV.5 CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO.....	 193
 V INTEGRACIÓN DE LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN EN ESTUDIOS MULTIDISCIPLINARES DE EVALUACIÓN MEDIOAMBIENTAL.....	 195
 V.1 ZONA DE ESTUDIO E INFORMACIÓN HIDROLÓGICA.....	 197
V.1.1 Localización y contexto geológico.....	197
V.1.2 Marco hidrogeológico: Embalse Subterráneo del Bajo Tordera.....	198
V.1.3 Piezometría.....	201
V.1.4 Hidrogeoquímica.....	2043
V.1.5 Posición de la cuña marina (estimación).....	207
 V.2 PROSPECCIÓN ELÉCTRICA.....	 209
V.2.1 Perfiles eléctricos I-I' y II-II'.....	209
V.2.2 Mapas de isoresistividades.....	215
 V.3 PROSPECCIÓN SÍSMICA.....	 216
V.3.1 Localización y adquisición del perfil sísmico.....	216
V.3.2 Tratamiento de los datos.....	218
V.3.3 Interpretación de la sección sísmica.....	223

	Pág.
V.4 INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS: INTEGRACIÓN DEL ESTUDIO MULTIDISCIPLINAR.....	226
V.4.1 Síntesis de la información hidrológica e interrogantes que se plantean.....	226
V.4.2 Síntesis de la prospección eléctrica.....	227
V.4.3 Síntesis de la prospección sísmica y correlación con los otros datos.....	228
V.5 CONCLUSIONES.....	231
VI CONCLUSIONES DE LA MEMORIA.....	234
VI.1 CONCLUSIONES DE LA MEMORIA.....	235
VI.2 POSIBLES CAMPOS DE INVESTIGACIÓN EN PROSPECCIÓN SÍSMICA SUPERFICIAL.....	238
VII BIBLIOGRAFÍA.....	240
VIII ANEJO: Análisis de los mecanismos de disparo entre los sistemas mazo-piezoeléctrico y rifle- geófono <i>starter</i>	249

ÍNDICE DE FIGURAS

	Pág.
Figura II.1: Dependencia de la energía con la distancia a la fuente; en donde se aprecia la pérdida de intensidad.....	8
Figura II.2: Formas más usuales de representación de las relaciones energéticas para un registro sísmico multicanal: Espectro de distancia (frecuencia-distancia) y espectro de potencia (amplitud-frecuencia).....	8
Figura II.3: Ventanas temporales seleccionadas para las trazas 11 (a 50 m del punto de tiro), 12 (a 55 m); 15 (a 70 m) de un registro con el fin de realizar los correspondientes espectros de amplitud...	9
Figura II.4: Comparación entre las pérdidas de amplitud por divergencia geométrica y por absorción en función de la distancia al punto de tiro y para dos tipos de rocas: ígneas y sedimentarias.....	11
Figura II.5: Tiro de campo en donde se ejemplifica que la pérdida energética (amplitud) es más efectiva para bajas frecuencias a distancias cortas.....	11
Figura II.6: El aumento de absorción de altas frecuencias con la distancia hace variar la forma de los pulsos de los diferentes trenes de onda (en este caso, la refracción y la reflexión).....	12
Figura II.7: Diferencia entre velocidad de fase (V) y de grupo (U).....	13
Figura II.8: Registro adquirido en un medio sedimentario en donde se observa el tren de ondas superficiales que presentan un carácter dispersivo	13
Figura II.9: Efectos de las correcciones de amplitud sobre un registro de campo por pérdida energética debido a la expansión geométrica del frente de ondas y a los mecanismos de absorción a lo largo de su trayectoria	15
Figura II.10: Dromocronas de las ondas sísmicas que retornan a la superficie para un medio de dos capas.....	16
Figura II.11: Tiro realizado en el glaciar Johsons para el que se ha deducido un medio de tres capas.....	17
Figura II.12: Modelo de velocidades $V(x,z)$ y densidades $\rho(x,z)$ utilizado para generar el sismograma sintético.....	18
Figura II.13: La lectura de las primeras llegadas permite construir las dromocronas de refracción y calcular las correcciones estáticas de cada traza de la línea sísmica.....	19
Figura II.14: Método de Refracción CMP.....	20
Figura II.15: Sección sísmica de refracción CMP en donde se ha superpuesto el modelo de refracción clásico de la primera capa	21
Figura II.16: Registros de campo con presencia de difracciones.....	22

	Pág.
Figura II.17: Conversión de ondas para una onda incidente P en una interfase horizontal sólido-sólido.....	23
Figura II.18: Ejemplo de sección sísmica en donde el elevado contraste de impedancia origina una prominente reflexión.....	26
Figura II.19 Distribución de energía entre ondas transmitidas y reflejadas en función del ángulo de incidencia para una onda P incidente.....	26
Figura II.20: Repartición de amplitudes en un medio de n capas en serie alternante.....	28
Figura II.21: Ejemplo de onda directa y de refracciones críticas.....	29
Figura II.22: Ejemplo de onda directa con velocidad inferior a la onda aérea.....	30
Figura II.23: Ejemplo de tiros de campo y lectura de las primeras llegadas de la onda directa y de las refracciones.....	32
Figura II.24: La similitud entre las refracciones y las reflexiones superficiales hace desaconsejable el uso de filtros pasa-banda y F-K para su eliminación.....	33
Figura II.25: Resultado del análisis de refracción y sección sísmica correspondiente.....	34
Figura II.26: Esquemas simplificados de los rayos reflejados y de la generación de múltiples para un modelo geológico sencillo.....	35
Figura II.27: Muestra de como pueden evaluarse mejor las trayectorias de las reflexiones más superficiales si se aplica un escalado de amplitud a las trazas (AGC).....	35
Figura II.28: Sismogramas sintéticos que ilustran la detección de las reflexiones superficiales.....	36
Figura II.29: Importancia de la primera capa sobre las reflexiones más superficiales.....	37
Figura II.30: Posible detección de múltiples que se interfieren constructivamente aumentando la amplitud de las reflexiones profundas.....	39
Figura II.31: Registros de campo consecutivos en donde se detectan difracciones en las ondas superficiales (GR) y en las ondas guiadas.....	40
Figura II.32: Esquema de distintas ondas rebotando hacia adelante y hacia atrás con diferentes ángulos de reflexión dentro de la capa de onda guía.....	40
Figura II.33: Las ondas guiadas tienen un importante impacto en sísmica superficial ya que la energía atrapada entre la primera capa y la superficie libre puede propagarse a largas distancias con poca pérdida de amplitud.....	41
Figura II.34: Ondas superficiales y filtraje F-K.....	43
Figura II.35: Registro de campo con un importante dominio de la onda aérea.....	44

	Pág.
Figura II.36: Artefactos producidos en una sección sísmica al haberse apilado restos de señales procedentes de la onda aérea.....	45
Figura II.37: Los ruidos de los registros de campo suelen provenir de fuentes externas a la sísmica.....	46
Figura II.38: Esquema ilustrativo del paso entre columna litológica y sismograma.....	47
Figura II.39: Generación de trazas sintéticas a partir de un registro sísmico.....	50
Figura II.40: La traza sísmica está limitada de entrada por el muestreo temporal instrumental Δt	50
Figura II. 41: Influencia de la frecuencia y de la fase sobre la forma de la señal.....	51
Figura II.42: Registro de campo de sísmica de reflexión de muy alta resolución.....	52
Figura II.43: Modelo de reflectividad y aplicación de filtros de banda estrecha. El aumento de altas frecuencias no significa una mejora en la detección de los reflectores, mientras que el incremento del ancho de banda sí.....	54
Figura II.44: Valoración de la resolución vertical y lateral a través de un modelo de acuñamiento.....	56
Figura II.46: Registro de campo con aliasing espacial de las bajas frecuencias.....	58
Figura II.47: Registros de campo con diferentes geometrías de adquisición para un mismo contexto geológico.....	60
Figura II.48: Prueba de registro del frente de onda cubriendo una distancia de 96 m.....	61
Figura II.49: Diagrama del flujo convencional del proceso de datos de sísmica de reflexión superficial.....	65
Figura II.50: El proceso de edición consiste en eliminar las trazas ruidosas y en invertir las que presentan cambios de polaridad.....	66
Figura II.51: Prueba del paso de un tiro de campo por diferentes anchos de banda.....	67
Figura II.52: Efecto de una mala eliminación de la onda aérea en un registro procesado.....	68
Figura II.53: La deconvolución se utiliza en la etapa de pre-apilamiento para aumentar la resolución temporal de las reflexiones.....	69
Figura II.54: La elección de la longitud de la ventana temporal del operador AGC altera considerablemente la visión de la sección sísmica	71
Figura II.55: Correcciones estáticas para cuatro combinaciones de offset y de potencia de la capa meteorizada.....	73
Figura II.56: Ejemplo de análisis de velocidad.....	76
Figura II.57: Efecto producido sobre una sección sísmica por diferencias del campo de velocidades.....	77

	Pág.
Figura II.58: Aplicación de un filtro de frecuencias excesivamente estrecho	79
Figura II.59: Sección de la figura anterior donde se ha realizado una ponderación entre trazas.....	79
Figura II.60: Secciones sísmicas tratadas con diferentes campos de velocidad y con un mismo flujo de procesado	80
Figura II.61: Secciones sísmicas tratadas con el mismo flujo de procesado pero con un trace mix más severo	81
Figura II.62: La migración no siempre es conveniente.....	82
Figura II.63: Ejemplos de tiros obtenidos en un glaciar cuando la nieve cubría las grietas.....	84
Figura II.64: La presencia de una falla suele producir difracciones en los registros de campo.....	85
Figura II.65: Esquema geológico cercano al emplazamiento del perfil sísmico.....	86
Figura II.66: Porción de sección sísmica correspondiente a la zona de falla.....	86
Figura II.67: Subsistencia absoluta (mm) entre 231 días transcurridos.....	87
Figura II.68: Sísmica de alta resolución sobre un hundimiento.....	88
Figura II.69: Registros de campo y registros sintéticos generados a partir del modelo de velocidades.....	89
Figura II.70: Mapa de la posible localización de la cavidad (1954) producida por la disolución de las sales potásicas.....	90
Figura II.71: Sección sísmica realizada sobre una posible cavidad producida en una antigua mina de sal....	91
Figura II.72: Secciones de offset común correspondientes al sector con trazas de absorción de frecuencia....	92
Figura III.1: Situación de Isla Bacuta (Huelva).....	95
Figura III.2: Dromocronas de los eventos de refracción y de reflexión del Modelo 1 y trazas sintéticas.....	97
Figura III.3: Coeficientes de reflexión y modelización de la traza sintética para el Modelo 1.....	98
Figura III.4: Campo de velocidades del Modelo 2.....	99
Figura III.5: Frentes de ondas sintéticos del Modelo 2 generados mediante el método de diferencias finitas..	100
Figura III.6: Trazas seleccionadas para generar el espectro medio a partir del cual se calcula la traza sintética representativa del Modelo 2.....	100
Figura III.7: Análisis espectrales de las dos fuentes de energía: martillo y rifle sísmico.....	105
Figura III.8: Curvas de respuesta procedentes del catálogo del fabricante y curvas de respuesta tipo obtenidas en laboratorio para los geófonos de 40 y 100 Hz.....	107

	Pág.
Figura III.9: Esquema de situación de los perfiles sísmicos LS-1 y LS-2.	110
Figura III.10: Pruebas de sincronismo para el disparo del sistema martillo-piezoeléctrico.....	111
Figura III.11: Diferencias temporales entre los sistemas rifle-geófono y martillo-piezoeléctrico.....	112
Figura III.12: Registros sísmicos correspondientes a las pruebas realizadas para la elección de la longitud de las trazas y la distancia correspondiente al offset más próximo.....	113
Figura III.13: Comparación de las fuentes de energía entre un registro realizado con rifle y un registro realizado con 5 golpes de martillo.....	114
Figura III.14: Esquema de explotación de los 4 perfiles sísmicos sobre la línea LS-1.....	115
Figura III.15: Instrumentación más relevante utilizada.....	118
Figura III.16: Curva granulométrica y descripción litológica del sondeo S-1. Estimación cualitativa de la serie de reflectividad y caja de testimonio continuo a partir del cual se han realizado los análisis sedimentológicos.....	120
Figura III.17: Ejemplo de un perfil de refracción que pasa por sondeo S-1.....	121
Figura III.18: Registro sónico realizado al sondeo S-1.....	123
Figura III.19: Cálculo de los coeficientes de reflexión a partir de la testificación sónica y deducción del sismograma sintético y de la gráfica de tiempo de propagación de las ondas P.....	124
Figura III.20: Resultados de los ensayos down-hole.....	125
Figura III.21: Resultados de la tomografía sísmica.....	126
Figura III.22: Comparación de las curvas de dispersión experimentales y de las curvas de dispersión generadas a partir del modelo teórico. Modelo teórico de capas horizontales equivalente y modelo down-hole.....	128
Figura III.23: Síntesis de las técnicas geofísicas complementarias.....	130
Figura III.24: Muestra de edición de trazas.....	132
Figura III.25: Identificación de los sucesos sísmicos sobre los registros del perfil P2T100.	133
Figura III.26: Corte geosísmico deducido del análisis del frente de ondas.....	133
Figura III.27: Registro teórico obtenido con el modelo del subsuelo deducido del frente de ondas.....	134
Figura III.28: Registros del perfil PIG40 en donde se aprecia la presencia de una serie de eventos de baja frecuencia.....	135
Figura III.29: Espectros de amplitud conjuntos de los primeros 120 ms de los registros.....	137

	Pág.
Figura III.30: Espectros de amplitud de los eventos más significativos.....	139
Figura III.31: Análisis de las frecuencias temporales y espaciales.....	140
Figura III.32: Secciones en cobertura simple.....	142
Figura III.33: Las secciones de offset común proporcionan una primera visualización de los perfiles sísmicos.....	143
Figura III.34: Diagramas del flujo de tratamiento pre-apilamiento y su efecto sobre los datos de campo.....	145
Figura III.35: Porciones de secciones sísmicas obtenidas después del apilamiento CMP.....	146
Figura III.36: Porciones de secciones sísmicas resultantes de distintos procesados post-apilamiento	147
Figura III.37: Velocidades a tener en cuenta para la conversión a profundidad de la sección sísmica.....	148
Figura III.38: Valoración del registro sísmico.....	153
Figura IV.1: Mapa geológico simplificado de la Cuenca del Bajo Segura con la localización de los perfiles sísmicos realizados y de los perfiles profundos.....	160
Figura IV.2: Corte interpretativo de la falla del Bajo Segura en la transversal del anticlinal de Benejúzar.....	161
Figura IV.3: Cortes geológicos simplificados de los anticlinales de Hurchillo, Benejúzar (perfil PS-2) y del Moncayo- Guardamar (perfil PS-1).....	161
Figura IV.4: Modelo geodinámico actual del Bajo Segura.....	162
Figura IV.5: Adquisición de datos y rutina de trabajo.....	165
Figura IV.6: Comparación de los registros de campo adquiridos con las dos fuentes sísmicas utilizadas.	166
Figura IV.7: Espectros de frecuencias de los registros de la figura anterior.....	167
Figura IV.8: Tiros representativos de los datos de campo registrados.....	168
Figura IV.9: Espectros de amplitud de los trenes de onda más significativos.....	169
Figura IV.10: Tres registros de campo y sus correspondientes análisis F-K.....	170
Figura IV.11: Flujo del tratamiento pre-apilamiento del perfil PS-1.....	171
Figura IV.12: Parte de la sección sísmica resultante del apilamiento correspondiente al perfil PS-1.	172
Figura IV.13: Muestra representativa de registros correspondientes al perfil PS-2.	175
Figura IV.14: Los mismos registros en donde se ha borrado el sector temporal donde se localiza el GR..	175

	Pág.
Figura IV.15: Partes de secciones sísmicas del perfil PS-2 procesadas mediante filtrado y con la eliminación directa del GR.....	176
Figura IV.16: Muestra representativa de registros correspondientes al perfil PS-3.	179
Figura IV.17: Corte geológico simplificado de la parte Norte del anticlinal de Banejúzar realizado a partir de la información geológica y del perfil sísmico PS-2.	182
Figura IV.18: Comparación del aliasing y de los espacios F-K entre secciones sísmicas superficiales y profundas.....	189
Figura V.1: Localización de los pozos de abastecimiento, de los piezómetros de control, de los sondeos eléctricos verticales y del emplazamiento de la línea sísmica	197
Figura V.2: Esquema de explotación del agua subterránea del Bajo Tordera.....	199
Figura V.3: Mapa de isoniveles piezométricos del acuífero superficial y del acuífero profundo.....	202
Figura V.4: Mapa de isoconductividades, isocloruros, isonitratos e isosulfatos del acuífero superficial.....	204
Figura V.5: Puntos de conductividad y de isocloruros del acuífero profundo.....	204
Figura V.6: Variación de la conductividad en profundidad de los piezómetros B2-ab y A4-ab.....	206
Figura V.7: Evolución del quimismo del agua de los piezómetros C-41, C-42, C-43 y del pozo Safa.....	207
Figura V.8: Equilibrio del agua dulce y del agua marina en una zona costera de acuerdo con los supuestos de Ghyben-Herzberg.....	208
Figura V.9: Emplazamientos de los SEV correspondientes a los años 1994, 1995 y 1996.....	210
Figura V.10: Curva experimental del SEV-55 representativa de una zona no contaminada y curva experimental del SEV-6 representativa de una zona contaminada.....	211
Figura V.11: Cortes geoeléctricos de los perfiles I-I y II-II'	212
Figura V.12: Emplazamiento y dirección del perfil sísmico realizado.....	217
Figura V.13: Flujo del tratamiento básico del procesado pre-apilamiento.....	219
Figura V.14: Campo de velocidades (RMS) final con el cual se han realizado las correcciones NMO.....	220
Figura V.15: Porción de sección sísmica resultante del apilamiento y el mismo sector después del tratamiento pre-apilamiento.....	221
Figura V.16: Imagen en amplitud de la sección sísmica para detectar las zonas de granito fresco/fracturado.....	224
Figura V.17: Mapa de isoresistividades aparentes situadas en las respectivas pseudo-profundidades para estimar las dimensiones del frente de avance de la interfase agua marina-agua dulce.....	228

ÍNDICE DE LÁMINAS

	Pàg.
Lámina III.1: Sección sísmica del perfil P2T100 convertida a profundidad.....	149
Lámina III.2: Secciones sísmicas de los perfiles P1G40, PIT40, P1G100 y PIT100 convertidas a profundidad.....	150
Lámina III.3: Valoración conjunta de las secciones y de las técnicas complementarias.....	154
Lámina IV.1: Sección sísmica del perfil PS-1.....	173
Lámina IV.2: Sección sísmica del perfil PS-2.....	177
Lámina IV.3: Sección sísmica del perfil PS-3.....	180
Lámina IV.4: Sección sísmica migrada del perfil PS-3.....	181
Lámina IV.5: Sección sísmica interpretada del perfil PS-1.....	183
Lámina IV.6: Sección sísmica interpretada del perfil PS-2.....	184
Lámina IV.7: Sección sísmica interpretada del perfil PS-3.....	185
Lámina IV.8: Comparación entre la sección sísmica profunda PSP-2 y la sección superficial PS-2.....	190
Lámina IV.9: Comparación entre la sección sísmica profunda PSP-1 y la sección superficial PS-1.....	191
Lámina V.1: Mapas de isorresistividades aparentes para diferentes configuraciones electródicas.....	214
Lámina V.2: Sección sísmica convertida a profundidad e interpretación estratigráfica del perfil PS-1.....	222
Lámina V.3: Interpretación litológica de la sección sísmica.....	225
Lámina V.4: Gráficos conjuntos de la prospección eléctrica y sísmica.....	229

ÍNDICE DE TABLAS

	Pàg.
Tabla II.1: Potencias resolubles calculadas a partir de las velocidades y del análisis espectral del tren de ondas dispersivo de la Figura II.8.....	14
Tabla II.2: Tabla de velocidades, de densidades, de $Z1/Z2$, de los coeficientes de reflexión R y de la energía reflejada para los contactos litológicos más habituales en sísmica superficial.....	27
Tabla II.3: Resolución vertical. Tabla de la longitud de onda I (m) de una señal sísmica en función de la velocidad.....	53
Tabla II.4: Tabla de resolución lateral: Dimensiones de la zona de Fresnel en función de la longitud de la onda y de la profundidad del reflector.....	55
Tabla II.5: Tabla de distancia máxima entre trazas para evitar el aliasing espacial.....	59
Tabla II.6: Especificaciones técnicas más relevantes del sismógrafo utilizado en la presente memoria	62
Tabla II.7: Ejemplo de procesado pre-apilamiento convencional en sísmica de reflexión superficial.....	72
Tabla II.8: Ejemplo de un procesado de apilamiento convencional en sísmica de reflexión superficial.....	78
Tabla III.1: Definición geosísmica del Modelo 1.....	96
Tabla III.3: Definición geosísmica del Modelo 2.....	98
Tabla III.4: Estima de la resolución vertical para el Modelo 1.....	101
Tabla III.5: Aliasing temporal y espacial para los posibles intervalos entre geófonos del dispositivo experimental. Estimación de las frecuencias de corte para reflectores con pequeño ángulo de buzamiento.....	102
Tabla III.6: Resolución horizontal.	103
Tabla III.7: Parámetros de registro seleccionados para la adquisición de datos.....	114
Tabla III.8: Parámetros de registro de cada perfil sísmico realizado.	116
Tabla III.9: Descripción sedimentológica del testimonio continuo del sondeo S-1.....	119
Tabla III.10: Estimación de la resolución lateral de la sección sísmica a partir de las velocidades del registro sísmico.....	154
Tabla IV.1: Información general de los parámetros de adquisición de los tres perfiles sísmicos superficiales.....	164
Tabla IV.2: Principales parámetros de adquisición de las secciones sísmicas profundas.....	188

	Pàg.
Tabla IV.3: Resultados comparativos entre las secciones sísmicas profundas y las superficiales.....	188
Tabla V.1: Distribución de la demanda de agua del Bajo Tordera.....	199
Tabla V.2: Parámetros hidrogeológicos del margen derecho del río Tordera	200
Tabla V.3: Evolución del nivel freático del piezómetro B2-b a lo largo de 12 años.....	202
Tabla V.4: Evolución del quimismo del agua del río Tordera.....	203
Tabla V.5: Tabla de relaciones iónicas del agua del acuífero profundo.....	207
Tabla V.6: Variaciones observadas entre los cortes geoelectricos de los perfiles I-I' y II-II'	213
Tabla V.7: Información sobre la implantación y la obtención de datos de la línea sísmica.....	217
Tabla V.8: Procesos aplicados a los tiros editados para obtener la sección sísmica final.....	220
Tabla V.9: Descripción de la interpretación estratigráfica de la sección sísmica.....	223
Tabla V.10: Descripción de las columnas litológicas de los sondeos B2-b y S-21 mediante los cuales se ha realizado la interpretación litológica de la sección sísmica.....	224

AGRADECIMIENTOS

Esta memoria no se hubiera podido realizar sin la colaboración de las personas que de forma directa o indirecta han participado en mi vida profesional. Han sido muchas, y por tanto expreso mi agradecimiento a todas y mis disculpas a las que inadvertidamente he omitido.

Agradezco a mis directores de Tesis, los doctores Jaume Pous y Ramon Carbonell por aportarme una perspectiva académica y de rigor en la orientación y redacción de la presente memoria, así como todas las discusiones que han enriquecido mi trabajo profesional.

Al Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC) por haber puesto a mi disposición los medios necesarios para la realización de la memoria.

Mi gratitud a todos los compañeros de trabajo del ICC por su tolerancia, puesto que no es fácil crear un ambiente de trabajo amigable mantenido durante años. En particular a Antoni Roca por su buena disposición a la hora de responsabilizarse de mi caótico horario, a Eulàlia Pujal por su singular eficacia en tramitar la inherente burocracia del Instituto y a Joan August Van Eeckhout por configurar un *software* en continua renovación. Hay otros colegas que, no incidiendo tan directamente, se hace difícil omitirlos: Carme Olivera, Sara Figueres, Pere Oller, Glòria Martí, Carles García, Jorge Fleta, Marga Torre; entre otros.

Dos aspectos fundamentales de la prospección geofísica son la recopilación de la información geológica necesaria para el planteo de un determinado estudio y la interpretación de los datos. Estas dos tareas siempre las he comentado con mis compañeros geólogos, en especial las bases de interpretación de las secciones sísmicas con Xavier Beràstegui, las nociones de la geología catalana con Mariona Losantos, Carme Puig y Eulàlia Pi, y los conocimientos de geología estructural con Jordi Cirés.

A pesar de que en una memoria de Tesis doctoral no se trate de forma exhaustiva la toma de datos, el trabajo de campo es un punto clave de la prospección geofísica y nunca lo suficiente reconocido: calibración de los instrumentos, planificación de la logística en el campo, obtención de los datos independientemente de las condiciones climáticas y físicas, etc. Mi agradecimiento más entrañable a Pere Valls.

El grupo de geofísica aplicada del ICC lo coordina Pere Martínez quien ha sabido siempre mantener el difícil equilibrio entre su cargo de responsable y las actuaciones personales de los componentes del grupo. A través de estos años de trabajo en común ha devenido en una persona preciada y querida por todos nosotros. Hace poco se ha incorporado Isaac Flecha; también a él quiero expresarle mi gratitud, en particular por su ayuda en alguna de las figuras y tablas de la memoria.

Muchos de los trabajos de prospección geofísica (eléctrica, sísmica, testificación de sondeos, etc.) en los que he participado se han realizado a petición y con la colaboración de la Junta d'Aigües de Catalunya (recientemente, Agència Catalana de l'Aigua). -El capítulo V de la memoria es una constatación de ello-. Este grupo de hidrólogos ejemplifica una actitud modélica en el uso de las técnicas geofísicas que, lamentablemente, aun son poco habituales entre los profesionales de nuestro país. Un respeto sincero a Josep Domenech, Lluís Gomà, Eduard Batiste, Carlos Loaso, Ramon Pascual y a Alfons Bayó *in memoriam*.

El Institut de Ciències de la Terra Jaume Almera (CSIC) a demás de ser un centro de vanguardia de investigación geofísica mantiene una tarea de divulgación de las líneas actuales de investigación a través de sus seminarios periódicos; dignos de mención en este apartado de agradecimientos. Por otro lado, con sus investigadores y becarios se ha mantenido una estrecha relación, ya sea a nivel profesional realizando campañas conjuntas o de asesoramiento científico, como a nivel personal. A todos ellos: Josep Gallart, Juanjo Dañobeitia, Jordi Díaz, Neus Vidal, Manel Fernández, Eduard Rubio, Montse Torner y María José Jiménez, mi reconocimiento.

Desde hace tiempo el grupo de geofísica aplicada del ICC realiza estudios en colaboración con el departamento de Geología Dinámica y Geofísica de la Universidad de Barcelona, en especial con los doctores Pilar Querol, Alex Marcuello, Albert Casas, Jaume Calvet, Francesc Sàbat, Josep Maria Casas, Glòria Furdada, Joan Manel Vilaplana y la becaria Eulàlia Ximenis. A ellos un cálido agradecimiento.

Una de las campañas sísmicas más entrañables sucedió en la isla Livignston, donde se emplaza la base antártica española. A raíz de aquella prospección surgió una sincera amistad y una cooperación científica con Beatriz Benjumea, entonces becaria del Instituto Andaluz de Geofísica. Un tierno afecto y mi consideración a esta institución.

El capítulo III de la memoria trata sobre un experimento financiado por el Plan Nacional de Investigaciones Científicas y Desarrollo Tecnológico (Programa del Medio Ambiente); de la Comisión de Ciencia y Tecnología (CICYT), bajo el título: "Puesta a punto desde tierra de la sísmica de reflexión de alta resolución" (ref. AMB94-0160-C04). Mi gratitud a las entidades participantes: Laboratorio de Geotécnia del Centro de Estudios y Experimentación de Obras Públicas (CEDEX), Instituto Geominero

de España (ITGME), Ministerio del Medio ambiente, Departamento de Sedimentología de la Universidad de la Rábida (DSUR, Huelva). Muy especialmente al doctor Juan Luis Plata tanto por su rigor, metodología y capacidad de trabajo, como por su valía humana.

Las tres secciones sísmicas que se presentan en el capítulo IV fueron adquiridas en la Cuenca del Bajo Segura (Alicante) a petición del grupo de Geología del Departamento de Ciencias de la Tierra de la Universidad de Alicante. Dicho estudio forma parte del proyecto PB96-0327, financiado por la Dirección General de Enseñanza Superior e Investigaciones Científicas. Un reconocimiento a la labor que este grupo de jóvenes geólogos (mayoritariamente) está realizando. A Antonio Estévez, José Andreu y, en especial, a Pedro Alfaro y a José Delgado por su ayuda y por su revisión geológica.

Las calibraciones de los geófonos se efectuaron en el laboratorio del departamento d'Enginyeria del Terreny de L'Escola Superior d'Enginyers de Camins, Canals i Ports (UPC). Un agradecimiento al Sr. Jaume Clapés por su supervisión.

Finalmente, doy las gracias a mis padres, hermanos y amigos; el destino nos ha llevado a establecer relaciones incondicionales ... un beso muy fuerte a mi hija.

GLOSARIO DE NOMENCLATURA

Las expresiones y abreviaturas que se describen a continuación son las más utilizadas a lo largo de la memoria:

<i>Aliasing</i>	Efecto de distorsión de la frecuencia de la señal debido al muestreo temporal y/o espacial.
<i>Array</i>	Conjunto de elementos (geófonos, tiros, etc.) en una determinada disposición geométrica.
<i>Automatic Gain Control (AGC)</i>	Operador de ganancia temporal que se aplica a la traza sísmica.
<i>CMP/CDP</i>	Punto medio de reflexión común.
<i>Datum</i>	Nivel topográfico de referencia de una sección sísmica.
<i>Fold</i>	Cobertura CDP. Número de trazas correspondientes a un CDP.
<i>Ground roll (GR)</i>	Ondas superficiales
<i>Normal Moveout (NMO)</i>	Corrección dinámica de la hipérbola de reflexión.
<i>Mute</i>	Borrado directo de una porción de traza (o trazas) sísmica.
<i>Offset</i>	Distancia.
<i>Optimum-window</i>	Técnica de selección de la distancia entre el punto de disparo y la estación sensora para establecer la ventana temporal en donde se localizan las reflexiones.
<i>Pre-stack</i>	Fase de tratamiento correspondiente a antes del apilamiento o suma de traza CDP.
<i>Post-stack</i>	Fase de tratamiento correspondiente a después del apilamiento.
Secciones de <i>offset</i> común.....	Imagen sísmica formada por las trazas que tienen la misma distancia desde la fuente emisora al receptor.

<i>Software</i>	Programas informáticos.
<i>Source stacking</i>	Técnica que consiste en sumar un conjunto de disparos en un mismo punto de tiro.
<i>Spike</i>	Señal temporal de duración cero, delta de Dirac.
<i>Stack</i>	Proceso de apilamiento o suma de trazas CDP.
<i>Stretching</i>	Efecto de distorsión de frecuencias de las trazas sísmicas (estiramiento).
<i>Trace mix</i>	Ponderación entre trazas consecutivas o cercanas.
<i>TWT</i>	Tiempo doble, corresponde al tiempo de reflexión.
V_{RMS}	Velocidad cuadrática media.
<i>walkaway noise test</i>	Prueba de registro del frente de ondas con al máximo <i>offset</i> posible.

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

I INTRODUCCIÓN

La presente memoria de Tesis Doctoral versa sobre la sísmica de reflexión de alta resolución y su objetivo principal es establecer una validación de esta metodología para la solución de problemas en la obra civil y en estudios medioambientales. Por tanto, esta memoria pone un especial énfasis en el contraste de los resultados obtenidos mediante sísmica de reflexión y la información disponible por otras técnicas de reconocimiento del subsuelo. Así pues, tanto en los capítulos en que ha sido estructurada como en su redacción interna se sigue un hilo narrativo que hace más hincapié en evaluar el potencial, las limitaciones y la resolución de la prospección sísmica del subsuelo poco profundo, que en presentar las técnicas del proceso de datos sísmicos; ampliamente difundidas por la sísmica de reflexión profunda (Yilmaz, 1987; Sheriff *et al.*, 1991)

A pesar de que los casos analizados en esta memoria están dirigidos a objetivos diferentes, estos se complementan entre si ya que se pretende mostrar la flexibilidad que tiene esta metodología para adaptarse y proporcionar soluciones a situaciones muy diferentes; desde un reconocimiento geológico a problemas ingenieriles, hidrológicos, etc. También, a través de cada caso presentado, se van desarrollando diferentes aspectos metodológicos de la sísmica de reflexión superficial que la distinguen de la sísmica profunda y que han de tenerse en cuenta durante el tratamiento de los datos. Finalmente, cabe destacar que la memoria presenta dos vertientes (I+D): una de investigación propia, respondiendo a los objetivos que se persiguen en cada estudio particular, y otra de desarrollo de acuerdo con el diseño y mejora del dispositivo y tratamiento de los datos para obtener imágenes sísmicas con la resolución necesaria.

La sísmica de reflexión de alta resolución tiene como objetivo obtener imágenes de los primeros metros del subsuelo y por tanto, también se la llama sísmica de reflexión superficial. El término de alta resolución se incorpora debido a las pequeñas dimensiones de las estructuras a determinar por esta metodología cuando se comparan con la sísmica de reflexión convencional que inspecciona estructuras geológicas más profundas y de mayor tamaño.

Dado que la técnica de prospección sísmica se ha desarrollado en el ámbito anglosajón, existe una terminología muy específica que obliga a incorporarla en la presente memoria. En este contexto, siempre que se mencione, la palabra anglosajona se presentará en cursiva.

Los primeros metros del subsuelo son los que proporcionan la mayoría de las fuentes de subsistencia básica (agua, minerales, recursos líticos, etc.) y es donde también se concentra la actividad humana (construcciones, contaminación, arqueología, etc.). Ello hace que en la actualidad las aplicaciones de la sísmica de reflexión de alta resolución sean amplias y variadas, por ejemplo: en la exploración de minerales metálicos (Milkereit *et al.*

1994), en la determinación del substrato de un aluvial (Miller *et al.*, 1989; Pfiffner *et al.*, 1997), la delineación estratigráfica de los sedimentos deltaicos (Jongerijs and Helbig, 1988), la detección del nivel freático (Birkelo *et al.*, 1987), la investigación de depósitos de residuos nucleares (Maier *et al.*, 1981), en estudios de riesgo sísmico (Treadway *et al.*, 1988; Stephenson *et al.*, 1993), de subsidencia del terreno (Teixidó *et al.*, 2000) o en la detección de cavidades y túneles (Piwakowski *et al.*, 1997). Todas estas aplicaciones constituyen nuevos campos de investigación científica para esta metodología, pero al mismo tiempo también tienen una importante incidencia social, de manera especial en lo referente a problemas de valoración medioambiental; pues como se muestra en el capítulo V, estos estudios inciden directamente en la preparación de leyes y normativas de utilización de los recursos básicos (agua).

Los primeros intentos documentados de sísmica de reflexión superficial se realizaron alrededor del año 1954 (Pakisser *et al.*, 1954; Warrick *et al.*, 1960), pero se abandonaron debido al elevado coste de los perfiles y al esfuerzo que suponía este método en ausencia del proceso digital. A finales de los años 70 y principios de los 80 volvió a producirse un cierto interés por las reflexiones superficiales (Hunter *et al.*, 1977) pero no es hasta el período del 85-90 cuando se produce un rápido desarrollo de la sísmica de reflexión de alta resolución. Una de las primeras técnicas que se aplicó fue la de llamada ventana óptima (*optimum-window*; Pullan *et al.*, 1990) en donde, a partir de pruebas iniciales, se selecciona la distancia apropiada entre el punto de disparo y la estación sensora, de manera que se va prospectando el subsuelo obteniendo una sección formada por trazas de *offset* común. Posteriormente, la aplicación del método de punto reflector común (CMP/CDP) estuvo unida a la evolución de los sismógrafos; coincidiendo con el paso de los 12 canales típicos en la adquisición de datos de refracción a los 24, 48 o 96 canales que actualmente se utilizan, y también con el aumento del rango dinámico de 60 a más de 96 dB.

En un *workshop* realizado en Berkeley (California) el año 1996 sobre sísmica de reflexión superficial (Steeple *et al.*, 1997) ya se planteó la comparación con la sísmica profunda concluyendo que, si bien la física de la tierra permanece constante, hay distintos aspectos metodológicos que varían significativamente entre ambas. Por ejemplo, los diseños de filtros que a menudo tienen que aplicarse para eliminar las bajas frecuencias producidas por las ondas superficiales en un registro de sísmica somera, no son necesarios en prospección profunda; o bien el borrado de los trenes de onda refractados que son un punto crítico y minucioso en los datos superficiales, y raramente se encuentra en los perfiles profundos. Esto constituye el primer punto de análisis de la memoria (capítulo II): revisar los principios básicos y los nuevos aspectos metodológicos que supone el cambio de orden de escala de aplicación de la sísmica superficial (hasta los 500 m) respecto de la sísmica profunda (a menudo superando los 5000 m). Análisis que se realiza con registros de campo reales y con la incorporación de criterios prácticos para examinar los errores de las técnicas de procesado; complementándose también con un compendio de ejemplos y casos de aplicación en diferentes condiciones geológicas.

Normalmente la calidad de la sección sísmica no suele verificarse debido a que los trabajos de prospección superficial se encarecen cuando se realiza un sondeo mecánico. La memoria (capítulo III) trata este aspecto aportando un estudio en donde se efectúa una calibración/validación de la sección sísmica de alta resolución confrontándola con otras técnicas de reconocimiento del subsuelo (columna litológica, *down-hole*, registro sísmico, etc.). Esta línea de trabajo ha permitido evaluar de manera directa el poder resolutivo de la sísmica de reflexión superficial, y determinar en que aspectos, las imágenes sísmicas de alta resolución complementan el conocimiento del subsuelo, aportado por las otras metodologías aplicadas. También se hace además una valoración de la instrumentación utilizada (geófonos y fuentes emisoras) puesto que se comparan secciones sísmicas adquiridas con diferentes configuraciones instrumentales sobre una misma porción de terreno.

Muchas compañías e instituciones han incorporado recientemente la sísmica de reflexión de alta resolución (últimos 8-5 años) de manera que aun hay poca literatura publicada, principalmente en lo que se refiere a la interpretación geológica de una sección (Lanz *et al.*, 1996). Esta falta de información produce que actualmente los responsables de los proyectos de exploración superficial del terreno (ingenieros civiles, geólogos, arquitectos, etc.) necesiten de una referencia que permita una correcta planificación de la utilización de este método. Con esta intención se ha incorporado en la memoria (capítulo IV) un estudio de prospección superficial en donde el objetivo ha sido la caracterización de la estructura geológica de una región y la delineación estratigráfica de las fácies superficiales. Se demuestra también que se obtienen secciones sísmicas de buena calidad cuando la impedancia sónica entre las capas es lo suficientemente grande y cuando el nivel freático está cerca de la superficie ya que los materiales saturados aumentan la velocidad de propagación de la onda sísmica para la capa meteorizada. El estudio termina presentando un ejercicio de comparación entre dos de las secciones superficiales obtenidas y los correspondientes sectores de unos perfiles sísmicos profundos; estableciéndose así una comparación entre ambas metodologías.

Paradójicamente al retardo evolutivo de la prospección geofísica superficial respecto la prospección profunda, son los primeros centenares de metros del subsuelo en donde se manifiesta más la interacción de la actividad humana con el medio natural. El último caso de estudio de la memoria (capítulo V) constituye un ejemplo de aplicación de la sísmica de reflexión de alta resolución a un problema de impacto medioambiental producido por la contaminación de la intrusión marina en un acuífero aluvial costero. En este caso, el perfil sísmico se complementa con un estudio hidrológico y una prospección geoeléctrica; ilustrando así uno de los aspectos fundamentales de la investigación actual: la integración de la sísmica de reflexión de alta resolución en estudios multidisciplinarios.

CAPÍTULO II

PRINCIPIOS BÁSICOS Y METODOLOGÍA DE LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN

INTRODUCCIÓN

El objetivo final de la sísmica de reflexión de alta resolución es el mismo que el de la sísmica profunda: obtener una imagen del subsuelo en términos de una sección sísmica de *offset* cero en donde los diferentes reflectores representan los cambios de impedancia acústica del medio que se investiga. Pero el cambio de escala de esta técnica supone también un cambio general y surgen nuevos aspectos a tener en cuenta.

En primer lugar, las estructuras geológicas de interés de la sísmica de reflexión superficial son menores que las de la sísmica profunda, de manera que para conseguir la resolución necesaria debe trabajarse con geometrías más reducidas y rangos de frecuencias más altos; puesto que los primeros metros del subsuelo constituyen una zona caracterizada por ser más heterogénea y con contrastes de velocidades más elevados (Holliger *et al.*, 1998). Ello produce que la impronta sísmica (registro) de la propagación del frente de ondas se distinga por un número elevado de trenes de ondas que muy a menudo se interfieren y se superponen a las reflexiones superficiales.

Se produce también un cambio de mentalidad, ya que, además de la obtención de una sección sísmica, se añaden exigencias adicionales que complementan el trabajo. Considérese, por ejemplo, cualquier estudio dirigido a la obra civil, en donde además de la sección sísmica, suele pedirse una caracterización de los materiales (ripabilidad, compactación, etc.). Este hecho origina una nueva actitud que comporta un examen detallado de todo el registro sísmico, en donde no basta con eliminar las ondas superficiales o bien borrar las refracciones utilizándolas solamente para las correcciones estáticas, sino que también se hace necesario extraer la máxima información posible (“de un tiro se aprovecha todo”).

II.1 PROPAGACIÓN DEL FRENTE DE ONDAS A TRAVÉS DEL MEDIO

El punto de partida de la prospección sísmica es el registro de la energía mecánica producida por una fuente que se propaga a través del subsuelo. A partir de esta visión simplista y mediante la Teoría de la Elasticidad, que relaciona las fuerzas externas que se aplican a un cuerpo con los cambios de tamaño y de forma producidos, se va construyendo todo el cuerpo teórico de la sísmica. En este contexto el modelo se hace complejo: el subsuelo se entiende como un medio continuo regido por la ecuación de Navier-Stokes y la energía sísmica se modeliza como una perturbación mecánica que se propaga a través de éste siguiendo la ecuación de ondas (esfuerzos, ley de Hooke, soluciones a la ecuación de ondas, etc.). Se introduce, además, un concepto fundamental: si bien el orden de magnitud representativo de la prospección sísmica superficial es el metro, también debe tenerse en cuenta el carácter molecular como responsable último del fenómeno ondulatorio y la interacción entre ambas escalas (condiciones de frontera, relaciones entre esfuerzos y deformaciones, distribución de la energía entre las interfases, etc.).

II.1.1 Efectos del medio sobre la propagación: divergencia geométrica, absorción y dispersión

El aspecto más importante de una onda sísmica es la energía asociada con el movimiento del medio cuando la perturbación (onda) pasa a través de éste. Cuando un frente de ondas viaja por el subsuelo hay una serie de mecanismos que hacen decrecer su energía y, en general, esta disipación se traduce en una pérdida de amplitud de la señal y en un cambio de la forma de los diferentes trenes de la onda.

El primer concepto que debe tenerse en cuenta son las variaciones de energía en función de la expansión geométrica del frente de ondas dado que la dispersión geométrica provoca que la intensidad y la densidad de energía de las ondas decrezca con el aumento de la distancia a la fuente (Newman, 1973).

Considérese una onda esférica armónica que se desplaza en el tiempo t , $r(t)$, y por tanto tiene asociada una energía cinética y una energía potencial resultante de las deformaciones elásticas creadas durante el paso del frente. Cuando las partículas del medio oscilan, hay una constante reconversión entre energía cinética y potencial, permaneciendo constante la energía total. Así, cuando una partícula está en desplazamiento cero, su energía cinética es máxima mientras que si está en desplazamiento extremo ($\pm A$) su energía es toda potencial. Para una onda armónica la densidad de energía ($E = \frac{1}{2} \rho \omega^2 A^2 = \frac{1}{2} \rho v \omega^2 A^2$) es proporcional a la primera potencia de la densidad del medio y a la segunda potencia de la frecuencia y la amplitud de la onda (Sheriff *et al.*, 1991).

Una forma de evaluar la tasa del flujo de energía es mediante la intensidad de energía (I) que se define como la cantidad de energía que fluye a través de una área unitaria normal a la dirección de propagación de la onda por unidad de tiempo. En la Figura II.1 se muestra el registro de un tiro que ejemplifica la dependencia de la intensidad con la distancia en donde se han definido dos porciones de frentes de ondas S_1 y S_2 con radios r_1 y r_2 . Según esto, la energía que fluye hacia fuera a través del sector S_1 en un dt , debe ser igual a la que pasa hacia el sector S_2 (suponiendo que hay solo movimiento radial). El flujo de energía por unidad de tiempo es el producto de la intensidad por el área, y por tanto: $I_1 S_1 = I_2 S_2$, como las áreas son proporcionales al cuadrado de los radios: $I_2/I_1 = E_2/E_1 = [r_1/r_2]^2$. En este caso se ha supuesto que la onda generada por la fuente era esférica (modelo de impacto puntual).

Normalmente las relaciones de energía, intensidad o potencia se expresan en decibelios, puesto que varían con el cuadrado de la distancia: $1dB = 20 \log_{10} (A_2/A_1)$. En prospección sísmica este poder energético se presenta en gráficos de espectro de potencias (amplitud-frecuencia, Figura II.2-a) y/o de espectro de distancia (frecuencia-distancia, Figura II.2-b).

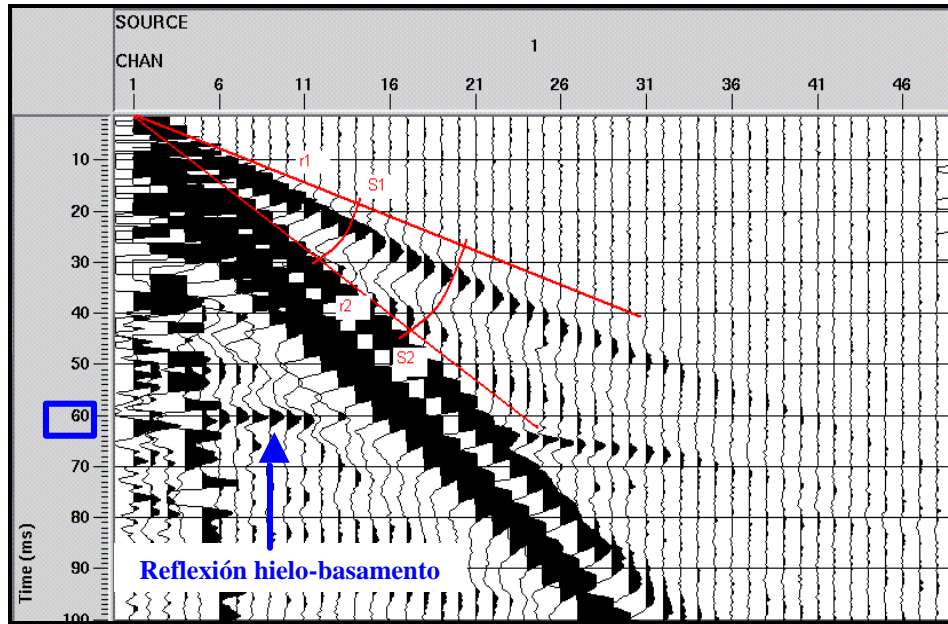


Figura II.1: Dependencia de la energía con la distancia a la fuente; en donde se aprecia la pérdida de intensidad. Tiro realizado en el glaciar Johnsons (Isla Livingston, Antártida). Se ha elegido este tiro para garantizar que hasta los 60 ms, aproximadamente, el frente de ondas se propaga a través del hielo, medio homogéneo y compacto (la simplicidad de los trenes de onda lo corrobora). El espaciado entre trazas es 5 m y el muestreo de 0.1 ms. (Trazas sin escalar).

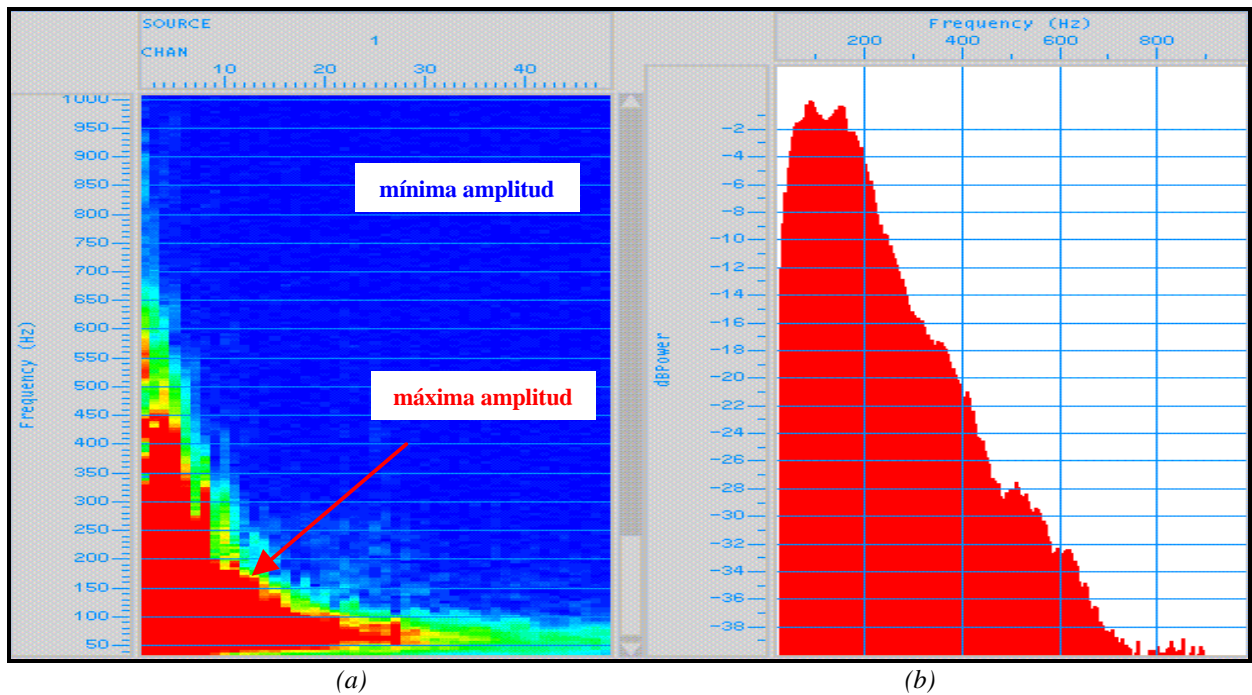


Figura II.2: Formas más usuales de representación de las relaciones energéticas para un registro sísmico multicanal. (a) Espectro de distancia (frecuencia-distancia) y (b) espectro de potencia (amplitud-frecuencia) correspondientes al tiro de la figura anterior. Se ha elegido el nivel límite de -40 dB que correspondería a una relación de amplitudes $100 A_2 = A_1$.

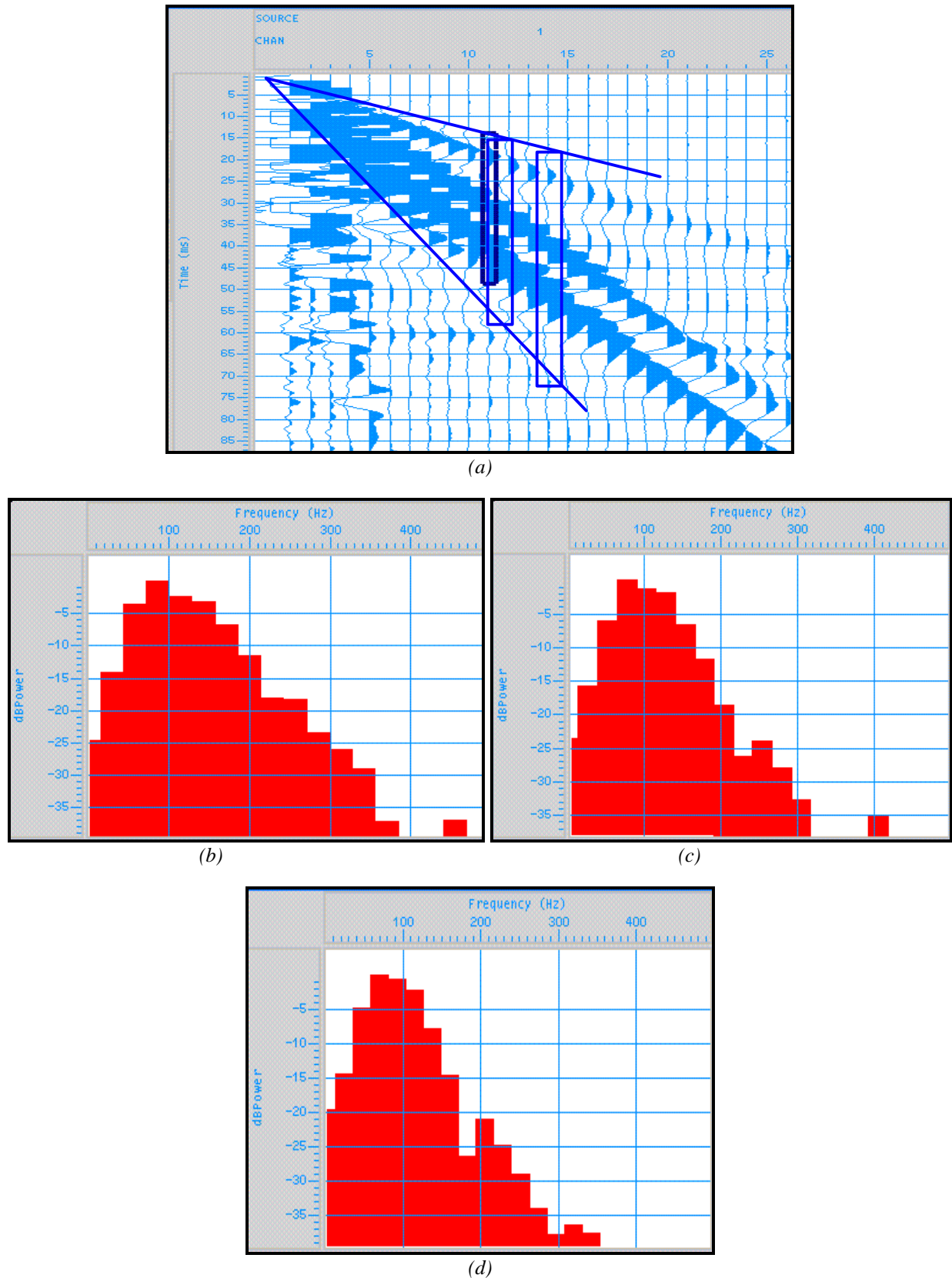


Figura II.3: (a) Ventanas temporales seleccionadas de las trazas 11 (a 50 m del punto de tiro), 12 (a 55 m) y 15 (a 70 m) para realizar los correspondientes espectros de amplitud. (b) Espectro de amplitud para la ventana de la traza 11. (c) Espectro de amplitud para la ventana de la traza 12. (d) Espectro de amplitud para la traza 15. El espaciado entre trazas es de 5 m. La pérdida del contenido de frecuencias entre la traza 11 y la 15, entre los 150 y los 250 Hz se atribuye a fenómenos de absorción (las frecuencias superiores son debidas al ruido ambiental).

La Figura II.3-a muestra las ventanas temporales elegidas para las trazas 11, 12 y 15 del tiro de la Figura II.1 distantes 5 y 15 m entre sí con el objeto de evaluar la divergencia geométrica. Los espectros de amplitud correspondientes (Figuras II.3-b y II.3-c) muestran una ligera pérdida de amplitud de la señal entre 150 y 250 Hz, que se correspondería a una disminución energética del 5%, aproximadamente.

No obstante, si se considera la ventana temporal correspondiente a la traza 15 distante 20 m de la traza 11 (Figura II.3-d), se observa una pérdida de amplitud entre 120 y 200 Hz, que representa una disminución energética del 20%. Este ejemplo pone de manifiesto el hecho de que hay transformación de la energía ondulatoria; a pesar de que se haya elegido el registro de un tiro realizado en un medio homogéneo hasta aproximadamente los 110 m (profundidad correspondiente a la reflexión hielo - zócalo, localizada a los 60 ms).

La energía elástica asociada al movimiento ondulatorio es absorbida gradualmente por el medio y, en última instancia, se disipa en forma de calor. Este es el fenómeno de la absorción y a él se debe la desaparición total del movimiento ondulatorio. Es difícil medir exactamente la absorción, dado que varía con la frecuencia. Se han propuesto diferentes mecanismos mediante los cuales la energía de una onda elástica se transforma en calor (Whitem, 1965). Los más importantes se atribuyen a la fricción interna y a las pérdidas por viscosidad en los fluidos intersticiales, siendo estos predominantes en rocas de alta permeabilidad. Otros efectos de menor importancia serían la pérdida por conducción del calor generado durante la parte compresiva de la onda, los efectos piezoeléctricos y los termoeléctricos.

Para comparar la pérdida energética por absorción y la pérdida por divergencia geométrica se ha confeccionado la gráfica de la Figura II.4. Los valores se han calculado para dos coeficientes de absorción límites: el de las rocas ígneas ($\eta = 0.04\text{dB}/\lambda$) y el de las sedimentarias ($\eta = 0.16\text{dB}/\lambda$); se ha tomado una velocidad típica $V = 2000$ m/s y una distancia X_s de 20 m a partir de la cual se considera situación elástica (valor sobreestimado, pero válido para ilustrar). Las ecuaciones aplicadas han sido (Sheriff *et al.*, 1991):

Absorción:

$$d(\text{dB}) = 20 \log_{10} \left(\frac{A_1}{A_0} \right) = \frac{20}{\ln 10} \frac{\eta}{V} (x - x_s) \mathbf{u} \quad (\text{II.1})$$

Con $A_1 = A_0 e^{-\eta x}$

Divergencia:

$$d(\text{dB}) = 20 \log_{10} \frac{x}{x_s} \quad (\text{II.2})$$

Donde X_s es la distancia al punto de tiro.

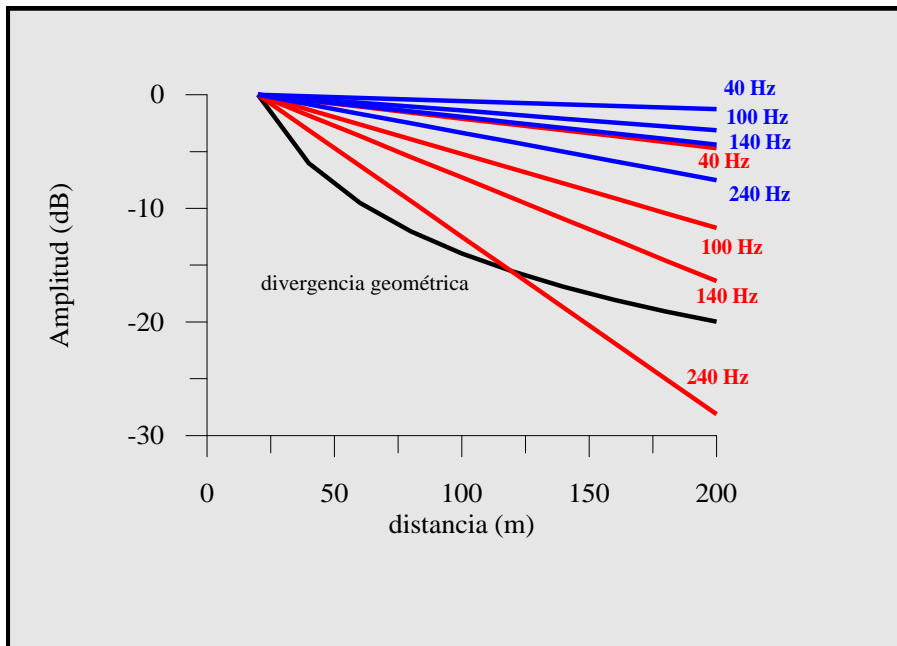


Figura II.4: Comparación entre las pérdidas de amplitud por divergencia geométrica y por absorción en función de la distancia al punto de tiro y para dos tipos de rocas (ígneas en azul, $h = 0.04 \text{ dB/m}$ y sedimentarias en rojo, $h = 0.16 \text{ dB/m}$). Cálculos realizados con una velocidad de 2000 m/s y a 20 m del punto de tiro, para un rango de frecuencias y distancias típicas de sísmica superficial.

De donde se deduce que en general las pérdidas por divergencia geométrica son más importantes que las de absorción a bajas frecuencias y distancias cortas (Figura II.5). A medida que aumenta la frecuencia y la distancia, las pérdidas por absorción se vuelven dominantes; principalmente para las altas frecuencias y en rocas sedimentarias.

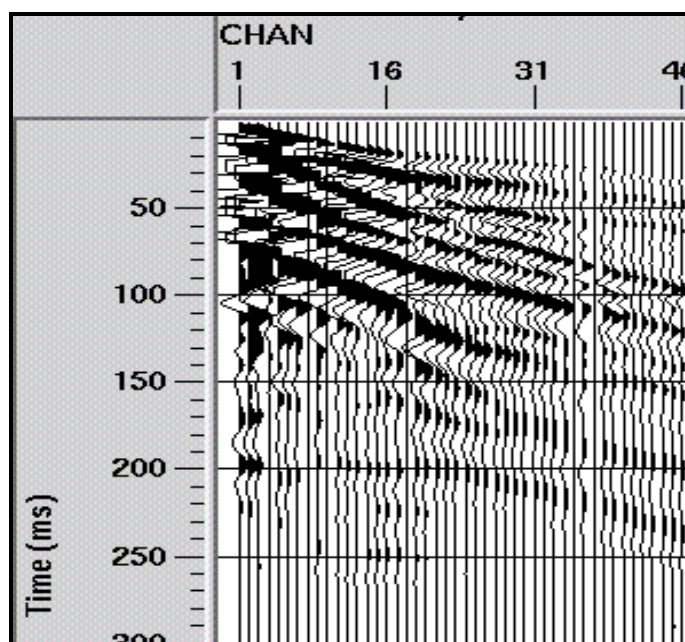


Figura II.5: Tiro de campo en donde se ejemplifica que la pérdida energética (de amplitud) es más efectiva para las bajas frecuencias a distancias cortas. Obsérvese la diferencia de señal entre las 17 primeras trazas y el resto del registro. Tiro realizado con martillo a 0.5 m del primer geófono, la distancia entre trazas es de 1 m y el muestreo de 0.1 ms. Trazas sin escalar.

El aumento de absorción de las altas frecuencias también ocasiona un cambio en la forma de la onda con la distancia (Figura II.6), al mismo tiempo que se produce una disminución del contenido en altas frecuencias a medida que el frente de ondas se aleja de la fuente (Figura II.2-a). Ello conlleva que los registros de campo tengan que corregirse inicialmente por estos efectos de trayectoria, lo cual involucra generalmente varias capas (Toksöz, 1981).

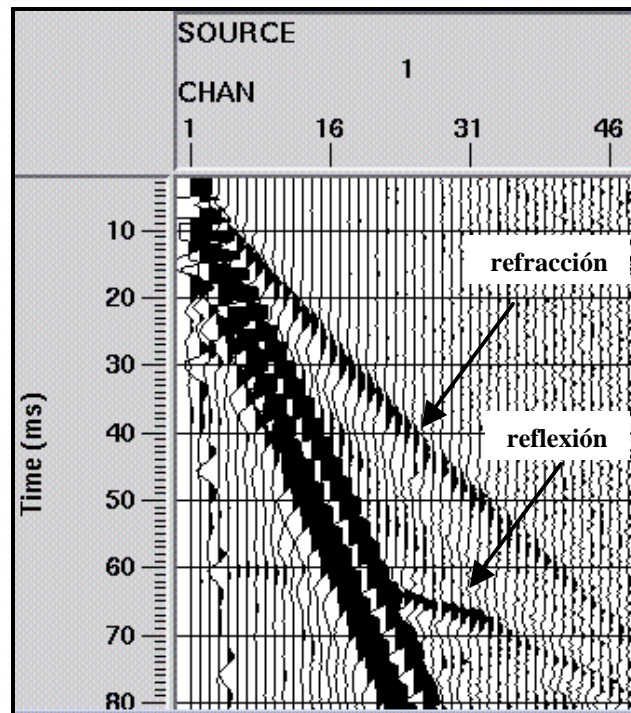


Figura II.6: El aumento de la absorción de altas frecuencias con la distancia hace variar la forma de los pulsos de los diferentes trenes de onda (en este caso la refracción y la reflexión). Registro de un tiro de campo realizado en el glaciar Johnsons (Antártida). Las trazas se han representado con AGC.

A menudo se observa como un pulso de ondas va descomponiéndose en diferentes trenes de frecuencia cada uno viajando a diferente velocidad; definiéndose al medio como dispersivo. Considérese un pulso como el de la Figura II.7, en donde la velocidad de fase V es la distancia por unidad de tiempo en que viaja un punto de fase constante, que no coincide, necesariamente, con la velocidad U en que viaja el pulso (paquete de energía). En el tren de ondas de la Figura II.7 la velocidad de fase V viene dada por el avance de una fase concreta, mientras que la velocidad de grupo U vendría dada por el avance de la amplitud máxima de la envolvente.

Cuando se descompone un pulso en su espectro de amplitudes y la velocidad es la misma para todas las frecuencias, la forma del pulso no varía y ambas velocidades coinciden (recorrido (a) de la Figura II.8) En cambio, si el medio es dispersivo, la velocidad varía con la frecuencia, la forma del pulso cambia y la

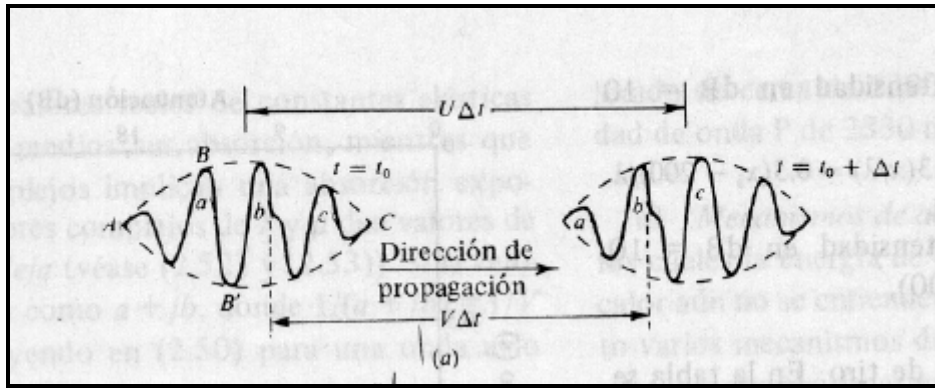


Figura II.7: Diferencia entre velocidad de fase V y de grupo U .

velocidad de fase es diferente de la grupo (recorrido (b) en la Figura II.8). En sísmica de alta resolución la dispersión es importante en las ondas superficiales (formadas por la componente vertical de las ondas Rayleigh, apartado II.2.6 de esta memoria) ya que el subsuelo suele estar formado por capas de distinta naturaleza y la heterogeneidad de los estratos hace que el sistema multicapa se comporte como un medio dispersivo frente este tipo de ondas, mientras que casi no se aprecia en los otros trenes (Kausel, 1981).

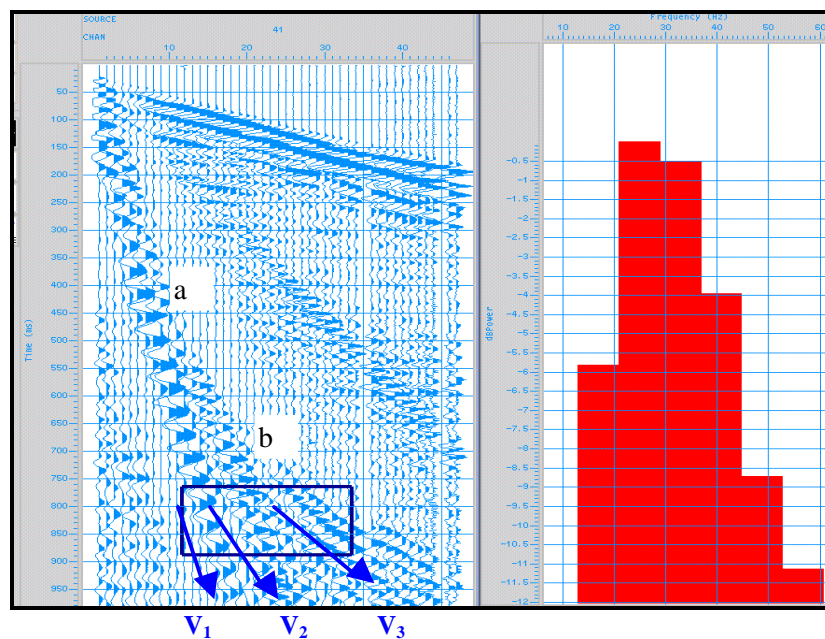


Figura II.8: Registro adquirido en un medio sedimentario en donde se observa el tren de ondas superficiales que presenta un carácter dispersivo (compárese a y b). A la derecha; espectro de frecuencias para la ventana que contiene la dispersión del pulso original. El espaciado entre trazas es de 5 m y el muestreo es de 0.1ms.

En el registro de la Figura II.8 se detectan tres trenes de propagación con velocidades en torno a los 200 m/s, 300 m/s y 450 m/s, constatándose su carácter dispersivo. Estas diferencias de propagación responderían a una capa superficial que actúa como canal de transmisión. De su análisis espectral (Figura II.8) se obtiene que los trenes de menor velocidad presentan frecuencias más bajas (14 Hz frente 53 Hz). En la Tabla II.1 se muestran los grosores resolubles (aplicando el criterio de $\lambda/4$) para los 6 valores de

frecuencia-velocidades encontrados. De estos resultados puede inferirse que el tramo superficial en donde se ha producido el disparo del tiro es una capa dispersiva cuyo grosor se situaría entre los 2-3.5 m, aproximadamente (Tabla II.1).

Velocidad (m/s)	Frecuencia (Hz)	Longitud de onda (m)	Espesor resoluble(criterio $\lambda/4$) (m)
200	14	15	3.5
	21	9	2.25
300	29	10	2.5
	38	8	2
450	45	10	2.5
	53	8.5	2

Tabla II.1: Potencias resolubles calculadas a partir de las velocidades y del análisis espectral del tren de ondas dispersivo de la Figura II.8.

Uno de los primeros pasos de tratamiento de los registros de campo consiste en aplicar algoritmos que restituyan el efecto de pérdida energética producida por los mecanismos presentados, dado que el objetivo fundamental del procesado multicanal es aumentar lo más posible la relación señal/ruido de los datos sísmicos. Estos algoritmos corrigen las pérdidas debidas a la divergencia y a la atenuación inelástica (absorción), mientras que la dispersión se contempla más como un fenómeno de conversión de ondas.

La ventana temporal donde se sitúan las reflexiones superficiales de interés está limitada, por un lado, por el tren de ondas superficiales y la onda directa (caracterizada por bajas frecuencias y velocidades, Figura II.9-a); y por otro la limitan las refracciones críticas y las ondas guiadas (con frecuencias y velocidades parecidas a las reflexiones), aspectos que deben tenerse presente al aplicar algoritmos de restitución de amplitudes durante la fase del procesado.

Otro aspecto que debe considerarse ya se ponía de manifiesto en la gráfica de absorción (Figura II.4) y en el registro de campo de la Figura II.5: a distancias cortas los algoritmos de restitución por divergencia geométrica acentuarán más las bajas frecuencias (Figura II.9-b) y a *offsets* pequeños las correcciones por absorción no son significativas ya que la relación entre las velocidades de las primeras capas y la banda de frecuencias es tal que representan correcciones de segundo orden. Considérese, por ejemplo, el tiro de la Figura II.9-c al cual se le ha aplicado una corrección por absorción con una velocidad de 1500 m/s hasta los 50 ms y de 2300 m/s para el resto del registro. Puede constatarse la gran similitud con el registro de campo sin procesar (Figura II-9-a).

En el procesado *standard* de datos de reflexión existen otros algoritmos para restituir las amplitudes pero son más específicos del tratamiento multiseñal. Por ejemplo la aplicación de un escalado a cada traza en el tiempo (Figura II.9-d) o la aplicación de ganancia automática (AGC; Yilmaz, 1987).

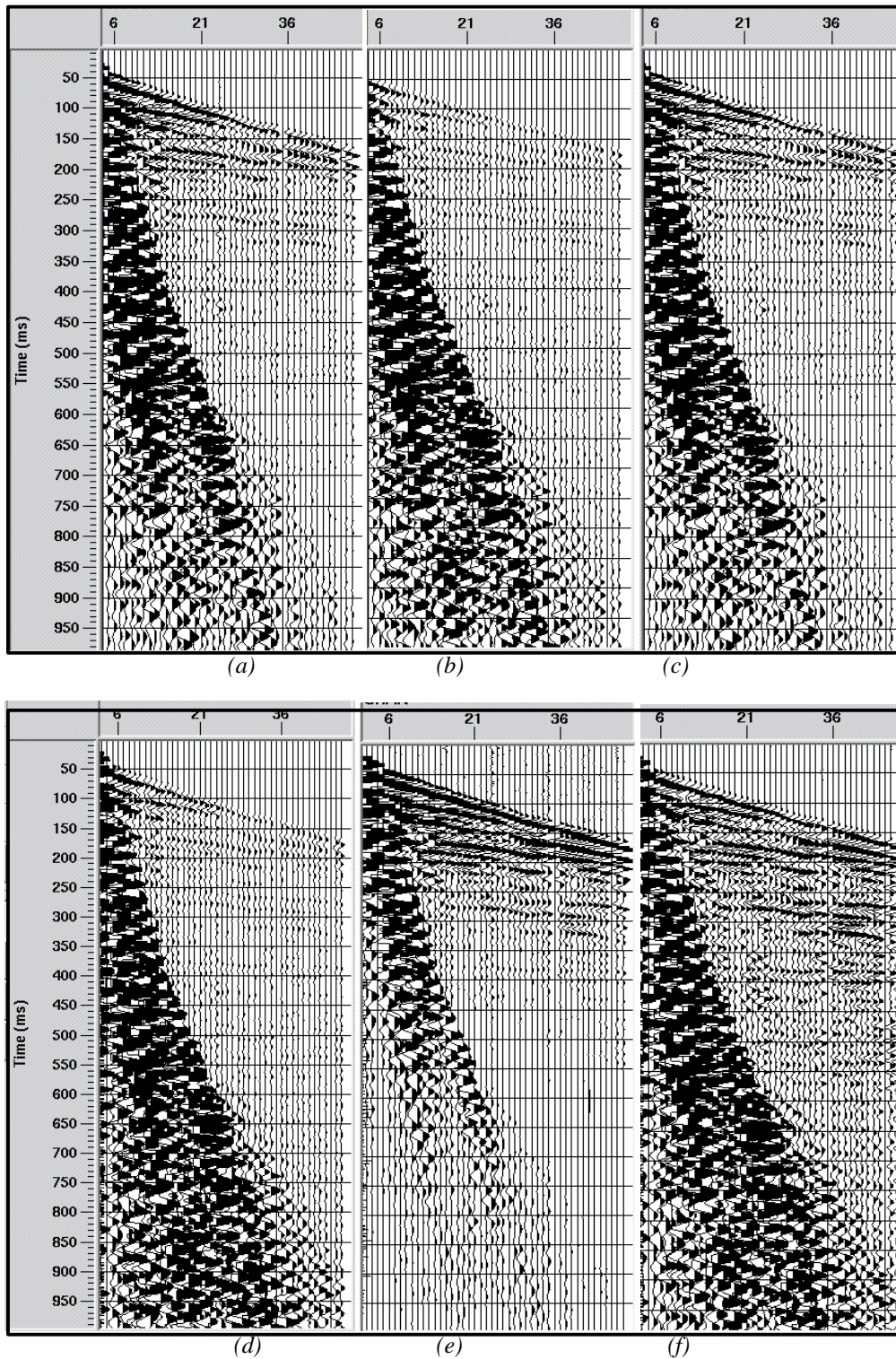


Figura II.9: Efectos sobre un registro de campo de las correcciones de amplitud por pérdida energética debido a la expansión geométrica del frente de ondas y a los mecanismos de absorción a lo largo de la trayectoria. (a) Tiro de campo sin procesar. (b) El mismo tiro en donde se ha corregido por divergencia ($1/d$), nótese el aumento de amplitud de las bajas frecuencias. (c) El efecto de la aplicación de un algoritmo de corrección por atenuación inelástica (absorción) es de segundo orden, véase la gran coincidencia con el tiro de campo sin procesar. Hay otras formas de restituir amplitudes, por ejemplo: (d) corrección de 24 dB/s y (e) correcciones por efecto de la capa meteorizada sobre los geófonos. Así mismo, (f) representa un compromiso de restitución ya que se ha aplicado la corrección por divergencia geométrica y por efecto de la capa superficial sobre el dispositivo de medida. En todos los registros las trazas están sin escalar, no obstante se han multiplicado por un factor constante de 30 respecto la amplitud original, excepto en el registro (e) en que el factor ha sido de 10. II.1.2 Conducción de la propagación: reflexión, refracción y difracción

II.1.2 Conducción de la propagación: reflexión, refracción y difracción

Cuando una onda elástica encuentra un cambio de las propiedades elásticas (caso de una superficie que separa dos capas geológicas), una parte de la energía se refleja y permanece en el mismo medio que la energía incidente, y el resto se transmite al otro medio con un fuerte cambio de la dirección de propagación debido al efecto de la interfase (refracción). Las leyes de la reflexión y la refracción se derivan por el principio de Huygens cuando se considera un frente de onda que incide sobre una interfase plana. Entonces las partículas empiezan a vibrar transmitiendo parte de la energía en forma reflejada y parte en forma refractada, construyéndose en los nuevos frentes de onda. El resultado final es que ambas leyes se combinan en un único planteamiento: en una interfase la cantidad $p = \text{sen}(\theta/V_i)$ ha de tener el mismo valor para las ondas incidentes, reflejadas y refractadas; en donde θ es el ángulo de incidencia y V_i es la velocidad que caracteriza el medio inferior (forma generalizada de la ley de Snell). Si el medio consta de un cierto número de capas paralelas, la ley de Snell establece que el parámetro del rayo (p) tiene que ser el mismo para todos los rayos reflejados y refractados resultantes de un rayo inicial dado.

Cuando $V_2 < V_1$, $\theta_2 < \theta_1$ los rayos se refractan por la segunda capa y los geófonos situados en la superficie no registran el fenómeno. Cuando $V_2 > V_1$, θ_2 alcanza 90° si $\theta_1 = \text{sen}^{-1}(V_1/V_2)$ y el rayo viaja a través de la interfase. El ángulo de incidencia para cual $\theta = 90^\circ$ ($\text{sen} \theta = V_1/V_2$) es el ángulo crítico. La ley de Snell se utiliza en prospección para determinar las trayectorias de los rayos, los tiempos de llegada y determinar la posición de los refractores (Figura II.10), pero no proporciona información alguna sobre las amplitudes de las ondas reflejadas y refractadas.

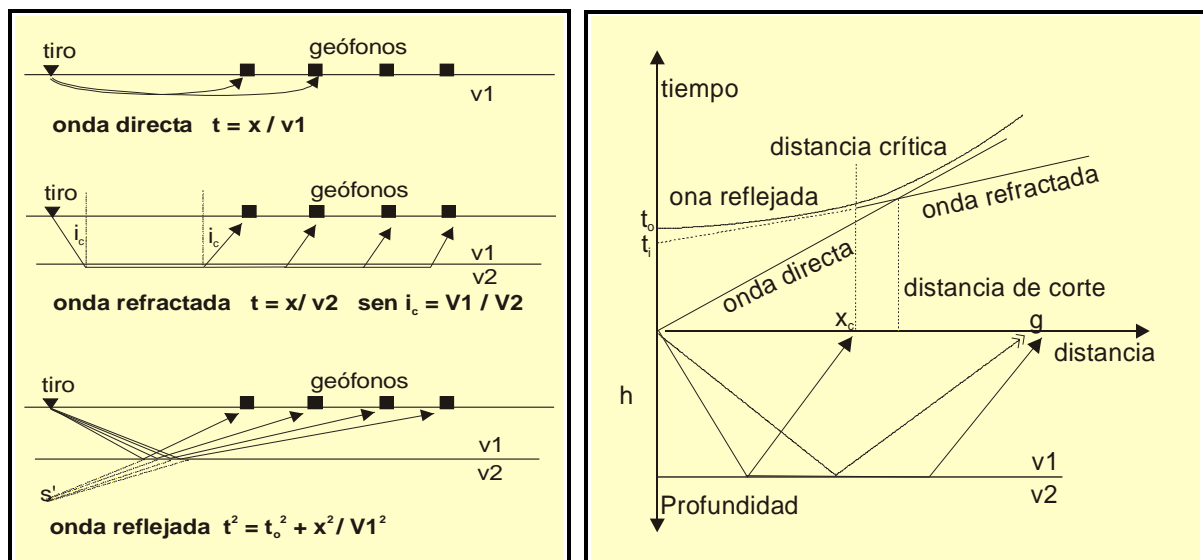


Figura II.10: Dromocronas de las ondas sísmicas que retornan a la superficie por un medio de dos capas.

Considérese una onda que incide sobre un horizonte con ángulo crítico; después de la refracción viaja a través de la interfase pero en el medio inferior produciendo un movimiento oscilatorio paralelo de las

partículas que están justo debajo la interfase. Como no es posible el movimiento relativo de los dos medios (por continuidad del tensor de esfuerzos, apartado II.3), las partículas del medio superior se ven forzadas a vibrar en fase con las del medio inferior y por tanto, la perturbación en el medio superior viaja a lo largo de la interfase con la misma velocidad V_2 que la onda refractada. El paso de la onda refractada a lo largo de la interfase genera una onda cónica que viaja hacia el medio superior con un ángulo igual al crítico, llegando siempre antes que la correspondiente reflejada.

El registro sísmico que se presenta en la Figura II.11 corresponde a un tiro realizado en un medio simple de tres capas. En donde se han marcado la onda directa procedente de la primera capa (1677 m/s) y su reflexión (1600 m/s), los trenes de ondas provenientes de la segunda capa correspondientes a la refracción crítica (3750 m/s) y a la reflexión entre la segunda capa - basamento (con velocidad aparente de 4284 m/s). A partir del análisis de estos eventos y utilizando las fórmulas geométricas que se derivan de la ley de Snell se ha construido un modelo de velocidades $V(x,z)$ y de densidades $\rho(x,z)$ (Figura II.12-a) y con ellos se ha generado el sismograma sintético (Figura II.12-b) definiendo la misma geometría que el tiro real. El método de cálculo utilizado para el modelado del frente de ondas ha sido el de diferencias finitas (Kelly *et al.*, 1976), en el que solo se consideran perturbaciones sísmicas que cumplen la ecuación de ondas acústicas, de manera que no modeliza ni las ondas superficiales ni las de cizalla. Para simular el pulso de inicio del tiro se ha elegido una ondícula (*wavelet*) de Ritcker de fase cero y para describir la evolución del frente de ondas una frecuencia dominante de 150 Hz. Estas restricciones conllevan diferencias evidentes entre ambos sismogramas, pero al mismo tiempo ilustran las principales tendencias de la conducción energética a través del modelo.

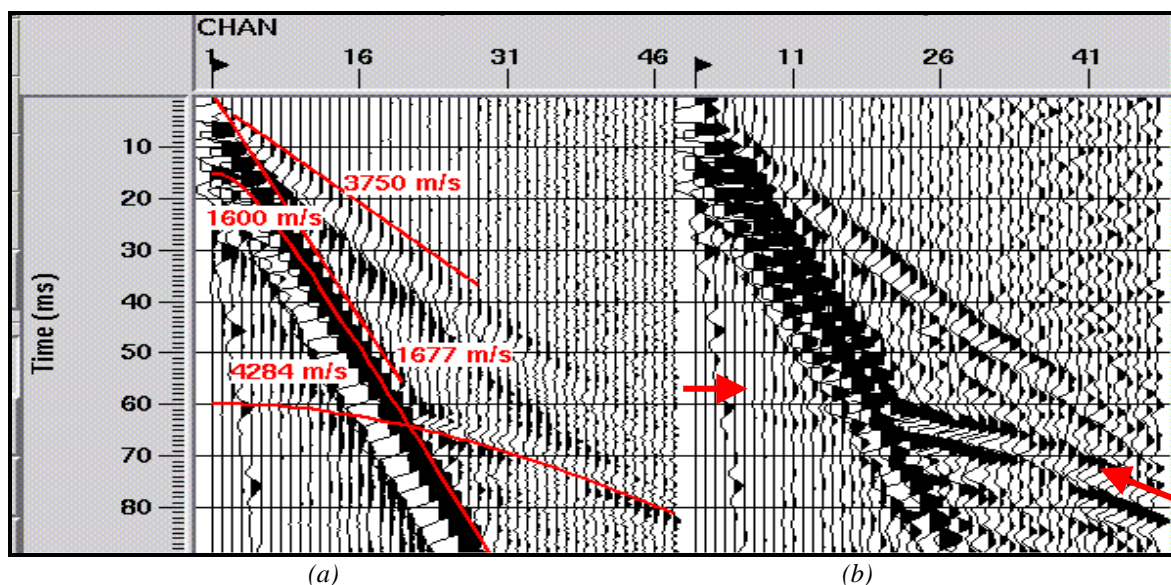


Figura II.11: (a) Tiro realizado en el glaciar Johnsons para el cual se ha deducido un medio de tres capas. Primera capa: onda directa de 1677 m/s y reflexión de 1600 m/s, segunda capa: refracción crítica de 3750 m/s y reflexión con velocidad aparente de 4284 m/s; (trazas sin escalar). (b) El mismo tiro en donde se ha aplicado un filtro pasa-banda de 100-300 Hz con el propósito de mostrar mejor la reflexión (marcada). El espaciado entre trazas es de 5 m y el muestreo de 0.1 ms.

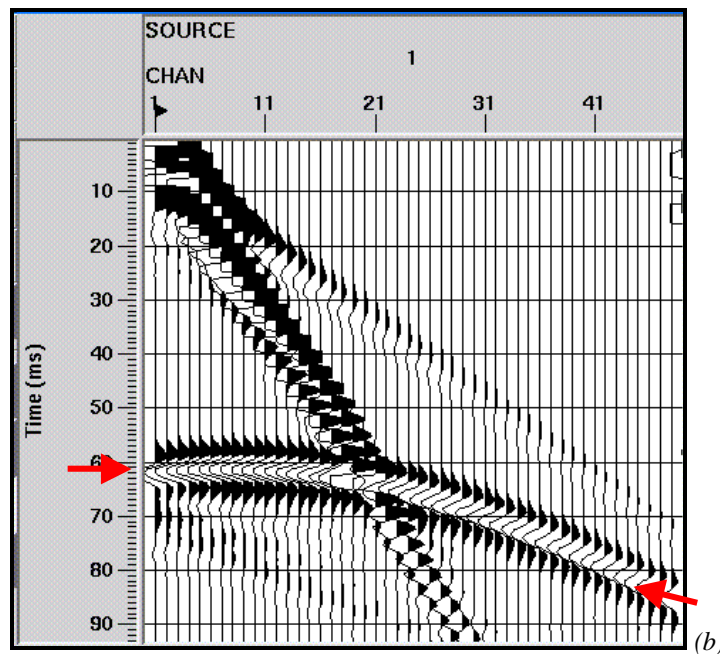
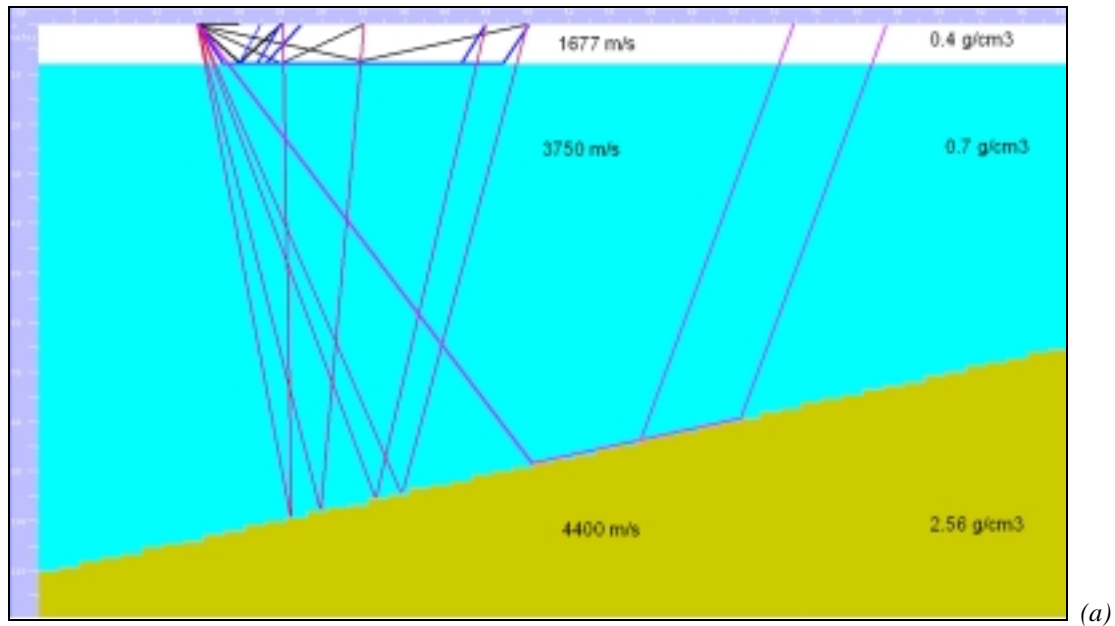
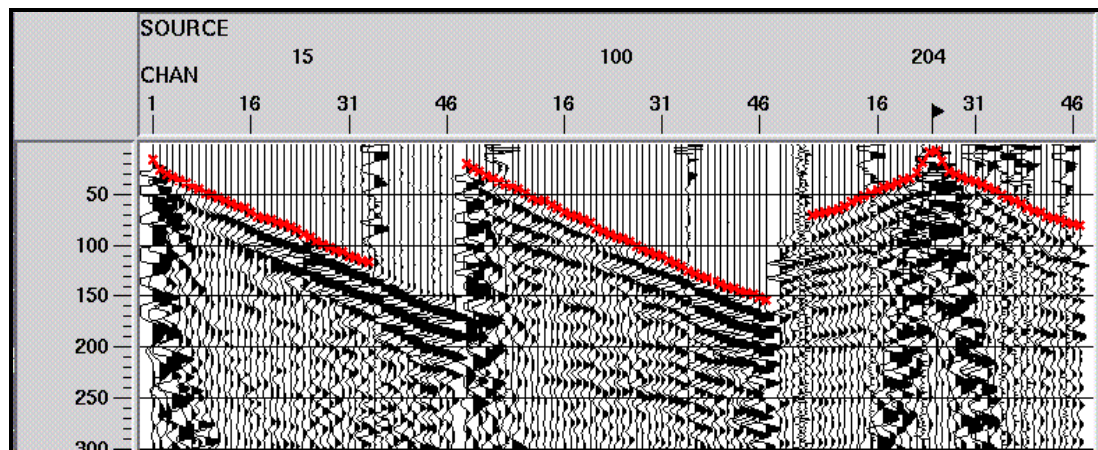


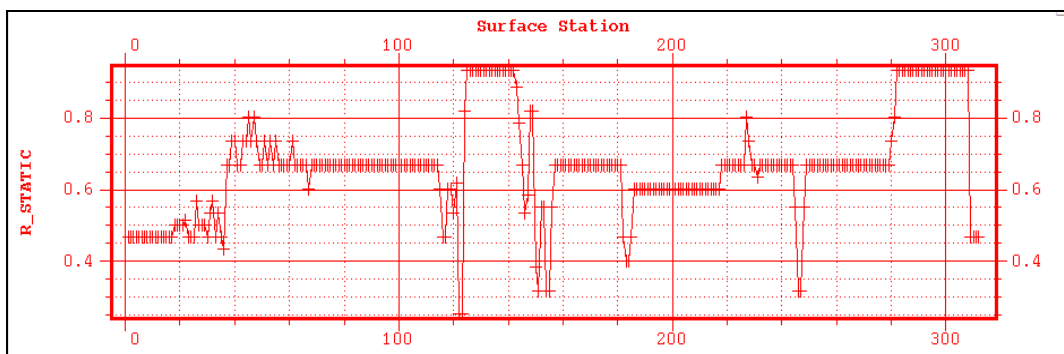
Figura II.12: (a) Modelo de velocidades $V(x,z)$ y densidades $\rho(x,z)$ utilizado para generar el sismograma sintético (b). Las densidades se han asignado a partir de medidas reales en el glaciar (Furdada, 2000) y para el zócalo se ha escogido una densidad típica de areniscas compactas. El cálculo se ha realizado utilizando el método de diferencias finitas. La geometría del tiro sintético es la misma que en el tiro real.

Un aspecto fundamental de la sísmica de reflexión consiste en aumentar la relación señal/ruído del registro de campo con el objeto de potenciar las reflexiones (etapa que se conoce como procesado pre-apilamiento o procesado *pre-stack*). Esto comporta una doble metodología ya que en primer lugar deben distinguirse de los otros eventos presentes en el frente de ondas y, en segundo lugar, tienen que aislarse y potenciarse eliminando del registro todo aquello que no sean reflexiones. En este aspecto, la eliminación de las refracciones es una etapa del tratamiento que consiste en un borrado directo (*muting*) de todos los pulsos que siguen a las primeras llegadas.

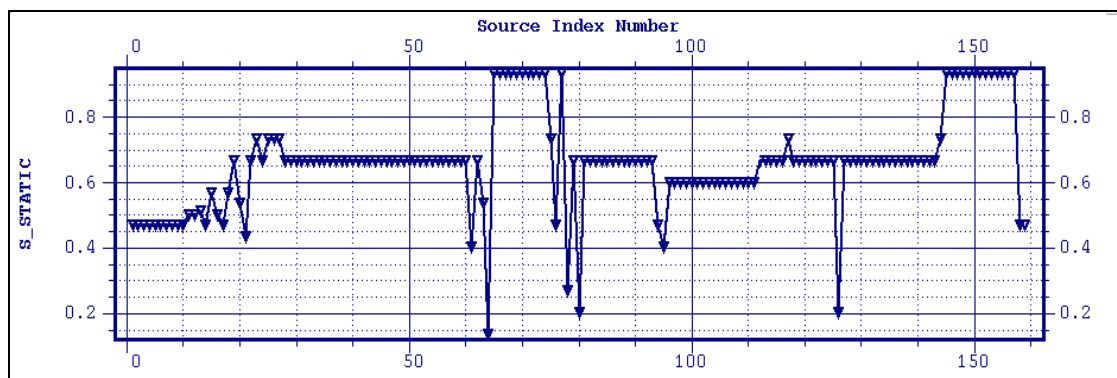
Antes de proceder a la eliminación de los eventos de refracción se hace necesario realizar su estudio dado que la información que aportan es absolutamente valiosa ya que permite: *i)* Obtener un primer modelo del subsuelo, caso de Figures II.11 i II.12. *ii)* Establecer un perfil sísmico de refracción para las primeras capas complementario a la sección de reflexión y con un campo de velocidades $V(x,z)$ o $V(x,t)$ que caracteriza el medio a nivel geotécnico. *iii)* Determinar el cálculo de las correcciones estáticas (Figura II.13).



(a)



(b)



(c)

Figura II.13: La lectura de las primeras llegadas (a) permite construir las dromocronas de refracción y calcular las correcciones estáticas para cada traza de la línea sísmica. Por ejemplo, el gráfico (b) representa las correcciones temporales debido al efecto de la primera capa en el emplazamiento de los geófonos. Y en el gráfico (c) se muestran las correcciones debidas al emplazamiento del punto de tiro. El efecto de las correcciones estáticas se discute en el apartado II.5 de esta memoria. Datos correspondientes al perfil sísmico PS-1 (capítulo IV).

Una técnica sísmica de reciente aplicación basada en el fenómeno de refracción es el método Refracción CMP (Orlowsky 1998; Benjumea *et al.*, 2000) que utiliza la geometría de adquisición de una línea de reflexión (*roll-along*) para describir las capas más superficiales a partir de la información de la amplitud, fase y frecuencia proporcionada por el tren de ondas que acompaña a las primeras llegadas mediante transformación τ - p de los conjuntos CMP (Yilmaz, 1987), (Figura II.14). El resultado es una sección de tiempo de intersección al origen que puede convertirse a una sección de pseudo-*offset* cero y componerse con la sección sísmica de reflexión (Figura II.15). Obteniéndose así una sección resultante que contiene la capa más superficial que, excepto en condiciones muy especiales, es imposible obtener con la sísmica de reflexión convencional (Bachrach *et al.*, 1998-b).

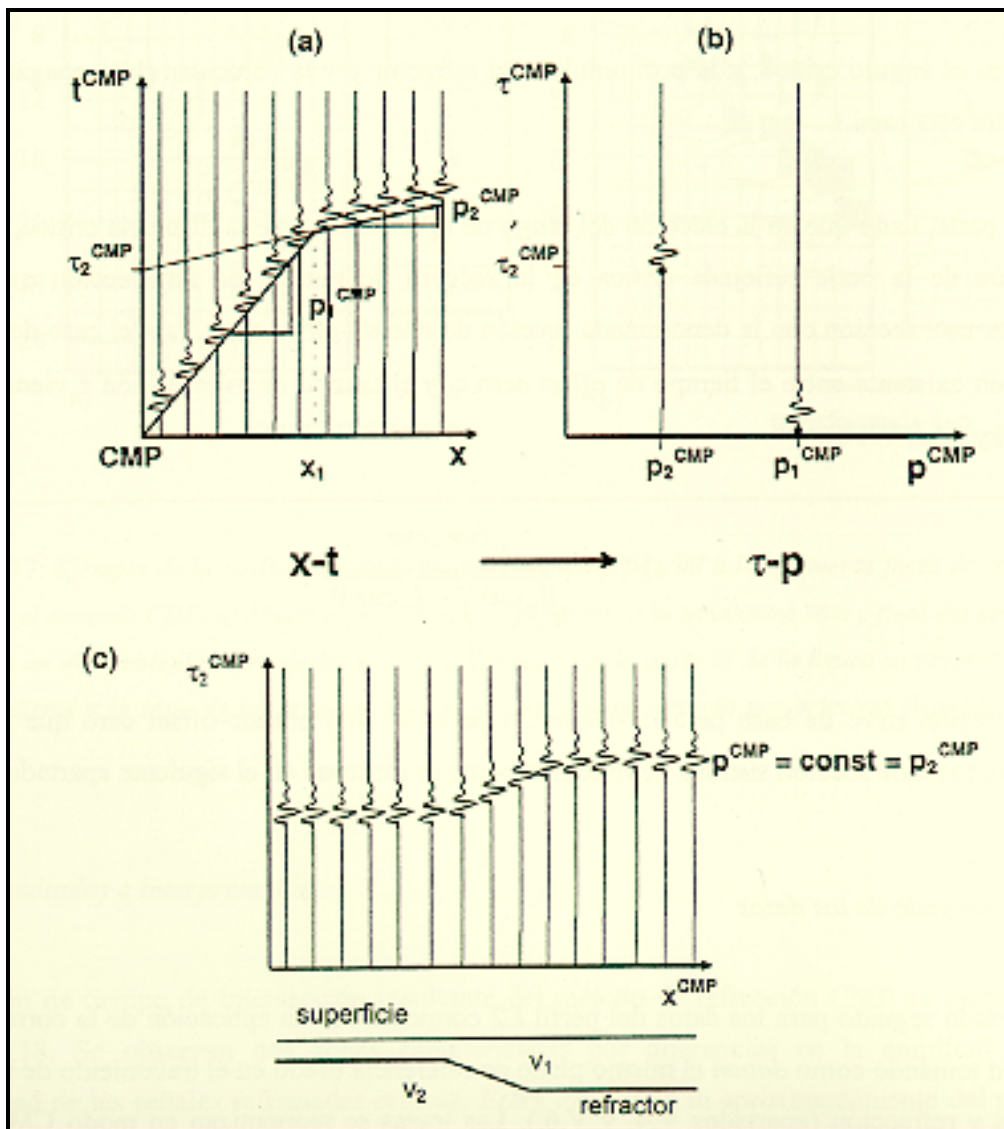


Figura II.14: Método de Refracción CMP. Esquemas de la transformada parcial τ - p de las fases y amplitudes de las primeras llegadas refractadas desde el dominio x - t (a) al τ - p (b) y obtención de la sección de tiempo de intersección (c).

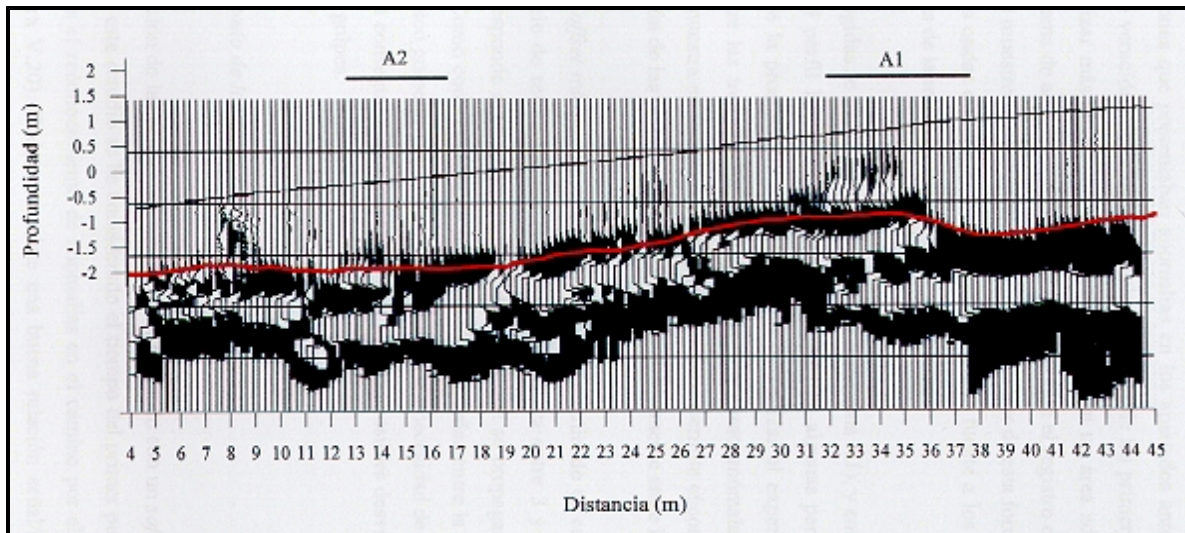


Figura II.15: Sección sísmica de Refracción CMP en donde se ha superpuesto el modelo de refracción de la primera capa deducido del análisis clásico de las dromocronas (línea roja). Si la sección sísmica de reflexión convencional se convierte a profundidad, ambas pueden sumarse y obtener un perfil sísmico más completo. La sección corresponde a un estudio realizado en el yacimiento arqueológico de Los Millares (Almería) en donde las anomalías por encima de la primera capa se asocian a fondos de construcciones de cabañas (Benjumea., 1999).

En la reconstrucción de los frentes de onda se ha supuesto una superficie plana, y por tanto una reflexión especular; pero si la superficie contuviera una protuberancia de altura d , las ondas reflejadas en ella irían por delante de las ondas provenientes del resto de la superficie una distancia $2d$. Normalmente este efecto se ignora cuando $2d/\lambda < 1/4$ (criterio de Rayleigh), es decir cuando $d < 1/8\lambda$, ya que la mayoría de las interfaces satisfacen esta condición para las ondas sísmicas ordinarias.

El rango de frecuencias de la energía que generalmente se registra en prospección sísmica superficial abarca los 20-250 Hz, situándose las frecuencias dominantes en la banda de los 60-180 Hz para las reflexiones y en los 40-90 Hz para las refracciones. Como que en general el rango de velocidades es de 500 a 5000 m/s, las longitudes de onda se sitúan entre los 2 y 80 m para las reflexiones y entre los 4 y 125 m para las refracciones. Entonces, la simplificación de una interfase plana no siempre es posible y la ley de Snell ya no resulta adecuada porque se producen fenómenos de interferencia entre los diferentes trenes de ondas, dando lugar al fenómeno de la difracción (figura II.16). Muchas estructura geológicas superficiales producen difracciones; por ejemplo cuando el radio de curvatura de una frontera es menor que unas longitudes de onda, o cuando la capa acaba en una falla, un acuñaamiento, una discordancia, etc.

El tratamiento matemático de la difracción (Torey, 1977) es complejo y su formulación termina concluyendo que tanto las reflexiones como las difracciones son paquetes resultantes de la energía que retorna de todas las partes de una interfase; respondiendo a una misma ecuación. Desde este punto de vista, una reflexión representa solamente un tipo especial de difracción (resultado práctico que se utiliza en el tratamiento de la migración, por ejemplo).

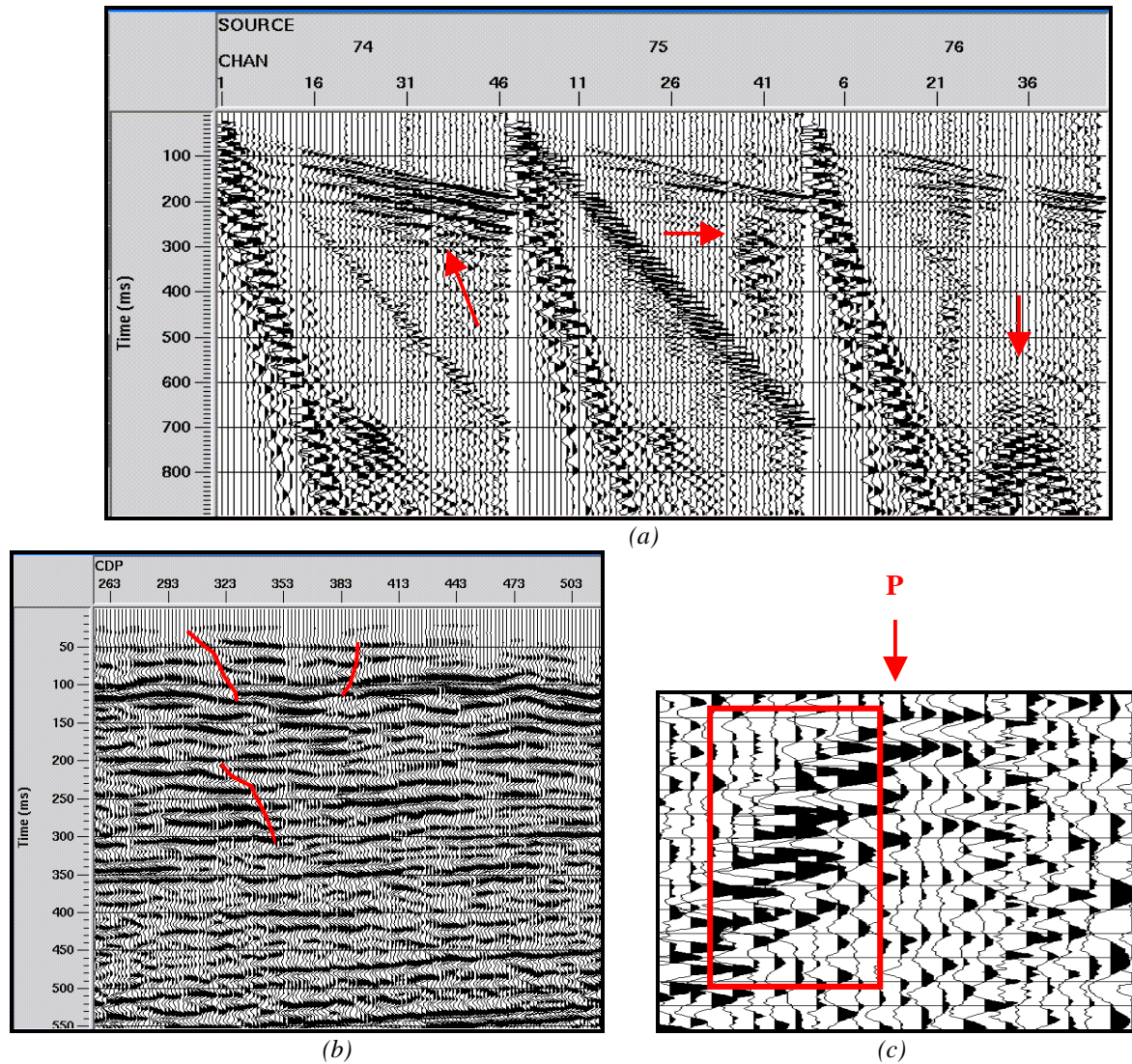


Figura II.16: Registros de campo con difracciones. (a) Difracción de los diferentes trenes de onda dependiendo del punto de tiro y la situación de los semiplanos difractantes. En el tiro 74 se aprecia en las reflexiones más superficiales (entre 200 y 300 ms); en el siguiente (tiro 75) las reflexiones son intermedias (nótese como aumenta la energía debido a la interferencia constructiva) y en el último tiro (76) en las ondas superficiales. (b) Sector de sección sísmica correspondiente a la zona en donde se han producido las difracciones (el punto difractante máximo se sitúa entorno el CDP 327); en donde se observa una discontinuidad lateral de los reflectores. (c) Un criterio útil para distinguir las difracciones de otros ruidos, como por ejemplo pasos, consiste en el hecho de que se aprecia un cambio de polaridad de las trazas justo a banda y banda del punto difractante P (Sheriff, 1991).

II.1.3 Distribución de la energía en una interfase: coeficientes de reflexión y transmisión

Si bien la ley de Snell describe las trayectorias de los rayos (conducción de la energía sísmica) y proporciona información sobre el modelo geológico (posición de los refractores y reflectores), no proporciona información sobre las amplitudes de las ondas rejadas y refractadas, es decir, describe la geometría energética de la perturbación pero no cuantifica su distribución.

En general, cuando una onda encuentra un cambio de las propiedades elásticas del medio (por ejemplo dos litologías distintas), una parte de la energía se refleja y queda en la misma capa que la energía

original, y otra parte se refracta en la otra capa. Las relaciones entre las distintas ondas generadas se deducen a partir de la condición de que en la frontera los esfuerzos (fuerza por área unitaria) y las deformaciones (cambio relativo de forma o de dimensión) tienen que ser continuos (Sheriff *et al.*, 1991). Las condiciones frontera conducen a relaciones complejas para la reflexión y la refracción en una interfase. La naturaleza de los estratos geológicos determina las densidades y las velocidades y, por tanto las constantes elásticas. Dado que los ángulos de reflexión y refracción son fijos en términos de las velocidades (ley de Snell generalizada), las únicas variables que quedan por satisfacer en la frontera son las amplitudes de las ondas generadas.

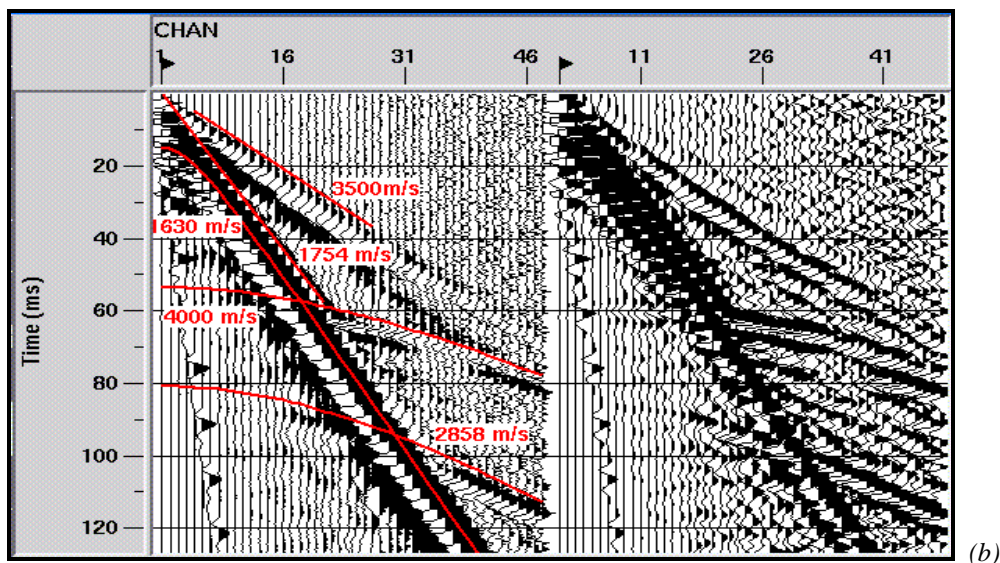
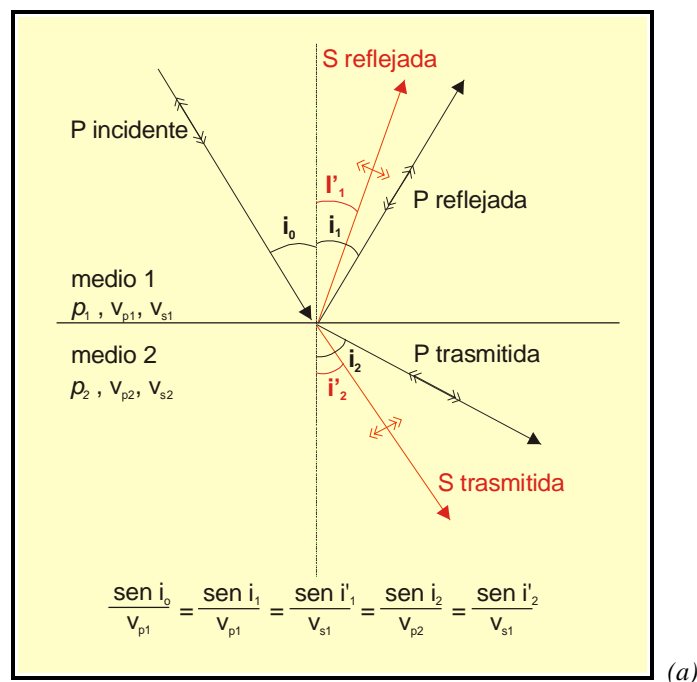


Figura II.17: (a) Conversión de ondas para una onda incidente P en una interfase horizontal sólido-sólido. (b) Registro realizado en el glaciar Johnsons (Antártida) en donde se muestra la detección de la reflexión de la onda P y S_V procedentes del contacto hielo-zócalo situado a una profundidad en torno a 105 m. A la izquierda se muestra el mismo registro en donde se ha aplicado un filtro pasa-banda de 50-180 Hz.

Considérese el caso más complejo de un contacto sólido-sólido con cuatro ecuaciones resultantes de las condiciones frontera y, por tanto con cuatro variables. Así, para un movimiento de compresión de las partículas en dirección de la propagación (onda P) incidente sobre la interfase, -o para un movimiento transversal de ellas en dirección de la propagación (onda S)-, se generan dos tipos de movimientos: ondas S (reflejadas y refractadas) y ondas P (reflejadas y refractadas). Las ondas resultantes de este cambio de modo de vibración se las llama ondas convertidas. Téngase en cuenta que las ondas S tienen dos grados de libertad: movimiento transversal horizontal (S_H) y movimiento transversal vertical (S_V) en dirección a la propagación; mientras que el movimiento perpendicular al plano que contiene la onda incidente y la normal a la interfase no está implicado en la conversión de las ondas P en ondas S, ni viceversa. Si la interfase es horizontal (Figura II.17) las ondas P incidentes pueden generar ondas P y ondas S_V reflejadas y refractadas, pero no ondas S_H . Por otro lado, las ondas S_V incidentes pueden solamente generar ondas P y ondas S_V , mientras que las ondas S_H incidentes generan solamente ondas S_H reflejadas y refractadas. En la Figura II.17-b se muestra un tiro realizado con geófonos verticales para el registro de ondas P, no obstante, en torno a los 90 ms se aprecia la reflexión de la onda S_V convertida que se distingue por su frecuencia y velocidad más bajas.

Knott (1899) determinó las amplitudes de las ondas reflejadas y refractadas generadas por una onda P incidente sobre una superficie plana que separa dos sólidos; posteriormente, Ergin (1952) derivó ecuaciones similares para una onda S incidente y para otros tipos de contactos (sólido-líquido). Zoeppritz (1919) reformuló las ecuaciones de Knott introduciendo el concepto de impedancia acústica ($Z = \rho \alpha$, donde ρ es la densidad de la capa y α la velocidad).

Cuando la energía sísmica incide normalmente (ángulo de 0°) las ecuaciones de Zoeppritz se reducen a una fórmula sencilla (II.3 y II.4). Dado que las relaciones de amplitud de las ecuaciones varían lentamente para pequeños ángulos de incidencia, por ejemplo 20° (Sheriff *et al.*, 1991), los resultados de incidencia normal tienen una amplia aplicación en reflexión superficial. Para una onda P en incidencia normal, no hay esfuerzos tangenciales y las ecuaciones que definen los coeficientes de transmisión (T) y de reflexión (R) se derivan fácilmente:

$$R = \frac{A_1}{A_0} = \frac{\alpha_2 \rho_2 - \alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} = \frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \approx \frac{\Delta Z}{2Z} \quad (\text{II.3})$$

$$T = \frac{A_2}{A_0} = \frac{2\alpha_1 \rho_1}{\alpha_2 \rho_2 + \alpha_1 \rho_1} = \frac{2Z_1}{Z_2 + Z_1} \quad (\text{II.4})$$

Donde A_i son las amplitudes y $A_1 + A_2 = A_0$

La ecuación (II.3) muestra que la amplitud de una secuencia de reflexiones aisladas constituye el registro de cambios de impedancias acústicas (punto de vista útil para generar sismogramas sintéticos, apartado II.3.1 de la memoria) y las fracciones de energía reflejada y transmitida vienen dadas por:

$$E_R = \frac{\alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_1^2}{\alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_0^2} = \left(\frac{Z_2 - Z_1}{Z_2 + Z_1} \right)^2 = R^2 \quad (\text{II.5})$$

$$E_T = \frac{\alpha_2 \rho_2 \omega^2 A_2^2}{\alpha_1 \rho_1 \omega^2 A_0^2} = \frac{4Z_1 Z_2}{(Z_2 + Z_1)^2} = \frac{Z_2}{Z_1} T^2 \quad (\text{II.6})$$

Como que $E_R + E_T = 1$, Z_1 y Z_2 no varían si se intercambian, la distribución de energía en una interfase no depende del medio que contenga la energía incidente; cosa no cierta para la amplitud reflejada A_1 ya que al intercambiar Z_1 por Z_2 a (II.3) se produce un cambio de signo, donde un valor negativo de A_1 significa que la onda reflejada está 180° desfasada de la onda incidente (véanse las inversiones en la Tabla II.2). A medida que el contraste de impedancia se acerca a cero o a infinito, T se acerca a cero y R a la unidad. Es decir, cuanto más contraste de impedancia haya (más lejos de la unidad) más fuerte será la energía reflejada y se dispondrá de poca energía para detectar las capas subyacentes. En la Figura II.18 se presenta un ejemplo de sección sísmica donde el elevado contraste de impedancia entre dos capas refleja la mayor parte de la energía quedando una poca fracción para reflejarse en capas inferiores. La porción de sección sísmica corresponde al glaciar Johnsons (Antártida) en donde, en primer lugar, la energía se trasmite a través del primer contacto formado por la base del hielo y el paquete de materiales de arrastre de la propio glaciar. Considerando una densidad para el hielo de 0.8 g/cm^3 (glaciar templado Paterson; 1994) con una velocidad de 3750 m/s (Teixidó, 1997) y para los materiales morrénicos los valores respectivos de 1.7 g/cm^3 y $1800\text{-}2200 \text{ m/s}$ (Smith, 1997) se obtienen una relación de impedancias $Z_1/Z_2 = 0.98$, un coeficiente de reflexión $R = 0.0099$ y una fracción de energía reflejada de $E_r = 0.0039$. El resultado indica que una fracción importante de energía se trasmite a través de este primer primer contacto (compárese con los valores de la Tabla II.2). En cambio, para el contacto entre los materiales morrénicos y el zócalo se obtienen $Z_1/Z_2 = 0.2679$, $R = 0.0577$ y $E_r = 0.3335$, lo cual representa que una fracción importante de la energía sísmica retorna a la superficie originando la prominente reflexión.

Las relaciones (II.3) y (II.4) no se cumplen para ángulos que van alejándose de la normal (0°), cosa que sucede en sísmica superficial cuando se aumenta la distancia entre el punto de tiro y los geófonos (*offset*). Los gráficos de la Figura II.19 muestran las ondas generadas para una onda incidente P de amplitud unidad en función del ángulo de incidencia, para una interfase que separa dos medios caracterizados respectivamente por velocidades de 2000 m/s y 4000 m/s , densidades de 2 y 2.5 g/cm^3 y un coeficiente de Poisson de 0.25 . La conversión genera: Ondas P y S reflejadas hacia el medio superior (R_{pp} y R_{ps}), ondas P y S refractadas en el segundo medio (T_{pp} y T_{ps}).

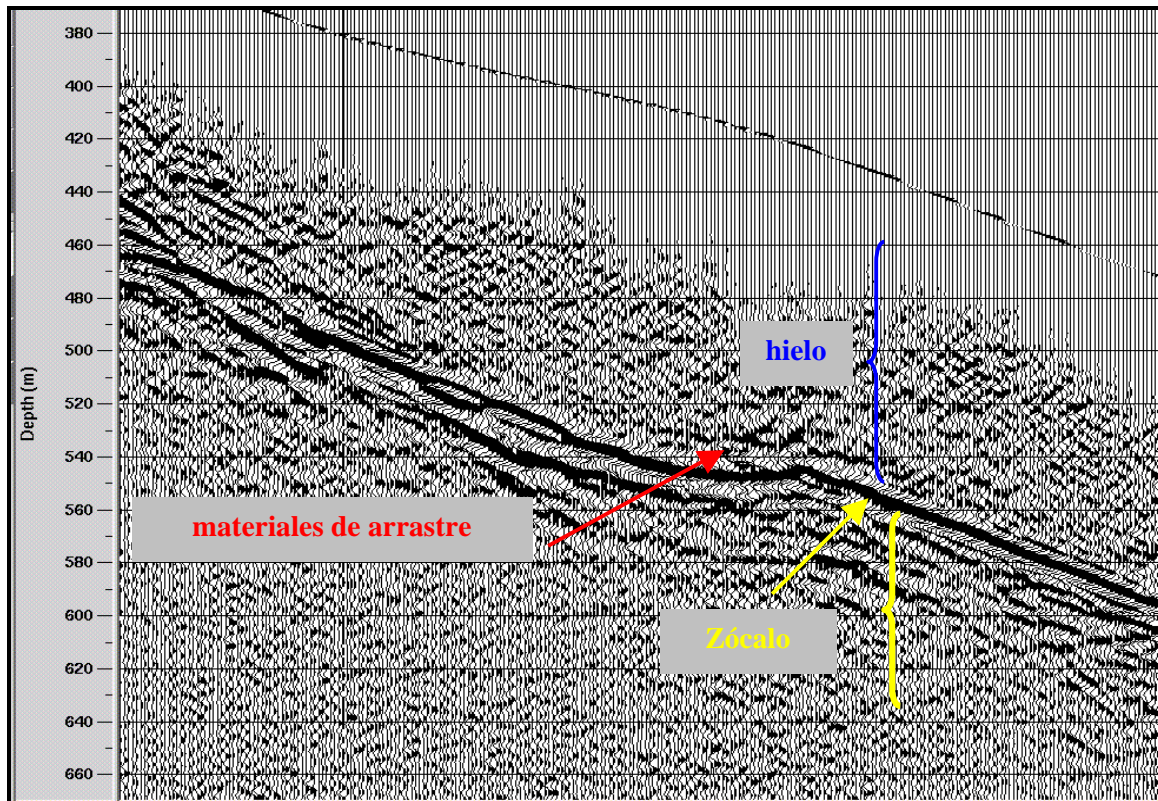


Figura II.18: Ejemplo de sección sísmica en donde el elevado contraste de impedancia produce que la mayor parte de la energía proveniente de la capa de hielo se refleje en el techo del basamento mientras que el resto, una pequeña fracción se transmite hacia las capas inferiores. Porción de sección sísmica del glaciar Johnsons (Antártida). Cortesía de Benjumea (1999).

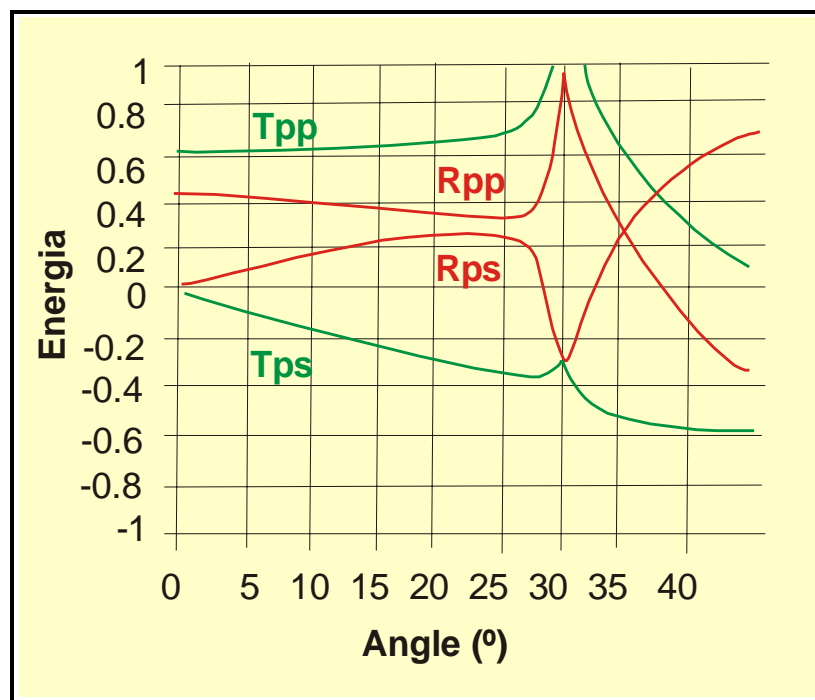


Figura II.19 Distribución de energía entre ondas transmitidas y reflejadas en función del ángulo de incidencia por una onda P incidente. T_{pp} = fracción de energía de la onda P transmitida, R_{pp} = fracción de la onda P reflejada T_{ps} = fracción de la onda S transmitida, R_{ps} = fracción de la onda S reflejada. Caso del primer medio con velocidad 2000 m/s y el segundo 4000 m/s, con densidades respectivas 2 y 2.5 g/cm³ y un coeficiente de Poisson de 0.25.

La Tabla II.2 recoja las relaciones de impedancia y los coeficientes de reflexión (R) y transmisión para los contactos litológicos más habituales en prospección superficial. Obsérvese que en general los contrastes de densidad y de velocidad son pequeños para la mayoría de las interfases y solamente una fracción pequeña de energía se refleja en ellas. Así, los contactos areniscas - calcáreas o hielo - areniscas son de los más altos, mientras que el de capa alterada - capa consolidada es bajo. El signo negativo de R indica un cambio de fase.

Interfase	Primer medio		Segundo medio		Z1/Z2	R	Er
	Velocidad (m/s)	Densidad (g/cm ³)	Velocidad (m/s)	Densidad (g/cm ³)			
Arenisca sobre caliza	2000	2.4	3000	2.4	0.6666	0.2	0.04
Caliza sobre areniscas	3000	2.4	2000	2.4	1.5	-0.2	0.04
Interfase somera	2100	2.4	2300	2.4	0.913	0.0454	0.002
Interfase profunda	4300	2.4	4500	2.4	0.955	0.0227	0.0005
Fondo del mar "suave"	1500	1	1500	2	0.5	0.333	0.111
Fondo del mar "duro"	1500	1	3000	2.5	0.2	0.666	0.444
Superficie del mar	1500	1	360	0.0012	3472.2	-0.9994	0.998
Base de la capa meteorizada	500	1.5	2000	2	0.187	0.6842	0.468
Lutita sobre arena saturada	2400	2.3	2500	2.3	0.96	0.0204	0.0004
Yeso sobre marga	5800	2.4	2700	2.3	2.24	-0.383	0.1466
Marga sobre yeso	2700	2.3	5800	2.4	0.449	0.3830	0.14669
Arenisca sobre arcilla	2000	2.4	2000	2.4	1	0	0
Arcilla sobre arenisca	2000	2.4	2000	2.4	1	0	0
Arenisca sobre dolomía	2000	2.4	4000	2.8	0.428	0.4	0.16
Dolomía sobre arenisca	4000	2.8	2000	2.4	2.333	-0.4	0.16
Lutita sobre arcilla	3000	2.6	2000	2.4	1.625	-0.238	0.0566
Arcilla sobre lutita	2000	2.4	3000	2.6	0.61538	0.238	0.0566
Dolomía sobre calcárea	4000	2.8	3000	2.4	1.555	-0.217	0.0472
Caliza sobre dolomía	3000	2.4	4000	2.8	0.6428	0.217	0.0472
Dolomía sobre arcilla	4000	2.8	2000	2.4	2.333	-0.4	0.16
Arcilla sobre dolomía	2000	2.4	4000	2.8	0.4285	0.4	0.16
Marga sobre caliza	2700	2.3	3000	2.4	0.8625	0.0738	0.0054
Caliza sobre marga	3000	2.4	2700	2.3	1.15949	-0.073	0.0054

Tabla II.2: Tabla de velocidades, densidades, Z1/Z2, coeficientes de reflexión R (ecuación II.3) y de la energía reflejada E_R (ecuación II.5) para contactos litológicos más habituales en sísmica superficial.

En términos generales lo más usual es que se refleje el 1% de la energía en cualquier interfase. Las principales excepciones corresponden al fondo marino y a la capa meteorizada. En ellas se refleja una mayor proporción de energía y por tanto son especialmente importantes en la generación de reflexiones múltiples, ondas guiadas, ondas superficiales y otros fenómenos.

No obstante, hay un aspecto positivo: considérese una serie de n capas alternadas con coeficientes de reflexión muy cercanos que permitan aproximarse por R y -R (Figura II.20); por ejemplo la serie margas - calcarenitas del Keuper. En la bajada el coeficiente de transmisión acumulado será $(1-R)(1+R) = (1-$

$R^2)^{(n-1)/2}$; coincidiendo con el de la subida. Si $R = 0.01$ y $n = 100$ el coeficiente de trasmisión total es 0.36. En estas condiciones el reflector enésimo se verá con una amplitud $0.36 \times 0.1 = 0.036$ que representa una atenuación de 8 dB.

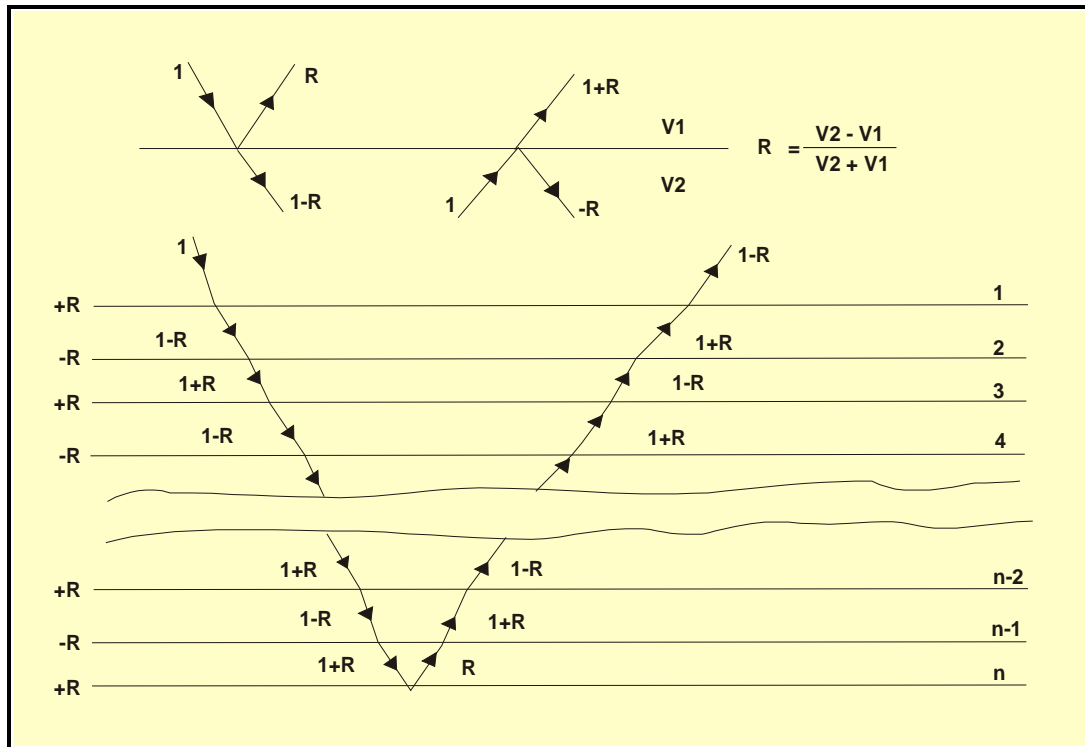


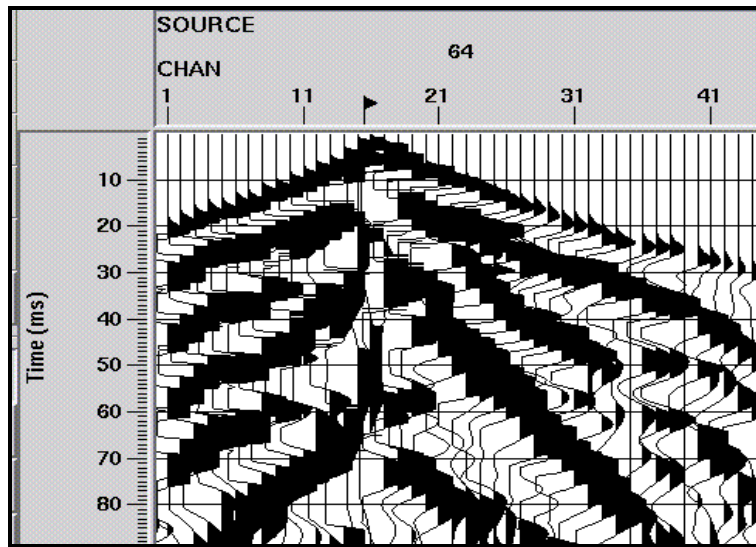
Figura II.20: Distribución de las amplitudes en un medio formado por n capas en serie alternante.

II.2 CARACTERÍSTICAS DEL FRENTE DE ONDAS EN MEDIOS HETEROGÉNEOS

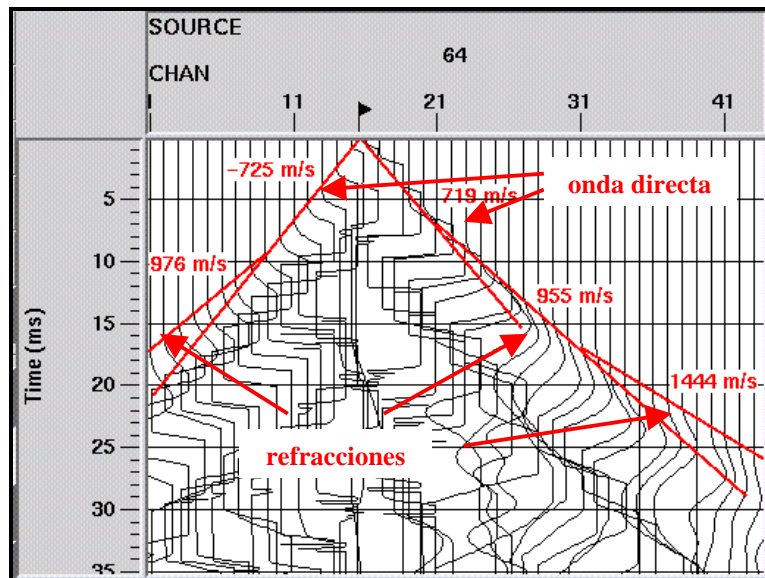
Una vez descritos los fenómenos más genéricos que suceden cuando la energía sísmica se propaga a través de un medio heterogéneo: dispersión, absorción, difracción y conversión de ondas en una interfase, se plantea considerar el proceso inverso; es decir, de como puede llegarse a la reconstrucción del medio a partir de la identificación sobre el registro de campo de los fenómenos presentes en un frente de ondas superficial. Esta tarea consiste en reconocer cada uno de los eventos sísmicos que se caracterizan por una serie de aspectos particulares (coherencia de la señal, amplitud predominante, velocidad aparente, etc). Pero además de identificarlos también deben valorarse de forma global, pues de su síntesis se extrae una valiosa información sobre las características del medio.

II.2.1 Onda directa

En sísmica superficial la fuente productora de energía o bien se sitúa sobre la superficie, o bien se halla enterrada a poca profundidad en el suelo (hasta 1 m) y la distancia entre las estaciones receptoras (geófonos) se escoge en función del tamaño estimado de las estructuras que se quieren visualizar; cuanto más pequeño sea el espaciado, más resolución espacial se tendrá (Baker *et al.*, 1999). Para estructuras de una medida entre 5 y 10 m es corriente utilizar espaciados de 0.5 a 5 m; con estos parámetros de adquisición, la onda directa se halla presente en los registros de campo, pudiéndose observar en los tiempos iniciales (Figura II.21).

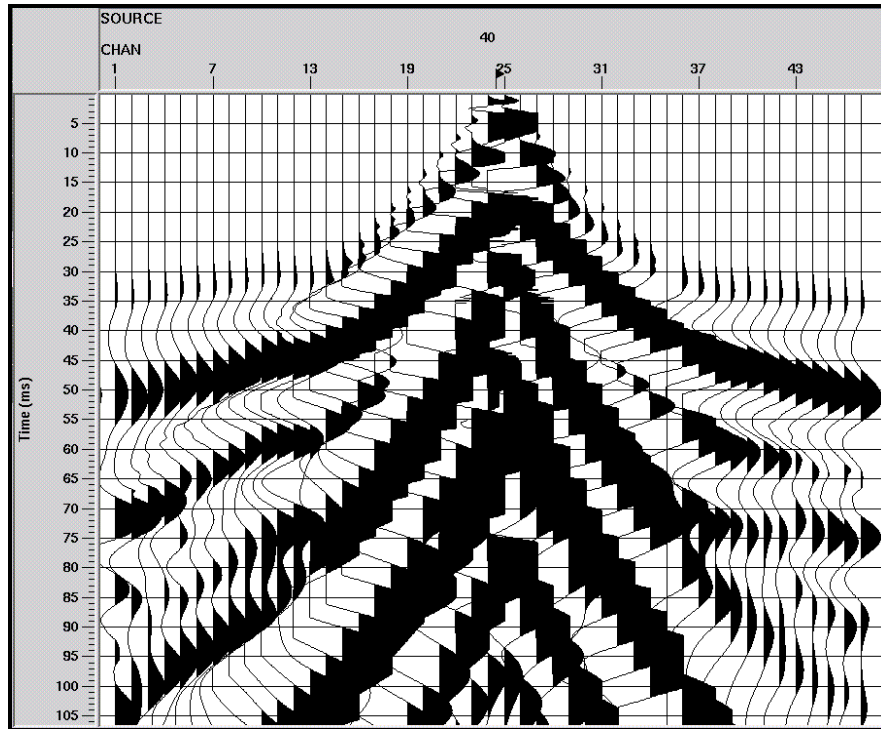


(a)

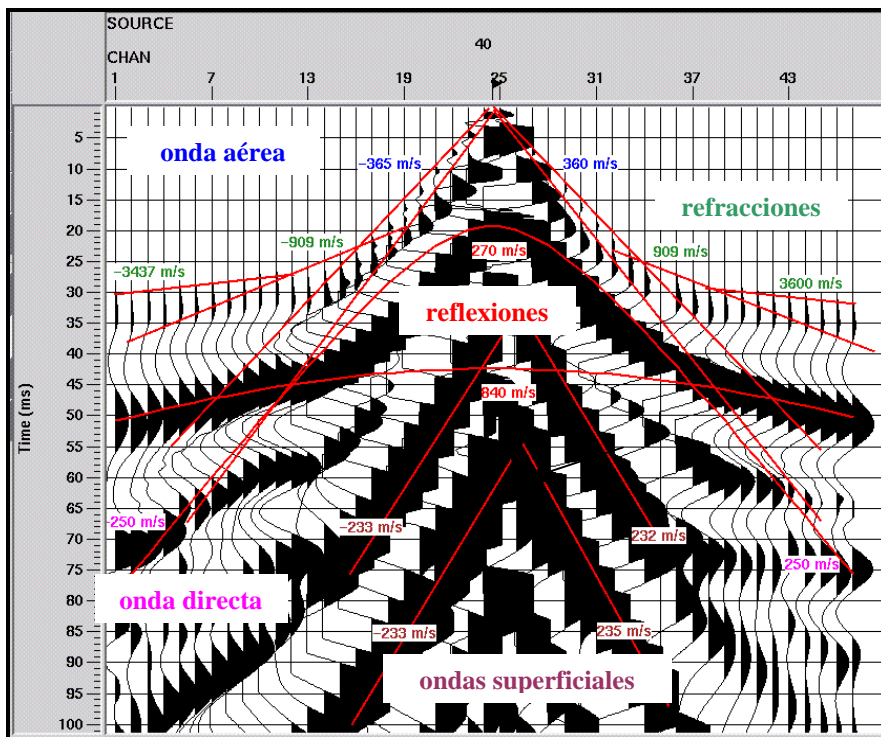


(b)

Figura II.21: Ejemplo de onda directa y de refracciones críticas. (a) Tiro de campo adquirido en Besalú (Gerona) realizado con rifle sísmico (calibre 12”); la distancia entre geófonos es de 5 m y el muestreo de 0.1 ms. (b) Detección de la onda directa y de las otras primeras llegadas correspondientes a las dromocronas de refracción. La velocidad de la primera capa correspondiente a la onda directa se ha estimado entre 719 y 725 m/s.



(a)



(b)

Figura II.22: Ejemplo de onda directa (250 m/s) con velocidad inferior a la onda aérea (360 m/s). (a) Registro de campo adquirido en Vall de'n Bas (Gerona). (b) Dromocronas de los principales eventos. Como fuente sísmica se utilizó un martillo (8 kg), la distancia entre geófonos fue de 1 m y el muestreo de 0.1 ms.

A menudo, en sísmica muy superficial se acostumbra a detectar velocidades de la primera capa más bajas que la onda aérea. La Figura II.22 constituye un ejemplo en donde la onda aérea (caracterizada por una frecuencia dominante más alta) de velocidad 360 m/s se registra antes que la onda correspondiente al tránsito del frente por la primera capa (250 m/s).

La onda directa sigue la ecuación de un movimiento rectilíneo ($T = X/V$) donde la velocidad depende de la litología. En general la primera capa se caracteriza por ser una capa de materiales poco consolidados y muy heterogéneos (de formación reciente y expuestos a la meteorización), cuyas velocidades suelen situarse en un rango entre 200 y 1500 m/s, y cuyo grosor normalmente varía entre 0.5 y 5 m. En estudios muy superficiales esta capa suele presentar cierto gradiente de velocidad debido al aumento de la compactación del material en profundidad, ello produce que a veces se la subdivide en más estratos.

Sobre la primera capa se sitúan los geófonos, de manera que las propiedades físicas que la caracterizan influyen sobre la impronta sísmica de los eventos sucesivos que se registran. En sísmica de reflexión, los valores de esta primera capa, juntamente con el análisis de los primeros refractores se emplean en el cálculo de las correcciones estáticas.

La onda directa es el primer tren de ondas que genera la fuente, si las trazas no están saturadas, se puede aprovechar para usar la ondícula (*wavelet*) registrada por los geófonos más cercanos a ella, como aproximación del pulso de señal emitido por la propia fuente.

II.2.2 Ondas refractadas críticamente

Los otros trenes de onda que se registran primero son las refracciones críticas procedentes de las capas más superficiales (Figuras II.21 y II.22). En general, en sísmica superficial suelen detectarse una media de 2-3 capas, debido al balance existente entre la relación V_{i+1}/V_i y las respectivas distancias críticas (X'). Por ejemplo, cuando $V_2/V_1=1.4$ la distancia crítica es $X'=2h$, siendo h la profundidad del refractor. Situación que proporciona una regla práctica para detectar las reflexiones sin interferencias de las refracciones críticas más superficiales: emplazar los geófonos de manera que la distancia máxima entre el tiro y el geófono más alejado (*offset* máximo) sea mayor que el doble de la profundidad al refractor. Otra forma de utilización de las refracciones es convertir el modelo de refracción $V(X,Z)$ a campo de velocidades $V_{RMS}(X,T)$ (Cordier, 1985) para la geometría CDP y realizar un primer análisis de velocidad.

Miller *et al.* (1995-b) presentan una estrategia para reforzar secciones sísmicas muy superficiales, que se caracterizan por reflexiones de baja amplitud, ya que son oscurecidas por las refracciones y las ondas superficiales. Los autores, a partir de las primeras llegadas (Figura II.23) y del análisis de refracción, obtienen los cambios estratigráficos de las estructuras superficiales permitiéndoles construir un campo de velocidades. Paralelamente utilizan una tomografía de rayos de retorno (*turning-ray tomography*) en los perfiles de reflexión para modelar las velocidades de la capa superficial. El resultado son dos campos de velocidad (velocidad de intervalo) que se comparan y sirven como nuevo elemento de control de las velocidades de apilamiento.

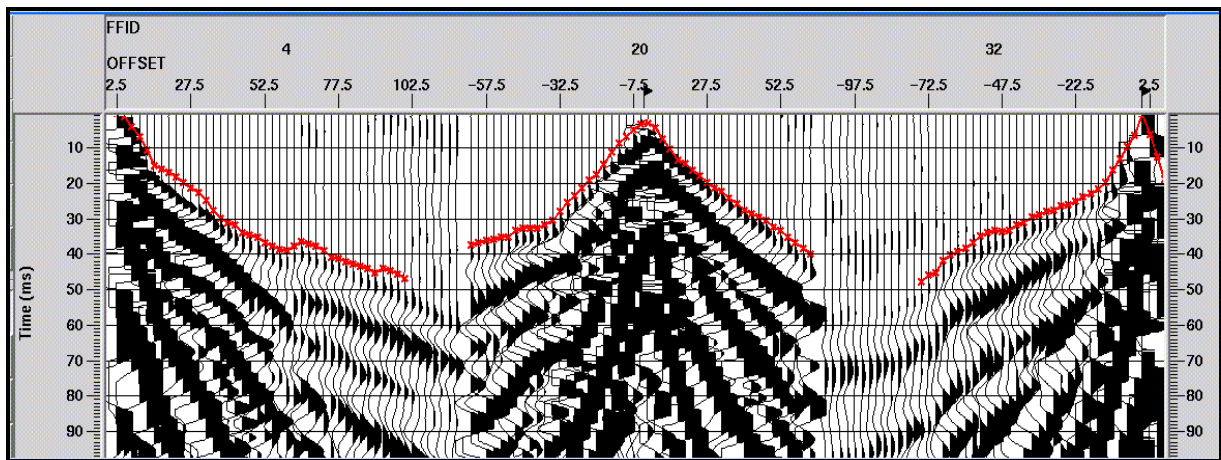


Figura II.23: Ejemplo de tiros de campo y lectura de las primeras llegadas de la onda directa y de las refracciones críticas. Con las dromocronas obtenidas se procede al análisis de refracción para determinar la geometría de las capas refractoras más superficiales.

La identificación de las refracciones y su eliminación constituyen uno de los trabajos más minuciosos del procesado de la sísmica superficial. Las refracciones tienen una frecuencia similar a las reflexiones superficiales (Figura II.24) y en la mayoría de los registros de campo no es aconsejable aplicar un filtro pasa-banda para eliminarlas. Por otro lado, en la sección angular correspondiente a las primeras capas las refracciones y las reflexiones presentan fases y velocidades cercanas, sobre todo en las trazas más alejadas (Figura II.24), haciéndose ineficaz, en general, el uso de filtros F-K. La forma más recomendable es su eliminación directa en cada registro (*muting*).

Otra manera de comprobar si en una sección sísmica quedan refracciones residuales es teniendo en cuenta que estas aparecen como primeros reflectores presentando una ligera inclinación (trayectorias lineales) y frecuencias aparentes más bajas que las posteriores reflexiones, cosa opuesta a la tendencia normal de un sismograma en donde las altas frecuencias disminuyen con la profundidad; en condiciones geológicas habituales.

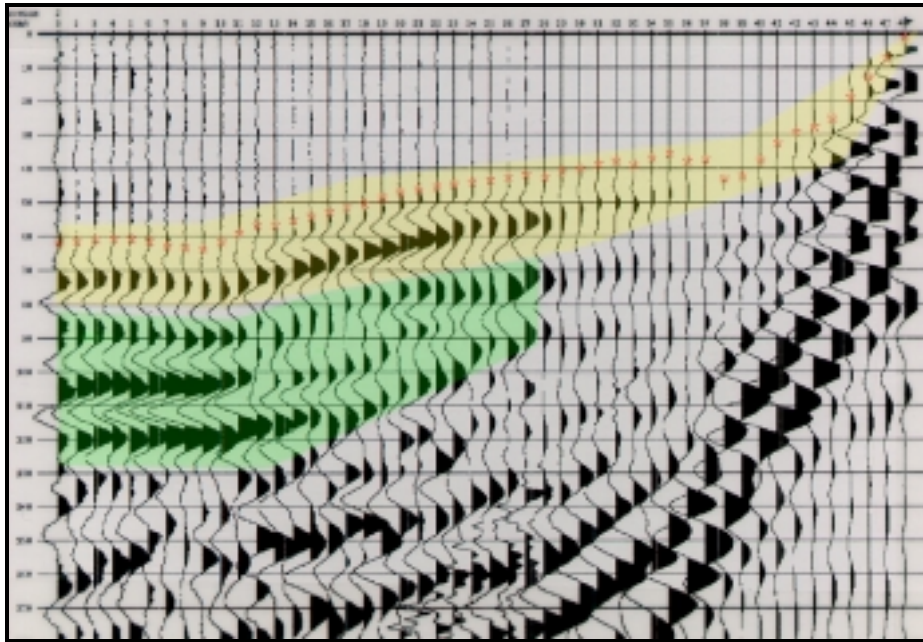


Figura II.24: La similitud entre las refracciones (franja amarilla) y las reflexiones superficiales (franja verde) hace desaconsejable el uso de filtros pasa-banda y F-K para su eliminación.

Otra verificación que suele hacerse en caso de duda es visualizar los conjuntos de trazas CMP una vez realizadas las correcciones de alineación de trayectoria (NMO) durante la etapa del análisis de velocidad. Con estas correcciones, las reflexiones presentan entre un 20 - 30 % de pérdida de alta frecuencia (*stretch*) mientras que en las refracciones no se detecta esta pérdida (Miller, 1992). Steeples (1998) sugiere como método de validación correlacionar la sección sísmica procesada con algunos registros de campo que presenten buenas reflexiones; desafortunadamente este porcentaje acostumbra a ser bajo en general, sobre todo en sísmica de muy alta resolución en donde la superposición de las refracciones es más imperante.

En prospección sísmica de alta resolución el análisis de las refracciones constituye también un punto importante por sí mismo ya que su estudio detallado (velocidades aparentes, distancias de cruce, atenuación, etc) proporciona una información que complementa a la sección resultante (Figura II.25)

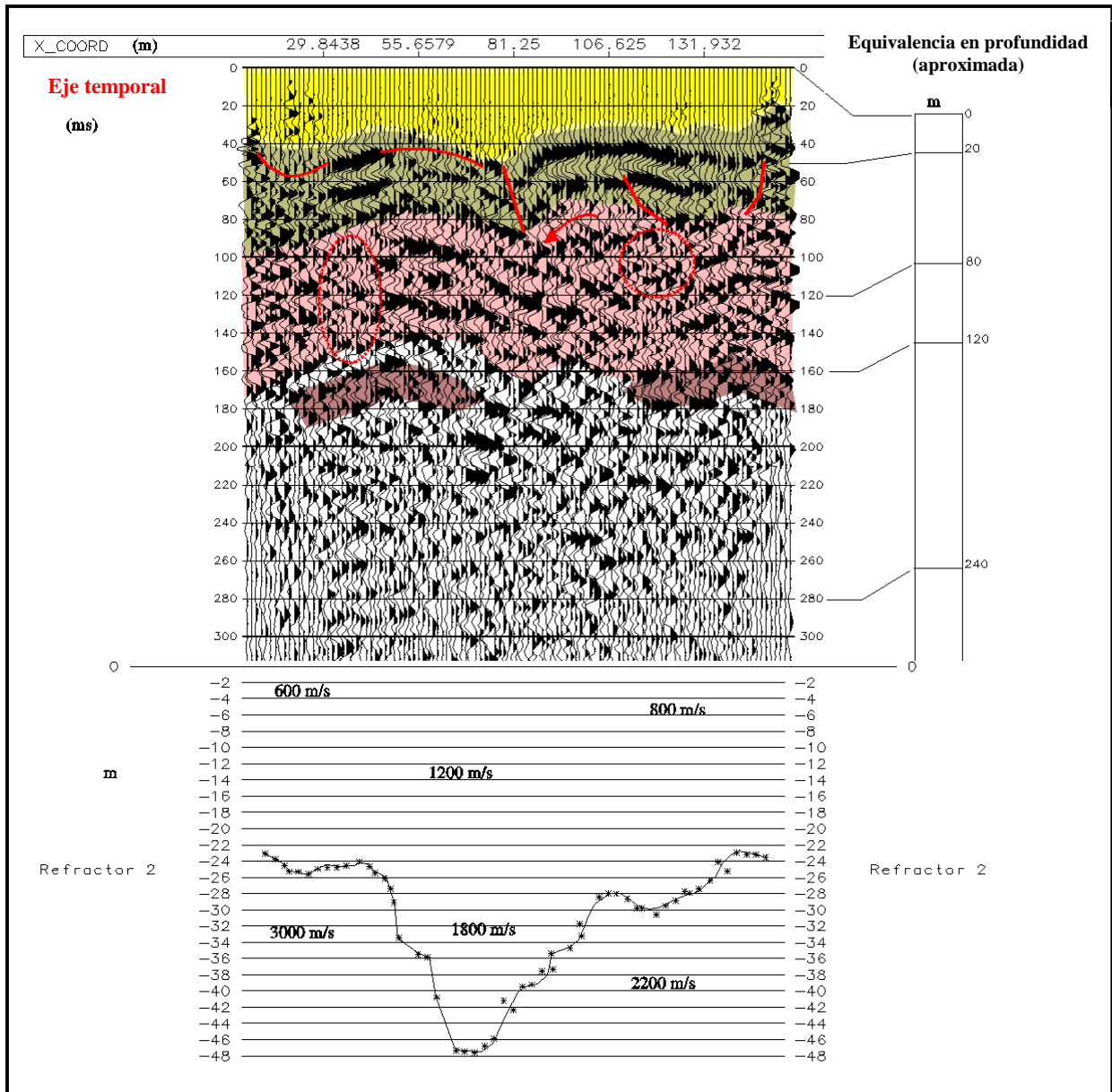


Figura II.25: Resultado del análisis de refracción (parte inferior) y sección sísmica correspondiente (parte superior); en donde puede correlacionarse la zona depresiva central con la falla. La información aportada por el método de refracción complementa la baja calidad de la sección debido al alto contenido de ruido de los datos de campo.

II.2.3 Ondas reflejadas (primarias y múltiples)

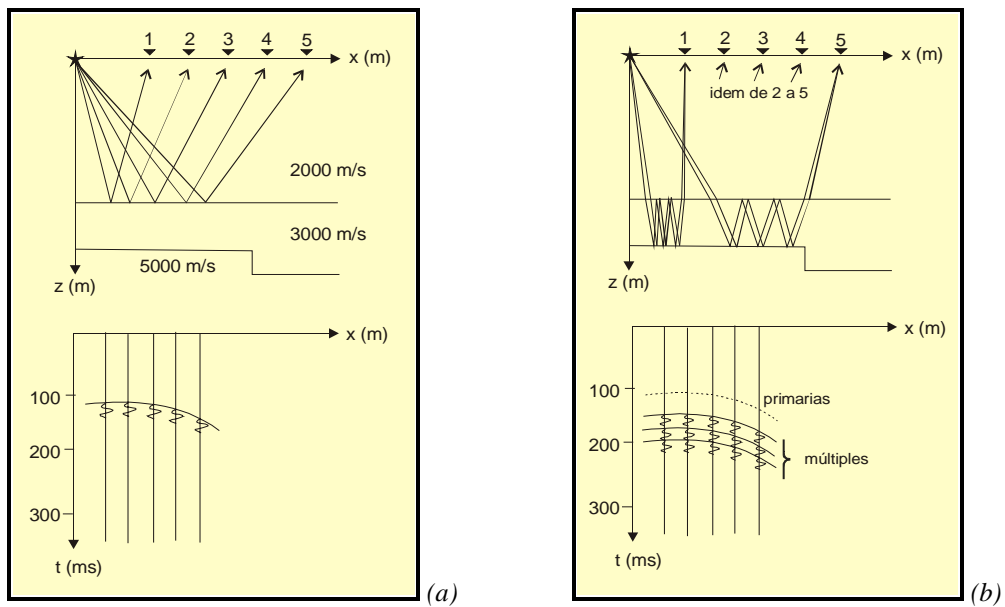


Figura II. 26: (a) Esquema simplificado de los rayos reflejados y de la hipérbola de reflexión para un modelo geológico simple. (b) Esquema simplificado del la generación de múltiples y de su impronta en un registro para un modelo geológico simple.

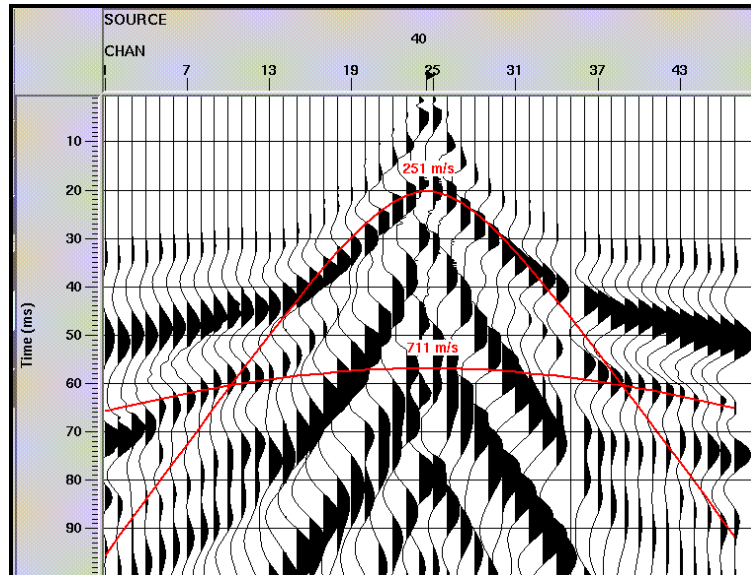


Figura II.27: Muestra de como pueden evaluarse mejor las trayectorias de las reflexiones más superficiales si se aplica un escalado de amplitud a las trazas (AGC). El registro es el mismo que el de la Figura II.2. Distancia entre trazas de 1 m y muestreo de 0.1 ms. Como fuente sísmica se utilizó un martillo de 8 kg de masa impactando sobre placa metálica.

La detección de las reflexiones más superficiales exige disponer de altas frecuencias (los límites resolutivos se tratan con detalle en el apartado II.4). Considérese, por ejemplo, los tiros sintéticos de la Figura II.28 que han sido generados a partir del mismo modelo geosísmico (una primera capa de 10 m de

potencia y de 800 m/s sobre un semiplano de 4000 m/s), con la misma configuración geométrica (espaciado entre geófonos de 1 m) y con los mismos parámetros de entrada); siendo la única diferencia la frecuencia de los pulsos iniciales (125 y 50 Hz). Puede comprobarse como en el registro modelizado con un pulso de Ricker de 125 Hz se distingue la onda directa y la reflexión de la primera capa, mientras que en el registro de 50 Hz se interfieren ambos eventos. En la realidad, las cosas suceden de modo diferente: el pulso inicial generado por la fuente de energía no es el nítido paquete (*wavelet*) de Ricker, las trazas de *offsets* cercanos suelen estar saturadas y las frecuencias dominantes se sitúan en torno a los 100 Hz. Ello produce que en la mayoría de los casos no se puedan detectar reflexiones por encima de los 20-25 ms (Steeple, 1998).

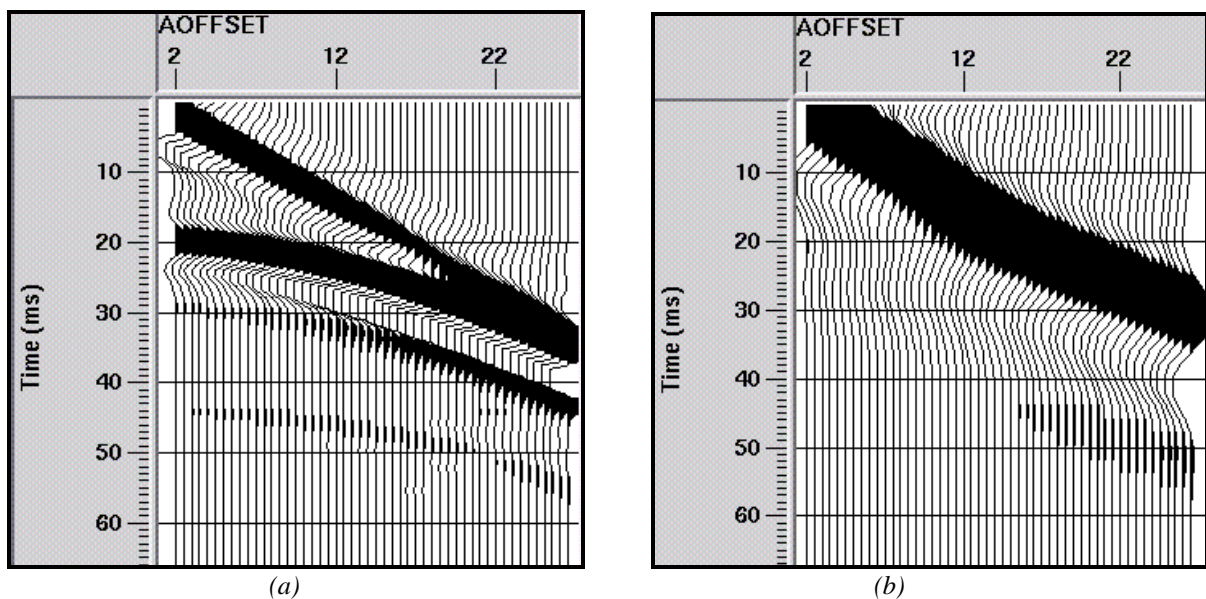


Figura II.28: Sismogramas sintéticos que ilustran la detección de las reflexiones superficiales. El modelo de velocidades responde a una situación típica de prospección superficial y está definido por una primera capa de 10 m de profundidad y 800 m/s sobre un semiplano de 4000 m/s; la distancia entre trazas es de 1 m. El algoritmo de cálculo ha sido el método de diferencias finitas (Kelly et al., 1976). (a) Registro generado con un pulso de Ricker de fase cero y 125 Hz de frecuencia dominante. (b) Registro generado con un pulso de Ricker de fase cero y 50 Hz de frecuencia dominante. Nótese como para las frecuencias más bajas la primera capa no es resoluble.

Este ejemplo introduce un criterio de tratamiento cuando la frecuencia dominante de los datos es baja y se sospecha que la energía de los reflectores superficiales está contaminada por las primeras llegadas. En primer lugar se aconseja la generación de modelos sintéticos (simplificados) que respondan a las características geológicas de la zona con trazas generadas a partir de ondulitas iniciales de diferentes frecuencias. Estos modelos proporcionarían una idea intuitiva de la frecuencia mínima necesaria para la identificación de las capas; y en función del valor obtenido puede establecerse un filtrado de las frecuencias inferiores utilizando algoritmos $f-k$ o $\tau-p$ para separar las reflexiones genuinas, de las ondas directas.

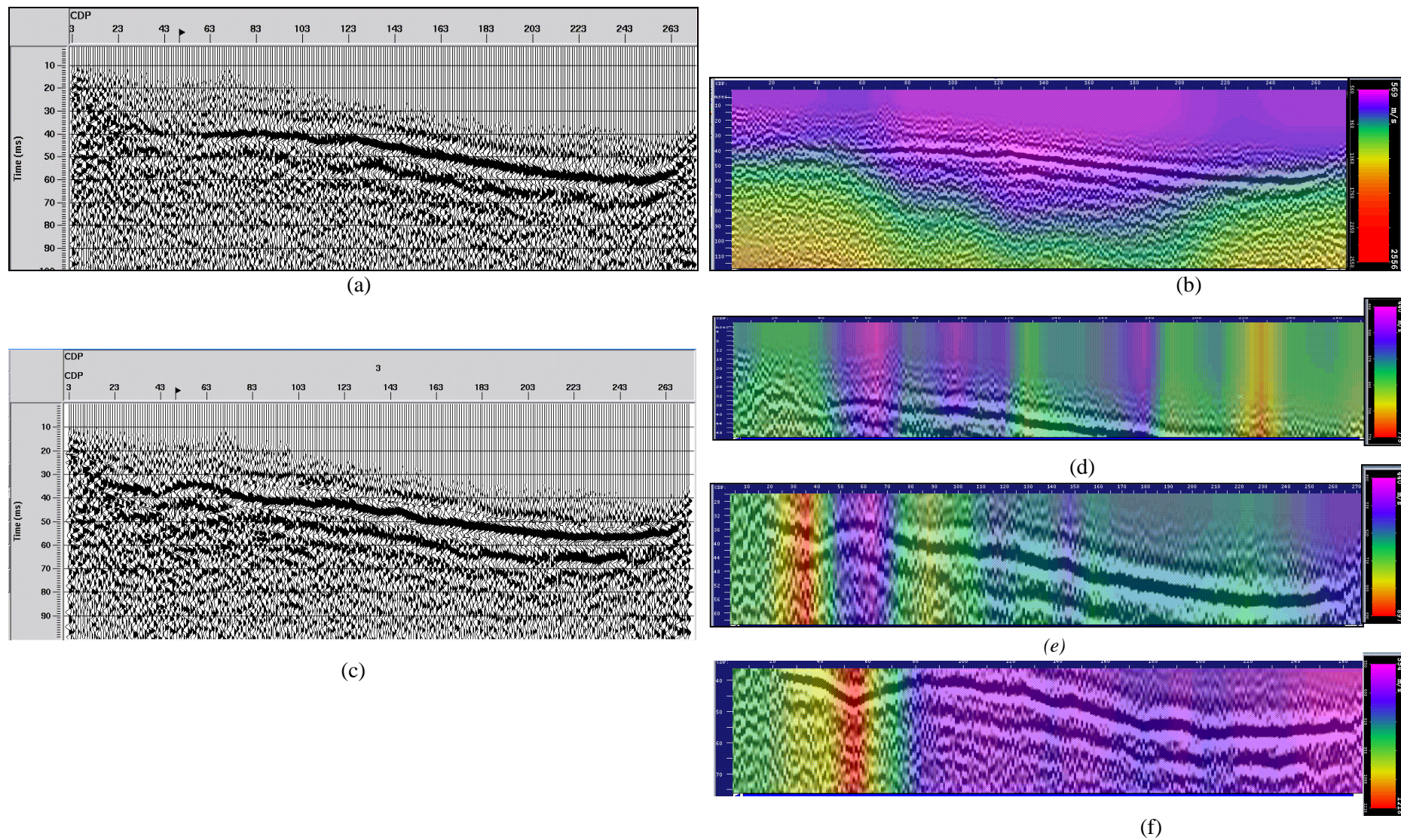
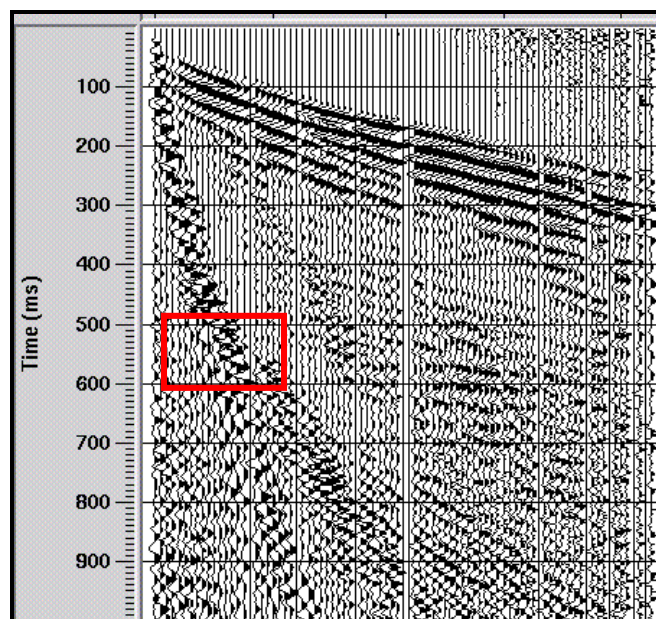


Figura II.29: Importancia de la primera capa sobre las reflexiones más superficiales. La sección sísmica (a) ha sido apilada de manera clásica con el campo de velocidades V_{RMS} (b). Mientras que la sección sísmica (c) se ha obtenido realizando un tratamiento diferenciado para cada uno de los tres reflectores. (d), (e) y (f) Representan los campos de velocidades correspondientes a cada uno de los tres horizontes. Nótese como aumenta la coherencia de los reflectores superficiales.

Otro de los problemas de la sísmica de reflexión superficial está asociado a las correcciones de alineación¹ de trayectoria (*normal moveout*, NMO) de las reflexiones más superficiales cuando la primera capa presenta fuertes gradientes de velocidad. Una técnica de tratamiento consiste en procesar cada reflexión separadamente, obteniendo las secciones sísmicas correspondientes y después sumarlas para continuar el procesado post-apilamiento (*post-stack*). En la Figura II.29 se presenta un ejemplo de aplicación en tres reflectores muy superficiales. El perfil superior (Figura II.29-a) corresponde a la sección sísmica apilada de manera clásica, mientras que el inferior (Figura II.29-c) se ha elaborado realizando un tratamiento diferenciado para cada reflector (Figuras II.29-d, II.29-e y II.29-f, respectivamente) y después se han combinado. Puede apreciarse como aumenta la coherencia de éstos reflectores más superficiales.

Los múltiples son eventos que han sufrido más de una reflexión (Figura II.26-b). Si se tiene en cuenta que su amplitud es proporcional al producto de los coeficientes de reflexión (R), y dado que R es pequeño para la mayoría de las interfases (Tabla II.2), solo las impedancias mayores pueden generar múltiples con amplitud suficiente para ser identificados como eventos distintos (Sheriff *et al.*, 1991). En sísmica profunda se distinguen dos clases de múltiples, los de trayectoria larga y los de trayectoria corta. En los primeros las trayectorias de propagación entre las interfases son lo suficiente largas comparadas con las reflexiones primarias y en el registro se muestran como eventos separados. En cambio en los de trayectoria corta, llegan inmediatamente después de la reflexión primaria y sus efectos solo producen una variación de la forma de la onda de reflexión primaria. En sísmica superficial los múltiples que se detectan mayoritariamente son los de trayectoria corta (Figura II.30).



(a)

¹ Se trata en más detalle en el apartado II.5 de procesado, cuando se discuten las correcciones estáticas.

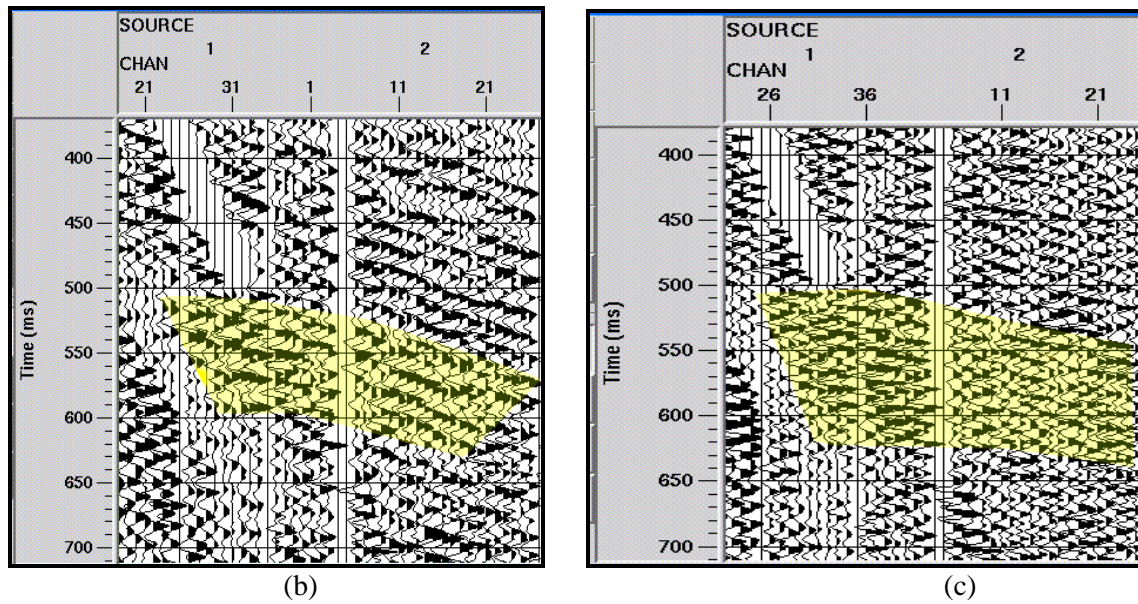


Figura II.30: Posible detección de múltiples que se interfieren constructivamente aumentando la amplitud de las reflexiones profundas en los 500-600 ms. (a) Tiro de campo adquirido en La Sènia (Tarragona) sobre materiales del Jurásico (alternancias de margas-calizas). (b) Es el detalle de las reflexiones profundas y (d) representa la misma ventana temporal en donde se ha aplicado un filtro para eliminar la contribución de las bajas frecuencias (entre 50 y 80 Hz) permaneciendo las superiores a 80 Hz. El procesado permite visualizar un conjunto de reflexiones secundarias que podrían asociarse a múltiples que interfieren constructivamente.

II.2.4 Difracciones

En el apartado II.2 se ha presentado la difracción como un tipo especial de reflexión. Las difracciones se distinguen de las reflexiones por una mayor curvatura. Esta curvatura depende de la profundidad y de la velocidad que hay por encima del punto de difracción, mientras que la distribución de la amplitud de una difracción depende de la posición del punto difractante o semiplano (Sheriff *et al.*, 1991). Ejemplos de difracciones (apartado II.5 de la memoria) se encuentran en estructuras falladas, cuando un reflector flexiona abruptamente, en presencia de cavidades y grietas o bien en los flancos de domos salinos. En sísmica superficial suelen producirse difracciones en las heterogeneidades de la primera capa y son las ondas superficiales quienes normalmente muestran más este tipo de interferencia (Figura II.31).

En las secciones apiladas (*stack*) no migradas se reconocen como eventos con forma hiperbólica más marcada, en donde el ápice de la hipérbola da la posición del punto difractante; aspecto útil para localizar donde termina la estructura que las ha producido.

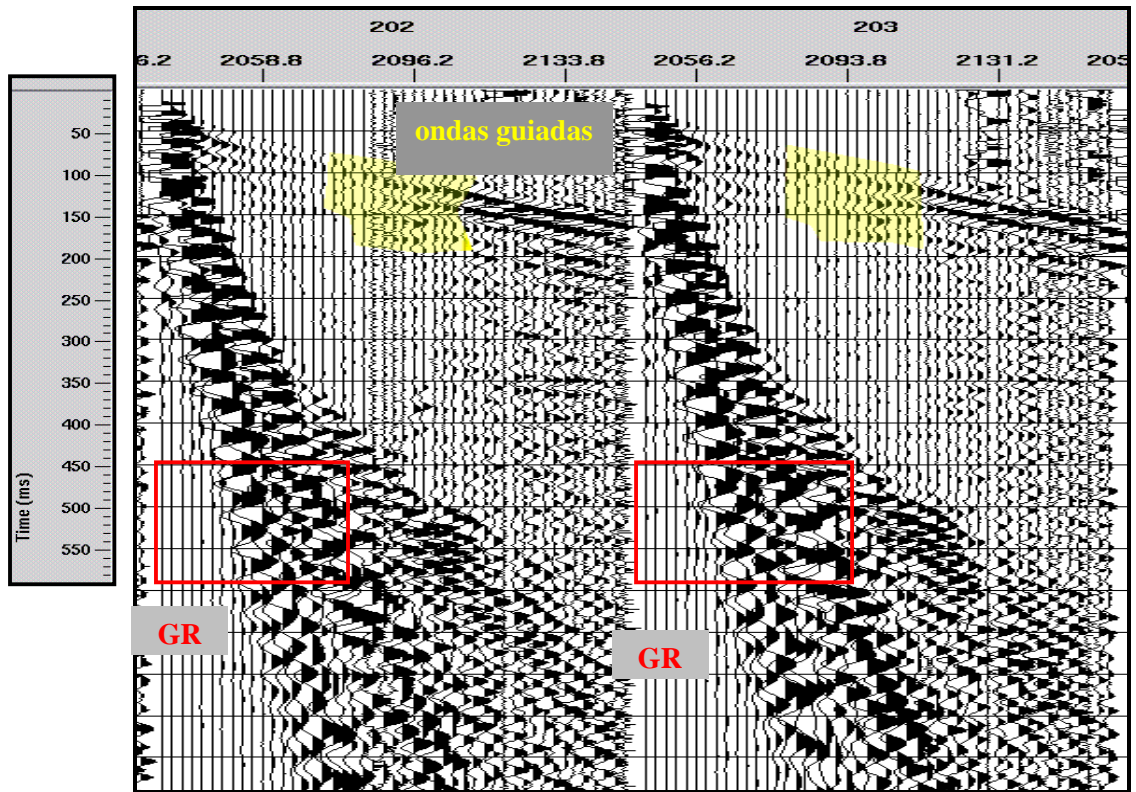


Figura II.31: Registros de campo consecutivos en donde se detectan difracciones en las ondas superficiales (GR) y guiadas producidas por las heterogeneidades de la primera capa. Nótese como las difracciones implican todos los trenes de dispersión. El espaciado entre geófonos es de 5 m y el avance del tiro es de 10 m.

II.2.5 Ondas guiadas

Hay dos condiciones para que la energía ondulatoria quede atrapada dentro de una capa (guía de onda): a) Cuando el contraste de impedancia es tan grande que el coeficiente de reflexión es cercano a la unidad y, b) cuando las ondas dentro de la capa inciden sobre la frontera con un ángulo mayor al crítico, de manera que se produce reflexión total y no se filtra energía a través de la frontera (Figura II.32).

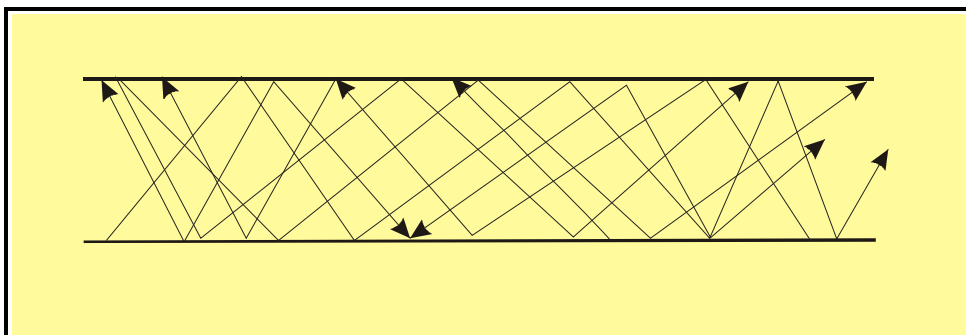


Figura II.32: Esquema de distintas ondas rebotando hacia adelante y hacia atrás en diferentes ángulos de reflexión dentro de la capa de onda guía. Para la mayoría de los ángulos hay interferencia destructiva, pero para determinados ángulos se producen interferencias constructivas y aumenta la energía reflejada. Grant y West (1965), explican las ondas Love y las Rayleigh o pseudo-rayleigh (ondas S_V) como modos dispersivos organizados que se propagan dentro la capa superficial que actúa de guía.

Los contrastes de impedancia entre la capa superficial (poco consolidada) y la primera capa son los principales causantes de la aparición de ondas guiadas en sísmica superficial; afectando significativamente a la calidad de las secciones de alta resolución (Steeple *et al.*, 1995). En general la sísmica superficial investiga profundidades hasta los 200-300 m y utiliza fuentes de energía que generan frecuencias entre 40-500 Hz. Típicamente las velocidades de las ondas P de los materiales de la capa cobertera se mueven en un rango entre 250 y 2500 m/s, - suponiendo profundidades entre 4 y 25 m, para una frecuencia genérica de 100 Hz -, y menores de 500 m/s para las ondas S. Ello conlleva que para la generación de ondas guiadas se requiera una alta impedancia y una potencia de la superficie libre en torno a los 15 m (Roberson, 1996-a). A menudo el contacto entre los sedimentos poco consolidados y la primera capa cumple este requisito; por ejemplo, una de las situaciones en donde se generan más ondas guiadas es en la interfase capa superficial - nivel de saturación, observándose que la velocidad de las ondas P puede aumentar hasta un 100% (Stümpel *et al.*, 1984).

En sísmica de reflexión superficial, los geófonos están a poca distancia de la fuente emisora de manera que los primeros 100 ms del registro de campo suelen contener la interferencia de los diferentes trenes de ondas guiadas (Bredewout, 1986); (Figura II.33). En la eliminación o amortiguación de sus amplitudes se utilizan diferentes algoritmos durante la etapa de pre-apilamiento, por ejemplo el algoritmo de normalización respecto a la energía total (*TV-balance filtering*; Roth, 1998) suele aplicarse para atenuar el tren de ondas guiadas.

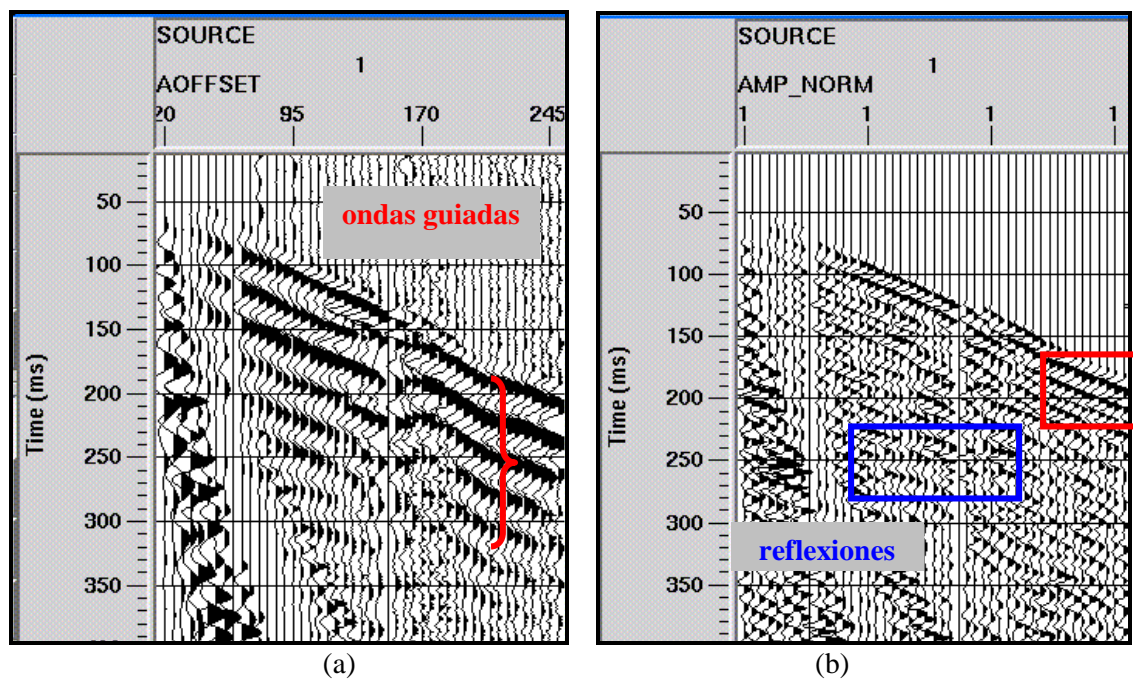


Figura II.33: Las ondas guiadas tienen un importante impacto en sísmica superficial ya que la energía atrapada entre la primera capa y la superficie libre puede propagarse a través de largas distancias con muy poca pérdida de amplitud. Su naturaleza dispersiva produce interferencias en las primeras llegadas y condiciona la calidad del tramo más superficial de la sección sísmica. (a) Tiro de campo en donde las ondas guiadas ocupan la mayor parte del registro. (b) El mismo registro después de aplicarse un algoritmo de normalización respecto a la energía total y un filtro pasa-banda (50-250 Hz). Nótese como para offsets más lejanos aun persiste energía de este tren de ondas.

II.2.6 Ondas superficiales

Las ondas superficiales (GR, *ground-roll*) están formadas por la componente vertical de las ondas Rayleigh y se caracterizan por bajas frecuencias (inferiores a 55 Hz), bajas velocidades (inferiores a 500 m/s) y grandes amplitudes, de manera que en sísmica superficial suelen ocupar una región temporal considerable; empezando en los *offsets* cortos y extendiéndose linealmente a lo largo de todo el registro (Figura II.34-a).

Una técnica clásica de procesado para borrar el GR (apartado IV.2 de la memoria) se basa en el hecho de que su rango de frecuencias y de velocidades es inferior al que presentan los eventos de reflexión y, por tanto, con un filtrado F-K y el posterior apilamiento de las trazas CDP (*stacking*) suelen a quedar eliminadas (Steeple, 1998). Pero hay veces, normalmente en sísmica muy superficial (300 ms de registro) y en zonas geológicas con materiales poco consolidados (un delta, por ejemplo), que el GR se superpone a todo el registro con frecuencia y velocidades cercanas a las de las hipérbolas de reflexión; entonces el filtrado F-K se hace crítico (Figura II.34). En este caso son aconsejables otras técnicas de eliminación basadas en el concepto de migración (capítulo III de la memoria), pero cuando las ondas superficiales presentan un *aliasing* fuerte un método eficaz es el borrado directo (*muting*).

II.2.7 Onda aérea

Las fuentes sísmicas que se utilizan en prospección superficial (golpe de martillo sobre la placa metálica, detonación de un explosivo de baja energía, etc) suelen generar una onda aérea que en la mayoría las veces es registrada por los geófonos (Figura II.35-a). Normalmente se presenta como un tren de ondas lineal con una velocidad entre 340 y 360 m/s y con frecuencias predominantes entre 120 y 300 Hz (Figura II.35-b). Si bien su identificación es fácil (incluso constituye una referencia en una inspección rápida del registro de campo), su eliminación a menudo es difícil, ya que el contenido frecuencial se solapa con el rango de las frecuencias de las reflexiones y suele presentar *aliasing* espacial (Figura II.35-c); a demás, debe tenerse en cuenta que hay algoritmos de procesado (deconvolución) que tienden a resaltarla.

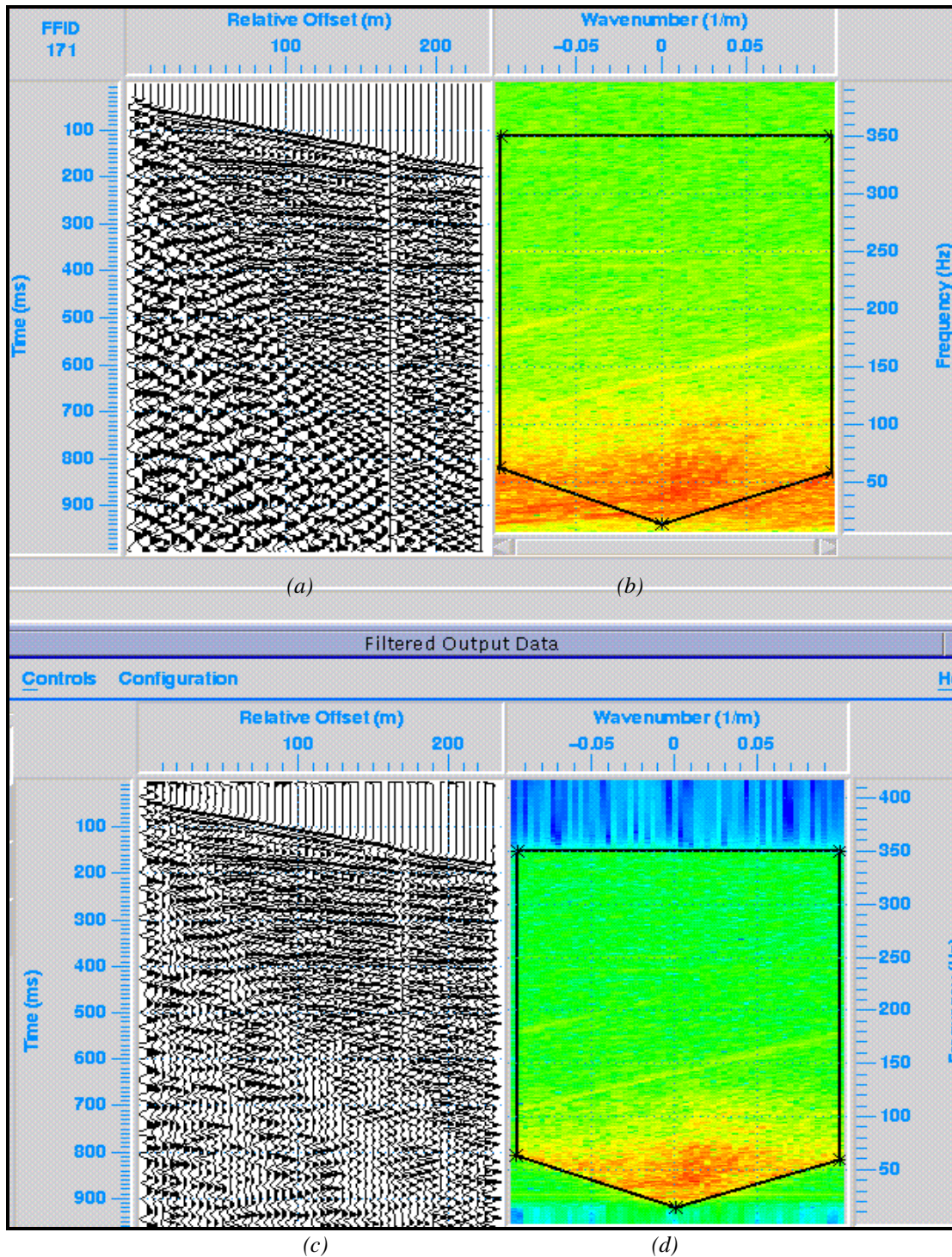


Figura II.34: Ondas superficiales y filtrado F-K. (a) Tiro de campo en donde se ha aplicado un AGC de 20 ms a las trazas (parte superior izquierda) para representar mejor el correspondiente espacio F-K (b). En la parte inferior (c) se muestra el mismo tiro una vez aplicado el filtro F-K para eliminar el GR (d). Nótese como la acción del filtro produce eventos coherentes en la zona de las ondas superficiales que podrían apilarse y producir falsos reflectores en la sección sísmica. El filtro aplicado en el espacio F-K se representa con trazo negro.

La onda aérea es de difícil eliminación en los datos superficiales. Cuando el registro de campo contiene poca contribución de ésta, un filtrado F-K seguido de algoritmos específicos de atenuación puede resultar una buena solución, pero si este evento se presenta con considerable amplitud, lo más aconsejable es aplicar un borrado directo de toda la banda en donde domina (*surgical mutting*).

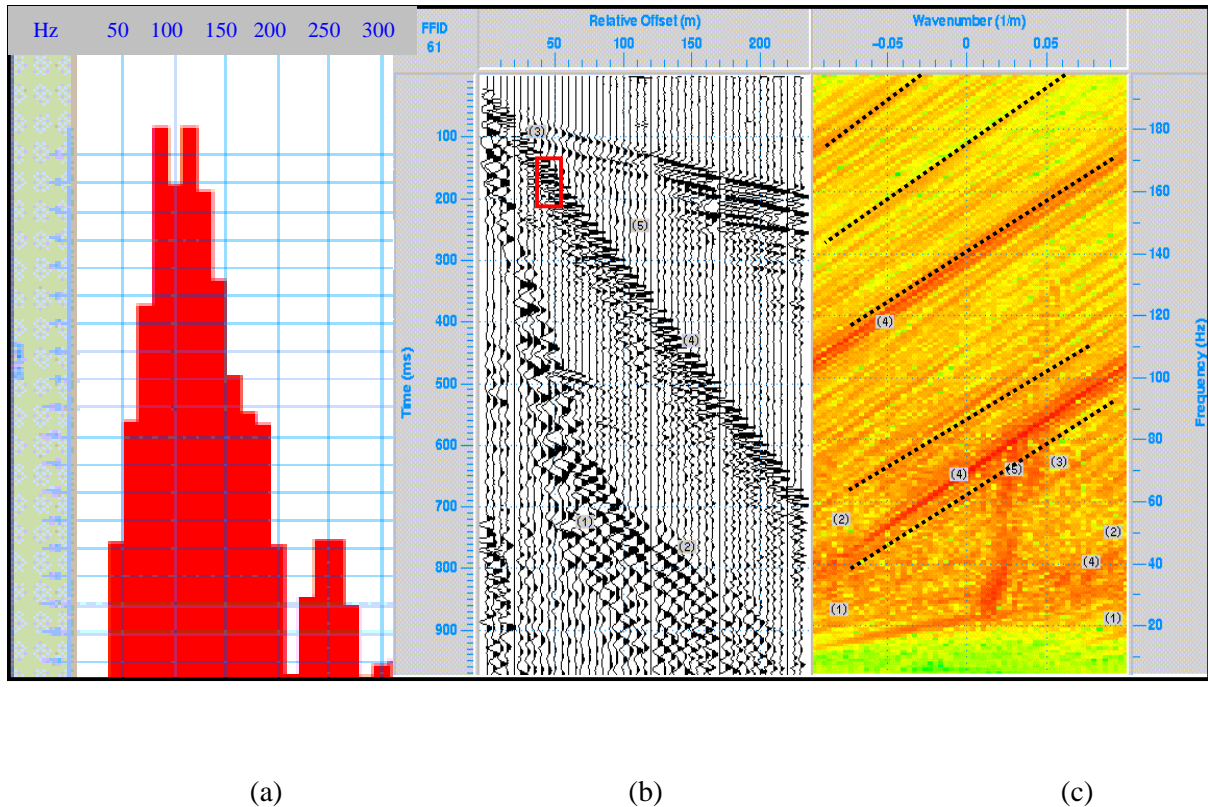


Figura II.35: (a) Espectro de frecuencias del tren de la onda (ventana temporal marcada en (b)): rango entre 51 y 300 Hz con un mínimo local en los 250 Hz. (b) Registro de campo con un importante dominio de la onda aérea (≈ 360 m/s). (c) Representación en el espacio F-K del registro de campo. La impronta de la onda aérea corresponde al evento lineal que domina toda la banda (líneas discontinuas), presentando un fuerte aliasing espacial. En esta situación, lo mejor es un borrado directo.

En algunos casos el procesado aplicado para atenuar la onda aérea puede dar lugar a artefactos que se confunden con falsas reflexiones. Estas presentan un período alrededor de los 9 ms y se localizan entre los 80 y los 600 ms; teniendo en cuenta una velocidad y un espaciado entre trazas habitual en reflexión superficial (Steeple, 1998). Una característica de estos “falsos reflectores” es que van decreciendo en amplitud (o desapareciendo) a medida que aumenta la cobertura CDP (número de trazas por CDP; *fold*) de la sección sísmica, dado que la relación señal/ruido mejora proporcionalmente a la raíz cuadrada y, por tanto, se va reduciendo su efecto sobre el apilamiento de las trazas. En la Figura II.36 se detectan los efectos de la onda aérea hacia los extremos del perfil; coincidiendo con la disminución de la cobertura CDP.

Hay distintas estrategias para minimizar el efecto de la onda aérea: enterrando los geófonos, tapándolos, o bien cubrir la placa de impacto cuando la fuente es un martillo, aunque ello produzca al mismo tiempo un decrecimiento de la señal (Keiswetter *et al.*, 1994).

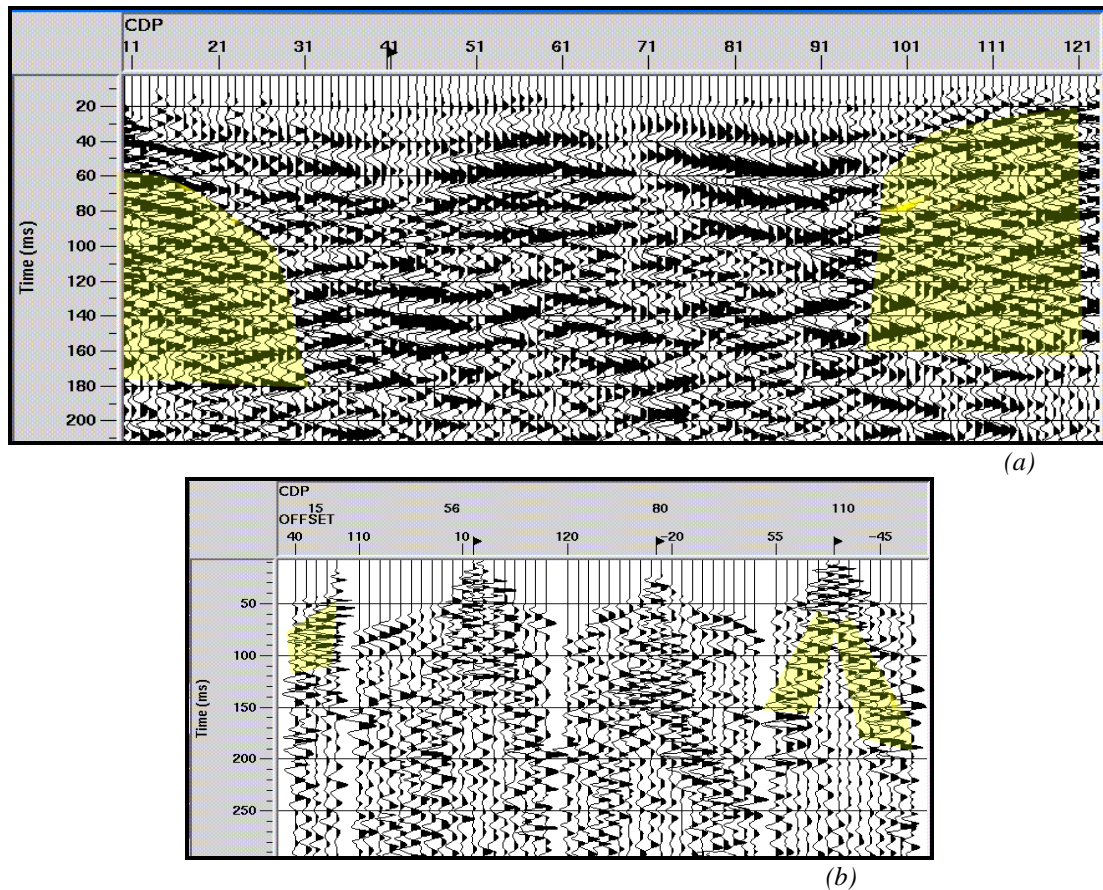


Figura II.36: Artefactos producidos en una sección sísmica superficial al haberse apilado restos de señales procedentes de la onda aérea. (a) Sección sísmica en la cual (extremos) se detectan una serie de reflexiones de más alta frecuencia (situadas entre 60 ms y 120 ms) que corresponden al apilamiento CDP de la onda aérea. (b) Conjuntos CDP conteniendo onda aérea. Nótese como al aumentar la cobertura (número de trazas CDP) disminuye el efecto de la onda aérea sobre la sección. La cobertura máxima de la sección es del 24 %, tanto en el inicio como en el final de la explotación se utilizó una geometría de terminación en rampa.

II.2.8 Ruido

Se utiliza el término señal para nombrar cualquier evento de un registro del cual se pueda obtener información y todo el resto se entiende que es ruido; incluyéndose la onda aérea y sucesos coherentes procedentes de otros lugares que no sean el frente de ondas generado por la fuente: pasos, tráfico, ruido industrial, viento, corrientes parasitarias, etc. (Figura II.37). En sísmica superficial la calidad de los datos es muy sensible al ruido ambiental debido a las características de adquisición y a la ubicación de los terrenos donde se realizan los trabajos, puesto que a menudo coinciden con zonas de alta actividad humana (urbanas, industriales, agrícolas,...).

El ruido del viento es una fuente de problemas habitual y muchas veces los datos se adquieren durante la noche cuando disminuye su intensidad. Al igual que en el caso de la onda aérea, en la literatura se encuentran distintas estrategias para mitigarlo. Por ejemplo, Miller *et al.* (1990-b), diseñaron un *array* corto de geófonos (en forma de cruz de 1 y 2 m) alineado paralelo a la dirección del viento dominante, observando una mejora de la calidad de los datos.

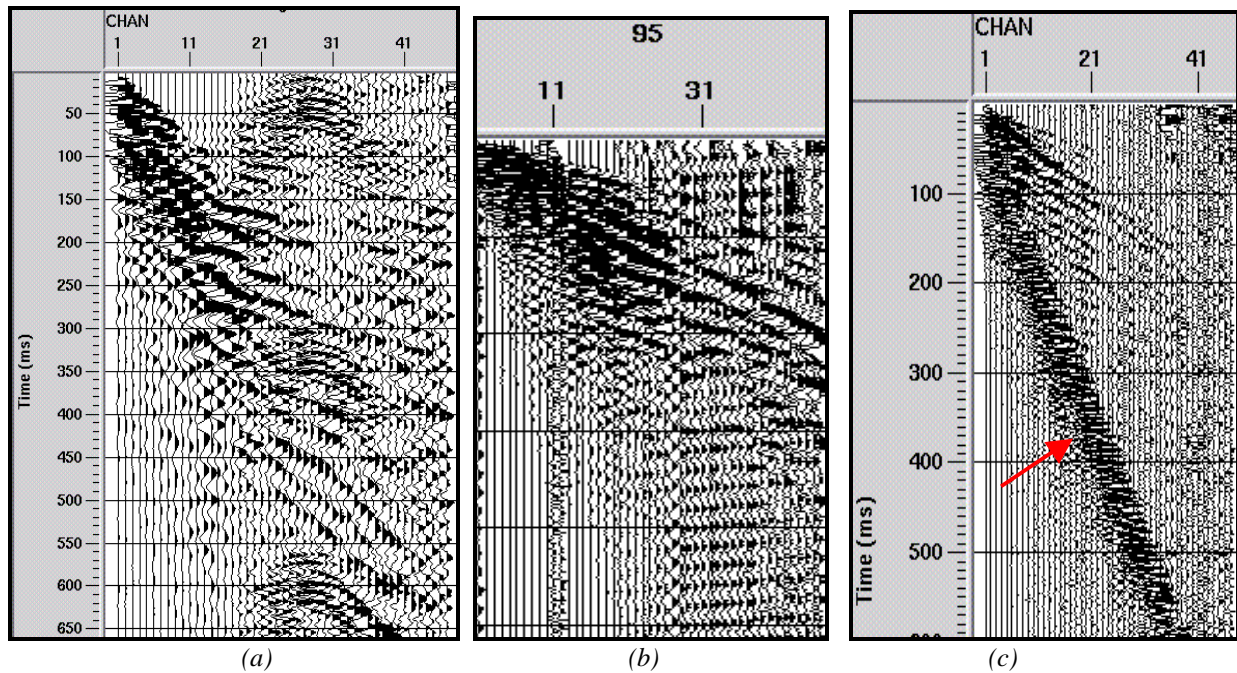


Figura II.37: Los ruidos en los registros de campo suelen provenir de fuentes externas a la sísmica como por ejemplo: el ruido de pasos (a), o el ruido parasitario propio de las corrientes de inducción del sistema de adquisición, o a malas conexiones entre cables e interruptor de selección de canales activos (b). En cuanto al ruido aleatorio, mayoritariamente procede del viento (c), del movimiento de las raíces cercanas a los geófonos, de piedras expulsadas durante el disparo, etc. En el registro (c) también se aprecia una onda aérea de alta amplitud.

La relación entre señal sísmica y ruido (S/N) se define como la razón entre la energía de la señal y la energía total del ruido en una porción específica del registro. Normalmente esta valoración se realiza a partir de la medida de las amplitudes más significativas implicadas en la ventana temporal seleccionada, de manera que es un tanto subjetiva dependiendo de la inspección de los datos; pero cuando la relación S/N es menor que la unidad se obtienen registros muy pobres. En general la relación S/N depende de la frecuencia. Cuando la mayor parte de la energía procedente del ruido se presenta en una gama de frecuencias fuera del rango de la señal sísmica, éste se elimina fácilmente mediante un análisis espectral y su posterior filtrado. Pero a veces la presencia de ruido cae en el mismo rango de frecuencias que las reflexiones y entonces las estrategias de eliminación dependen de un análisis más detallado del fenómeno. Si el ruido es aleatorio suele cancelarse durante la sumación de las trazas en orden CDP.

Adicionalmente, si no se elimina bien el ruido, éste puede generar también artefactos en la sección sísmica. Téngase en cuenta, por ejemplo que un solo registro de 48 canales con ruido contamina 48 grupos CDP. O bien en el caso de datos con ruidos de muy alta frecuencia (*spikes*) en algunas trazas; entonces el operador de deconvolución acostumbra a invertir y escalar proporcionalmente la amplitud del *spike* respecto la amplitud de la base de la ventana temporal, de manera que un simple *spike* que esté presente en todas las 48 trazas del registro puede emerger en la sección sísmica apilada como un reflector coherente que abarque 48 trazas CDP. Para verificar si los datos presentan este problema, una estrategia es reducir o

ampliar la ventana temporal del operador en un factor dos o tres (Robertsson, 1996-b). Así mismo, también un mal filtrado F-K puede contaminar las otras trazas puesto que se extiende el efecto a través de su algoritmo interno de ponderación de trazas (*trace mixing*).

II.3 ASPECTOS DE MEDIDA Y DE ADQUISICIÓN DE DATOS

Implícitamente se ha estado admitiendo que la perturbación generada por una fuente sísmica es un impulso energético infinitamente breve que genera todas las frecuencias (delta de Dirac) y que los registros sísmicos representan el compendio de los fenómenos que se originan en su paso a través del medio. Eso constituye una visión simplista de la realidad, ya que, de entrada, la señal emitida dura un cierto tiempo (ondícula, *wavelet*); matemáticamente significa que su espectro no es infinito, sino que está limitado en frecuencias. Posteriormente, se propaga según las características del subsuelo (impedancia, divergencia, absorción ...) y, finalmente se registra. Un sismograma, por tanto, contiene muchas componentes: signature de la fuente, refracciones, reflexiones, ruido, filtros de adquisición, respuesta del geófono, etc. La Figura II.38 muestra de manera esquemática como la sísmica ve la realidad; de donde se desprende que el método proporciona una respuesta “extensa/deformada” y desplazada en el tiempo.

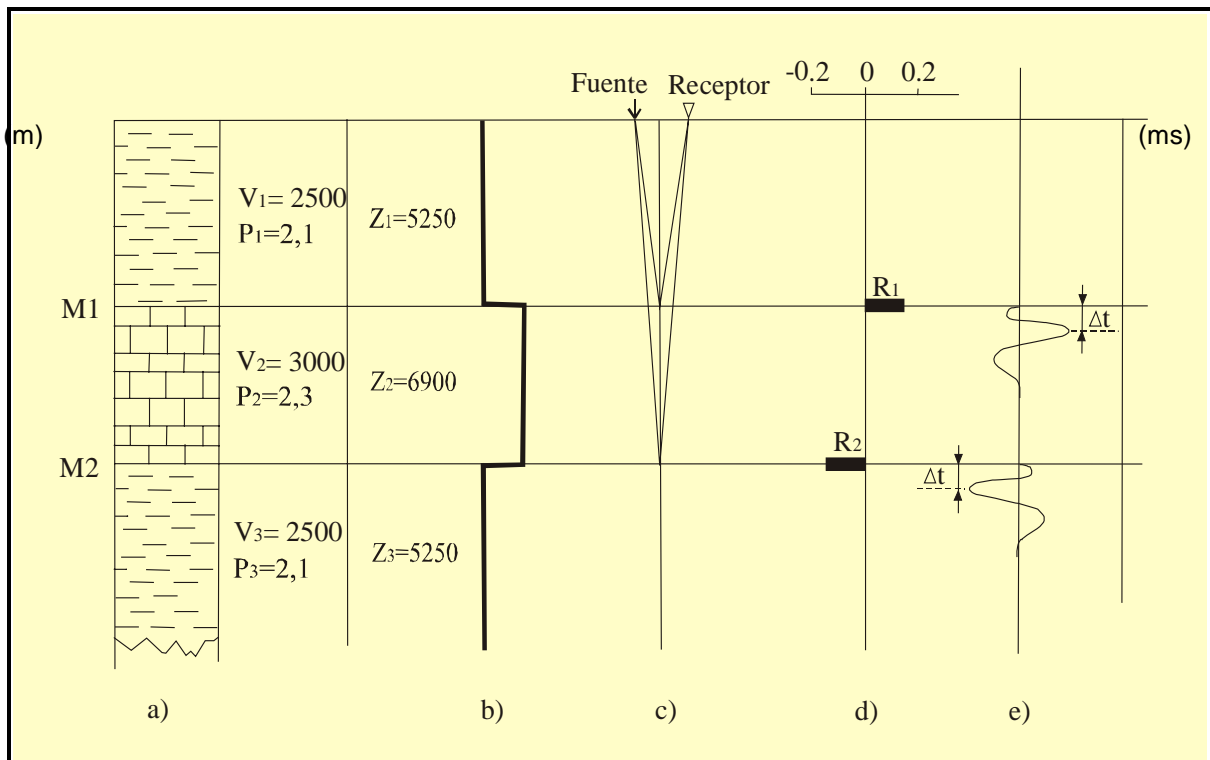


Figura II.38: Esquema ilustrativo del paso entre la columna litológica y el sismograma. (a) Columna litológica con las velocidades (m/s) y densidades asociadas (g/cm^3). (b) Traducción a su impedancia acústica (log) que gobernará las reflexiones entre los techos y muros de las diferentes capas. (c) Dispositivo de adquisición con los rayos partiendo del emisor y retornando al receptor después de la reflexión sobre las interfaces M1 y M2. (d) Serie de reflectividad (obtenida para una fuente ideal delta de Dirac). (e) Sismograma obtenido con una fuente de banda limitada (wavelet). Nota: no se han tenido en cuenta otros factores (ruido, respuesta instrumental, atenuación, etc.).

II.3.1 Modelo deconvolucional

El modelo deconvolucional (Yilmaz, 1997) representa el análisis físico de un sismograma; análisis simplificado de acuerdo con el anterior esquema. La impedancia acústica de los estratos geológicos describe la causa de las reflexiones, de manera que una traza sísmica se explica como la convolución del pulso sísmico emitido por la fuente (w_i) con la respuesta de la tierra representada por una serie de coeficientes de reflectividad (e_i) (II.7):

$$X(t) = w(t)*e(t) + n(t) \quad (\text{II.7})$$

Donde $X(t)$ representa el sismograma, $w(t)$ es la señal emitida por la fuente, $e(t)$ la respuesta del subsuelo y $n(t)$ el ruido.

Existen alternativas al modelo anterior, por ejemplo el modelo de deconvolución consistente con la superficie (*Surface-Consistent Deconvolution*; Taner *et al.*, 1981) el cual tiene en cuenta las variaciones de la forma de la ondícula debidas a los efectos superficiales de localización del emisor y del receptor:

$$X_{ij}(t) = S_j(t)*H_{(i-j)/2}(t)*E_{(i+j)/2}(t)*Q_i(t) + n(t) \quad (\text{II.8})$$

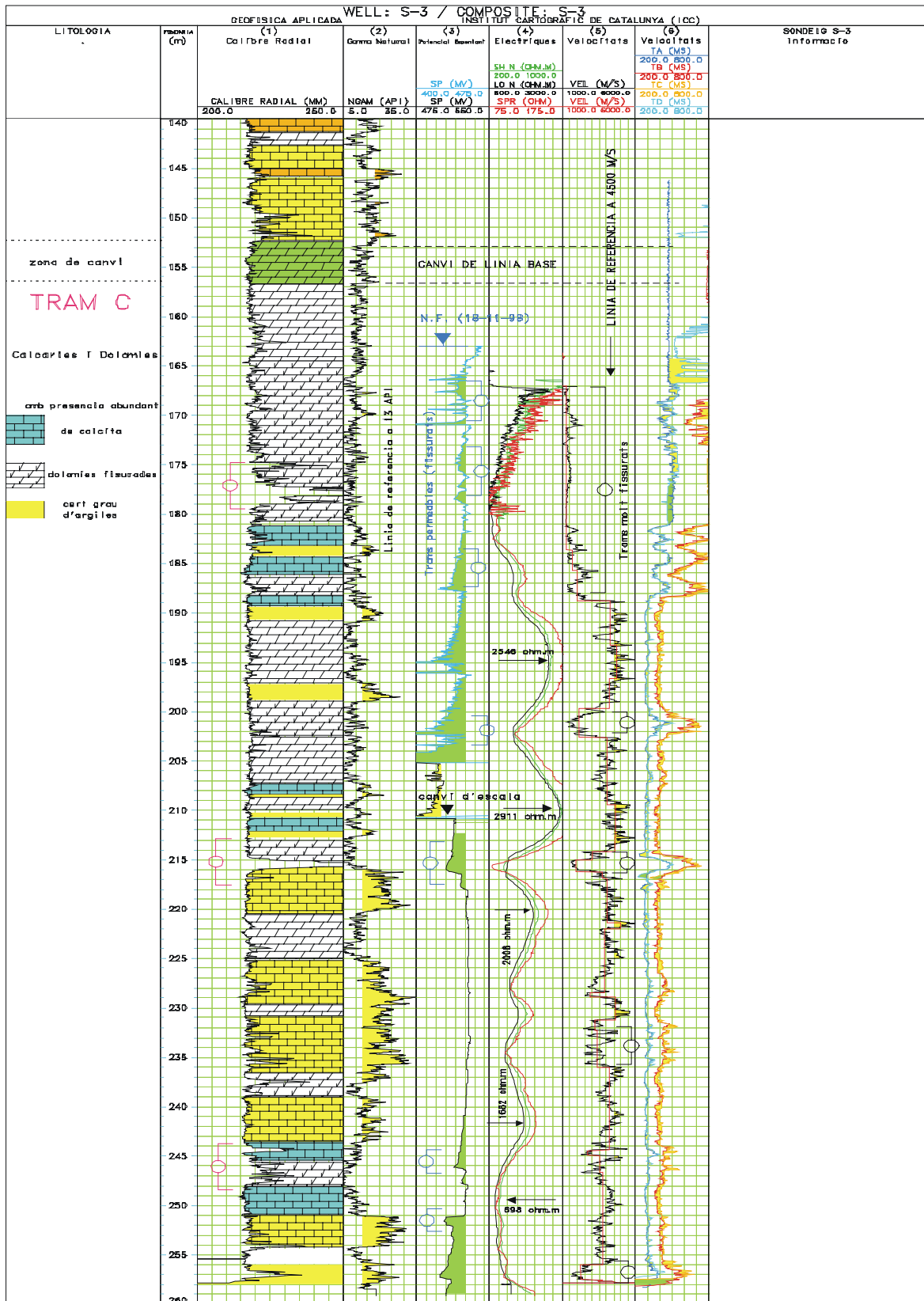
Así, la traza sísmica registrada por el geófono $X_{ij}(t)$ se descompone en la contribución asociada a la fuente j ($S_j(t)$), al receptor y ($Q_i(t)$), a la dependencia del frente de ondas con el *offset* $H_{(i-j)/2}(t)$ y a la respuesta del subsuelo al impulso en el punto medio entre la fuente j y el receptor y ($E_{(i+j)/2}$). El sumando $n(t)$ representa cualquier tipo de ruido; ruido ambiental, mal acoplamiento de los geófonos en el suelo, ruido interno instrumental, etc.

Las expresiones (II.7) y (II.8) constituyen sistemas de ecuaciones indeterminados ya que $W(t)$, $E(t)$ y $N(t)$ son parcialmente desconocidas. En la práctica si se introducen las hipótesis de que el ruido $N(t)$ es cero y se conoce la respuesta de la fuente sísmica, se obtiene que la amplitud espectral del sismograma es igual al producto de la amplitud espectral de la ondícula de la fuente y de la respuesta del suelo.

En los modelos deconvolucionales, la similitud de forma entre la amplitud espectral de la ondícula y del sismograma pone de manifiesto que las rápidas fluctuaciones del sismograma son manifestaciones de la respuesta del suelo al impulso; mientras que la forma básica primaria se asocia a la ondícula de la fuente. A la práctica los modelos deconvolucionales se utilizan para modelizar la traza sísmica (en caso de conocerse la serie de reflectividad) y para incrementar su resolución temporal.

En la Figura II.39-a se muestra un ejemplo de utilización de (II.7) en la generación de trazas sintéticas a partir de las testificaciones realizadas en un sondeo. Con el registro sónico (entre los 165 y 255 m de profundidad, zona saturada) se han calculado los valores de la impedancia y la serie de reflectividad eligiendo un intervalo de cálculo de 5 m. La convolución de esta serie con una ondícula de Ricker de fase

zero y frecuencia dominante de 125 Hz origina las trazas sintéticas que posteriormente podrán correlacionarse con la correspondiente sección sísmica (apartado III.3.4 y III.6 de la memoria).



(a)

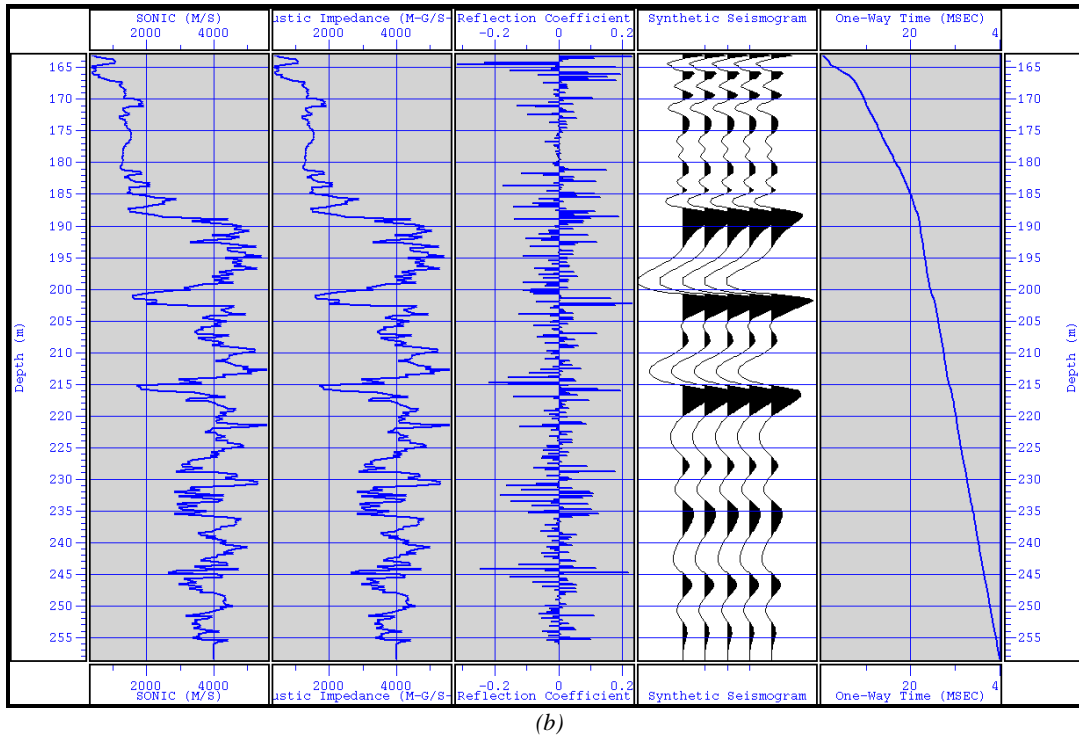


Figura II.39: Generación de trazas sintéticas a partir de un registro sísmico. (a) Testificación de un sondeo construido sobre materiales del Keuper en el término municipal del Perelló (Gerona). De izquierda a derecha las diagragfías son el calibre radial, la gamma natural, el potencial espontáneo, las eléctricas normales, el registro sísmico y los registros de primeras llegadas. (b) Los datos sísmicos han sido utilizados para cálculo de la serie de impedancia y de reflectividad. Con un pulso de Ricker de fase cero y de 125 Hz se han generado las trazas sintéticas utilizando la ecuación (II.7). Nótese como las reflexiones más significativas de los 190, 200 y 215 ms se corresponden con los contactos litológicos que presentan más contraste sísmico y eléctrico.

II.3.2 Señal sísmico y resolución

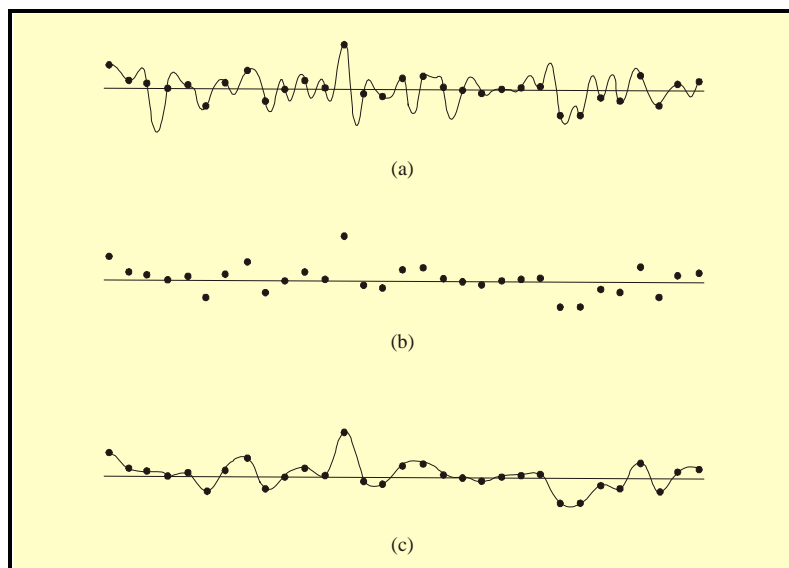


Figura II.40: De entrada, la traza sísmica está limitada por el muestreo temporal instrumental Δt . En continuo la señal analógica (a), en punteado la señal digital (b) y su reconstrucción analógica (c).

Una señal sísmica (traza) es una función continua temporal $X(t)$ en donde el registro de los datos viene dado por un intervalo de muestreo fijo (en sísmica superficial suele estar entre $50 \mu s$ y $0.2 \mu s$), de manera que su reconstrucción está limitada por una frecuencia máxima $f_n = 1/2 \Delta t$ (frecuencia de Nyquist o de *aliasing*; Figura II.40).

Las características de una señal sísmica se pueden definir en el dominio del tiempo por su forma (Figura II.41-a) y en el dominio frecuencial por su espectro de amplitud (Figura II.41-c). Así, la señal estará caracterizada por tres elementos: 1) el período aparente, al cual corresponde la frecuencia dominante, 2) la duración temporal y el número de lóbulos, es decir, la banda en el dominio de la frecuencia, y 3) la forma de la señal que depende del espectro de fases (Figura II.41-d).

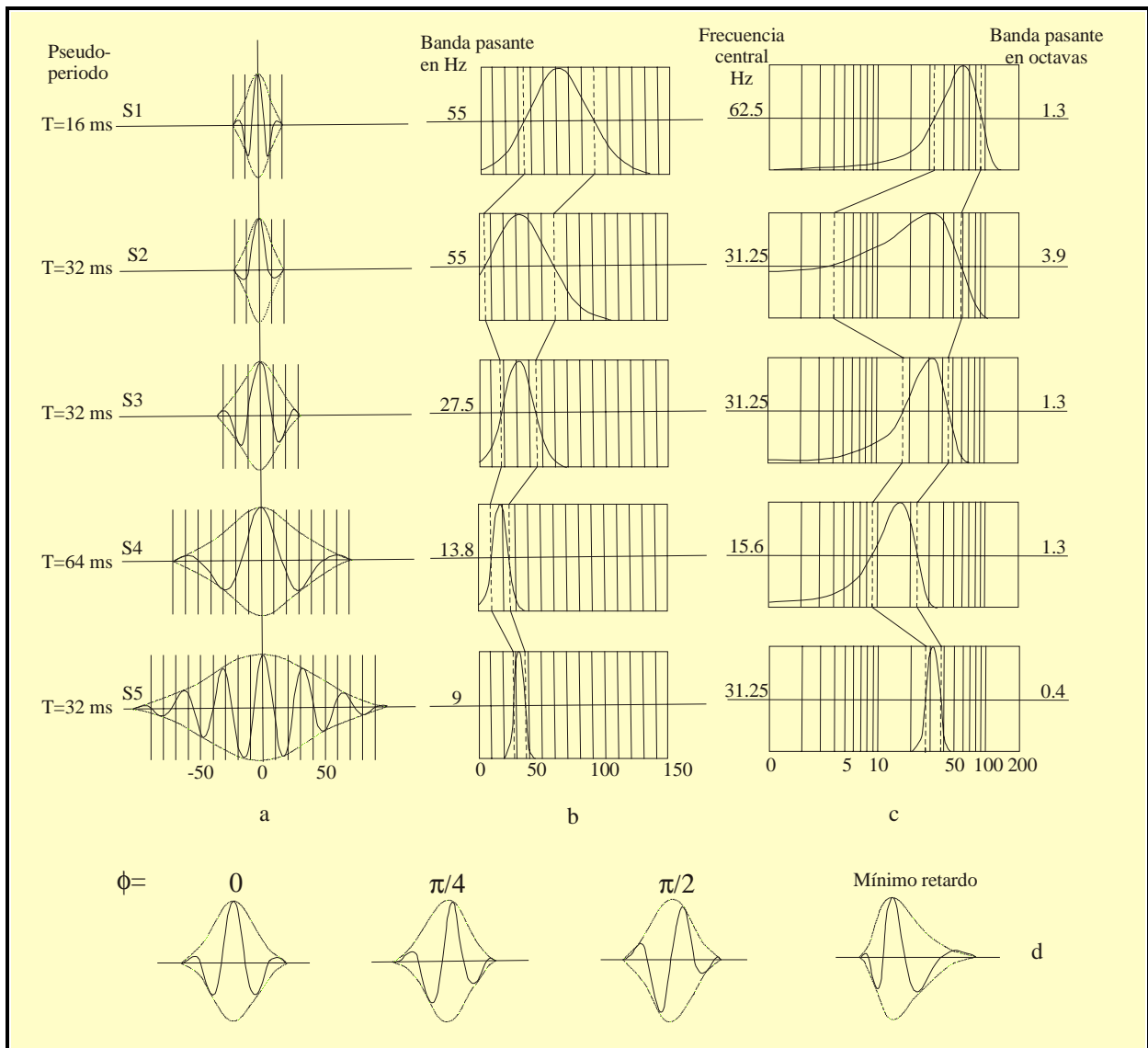


Figura II. 41: Influencia de la frecuencia y de la fase sobre la forma de la señal

Con la misma frecuencia central y la misma duración una señal puede modificarse. Así, un desplazamiento lineal de la fase comporta una traslación temporal de ésta, mientras que un desplazamiento constante de la fase comporta un cambio en su forma. En particular un desfase de $\pi/2$ convierte una ondícula simétrica en antisimétrica, representando un cambio de polaridad (Figura II.41-d). A una señal de fase variable se la llama de fase mínima y coincide con el tipo de señal que produce una fuente explosiva. Se reconoce porque el lóbulo de energía máxima se sitúa al inicio en forma de altas frecuencias aparentes que preceden a las bajas.

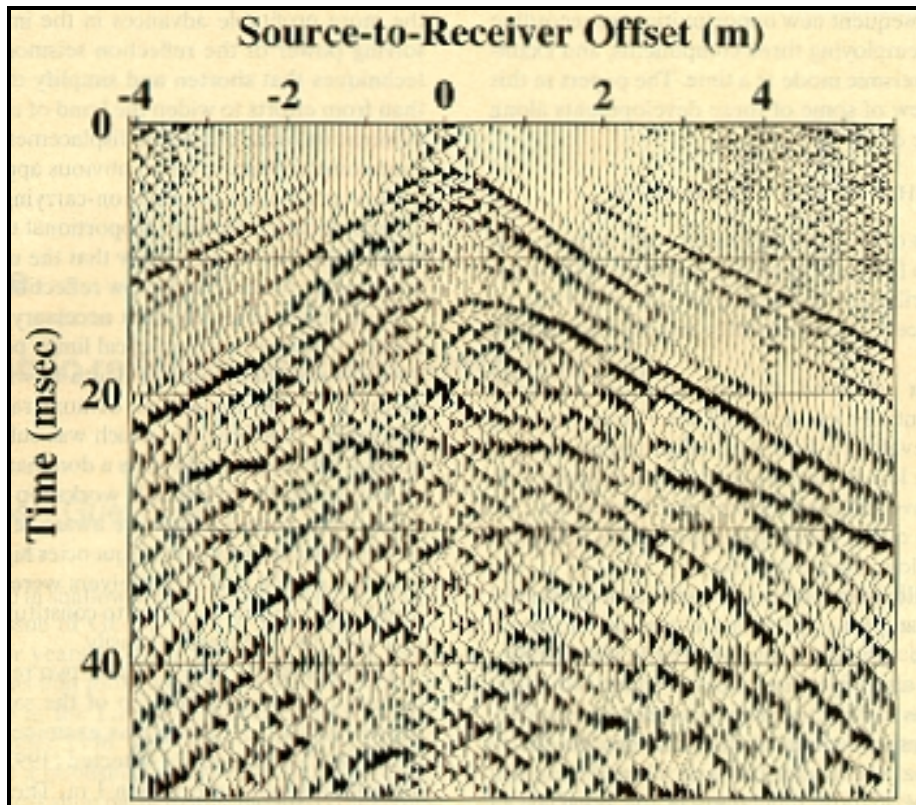


Figura II.42: Ejemplo de sísmica de reflexión de muy alta resolución. Registro adquirido cerca de Great Bend, Kansas. La fuente de energía es una escopeta de calibre .22 situada a 15 cm de profundidad y separada de la línea 8 cm en dirección perpendicular. El espaciado entre geófonos es de 15 cm. Las dos reflexiones se sitúan en los 14 y 24 ms; mientras que el evento situado a 4 ms, - en los offsets más cercanos con apariencia hiperbólica (debido a la distancia entre la punta del rifle y los geófonos)-, se ha interpretado como la onda directa. La reflexión superficial se ha calculado a 1.5 m y la segunda a 2.7 m atribuida al nivel freático, dato confirmado mediante sondeo mecánico. La frecuencia nominal de los datos se sitúa en torno los 600 Hz. Registro extraído de una presentación del Dr. Steeples en un monográfico de sísmica superficial (Geophysics, 1998).

Normalmente se entiende que el disponer de frecuencias más altas proporciona una mayor resolución de manera que la capacidad de información transmitida por la sísmica de reflexión es directamente proporcional al rango de frecuencias (criterio de Rayleigh). La Figura II.42 presenta un ejemplo paradigmático del límite resolutivo de la sísmica de reflexión de alta resolución, puesto que muestra uno de los registros de campo más superficiales registrados con geófonos; con una frecuencia dominante en torno a los 600 Hz (Steeple, 1998). Se utilizó poca munición para afectar solo a un pequeño volumen del subsuelo y minimizar así la deformación no lineal cerca de la fuente (Bredewout, 1986). El registro

muestra una primera reflexión de 250 ms que se situaría a 1.5 m de profundidad y una segunda reflexión relacionada con la entrada en la zona saturada a 2.7 m. La resolución vertical del registro (criterio $\lambda/4$) está entorno a los 10 cm.

Para analizar la resolución vertical considérese una onda con un período dominante T , si la señal se propaga a una velocidad V , la longitud de onda ($\lambda = V \cdot T$) permite evaluar de manera rápida la resolución vertical (Tabla II.3), definiéndose el poder resolutorio vertical como la posibilidad de separar en profundidad dos reflectores (Wides, 1973). En general se admite que la resolución es del orden de $\lambda/4$ ($\lambda/4 = v/4f$) a $\lambda/2$ según sea la relación S/N.

Frecuencia (Hz)	Velocidad (m/s)					
	1000	2000	3000	4000	5000	6000
1	1000	2000	3000	4000	5000	6000
5	200	400	600	800	1000	1200
10	100	200	300	400	500	600
20	50	100	150	200	250	300
30	33.33	66.67	100	133.33	166.67	200
40	25	50	75	100	125	150
60	16.67	33.33	50	66.67	83.33	100
80	12.5	25	37.5	50	62.5	75
100	10	20	30	40	50	60
200	5	10	15	20	25	30
500	2	4	6	8	10	12
1000	1	2	3	4	5	6
5000	0.2	0.4	0.6	0.8	1	1.2
10000	0.1	0.2	0.3	0.4	0.5	0.6
15000	0.07	0.13	0.2	0.27	0.33	0.4
20000	0.05	0.1	0.15	0.2	0.25	0.3
40000	0.03	0.05	0.08	0.1	0.13	0.15
60000	0.02	0.03	0.05	0.07	0.08	0.1
80000	0.01	0.03	0.04	0.05	0.06	0.08
100000	0.01	0.02	0.03	0.04	0.05	0.06

Tabla II.3: Resolución vertical. Tabla de la longitud de onda λ (m) de una señal sísmica en función de la velocidad.

El ancho de banda es un factor que también interviene en la resolución vertical. Se define como la parte del espectro de amplitud que se sitúa en torno el 50% del valor máximo para ambos extremos de frecuencias (parte alta y parte baja). la Figura II.43 ejemplifica como la detección de reflexiones superficiales está ligada a la banda de frecuencias; no siendo cierto que solo se necesiten altas frecuencia par aumentar la resolución temporal.

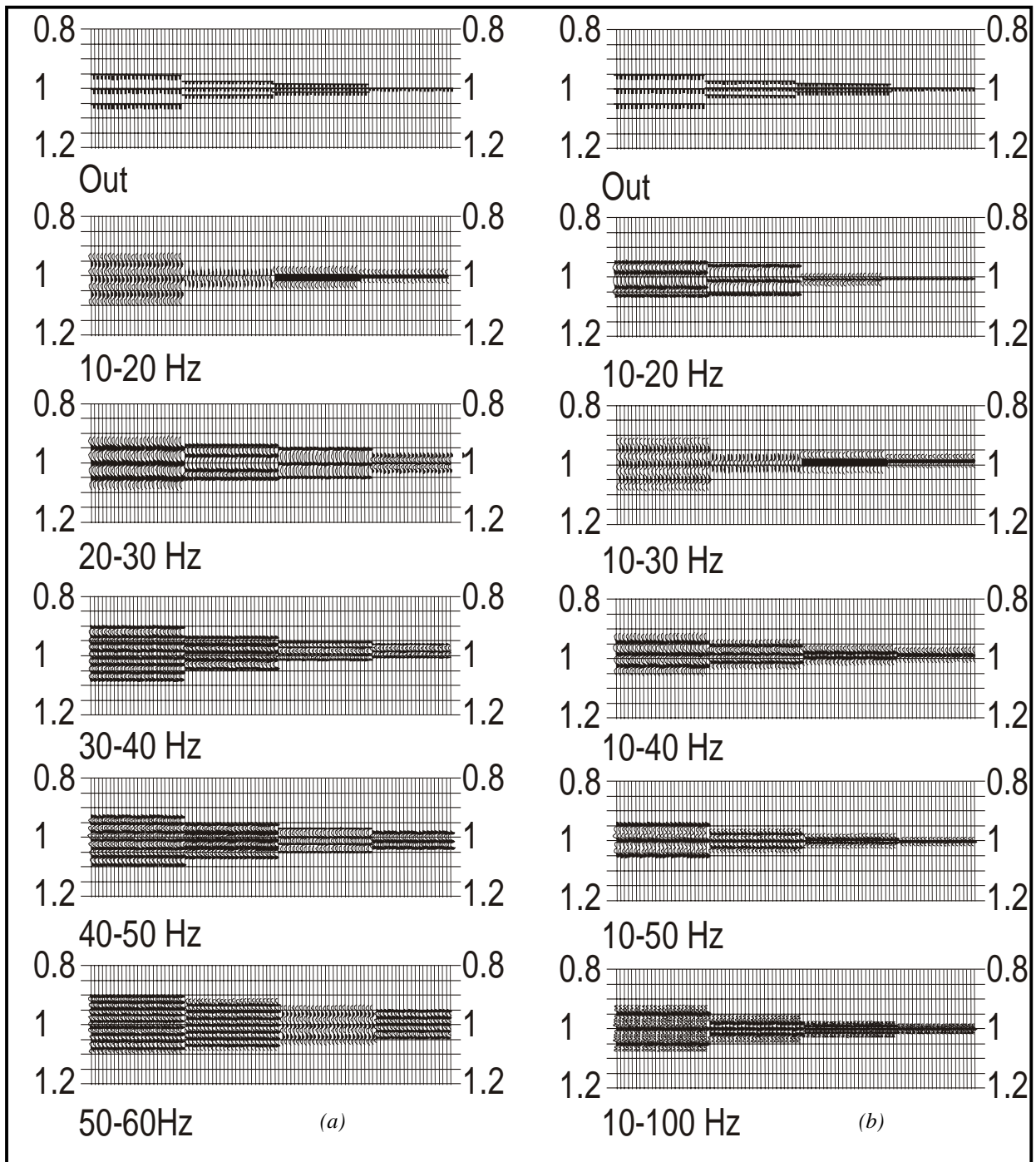


Figura II. 43: (a) Aplicación de filtros de banda estrecha de 10 Hz con centro en diferentes frecuencias para un modelo de reflectividad que consiste en tres reflectores separados 48 ms, 24 ms y 12 ms y un reflector simple. (b) Ampliación del ancho de banda para las mismas frecuencias centrales. Nótese que el aumento de altas frecuencias no significa una mejora en la detección de los reflectores, mientras que el incremento del ancho de banda si (Yilmaz, 1987).

Se define la resolución lateral como la capacidad para individualizar lateralmente dos eventos, en particular una discontinuidad debida a una falla. Este poder de separación está ligado a la zona de Fresnel (Tabla II.4-a), la cual depende de la longitud de onda y, por tanto de la frecuencia y de la velocidad de

medio (radio del frente de onda): $r \approx (z\lambda/2)^{1/2} = (v/2)(t/f)^{1/2}$. De la Tabla II.4-b se desprende que la zona de Fresnel va aumentando con la profundidad deteriorándose la resolución espacial.

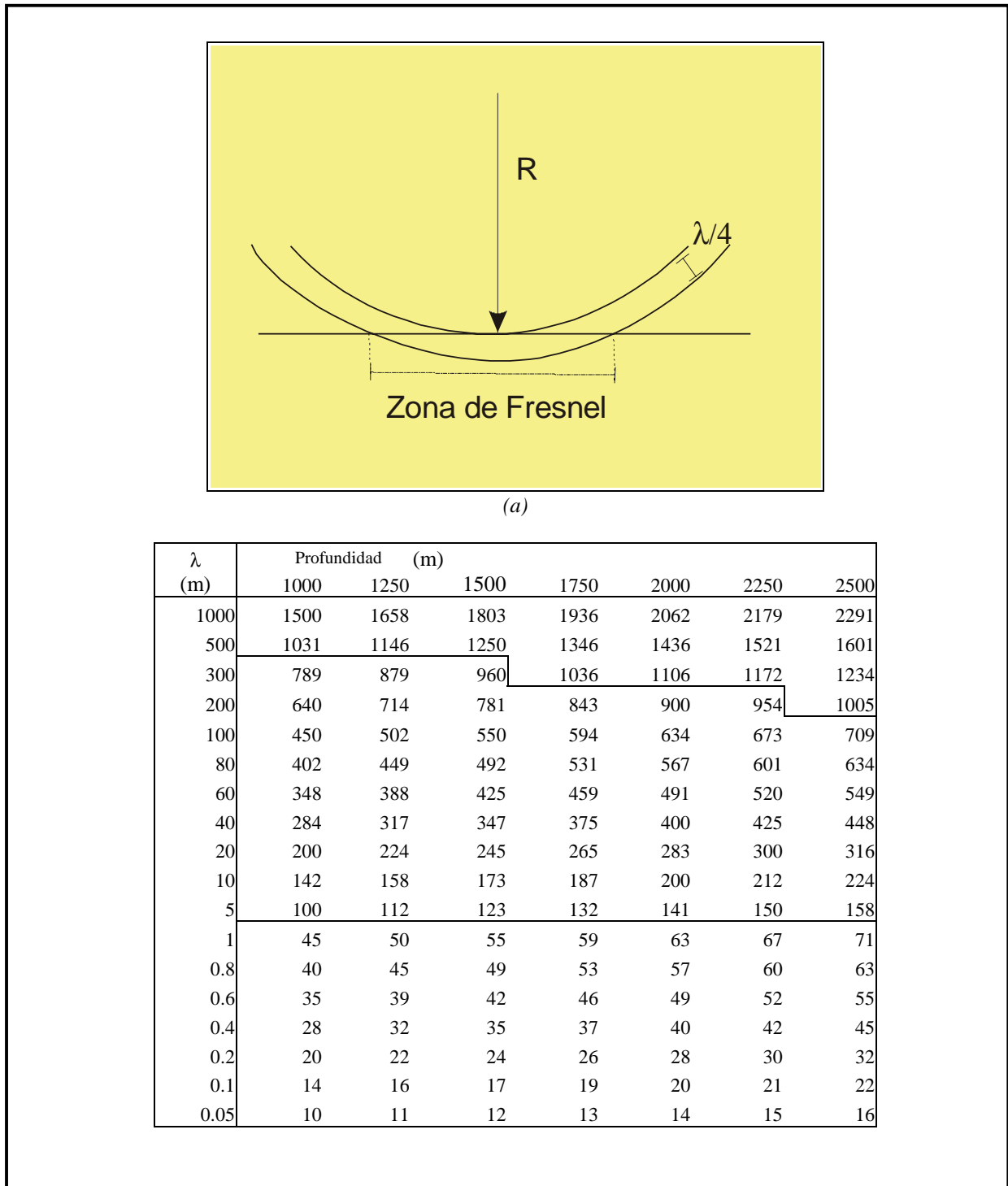


Tabla II.4: *Tabla de resolución lateral: (a) Esquema del radio de la primera zona de Fresnel. (b) Dimensiones de la zona de Fresnel en función de la longitud de la onda y de la profundidad del reflector.*

Otro aspecto a tener en cuenta es que la resolución vertical y lateral están relacionadas. En la inspección de las trazas de un registro de campo se constata como el frente de ondas va separándose en tiempo y en amplitud produciéndose interferencias entre los diferentes eventos. Considérese el ejemplo de la Figura

II.44 en donde se ha modelizado la respuesta de una traza sísmica debido a un acuñamiento; marcándose los errores temporales y de amplitud. El modelo pone de manifiesto como las diferentes respuestas sísmicas pueden llegar a detectar el inicio de la estructura hasta los 23 m (para la frecuencia de 62.5 Hz); constatándose que se pueden poner de manifiesto capas por debajo del límite de resolución si se tiene presente el principio de interferencia ondulatoria (Yilmaz, 1987).

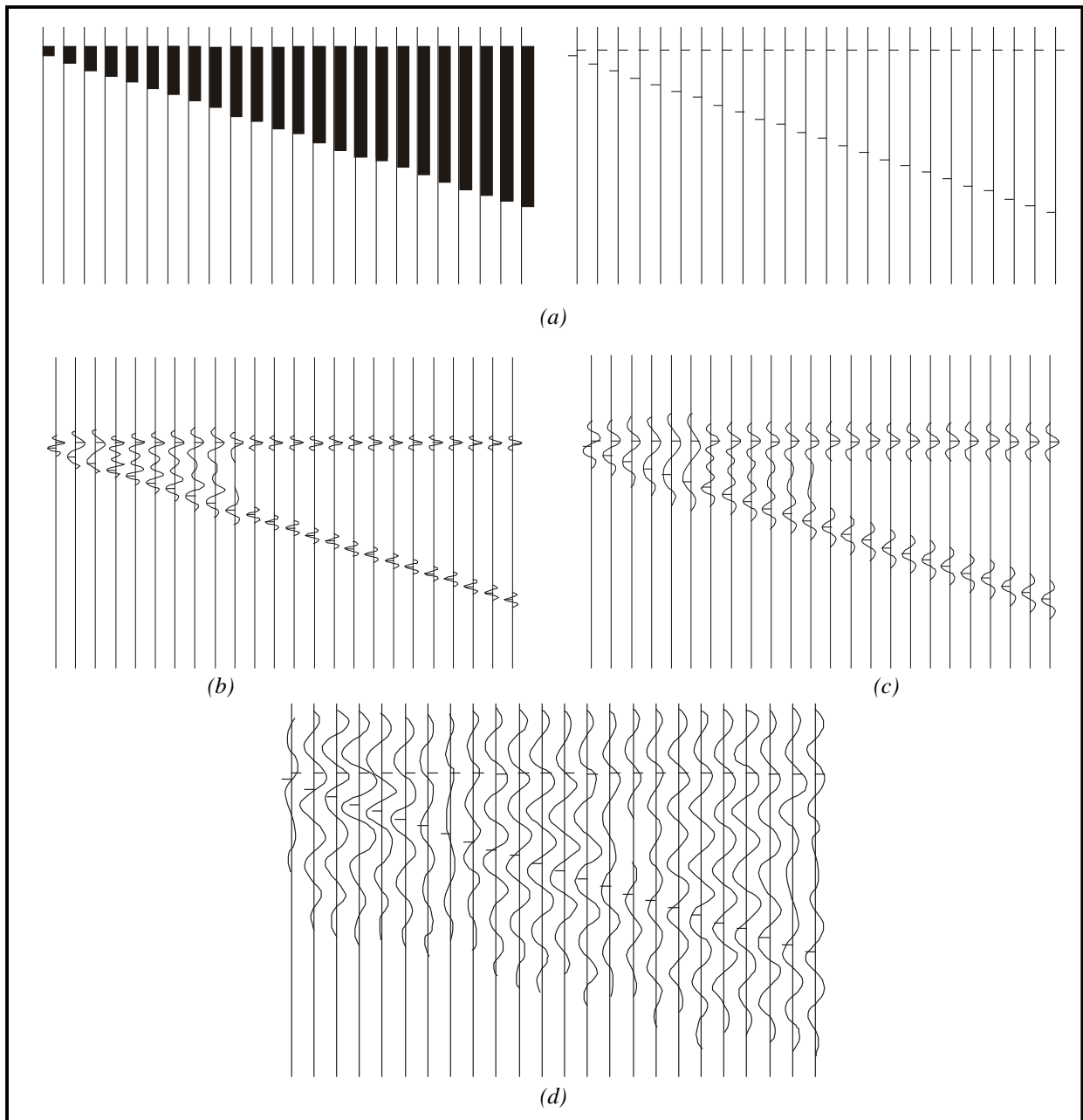


Figura II.44: Valoración de la resolución vertical. (a) Modelo de acuñamiento representado en impedancias y coeficientes de reflectividad (izquierda y derecha respectivamente). (b) Respuesta sísmica a un acuñamiento con un pulso de 16 ms de período y una banda pasante de 1.3 octavas. (c) Respuesta sísmica con un pulso de doble período y la misma banda pasante. (d) Respuesta sísmica con un pulso de 16 ms y banda pasante de 0.4 octavas (Mari et al 1998).

La determinación de los límites de resolución es un tema en controversia. Por ejemplo, normalmente se calcula el límite vertical que permite distinguir entre base y techo de una capa con el criterio de $\lambda/4$. En cambio, Miller (1995-a) encuentra una discrepancia entre esta regla convencional y la resolución real de reflectores situados a una profundidad en torno los 70 m; en donde la resolución teórica es de 5 m mientras que la real verificada por él se sitúa en 7 m. El autor concluye que esta disminución de resolución vertical sucede cuando hay adelgazamiento de ciertos reflectores del modelo dentro de la zona de Fresnel o bien cuando los reflectores presentan irregularidades. En estos casos, los límites resolutivos se situarían alrededor de $\lambda/3$ del período dominante.

En un sentido práctico cabe esperar resoluciones mayores que $\lambda/3$ en la mayoría de las prospecciones sísmicas superficiales puesto que normalmente se dispone de un ancho de banda, de una frecuencia dominante y de reflexiones coherentes ligeramente mejores que los casos analizados por Miller². Por otra lado, Steeples *et al.* (1997) estiman que, con el uso de los dispositivos experimentales estándares de sísmica superficial, no es posible la identificación de reflectores situados por encima de los 20 o 25 ms, pues para que las reflexiones sean fiables tienen que pasar de 3 a 5 ciclos del período dominante después de la primera llegada. Surge también el concepto de “detección”, es decir, la capa reflectora más pequeña que puede dar origen a una reflexión o que puede influir sobre un atributo sísmico. A menudo, los autores admiten que en condiciones favorables tendría un valor de entre $\lambda/30$ y $\lambda/10$ de la frecuencia dominante (Mari *et al.*, 1998).

En sísmica multicanal el frente de ondas se registra digitalmente en dos dimensiones; en el tiempo (traza $X(t_i)$) y en el espacio (número de trazas implicadas en el registro $X_i(t_i)$). El intervalo de muestreo temporal (Δt) viene limitado por la frecuencia de *aliasing*, lo cual significa que se necesitarían al menos dos puntos para reproducir un período elemental de la señal (Figura II.40). La misma situación se encuentra en el muestreo espacial, en donde la distancia entre los geófonos (ΔX_i) tiene que ser inferior a un valor límite ϵ que garantice el muestreo espacial correcto de la onda. A este número se le denomina número de onda de Nyquist $\kappa_n = 1/2 \epsilon$ y representa el límite de la “frecuencia espacial” del frente de ondas registrado; es decir, el número de ciclos máximo en que se detectará una onda a lo largo de la dirección horizontal (se expresa en ciclos/m o en ciclos/km). El cálculo de ϵ se realiza a partir de la velocidad mínima susceptible de ser medida (V_{\min}) y de la frecuencia máxima deseada (f_{\max}): $\epsilon < V_{\min}/f_{\max}$; determinando el espaciado al cual deben colocarse los geófonos: $\Delta X_i \approx \epsilon$.

El *aliasing* sucede cuando los datos no están bien muestreados, ya sea en el tiempo y/o en el espacio; entonces; los sismogramas presentan una falsa imagen del movimiento del frente de ondas (Figura II.45). Actualmente las estrategias de eliminación de este efecto se centran en dos direcciones: a nivel

² Un ensayo interesante es el análisis de Kallweit *et al.* (1982) sobre los límites de resolución de una ondícula de fase cero.

instrumental los sismógrafos incorporan filtros temporales *antialiasing* que cortan automáticamente las altas frecuencias; reduciendo así el *aliasing* temporal. -De hecho el *aliasing* temporal es conocido y no presenta demasiadas dificultades en su tratamiento (Yilmaz, 1987)-. La otra línea pone más énfasis en el *aliasing* espacial y en la estrategia para plantear el dispositivo de campo adecuado (Tabla II.5).

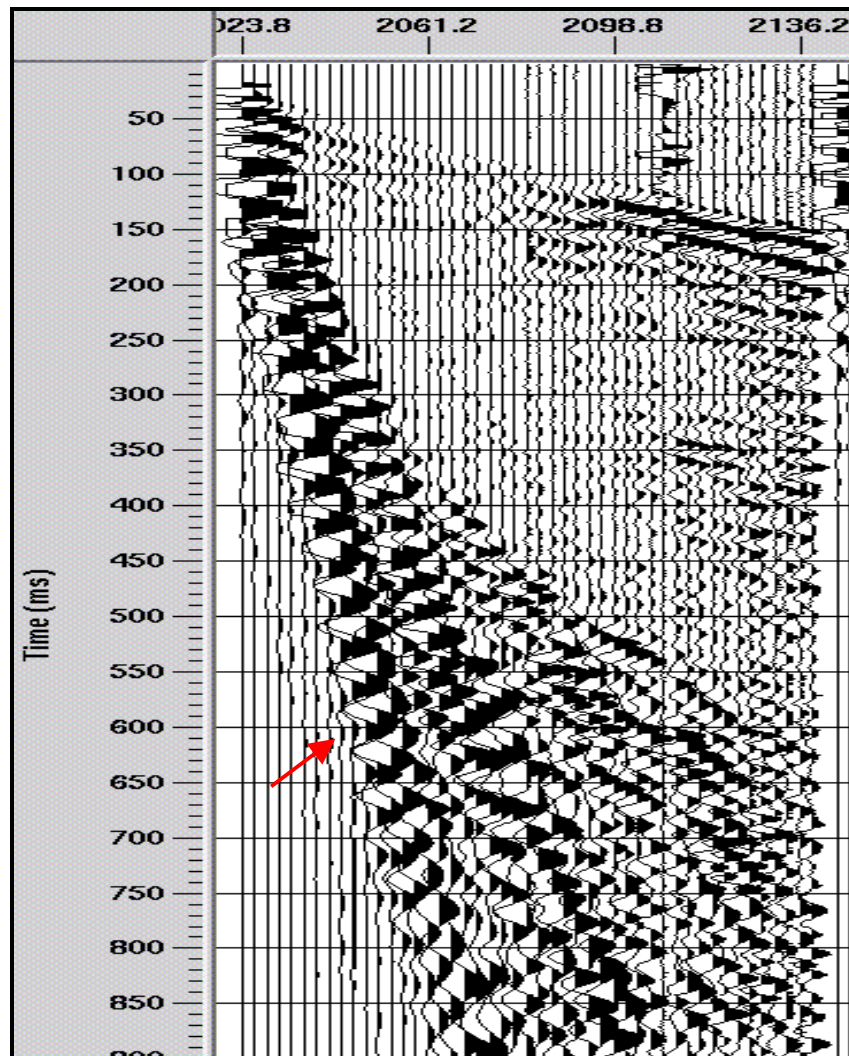


Figura II.45: Registro de campo realizado en el delta del Ebro. Nótese como el *aliasing* espacial de las bajas frecuencias asociadas al GR produce el efecto de trayectoria inversa y aparentemente el tren llega en tiempos posteriores para offsets más cortos. El espaciado entre trazas es de 5 m y el muestreo de 0.1 ms.

Velocidad Frecuencia a	(m/s)											
		500	1000	1500	2000	2500	3000	3500	4000	4500	5000	5500
(Hz) 20		72	144	216	288	360	432	504	576	648	720	792
40		36	72	108	144	180	216	252	288	324	360	396
60		24	48	72	96	120	144	168	192	216	240	264
80		18	36	54	72	90	108	126	144	162	180	198
100		14	29	43	58	72	86	101	115	130	144	158
120		12	24	36	48	60	72	84	96	108	120	132
140		10	21	31	41	51	62	72	82	93	103	113
160		9	18	27	36	45	54	63	72	81	90	99
180		8	16	24	32	40	48	56	64	72	80	88
200		7	14	22	29	36	43	50	58	65	72	79
220		7	13	20	26	33	39	46	52	59	65	72
240		6	12	18	24	30	36	42	48	54	60	66
260		6	11	17	22	28	33	39	44	50	55	61
280		5	10	15	21	26	31	36	41	46	51	57
300		5	10	14	19	24	29	34	38	43	48	53
350		4	8	12	16	21	25	29	33	37	41	45
400		4	7	11	14	18	22	25	29	32	36	40
450		3	6	10	13	16	19	22	26	29	32	35
500		3	6	9	12	14	17	20	23	26	29	32
1000		1.44	2.88	4.32	5.76	7.20	8.64	10.08	11.52	12.96	14.40	15.84
5000		0.29	0.58	0.86	1.15	1.44	1.73	2.02	2.30	2.59	2.88	3.17
10000		0.14	0.29	0.43	0.58	0.72	0.86	1.01	1.15	1.30	1.44	1.58
15000		0.10	0.19	0.29	0.38	0.48	0.58	0.67	0.77	0.86	0.96	1.06
20000		0.07	0.14	0.22	0.29	0.36	0.43	0.50	0.58	0.65	0.72	0.79

Tabla II.5: Tabla de distancia máxima (m) entre trazas para evitar el aliasing espacial para un tren de ondas con un ángulo (θ) de 10° respecto a la horizontal en función de la velocidad (m/s) y de la frecuencia (Hz) máxima preservada. Para una velocidad media de 2000 m/s es tolerable un espaciado máximo entre geófonos de 29 m si la frecuencia máxima de los datos es de 200 Hz. Para pendientes inferiores a los 20° puede hacerse una rápida evaluación del espaciado máximo aplicando una regla de tres y admitiendo que el seno es proporcional al ángulo. Así, para 20° este espaciado sería de 15 m (2000 m/s y 200 Hz). Las distancias han sido calculadas utilizando la expresión $\varepsilon = V_{min}/2f_{max} \sin \theta$.

Una táctica para verificar el *aliasing* espacial en el campo recae en el hecho de que cuando un evento se debe a un reflector coherente, su impronta se mantiene si se aumenta en una fracción la distancia del punto de tiro; haciendo variar el *offset* ligeramente. En cambio, si un evento presenta *aliasing* por estar mal muestreado espacialmente, el cambio de posición del punto de tiro produce un efecto substancial en el registro. En general, este tipo de *aliasing* se destruye (sobre todo para el caso más frecuente del GR) cuando se reduce el espaciado entre geófonos en un factor dos o tres.

II.3.3 Geometrías de adquisición y material de registro

En sísmica superficial, la elección del dispositivo experimental está muy condicionada por la generación de las ondas guiadas, el GR y la onda aérea debido a que normalmente los datos se adquieren con un solo geófono por traza; a diferencia de la sísmica profunda en donde es clásico utilizar conjuntos (*arrays*) de geófonos que contribuyen a la formación de una traza disponiéndose estratégicamente de manera que estos frentes se interfieran destructivamente y aumente así la relación S/N (Sheriff *et al.*, 1991).

En general los tiros se efectúan en los extremos (tiros en cola o en cabeza) o en el centro (tiros simétricos) del dispositivo (Figura II.46). La primera geometría permite cubrir una distancia más grande de la trayectoria de los reflectores, mientras que en los tiros simétricos se obtiene un mejor control sobre las hipérbolas de reflexión; resultando un dispositivo más apropiado cuando hay reflectores inclinados (Brouwer *et al.*, 1998). No obstante, muchas veces la geometría de tiro simétrico no suele ser la más adecuada ya que las ondas guiadas, el GR y la onda aérea ocupan la mayor parte de la ventana temporal de los registros de campo.

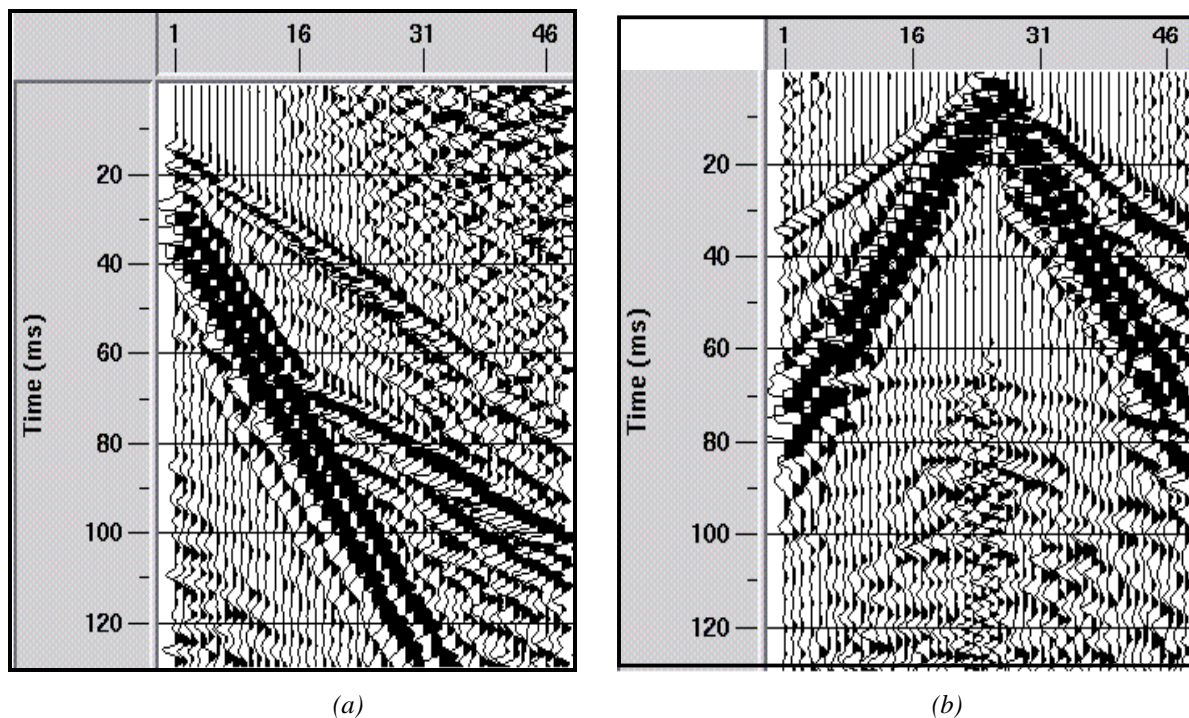


Figura II.46: Registros de campo con diferentes geometrías de adquisición en un mismo contexto geológico. (a) Tiro en cola y (b) tiro simétrico. En este caso, el tiro simétrico muestra mejor las reflexiones por debajo de los 60 ms que el tiro en cola, ya que éstas no se ven afectadas por las refracciones ni por los trenes de la onda directa. No obstante, se observan reflexiones superficiales de baja amplitud que quedan mejor descritas en el tiro en cola. Registros de campo sin procesar; espaciado entre trazas de 5 m y muestreo de 0.1 ms. Trazas escaladas con AGC de 125 ms (sobre ventana temporal de 250 ms).

Dos aspectos importantes en la definición de la geometría de adquisición son las posiciones del tiro respecto al primer geófono activo (*offset* más próximo) y la del último geófono (*offset* más lejano). Éstas dependen de las profundidades de investigación, de las velocidades del subsuelo y de la longitud total del dispositivo experimental. Una regla empírica, análoga a la de prospección profunda, consiste en que la línea de geófonos activos cubra una distancia entre 1.5 y 2 veces la profundidad máxima de los reflectores a investigar (Mari *et al.*, 1998).

Antes de proceder a la realización de un perfil sísmico es conveniente efectuar una prueba de registro del frente de ondas con el máximo *offset* posible (*walkaway noise test*) obteniendo una primera visualización del campo sísmico que permite definir los parámetros de adquisición (Figura II.47).

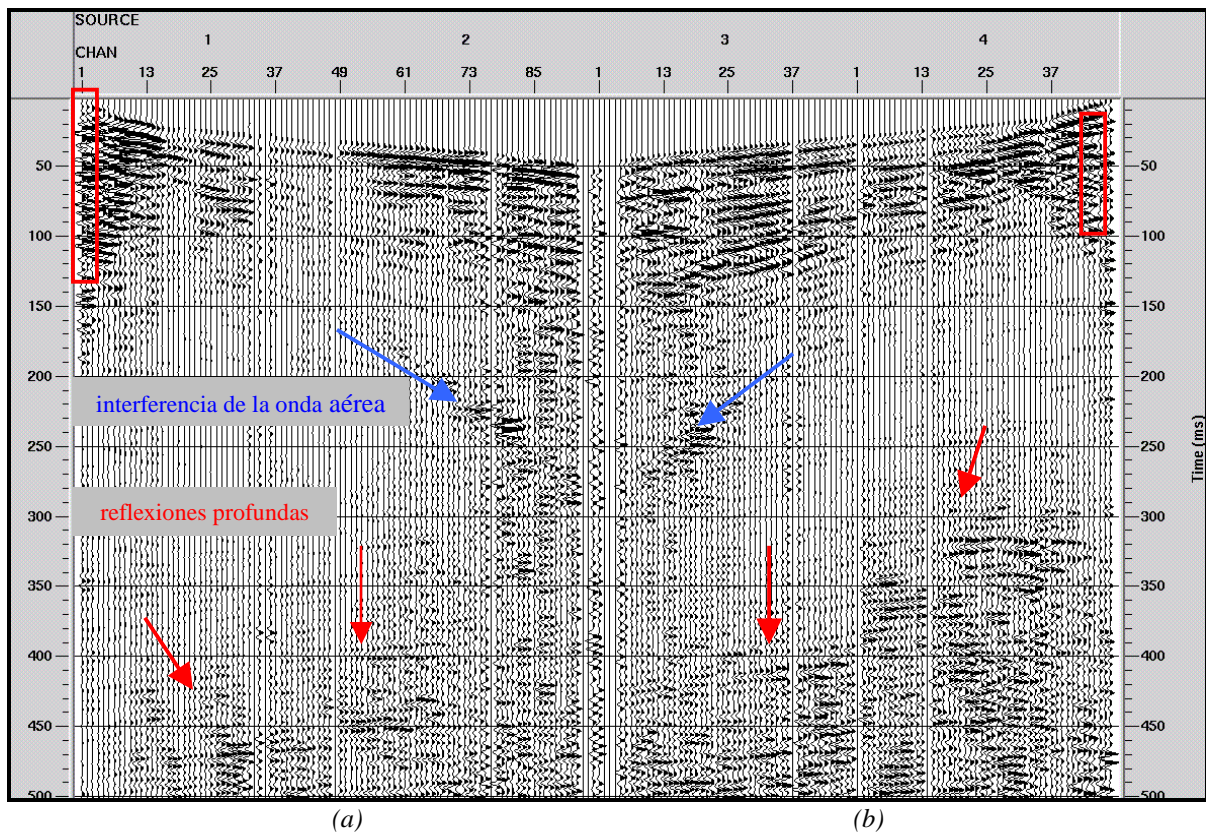


Figura II.47: Prueba de registro del frente de ondas cubriendo una distancia de 96 m que equivale, en este caso, a la longitud total del perfil sísmico. (a) Registro del tiro directo y (b) registro del tiro inverso. La distancia entre trazas es de 1 m. Este test pone de manifiesto que el *offset* más cercano debe situarse en torno los 6 m (marcado con ventana), pues para distancias menores se aprecia un enmascaramiento de las reflexiones superficiales. También se observa que la generación de ondas guiadas no es demasiado predominante, la onda aérea está suficientemente amortiguada pero interfiere con las reflexiones en los *offsets* lejanos (marca azul). En los 300 ms y en torno al centro de los registros se detecta un discontinuidad importante de los reflectores (marca roja). Se dispone de suficiente energía para ver reflexiones hasta los 500 ms; aspecto que aconseja ampliar la longitud temporal del registro.

Sismógrafo, geófonos y fuentes de energía

En la técnica de reflexión superficial se utilizan sismógrafos entre 12 y 120 canales, siendo los más extendidos los de 24 y 48, y los datos se muestrean digitalmente con un rango dinámico que varía entre 16 y 24 bits. Todas las líneas sísmicas de esta memoria han sido adquiridas con un sismógrafo BISON de 48 canales (Tabla II.6).

Modelo:	9048
Núm. canales:	48
Intervalos de muestreo:	50, 100, 200, 500, 1000, 2000 y 4000 ms.
Longitud del registro:	de 250 hasta 16000 ms (dependiendo del núm. de canales).
Respuesta de frecuencia:	4-2000 Hz (-3 dB).
Filtros analógicos pasa-bajas:	4-1024 Hz en pasos de 4 Hz Butterword de 2 polos.
Filtros analógicos pasa-altas:	2000, 1000, 500, 250,125 Hz Butterword de 6 polos.
Filtros digitales:	corta alta y/o corta baja y/o <i>notch</i> de 50/60 Hz.
Rango dinámico:	126 dB (21 bits).
Ganancia:	0, 10, 40 y 60 dB.
Máx. entrada del geófono:	± 5 V ($\kappa = 9.57 \mu\text{V/bit}$).
Formatos de salida:	long: 32 bit con ganancia fija (4 bytes por muestra). float: 16 bit de mantisa y 4 bits de ganancia (2.5 bytes por muestra). word: 16 bits con ganancia fija (2bytes por muestra).

Tabla II.6: Especificaciones técnicas más relevantes del sismógrafo utilizado en la presente memoria. El formato de salida de todos los registros ha sido el de 32 bit.

Los geófonos que normalmente se utilizan en sísmica de alta resolución van de 30 a 100 Hz de frecuencia natural, con un ancho de banda que abarca hasta 10 - 15 veces dicha frecuencia. Esto se debe a que en la mayoría de las situaciones geológicas superficiales la conducción de la energía efectiva llega hasta 300 - 400 Hz; en superficie frecuencias dominantes de 500 Hz o superiores son difíciles de obtener (Steeple *et al.*, 1997). La prospección debe asegurar una respuesta plana para estos rangos instrumentales. En este contexto, en el apartado III.1.3 se presenten las características y las curvas de respuesta de los geófonos que se han utilizado para obtener los datos de la memoria .

Generalmente se recomienda la utilización de geófonos de 40 Hz cuando los datos presentan frecuencias dominantes en torno los 100-150 Hz (caso más general), pero si el registro contiene frecuencias dominantes superiores a los 200 Hz, los geófonos de 100 Hz suelen funcionar mejor (Knapp *et al.*, 1986-

a y -b; Knapp, 1990). En el capítulo III de la memoria se realiza un estudio comparativo entre secciones adquiridas con las dos clases de geófonos para un mismo perfil.

En la implantación de los geófonos es preciso asegurar el buen acoplamiento con el suelo y el buen contacto con las conexiones del cable sísmico; a su vez, es también importante evitar la humedad para minimizar las corrientes parasitarias. Convencionalmente se aplica un filtro de corte selectivo (*notch*) a fin de eliminar la frecuencia de la red de distribución eléctrica (50 Hz en Europa y 60 Hz en USA). En sísmica superficial también son usuales los efectos de saturación de los geófonos o del sismógrafo; su no eliminación produce artefactos durante el procesado. Normalmente son las operaciones de filtrado las que más contaminan ya que tienden a redondear las crestas de las trazas con amplitudes cortadas (*clipping*); las cuales, posteriormente, pueden interpretarse como reflexiones coherentes.

Las relaciones entre la carga explosiva y el tipo de ondícula generada han sido estudiadas minuciosamente (O'Brien, 1969; Ziolkowski *et al.*, 1980), derivándose que la fracción de energía que se convierte en energía de propagación elástica es constante para un determinado medio y proporcional a la raíz cúbica de la masa del explosivo. Estas leyes implican que para maximizar el ancho de banda de los perfiles sísmicos superficiales sea aconsejable reducir la carga hasta el mínimo que permita la relación S/N. Por otro lado, el volumen de energía radiada por una carga más grande de lo requerido suele desplazar el espectro hacia las bajas frecuencias, ya que nunca se producirá un aumento de energía hacia las altas frecuencias por que la amplitud espectral disminuye más lentamente que la inversa de la raíz cuadrada de la energía. Eso explica que en sísmica de alta resolución, el uso del martillo optimice la prospección superficial.

Este aspecto también se trata en el capítulo III de la memoria cuando se realiza una evaluación de las dos fuentes de energía más usuales en prospección sísmica de alta resolución: el martillo y el rifle sísmico (calibre 12). Así mismo, en el capítulo IV se presenta una fuente alternativa (explosivo de baja energía) recomendada cuando las reflexiones de interés se sitúan entre los 20 y 500 m. Recientemente, en situaciones de muy alta resolución (hasta los 5-8 m), se está incorporando el uso de fuentes vibratorias que generen frecuencias de centenares de Hz. En general se utilizan en situaciones donde las condiciones geológicas desaconsejan el uso del georradar, aplicándose preferentemente a trabajos de arqueología o bien en la detección de las difracciones asociadas a objetos y cavidades (Ghose, 1998).

II.4 SECUENCIA BÁSICA DE PROCESADO EN SÍSMICA SUPERFICIAL

En el procesamiento de datos de sísmica superficial se utilizan los mismos algoritmos, incluso el mismo *software*, que en sísmica profunda. En particular, esta memoria se ha desarrollado con un paquete comercial de *software* (PROMAX, V.7; Landmark Inc.) ampliamente usado en el procesamiento de la sísmica del petróleo. Por este motivo, el presente apartado no pretende desglosar ni explicar cada uno de los algoritmos de tratamiento, ya difundidos en la literatura (Yilmaz, 1987; Sheriff *et al.*, 1991), si no que centra más la atención en presentar un conjunto de sugerencias sobre los parámetros específicos de estos algoritmos que difieren más de la sísmica profunda.

Cualquier proceso de datos sísmicos necesita que en los registros de campo se puedan identificar las distintas fases de la energía para así poder eliminarlas o potenciarlas durante el procesamiento multiseñal. Este procesamiento en sísmica de reflexión superficial se caracteriza por la necesidad de conservar las altas frecuencias y las reflexiones superficiales pero, a diferencia de la sísmica profunda, aquí la mayoría de los trenes de onda que se registran (onda directa refracciones, GR y onda aérea) se superponen a las reflexiones de interés. A fin de no perder los detalles que un procesamiento convencional eliminaría, es necesario un alto nivel de interacción con los algoritmos de tratamiento. Por ejemplo, en las correcciones NMO, los cortes de las hipérbolas (*stretch muting*) tienen que estar definidos más cuidadosamente que en los datos profundos (Miller, 1992). Ello comporta que exista un mayor riesgo, respecto de la sísmica profunda, de producir artefactos durante el procesamiento: aplicación de un filtro F-K demasiado severo, análisis de velocidad erróneo, aplicación de correcciones estáticas inadecuadas, etc.

La secuencia básica del proceso de datos es la misma que en sísmica profunda y se estructura en tres etapas (Figura II.49): el pre-apilamiento (*pre-stack*), el apilamiento (*stacking*) y el proceso post-apilamiento (*post-stack*). En cada uno de estos estadios intervienen una serie de tratamientos fijos, mientras que hay otros algoritmos que se pueden aplicar en cualquier momento del procesamiento (filtrado, escalado de amplitud, etc.).

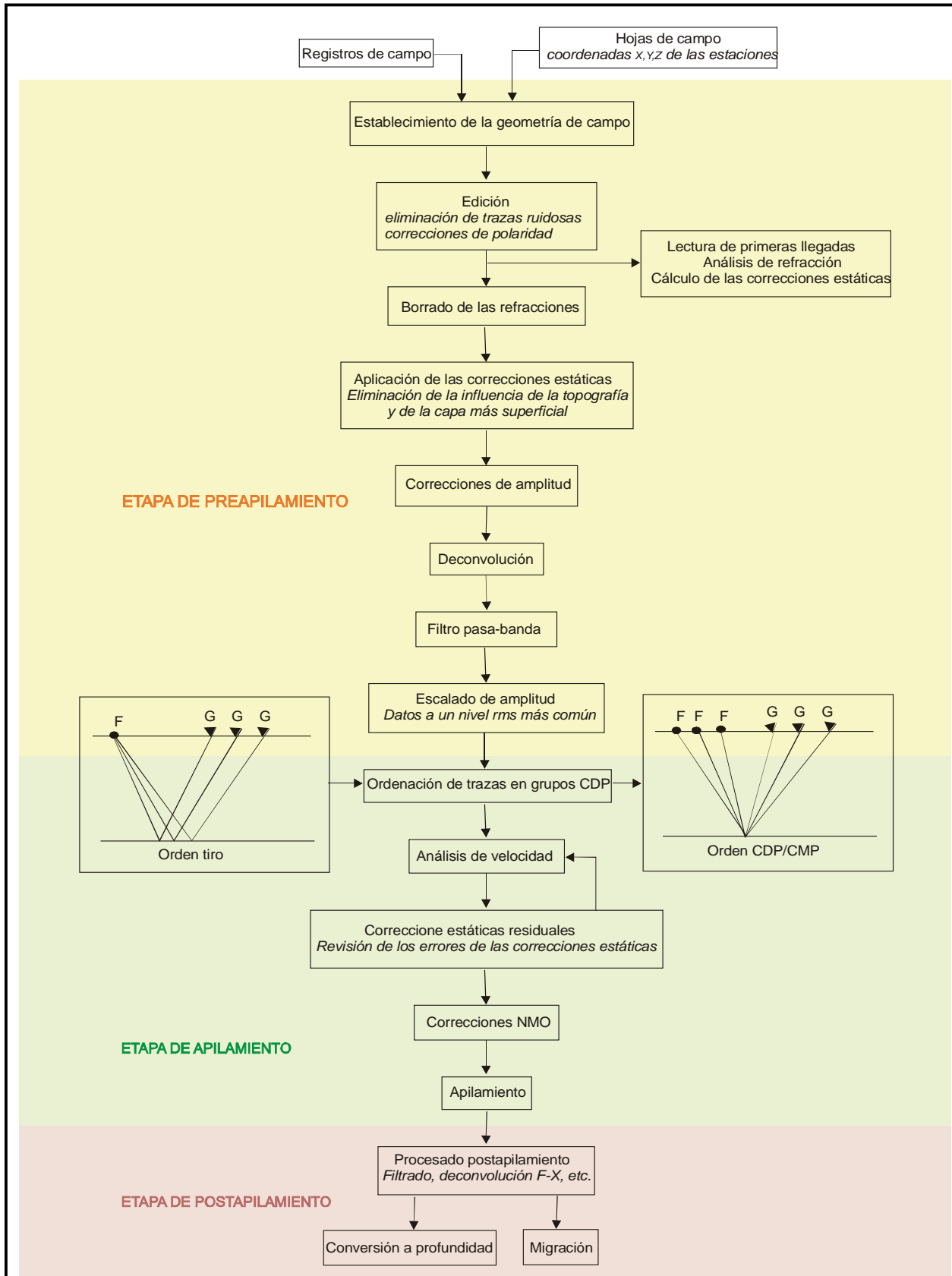


Figura II.49: Diagrama del flujo convencional del proceso de datos de sísmica de reflexión superficial.

II.4.1 Etapa de pre-apilamiento

La implantación de la geometría consiste en definir las coordenadas (x, y, z) para cada estación receptora y para cada tiro; de manera que toda traza del conjunto de los datos de campo tenga una perfecta localización. Esta tarea exige un grado de meticulosidad elevado puesto que el tratamiento en sísmica superficial es muy sensible a la topografía y a la distancia entre las estaciones.

En la edición de trazas se eliminan todas aquellas que presentan una baja relación S/N como consecuencia de un mal acoplamiento del geófono al suelo, de una deficiente conexión o de cualquier otro tipo de ruido ambiental. En este estadio también se realiza la inversión de las trazas que presentan polaridad cambiada (Figura II.50).

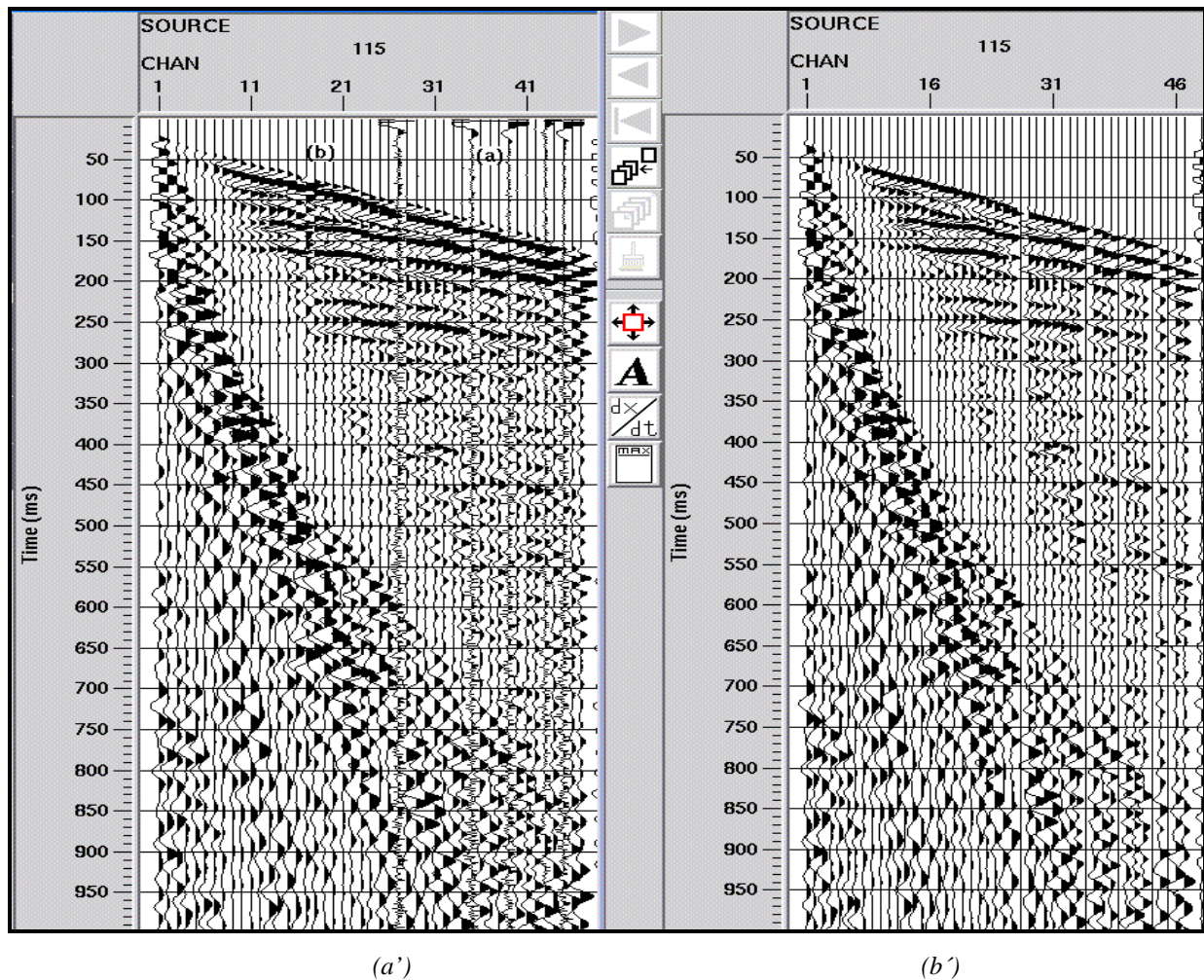


Figura II.50: El proceso de edición consiste en eliminar las trazas ruidosas (a) y en invertir aquellas que presentan cambios de polaridad (b). (a') Registro de campo y (b') registro de campo después de la edición. Datos procedentes del perfil sísmico PS-1 del capítulo IV de la memoria. El espaciado entre geófonos es de 5 m y el muestreo de 0.1 ms.

Una de las operaciones típicas de la etapa de pre-apilamiento es el estudio del contenido frecuencial de los diferentes eventos sísmicos y la caracterización de la relación S/N. Habitualmente este estudio (Yilmaz, 1987) se realiza a partir de la selección de un conjunto de registros significativos y del análisis de sus respectivos espectros de amplitudes y potencias, de su análisis F-K (apartado IV.2.1 de la memoria), y de su paso por diferentes filtros pasa-banda (Figura II.52).

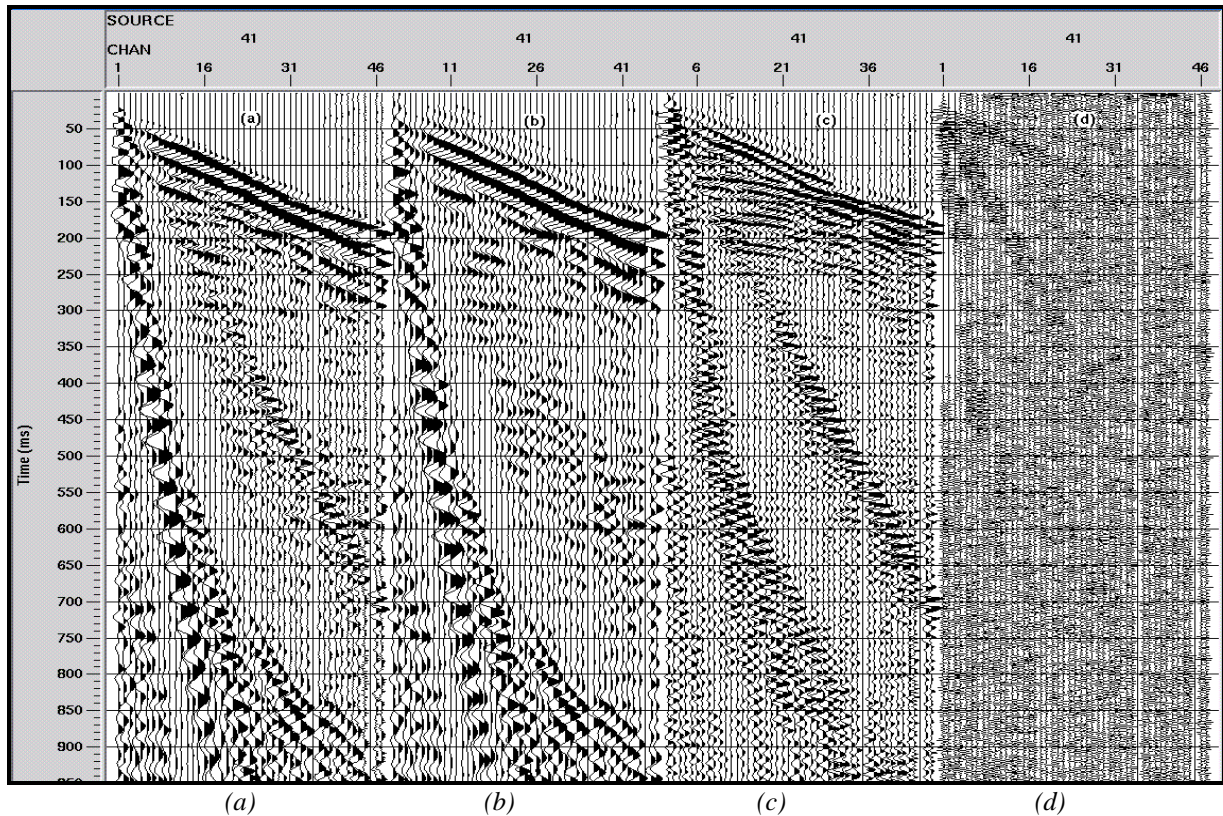


Figura II.51: Prueba del paso de un tiro de campo sin procesar (a) por diferentes anchos de banda. (b) Panel de 20-50 Hz, (c) 60-200 Hz y (d) 200-500 Hz. De donde se deduce que el mayor contenido de señales de reflexión se concentra en la banda 60-200 Hz. El GR es un evento presente en los paneles (b) y (c), mientras que la onda aérea se detecta en (c) y (d). Datos procedentes del perfil sísmico PS-1 del capítulo IV de la memoria. El espaciado entre geófonos es de 5 m y el muestreo de 0.1ms.

El objetivo del procesado pre-apilamiento es reducir lo máximo posible aquellos eventos que no se identifiquen como reflexiones. Esta supresión exige una delicada selección de los algoritmos y de los parámetros elegidos, pues de ello va a depender la correcta obtención de los reflectores. Muchas veces las técnicas de filtrado (Yilmaz, 1987; Sheriff *et al.*, 1991) no eliminan del todo las refracciones, el GR o la onda aérea; sino que modifican estos eventos superponiéndoles y/o convirtiéndoles en reflexiones (Figura II.52); fenómeno que sucede cuando presentan un *aliasing* fuerte o bien cuando el registro de campo contiene poca información de reflexión; en estas circunstancias suele recomendarse su borrado directo (Baker *et al.*, 1998).

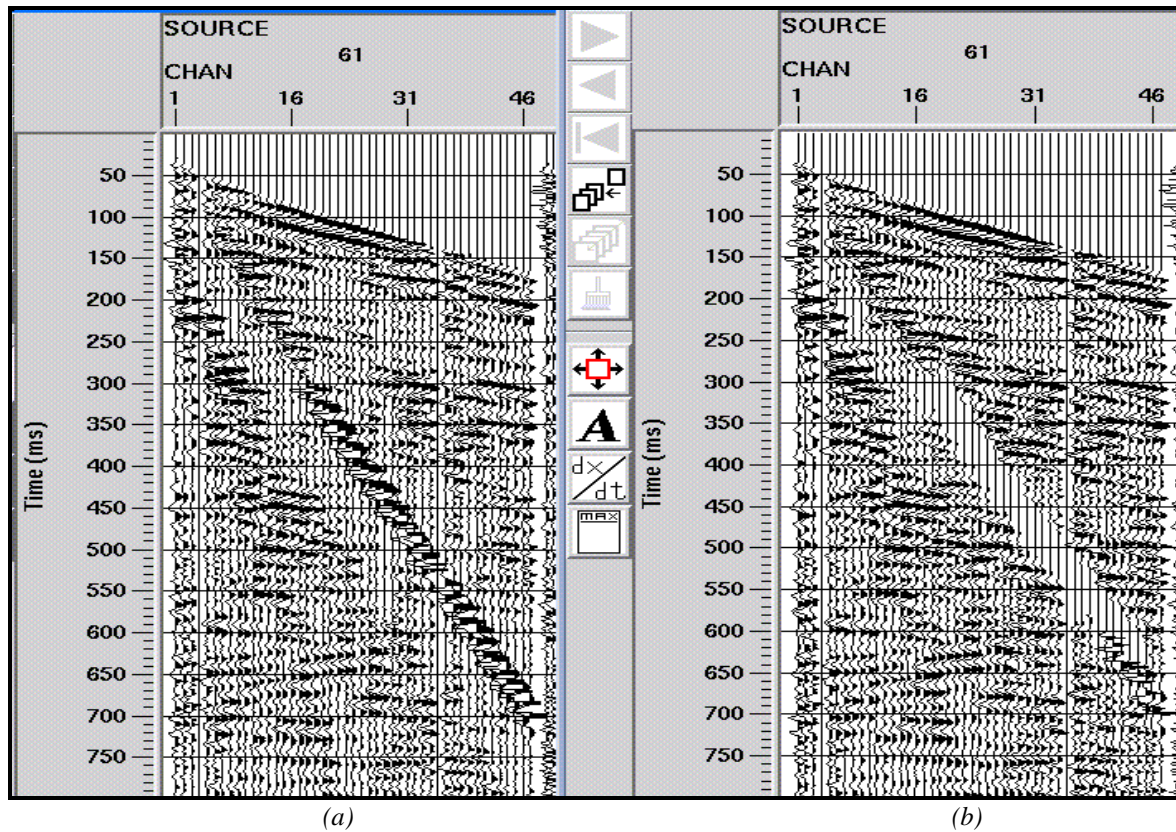
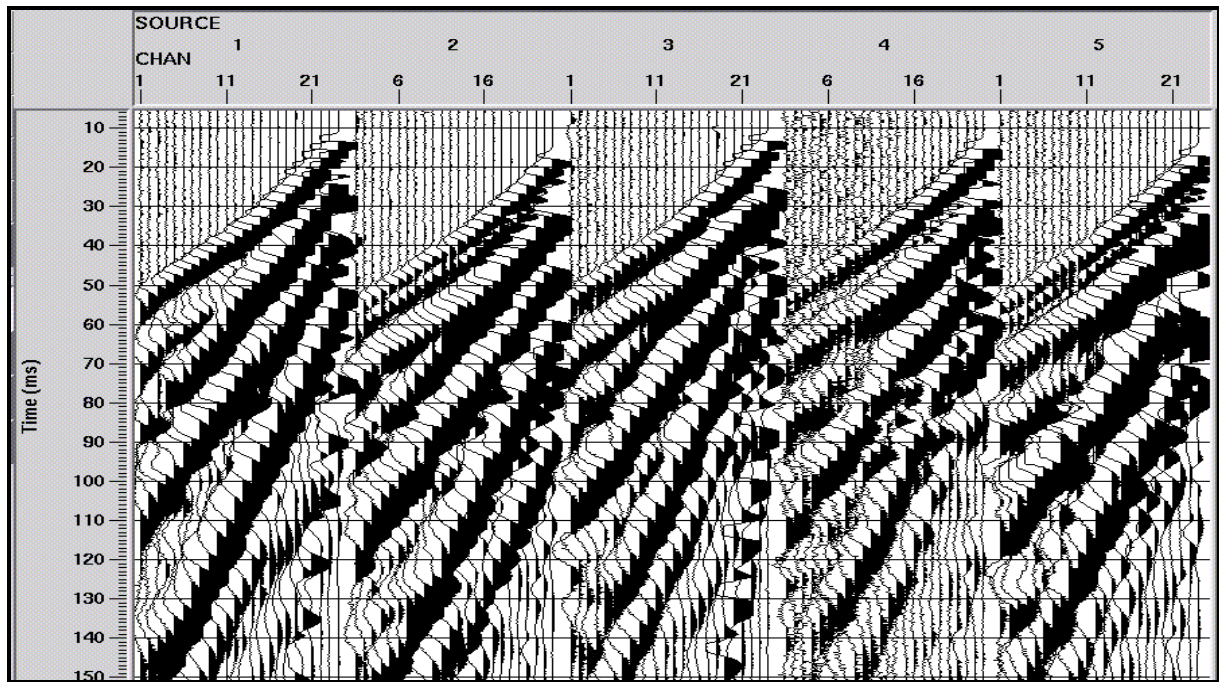


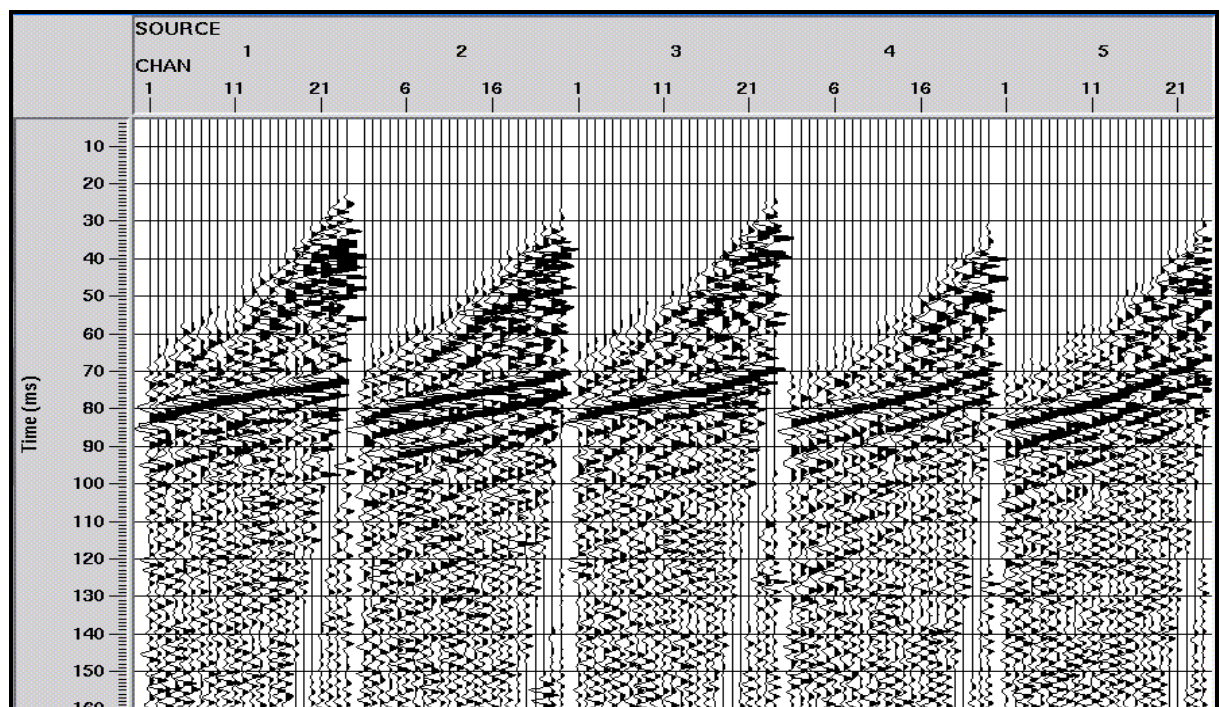
Figura II.52: (a) Efecto de una mala eliminación de la onda aérea en un registro procesado y (b) el mismo registro previo borrado de esta onda. Los artefactos producidos en (a) incidirían en la sección apilada creando falsos reflectores. Datos procedentes del perfil sísmico PS-1 del capítulo IV de la memoria. (Espaciado entre geófonos de 5 m y muestreo de 0.1 ms).

Para mejorar la resolución temporal de las trazas se acostumbra a aumentar su ancho de banda aplicándoles una deconvolución con un pulso básico (*spike*, de fase mínima, simétrico, etc); Figura II.53. La deconvolución (Yilmaz, 1987) aumenta este ancho de banda ensanchando el espectro de amplitudes mediante un filtro de Wiener, definido de manera que la traza resultante se asemeje lo más posible a la serie de reflectividad (apartado II.3.1), es decir, a aquella que se obtendría si el pulso básico fuera una señal temporal de duración cero (delta de Dirac; *spike*). El diseño de este filtro se realiza suponiendo que la serie de reflectividad y el ruido son series aleatorias en el tiempo, motivo por el cual debe compensarse la dependencia temporal de los cambios del frente de onda antes de la deconvolución mediante correcciones al decaimiento de las amplitudes.

La deconvolución de los datos superficiales constituye también un punto crucial (Steeple, 1998). En primer lugar, hay situaciones en que alguna de las hipótesis del modelo deconvolucional (Yilmaz, 1987) no se cumple ya que los armónicos de alta frecuencia de la ondícula de la fuente (*source wavelet*) pueden absorberse de manera diferente debido a las heterogeneidades de la primera capa y, en consecuencia, la ondícula cambia lateralmente violando una de las principales hipótesis del modelo; imposibilitando el aumento del ancho de banda (en sentido estricto). En segundo lugar, la sísmica más superficial



(a)



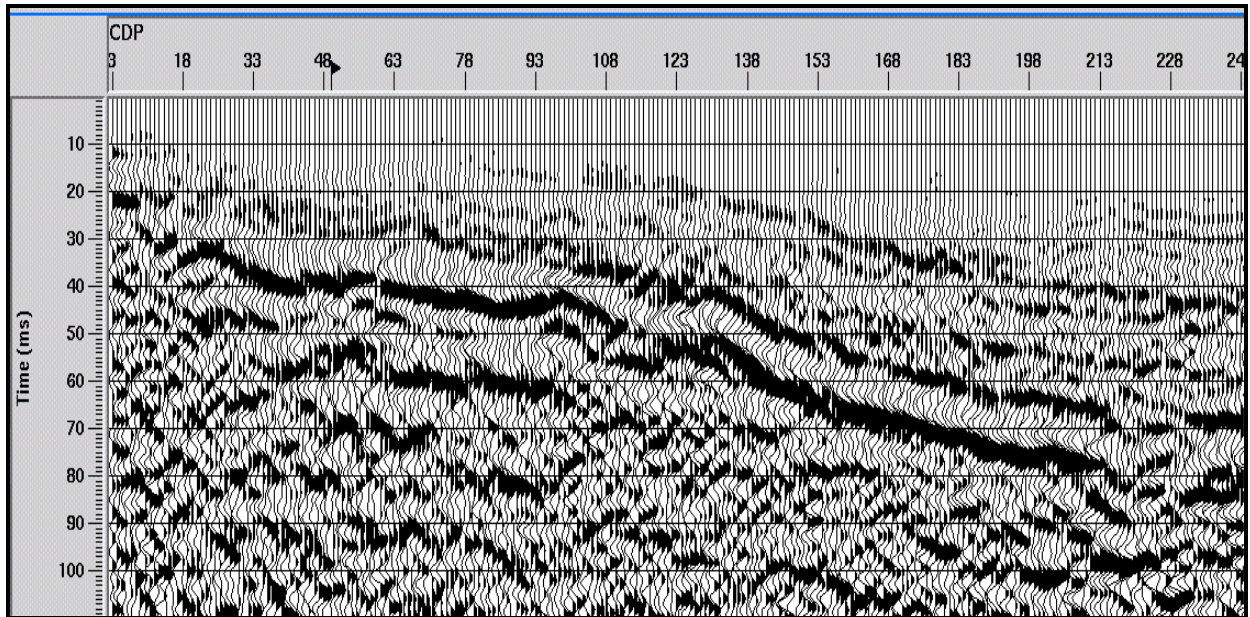
(b)

Figura II.53: La deconvolución se utiliza en la etapa de pre-apilamiento para aumentar la resolución temporal de las reflexiones. (a) Registros de campo. (b) Los mismos registros después del borrado de las refracciones, de la aplicación de un balance de amplitud y de una deconvolución seguida de un filtro pasa-banda (70-110-300-500 Hz). Registros de campo pertenecientes al glaciar Johnsons (Artártida); cortesía de Benjumea (1999). Trazas espaciadas 5 m e intervalo de muestreo de 0.1ms.

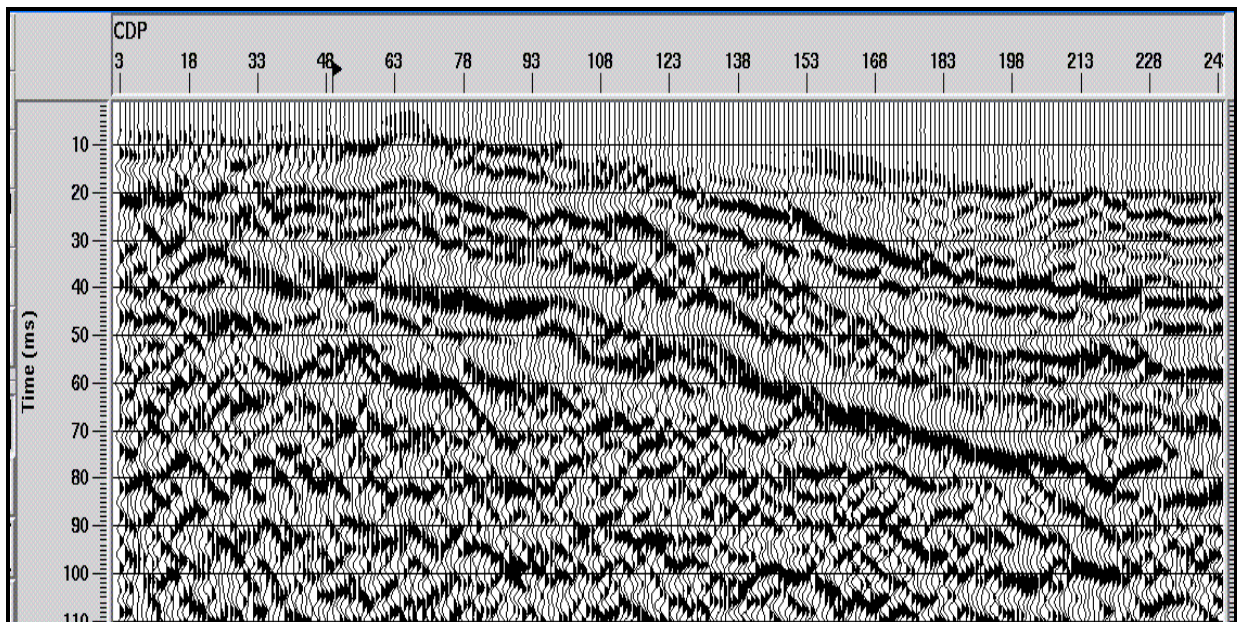
acostumbra a detectar pocas reflexiones (generalmente dos o tres) de manera que la serie de reflectividad puede considerarse determinista; violando otra de las hipótesis de los métodos más usuales de deconvolución de base estadística (*statistics-based deconvolution methods*). En tercer lugar, la frecuencia de las reflexiones varía más rápidamente con la profundidad que en sísmica baja resolución debido al rango más elevado de frecuencias con que se opera y a la poca compactación de las capas más superficiales que las amortiguan más. Ello motiva que algunas veces sea recomendable utilizar un algoritmo de deconvolución variable con el tiempo (diseño de distintos filtros según distintas ventanas temporales). Finalmente, otra condición perjudicial para de utilizar la deconvolución es que la relación señal/ruido a veces es pobre en sísmica superficial y entonces se propone (Jeng *et al.*, 1995) la utilización de un balance espectral (Coruch, 1985); método que consiste en filtrar cada traza en diferentes anchos de banda realizando un ajuste de las amplitudes en cada uno de ellos, de manera que el espectro de amplitud de la suma de todas las trazas (filtradas) con las amplitudes compensadas es plano para el ancho de banda total.

En la etapa de pre-apilamiento se acostumbra a aplicar un control de ganancia automática (AGC) para escalar las amplitudes de las trazas a un nivel común. La elección de la longitud de la ventana temporal de este operador constituye también un punto delicado ya que se altera considerablemente la visión de la sección sísmica. En la Figura II.54 se muestra un ejemplo de dos secciones obtenidas con los mismos datos y el mismo procesado, en donde la única diferencia ha sido la utilización de dos ventanas temporales distintas de 50 y 10 ms. El resultado pone de manifiesto significativas diferencias de interpretación entre ambas. En general, una ventana temporal corta amplifica las señales de la parte inferior de las secciones en donde acostumbra a existir más ruido residual de las ondas superficiales y además homogeniza la imagen de las trazas, mientras que una ventana temporal cercana a la longitud total de la traza casi no modifica las amplitudes de manera que las reflexiones centrales quedan poco potenciadas; la estrategia aconsejable es realizar pruebas con longitudes intermedias.

La Figura IV.11 (apartado IV.1.3 de la memoria) representa un ejemplo de proceso pre-apilamiento convencional de datos superficiales; mostrándose una colección de registros de un perfil sísmico (PS-1) antes (Figura IV.11-a) y después del procesado (Figura IV.11-b). Puede comprobarse como la aplicación de los diferentes tratamientos (Tabla II.7) ha conseguido eliminar la mayor parte del ruido al tiempo que se ha reforzado el carácter reflectivo. Así mismo, también se observa (tiros 61, 125 y 155; Figura IV.11) el efecto de la eliminación de la onda aérea directamente y de forma particularizada en los registros que lo requerían.



(a)



(b)

Figura II.54: La elección de la longitud de la ventana temporal del operador AGC altera considerablemente la visión de la sección sísmica. (a) Sección obtenida con una ventana temporal de 50 ms sobre una longitud total de traza de 250 ms. (b) Sección obtenida con una ventana temporal de 10 ms sobre una longitud total de traza de 250 ms. Ambas secciones se han realizado con los mismos datos y el mismo procesado.

Flujo de tratamiento	Parámetros y descripción de cada tratamiento
Entrada de los registros de campo	En orden tiro; $\Delta t=0.1$ ms; 1000 ms de longitud total ; 7451 trazas y 159 tiros.
Edición de trazas	Eliminación de trazas ruidosas y cambios de polaridad.
Borrado de las refracciones	Borrado directo mediante la definición de una ventana temporal específica para cada tiro (criterio por <i>offset</i> absoluto).
Análisis espectral; F-K y por bandas de frecuencia	Con la finalidad de determinar las características de cada uno de los trenes de onda presentes en los registros y establecer los parámetros de filtrado.
Aplicación de AGC	Mediante un operador corto de 20 ms con el objetivo de homogenizar las amplitudes de las trazas y evitar artefactos durante el filtrado debido a las señales de gran amplitud; lo cual originaría una respuesta del filtro similar a la de un pulso (<i>spike</i>).
Aplicación de un filtro F-K	Para eliminar las mayores componentes de las ondas superficiales, aérea y el GR. Se diseñan polígonos (k_i, f_i) específicos para conjuntos de tiros similares .
Eliminación del AGC	Para reestablecer las amplitudes originales.
Borrado de la onda aérea residual.	De aquellos registros en donde quedaban armónicos con gran amplitud (en <i>aliasing</i>).
Balance de trazas	Se aplica un método de ponderación/restitución de amplitudes respecto a los diferentes <i>offsets</i> .
Corrección estática por elevación	A fin de eliminar el efecto de la topografía en el recorrido del rayo. En este caso, debido al poco relieve, esta corrección no ha sido significativa (± 5 ms).
Corrección estática de refracción	Para evitar el efecto del emplazamiento en el recorrido del rayo debido a la heterogeneidad de la primera capa (capa meteorizada) en los geófonos y puntos de tiro. Este tipo de corrección también ha sido poco significativa (± 1 ms) (Figura II.12).
Corrección de amplitud	Para restaurar la pérdida de amplitud debido al efecto de la primera capa. Los parámetros elegidos (velocidades, potencias temporales, coeficientes de poisson, etc.) dan lugar a una corrección suave. Se aplica además un aumento lineal de 6 dB/s.
Deconvolución	Se utiliza una deconvolución predictiva con un operador y una ventana temporales de predicción corta (20 y 10 ms respectivamente). En este caso, se aumenta de la resolución vertical, se potencian las reflexiones y se consigue eliminar las ondas guiadas.
Filtrado pasa-banda	Filtro de frecuencias Butterworth de fase cero y ancho de banda 40 Hz-24 dB/oct-300 Hz-24 db/oct. Se consigue eliminar el ruido ambiental (altas frecuencias), las bajas frecuencias residuales y los efectos de la deconvolución (<i>spikes</i>).
Aplicación AGC	De 300 ms con el objeto de potenciar las reflexiones más profundas.
Corte de la longitud de las trazas	De 1000 a 750 ms para eliminar los artefactos que los distintos algoritmos aplicados han producido (sobre todo en las fronteras y en zonas de baja relación S/N).

Tabla II.7: Ejemplo de procesado pre-apilamiento convencional en sísmica de reflexión superficial. Este flujo corresponde al tratamiento seguido en el perfil sísmico PS-1 del capítulo IV. En la Figura IV.11 puede verse el resultado de su aplicación sobre los tiros de campo originales.

En general existe un retraso no uniforme de llegada de la energía sísmica entre trazas (llamado estático) debido a las variaciones de velocidad de la capa más superficial (meteorizada) y a la topografía del perfil (Yilmaz, 1987). Este retardo contribuye a producir desviaciones en las hipérbolas de reflexión cuando las trazas se ordenan en conjuntos CDP; disminuyendo la coherencia durante su apilamiento. En sísmica profunda, la profundidad de interés en donde se sitúan las reflexiones está por debajo de esta capa superficial y como que el contraste de velocidades en su base suele ser muy elevado, puede establecerse la hipótesis de que todas las trayectorias son normales en ella (incluso la de los *offsets* más lejanos) y se calculan las correcciones estáticas suponiendo incidencia normal. Por contra, en prospección superficial las correcciones estáticas son más acentuadas que en sísmica profunda (Steeple, 1990) ya que: *i*) representan una fracción más significativa de la trayectoria y, al trabajar con frecuencias más altas, *ii*) pueden implicar desplazamientos del orden del período de las reflexiones más someras (Figura II.55).

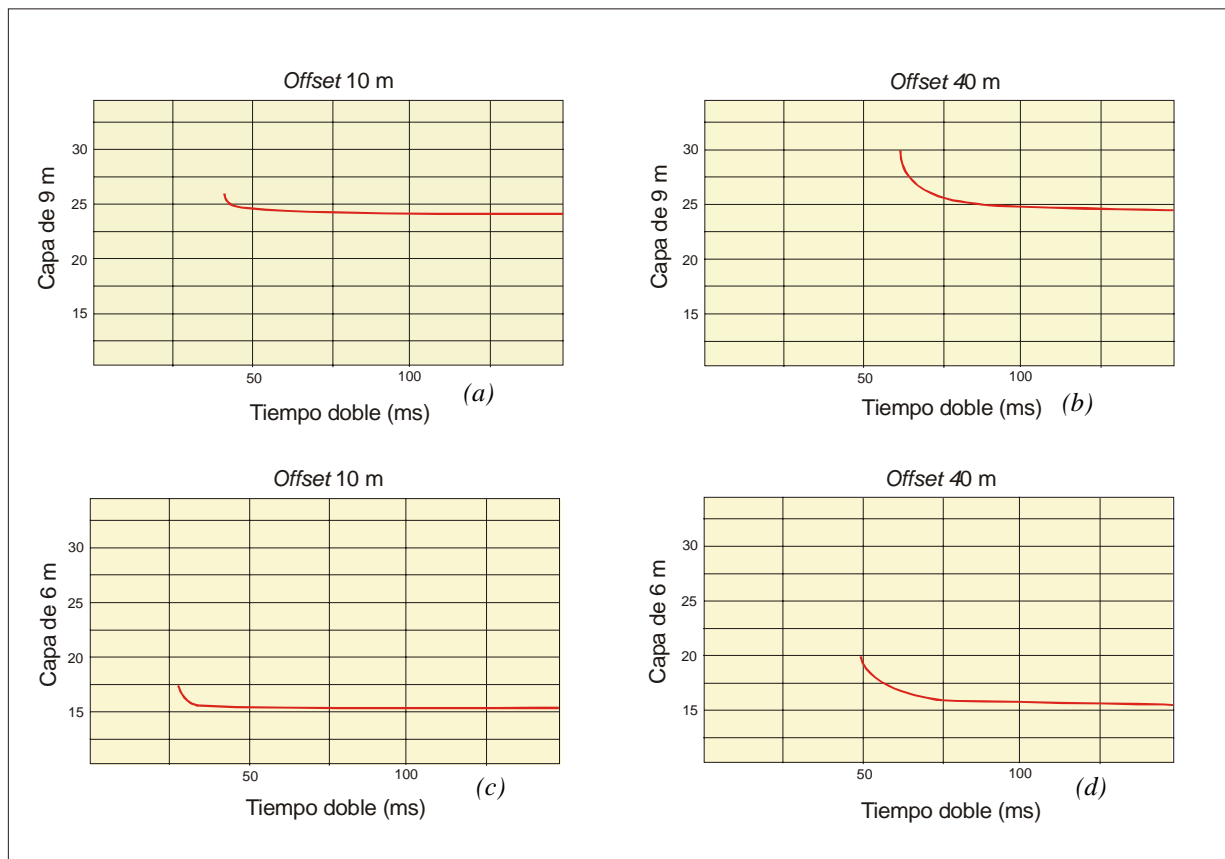


Figura II.55: Correcciones estáticas para cuatro combinaciones de offset y potencia de la capa meteorizada en función del tiempo de propagación (doble). El modelo utilizado para el cálculo ha sido una capa superficial de 500 m/s y un semiespacio de 1500 m/s. En la parte izquierda offset de 10 m (a) y (c), y en la derecha offset de 40 m (b) i (d). En el margen superior gráficas para una capa meteorizada de 9 m (a) y (b), y en el inferior de 6m (c) y (d). La aplicación de las correcciones estáticas supone traslados temporales en cada traza, su efecto hace que los tiros y los geófonos se sitúen en un nivel de referencia común (corrección por elevación) eliminando la capa superficial. Nótese como las correcciones son más pronunciadas para offsets y espesores más elevados (Brower 1998).

Los métodos clásicos para corregir los efectos de la topografía y los de la capa meteorizada (variaciones de potencia y velocidad) se dividen en dos grupos:

1) Correcciones estáticas de campo (Sheriff, 1991). Se aplican cuando se conocen las velocidades de la capa meteorizada y de la suprayacente, ya que si se dispone del modelo de profundidad de la capa alterada respecto al nivel de referencia, se pueden corregir las posiciones relativas de tiros y geófonos respecto de este. Normalmente este cálculo se realiza una vez establecida la geometría del perfil sísmico y aplicando el método de refracción (determinación de las 2-3 primeras capas) a partir de la lectura de los tiempos de primeras llegadas.

2) La correcciones estáticas residuales (*residual statics corrections*) habitualmente se aplican en la etapa de pre-apilamiento y se basan en el hecho de que el tiempo total de corrección puede dividirse en dos contribuciones: la posición de la fuente (*source static*) y la de los geófonos (*receiver static*) (Hileman, 1968; Taner, 1974). Mientras que las correcciones de la fuente son constantes para todas las trazas perteneciente a un mismo tiro, las correcciones por geófonos lo son para los conjuntos de trazas provenientes de un geófono común. En este tipo de correcciones se incorpora, además, la contribución de un factor consistente con la superficie (con desplazamiento medio temporal cero) que actúa como un suavizador de las dos correcciones anteriores (*surface consistent time shifts*). En sísmica superficial, este método de corrección no atenúa demasiado bien los efectos locales (se detalla a continuación) y en la práctica lo que suele hacerse es aplicar 1) antes del primer análisis de velocidad y utilizar 2) optativamente en una segunda iteración; o bien antes de las correcciones NMO.

La aplicación de los métodos convencionales de cálculo de los estáticos, planteados para sísmica profunda, tiene que ser cuidadosamente considerada ya que muchas veces son inadecuados para los reflectores más superficiales; sobre todo para las correcciones estáticas residuales. Por ejemplo los algoritmos de correlación entre estáticos que son muy utilizados en sísmica profunda (Yilmaz, 1981), en sísmica superficial pueden generar artefactos (Steeple, 1998) puesto que hay un parámetro crítico llamado el máximo tiempo de desplazamiento permitido (*maximum allowable shift*). Aquí, éste debe elegirse de manera que disminuya la traslación temporal a medida que vaya aumentando la frecuencia dominante de las reflexiones, asegurando así la posibilidad de que no se salte un ciclo de la onda. Considérese, por ejemplo una reflexión situada a los 40 ms que tenga 2 ms de corrección estática relativa respecto de la traza adyacente. Con una frecuencia dominante de 100 Hz, este estático representa $\lambda/5$, pero con una frecuencia de 500 Hz representa todo el ciclo. Por tanto esta clase de rutinas podrán o no ser aplicadas, en función del ancho de banda del evento; una prueba que puede hacerse es limitar el máximo desplazamiento permitido a $1/4$ del período dominante y asegurarse que al menos en dos (o más) reflexiones de la ventana de correlación no se producen artefactos.

Últimamente se están desarrollando nuevas técnicas de cálculo. Así: *i)* Mansen (1993) propone niveles de referencia intermedios (*floating datum*) que varían con la topografía, a fin de conservar las correcciones estáticas lo más pequeñas posible durante la aplicación de las correcciones NMO. También sugiere calcular el nivel de referencia final (*datum*) haciendo una media de la elevación de los geófonos activos y aplicar los estáticos calculados para esta nueva referencia después de las correcciones NMO. *ii)* Frei (1995) demuestra que cuando los relieves topográficos son del mismo orden de magnitud que la longitud de los *offsets* lejanos, se obtienen resultados pobres si se aplican las correcciones estáticas calculadas con los métodos convencionales (Yilmaz, 1987). El autor propone visualizar los datos en orden CDP, que es donde se aprecia más este efecto, y establecer un nivel horizontal de referencia para cada punto y considerar estas translaciones temporales como correcciones estáticas. *iii)* Brower (1998) propone aplicar correcciones estáticas basadas en el trazado de los rayos del modelo de refracción calculado para la línea sísmica (diferencia entre tiempos teóricos y tiempos de primeras llegadas). *v)* En un artículo reciente, Puglin *et al.* (2000) evalúan este aspecto y proponen un nuevo método de corrección (*first-arrival alignment*) que representa una combinación de los métodos de refracción y de *offset* común. En primer lugar se efectúan las lecturas de las primeras llegadas para todas las trazas y se realiza un análisis de refracción para determinar el campo de velocidades de la primera capa (que se suaviza lateralmente). Luego se alinean las primeras llegadas de todos los tiros (correspondientes a esta primera capa) respecto la función de velocidad encontrada, de manera que los desplazamientos temporales representen las correcciones estáticas.

Normalmente, cuando una sección contiene un número significativo de reflectores suele verificarse fácilmente la bondad de las correcciones estáticas aplicadas por la continuidad de algún reflector guía. Lamentablemente, en prospección de muy alta resolución se obtienen pocos reflectores de este tipo y se dificulta la confianza de estas irregularidades temporales. Una técnica alternativa en sísmica superficial se basa en el hecho de que la mayoría de los estáticos se producen por encima del nivel freático y, si se es capaz de identificar esta reflexión en los registros, a partir del su aplanamiento puede construirse un conjunto de tiempos de corrección. Desgraciadamente, esta capa no se detecta con facilidad en los datos superficiales, ya sea porque el nivel está por debajo de la profundidad de investigación (zonas de secano), ya sea por el poco contraste que presenta.

II. II.4.2 Etapa de apilamiento

Normalmente se realiza una visualización general de los conjuntos de trazas en orden CDP para revisar el procesamiento de pre-apilamiento hecho en orden tiro (artefactos, identificación de las reflexiones más relevantes, etc.). En caso de obtener reflexiones poco coherentes puede aplicarse algún algoritmo convencional para reforzar estas señales (deconvolución F-X, ponderación entre trazas,...), pero constituye también, un punto delicado pues un excesivo tratamiento modifica a veces la curvatura de las hipérbolas a la vez que crea falsas reflexiones. En estas situaciones, lo más aconsejable es realizar un primer análisis de velocidad sin ningún tipo de procesamiento y obtener una sección que sirva de control a posteriores tratamientos.

Hay muchos métodos para estimar la velocidad de las hipérbolas de reflexión y algunos provienen de antes de la era de procesamiento digital (T^2-X^2 o $T-\Delta T$; Steele, 1941). Actualmente con la geometría CDP (Dix, 1955) el análisis de velocidades se realiza de forma interactiva (Figura II.56).

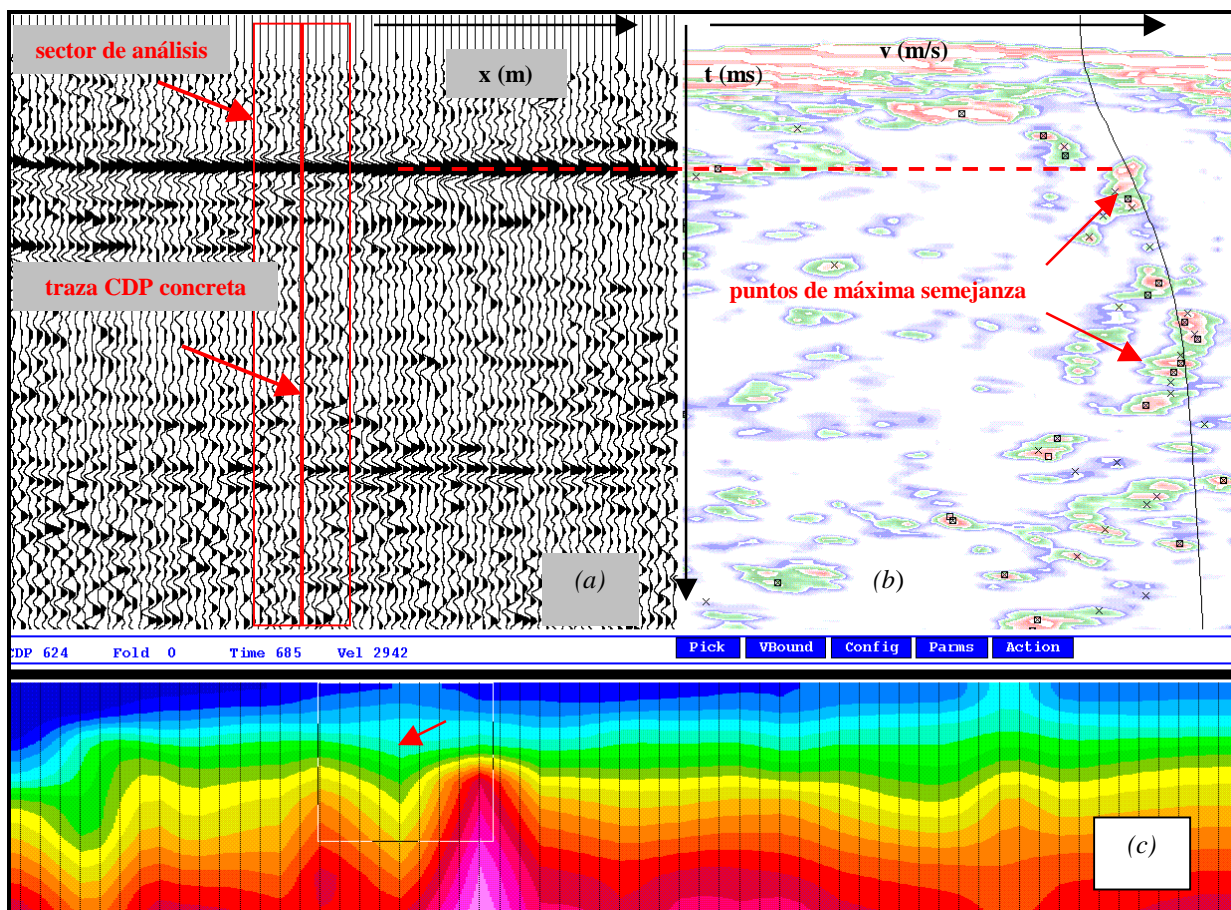
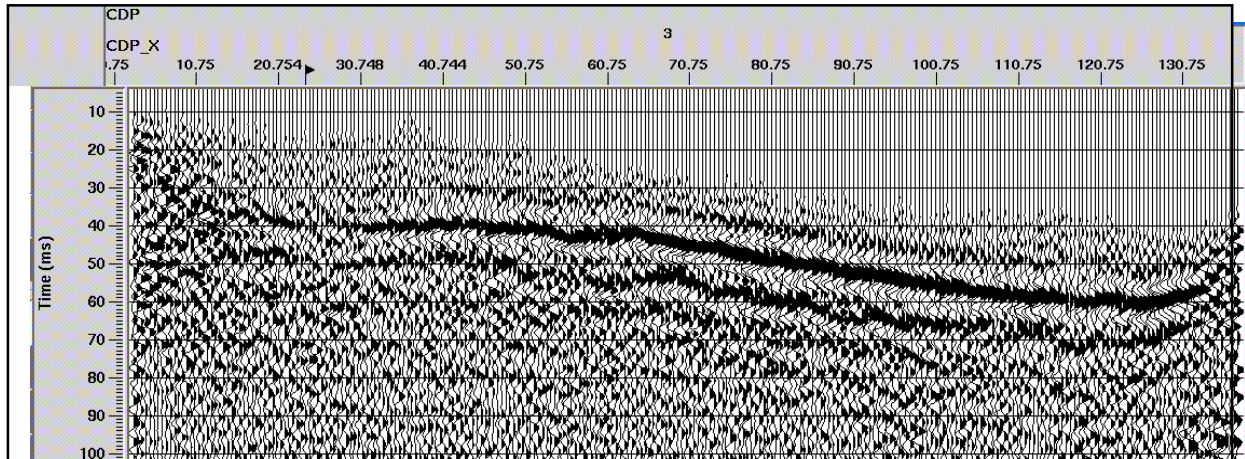
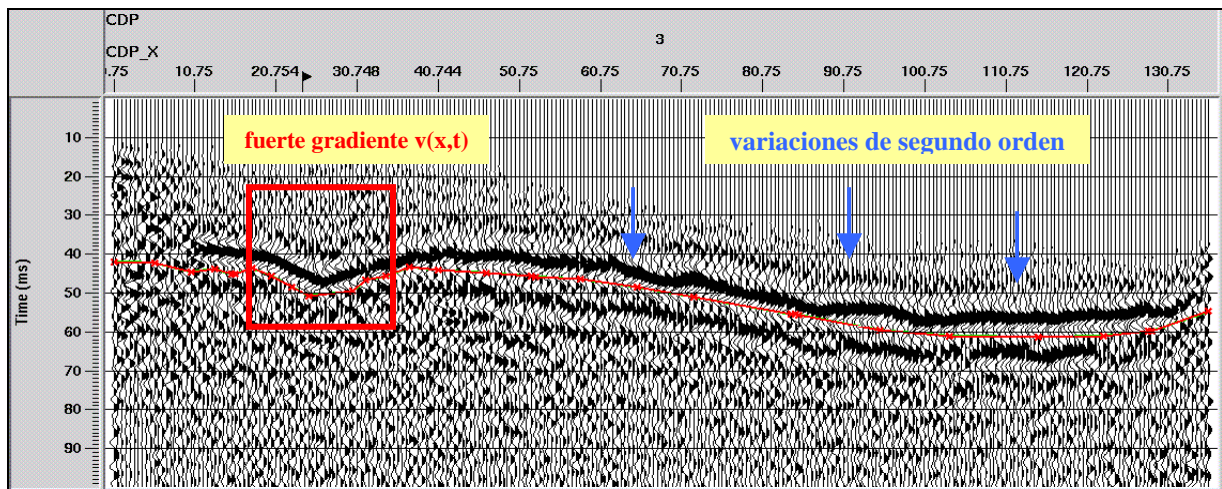


Figura II.56: Ejemplo de análisis de velocidad. (a) Sector de la sección sísmica resultante del campo de velocidades $V_{rms}(x,t)$ contenido dentro del recuadro (c). (b) Coeficientes de máxima semejanza (Robinson et al., 1980) para la ley de velocidades correspondiente al CDP central del recuadro. El campo de velocidades inicial estaba formado por una capa de 2000 m/s sobre un semiespacio de 4000 m/s. El análisis de velocidad consiste en ir modificando el campo inicial en función de la semejanza y de la coherencia de los reflectores hasta obtener la alineación óptima de los reflectores de la sección. Sector de sección perteneciente al perfil sísmico PS-1 (capítulo IV, de la memoria).

En general, suelen efectuarse dos o tres iteraciones de análisis de velocidad (con/sin correcciones estáticas; con/sin tratamiento en orden CDP) y se comprueban los resultados en las secciones apiladas. La elección correcta del campo de velocidades definitivo es también un aspecto delicado del procesado en sísmica superficial debido a las heterogeneidades de las primeras capas (Figura II.57).



(a)



(b)

Figura II.57: Efecto producido sobre una sección sísmica por diferencias del campo de velocidad. (a) Imagen sísmica resultante de un campo de velocidades sin diferencias laterales importantes. (b) Sección en donde se ha incorporado un fuerte gradiente de velocidades (heterogeneidad) por debajo los 25 m de profundidad. En menor medida, todo el campo de velocidades de (a) ha sido ligeramente modificado por encima de la línea divisoria marcada en rojo; comprobándose que la introducción de pequeñas variaciones de segundo orden (no han superado el $\pm 10\%$ de la velocidad original) puede alterar la morfología de los reflectores (marcas azules).

El campo de velocidades se utiliza para realizar las correcciones de sobretiempo por distancia en las hipérbolas de reflexión (NMO, *normal moveout*) (Sheriff *et al.*, 1991) de manera que éstas queden alineadas y al sumarse (constructivamente) la traza CDP resultante tenga la máxima relación S/N. Pero las

correcciones NMO generan distorsiones en las frecuencias de las trazas que aumentan con el *offset* (Yilmaz, 1987) y su efecto es mayor en las reflexiones superficiales; ello da lugar a que previo al apilamiento, sea necesario eliminar un determinado tramo de las hipérbolas (*stretch mute*). Este factor juega un papel importante en sísmica superficial. A diferencia de la sísmica del petróleo en donde muchos algoritmos de procesado llevan incorporado un valor por defecto (40%), en sísmica de alta resolución los porcentajes de eliminación son variables (normalmente entre un 15 y un 40 %) y si se aplica uno inadecuado, puede reducirse la frecuencia dominante del espectro en más de unos 50 Hz y variar el ancho de banda; al mismo tiempo que se degradan las amplitudes de las ondículas de las reflexiones con la consecuente pérdida de resolución (Miller, 1992). Esta dependencia de las hipérbolas superficiales da lugar a que solo variando un ± 1 % el factor de *stretch mute* se alteren las propiedades de la sección sísmica generando falsas interpretaciones (se pueden incorporar refracciones, por ejemplo). En cambio, si se elimina un tramo adecuado se reducen las distorsiones producidas por incidencia no normal (mayores con los *offsets* lejanos) y se estabilizan las propiedades espectrales de las reflexiones superficiales. Miller (1992) establece que el porcentaje óptimo del tramo a eliminar para reflexiones situadas por encima de los 50 m de profundidad debe ser, en general, menor al 20 %, valor obtenido como compromiso entre la relación S/N, la coherencia del evento apilado y la su frecuencia dominante.

En la Tabla II.8 se muestra un flujo convencional de procesado de apilamiento de sísmica superficial. En este caso no se han aplicado correcciones estáticas residuales por ser irrelevantes.

Flujo de tratamiento	Parámetros y descripción de cada tratamiento
Ordenación de las trazas en conjuntos CDP	Visualización de las hipérbolas de reflexión y comprobación de las correcciones estáticas.
Definición de un campo de velocidades inicial	Parte superior creada a partir de los datos de refracción y un semiplano de velocidad constante (3000 m/s) por debajo de los 250 ms.
Primer análisis de velocidad	Interactivo, con el campo inicial y un 20 % de <i>stretch mute</i> .
Correcciones NMO	Con el mismo valor del 20 % de <i>stretch mute</i> .
Apilamiento 1	Algoritmo <i>diversity sum amplitud/power</i> (Sheriff, 1991) en donde se define una ventana temporal (en este caso de 150 muestras) para calcular el valor medio de las amplitudes, normalizándolas y sumándolas. De esta forma se asegura la correcta contribución de cada traza en la ventana elegida.
Correcciones NMO	Con el valor del 30 % de <i>stretch mute</i> .
Apilamiento 2	<i>Diversity sum amplitud/power</i> .
Segundo análisis de velocidad	Interactivo, con el campo inicial y un 30 % de <i>stretch mute</i> .
Correcciones NMO	Con el valor del 30 % de <i>stretch mute</i> .
Apilamiento 3	<i>Diversity sum amplitud/power</i> .

Tabla II.8: Ejemplo de un procesado de apilamiento convencional en sísmica de reflexión superficial. Este flujo ha sido utilizado en el tratamiento del perfil sísmico PS-1 del capítulo IV, el resultado de su aplicación puede verse en la Figura IV.12.

III. II.4.3 Etapa de post-apilamiento

La sección sísmica necesita normalmente de algún tratamiento suplementario para potenciar los reflectores, homogenizar la banda de frecuencias y mitigar el ruido residual. Si las secciones presentan una buena relación S/N un simple filtrado de frecuencias es suficiente para obtener la imagen sísmica definitiva (apartado IV.2.3 de la memoria); haciéndose, en principio, innecesario ninguna compensación de ganancia (típico en sísmica profunda) debido a que por debajo de los 300-400 ms normalmente no es necesario aumentar la amplitud de los reflectores situados en la parte inferior de la sección. Y, en el extremo opuesto, cuando las secciones sísmicas iniciales presentan muy poca energía de reflexión, muchas veces es un punto meritorio detener a tiempo el procesado, ya que en estos casos los tratamientos de post-apilamiento (Yilmaz, 1987; Sheriff *et al.*, 1991) producen falsas reflexiones. El conjunto de figuras que a continuación se presentan (de la Figura II.58 a la Figura II.62) ejemplifica el efecto de diferentes tratamientos sobre las dos secciones sísmicas apiladas de la Figura II.57 y ponen de manifiesto una receta práctica para evolucionar en los distintos estadios del procesado: aplicar el algoritmo, comparar el resultado con el estadio anterior y conservarlo si conduce a un aumento de la relación S/N con los menores artefactos posibles.

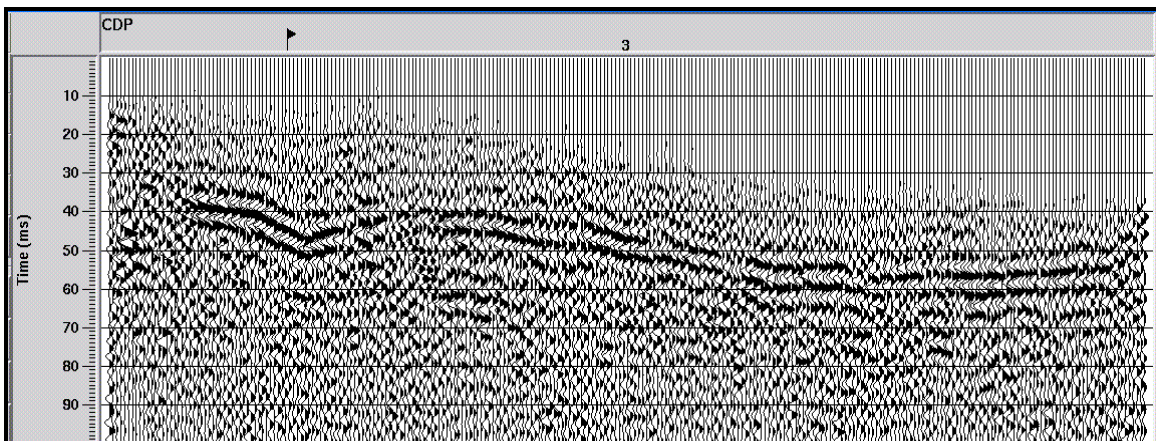


Figura II.58: Aplicación de un filtro de frecuencias excesivamente estrecho (100-180 Hz). Sección sísmica correspondiente a la Figura II.55-b

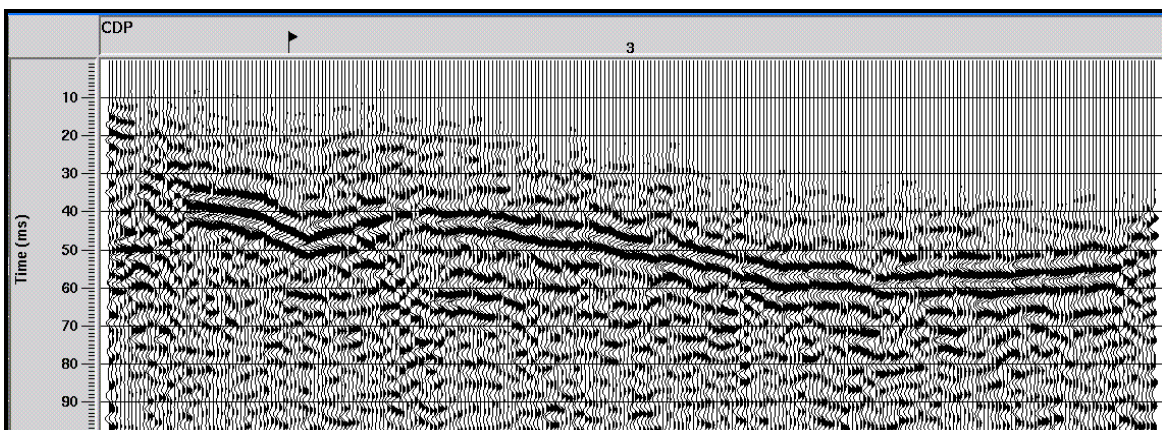
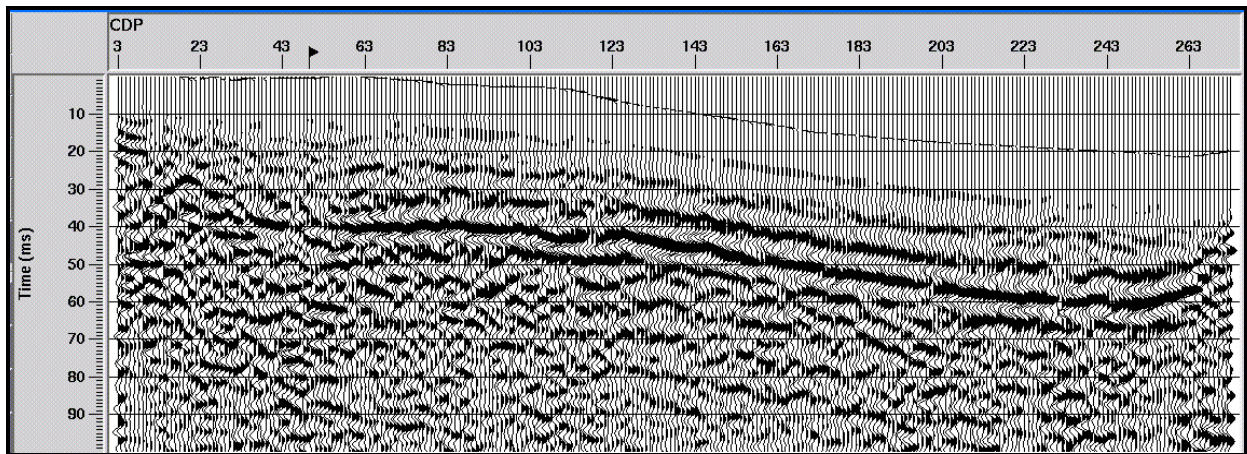
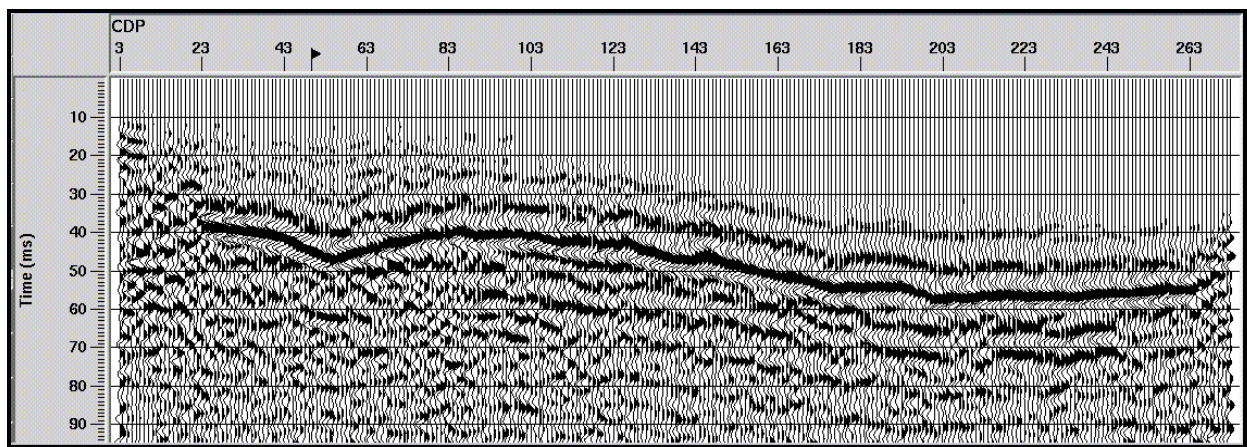


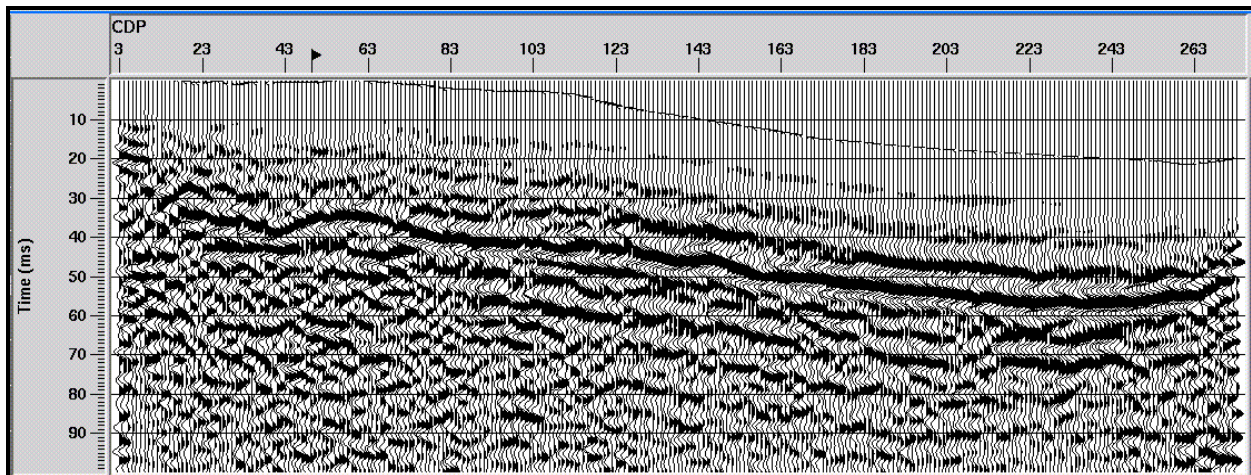
Figura II.59: Sección de la figura anterior en donde se ha realizado una ponderación entre trazas (3) (tace mixing; Yilmaz, 1987).



(a)

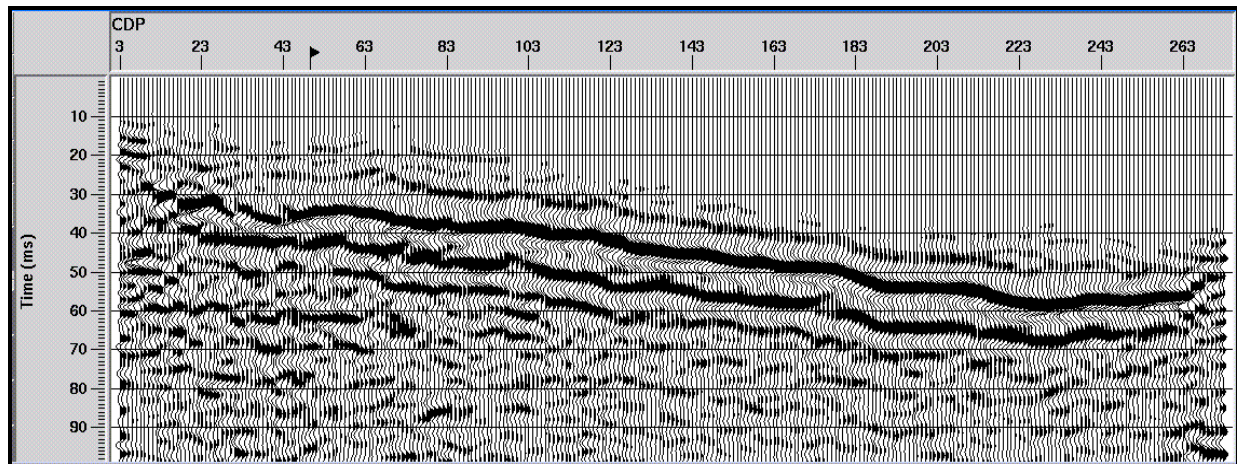


(b)

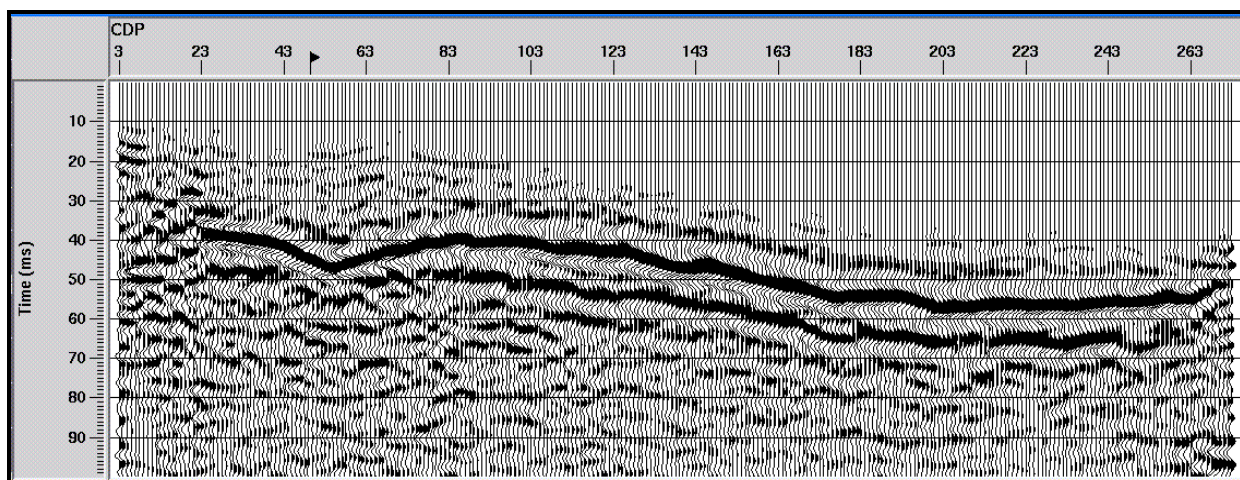


(c)

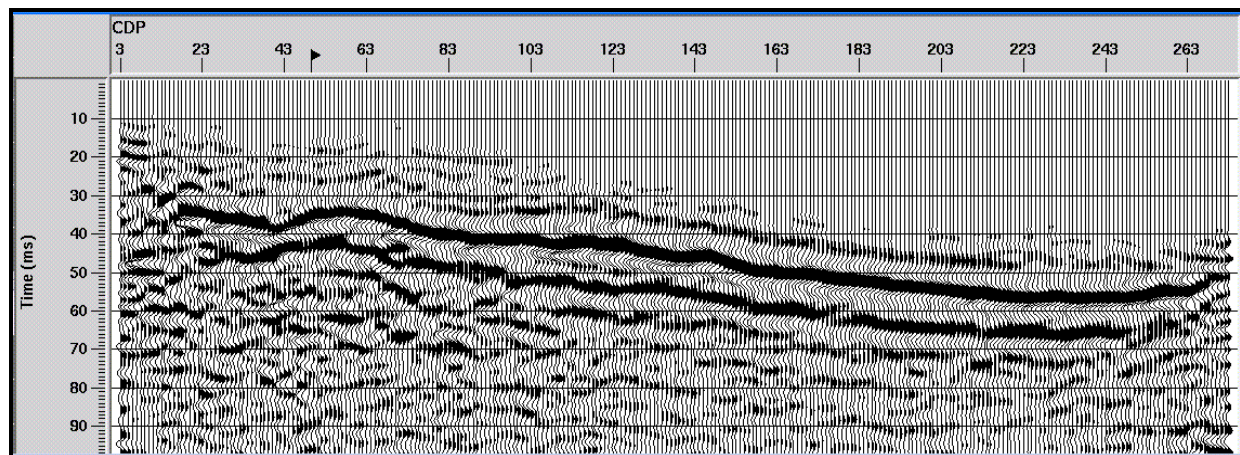
Figura II.60: Secciones sísmicas (a) y (b) correspondientes a la Figura II.55(a) y (b) respectivamente. Han sido tratadas con un mismo flujo de procesamiento: Filtrado de frecuencias pasa-banda de 40-200 Hz y trace mix (3). Las diferencias en la morfología de los reflectores entre ellas provienen de los distintos tratamientos pre-apilamiento. La sección sísmica (c) corresponde a la sección apilada de la Figura II.29-b obtenida con los mismos datos de campo que (a) y (b) pero con un análisis de velocidad particularizado para cada uno de los reflectores más superficiales.



(a)



(b)



(c)

Figura II.61: Secciones sísmicas correspondientes a la Figura II.60 (a), (b) y (c). Tratadas con el mismo flujo de procesado que las anteriores pero con un trace mix más severo (7 trazas). Las diferencias morfológicas de los reflectores entre ellas provienen de los distintos tratamientos pre-apilamiento.

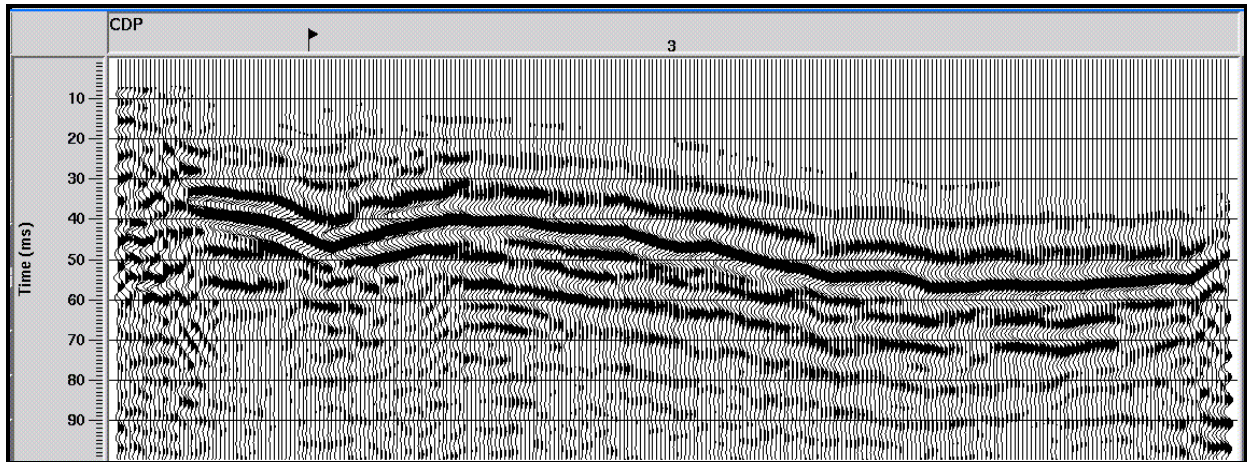


Figura II.62: La migración no siempre es conveniente (Black *et al.* 1994). Sección migrada correspondiente a la Figura II.56 (b).

En esta última etapa surge la cuestión de cuando tiene que pararse el procesado de la sección. La respuesta estriba en disponer de una buena información geológica de la zona y confrontarla con la sección obtenida. Si se obtienen contradicciones con ella lo mejor es abandonar el procesado y utilizar otras estrategias de análisis sísmico, como por ejemplo: las secciones *offset* común (Slaine *et al.*, 1988), el estudio del perfil a través de los registros ordenados en explotación de tiro (Benjumea, 1999), la aplicación de métodos de refracción, etc.

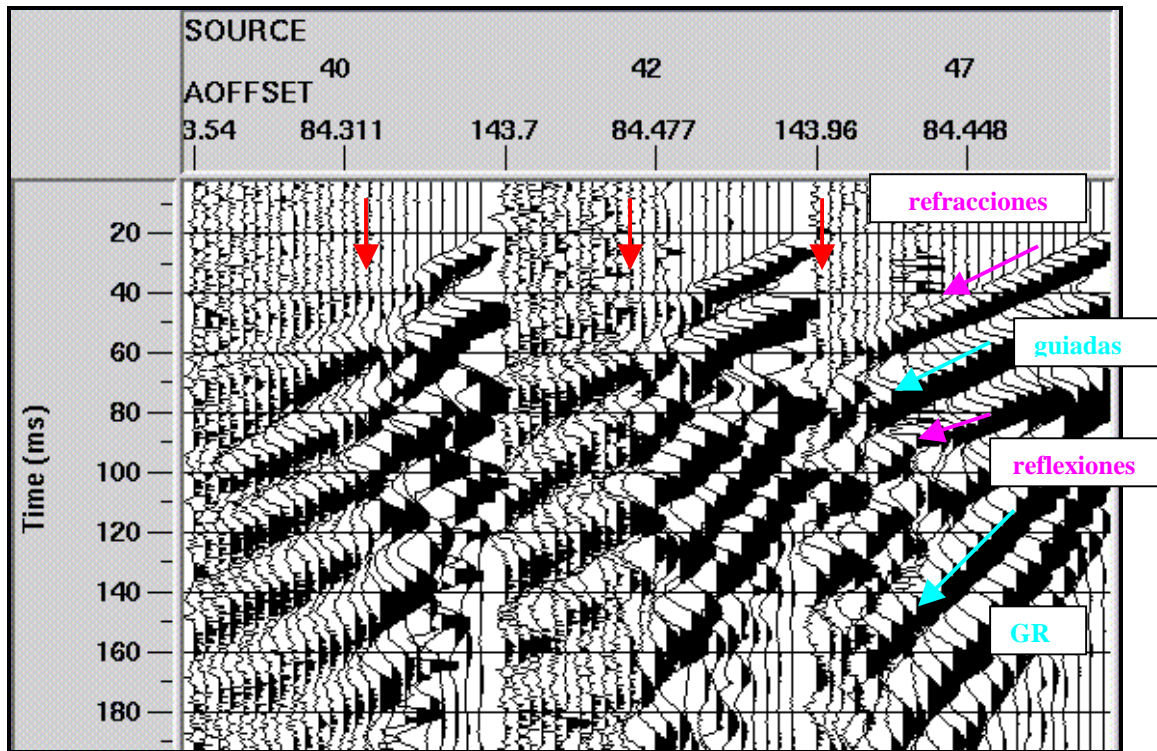
La interpretación de las secciones sísmicas superficiales es otro aspecto importante ya que en algunos casos éstas pueden contener eventos coherentes que no son reflexiones; sobre todo en tiempos largos y en donde la relación S/N acostumbra a ser más baja. Para que la interpretación sea fiable es vital conocer todo el proceso histórico de tratamiento que ha sufrido la sección además de disponer de la información geológica de la zona de estudio. Así, por ejemplo, entre tres secciones de las Figuras II.60 o II.61 se descarta, de entrada la correspondiente al análisis de velocidad más severo (b). Un último punto a tener en cuenta es la escala de representación de una sección superficial ya que muchas veces la vertical (tiempo doble) tiende a exagerarse respecto la horizontal entorpeciendo la interpretación.

II.5 SÍSMICA SUPERFICIAL EN DIFERENTES CONDICIONES GEOLÓGICAS

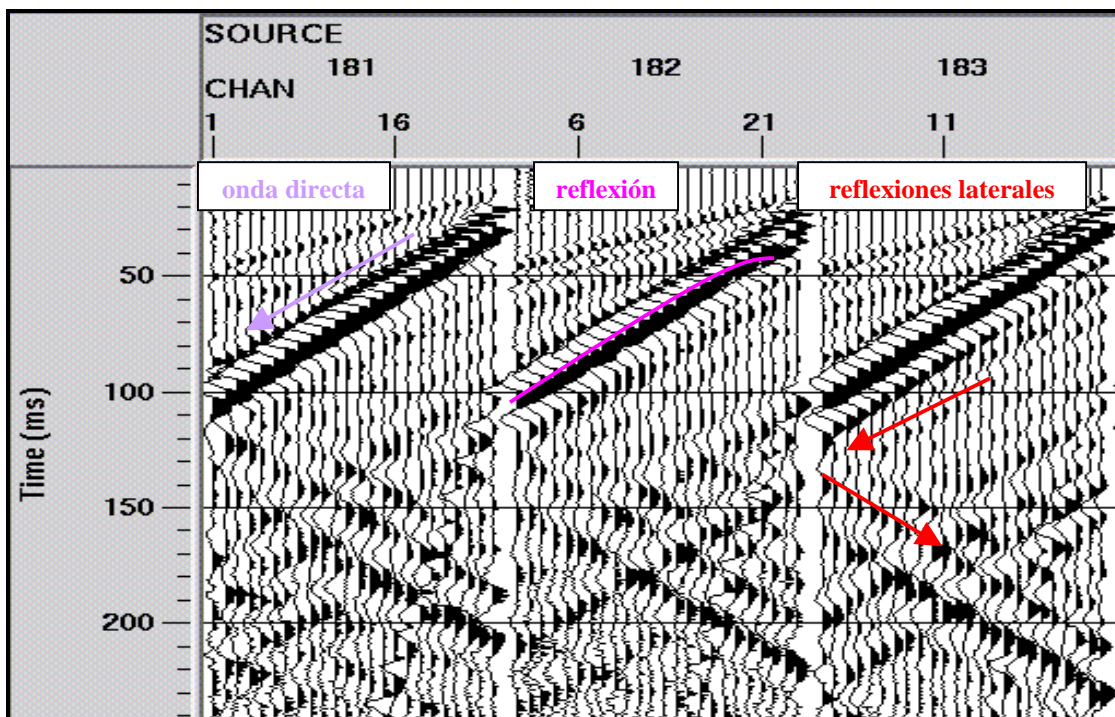
El propósito de este apartado es presentar de manera sintética una serie de ejemplos de sísmica de alta resolución que complementan la exposición realizada hasta el momento; haciéndose solo énfasis de su idiosincrasia sin especificar los aspectos puntuales

II.5.1 Registros de campo en discontinuidades laterales (grietas)

El régimen de movimiento del hielo origina grietas en los glaciares en dirección perpendicular al flujo. Los registros de la Figura II.63 fueron obtenidos en un glaciar cuando la nieve cubría las grietas y ejemplifican el paso de un frente de ondas a través de una discontinuidad vertical (en este caso el contacto hielo-aire-hielo). El primer conjunto de datos (Figura 63-a) corresponde a una zona donde el hielo queda cubierto por una capa de nieve invernal con un grueso aproximado de 2 m, denominada zona de acumulación, mientras que el segundo conjunto (Figura II.63-b) se obtuvo en un sector donde el hielo afloraba (zona de ablación). La diferencia de las propiedades físicas de la primera capa en cada zona produce el registro de diferentes trenes de onda. Así, en la zona de acumulación la capa de nieve es un medio menos compacto (Figura 63-a) y origina ondas guiadas y GR de gran amplitud que interaccionan con la grieta produciéndose cambios de fase y de continuidad; además de detectarse un retraso de las primeras llegadas en la región donde se localiza la grieta. En cambio, en la zona de ablación (Figura II.63-b) los eventos con más amplitud corresponden a la onda directa que se propaga por el primer tramo de hielo y a la reflexión de su base, mientras que las reflexiones laterales de energía las produciría una grieta situada a una profundidad por debajo de este primer nivel.



(a)

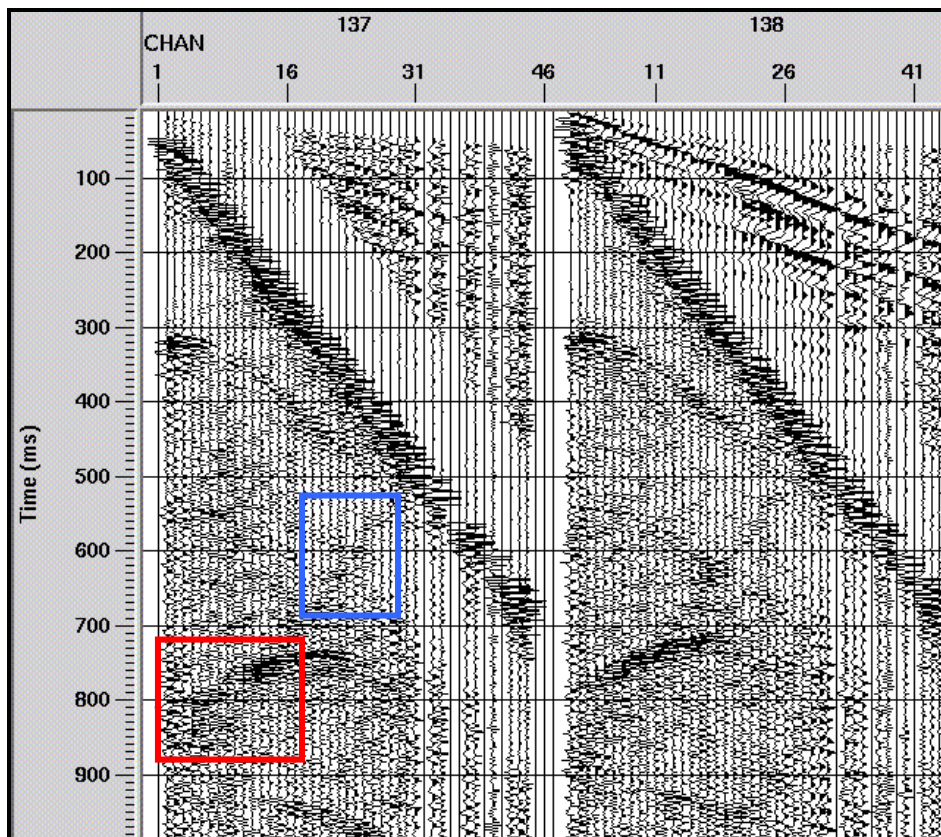


(b)

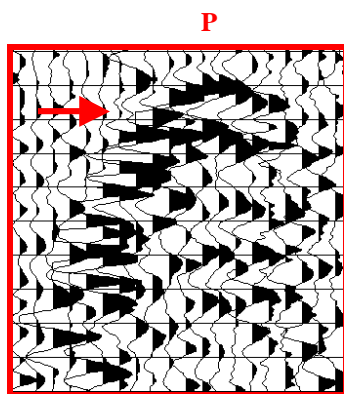
Figura II.63: Ejemplos de tiros obtenidos en un glaciar cuando la nieve cubría las grietas. (a) Registros sobre una grieta superficial del glaciar. (b) Registros sobre una grieta más profunda. Mientras que en (a) se produce una distorsión de los trenes de onda y un cambio de polaridad producido por el contraste de velocidades, en (b) se aprecian reflexiones laterales. Registros de campo adquiridos en el glaciar Johnsons (isla Livingston, Antártida). Muestreo de 0.1 ms, espaciado entre trazas de 5 m y offset más próximo de 30 m. Cortesía de Benjumea (1999).

II.5.2 Difracciones originadas por una falla

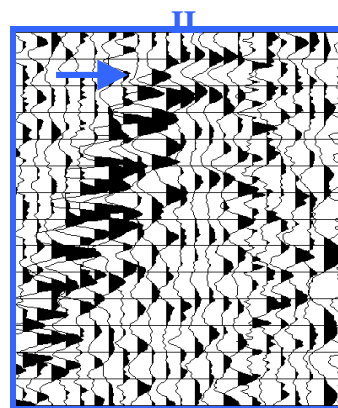
La presencia de una falla suele producir difracciones en los registros de campo (Figura II.64-a). Estos registros se obtuvieron en el margen NE de los Puertos de Besseit (Tarragona), cerca de una llanura aluvial (Figura II.65). La Figura II.66 recoge una porción de la sección sísmica a la que pertenecen los tiros.



(a)



(b)



(c)

Figura II.64: La presencia de una falla suele producir difracciones en los registros de campo (a). El detalle de dos difracciones significativas (b) y (c) muestra el cambio de polaridad de las trazas debido a la interferencia del punto difractante *P* con la energía originaria. El espaciado entre geófonos es de 5 m y el muestreo de 0.1 ms.

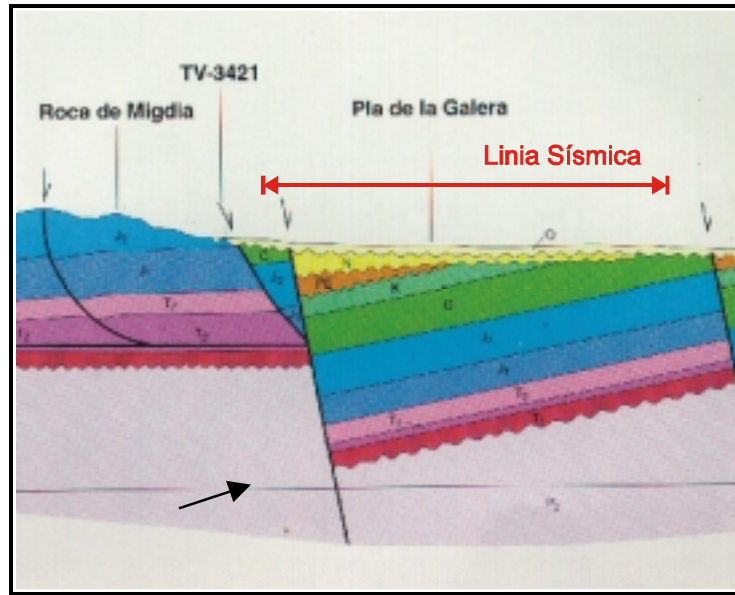


Figura II.65: Esquema geológico próximo al emplazamiento perfil sísmico. Sección extraída del mapa geológico 1:100.000 (ICC). Los registros de campo corresponden a la zona de falla marcada.

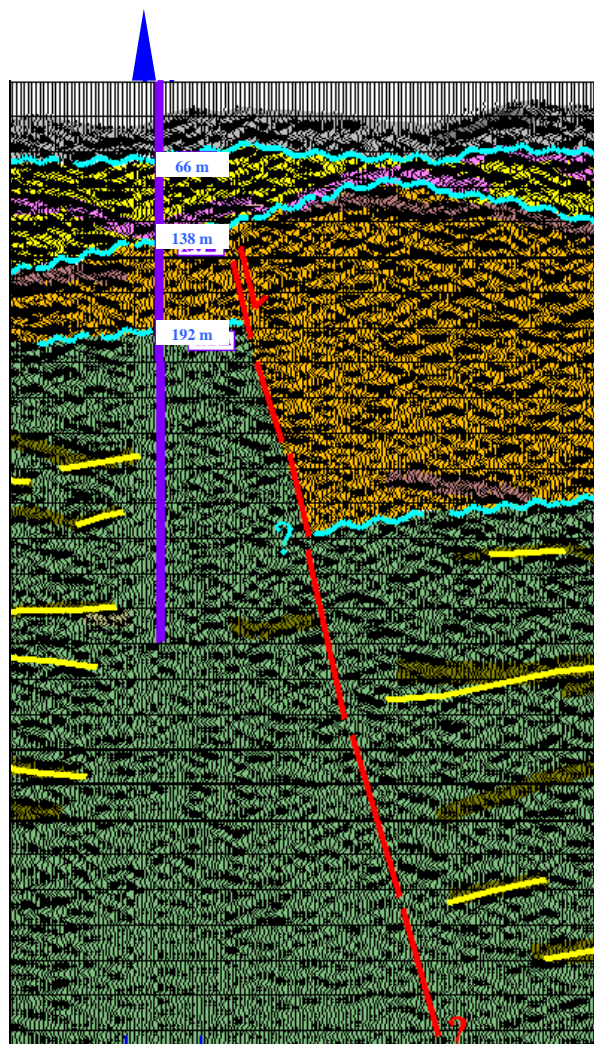


Figura II.66: Porción de sección sísmica correspondiente a la zona de falla en donde se emplazan los registros de la Figura II.62.

II.5.3 Registros de campo sobre una cubeta subsidente

En un barrio de Sallent (Barcelona) se ha detectado desde hace un cierto tiempo un sector con subsidencia (Figura II.67). Las reducidas dimensiones de la zona y su urbanización limitaron las técnicas de prospección geofísica al método de reflexión de alta resolución, pero el fuerte ruido industrial existente condicionó la calidad de las secciones sísmicas (Figura II.68-a) y fue necesario complementar el estudio con el método de refracción (figura II.68-b) y con el análisis de los tiros de campo y su modelización (Figura II.69).

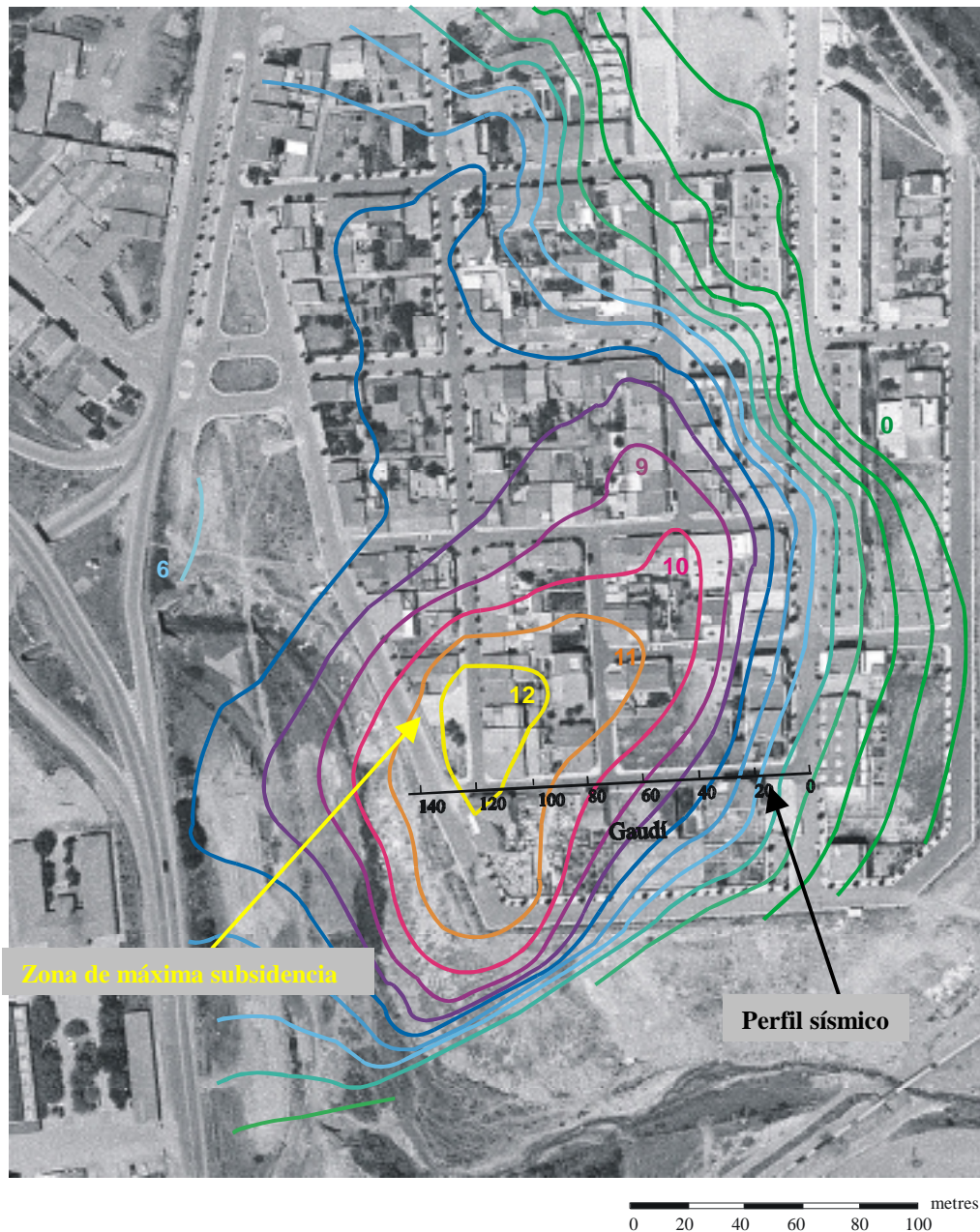


Figura II.67: Subsidencia absoluta (mm) entre 231 días transcurridos. Establecida a partir de las velocidades medias de subsidencia de los puntos frontera exterior. Barrio de Sallent (el Bàges). Cortesía RSE S.A; noviembre 1999.

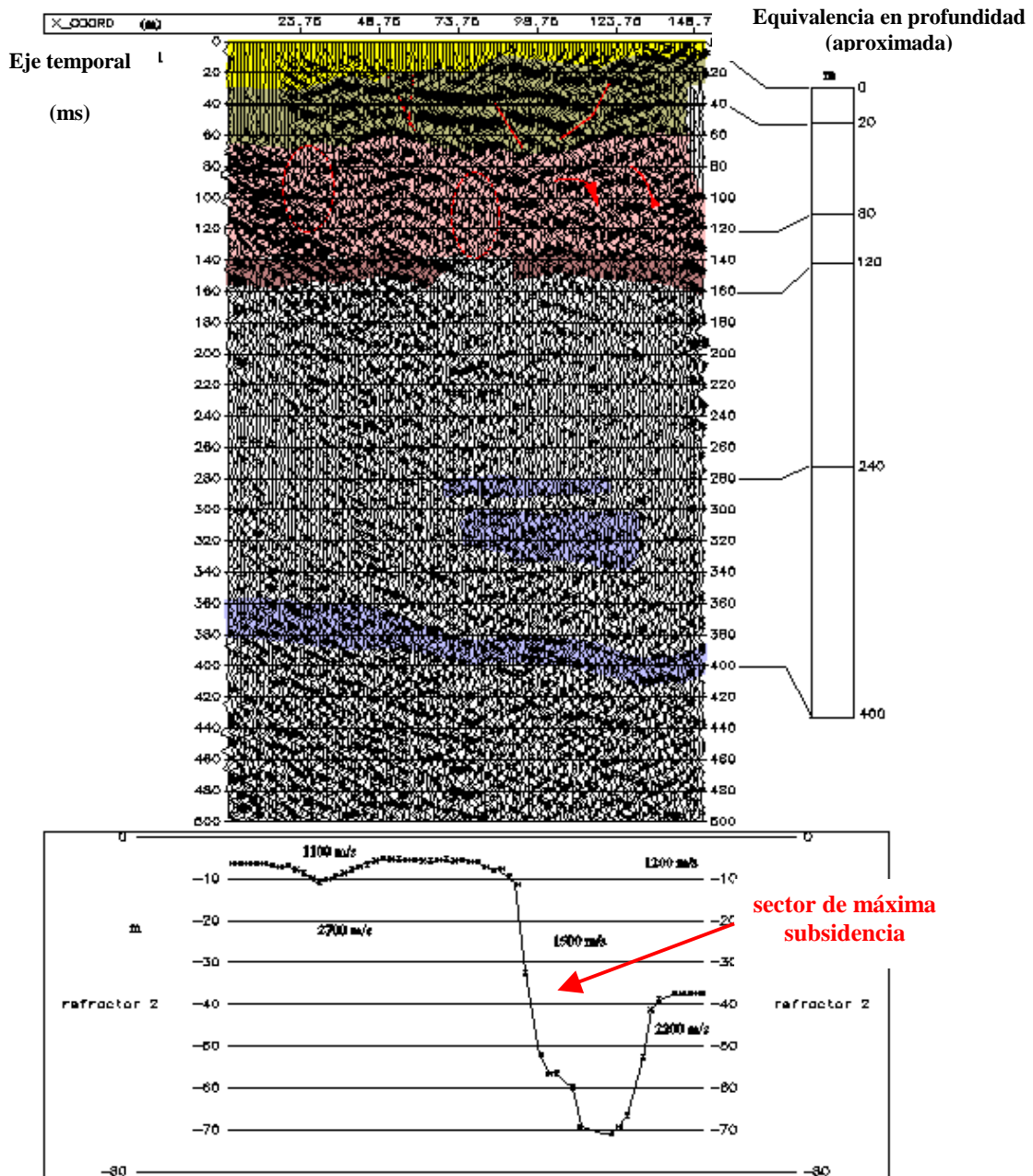
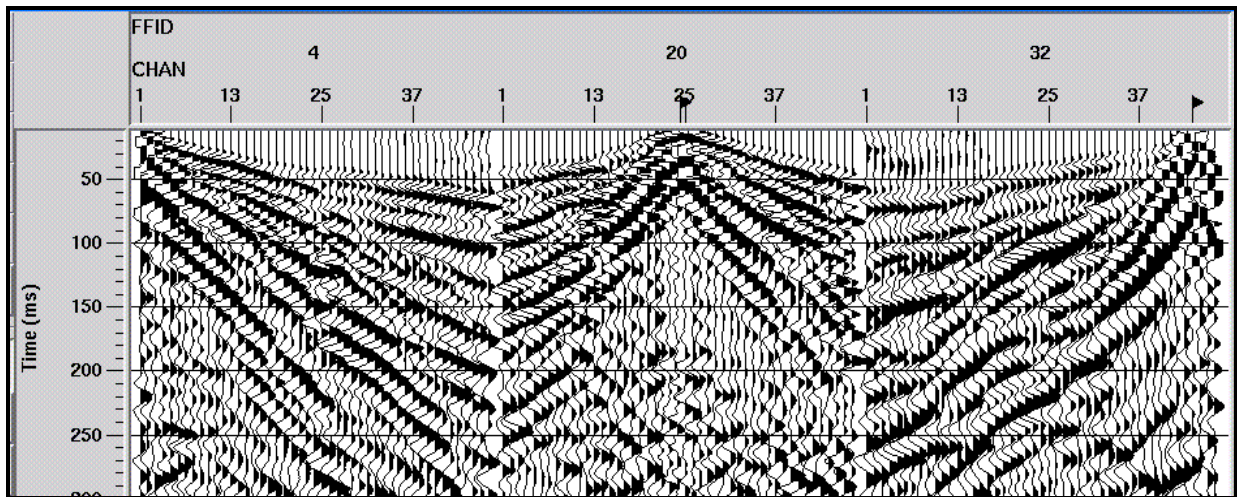
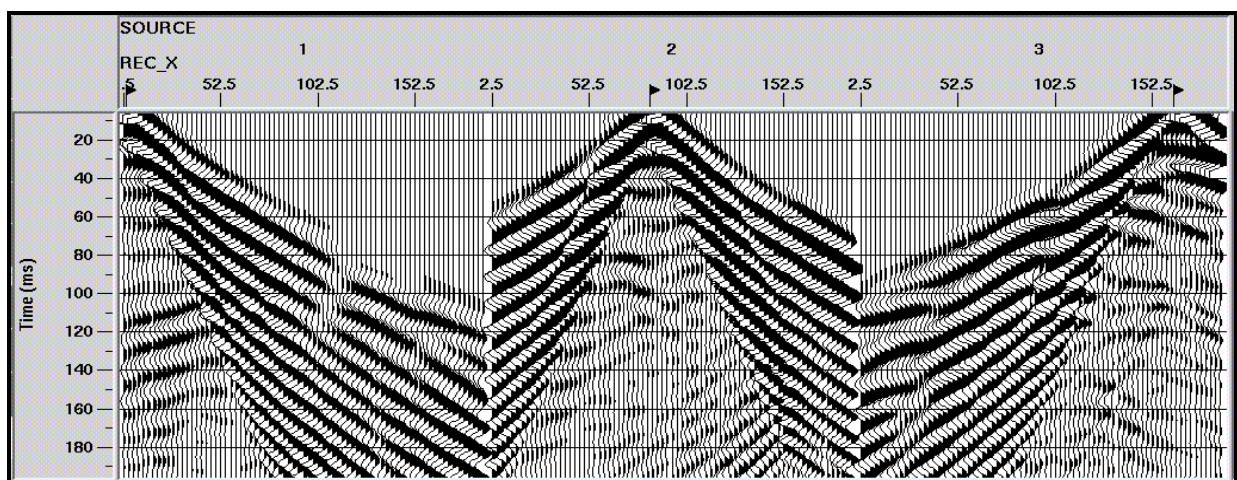


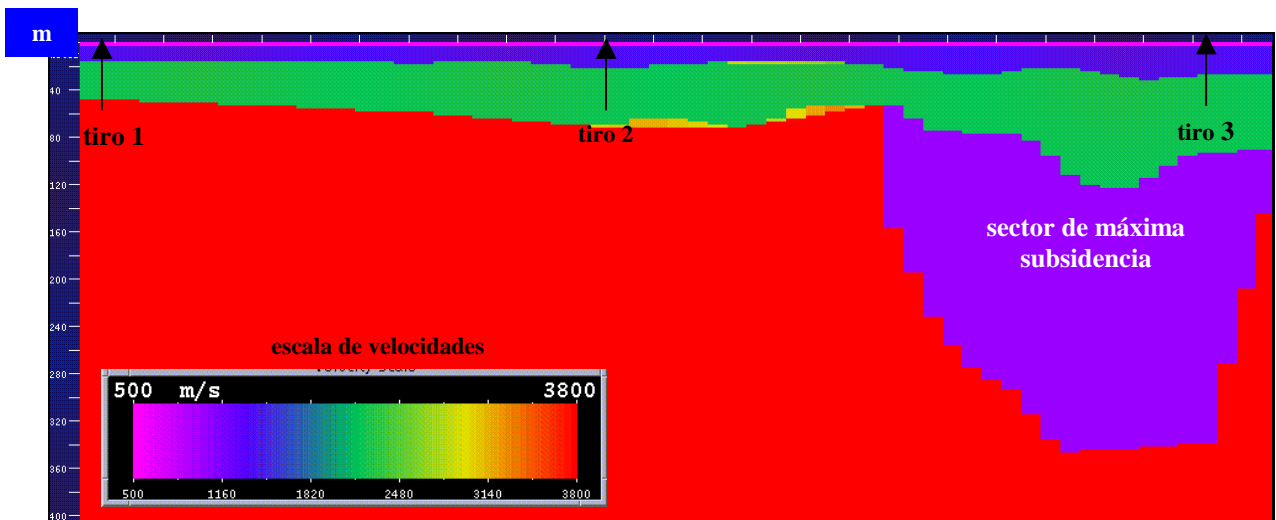
Figura II.68: Sísmica de alta resolución sobre un hundimiento (a) Sección sísmica correspondiente a la línea marcada en la Figura II.65. El fuerte ruido industrial dominante condicionó la calidad de los resultados. (b) Perfil de refracción calculado a partir de los registros de campo. El espaciado entre trazas CDP es de 0.25 m. Hasta los 140 ms la sección presenta una zona de reflectores discontinuos y efectos de difracciones que indicarían una zona en donde el material está alterado. Nótese la curvatura de los tres reflectores superficiales en dirección a la zona de hundimiento.



(a)



(b)



(c)

Figura II.69: Registros de campo correspondientes a los extremos y al centro del perfil sísmico (a). Registros sintéticos generados a partir del modelo de velocidades (c). El cálculo de los sismogramas se ha realizado utilizando el método de diferencias finitas (Kelly et al., 1976) y el modelo de velocidades se ha deducido a partir de la información de refracción y del análisis del frente de ondas en los registros de campo. El espaciado entre las trazas de los registros de campo es de 3 m y para los registros sintéticos se han generado trazas cada metro. La longitud horizontal del modelo está dividida en marcas cada 8 m y la vertical en marcas de 20 m. Según esto, la escala de representación es exagerada respecto a los registros, ya que cada uno de ellos abarca todo el modelo.

II.5.4 DETECCIÓN DE UNA CAVIDAD

El ejemplo que se presenta a continuación se planteó como prueba de detección de una cavidad soterrada a unos 160 m de profundidad (Figura II.70). Esta cavidad se originó por la disolución de las sales potásicas que han sido objeto de extracción minera en la región, cuando se abandonó la actividad se produjo

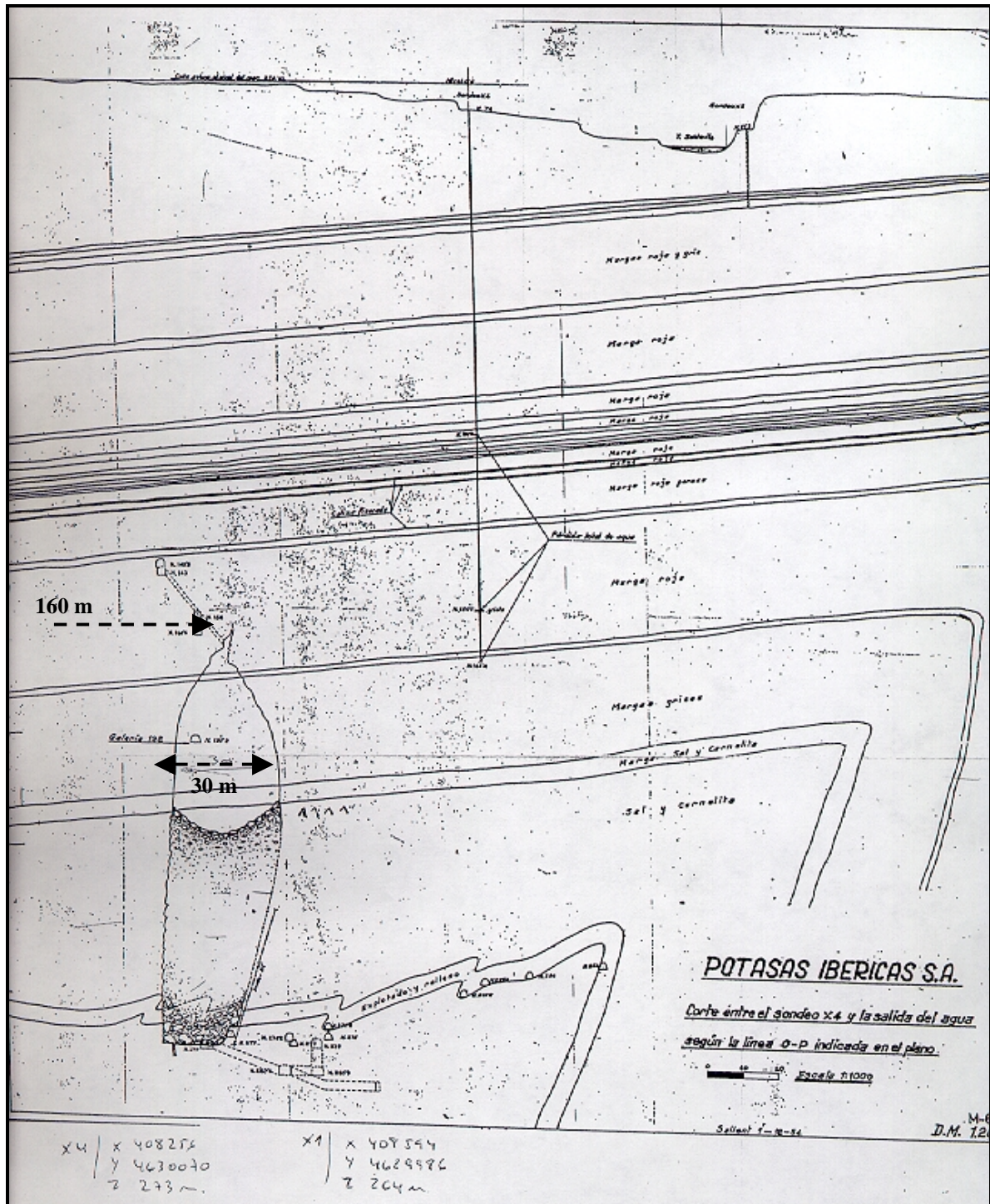


Figura II.70: Mapa de la posible localización de la cavidad (1954) producida por la disolución de las sales potásicas y la carnalita que han sido objeto de la extracción minera de la zona.

una reconducción natural del flujo hidrológico de la zona, el cual aprovechó las antiguas galerías (rellenadas con sobrantes extractivos en la etapa de sellado de la mina) como zonas preferentes de conducción originando, probablemente, un aumento de la cavidad.

El perfil sísmico se planteó en función de la localización que mostraba el antiguo mapa de la mina (Figura II.70) y estuvo condicionado por las reducidas dimensiones de la zona de estudio (100 m de longitud efectiva). La imagen obtenida de la sección (Figura II.71) presenta un conjunto de difracciones al inicio del perfil que, con la información disponible, coinciden con la localización de los pasillos de descenso a las galerías. Al final del perfil, se observa otro sector con difracciones que se extienden a tiempos más largos y podrían relacionarse con la cavidad. Por otra parte, los reflectores correspondientes al tramo superficial de la sección (primeros 80 ms) presentan una impronta discontinua y cortada con cierta curvatura hacia las dos zonas de difracción que podrían indicar una tendencia de subsidencia de los materiales. Estas anteriores valoraciones constituyen la máxima información que puede extraerse de la

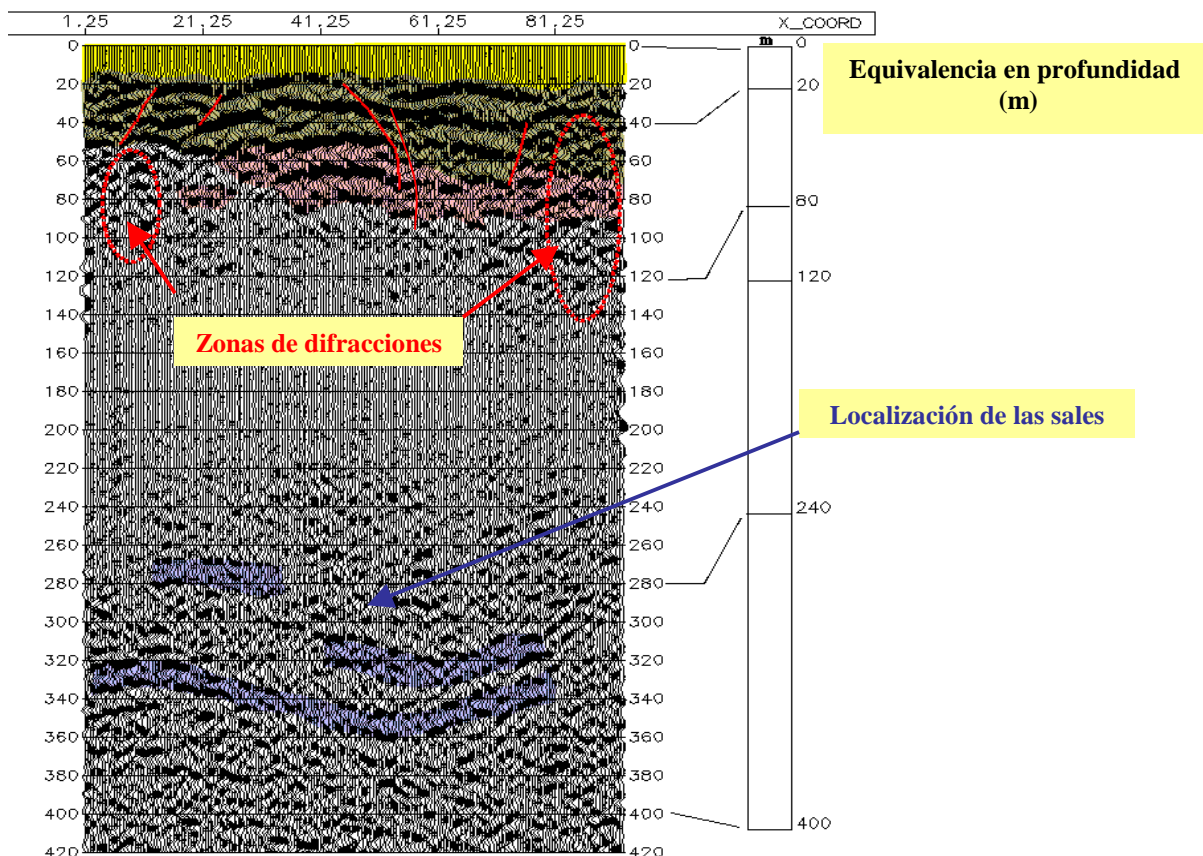


Figura II.71: Sección sísmica realizada sobre una posible cavidad producida en una antigua mina de sal. La cavidad se situaría en el extremo final del perfil (marcada), mientras que las difracciones del inicio del perfil (marcadas) se han atribuido al pasillo de descenso a las galerías. El espaciado entre trazas CDP es de 0.5 m y el muestreo de 0.1 ms.

sección, pero si se tiene en cuenta que el método de apilamiento CDP está orientado para obtener un aumento de la relación S/N, es lógico pensar que algunas de las características locales reflejadas en las trazas se pierden (Nelson *et al.*, 1990). Con este objeto se construyó una sección de *offset* común tomando una distancia entre tiro - geófono de 0.5 m y se inspeccionó la línea solamente con las trazas que cumplían este requisito. Debido al fuerte GR que presentaban los registros, se aplicó un filtrado de bajas frecuencias (Figura II.72). El resultado muestra una zona de atenuación entre los 65 y 85 m lineales con techo entre los 140-160 ms, que equivaldría a una profundidad de 140-160 m; suponiendo una velocidad media de 2000 m/s calculada a partir de los estratos superiores. De la comparación entre las dimensiones de esta zona de atenuación con la medida de la antigua cavidad se deduce que ha existido un derrumbe lateral de la cúpula estimado en unos 20 m al mismo tiempo que el ápex superior se habría incrementado en unos 10 m.

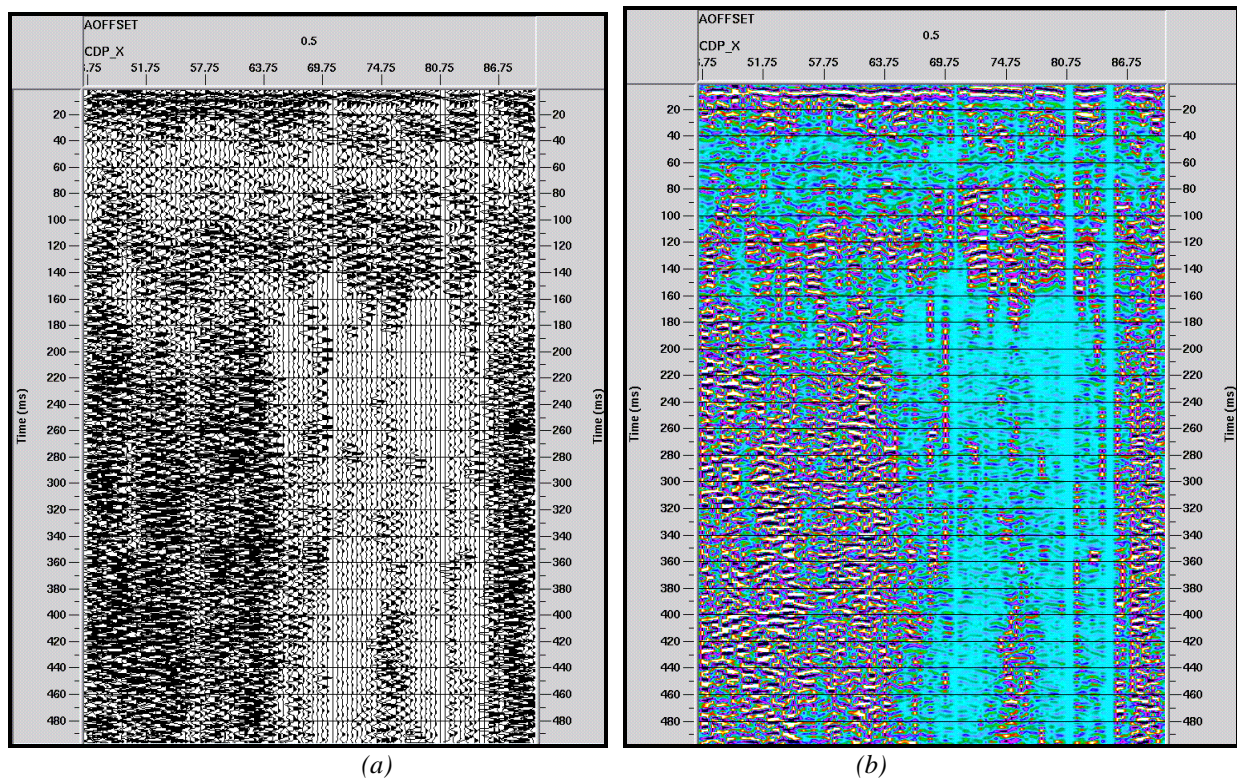


Figura 72: Secciones de *offset* común correspondientes al sector en donde se han localizado trazas con absorción de frecuencia. La distancia tiro-geófono es de 0.5 m. A ambas secciones se les ha aplicado un filtro pasa-banda (Butterworth 90Hz-24dB/oct-350 Hz-48dB/oct). Nótese la pérdida de altas frecuencias entre los 65 y 85 m lineales. La sección (b) es la misma que la (a), en la que los distintos niveles de amplitud se han representado con una gama de colores en donde la zona azul correspondería al sector de atenuación de altas frecuencias.

CAPÍTULO III

EVALUACIÓN EXPERIMENTAL DE LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN Y VALIDACIÓN CON LA INFORMACIÓN APORTADA POR OTROS ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS

INTRODUCCIÓN

En los capítulos anteriores se han indicado las bases metodológicas de la sísmica de reflexión de alta resolución, discutido los pasos más cruciales del procesado y se ha introducido una visión general de su aplicabilidad. EL objeto de este capítulo es determinar el poder resolutivo de la sísmica de reflexión superficial en las condiciones habituales de adquisición de datos.

A tal efecto, se diseñó un experimento para comparar los diferentes parámetros de adquisición con los dos tipos de geófonos y fuentes emisoras más usuales. Se eligió una zona con poco relieve topográfico y una geología sencilla en la que se realizó un sondeo mecánico de investigación para poder calibrar la imagen de la sección sísmica final. La elección fue la isla Bacuta, situada en el sistema estuarino de la desembocadura de los ríos Tinto y Odiel (Huelva) y el experimento consistió en adquirir una misma línea sísmica con cuatro configuraciones diferentes utilizando los dos tipos de fuentes (martillo y rifle sísmico) y los dos tipos de geófonos (de 40 y 100 Hz de frecuencia natural) más tradicionales en prospección superficial. A los cuatro conjuntos de datos de campo se les aplicó un mismo procesado y las secciones sísmicas resultantes fueron comparadas entre sí. De forma paralela, el estudio se ha confrontado con los resultados obtenidos mediante otras técnicas geofísicas de reconocimiento (*cross-hole*, registro sónico, etc.) que se aplicaron en la misma zona de exploración. Según esto, los resultados obtenidos se han dividido en cuatro apartados de manera que cada una de ellos trata un objetivo concreto:

1- La primera fase consistió en la realización de unas simulaciones numéricas para planificar la adquisición de campo y establecer una valoración de la instrumentación disponible. Los modelos teóricos fueron derivados a partir la columna litológica de un sondeo preexistente cercano a la zona de estudio.

2- Durante la obtención de datos se efectuaron también una serie de pruebas para determinar los mejores parámetros de adquisición y compararlos con los obtenidos teóricamente (punto 1).

3- A fin de calibrar las imágenes sísmicas se necesita una inspección directa del subsuelo; esto se llevó a término haciendo un análisis del testigo de un sondeo mecánico. Y, para completar esta información puntual, se aplicaron otras técnicas geofísicas de prospección.

4- Finalmente se ha establecido el flujo de procesado más idóneo para obtener la imagen sísmica del subsuelo, la cual se ha interpretado con la ayuda de los resultados obtenido en el punto 3.

III.1 ESTUDIO TEÓRICO PRELIMINAR

III.1.1 Localización y contexto geológico

La isla Bacuta se emplaza en la parte central-baja del estuario de río Odiel (Huelva, Figura III.1) presentando una morfología alargada en dirección norte - sur paralela al canal principal de dicho estuario con unas dimensiones aproximadas de 4 km sobre el eje mayor y 1.1 km sobre el menor. El perfil topográfico es muy regular, manteniendo 5 m de media sobre el nivel de mar.

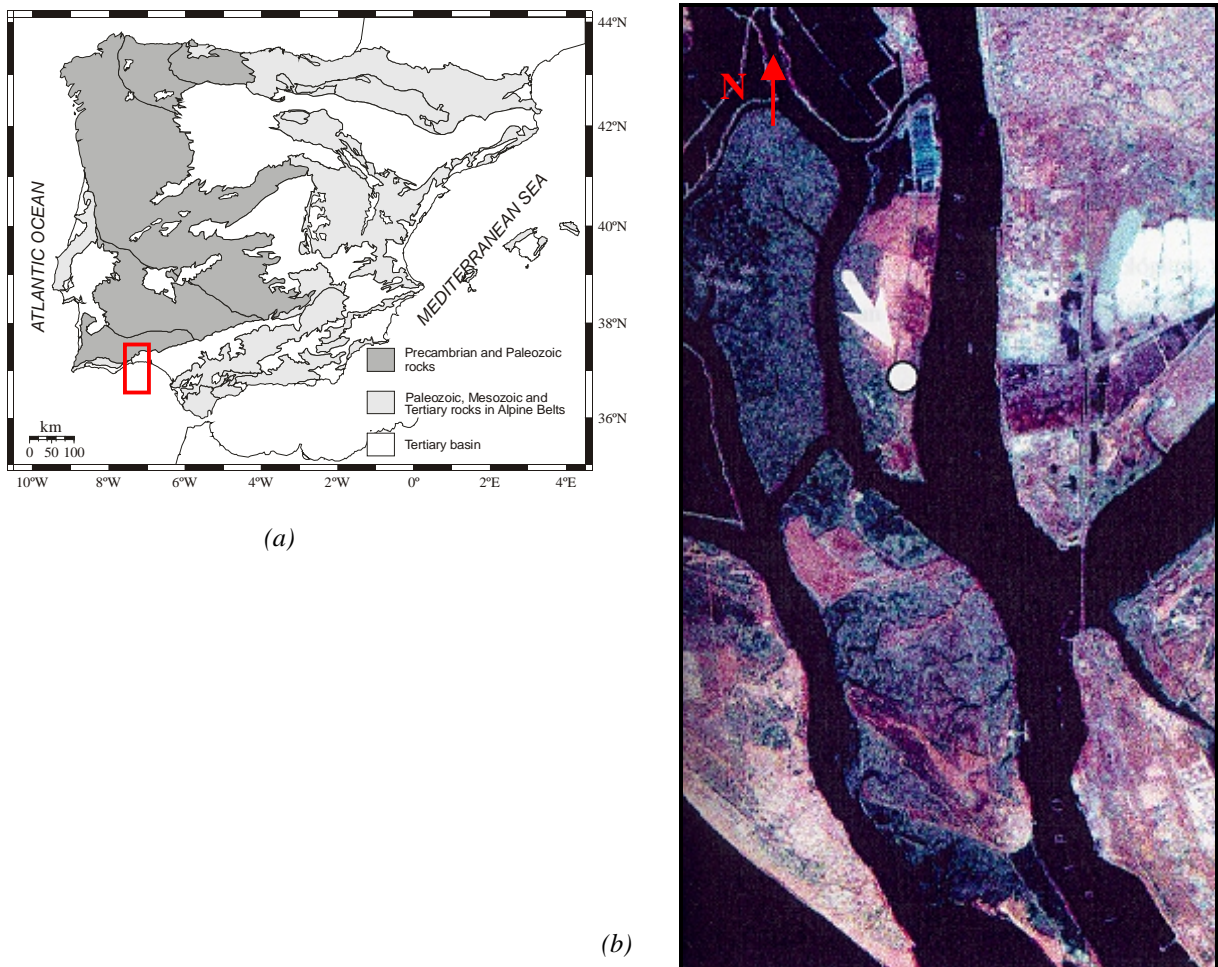


Figura III.1: (a) Localización general de la zona de estudio. (b) Situación de la isla Bacuta (Huelva). Al este está limitada por el canal principal del río Odiel, al sur por el canal de Burro y al oeste y norte por canales de menor entidad que la separan de la isla de Enmedio. En ella se han realizado tradicionalmente actividades salinas.

Para este sector, el substrato del estuario lo constituyen las margas azules del Mioceno (a unos 30-40 m de profundidad). En este contexto del estuario bajo del Odiel (Borrego, 1994) existen varias unidades morfosedimentarias controladas principalmente por la dinámica mareal y, en menor medida, por la actividad antrópica. De entre ellas, las que afectan más a la zona de estudio son las marismas vegetales, la marisma estéril y la marisma degradada. Los sedimentos se caracterizan por ser de origen mareal en

donde las arenas de procedencia fluvial o marina son poco significativas. El rasgo diferenciador entre los diferentes ambientes sedimentarios está constituido por las marcas de actividad biológica sobre el sedimento ya que las diferencias texturales son pequeñas. En cuanto a la arquitectura de las fácies, la secuencia de relleno sedimentario está formada por depósitos de canal, en la base, constituidos por limos de color gris oscuro y con un grado de bioturbación variable. También son frecuentes los depósitos de conchas que pueden llegar a grosores considerables. Sobre los anteriores depósitos de canales se disponen materiales limo - arcillosos cuya potencia media está en torno a los 2 m; por encima de este tramo se extiende una marisma salada con fácies de arcillas limosas intensamente bioturbadas que alcanzan grosores medios de 1 m.

III.1.2 Diseño de los modelos y simulaciones numéricas

La información anterior pone ya de manifiesto la principal característica de la prospección: un paquete de sedimentos poco compactos con pequeñas diferencias texturales; o sea, velocidades sísmicas lentas y con poca impedancia sónica. La descripción litológica de un antiguo sondeo de imprecisa localización (Tabla III.1) y un compendio de velocidades de propagación de las ondas P han constituido el punto de partida para establecer los modelos teóricos. El primer modelo construido (Modelo 1) es unidimensional (Tabla II.1-a), y responde a una distribución del subsuelo en capas plano-paralelas de velocidad constante. Aplicando la ley de Snell se obtienen los parámetros sísmicos (Tabla II.1-b) que permiten modelizar los refractores y los reflectores (Figura II.2) y el cálculo de la traza sintética (Figura II.3).

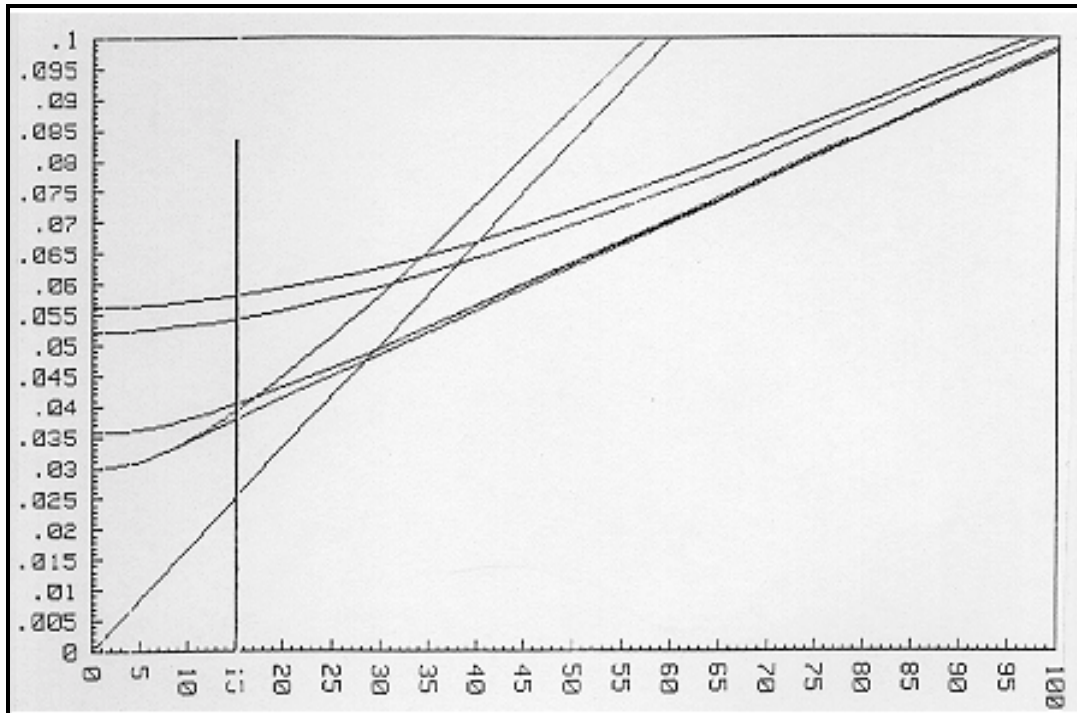
Litología	Profundidad (m)	Potencia (m)	Vp (m/s)
Arcillas limosas	--	9	600
Arenas limosas	9	4	1400
Arcillas limosas	13	12	1450
Arenas gruesas y gravas	25	3	1500
Arenas y gravas	28	3	1550
Margas	31	--	2300

(a)

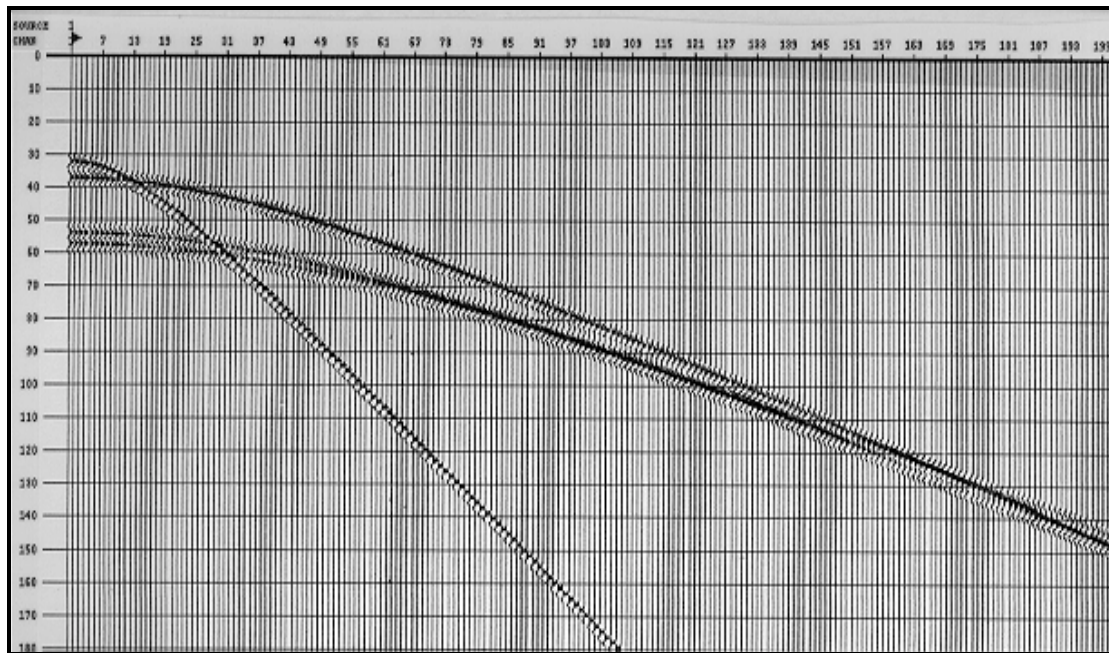
Refractores			Reflectores		
Tiempo de interceptación al origen (ms)	Ángulo crítico (°)	Distancia crítica (m)	Tiempo de interceptación al origen (ms)	Ángulo crítico (°)	Distancia y tiempo máximos
0.0	28.2	0	32	28.2	
28	83.23	9	37	83.23	71 m 79 ms
30	83.52	35	54	83.52	110 m 108 ms
35	83.59	120	57	83.59	159 m 141 ms
38		111			

(b)

Tabla III.1: (a) Definición geosísmica del Modelo 1. La litología y la potencia de las capas ha sido extraída de los datos de un sondeo cercano al área de estudio (10-9-1974) y las velocidades sísmicas asociadas a cada litología han sido deducidas a partir de la bibliografía y de resultados obtenidos en otras prospecciones. (b) Parámetros sísmicos de los refractores y de los reflectores obtenidos para este modelo (Plata et al. 1996).



(a)



(b)

Figura III.2: (a) Dromocronas de los eventos de refracción y de reflexión para el Modelo 1 en donde se muestra la ventana óptima aproximada para el registro en modo tiro. (b) Trazas sintéticas de los eventos de reflexión. En ambas representaciones se ha supuesto el tiro situado en la primera traza, la distancia entre trazas de 1 m, un intervalo de muestreo de 0.1 ms y una longitud de tiempo de registro de 200 ms. Las trazas sintéticas han sido generadas con una ondícula (wavelet) de Ricker de fase cero con amplitudes de onda iniciales entre 0.8-0.5 % y frecuencias en torno a los 125 Hz. El offset del registro sintético de (b) se presenta hasta los 200 m lineales con el fin de mostrar el efecto de superposición de las reflexiones y de las refracciones por debajo de la primera capa a offsets más lejanos.

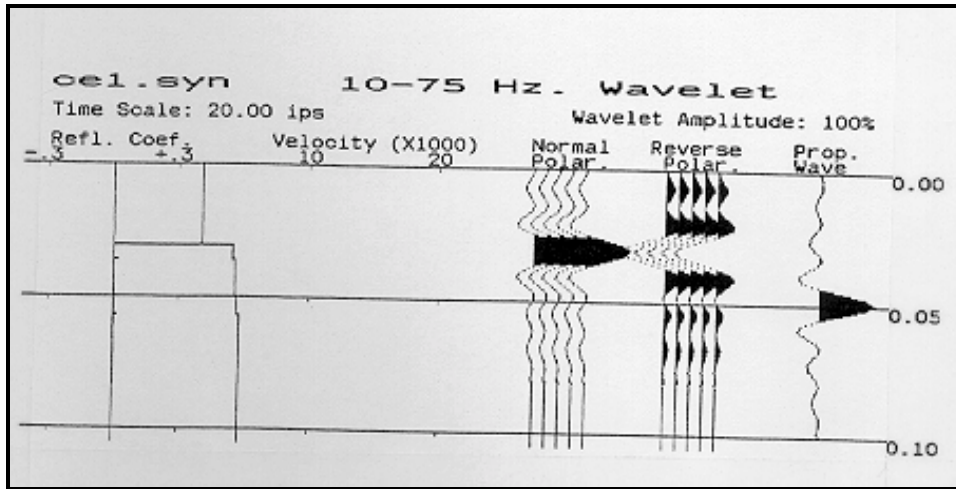


Figura III.3: Coeficientes de reflexión y modelización de la traza sintética para el Modelo 1 con un ancho de banda entre 10-75 Hz (unidades en pies y en s). Amplitud de la ondícula del 100 %. (Plata et al. 1996).

En el segundo modelo teórico (Modelo 2), estructuralmente más complejo y bidimensional, se ha tenido en cuenta la existencia de un gradiente de velocidades en la primera capa saturada y se ha introducido en la parte superficial un cuerpo de geometría lenticular de mayor velocidad (geometría típica en estos ambientes sedimentarios). En este caso, el criterio geológico utilizado es el que se presenta en la Tabla III.3 y el campo de velocidades construido (Figura III.4) refleja el cuerpo lenticular modelado mediante un rectángulo de 1700 m/s situado entre los 2 y 6 m de profundidad.

Profundidad	Potencia	Litología	Vp (m/s)	Comentarios
0 m	2 m	Suelo seco	350	Se supone NF* a 2 m
2 m	7 m	Arcillas limosas saturadas	1460	Gradiente vertical de 5 m/s
9 m	4 m	Arenas limosas	1500	Velocidad constante
13 m	10 m	Arcillas limosas	1600	Velocidad constante
23 m	13 m	Gravas y arenas saturadas	1650	Velocidad constante
28 m	8 m	Arenas compactas	1750	Velocidad constante

*NF = nivel freático

Tabla III.3: Definición geosísmica del Modelo 2.

Debido a la bidimensionalidad del modelo ($V(x,z)$) las simulaciones numéricas se han generado utilizando el método de diferencias finitas (Kelly *et al.*, 1976) calculándose para 100 trazas y dos posiciones de tiro, una en el inicio y la otra en el centro de la configuración. Para la posición central se ha generado una solución considerando que la superficie es absorbente y no genera GR (Figura III.5-a), mientras que en el tiro del inicio se tiene en cuenta la generación de GR en la capa superficial (Figura III.5-b). Para este modelo la traza sintética patrón se ha construido tomando una región espacio-temporal del registro sintético en donde las reflexiones son visibles (Figura III.6-a); promediándose el espectro de las trazas implicadas (Figura III.6-b); la fase viene impuesta como dato de entrada (Oppenheim, 1975).

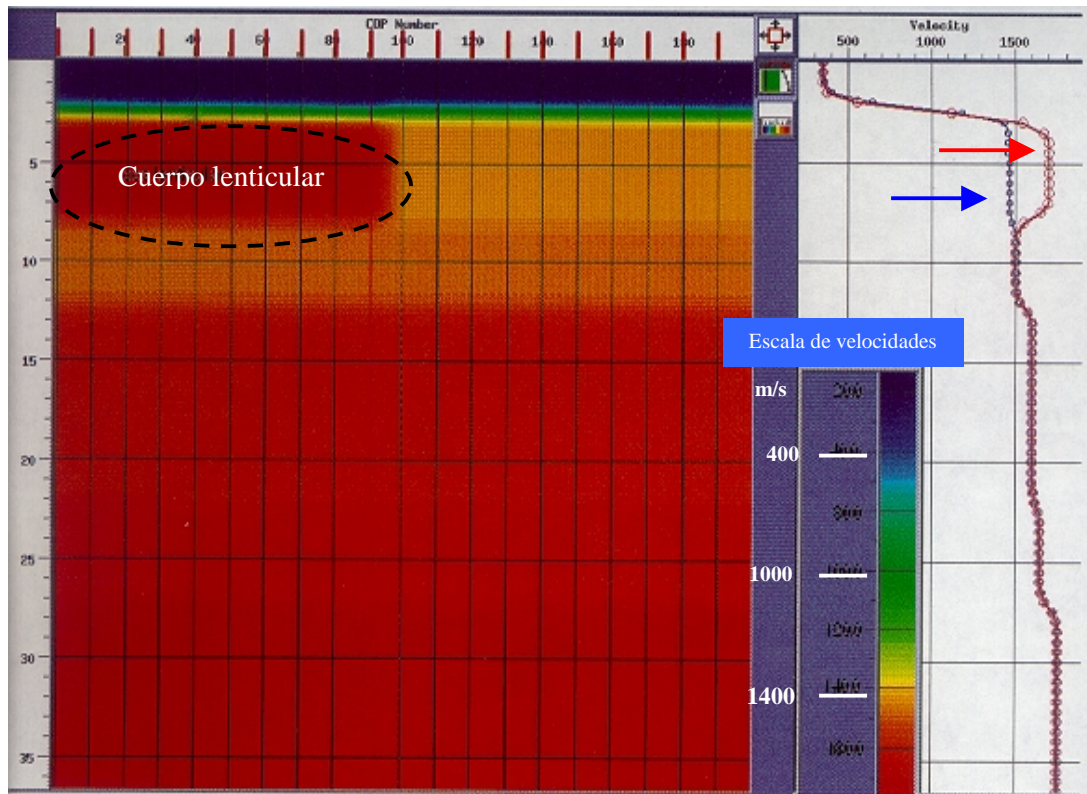
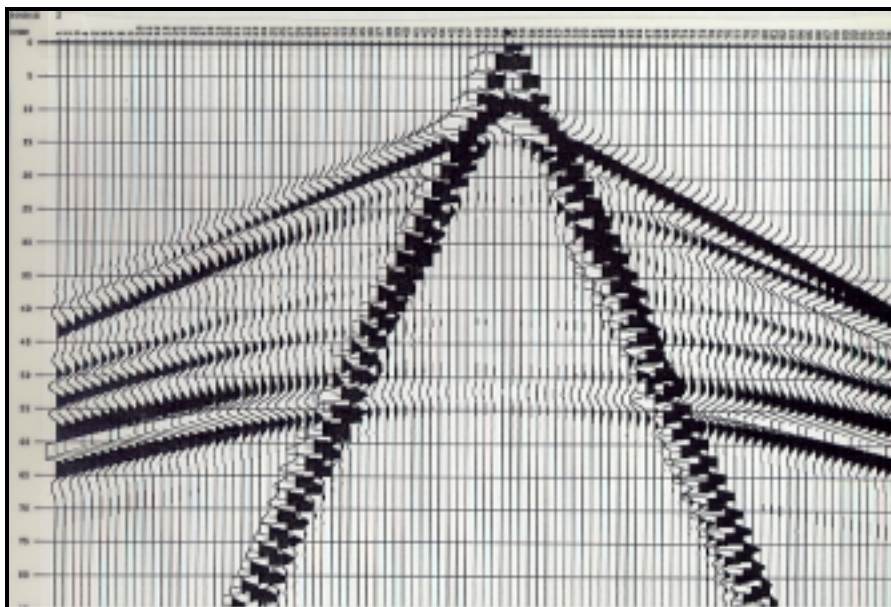
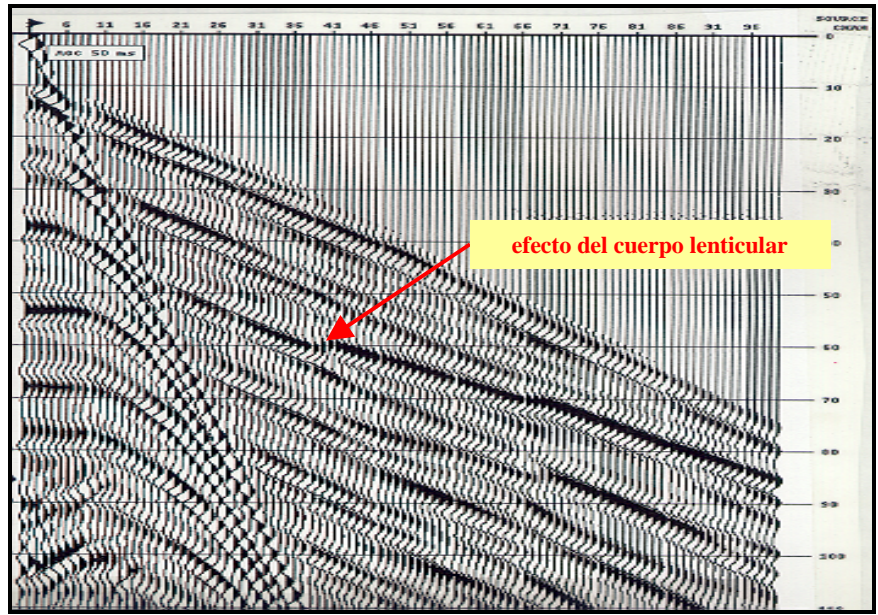


Figura II.4: Campo de velocidades del modelo 2. La profundidad está dada en m y la longitud en unidades CMP, donde cada CMP dista 0.5 m, siendo la distancia total del modelo de 100 m. En el margen derecho se muestran las dos leyes de velocidades (m/s) que caracterizan al campo. En rojo se presentan las velocidades para el sector en donde se ha introducido el cuerpo lenticular (apreciándose una inversión), mientras que en azul están las velocidades que definen al resto del modelo.

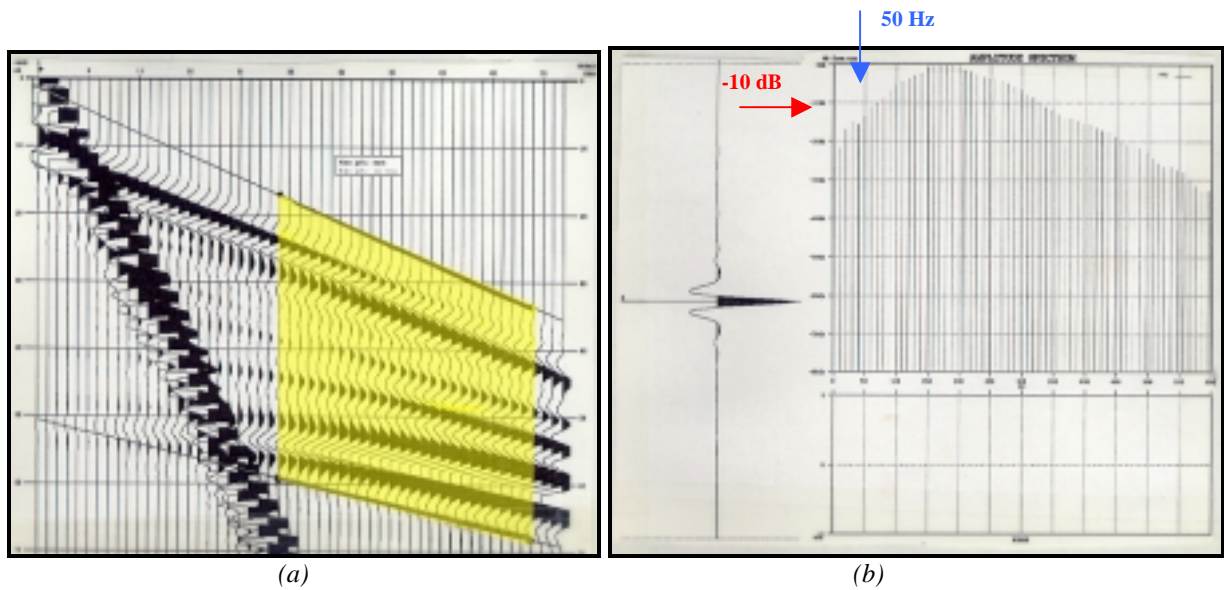


(a)



(b)

Figura III.5: (a) Frente de ondas sintético del Modelo 2 generado mediante el método de diferencias finitas correspondiente a la configuración de un tiro central y con la condición de no generar ondas superficiales. (b) Frente de ondas sintético para el Modelo 2 generado mediante el método de diferencias finitas correspondiente a la configuración de un tiro extremo y contemplando la generación de ondas superficiales. Nótese la poca detección del cuerpo lenticular. En ambos casos los parámetros han sido: distancia entre trazas 1 m, frecuencia pico aproximada de 250 Hz y muestreo de 0.1 ms. Nota: las divisiones del eje temporal en (a) son de 5 ms, mientras que en (b) son de 10 ms.



(a)

(b)

Figura III.6: (a) Trazas seleccionadas para generar el espectro promedio a partir del cual se calcula la traza sintética representativa del Modelo 2. (b) Espectro y representación de la traza patrón (el eje de las frecuencias está dividido en intervalos de 50 Hz; en azul. Y el eje de las amplitudes en divisiones de -10 dB; en rojo). Los parámetros elegidos han sido: longitud de la traza 100 ms, máxima frecuencia de interés de 600 Hz, traza representativa centrada en el cero y muestreo de 0.1 ms.

Las anteriores simulaciones numéricas comportan una serie de implicaciones. Así, en el caso de encontrar un subsuelo similar al Modelo 1 de refracción (unidimensional), en donde las velocidades crecen suavemente con la profundidad, se tendrá que las dromocronas podrán confundirse en una sola a

efectos de registro real. Por otro lado, la distancia crítica para la interfase arenas limosas - arcillas limosas (a los 13 m de profundidad) es de 35 m, pasando a 120 m en la segunda interfase (arcillas limosas - arenas poco consolidadas con gravas, a 23.2 m). Lo cual significa que para este modelo sintético, caracterizado por el poco contraste de velocidades no podrá obtenerse una buena interpretación de los refractores situados a más de 13 m de profundidad. Además, debe tenerse en cuenta que el dispositivo experimental que se pretende implantar es de alta resolución, en donde el espaciado entre geófonos se prevé que sea de 1 m y el *offset* máximo, por limitaciones instrumentales, en torno a los 50 m. En este modelo, donde no se contempla onda aérea ni GR, la ventana óptima para la grabación de las reflexiones estaría limitada hasta los ≈ 50 m antes que las refracciones enmascarasen el registro. Por lo que se refiere al tiempo de grabación, las reflexiones se localizan entre los 30 y los 60 ms.

A pesar de que en el modelo bidimensional (Modelo 2) las velocidades sean ligeramente más altas, valen también las anteriores observaciones: con la poca impedancia y el abasto disponible de tiro no podrán determinarse las velocidades de algunos refractores. Para las reflexiones, el frente dispersivo se solapa con los eventos de interés hasta los 15 - 20 m del punto de tiro, lo cual va a condicionar que la elección de la posición del tiro respecto al geófono más cercano se resuelva en las pruebas de campo. Difícilmente podrá hacerse una distinción de estructuras lenticulares o de cambios laterales para potencias inferiores a los 4 m.

Las trazas sintéticas para ambos modelos (Figuras II.3 y II.6) indican que: *i*) el único coeficiente de reflexión significativo sería el de la interfase arcillas limosas - arenas limosas (sin tener en cuenta la densidad), de este modo la porción de energía reflejada en las otras interfases se prevé que sea pequeña (al menos a distancias inferiores a la crítica) y será necesario hacer especial énfasis en el número de disparos para cada posición de tiro y en la cobertura CMP. *ii*) La longitud del registro no es preciso que sea superior a los 150 ms y el intervalo de muestreo puede ser de 0.1 ms.

A fin de estimar la resolución vertical se ha optado por el criterio de Rayleigh ($\lambda/2$) que establece que solo pueden diferenciarse las reflexiones correspondientes a las capas que presentan potencias entre techo y muro superiores o iguales a la mitad de la longitud de la onda dominante. Teniendo en cuenta el Modelo 1 de velocidades ligeramente menores, se necesitarán frecuencias útiles en torno los 250 Hz (Tabla III.4):

Litología	Potencia (m)	Velocidad (m/s)	λ_{\max} (m)	f_{\min} (Hz)
			$(\lambda_{\max} \leq 1/2)$	$(f_{\min} = v/\lambda)$
Paquete de arenas limosas	3.55	1400	7.1	197
Paquete de arenas sueltas con gravas	2.93	1500	5.86	256

Tabla III.4: Estima de la resolución vertical para el Modelo 1. Las gráficas que relacionan las velocidades con la longitud de onda y el semiperíodo se hallan en el capítulo II (apartado II.3.2 de la memoria).

En esta etapa de modelización también hay que considerar los intervalos de muestreo de las trazas para evitar el *aliasing* temporal y espacial. El primero viene condicionado por la capacidad de muestreo del sismógrafo; en este caso, el equipo disponible permite establecer unas frecuencias de corte que no presentan impedimento alguno en la detección de las capas presumiblemente existentes, dado que los intervalos de muestreo (Δt) disponibles se sitúan entre los 0.05 y 0.2 ms, teniéndose frecuencias de Nyquist (F_{Ny}) muy superiores a las que se necesita para resolver las potencias de las litologías de interés (Tabla III.5-a).

El espaciado entre geófonos (Δx) constituye el otro condicionante de la resolución horizontal y viene impuesto por las dimensiones de la zona a investigar. En este caso la prospección ha de alcanzar los 200 m lineales y una profundidad máxima de 50 m imponiéndose, de entrada, un espaciado pequeño (Δx) que determinará el número de onda límite (κ_c), (Tabla III.5-b). Si además se contempla la posibilidad de reflectores buzantes, teniendo en cuenta que la frecuencia de corte por el *aliasing* espacial sucede cuando la diferencia de tiempos de llegada entre los dos geófonos coincide con el semiperíodo del evento, se puede establecer una primera estimación de estas frecuencias de corte (f_c) (Tabla III.5-c). Para depósitos estuarinos los ángulos de buzamiento (θ) se prevén pequeños y κ_c puede aproximarse por: $f_c = \frac{v}{4\Delta x \sin \theta}$; en donde v es la velocidad, Δx el intervalo entre trazas y θ el buzamiento.

<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <th>Δt (ms)</th> <th>f_{ny} (Hz)</th> </tr> <tr> <td>0.05</td> <td>20000</td> </tr> <tr> <td>0.1</td> <td>10000</td> </tr> <tr> <td>0.2</td> <td>5000</td> </tr> </table>		Δt (ms)	f_{ny} (Hz)	0.05	20000	0.1	10000	0.2	5000	<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <tr> <th>Δx (m)</th> <th>κ_c (ciclos/m)</th> </tr> <tr> <td>0.5</td> <td>1</td> </tr> <tr> <td>1</td> <td>0.5</td> </tr> <tr> <td>2</td> <td>0.25</td> </tr> </table>		Δx (m)	κ_c (ciclos/m)	0.5	1	1	0.5	2	0.25																									
Δt (ms)	f_{ny} (Hz)																																											
0.05	20000																																											
0.1	10000																																											
0.2	5000																																											
Δx (m)	κ_c (ciclos/m)																																											
0.5	1																																											
1	0.5																																											
2	0.25																																											
(a)		(b)																																										
<table border="1" style="width: 100%; border-collapse: collapse;"> <thead> <tr> <th rowspan="2">Velocidad</th> <th rowspan="2">Buzamiento</th> <th colspan="3">f_c (Hz)</th> </tr> <tr> <th>$\Delta x = 0.5$ m</th> <th>$\Delta x = 1$ m</th> <th>$\Delta x = 2$ m</th> </tr> <tr> <th>(m/s)</th> <th>(°)</th> <th></th> <th></th> <th></th> </tr> </thead> <tbody> <tr> <td rowspan="2">350</td> <td>5</td> <td>2008</td> <td>1004</td> <td>502</td> </tr> <tr> <td>10</td> <td>1007</td> <td>503</td> <td>252</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">600</td> <td>5</td> <td>3442</td> <td>1721</td> <td>860</td> </tr> <tr> <td>10</td> <td>1728</td> <td>864</td> <td>432</td> </tr> <tr> <td rowspan="2">1500</td> <td>5</td> <td>8605</td> <td>4303</td> <td>2151</td> </tr> <tr> <td>10</td> <td>4319</td> <td>2159</td> <td>1080</td> </tr> </tbody> </table>					Velocidad	Buzamiento	f_c (Hz)			$\Delta x = 0.5$ m	$\Delta x = 1$ m	$\Delta x = 2$ m	(m/s)	(°)				350	5	2008	1004	502	10	1007	503	252	600	5	3442	1721	860	10	1728	864	432	1500	5	8605	4303	2151	10	4319	2159	1080
Velocidad	Buzamiento	f_c (Hz)																																										
		$\Delta x = 0.5$ m	$\Delta x = 1$ m	$\Delta x = 2$ m																																								
(m/s)	(°)																																											
350	5	2008	1004	502																																								
	10	1007	503	252																																								
600	5	3442	1721	860																																								
	10	1728	864	432																																								
1500	5	8605	4303	2151																																								
	10	4319	2159	1080																																								
(c)																																												

Tabla III.5: (a) Aliasing temporal. (b) Número de onda y aliasing espacial para los posibles intervalos entre geófonos del dispositivo experimental. (c) Estima de las frecuencias de corte f_c para reflectores con pequeño ángulo de buzamiento. Estos valores se tendrán en cuenta durante las operaciones de filtrado F-K en la fase del procesado sísmico.

Para examinar resolución horizontal se ha tomado el criterio de la primera zona de Fresnel (apartado II.3.2, capítulo II) considerando los rangos de velocidades y la banda de frecuencias presente se ha construido la Tabla III.6:

Z (m)	Vp (m/s)	f (Hz)	λ (m)	r_f (m)
3	300	300	1	1.2
	600	200	3	2.1
	600	40	1.5	4.7
5	1400	300	4.7	3.4
	1500	200	7.5	4.3
	1500	40	37.5	9.7
10	1500	300	5	5
	1600	200	8	6.3
	1600	40	40	14.1
15	1500	300	5	6.1
	1600	200	8	7.7
	1600	40	40	17.3
20	1600	250	6.4	8
	1700	150	11.3	10.6
	1700	40	42.5	20.6
25	1600	200	8	10
	1700	150	11.5	11.9
	1700	40	42.5	23.
30	1700	200	8	11.3
	1700	150	12	13.4
	1800	40	45	26

$$r_f = \sqrt{\frac{z}{2}} \lambda = \sqrt{\frac{z}{2}} \frac{v}{f}$$

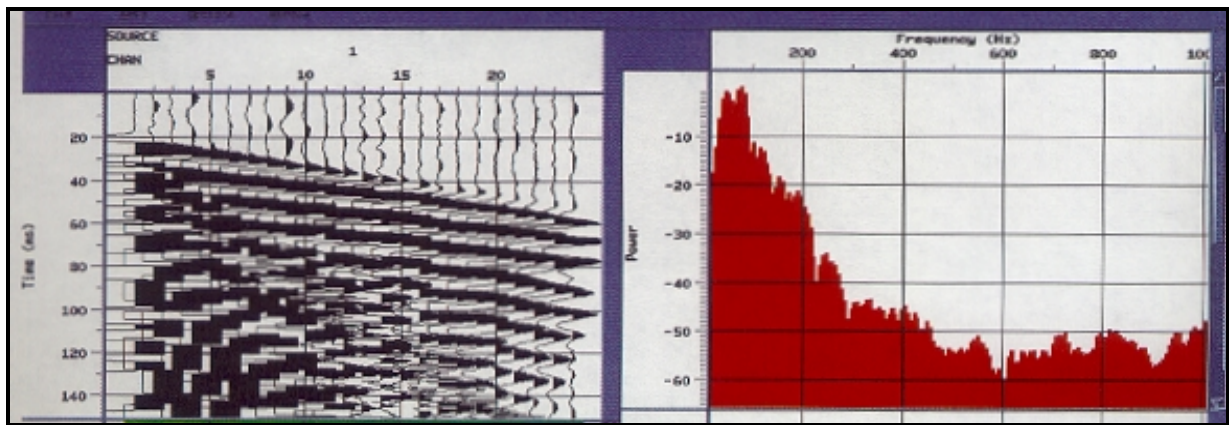
Tabla III.6: Resolución horizontal. En donde Z representa la profundidad, Vp la velocidad de propagación de las ondas P, f la frecuencia, λ la longitud de onda y r_f el radio de la zona de Fresnel:

III.1.3 Evaluación de la instrumentación disponible

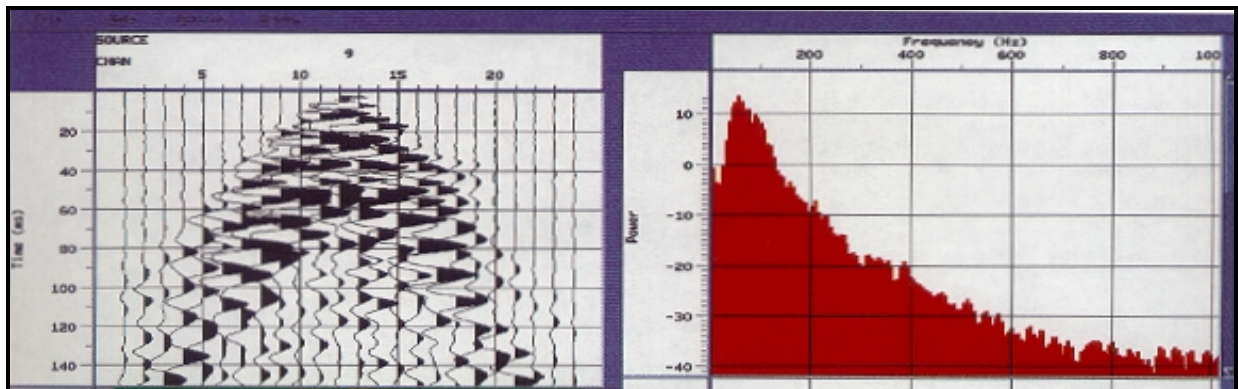
Se dispondrá de un sismógrafo digital de 48 canales (Bison 90048) con rango dinámico (126 dB) y muestreo hasta los 0.05 ms, suficiente para garantizar las exigencias resolutivas del experimento. Además se contará con un dispositivo de selección de canales (*roll-along*) de 96 estaciones de entrada y 48 de salida que posibilita diferentes configuraciones geométricas de adquisición de datos (tiro simétrico, en cola, etc.) (Knapp *et al.*, 1986-a y 1986-b). Se utilizarán también 4 líneas sísmicas de 120 m de longitud con 24 tomas que permiten un espaciado máximo de 5 m. En lo referente a la fuente de energía, está previsto experimentar con las dos fuentes clásicas de prospección superficial: el martillo de 8 kg de masa (Meidav, 1969) y el rifle sísmico de calibre 12 con cartuchos comerciales de 12 g (para la caza de jabalí dado que solo contiene una posta).

A fin de efectuar una estima del rango de frecuencia que estas fuentes podrían generar se realizaron unas pruebas en una zona lo más parecida posible a la de estudio: el delta del Llobregat (Barcelona), a unos 20 m de la playa, en donde hay un subsuelo formado por pasadas de arcillas, arenas y limos hasta los 25 m de profundidad. Los impactos con martillo se realizaron sobre placa metálica y los disparos con rifle se enterraron unos 45 cm (el agujero se mojó con agua). En la Figura III.7 se muestran los análisis

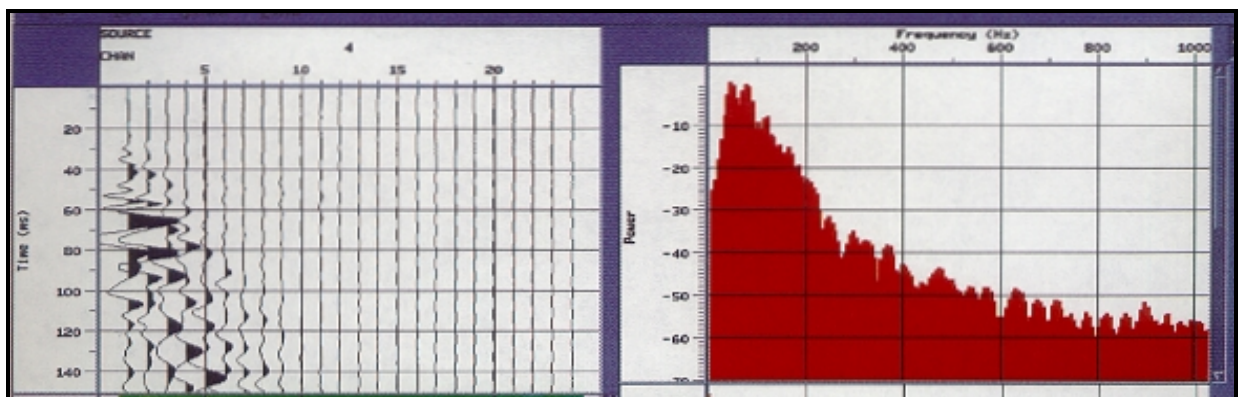
espectrales de cada tiro. De su comparación se deduce: *i)* la frecuencia máxima alcanzada por encima del nivel de -20 dB se sitúa en torno a los 425 Hz , detectándose solo en los tiros centrales y para los geófonos más cercanos a 10 m. *ii)* En los tiros extremos la frecuencia máxima por encima de -20 dB es de 180 Hz, notándose un menor contenido en el registro realizado con martillo. *iii)* Para los tiros centrales, el impacto con menor contenido de frecuencias corresponde al realizado con martillo. *iv)* El *stacking* efectuado con rifle produce un ligero aumento de la amplitud de las trazas pero no representa un nivel significativo.



(a)

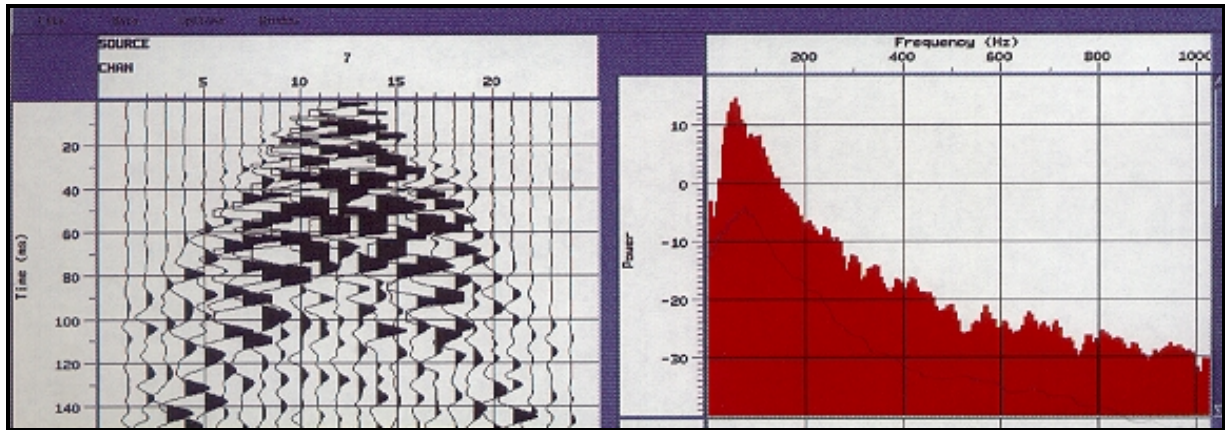


(b)

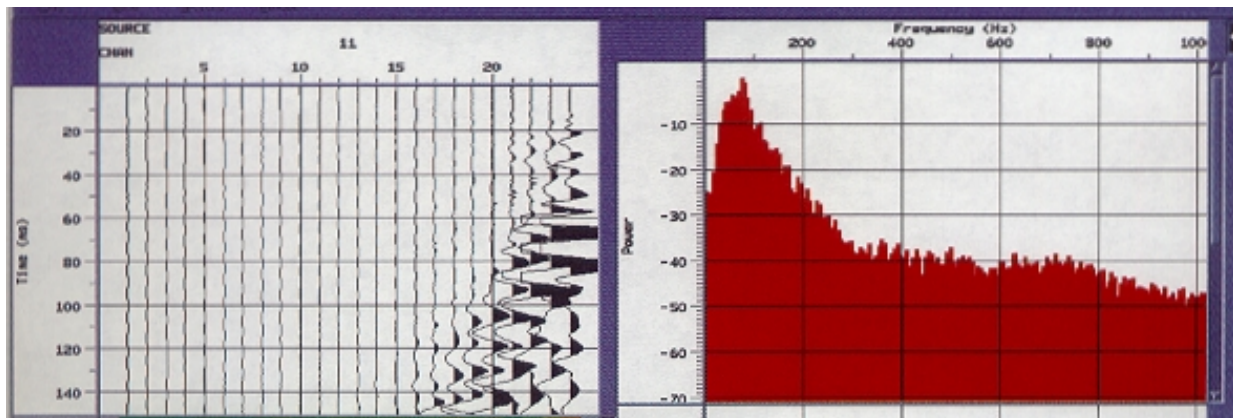


Trazas representadas con menor ganancia
(afecta tan solo a nivel visual)

(c)



(d)



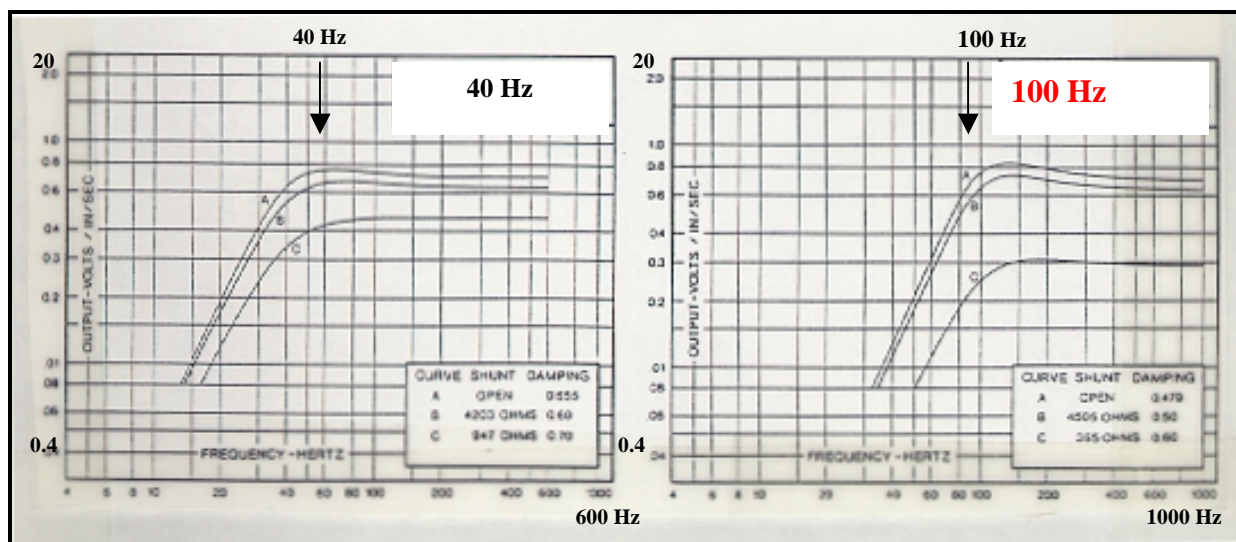
Trazas representadas con menor ganancia
(afecta tan solo a nivel visual)

(e)

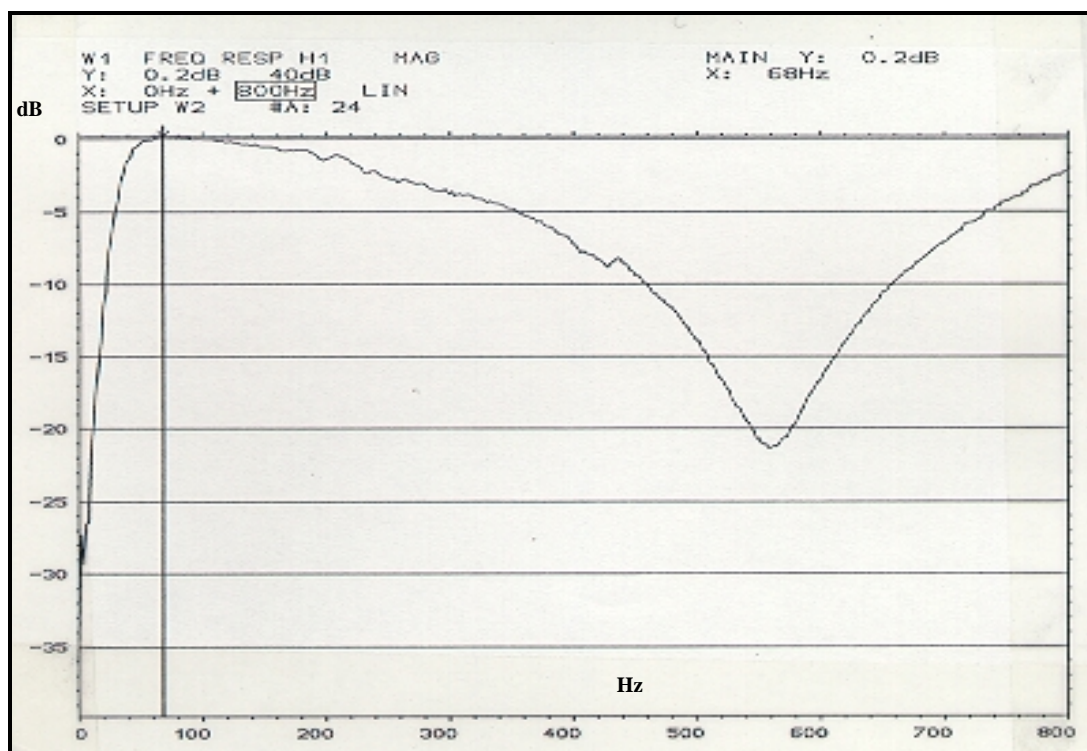
Figura III.7: Análisis espectrales de las dos fuentes de energía. En la parte izquierda se muestran las trazas y en la derecha su espectro de amplitudes. (a) y (b) Gráficos correspondientes al tiro realizado con martillo (4 stacks) a 10 m del primer geófono y sobre el geófono 12, respectivamente. (c) y (d) Gráficos correspondientes al tiro realizado con rifle a 10 m del primer geófono y sobre el geófono 12, respectivamente. (e) Análisis espectrales para un tiro a 10 m del último geófono realizado con 3 disparos de rifle (3 stacks), compárese con el tiro (b). Nota: para el tiro extremo con rifle hay poca ganancia en la visualización de las trazas, cosa que solo afecta a la representación. El espaciado entre geófonos es de 2 m y el intervalo de muestreo de 0.05 ms. Durante la adquisición de datos se utilizó un filtro analógico pasa-banda entre 32-1000 Hz.

Previamente a la toma de datos, los geófonos fueron calibrados en una mesa vibratoria (Brüel & Kjaer, modelo 2034) con rangos entre 0.1 y 2 kHz, utilizándose un acelerómetro patrón de 50 g montado sobre el eje del geófono. Para los sensores de 40 Hz se eligieron 10 geófonos al azar, obteniéndose curvas de respuesta muy parecidas. Los sensores de 100 Hz se calibraron todos y mostraron un comportamiento similar entre ellos. En la Figura II.8 se presentan las curvas de respuesta procedentes del fabricante y las curvas de calibración obtenidas. A pesar de que la comparación esté dificultada por el cambio de escala de los ejes, puede apreciarse que, si bien el umbral de frecuencia inicial es coincidente con las especificaciones del fabricante, se produce una caída importante a partir de los 300 Hz (3 dB), mucho más significativa para los geófonos de 100 Hz. A fin de evaluar este efecto anómalo, y después de varias comprobaciones, se probó con un acelerómetro patrón de peso más reducido (11 g), obteniéndose que

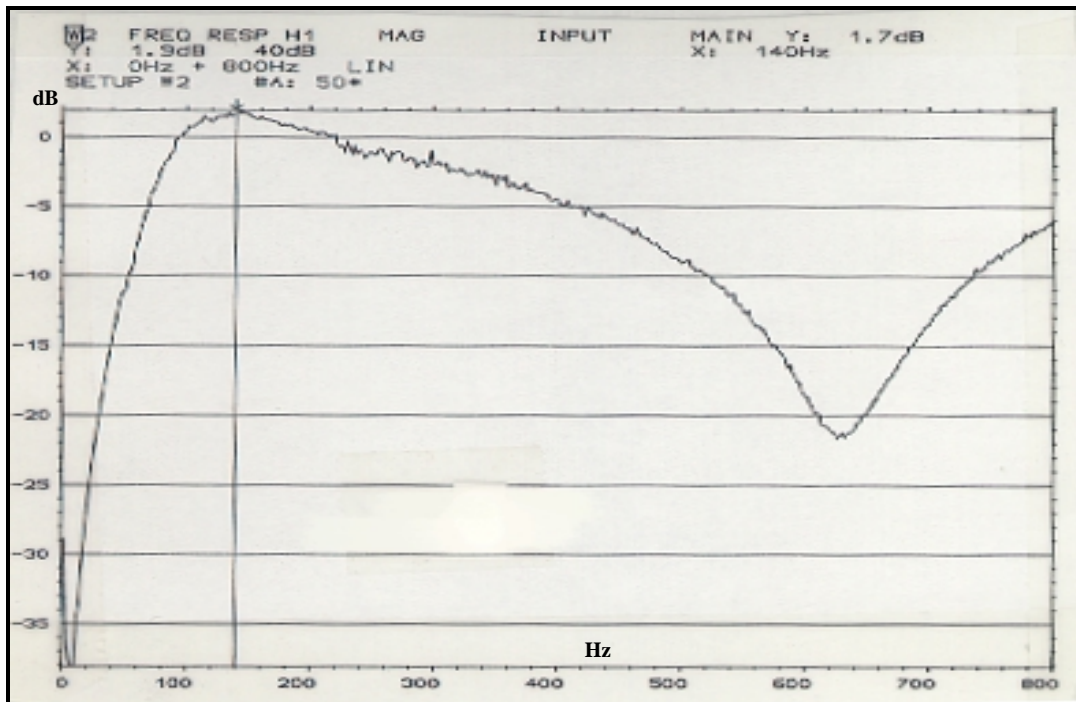
las respuestas variaban significativamente. Posteriormente, se realizó una calibración sin la carcasa exterior del geófono y se observó la misma mejora. De estos ensayos se desprende un efecto de resonancia del acelerómetro de 50 g para el intervalo de frecuencias en donde se detectaron las absorciones anómalas, de manera que corregido este efecto puede concluirse una respuesta lineal de los geófonos para la banda de las frecuencias de interés.



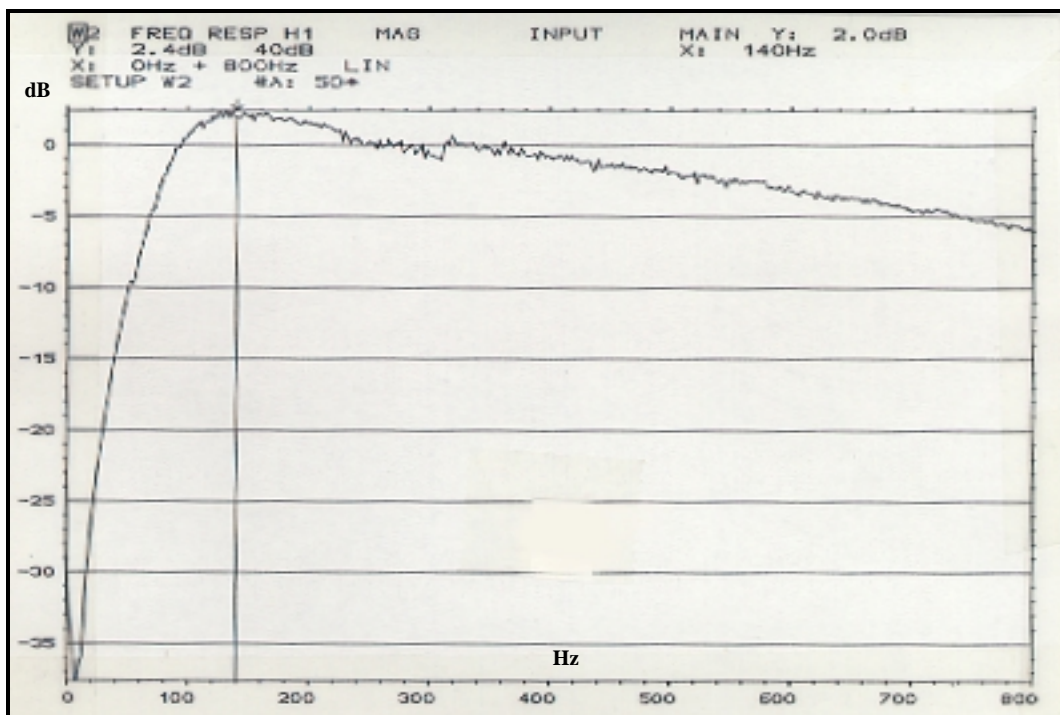
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura II.8: (a) Curvas de respuesta procedentes del catálogo del fabricante (Mark, inc.) para los geófonos de 40 y 100 Hz. (b) y (c) Curvas de respuesta “tipo” obtenidas en laboratorio para los geófonos de 40 y 100 Hz respectivamente, utilizando un acelerómetro patrón de 50 g. (d) Curva de respuesta “tipo” obtenida en laboratorio para los geófonos de 100 Hz utilizando un acelerómetro patrón de 11 g. Nótese como desaparece el efecto de resonancia.

A partir de la frecuencia nominal, ambos tipos de geófonos tienen una respuesta plana hasta, al menos, los 600 Hz. De la calibración efectuada en laboratorio puede concluirse para geófonos de 100 Hz: *i)* Antes de la frecuencia nominal la señal está atenuada a -35 dB para 10 Hz, -30 dB para 20 Hz, -20 dB para 30 Hz y -5 dB para 70 Hz. *ii)* Después de la frecuencia nominal, la señal se atenúa a -5 dB para 70 Hz con una pendiente que indica atenuación de -10 dB a los 1100 Hz (Figura III.8-d). Por tanto, el comportamiento de los geófonos de 100 Hz puede aceptarse válido en la gama de 70 a 1000 Hz y para los geófonos de 40 Hz entre 70 y 600 Hz, actuando como filtros pasa alta para frecuencias inferiores a 10 /20 Hz.

III.1.4 Síntesis del estudio teórico: parámetros de registro

Los anteriores resultados y observaciones permiten establecer las siguientes directrices para el dispositivo experimental:

Se colocará un geófono por traza ya que la corta distancia de explotación no da lugar a plantear un filtro de terreno (*array* de geófonos). El espaciado entre ellos será de 1 m y se enterrarán para favorecer el apantallamiento de la onda aérea, que se prevé sea una de las principales fuentes de ruido. Si la distancia entre geófonos se establece en 1 m, la frecuencia espacial de Nyquist será de 0.5 ciclos/m (500 ciclos/km) y se producirá a partir de una frecuencia máxima dependiente de la velocidad del evento; por ejemplo para $V=300$ m/s, $f_{\max}=150$ Hz y para $V=2000$ m/s, $f_{\max}=1000$ Hz. Según lo cual, el *aliasing* tendrá lugar preferentemente en señales de baja velocidad con componentes de alta frecuencia.

La geometría de adquisición, en último término, vendrá determinada por las pruebas de campo, pero se prevé como mejor configuración una explotación de tiro extremo. A pesar de que la geometría de tiro simétrico permita determinar mejor la velocidad de los refractores (aconsejable en este caso de bajo contraste sísmico) hay un factor decisivo para descartarla, ya que la información geológica y los modelos teóricos hacen pronosticar la existencia de ondas superficiales que enmascararán ampliamente la ventana temporal de registro. La distancia entre el punto de disparo y el primer geófono deberá ser la menor posible para disponer de un sector angular que permita detectar las capas más superficiales (véase valores de los ángulos críticos del Modelo 1).

Dado que se prevé la explotación con tiros extremos y teniendo en cuenta que las pruebas realizadas con geófonos de 40 Hz distantes 10 m del punto de tiro, se ha obtenido (con 4 golpes de martillo) una banda efectiva (por encima de los -40 dB) de 30 a 300 Hz, y para el rifle sísmico una banda de 50 - 400 Hz; Inicialmente cabe esperar mayores frecuencias para esta segunda fuente y como interesa obtener frecuencias útiles hasta los 250 Hz, es imprescindible que en el trabajo de campo se haga especial énfasis

en el confinamiento del rifle a fin de evitar en lo posible las pérdidas por vacío (utilización de piezas de metal en la parte inferior del agujero, saturación, etc). En cuanto que al martillo, se deduce que el número de golpes en un mismo punto de disparo (*staking*) debe ser superior a 4.

Para una buena selección de los filtros de campo se deberá tener en cuenta todo el estudio previo realizado. La información suministrada por las pruebas de los geófonos, las fuentes de energía y los distintos muestreos ($\Delta t = 0.1$ ms y 0.05 ms) pronostican que se dispondrá de frecuencias útiles (frecuencias amortiguadas menores de -40 dB antes de que intervenga el filtro que ejerce el propio subsuelo) con límite superior a los 300 Hz para martillo y los 400 Hz para el rifle; con independencia de los geófonos que se utilicen. Mientras que los límites condicionados por la respuesta de los geófonos serán de 10/20 Hz y de 1000 Hz. Pero en último término, el nivel de registro vendrá dado por el rango dinámico del sismógrafo (126 dB). A la vista de las exigencias de resolución se aplicará un filtro de campo de pasa-banda ancho; es decir, el corte instrumental de bajas frecuencias se situará por debajo de las frecuencias naturales de los geófonos y el filtro de las altas por encima de los 500 Hz, valor deducido a partir de la resolución vertical establecida.

III.2 ADQUISICIÓN DE DATOS

III.2.1 EMPLAZAMIENTO DE LOS PERFILES SÍSMICOS Y PRUEBAS PRELIMINARES

Se adquirieron dos líneas sísmicas LS-1 y LS-2 de 216 y 255 m de longitud respectiva. Su emplazamiento concreto estuvo condicionado por la ubicación del sondeo mecánico y por las dimensiones del terreno (Figura III.9). Las pruebas preliminares se programaron para comprobar la precisión de los tiempos de llegada, establecer una valoración de las fuentes de energía y, finalmente, para determinar los parámetros de adquisición.

El tiempo de inicio del registro sísmico debe de coincidir lo más posible con el instante de disparo (sincronía temporal). A fin de verificar la fiabilidad de este tiempo origen (*trigger*) se dispuso de un segundo equipo para comparar los respectivos tiempos de llegada. El segundo sismógrafo (ABEM de 12 canales) se emplazó paralelo y lo más cercano posible a los 12 geófonos del BISON, y se realizaron una serie de ensayos para el sistema de disparo masa - piezoeléctrico. En la Figura III.10 se presenta un ejemplo de los registros obtenidos, de donde se desprende una buena sincronía ya que las diferencias (media de ± 0.02 ms) cae dentro del rango de precisión usual de trabajo (téngase en cuenta que a la resolución experimental tienen que añadirse los errores de lectura).

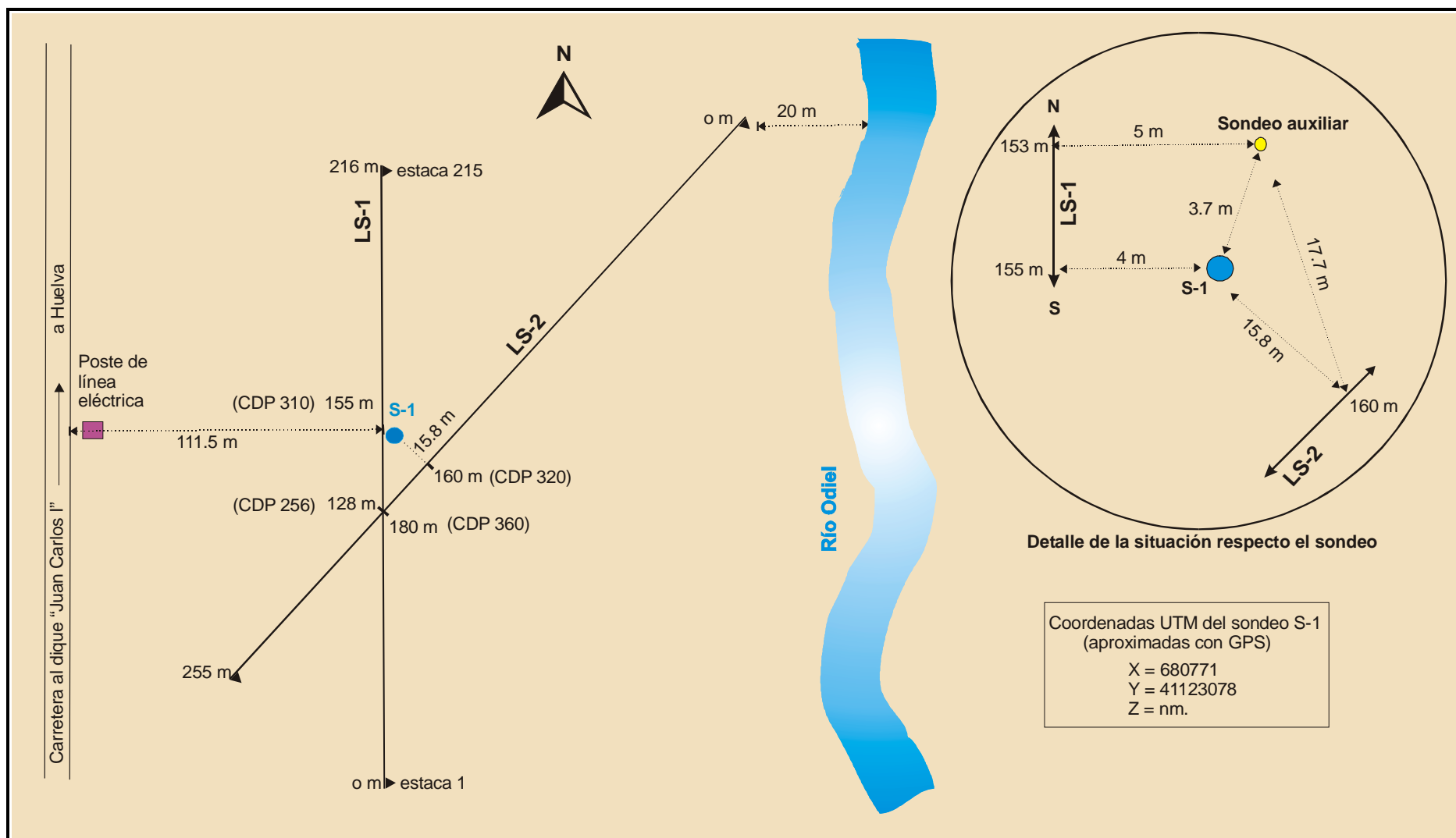


Figura III.9: Esquema de situación de los perfiles sísmicos LS-1 y LS-2. El perfil LS-1 es paralelo a la carretera del dique Juan Carlos I en dirección S-N; distante 115 m del río Odiel y separado 4 m del sondeo S-1. El perfil LS-2 tiene una dirección NE-SW; cruzándose con el LS-1 (la estación 180 coincide con la 93 del LS-1) y dista 15.8 m del sondeo S-1 (perpendicular sobre la estación 160).

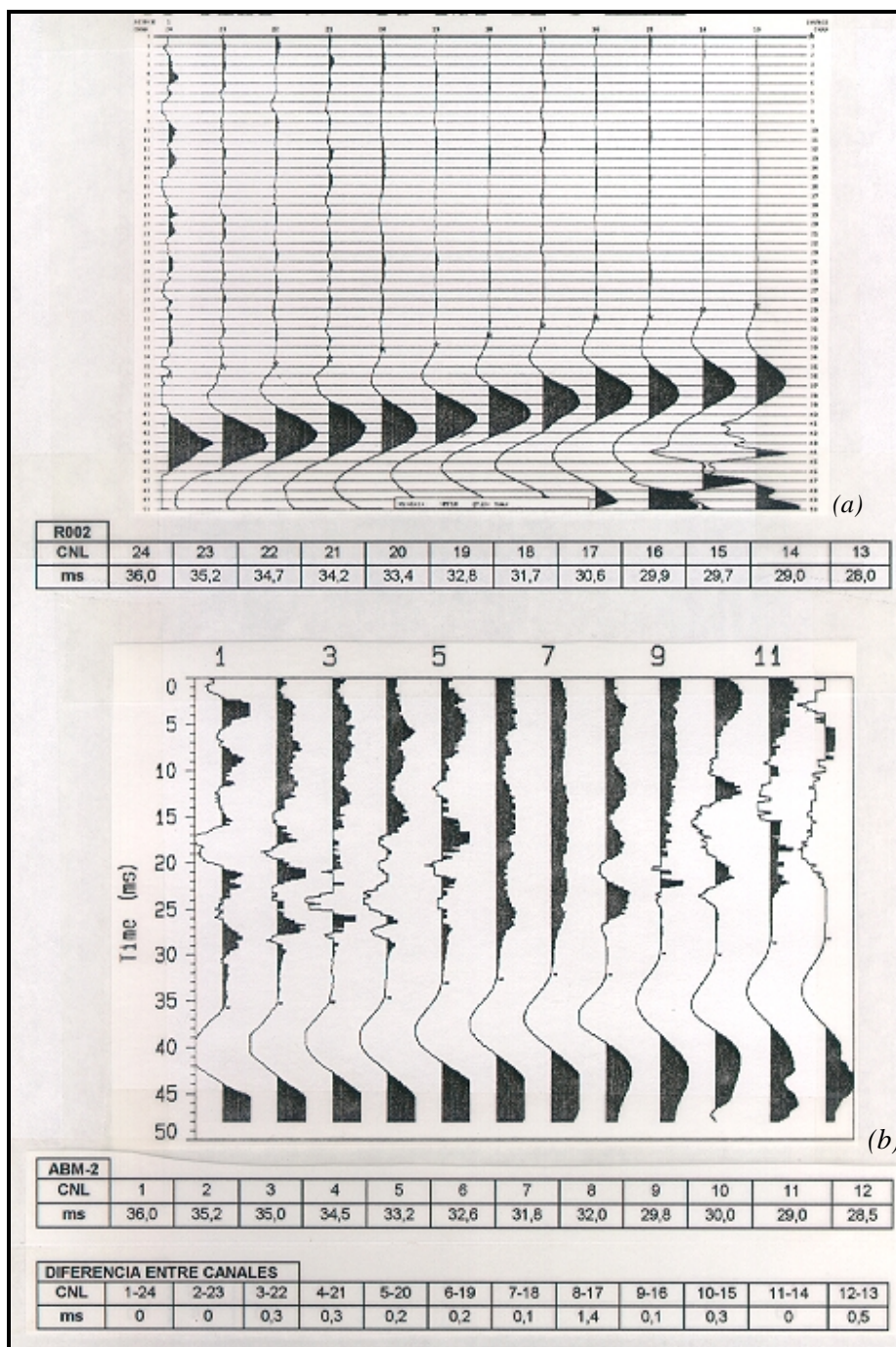


Figura III.10: Pruebas de sincronismo de disparo para el sistema masa-piezoeléctrico. (a) Registros obtenidos con el sísmógrafo BISON y (b) registros obtenidos con el sísmógrafo ABEM. Al pie de cada registro se especifican las lecturas de las primeras llegadas y en la banda inferior las diferencias entre dichas lecturas.

Dado que cada fuente de energía posee un mecanismo de disparo diferente, se quiso también constatar las diferencias temporales entre ambos sistemas: martillo - piezoeléctrico y rifle - geófono *starter*. De las pruebas realizadas se observó un avance sistemático del disparo realizado con el rifle respecto del realizado con martillo (Figura III.11).

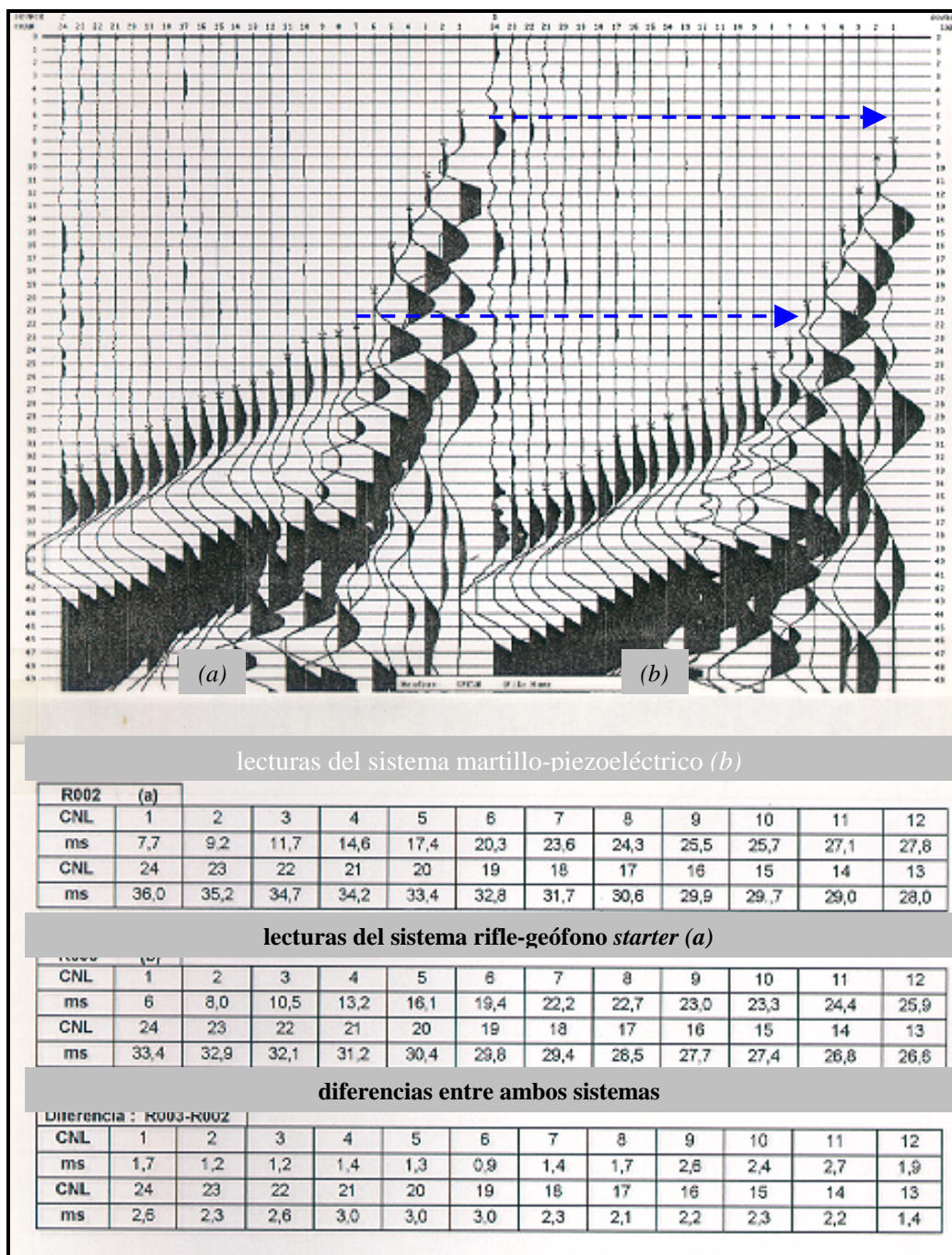


Figura III.11: Diferencias temporales entre los sistemas rifle - geófono starter (a) y martillo - piezoeléctrico (b). Nótese el avance sistemático de (a) respecto de (b).

Para explicar este avance (véase anejo de la memoria) se tuvieron en cuenta los siguientes factores: *i*) La diferencia de trayectorias de los respectivos frentes de onda debido al diferente emplazamiento de los puntos de tiro; el martillo es una fuente superficial mientras que el rifle se halla enterrado unos 40 cm. *ii*) El diferente mecanismo de disparo entre el piezoeléctrico, que en primera aproximación se supone instantáneo, y el geófono *starter*, que viene retrasado un tiempo t'_0 debido a la distancia entre boquilla del cañón y su punta. *iii*) La diferencia de velocidad de los primeros centímetros del suelo respecto al

resto de la primera capa. En el anejo de la presente memoria se presenta una cuantificación aproximada de estos aspectos, infiriéndose que la diferencia de tiempo de recorrido observada está dentro del margen teórico previsto y posteriormente, en la fase de procesado, será tenida en cuenta como corrección estática.

Con el estudio teórico previo y los datos del sondeo mecánico, las reflexiones buscadas debían encontrarse en torno a un máximo de 100 ms y, por tanto se determinó una longitud de registro de 200 ms considerando los efectos que causa el procesado en los tiempos finales (aplicación de filtros F-K y migración, por ejemplo). La Figura II.12 muestra eventos que corresponden a reflexiones en los 140 y 150 ms superpuestos a la franja característica de ruido y más allá de los 150–160 ms la relación señal/ruido es baja.

Los ensayos para la elección de la distancia óptima entre el disparo y la primera estación receptora (*offset* más próximo) estuvieron dirigidos a obtener un registro en el cual la onda aérea y las ondas superficiales del terreno se superpusieran lo menos posible a las señales de reflexión conservando, a la vez, la condición de pequeño ángulo. De las pruebas realizadas a distancias de 2, 4 y 6 m (Figura III.12) se eligió el *offset* de 6 m como el más adecuado.

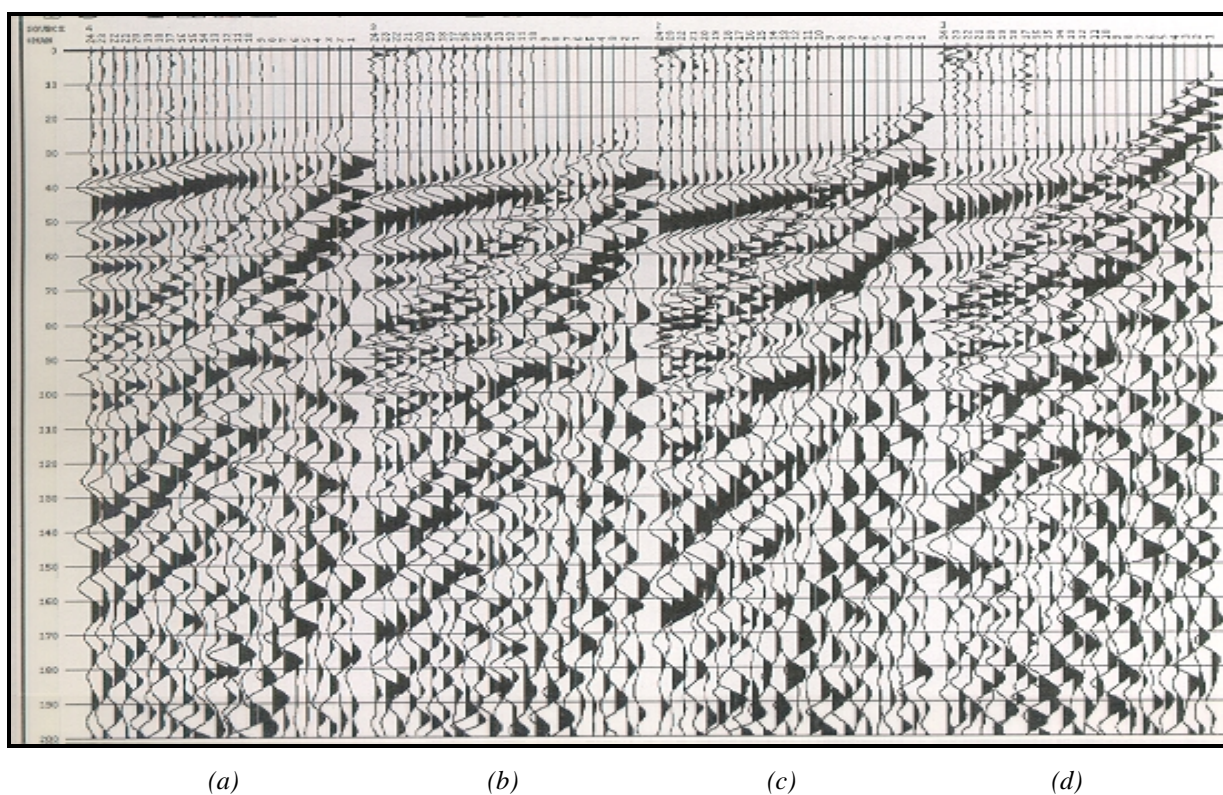


Figura III.12: Registros sísmicos correspondientes a las pruebas realizadas para escoger la longitud de las trazas y la distancia correspondiente al *offset* más próximo (*d*). (a) Registro en donde la fuente emisora es un disparo con rifle sísmico y *d* es de 6 m. (b) Registro adquirido con impacto de martillo y *d* de 6 m. (c) Registro con martillo y *d* de 4 m. (d) Registro realizado con martillo y *d* de 2 m.

EL estudio previo de los tipos de fuentes indicaba ya que para suelos poco compactos y para distancias en torno los 40 m, se dispondría de suficiente energía y el único inconveniente sería el ancho útil de frecuencias. Para verificarlo in situ se hicieron series de comprobaciones entre el número de golpes/disparos y la mejora de la relación S/N (Figura III.13). Así mismo, también se procedió a amortiguar la onda aérea y a verificar como el aumento del *offset* afectaba a la atenuación del registro.

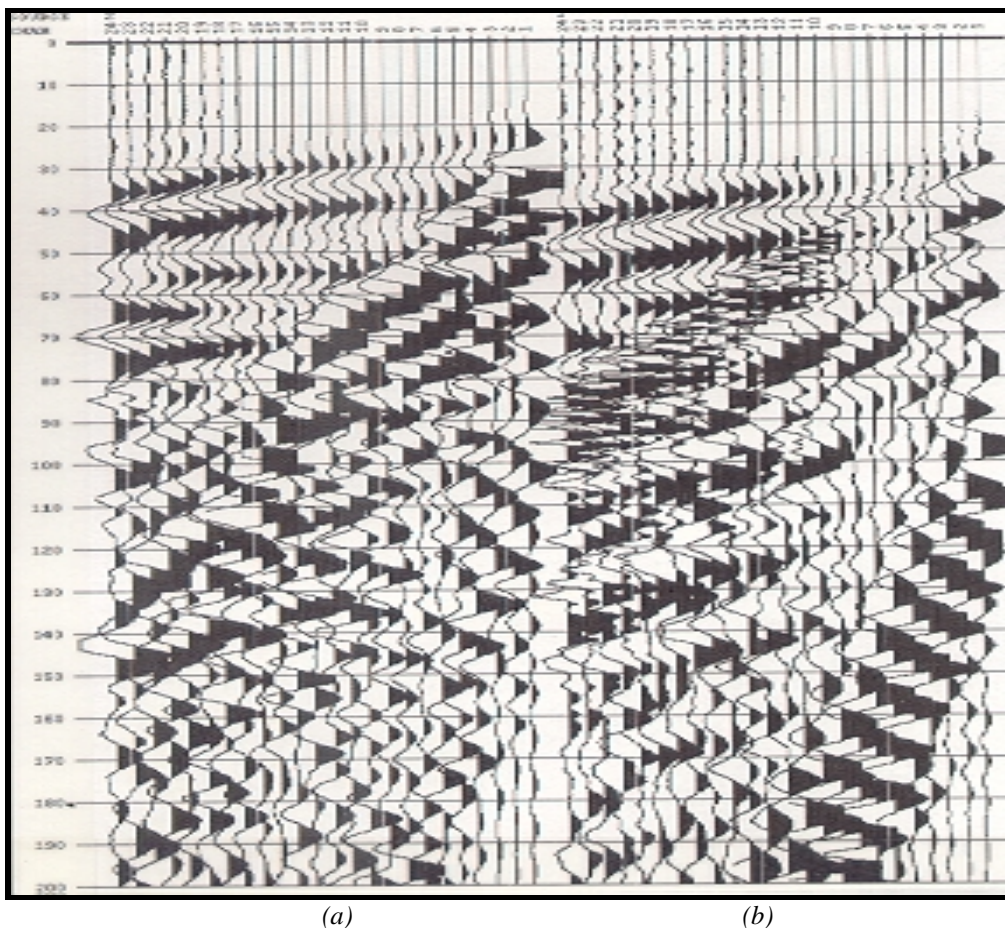


Figura III.13: Comparación de las fuentes de energía entre el registro (a) realizado con rifle y (b) el registro realizado con 5 golpes de martillo. El *offset* más próximo en ambos registros es de 6 m.

Con las anteriores valoraciones y los resultados de los modelos teóricos se eligieron los siguientes parámetros de adquisición (Tabla III.7):

Número de trazas/registro	24	(impuesto por el equipo instrumental)
Espaciado entre geófonos.....	1 m	(deducido del modelo geológico)
Intervalo de muestreo.....	0.1 ms	(aplicado al perfil LS-1)
Intervalo de muestreo.....	0.5 ms	(aplicado al perfil LS-2)
Longitud del registro.....	200 ms	(modelo geológico y verificación en campo)
Filtro pasa-bajas.....	100 Hz	(compromiso entre modelo geológico y geófonos)
Filtro pasa-altas.....	1000 Hz	(elección de un sistema abierto)
<i>Offset</i> próximo	6 m	(deducido de las pruebas de campo)
Geófonos.....	1/traza y enterrados	(modelo geológico y pruebas de campo)
Núm. de golpes de martillo.....	5	(pruebas de campo)
Tiro con rifle.....	1 disparo a 40 cm	Con agujero saturado (pruebas de campo)

Tabla III.7: Parámetros de registro seleccionados.

III.2.2 OBTENCIÓN DE LOS DATOS SÍSMICOS

Puesto que el objetivo fundamental del proyecto era la puesta a punto de un dispositivo experimental para realizar perfiles sísmicos de alta resolución, validar la metodología, probar diferentes estrategias de adquisición y diferente instrumentación, se optó por efectuar perfiles coincidentes sobre el terreno aplicando las distintas configuraciones que las pruebas de campo aconsejaban y el equipo instrumental permitía. En este contexto, sobre la línea LS-1 se obtuvieron 4 perfiles sísmicos adquiridos de forma paralela (Figura III.14) mientras que en la línea LS-2 se utilizó una sola configuración de tiro en cola.

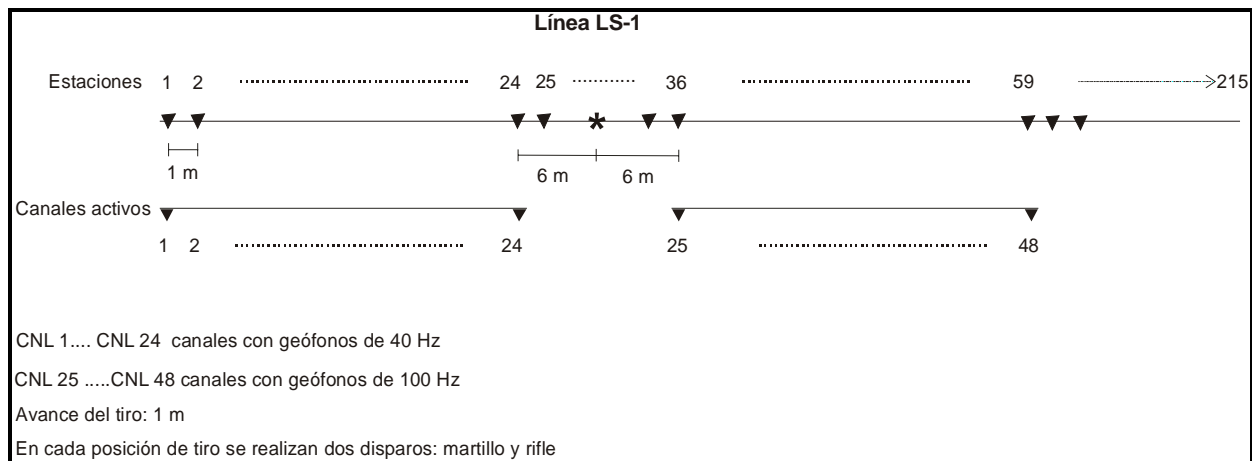


Figura III.14: Esquema de explotación de los 4 perfiles sísmicos sobre la línea LS-1.

A continuación (Tabla III.8) se detallan los parámetros de cada perfil:

Perfil sísmico P1G40
- Dirección S-N, perteneciente a la línea LS-1 , con estaciones numeradas de 1 a 215, estacadas según múltiplos de 5 m. Emplazamiento de los geófonos con cinta centimétrica
- Inicio del punto de tiro en la estación 30 y final en la estación 215
- Tiro en cabeza con un <i>offset</i> de 6 m
- Geófonos de 40 Hz
- Fuente sísmica: martillo de 8 kg
- Muestreo: 0.1 ms
- 24 canales por tiro. A cada registro le corresponden los canales del 1 al 24.
- Cobertura: 12 trazas CDP

Perfil sísmico P1G100
- Dirección S-N, perteneciente a la línea LS-1 , con estaciones numeradas de 1 a 215.
- Inicio del punto de tiro en la estación 1 y final en la estación 209
- Tiro en cola con un <i>offset</i> de 6 m
- Geófonos de 100 Hz
- Fuente sísmica: martillo de 8 kg
- Muestreo: 0.1 ms
- 24 canales por registro. A cada registro le corresponden los canales del 25 al 48
- Cobertura: 12 trazas CDP

Perfil sísmico P1T40
<ul style="list-style-type: none"> - Dirección S-N, perteneciente a la línea LS-1, con estaciones numeradas de 1 a 215. - Inicio del punto de tiro en la estación 30 y final en la estación 215 - Tiro en cola con un <i>offset</i> de 6 m - Geófonos de 40 Hz - Fuente sísmica: rifle calibre 12 - Muestreo: 0.1 ms - 24 canales per registro. A cada registro le corresponden los canales del 1 al 248 - Cobertura: 12 trazas CDP
Perfil sísmico P1T100
<ul style="list-style-type: none"> - Dirección S-N, perteneciente a la línea LS-1, con estaciones numeradas de 1 a 215. - Inicio del punto de tiro en la estación 1 y final en la estación 209 - Tiro en cola con un <i>offset</i> de 6 m - Geófonos de 100 Hz - Fuente sísmica: rifle calibre 12 - Muestreo: 0.1 ms - 24 canales por registro. A cada registro le corresponden los canales del 25 al 48 - Cobertura: 12 trazas CDP
Perfil sísmico P2T100
<ul style="list-style-type: none"> - Dirección NE-SW, coincidiendo con la línea LS-2, con estaciones numeradas de 1 a 255. - Inicio del punto de tiro en la estación 1 y final en la estación 243 - Tiro en cola con un <i>offset</i> de 6 m - Geófonos de 100 Hz - Fuente sísmica: rifle calibre 12 - Muestreo: 0.05 ms - 24 canales por registro. A cada registro le corresponden los canales del 25 al 48 - Cobertura: 12 trazas CDP

Tabla III.8: *Parámetros de registro de cada perfil sísmico realizado.*

Así mismo, en la Figura II.16 se presenta la instrumentación más relevante.



(a)



(b)



(c)



(d)



(e)

Figura III.15: Instrumentación más relevante utilizada. (a) Unidad de registro con selector de los canales de entrada/salida (en la parte izquierda), sismógrafo (parte central) y sistema de almacenamiento de datos (a la derecha). Muestra de las dos fuentes de energía utilizadas: (b) el sistema martillo - piezoeléctrico y (c) el rifle sísmico con geófono starter. El disparo se produjo aproximadamente a 40 cm del nivel del suelo y los geófonos se enterraron para atenuar la onda aérea y el efecto del viento (d) y (e).

III.3 INFORMACIÓN APORTADA POR LOS ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS

En la introducción se ha indicado que uno de los objetivos del presente capítulo era el calibrar las imágenes sísmicas. Para ello, se precisa de un volumen de información adicional que permita establecer la estructura del subsuelo y compararla con la obtenida por la sísmica. En la literatura se suele usar una gran variedad de técnicas geofísicas para complementar la reflexión superficial. Así por ejemplo, se han aplicado conjuntamente secciones sísmicas de alta resolución con radagramas (Green *et al.*, 1995; Steven *et al.* 1998), perfiles eléctricos dipolo - dipolo (Texidó *et al.*, 1999), testificaciones de sondeos (Boyce *et al.*, 1995), prospección gravimétrica (Stephenson *et al.*, 1993), etc. En este caso, para el contraste de los perfiles adquiridos se han utilizado distintas técnicas de prospección basadas en las velocidades de las ondas elásticas, *cross-hole*, tomografía, ondas superficiales, etc. Y también se ha dispuesto de la descripción geológica del testigo continuo del sondeo mecánico. Se ha excluido el georadar y la tomografía eléctrica por estar el terreno saturado de agua marina.

III.3.1 Sedimentología

El sondeo mecánico S-1 se ubicó sobre la línea LS-1 (mapa de situación de la Figura III.9), desde el punto de vista sísmico los resultados sedimentarios de su testigo continuo (Borrego *et al.*, 1996) se sintetizan en la Tabla III.9:

TRAMO 6	de 0 a 3.8 m Limos arenosos con estructuras de desecación y niveles ricos en materia orgánica. El más superficial está formado por una base de 1 m de potencia de fangos y raíces, sobre la que se deposita un relleno artificial de material de dragados y vegetación; además, según ejecuciones directas sobre el terreno durante la perforación, los primeros 50 cm del suelo están formados por una capa de limos extremadamente finos que constituyen un auténtico “cojín” amortiguador de la energía, cosa que va a dificultar el acoplamiento de los geófonos y las fuentes sísmicas con el suelo.
TRAMO 5	de 3.8 a 5.8 m con 2.2 m de potencia de limos arcillosos grises oscuros de aspecto fangoso con abundantes fósiles marinos (esencialmente conchas de moluscos).
TRAMO 4	de 5.8 a 9.5 m con 3.7 m de potencia de arenas limosas de color gris verdoso con fósiles marinos. En la base aumenta la fracción arenosa. El contacto entre los tramos 5 y 4 es transicional, de manera que puede no constituir un horizonte sísmico neto (ver curvas de variación del % de peso en la figura III.17-a).
TRAMO 3	de 9.5 a 21 m con 11.5 m de potencia de arenas grises de grano medio-fino y matriz limosa, con abundantes bioclastos de fósiles marinos (fácies de playa).
Tramo 2	de 21 a 31.8 m con 10.8 m de potencia de limos arcillosos compactos con abundantes fósiles marinos e intercalaciones de niveles muy fosilíferos. Contacto entre los tramos 3 y 2 transicional, puede no constituir un horizonte sísmico neto (ver curvas de variación del % de peso en la figura III.17-a).
Tramo 1	de 31.8 a 38 m con 6.2 m de potencia de gravas, de matriz arenosa. Presencia de bioclastos de fósiles marinos. La medida máxima de la grava es centimétrica. Formado por 4 substratos, con potencias de 0.5 a 3 m; la resolución o diferenciación de las reflexiones en techo y muro de estos tramos requeriría frecuencias útiles superiores a los 200 y 300 Hz (criterio $\lambda/2$ y para una velocidad de 2000 m/s).
Basal	A partir de 31.8 de margas grises miocenas. Compactas con pocos fósiles y algunos piritizantes.
Nota:	En el momento de la perforación el nivel freático se situaba a 4 m . Este nivel actuará como un horizonte de reflexión.

Tabla III.9: Descripción sedimentaria del testigo continuo del sondeo S-1.

Esta información litológica y la relación granulométrica (Figura III.16-a) entre limos y arenas (% en peso) permite efectuar una primera valoración geosísmica (Figura III.16-b) sobre los posibles coeficientes de reflexión, la cual posteriormente, será completada con los datos de la testificación sónica.

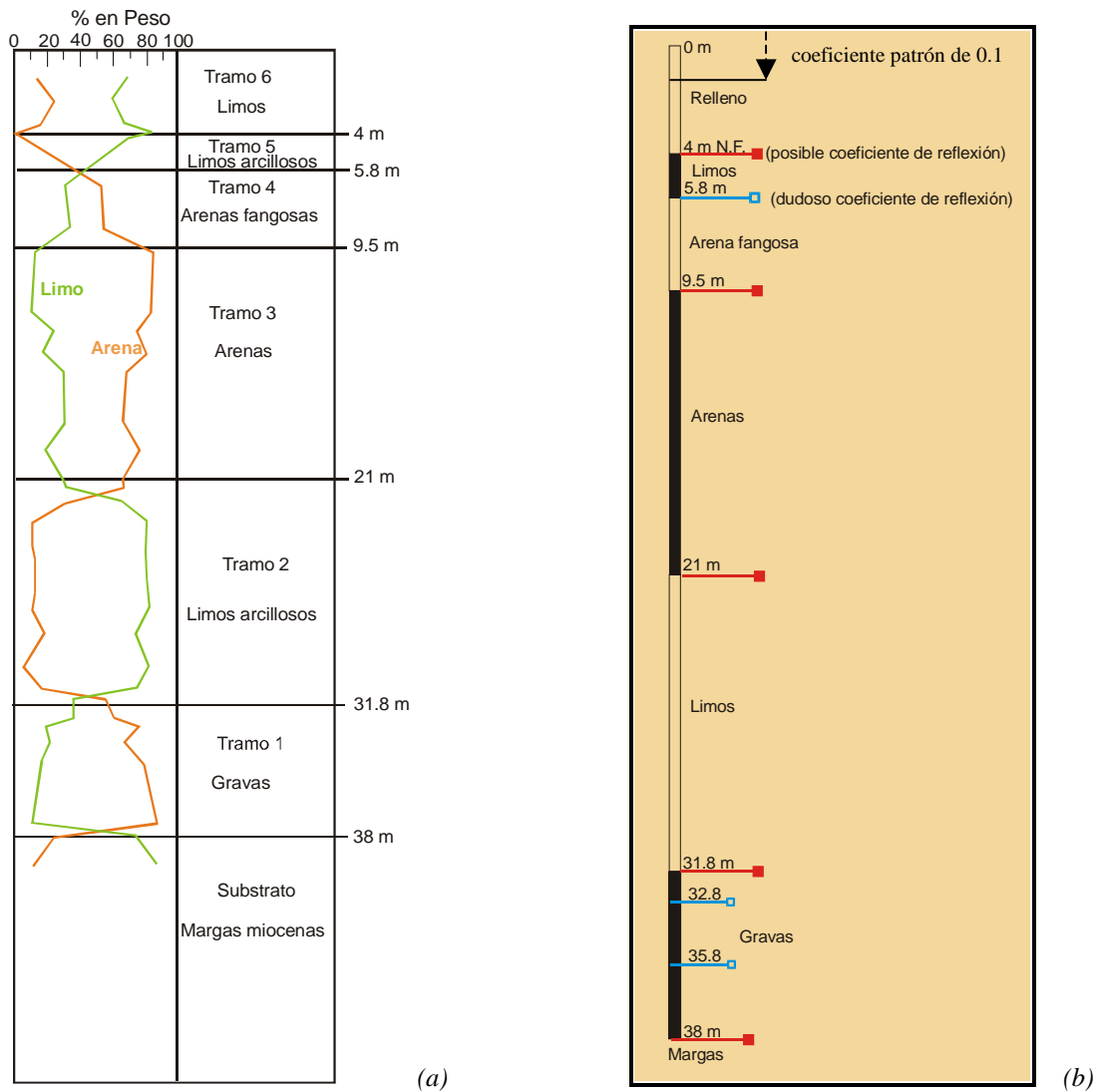
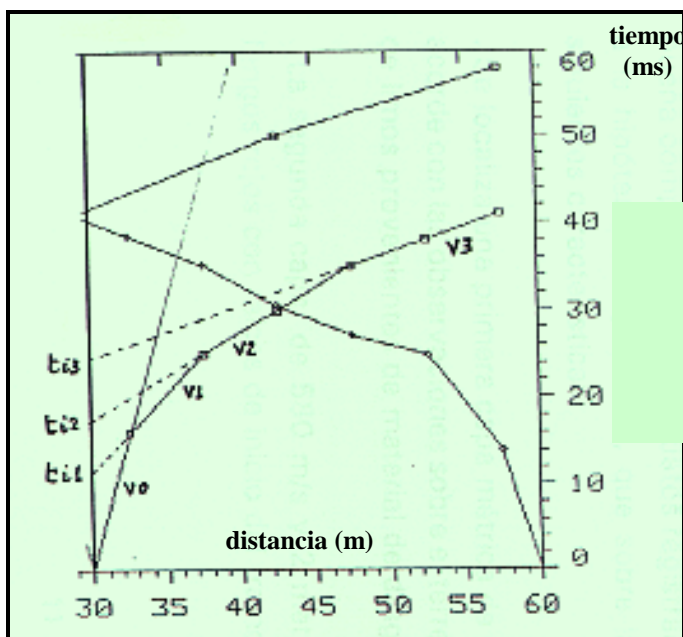
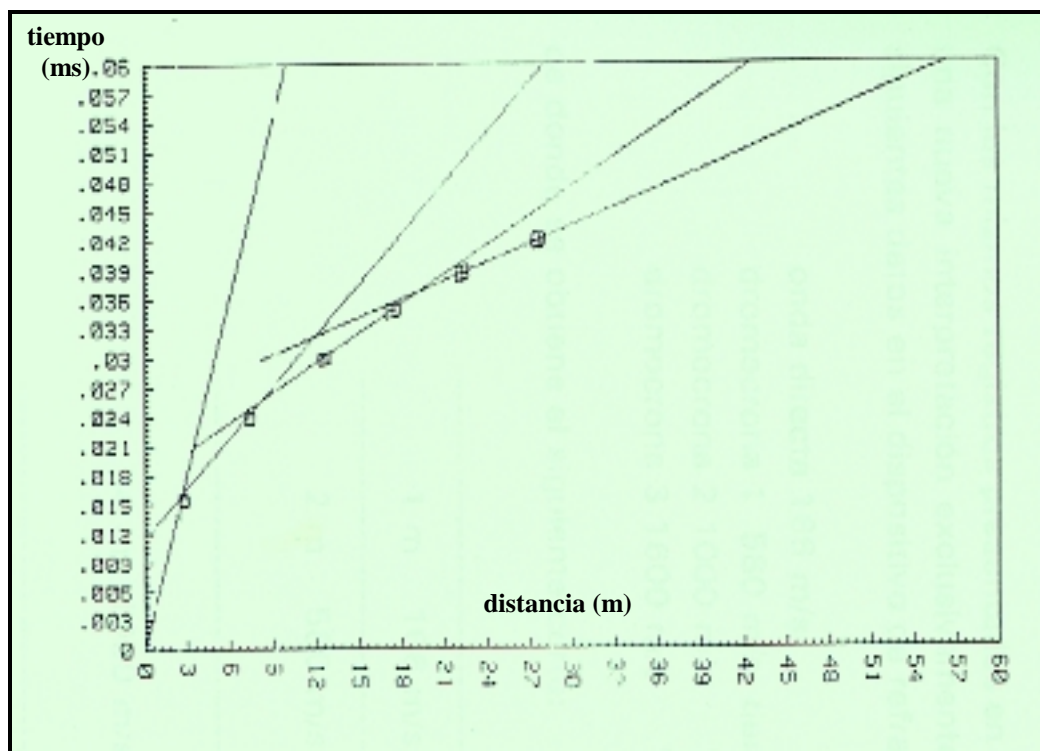


Figura III.16: (a) Curva granulométrica (% en peso) y descripción litológica del sondeo S-1. Esta información se ha utilizado para hacer una primera estima cualitativa de la serie de reflectividad (b). En rojo los posibles coeficientes de reflexión y en azul los coeficientes de reflexión más dudosos. También se muestra (c) parte de la caja de testigo continuo a partir del cual se han realizado los análisis sedimentarios.



$V_0 = 166 \text{ m/s}$
 $V_1 = 580 \text{ m/s}$ $t_{i1} = 12 \text{ ms}$ 1 m
 $V_2 = 1000 \text{ m/s}$ $t_{i2} = 17 \text{ ms}$ 3 m
 $V_3 = 1600 \text{ m/s}$ $t_{i3} = 24 \text{ ms}$ 7 m

(a)



(b)

Dromocronas sintéticas			Tiempos de intersección al origen			distancia y ángulo crítico		
$V_0 = 166 \text{ m/s}$	$t_{i0} = 0 \text{ ms}$		$\theta_c = 18.48^\circ$					
$V_1 = 580 \text{ m/s}$	$t_{i1} = 12 \text{ ms}$		$\theta_c = 39.39^\circ$					
$V_2 = 1000 \text{ m/s}$	$t_{i2} = 17 \text{ ms}$		$\theta_c = 42.98^\circ$					
$V_3 = 1600 \text{ m/s}$	$t_{i3} = 24 \text{ ms}$							

Figura III.17: Ejemplo de un perfil de refracción que pasa por el sondeo S-1. Longitud total de extensión de 60 m y espaciado entre geófonos de 5 m. (a) Dromocronas e interpretación para un solo punto de tiro. (b) Registro sintético para validar la interpretación. (Ver texto en página siguiente).

III.3.2 Sísmica de refracción

Otra información de que se dispuso provenía de los perfiles de refracción (CEDEX, 1997). Se realizaron siguiendo el trazado de la línea LS-1 con un espaciado entre geófonos de 5 m (Figura III.17). El método de cálculo aplicado a las dromocronas para determinar los refractores fue el método recíproco general (GRM; Palmer, 1990). El modelo genérico de refracción deducido para la zona de estudio se compone: *i*) de una primera capa métrica de velocidad extremadamente lenta (166 m/s) que se asociaría con el primer tramo de limos provenientes de los materiales de dragados. *ii*) La segunda capa de 2 m de potencia y 580 m/s tendría como base los fangos rojos con raíces del inicio del tramo 6. *iii*) El último refractor se detecta en el tramo 4 (arenas fangosas) y coincide bien con un cambio brusco del contenido de arenas y limos (% en peso). Cada una de las anteriores interfases presenta una impedancia acústica que puede dar lugar a reflexiones; haciendo la aproximación clásica de que las variaciones de densidad afectan en segundo orden de magnitud respecto a las de velocidad, puede establecerse una primera estima de los coeficientes de reflexión a partir de las velocidades de los refractores (Figura III.23).

III.3.3 Registro sísmico

Para la testificación sísmica (CEDEX, 1997) se utilizó una sonda no compensada formada por una fuente emisora y un hidrófono. Como rasgos más significativos de la diagráfia (Figura III.18) cabe señalar la inversión de velocidad a los 12 m de profundidad que podría explicarse por un efecto de cavidad de la pared del sondeo debida, probablemente al paso de un estrato más compacto hacia otro menos consolidado. Como se verá, esta anomalía también se va a detectar en el registro *down-hole* de ondas P a los 13 m de profundidad, estando la fuente a 5 m (Figura III.20-a). Otra observación es que el contacto gravas - margas (a los 38 m) se realiza de forma anómala ya que, en principio debería coincidir con un aumento considerable de la velocidad (entre 2300-2700 m/s) en vez de disminuir (1900 m/s). Al igual que en caso anterior, este efecto también se ha detectado en las gráficas *down-hole* (Figura III.20-a).

A pesar de la poca fiabilidad de algunos puntos de medida del registro sísmico, se ha realizado el cálculo de los posibles coeficientes de reflexión, del correspondiente sismograma sintético (apartado II.3.1 de la memoria) y la deducción de los tiempos de propagación de las ondas P (Figura III.19). Como rasgos significativos destacar que el alto coeficiente de reflexión negativo (-0.5) a los 12 m puede dar lugar a una reflexión de gran amplitud en las secciones sísmicas (se trata en el apartado III.5 de la memoria). Otro aspecto importante a tener en cuenta es que con el tipo de litologías presentes en la zona no saturada el coeficiente de absorción de energía de las ondas sísmicas puede llegar a ser del orden de

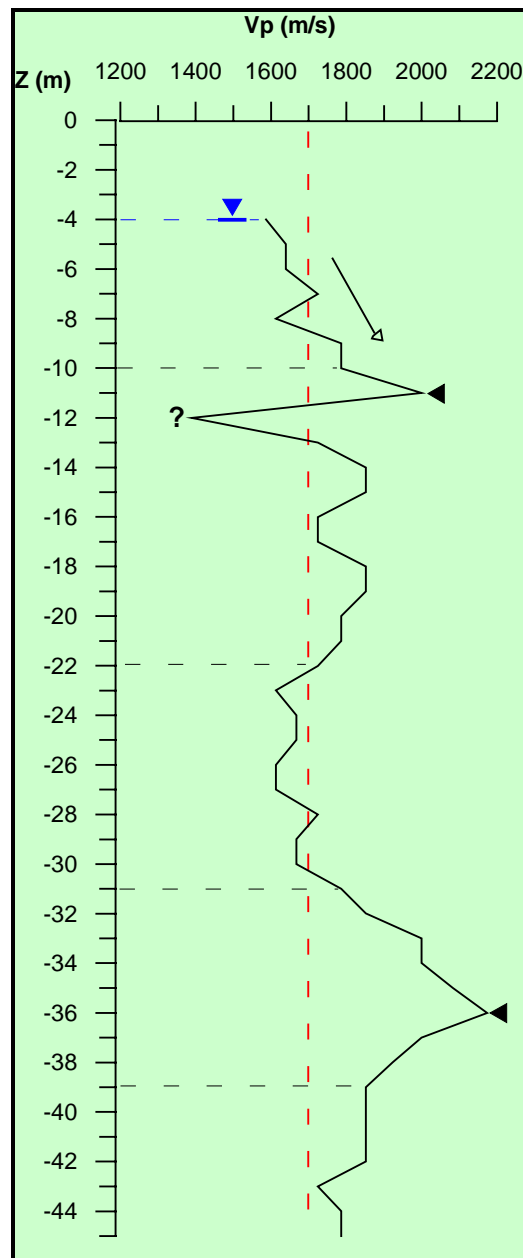


Figura III.18: Registro sísmico realizado en el sondeo S-1. El intervalo de muestreo de la testificación es de una muestra por metro. Como velocidad de referencia se ha marcado el nivel de 1700 m/s (línea roja discontinua) y también se han interpretado los tramos más significativos (líneas negras discontinuas). El inicio de la testificación coincide con el nivel freático situado a 4 m de profundidad. El mínimo de la diagráfia (1370 m/s) se alcanza a los 12 m, mientras que el máximo (2200 m/s) lo hace a los 36 m.

-13 dB/ λ (Bacharach *et al.*, 1998-a). Ello significa que para un tramo de 6 m de grueso con este coeficiente y una velocidad de 600 m/s, las frecuencias de 100 Hz ($\lambda = 6$ m) se atenuarán -13 dB al atravesarlo y las de 500 Hz ($\lambda = 1.2$ m) -65 dB; afectando notablemente la resolución por debajo de esta capa.

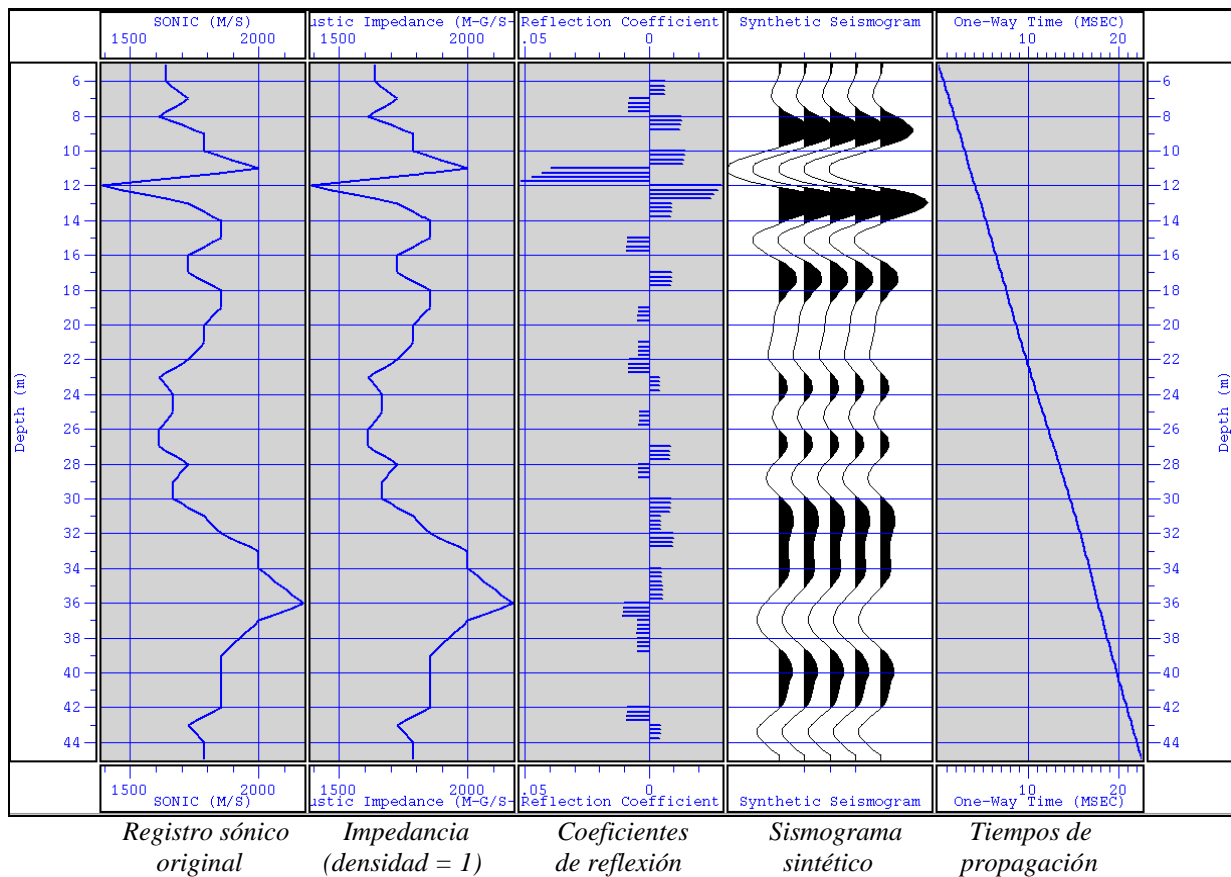


Figura III.19: Cálculo de los coeficientes de reflexión a partir de la testificación sísmica, deducción del sismograma sintético (en profundidad) y de la gráfica de tiempos de propagación de las ondas P. (para más información sobre los algoritmos y la metodología consúltese el apartado II.3.1 del capítulo II de esta memoria).

III.3.4 Tomografía

Otra técnica aplicada fueron los ensayos *down-hole*, para este tipo de tomografía se entubó el sondeo mecánico S-1 y se construyó un sondeo auxiliar de 10 m de profundidad situado a 3.7 m de distancia (mapa de situación de la Figura III.9). El primer ensayo fue el registro de los tiempos de primeras llegadas (ondas P, Figura III.20-a), el dispositivo experimental consistió en una fuente emisora (tipo *sparker*) ubicada en el sondeo auxiliar y una ristra de 12 hidrófonos (espaciados 1 m) en el sondeo S-1. Manteniendo fija la posición del *sparker* se fue disparando y desplazando los hidrófonos hasta cubrir todo el sondeo (50 m). El otro ensayo realizado fue el registro de los tiempos de las ondas S (Figura III.20-b), en este en este caso, la fuente generadora se obtuvo golpeando horizontalmente un tablón de madera anclado en la superficie a 2.94 m de la boca del sondeo S-1. La recepción de ondas S se efectuó mediante un geófono triaxial fijado en la pared del sondeo (CEDEX, 1997). De los resultados de estos ensayos se extrae: *i)* Al nivel de 6 m no existen variaciones de velocidad para las ondas P y en cambio se produce una variación para las ondas S, lo cual indica la posibilidad de registro de ondas convertidas PS. *ii)* Para los dos gráficos se detectan una serie de tramos de variación, marcándose los más fiables. *iii)* A

partir de los 31-32 m los dos perfiles acusan la entrada a las gravas, y para el registro de ondas P se aprecian dos deflexiones secundarias a 37 y 43 m asociadas al substrato margoso (Figura III.23)

Al comparar estas gráficas con la obtenida del registro sísmico (Figura III.18) se observa un error sistemático de 1 m en la profundidad; por ejemplo, la bajada de velocidades a los 12 m (Figura III.20-a), en la testificación sísmica se sitúa a los 13 m (Figura III.18); o bien el máximo de los 36 m puede asociarse al máximo de los 37 m en la curva *down-hole*. Este desfase hace sospechar un posible error en la toma de la profundidad (falta de corrección de la longitud de la sonda, por ejemplo), quedando su verificación cuando se confronte con las secciones sísmicas.

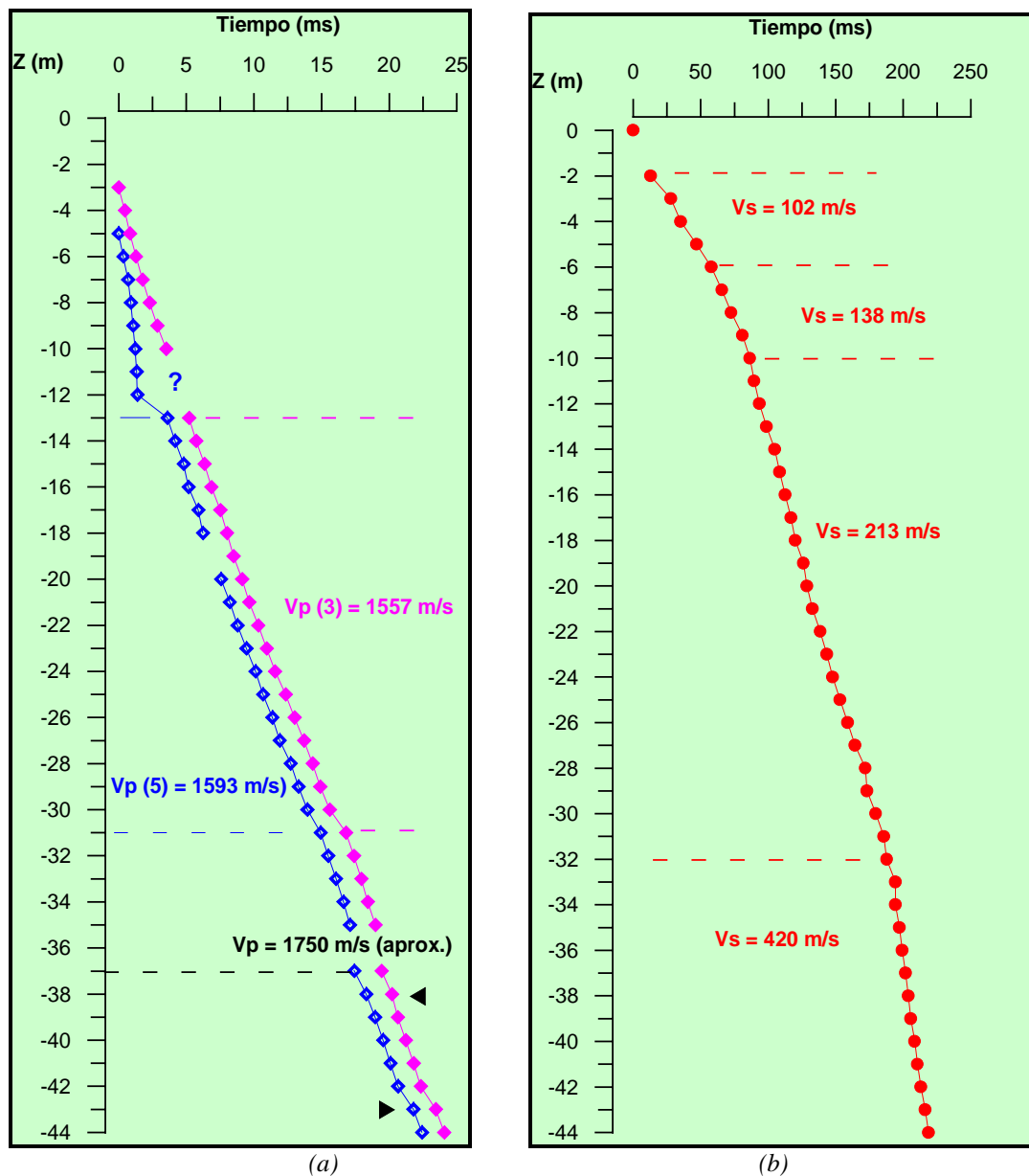


Figura III.20: Resultados de los ensayos down-hole. (a) gráfica de los tiempos de primeras llegadas (tiempos corregidos) de la ondas P. En morado dromocrona para la fuente emisora (sparker) situada en el sondeo auxiliar a 3 m de profundidad y en azul para la fuente situada a 5 m. (b) Tiempos de llegada de las ondas S. Sobre las dromocronas se han señalado los tramos más fiables con las correspondientes velocidades.

La tomografía se efectuó entre el sondeo S-1 y el sondeo auxiliar, en donde se situaron las fuentes de disparo entre los 3 y 7 m de profundidad con un espaciado de 1 m, mientras que en el sondeo S-1 se emplazaron 12 hidrófonos espaciados también 1 m cubriendo un total de 28 m (Figura III.21). El cálculo del campo de velocidades (tomograma) del sector definido por la geometría de todos los rayos emitidos ha sido realizado a partir de algoritmos de inversión que minimizan la diferencia entre los tiempos observados de primeras llegadas y los teóricos generados por el modelo en la iteración correspondiente. Debido a la fuerte dependencia de las trayectorias de los rayos con los gradientes bruscos de velocidad, el tomograma tiende a presentar una solución suavizada. En esta prospección se identifica el nivel freático a los 4 m de profundidad, caracterizado por un aumento de velocidad en torno a los 1500 m/s que coincidiría con la velocidad de propagación de los limos saturados (Bacharach *et al.*, 1998-b). Otro rasgo significativo es la inversión de velocidades entre los 11 y 16 m, con un mínimo centrado a los 14 m que se correspondería con la anomalía detectada con las técnicas anteriores.

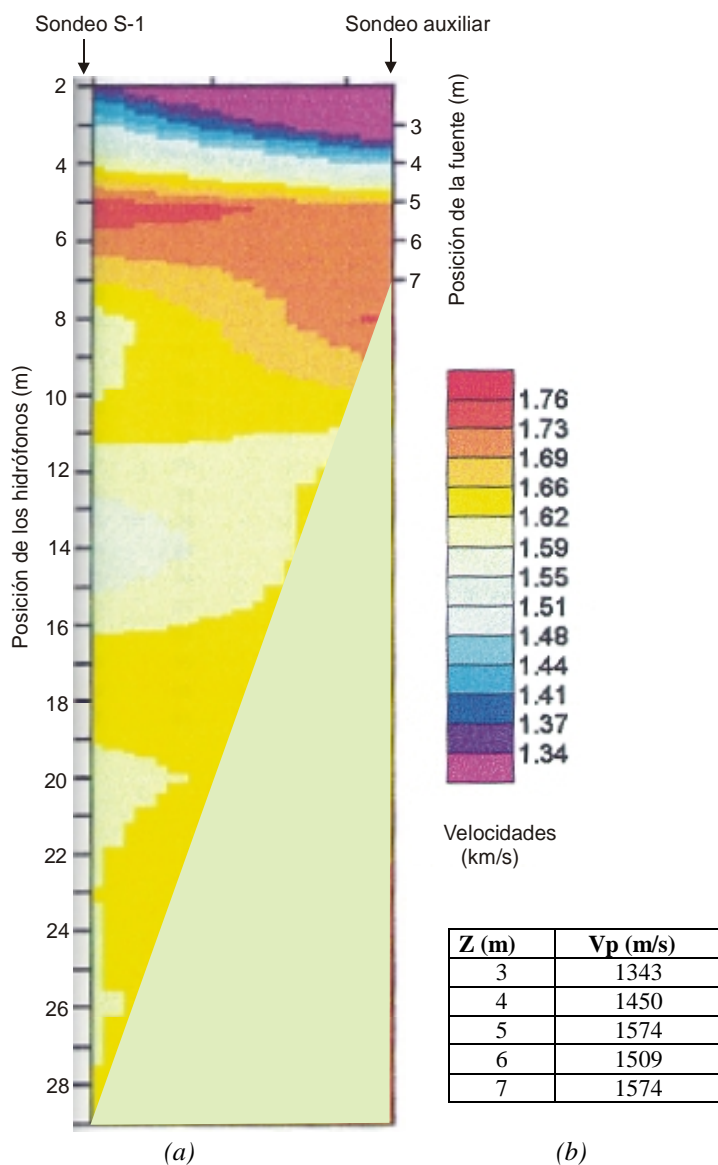
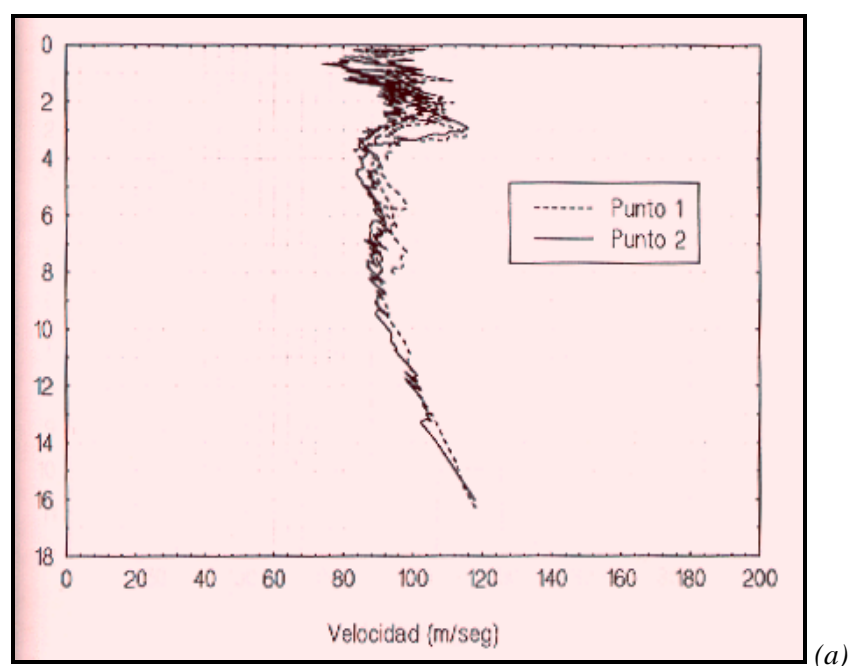


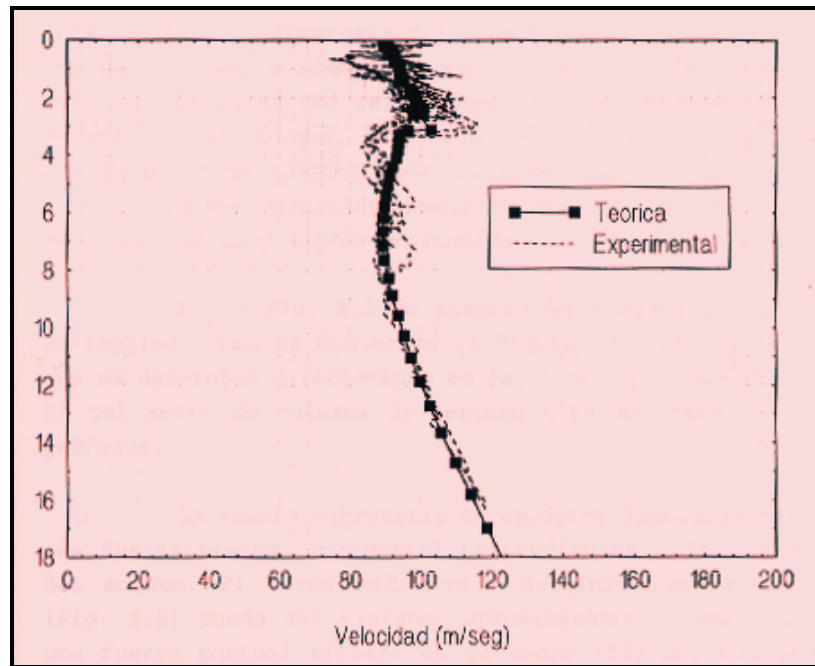
Figura III.21: Resultados de la tomografía sísmica. (a) Tomograma y escala de velocidades. La tabla de velocidades (b) hace referencia a los rayos directos entre cada emisor y el hidrófono alineado correspondiente.

III.3.5 Prospección con ondas superficiales (AEOS)

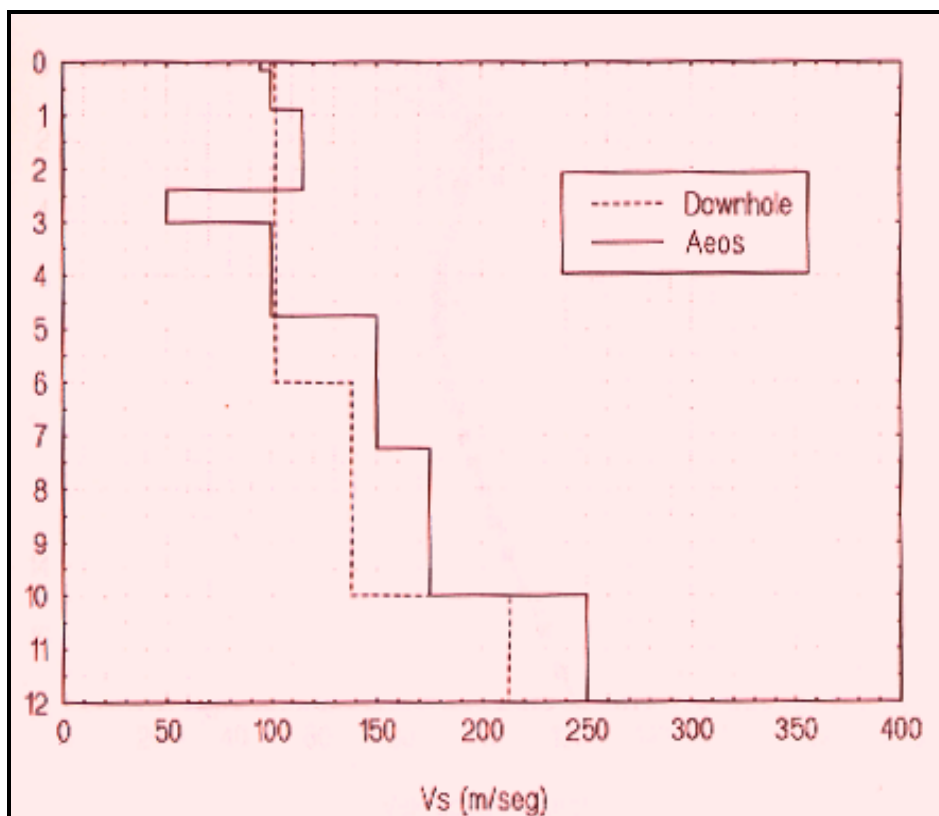
La prospección con ondas superficiales, llamada también análisis espectral de las ondas superficiales (AEOS) es una técnica que se utiliza para obtener la velocidad propagación de las ondas S para las capas superficiales, sobre todo cuando estas presentan inversiones de velocidad y no es posible usar la refracción (Cúellar, 1981). Los primeros metros del subsuelo suelen estar formados por capas de distinta naturaleza y las heterogeneidades de los estratos producen que este sistema multicapa se comporte como un medio dispersivo frente las ondas superficiales y es, precisamente, la obtención de la velocidad en función de la frecuencia (curva de dispersión) el objetivo de esta prospección (Kausel, 1981). El método consiste en generar sobre el subsuelo vibraciones sinusoidales dentro de una amplia banda de frecuencias localizando los puntos de la superficie del terreno que entran en fase con las distintas vibraciones. Entonces, conociendo la longitud de onda y la frecuencia se obtiene una medida de velocidad; repitiendo el proceso para diferentes frecuencias de excitación se construye la curva de dispersión y a partir de ella se modeliza la velocidad de las ondas Rayleigh en función en la profundidad.

En este caso, la fuente utilizada ha sido de barrido lineal (Valerio, 1991) y como sensores se han usado acelerómetros. Para centro de apertura de los sensores se tomó el sondeo mecánico principal (S-1) y se realizaron dos conjuntos de medidas (P1 y P2) en direcciones perpendiculares entre sí; coincidiendo la dirección de P1 (N-S) con la de la línea sísmica LS-1. Las curvas de dispersión obtenidas para estos dos conjuntos presentan una gran similitud, indicando isotropía del medio (Figura III.22-a). A partir del cálculo del modelo de capas horizontales equivalentes se generaron las curvas teóricas que se han superpuesto a las experimentales, comprobando la bondad del modelo (Figura III.22-b). Además, la estructura de capas obtenida ha sido comparada con los datos *down-hole* (de las ondas S), observándose una mayor resolución ya que este último método detecta capas menores de 1 m (Figura III.22-c).





(b)



(c)

Figura III.22: Funciones de coherencia y fase para distancias de acelerómetros de 0.25, 0.5, 1, 2 y 4 m utilizando como fuente un vibrador electromagnético. El perfil P2 incluye un punto de medida a 8 m obtenido con un geófono y un golpe de martillo de 5 Kg. sobre placa metálica. (a) Comparación de las curvas de dispersión experimentales de los conjuntos P1 y P2, observándose una gran similitud que indica isotropía del medio. (b) Comparación de la curva de dispersión generada a partir del modelo teórico y las obtenidas en campo. (c) Modelo teórico de capas horizontales equivalente y modelo down-hole.

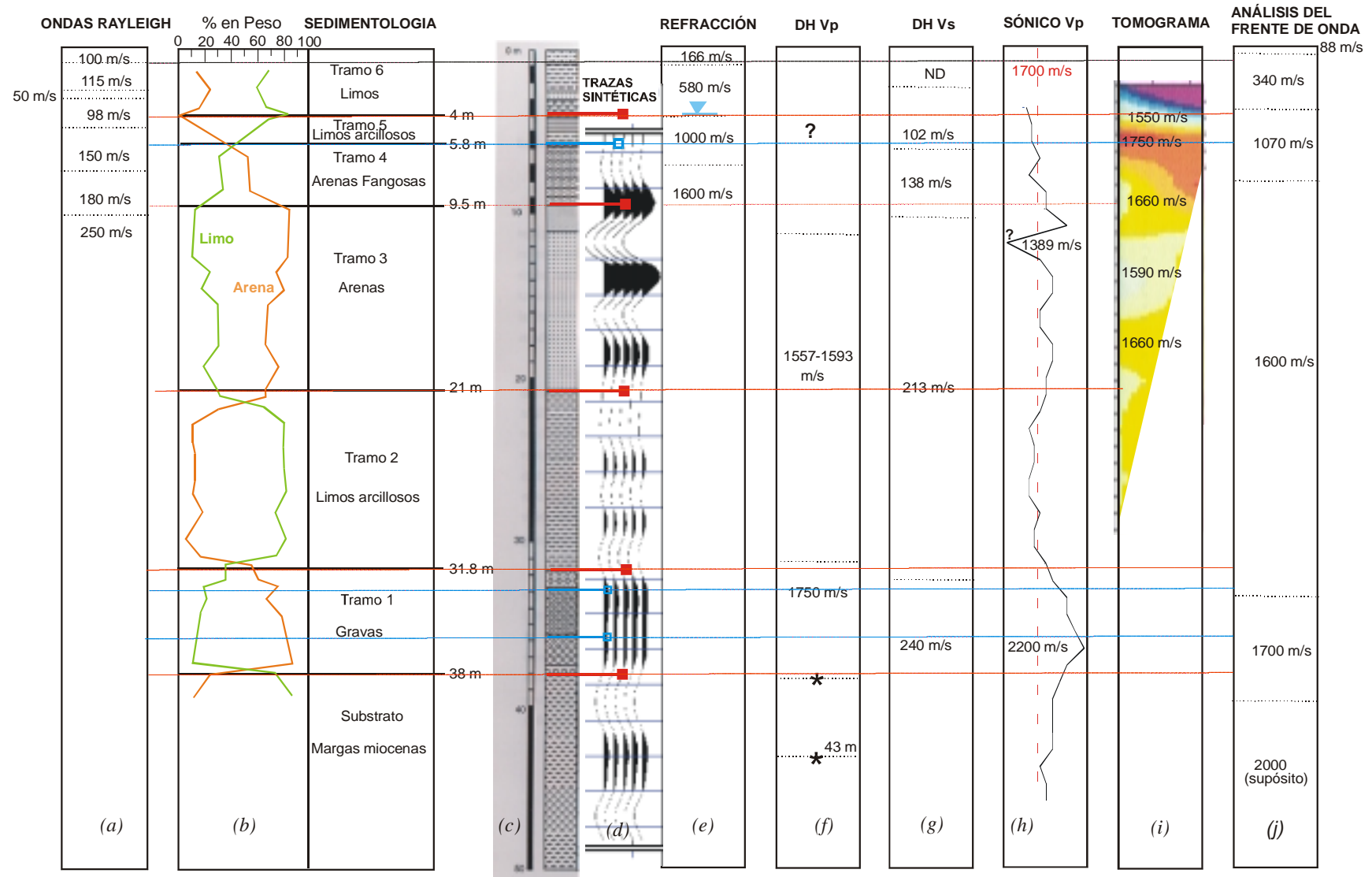


Figura III.23: Síntesis de las técnicas complementarias. (a) Modelo de las ondas Rayleigh, (b) Resultados sedimentológicos, (c) columna estratigráfica extraída del testigo continuo, (d) Sismograma sintético deducido de la testificación sónica, (e) Refracción, (f) down-hole para las ondas P, (g) down hole para las ondas S, (h) testificación sónica, (i) tomografía y (j) corte geosísmico de reflexión (ver texto página 130).

III.3.6 Síntesis de los resultados

En la Figura III.23 se presenta de manera conjunta toda la información sísmica aportada por las técnicas complementarias. Como primera valoración cabe decir que del conjunto de estas técnicas de prospección que utilizan velocidades sísmicas solo a partir del registro sísmico se han detectado todos los coeficientes de reflexión entre todos los tramos que definen la secuencia estratigráfica del sondeo.

Tanto la refracción como el ensayo de ondas Rayleigh detectan bien la primera capa (1 m), pero debido al *offset* de explotación de los perfiles sísmicos y al propio método (Steeple, 1998) esta capa no será resoluble en las secciones sísmicas. En cambio, dada su poca compactación, debe tenerse en cuenta durante la fase de procesamiento ya que puede originar una onda directa y un GR de gran amplitud que interferirán en sobre un sector importante del registro; llevándose además una buena fracción de la energía y de su contenido frecuencial.

La refracción, el ensayo de ondas Rayleigh y la tomografía también resuelven el contacto entre los tramos 6 y 5 (limos - limos arcillosos) que coincide con el nivel freático. La discrepancia de 1 m del modelo presentado por las ondas Rayleigh (techo de la capa definida por 98 m/s) se atribuye a que el ensayo se efectuó posteriormente y el nivel podría haber subido a causa de las lluvias.

La interfase entre los tramos 5 y 4 (limos arcillosos – arenas fangosas) situado a 5.8 m de profundidad, marcado como un coeficiente de reflexión dudoso, solo parece ser detectado de forma evidente mediante las ondas S (*downhole*) y el tomograma. El registro sísmico acusa un aumento de velocidad de 200 m/s entre los 6 y 8 m que podría atribuirse a esta transición; teniendo en cuenta la resolución de esta testificación.

En el paso del tramo 4 al 3 (arenas fangosas – arenas, a 9.5 m), se observa correspondencia con el último contacto del modelo de ondas Rayleigh (a 10 m), con el de las ondas S (a 11 m) y con una subida de velocidad en la testificación sísmica (2000 m/s, a los 11m). El tomograma por su parte, marca una inversión de velocidades que parece corresponderse con los otros datos. Esta transición se ha señalado como un posible reflector.

El paso del tramo 3 al 2 correspondiente a la transición arenas - limos arcillosos (a 21 m) solo se aprecia en el registro sísmico que lo sitúa entre los 22 y 23 caracterizándolo como una inversión (de 1830 m/s a los 21 m se pasa a 1650 a los 22 m).

El contacto entre el tramo 2 (margas) y el tramo 1 (gravas, a 31.8 m) se ha marcado como una posible reflexión. En este caso, tanto el ensayo *downhole* para ondas P como para las ondas S (en este último se sitúa 1 m por debajo) lo detectan bien, al igual que el registro sísmico en donde empieza a definirse un

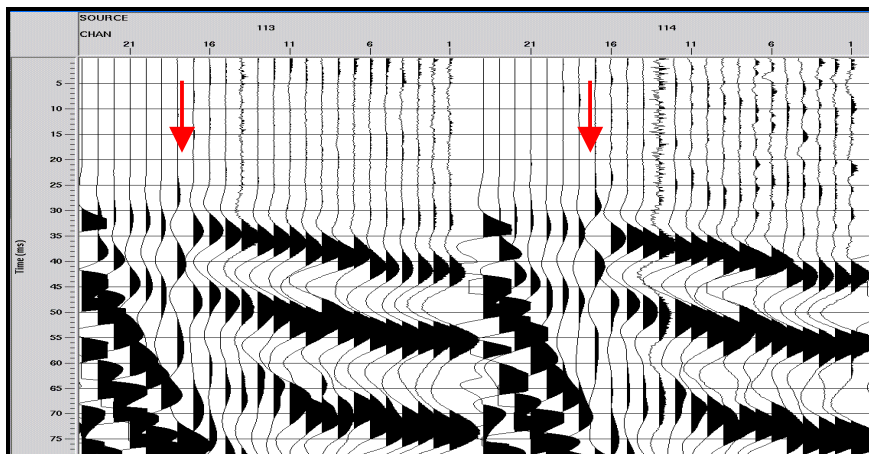
sector con gradiente positivo hasta el nivel de 36 m, en que se alcanza el máximo de velocidad de toda la testificación (2200 m/s). Para esta capa de gravas la columna litológica establece variaciones granulométricas (González *et al.*, 1996) que podrían dar lugar a posibles reflexiones de orden secundario; correlacionándose con las variaciones del registro sísmico.

La base de la capa de gravas y el inicio del substrato de margas miocenas (a los 38 m) se ha marcado como posible reflector. Esta transición se insinúa en el ensayo *down-hole* (P) como un ligero cambio de pendientes de los tiempos que indicaría cierto aumento de velocidades; observándose otro posterior a los 43 m. En cuanto a la testificación sísmica, si bien se produce un cambio de velocidades, éste se realiza en sentido contrario al que cabía esperar para las litologías presentes ya que la velocidad de propagación de las ondas P es, en general, más rápida en las margas que en las arenas.

III.4 PROCESO DE LOS DATOS DE SÍSMICA DE REFLEXIÓN

III.4.1 IMPLANTACIÓN DE LA GEOMETRÍA Y EDICIÓN

Dado el modo de adquisición de los perfiles, la primera tarea consistió en clasificar los registros según el esquema presentado en la Figura III.14. En el establecimiento de la geometría se utilizaron las coordenadas (X, Y, Z) de cada estaca y se adoptó el valor de cota Z = 0 para toda la zona de estudio dada la horizontalidad del terreno. Así mismo, se definió Y = 0 para todos los casos. EL trabajo de edición consistió en la visualización de todos los registros a fin de eliminar las trazas ruidosas y cambiar las inversiones de polaridad detectadas. En general, el ruido se debió a las obras que se realizaban en una carretera próxima y al viento. Las trazas muertas se debieron principalmente a malas conexiones del selector de canales (*roll-along*) y al fin de la cobertura de explotación (Figura III.24).



(a)

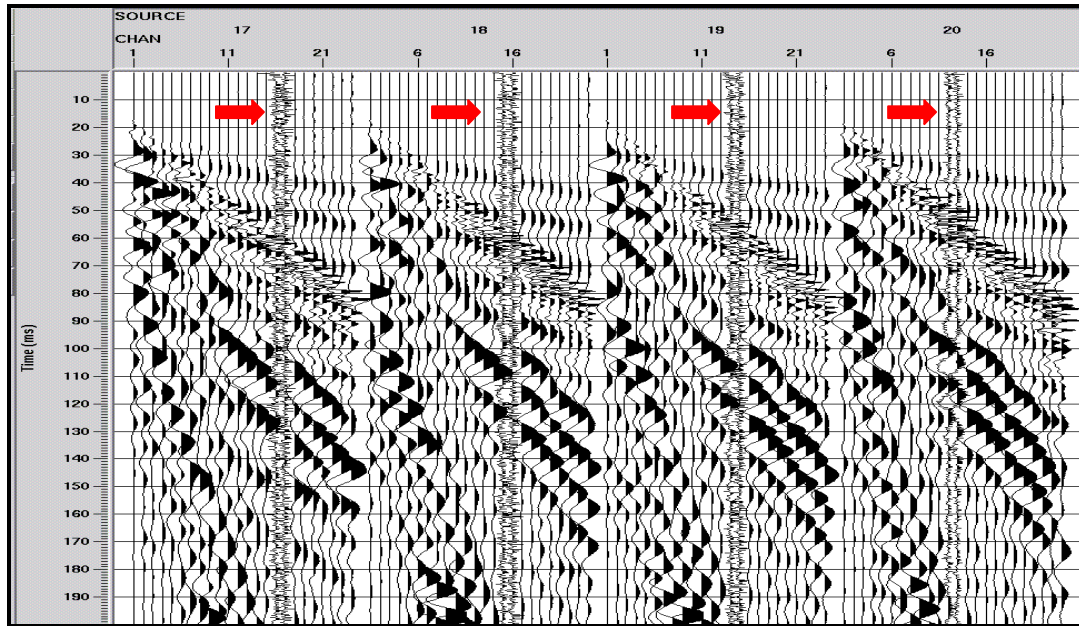


Figura III.24: Muestra de edición de trazas. (a) Ejemplo de registros con trazas de polaridad cambiada. (b) Ejemplo de trazas muertas atribuidas a la mala conexión del roll-along.

III.4.2 Análisis de los eventos registrados y modelo geosísmico inicial

Para obtener un primer análisis de los distintos eventos sísmicos registrados, se ha procedido al estudio de una colección de registros sin procesar (solo con aplicación de AGC) pertenecientes al perfil P2T100; el resumen se presenta a la Figura III.25. En todos ellos aparecen eventos comunes de los cuales se ha extraído la información más evidente del frente de ondas lo que ha permitido establecer un primer corte geosísmico del perfil (Figura III.26) a partir del cual se ha generado el registro sintético tipo (Figura III.27-a), obteniéndose una buena coincidencia con los eventos reales (Figura III.27-b).

La nomenclatura que se ha establecido para definir la litología del corte geosísmico es la siguiente: **a** hace referencia a la potencia de los primeros decímetros de limos muy finos y secos. **b** Representa la base del material de dragados y/o el nivel freático. **c** Es una interfase en el tramo 4 de arenas fangosas que marca la transición del cambio en contenido de arenas y limos. **d** se sitúa en el tramo 1 de gravas y **e** se localiza a 2 m del inicio del substrato de margas.

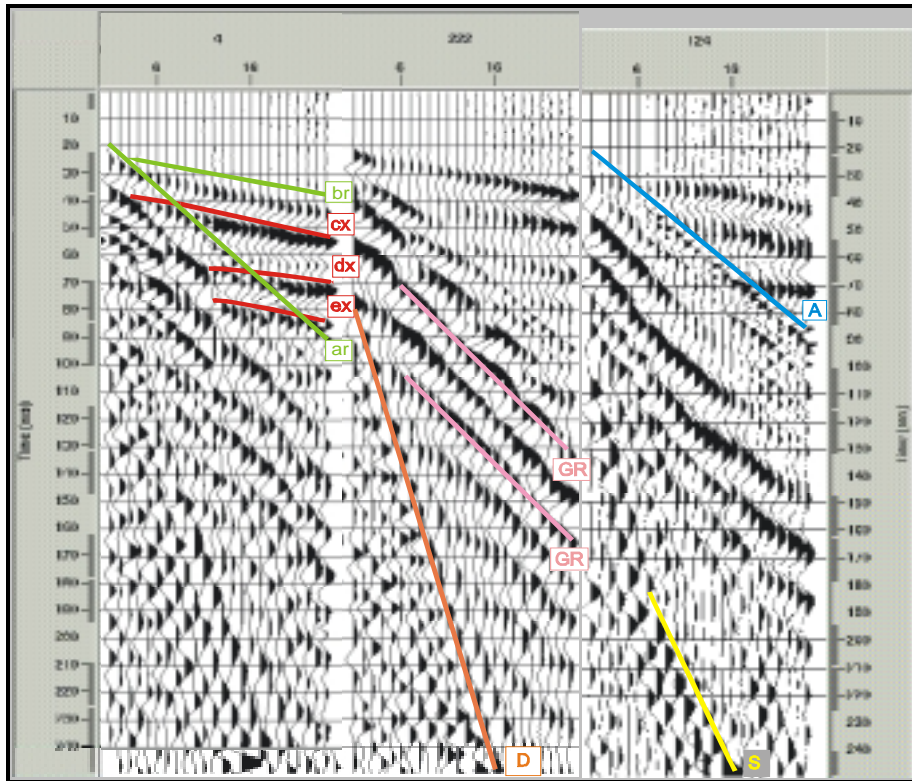


Figura III.25: Identificación de los eventos sísmicos en registros del perfil P2T100. En la nomenclatura utilizada se emplean dos letras: la primera identifica la interfase de procedencia y la segunda el tipo de evento (r = refracción, x = reflexión). Los eventos identificados son: **A** onda aérea ($V = 354\text{m/s}$), **D** onda directa ($V = 88\text{m/s}$); **GR** ondas superficiales ($V = 277\text{m/s}$) con repeticiones de 17 ms que ocupan toda la porción del registro desde los 60 ms hasta el final; **S** onda S con velocidades aparentes entre 140 y 220 m/s; **ar** refracción con velocidad aparente de 347 m/s y tiempo de intersección al origen de $t_i = 3.5\text{ms}$; **br** refracción con velocidad $V = 1070\text{m/s}$ y $t_i = 22\text{ms}$, en algunos casos llega a 1500 m/s posiblemente por solapamiento con algún otro evento; **cx** reflexión con velocidad aparente del orden de 1500 m/s y tiempo aproximado por el offset cero de $t_o = 30\text{ms}$; **dx** reflexión con velocidad en torno a los 1600 m/s y $t_o = 64\text{ms}$; **ex** Reflexión con $V = 1700\text{m/s}$ y $t_o = 70\text{ms}$. (Plata et al., 1996)

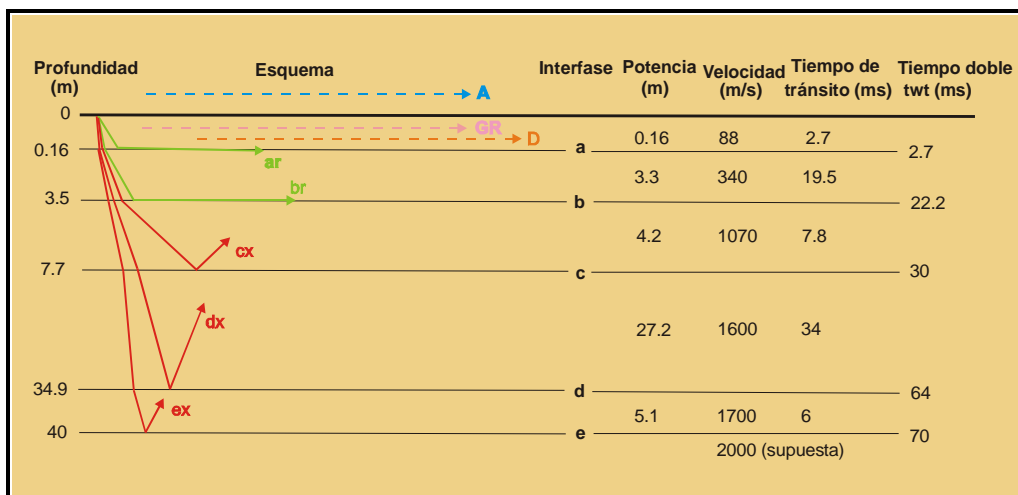


Figura III.26: Corte geosísmico deducido del análisis del frente de ondas: **ar** interpretada como la refracción en la base de la primera capa (88 m/s, evento D), se le ha calculado una potencia de 0.16 m; **br** (340 m/s) la valoración conjunta de la onda directa y la primera capa proporciona una potencia para ésta de 3.3 m; **cx** dado que los tiempos de tránsito para las capas superiores son $t_{o1} = 2.7\text{ms}$ y $t_{o2} = 19.5\text{ms}$, esta reflexión puede provenir de la base de la capa de 1070 m/s con un tiempo de tránsito de 7.8 ms ($t_o = 30-22\text{ms}$) lo que supone una potencia de 4.2 m y una profundidad de 7.5 m; **dx** el tiempo de tránsito desde la interfase anterior es de 34 ms, calculándose una potencia de 27.2 m y una profundidad de 34.9 m; **ex** el tiempo de tránsito es de 6 ms y supone una potencia de 5.1 m a los 40 m de profundidad. (Plata et al., 1996)

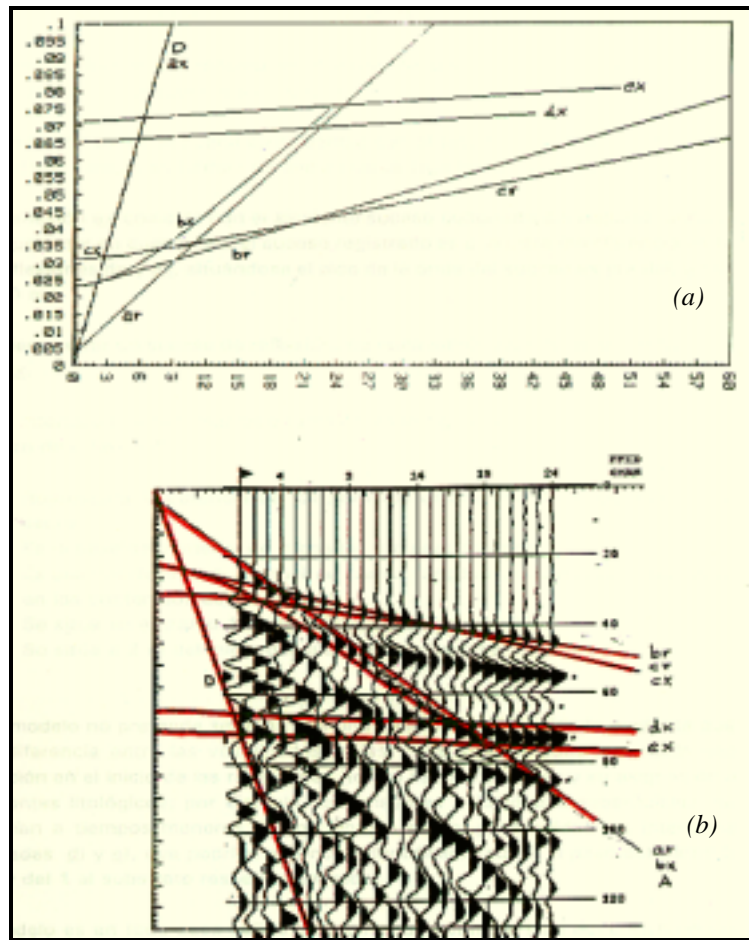


Figura III.27: (a) Registro teórico obtenido con el modelo geosísmico. (b) Una porción del registro teórico (entre 0-130 ms y 0-35 m) se ha superpuesto al registro real observándose una buena coincidencia entre eventos: i) La onda directa del modelo (D) es claramente coincidente con la registrada. ii) La reflexión \underline{dx} presenta buena concordancia, a pesar de que el tiempo real de origen sea ligeramente menor que el del modelo. iii) La reflexión \underline{ex} también coincide pero ha de tenerse en cuenta que el evento registrado es una clara interferencia entre las reflexiones \underline{dx} y \underline{ex} , situándose el pico de la onda de \underline{ex} por debajo de los 80 ms. iv) Podría existir un evento de reflexión, de poca amplitud, intermedio entre el \underline{cx} y el \underline{dx} . (Plata et al., 1996)

Este modelo constituye solo una base de partida, pues es evidente que cualquier diferencia entre las velocidades reales y las interpretadas supone una variación del inicio de las reflexiones (t_0) y, por tanto una imprecisión en la identificación de los horizontes litológicos; por ejemplo, cuanto mayor sean las velocidades superficiales, éstos tiempos serían menores y las interfases \underline{d} y \underline{e} , podrían identificarse como el paso del tramo 2 al tramo 1 y de éste (1) al substrato, respectivamente. El modelo sugiere que: i) Al menos las interfases \underline{c} , \underline{d} y \underline{e} son identificables por reflexión de manera que tendrán que verse reflectores hasta los 70 ms; si bien por debajo de la interfase \underline{e} se detecta una posible reflexión entre los 100-110 ms (Figura III.28). ii) No se debe realizar la eliminación directa (*muting*) de la primera llegada debido a su interferencia con las reflexiones y, por consiguiente se la debe eliminar aplicando filtros. iii) Será crítica la atenuación del GR y de la onda aérea, dada la interferencia con las señales de reflexión. iv) En buena parte de los registros se observa que el GR presenta curvatura inversa a la normal (Figura III.29) lo cual hace sospechar que se encuentre en *aliasing* espacial. v) A pesar de estar enterrados los geófonos, se ha registrado onda aérea, sobre todo en los tiros realizados con martillo (ver tiro 118 de la Figura III.28).

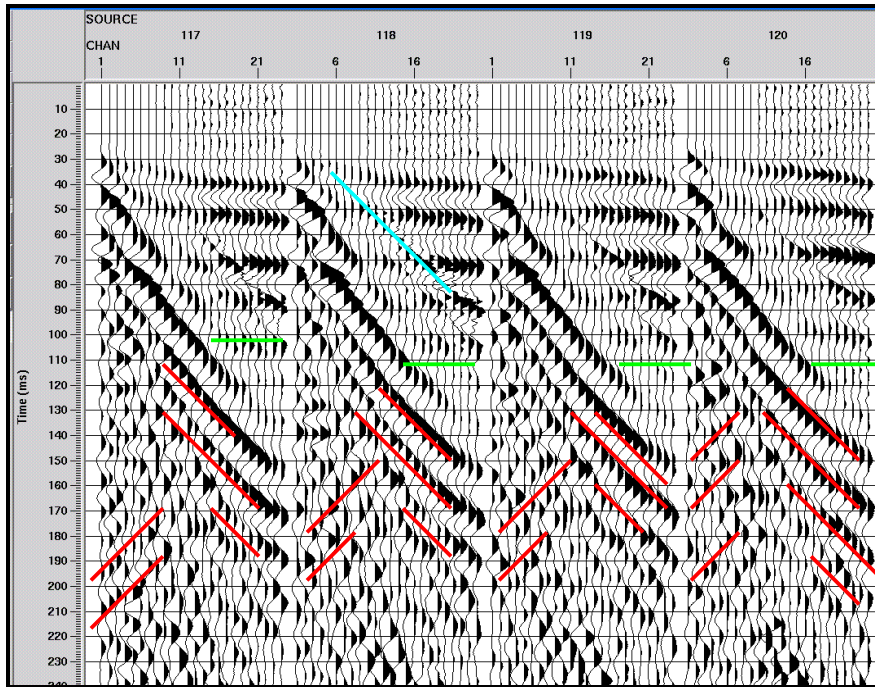


Figura III.28: Registros del perfil PIG40 en donde se aprecia la presencia de una serie de eventos de baja frecuencia (en rojo), con carácter aparentemente cíclico y velocidades aparentes entre 800 - 1500 m/s, variable con el offset pero con curvatura (moveout) contraria a las reflexiones. También puede apreciarse una posible reflexión (en verde) entre los 100-110 ms que no ha sido contemplada en el modelo geosísmico. En el Tiro 118 se ha registrado onda aérea (en azul).

III.4.3 Análisis de la señal y del ruido

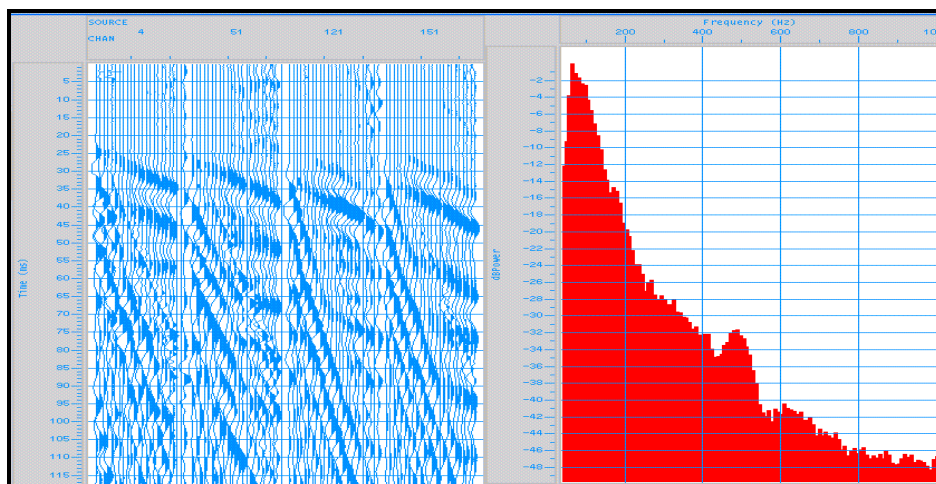
Una parte importante de este experimento es deducir con qué tipo de geófonos y fuente de energía se consigue la máxima resolución; el factor fundamental que controla esta capacidad resolutive es la gama de frecuencias útiles que se es capaz de generar y conseguir registrar.

En la Figura III.29 se presentan los espectros de frecuencias en la banda de 0-1000 Hz y hasta los -50 dB para los primeros 120 ms de registro, de una selección de tiros pertenecientes a las líneas LS-1 y LS-2; para todas las posibles combinaciones de fuente de energía y geófonos.

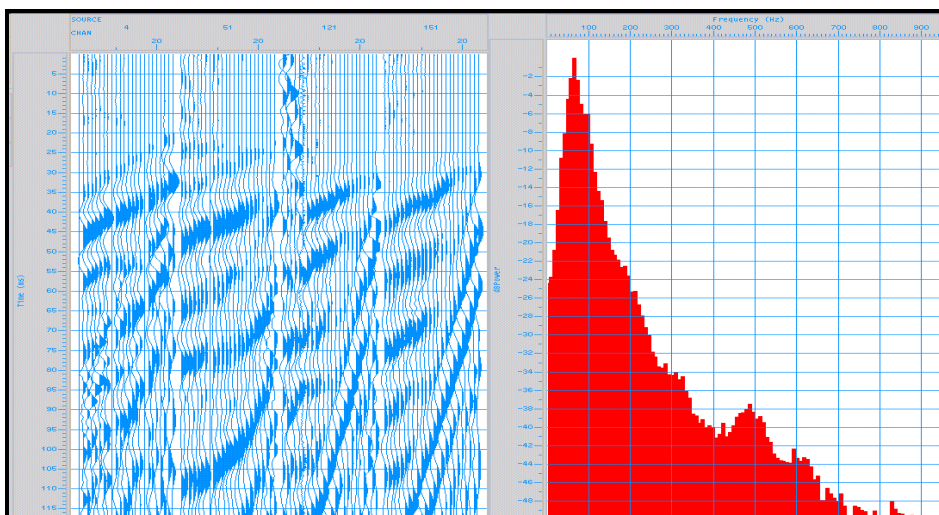
En el caso del rifle sísmico y geófonos de 100 Hz, la comparación entre los espectros de los perfiles P1T100 (Figura III.29-a) y P2T100 (Figura III.29-e) permite entrever una mayor amplitud (ligera) de los armónicos de alta frecuencia en P1T100. Comparando el contenido frecuencial de los geófonos de 40 Hz (P1T40, Figura III.29-b), el pico de mayor amplitud en los tres espectros correspondientes al disparo con rifle se sitúa a los 50 Hz en el perfil P1T100, a los 60 Hz en P2T100 y a los 80 Hz en P1T40. Para los espectros efectuados con martillo se produce un pico en torno a los 500 Hz que debe estar asociado con la signature de la fuente, ya que solo aparece en éstos. A rasgos generales se observa que el amortiguamiento es superior a -20 dB a partir de los 200 Hz, pasando a -40 dB para la banda de 500-600 Hz, excepto en los espectros correspondientes a los geófonos de 40 Hz en los cuales este decaimiento se realiza más rápidamente.

Para los geófonos de 40 Hz, el uso del martillo (P1G40, Figura III.29-d) produce un notable incremento de amplitud de los armónicos de alta frecuencia respecto al uso de la escopeta (P1T40). Con el martillo, la utilización de geófonos de 100 Hz permite apreciar un gran aumento de la amplitud de las altas frecuencias en la banda más útil (por encima de los -50 dB) que pasa de los 500-600 Hz obtenidos mediante rifle a 850 Hz (para los geófonos de 40 Hz) y a más de 1000 Hz (para los geófonos de 100 Hz).

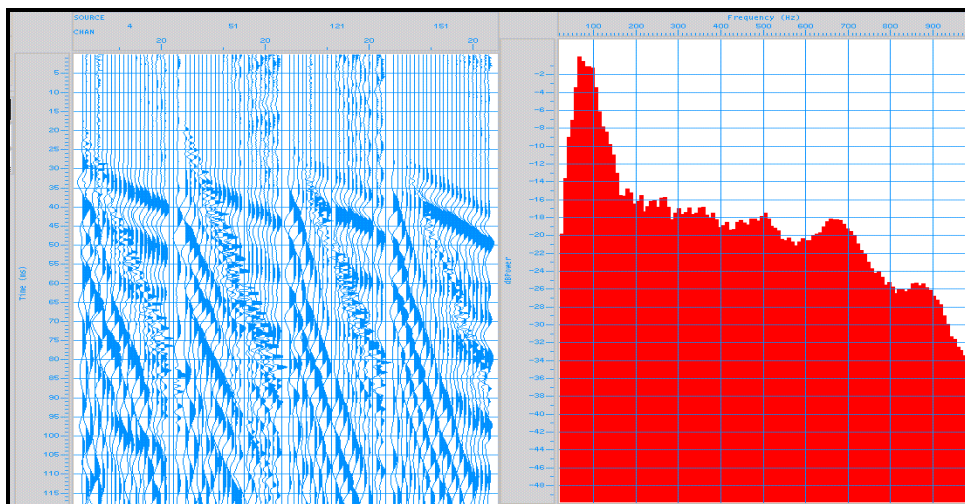
En principio puede decirse que la combinación con la cual se obtendrá mayor resolución será la correspondiente a geófonos de 100 Hz y martillo; en buena medida probablemente sea debido a la utilización de la técnica de *staking*, pues al ir sumando un número de disparos (golpes) para una misma posición de punto de tiro el suelo va compactándose y se aprovecha mejor la energía emitida por los impactos sucesivos. - Recuérdese que se presentó la situación inversa en las pruebas realizadas con anterioridad a la campaña y en otro entorno geológico en donde el suelo presentaba mayor cohesión; Figura III.7 -. Otra característica importante a observar es la presencia de onda aérea con gran contenido de altas frecuencias que se hace mucho más evidente usando el martillo (golpeo de la masa sobre placa metálica); compárense (a), (b) y (c) de la Figura III.29).



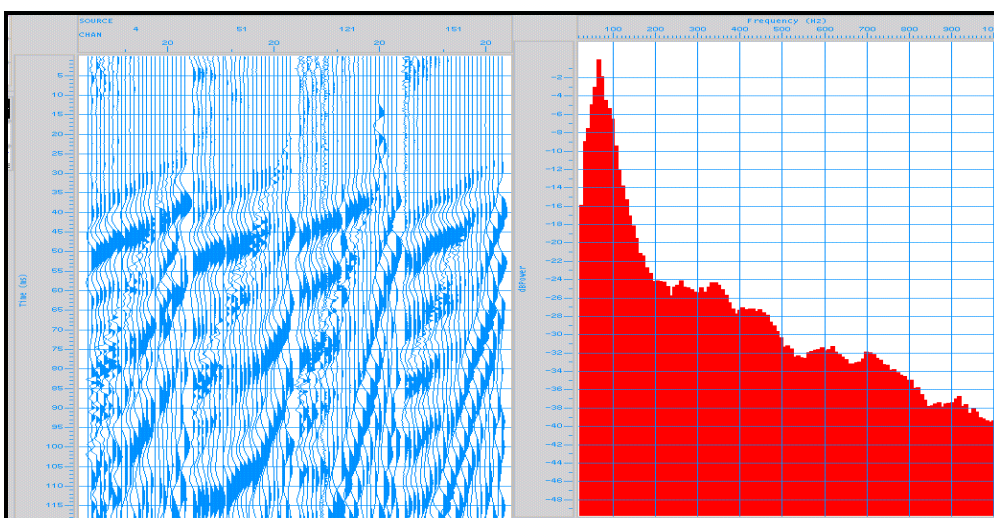
(a)



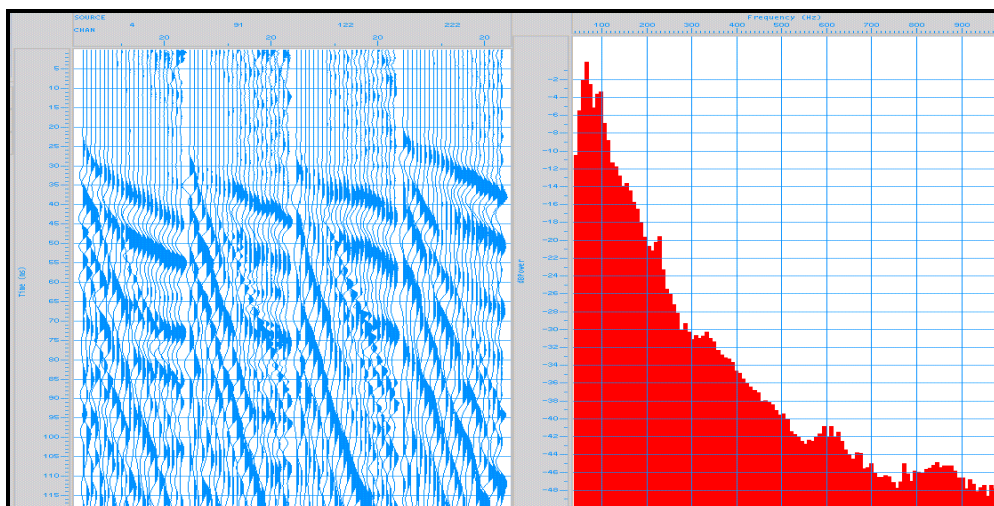
(b)



(c)



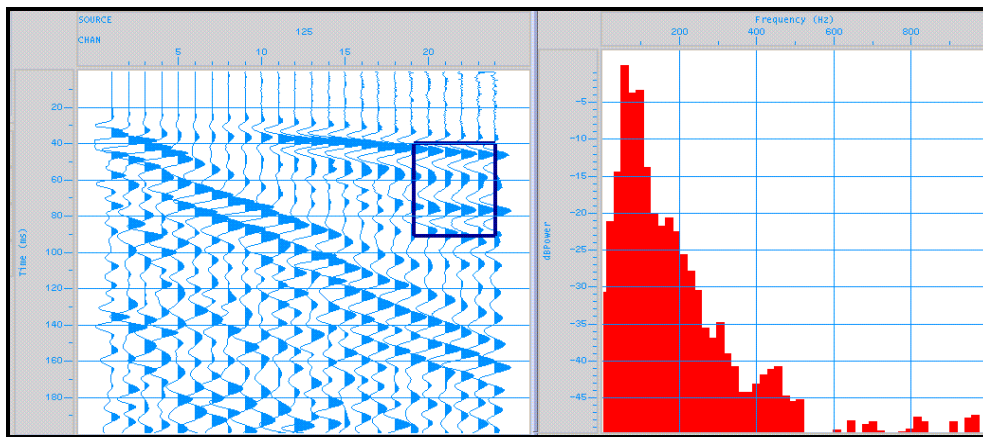
(d)



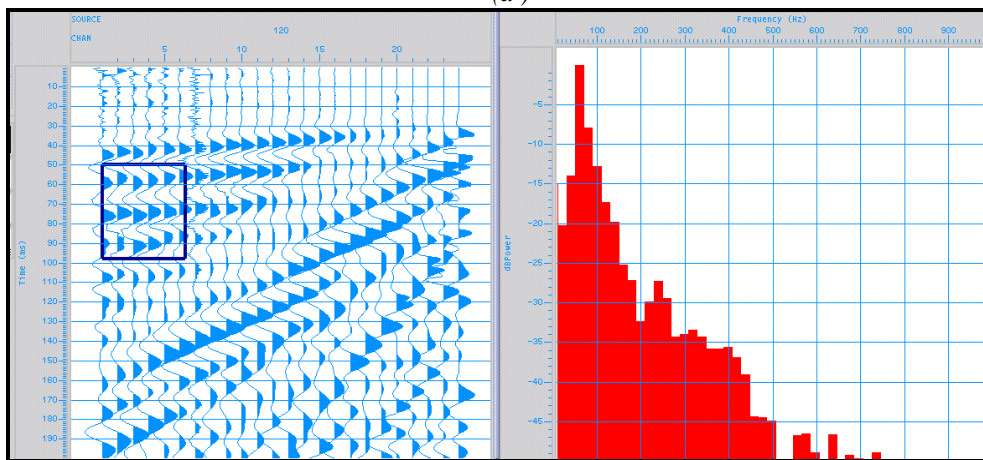
(e)

Figura III.29: Espectros de amplitud conjuntos correspondientes a los primeros 120 ms de registros pertenecientes a los perfiles (a) PIT100, (b) PIT40, (c) PIG100, y (d) PIG40 de la línea LS-1 y (e) de los registros de la línea LS-2 (P2T100). El contenido con mayores frecuencias se observa para la combinación martillo y geófonos de 100 Hz (c). En el gráfico de la derecha, el eje horizontal representa la banda de frecuencias de 0-1000 Hz (en divisiones de 100 Hz, excepto en el gráfico (a) en donde las divisiones son de 200 Hz); el eje vertical representa la amplitud normalizada que va de los 0 a los -50 dB (en divisiones de 2 dB).

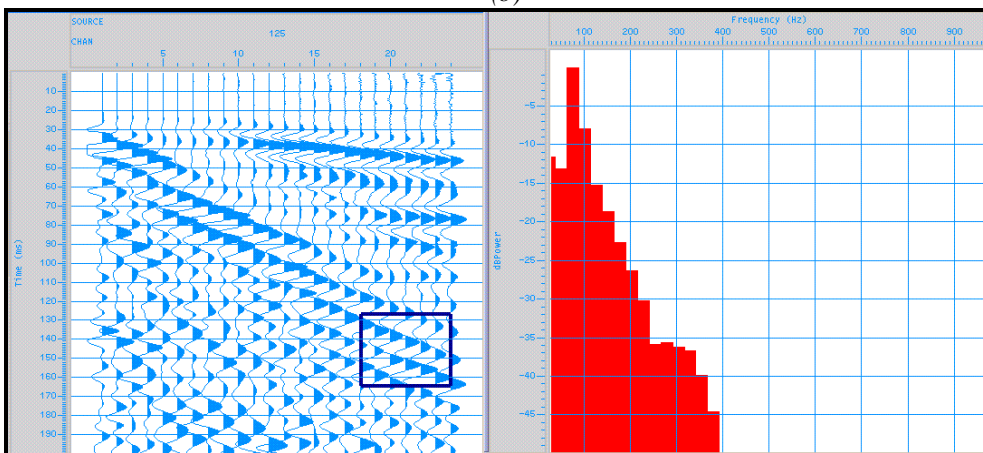
En la Figura III.30 se presentan los espectros de amplitud de lo que se ha considerado exclusivamente señal de reflexión, GR y onda aérea, para una selección de tiros. Se observa que las reflexiones tienen un ancho de banda útil entre los 50 - 180 Hz, atenuándose -20 dB para valores superiores a 200 Hz. Así mismo, el GR tiene un espectro limitado entre los 40 - 110 Hz, mientras que el correspondiente a la onda aérea presenta el pico de máxima amplitud a los 400Hz, pasando a 880 Hz para un nivel de -20 dB. Lo que puede dar lugar a un severo límite en la separación de la señal y el ruido para las altas frecuencias, dándose además el caso de que la onda aérea está contaminando toda la porción útil de los tiempos en donde se producen las reflexiones.



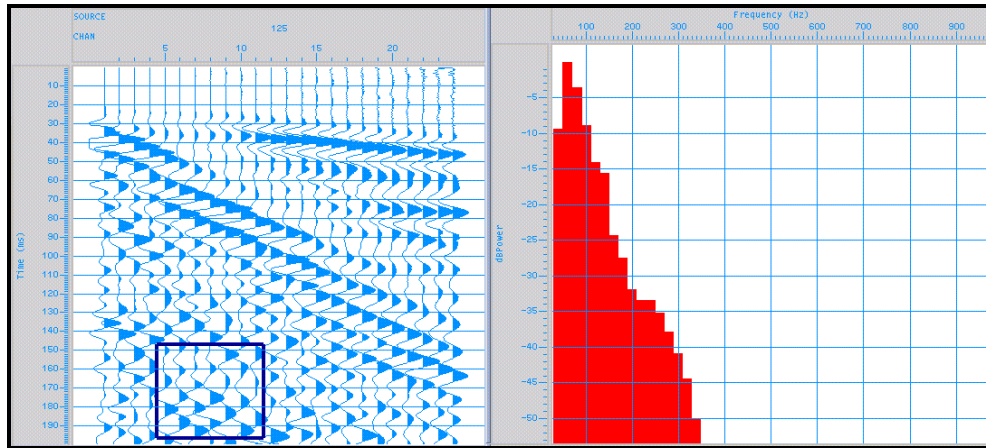
(a)



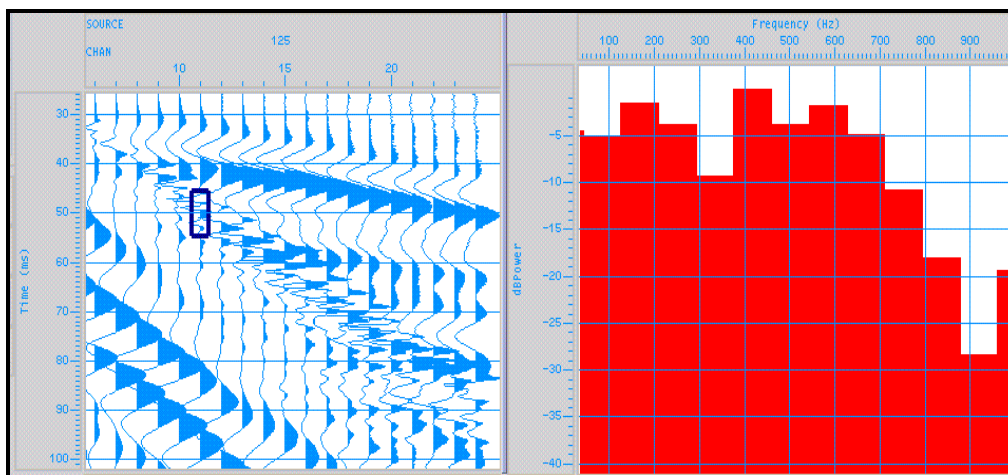
(b)



(c)



(d)



(e)

Figura III.30: Espectros de amplitud de los eventos más significativos: (a) espectro correspondiente a las reflexiones del perfil PIT100 y (b) espectro correspondiente a las reflexiones del perfil PIT40. (c) y (d) Espectros del GR, onda directa y ondas S del perfil PIT100. (e) Espectro de la onda aérea. Nótese el solapamiento entre la banda de 60-110 Hz que se produce para la mayoría de dichos eventos.

A fin de establecer el diseño de los filtros y la estrategia de procesamiento que permita eliminar el ruido, sobre todo en este estudio que se evidencia complejo, suele ser útil aplicar a los registros una serie de filtros en frecuencia pasa banda y realizar el análisis F-K (Figura III.31). En este caso, se obtiene que el ancho de banda a tener en cuenta se sitúan entre los 60-200 Hz, apreciándose un fuerte *aliasing* para la onda aérea y el GR, lo cual constituye un indicativo de que la eliminación de estos dos eventos será el factor más crucial de la etapa de procesamiento pre-apilamiento .

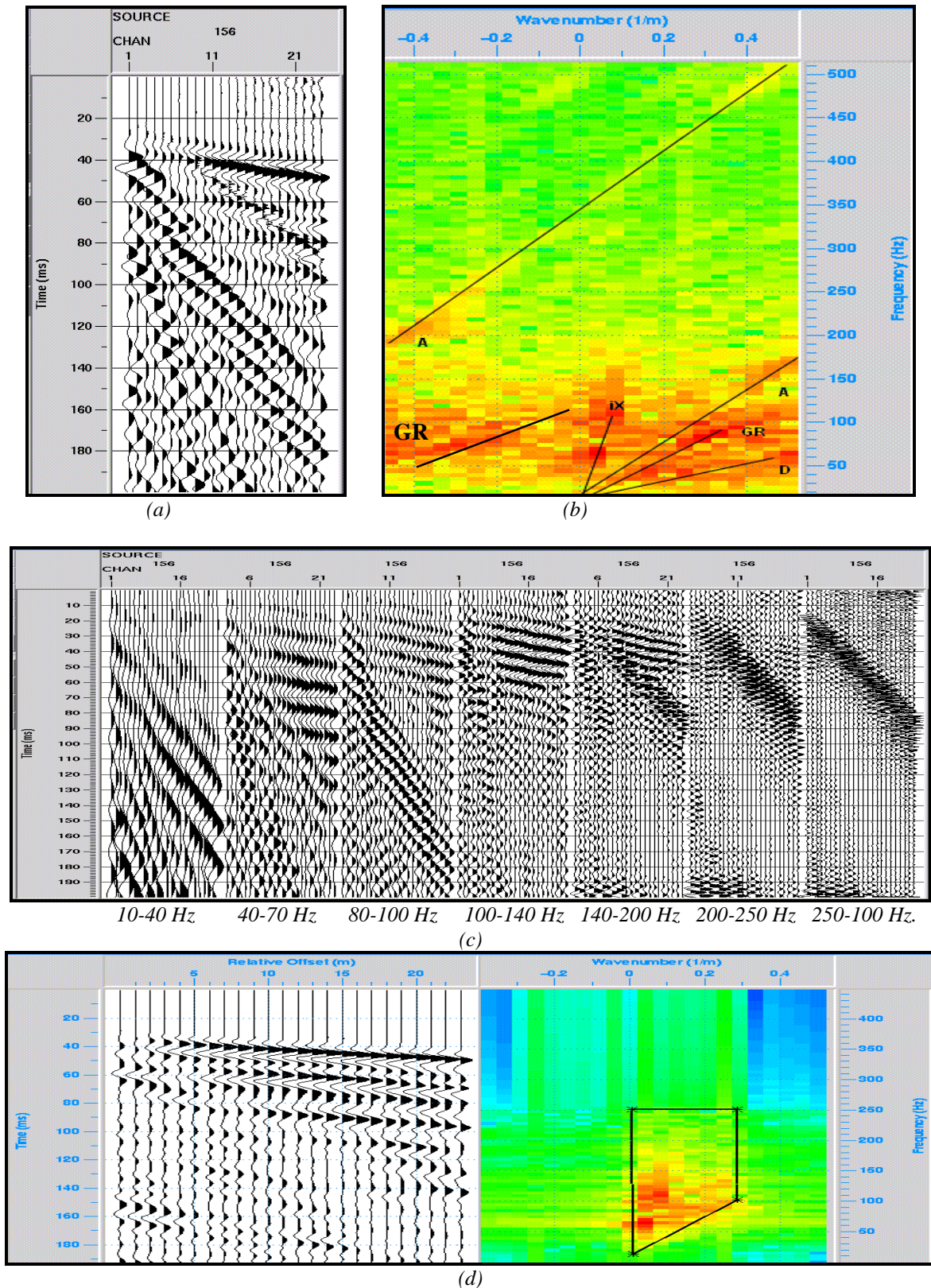


Figura III.31: Análisis de las frecuencias temporales y espaciales. (a) Registro de campo del perfil P2T100. (b) Espectro en el espacio F-K en donde se han marcado los eventos más significativos, según la nomenclatura anteriormente establecida; nótese el aliasing de la onda aérea y del GR. (c) Paso del registro por las bandas de frecuencia especificadas. (d) Efecto sobre el registro después de filtrar por número de onda y frecuencia los eventos atribuidos a ruido. El filtro que se ha aplicado es de tipo trapezoidal (trazo negro) y consiste en dejar pasar las frecuencias y números de onda contenidas dentro del trapecio.

III.4.4 Secciones de cobertura simple

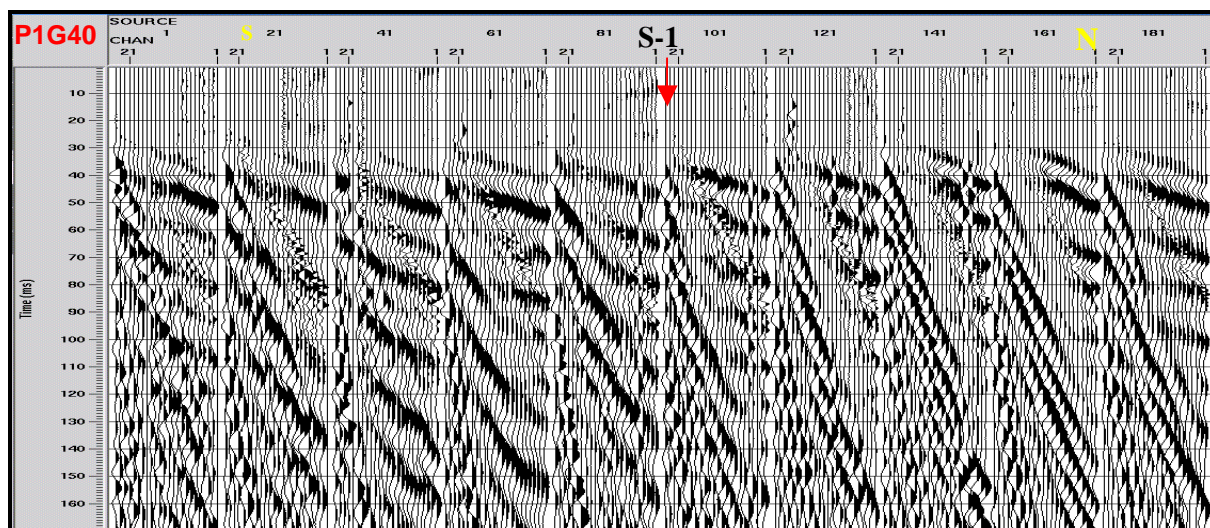
Una estrategia para obtener una visión conjunta de la variación del frente de ondas a lo largo del perfil es mediante la construcción de secciones de cobertura simple (selección periódica de registros). A grandes rasgos se observa que la mitad norte de la línea LS-1 (Figura III.32-a y III.32-b) presenta un GR de más alta frecuencia, por ejemplo tiros núm. 121 y 141, y de inferior velocidad aparente que en la parte sur (tiros 41 y 61), dejando de ser apreciable en la primera porción de la línea. Esta situación no es tan evidente para la línea LS-2 (perfil P2T100 de la Figura III.32-c). Puesto que estas variaciones del GR están presentes en las cuatro secciones correspondientes a la línea LS-1, puede deducirse que dichas variaciones se deben a diferencias superficiales de las condiciones del terreno (cambios laterales de espesor o de litología de la primera capa) ya que se hallan en todas las combinaciones de dispositivos.

III.4.5 Secciones de *offset* común

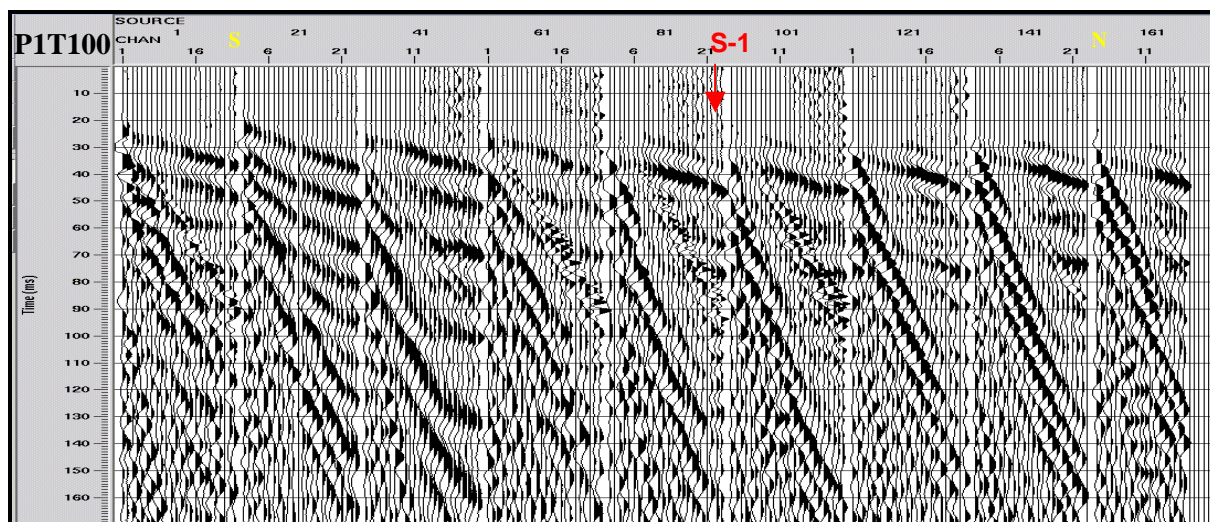
Como técnica adicional antes de realizar al procesado estándar y a fin de detectar algún reflector significativo (reflector guía), se han construido las secciones sísmicas de *offset* común para los cuatro perfiles (Figura III.33). Estas no son más que imágenes sísmicas en donde las trazas que se representan poseen la misma distancia al punto de tiro, ordenadas consecutivamente, de manera que si este *offset* fuera cero, el resultado sería equivalente a una sección *stack*; sin la mejora de la relación S/N que aporta la cobertura múltiple. En este caso el óptimo *offset* ha sido de 25 m, elegido como compromiso entre la traza más cercana al punto de tiro y menos afectada por el ruido. Al utilizar esta distancia los tiempos de los eventos se ven incrementados en unos 8-12 ms respecto a la referencia de *offset* cero (*normal move out*), según esto, la reflexión del horizonte **c** se observará en torno a los 50 ms, la del **d** a los 70 ms y la del **e** a los 80 ms.

La información básica que aportan estas secciones es que en todas ellas se aprecia una disposición de los reflectores en capas paralelas y para tiempos posteriores a 110-120 ms hay una fuerte interferencia de las ondas superficiales; observándose en menor proporción en las secciones realizadas con rifle.

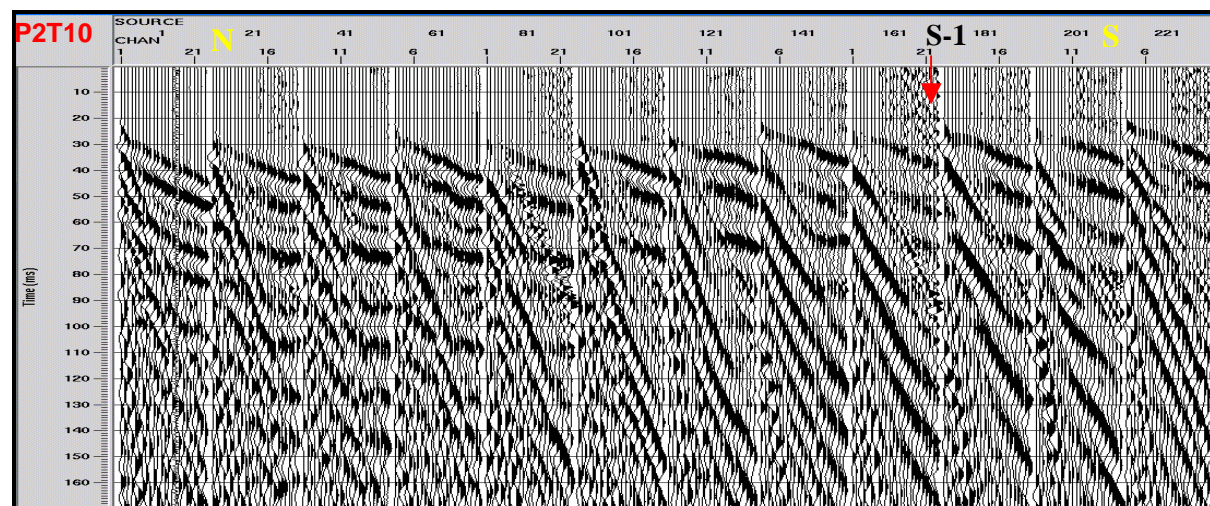
Al igual que en secciones de cobertura simple también se aprecian variaciones laterales del GR en la línea LS-1 (Figuras III.33-a, b, c y d) y se constata una mayor presencia de la onda aérea en la sección P1G100 (Figura III.33-b).



(a)



(b)



(c)

Figura III.32: Secciones en cobertura simple (sucesión de un registro de cada 20). Al comparar los perfiles PIT100 (a) y PIG40 (b) de la línea LS-1 debe tenerse en cuenta que, debido a la geometría de adquisición la numeración de los puntos de tiro no es la misma para los geófonos de 40 Hz que para los de 100 Hz. (c) Corresponde al perfil de la línea LS-2, orientado al revés. S-1 es el emplazamiento del sondeo mecánico respecto cada sección.

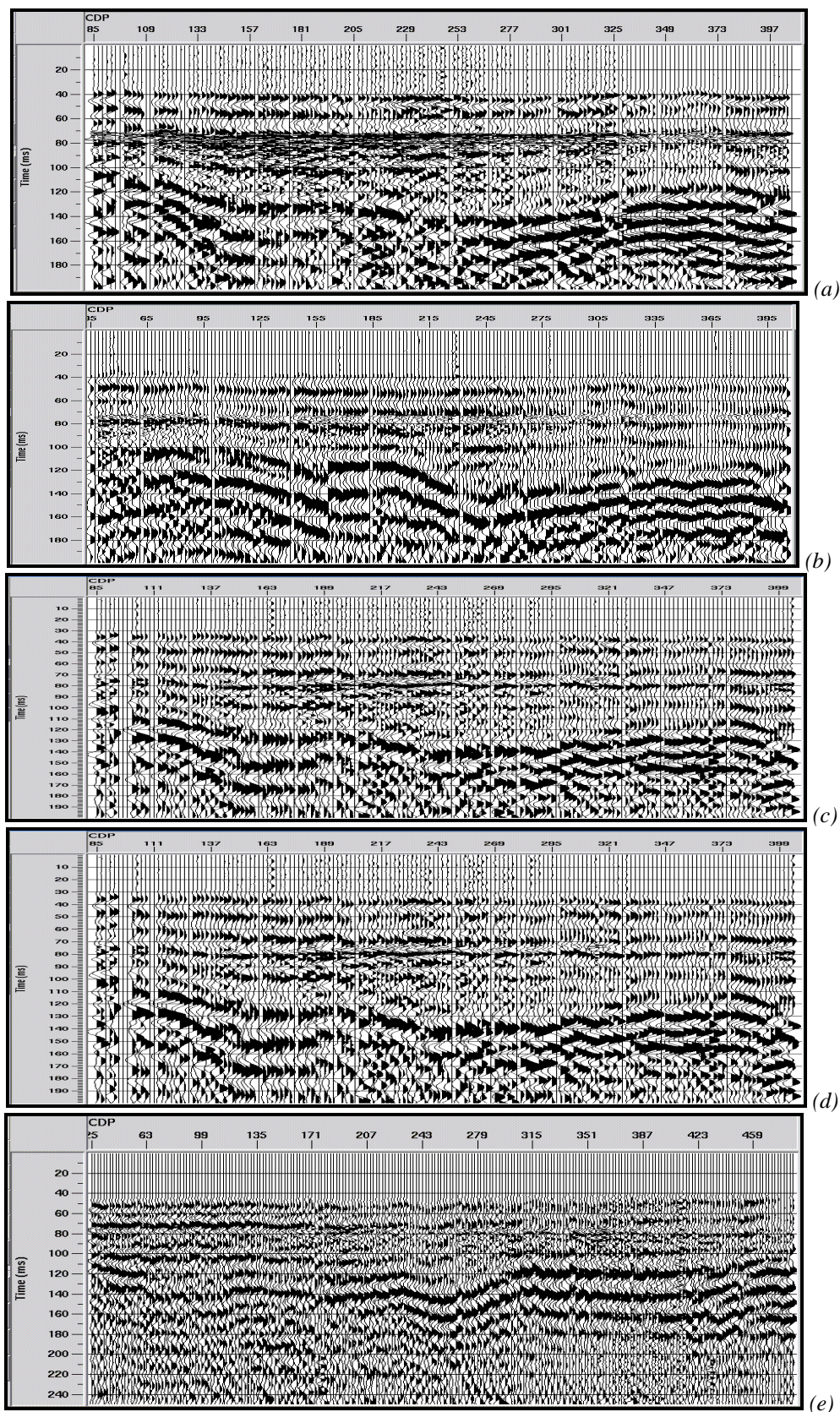


Figura III.33: Las secciones de offset común de los perfiles proporcionan una primera visualización de los perfiles sísmicos (distancia constante entre tiro-geófono de 25 m). (a) P1G100, (b) P1G40, (c) PIT40, (d) PIT100 y (e) P2T100. Los perfiles correspondientes a la línea LS-1 (a, b, c y d) están orientados de S a N, mientras que el perfil de la línea LS-2 lo está en dirección contraria (de N a S).

III.4.6 Procesado del perfil P2T100 (línea LS-2)

Después de la implantación de la geometría, de la edición de trazas y de los análisis espectrales se optó por realizar dos estrategias de procesado antes de proceder al apilamiento de los registros. La primera consistió en aplicar un tratamiento clásico utilizando un filtro F-K que eliminara los eventos lineales con velocidades inferiores a los ± 700 m/s (onda aérea y GR) para la banda de frecuencias comprendida entre 40-100 Hz y para todos los números de onda (llamado “en forma de abanico”). Dado que después del filtrado aún quedaban armónicos de alta frecuencia correspondientes a la onda aérea, se aplicó para estos un algoritmo de atenuación previo a la deconvolución.

En la segunda estrategia se aplicó el algoritmo *prestack wave equation datuming* (Reshef, 1991; Beasley *et al.*, 1992; Soubaras, 1992); similar al de migración pre-apilamiento en profundidad (*prestack depth migration*, Mills *et al.*, 1993) pero más rápido de cálculo. Esta rutina utiliza el método de diferencias finitas (con extrapoladores explícitos) para “nivelar” los registros a un determinado plano de referencia (*datuming*) eliminando durante esta traslación el efecto que producen los eventos con velocidades correspondientes a la porción definida entre la superficie del subsuelo y el plano elegido. Es un algoritmo muy eficaz para correcciones topográficas y, como se demostrará, para la eliminación del ruido. En una primera fase de ejecución los datos sísmicos se ordenan en modo tiro (tal como se adquieren) y cada traza se desplaza de forma continua al nivel especificado, (en este caso a 0.8 m por encima del nivel del mar), eliminando durante el trayecto la contribución de la velocidad de esta porción de terreno (que puede variar lateralmente y en profundidad); se utilizó para ello una velocidad constante coincidiendo con la velocidad media del GR (300 m/s). Posteriormente, las trazas se vuelven a bajar trasladándolas a la cota original a una velocidad constante; en este caso fue de 600 m/s considerando los resultados de la refracción. Durante la segunda fase de ejecución se procede de manera similar pero con las trazas ordenadas en conjuntos de receptores (*receiver gathers*), es decir, agrupando las trazas de todos los tiros que registra un solo geófono. Con estas dos etapas de corrección se consigue eliminar los efectos de la capa meteorizada, primero la contribución debida al tramo subyacente a los geófonos y después la debida a la zona por debajo de cada tiro. En la Figura III.34 se presentan los dos diagramas de flujo del tratamiento *pre-stack* y sus resultados de aplicación sobre el mismo conjunto de registros.

Con los dos conjuntos de datos resultantes se procedió a los correspondientes análisis de velocidades utilizando como campo de velocidades inicial $V(x,t)$ el modelo deducido del corte geosísmico (anterior apartado), el cual fue modificándose interactivamente hasta obtener una ley de velocidades que ajustaba la máxima semejanza de las trayectorias de los diferentes reflectores en los conjuntos CMP (el análisis se realizó en grupos de 10 CMP, representando una distancia de inspección de 5 m).

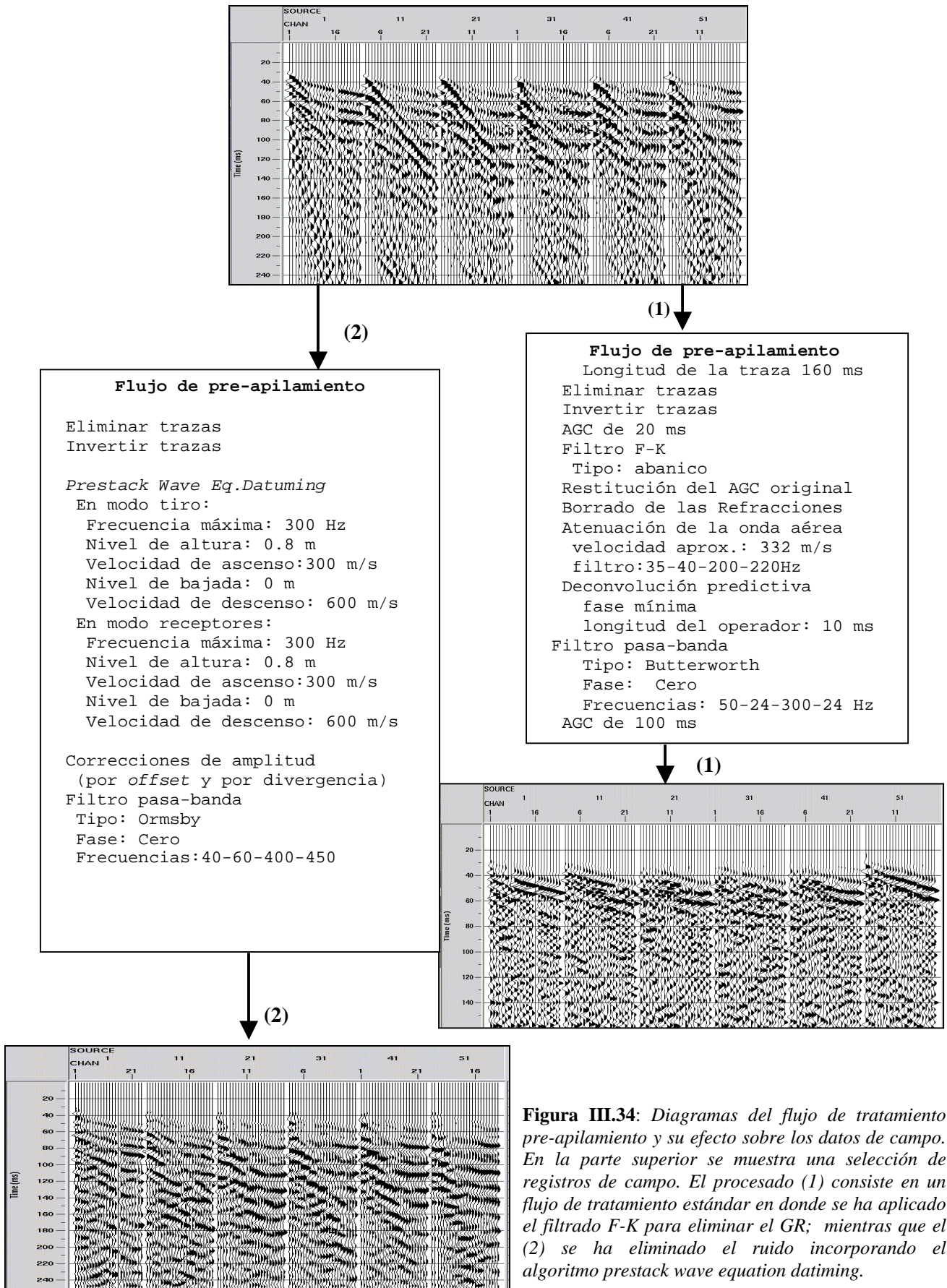


Figura III.34: Diagramas del flujo de tratamiento pre-apilamiento y su efecto sobre los datos de campo. En la parte superior se muestra una selección de registros de campo. El procesado (1) consiste en un flujo de tratamiento estándar en donde se ha aplicado el filtrado F-K para eliminar el GR; mientras que el (2) se ha eliminado el ruido incorporando el algoritmo *prestack wave equation datuming*.

Para la obtención de las secciones sísmicas se ha utilizado el mismo flujo de procesado, empleando en cada caso el campo de velocidades (RMS) deducido del análisis interactivo (Figura III.35).

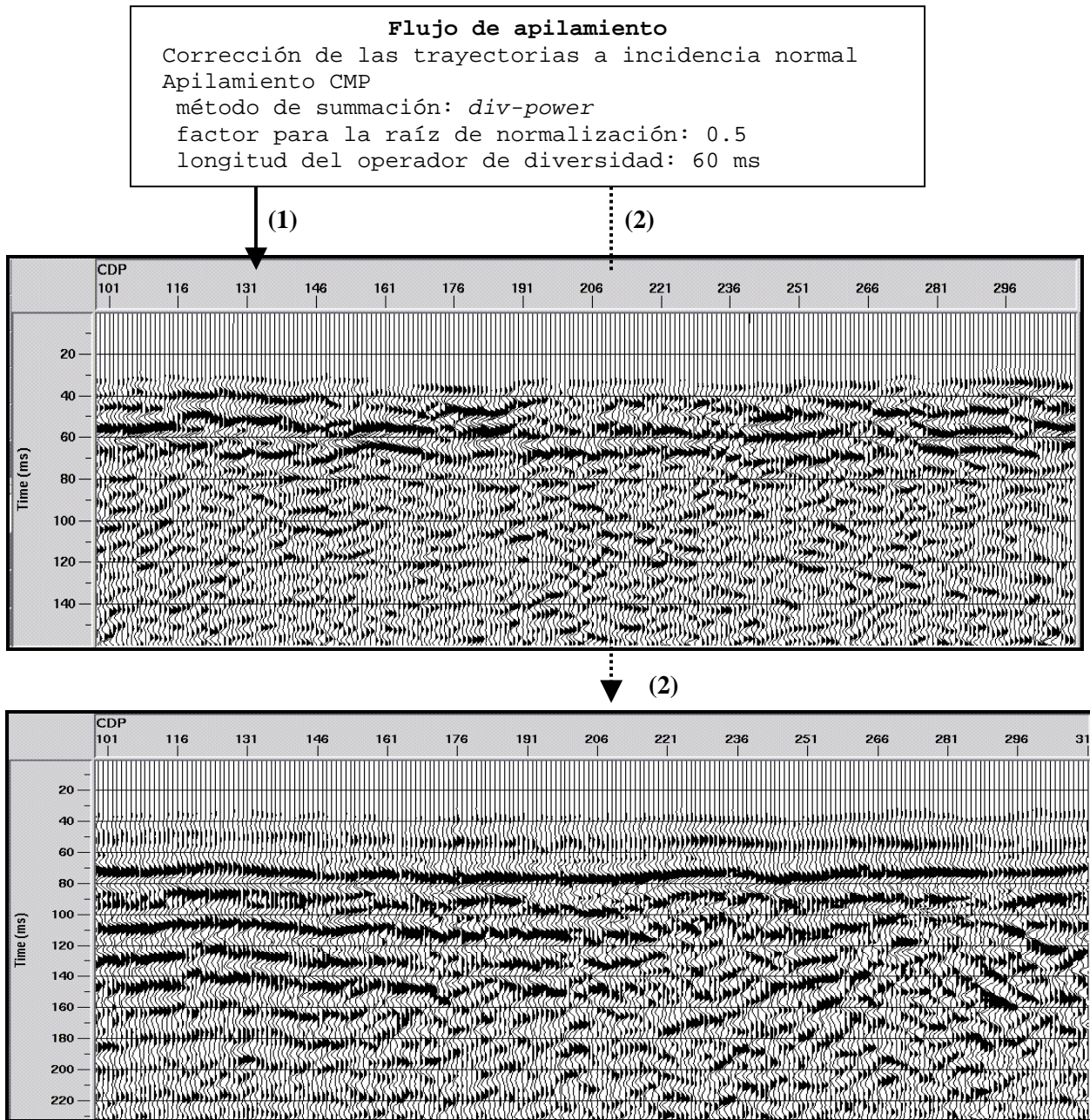
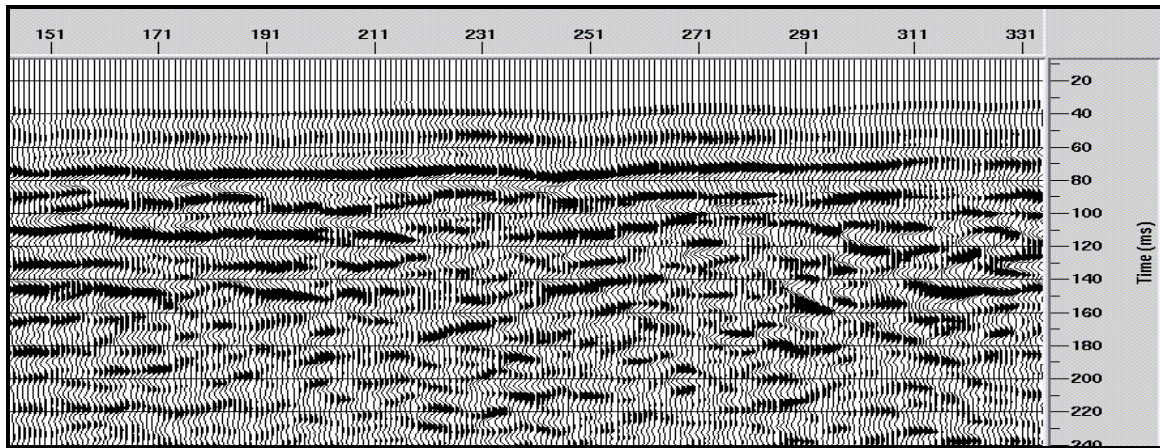


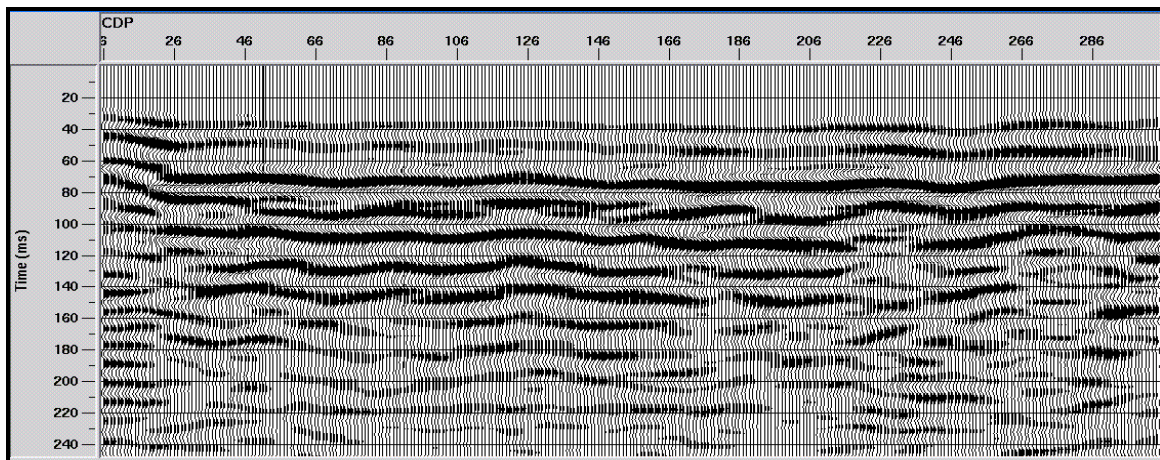
Figura III.35: Porciones de secciones sísmicas obtenidas después del apilamiento de las trazas CMP. La corrección NMO ha sido realizada utilizando un campo de velocidades (RMS) particularizado para cada caso. Obsérvese como la estrategia (2) proporciona mejores resultados.

A la vista de estas porciones de secciones (*brute stack*) se desprende que el algoritmo *prestack wave equation datuming* (estrategia 2) ha conseguido eliminar el GR de manera más eficaz que el clásico filtrado F-K. En este contexto, la sección correspondiente (marcada como (1) en la Figura III.35) constituye un ejemplo de como un preprocesado a veces consigue eliminar el ruido para el cual ha sido diseñado, pero al mismo tiempo introduce artefactos que se reflejan en la etapa de apilamiento.

La sección elegida ha sido sometida a la aplicación de diferentes algoritmos post-apilamiento a fin de mejorar la continuidad de los reflectores y atenuar, lo más posible el ruido residual. En esta etapa de procesado interviene en gran medida el criterio personal ya que puede optarse por una sección sísmica final más o menos tratada. Según esto, se presentan dos opciones: la primera (Figura III.36-a) ha sido obtenida aplicando un algoritmo que solo potencia la coherencia de los reflectores correlacionando trazas adjuntas en grupos de 7 (*trace mixing*), mientras que en la segunda se ha aplicado un tratamiento más elaborado (Figura III.36-b).



(a)



(b)

Figura III.36: (a) Porción de sección sísmica resultante de un procesamiento post-apilamiento suave: *trace mixing* de 7 trazas. (b) Porción de la sección sísmica resultante de un procesamiento post-apilamiento consistente en: *trace mixing* (7), *Deconvolución F-X* (10 trazas), *Coherency Filter* y *Dip Scan Stack* (aperture Size 7) (Yilmaz, 1981).

De la comparación se observa que ambas secciones conservan los reflectores principales de manera que no se pierde la información básica, si bien la segunda presenta una imagen más suavizada, sobre todo en su parte final (a partir de los 140 ms) que correspondería al contacto de los sedimentos con las margas miocenas. En este caso, se ha elegido la sección menos tratada (Figura III.36-a) puesto que el objetivo final del experimento es evaluar la resolución de los estratos suprayacentes al basamento y éstos son más explícitos en esta sección (subniveles, sectores gruesos, etc.).

El proceso de conversión de la sección sísmica de tiempo doble a profundidad se ha llevado a cabo correlacionando los primeros reflectores con el sondeo S-1 (Figura III.37-a) y deduciendo las distintas velocidades de intervalo; aplicándolas a lo largo de los 250 m del perfil. Este supuesto de capas horizontales con velocidad constante está apoyado si se considera que el campo de velocidades con el cual se ha efectuado el apilamiento CMP presenta poca variación lateral (Figura III.37-b). Nótese que el contraste lateral fuerte se produce en la entrada de las margas, pero como resulta ser el basamento, no

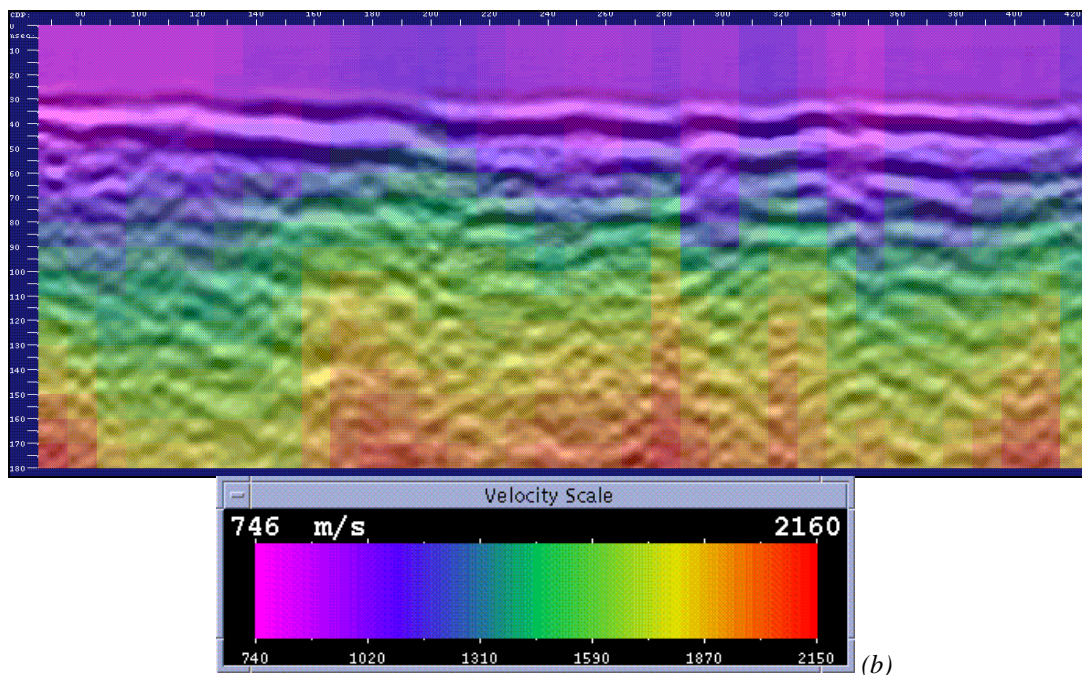
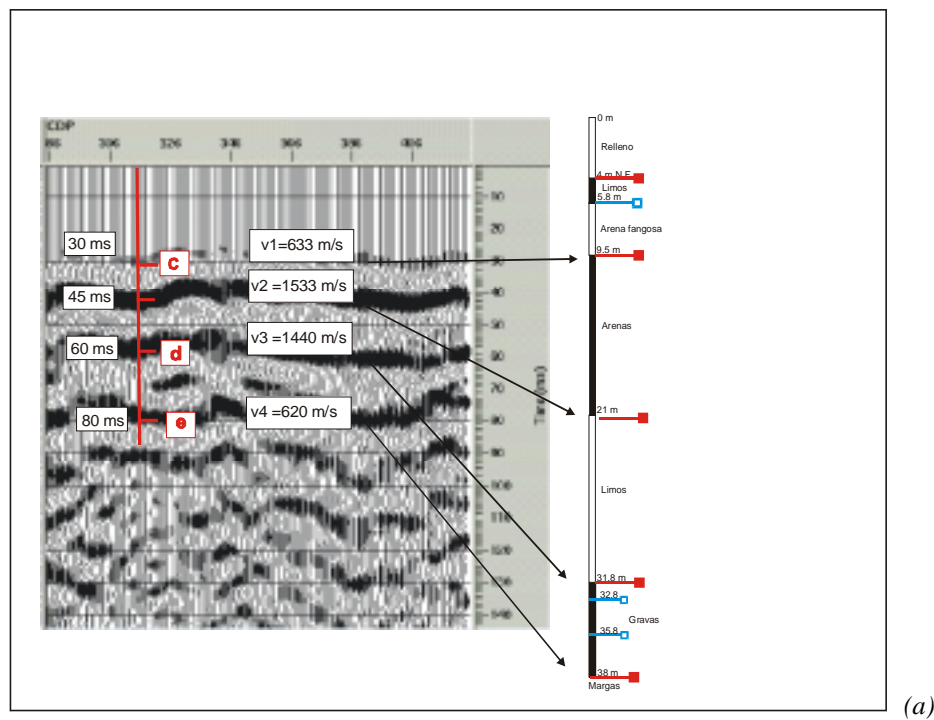


Figura III.37: Velocidades consideradas en la conversión de profundidad de la sección sísmica. (a) Correlación entre los reflectores (TWT) y la columna estratigráfica. (b) Campo de velocidades (RMS) del stack superpuesto a la sección. Nótese la poca variación horizontal de velocidad para el paquete de sedimentos.

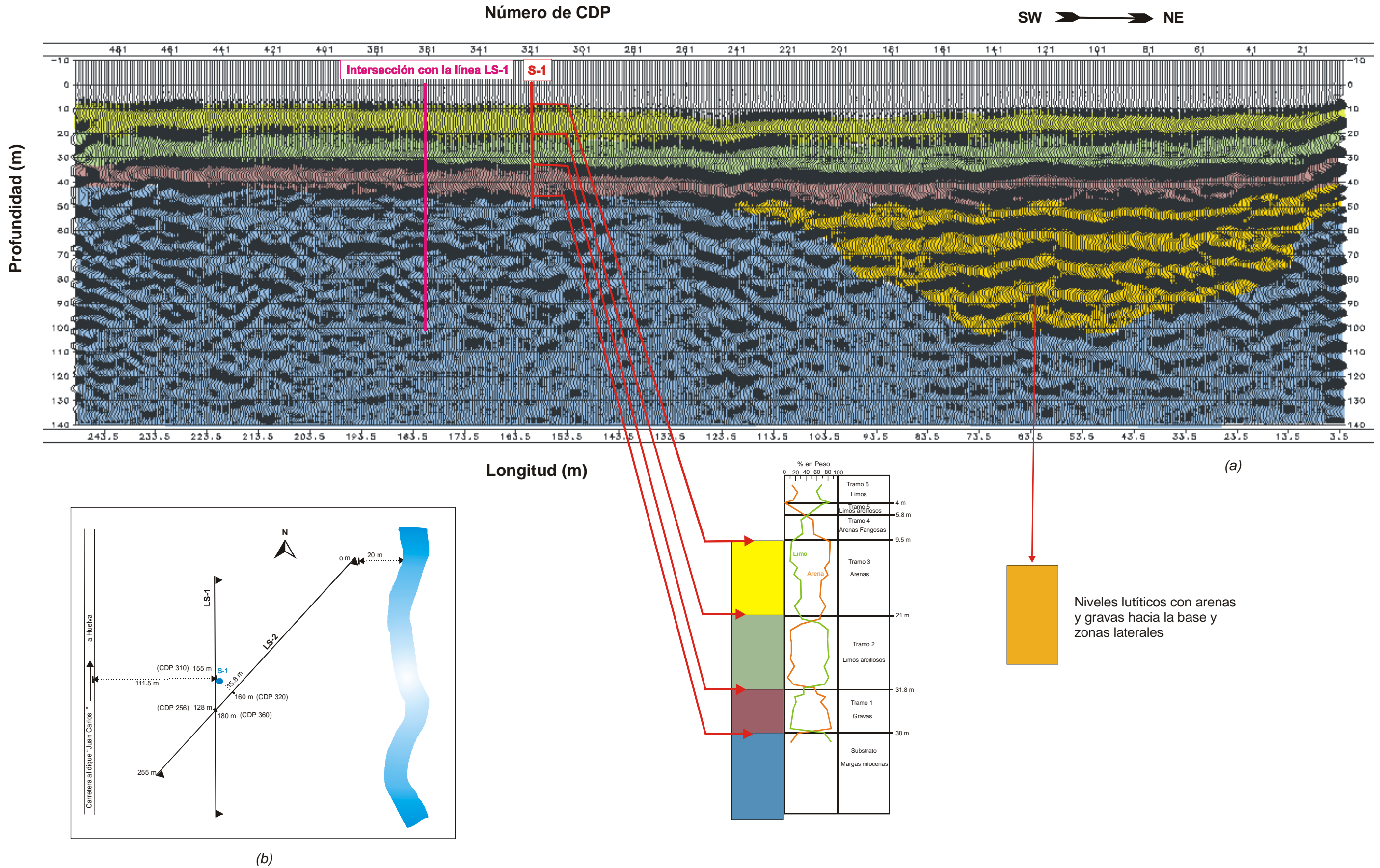


Lámina III.1: Sección sísmica convertida a profundidad correspondiente al perfil P2T100 adquirido con rifle sísmico y geófonos de 100 Hz (a). La interpretación estratigráfica ha sido deducida a partir de la columna litológica del sondeo S-1 (proyectado 15.4 m). El cuerpo lenticular en el extremo NE no está comprobado experimentalmente. (b) Mapa de localización del perfil.

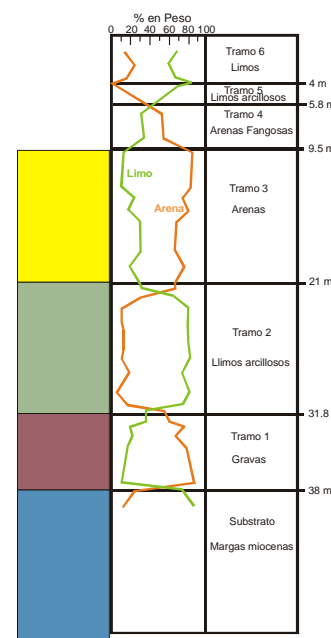
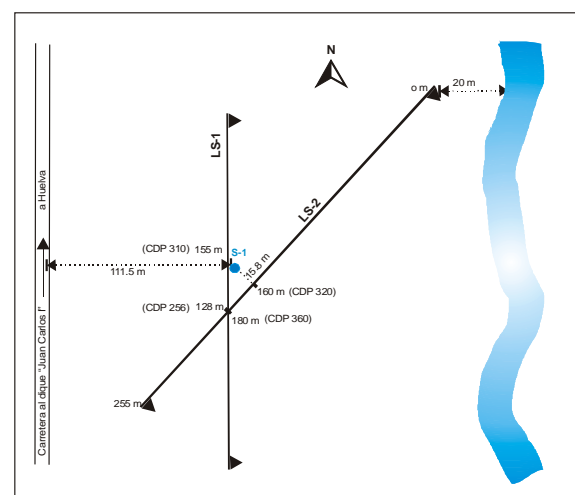
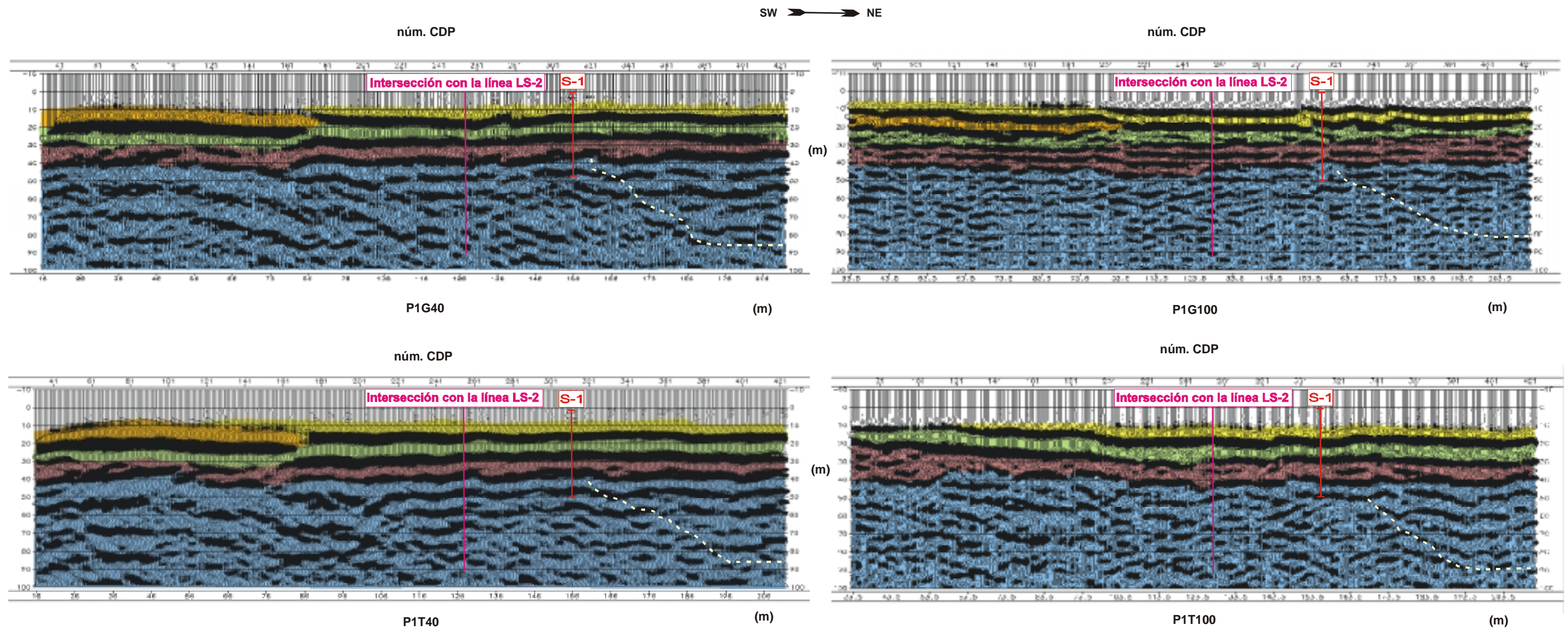


Lámina III.2: Secciones sísmicas convertidas a profundidad.

- P1G40: adquirido con martillo y geófonos de 40 Hz.
- P1T40: adquirido con rifle y geófonos de 40 Hz.
- P1G100: adquirido con martillo y geófonos de 100 Hz.
- P1T100: adquirido con rifle y geófonos de 40 Hz.

La interpretación estratigráfica ha sido deducida a partir de la columna litológica del sondeo S-1 (proyectado perpendicularmente 4 m).

afecta a la posición del contacto y a la vez no se produce la típica distorsión de frecuencias (Brouwer, 1998).

En la Lámina III.1 se presenta la sección sísmica en profundidad en donde también se incluye su interpretación geológica. A primera vista puede apreciarse una gran correspondencia con cada tramo definido por la columna estratigráfica del sondeo S-1.

III.4.7 Procesado e interpretación de los perfiles correspondientes a la línea LS-1

Las cuatro secciones sísmicas correspondientes a la línea LS-1 se han procesado con los mismos algoritmos y parámetros que el perfil P2T100 facilitando, de este modo, su comparación. En cada caso, la geometría se ha redefinido de manera que hubiera coincidencia entre las coordenadas CMP y los distintos perfiles. La única particularización se ha hecho en los análisis de velocidades que se han realizado individualmente, encontrándose en general, poca variación entre los campos $V_{RMS}(x,t)$. Para las conversiones a profundidad se ha usado la misma ley de velocidades que en el perfil P2T100. En la Lámina III.2 se muestran los resultados obtenidos y su interpretación litológica. De la comparación entre todas ellas (Láminas III.1 y III.2) se obtienen los siguientes resultados:

El contacto sedimentos-margas se ha correlacionado con el reflector situado en torno a los 40 m de profundidad. Esta reflexión se detecta en todas las secciones y la interfase se caracteriza por pequeños tramos discontinuos. Así mismo, el tramo de margas está definido por reflexiones poco coherentes que contrastan con el paquete sedimentario superior. En la mitad SW, estos reflectores presentan morfologías arqueadas, más visibles en las secciones P1G40 y P1T40 (adquiridas con geófonos de 40 Hz) y poco definidas en P1G100 donde se aprecia un cambio del carácter reflectivo debido al aumento de frecuencia de sus reflectores; en este contexto, los perfiles P1T100 y P2T100 constituirán el paso intermedio de esta transición. En torno al CDP 241 del P2T100 y en dirección NE se detectan una serie de reflectores más coherentes que forman un cuerpo lenticular, hasta los 100 m de profundidad, que podría corresponderse con un cambio litológico. La falta de información hace que sea osado establecer su composición, probablemente se trate de niveles lutíticos con presencia de materiales más gruesos (arenas y gravas) hacia su base. En los perfiles de la línea LS-1 este cuerpo se aprecia con menor precisión, localizándose a partir del CDP 321 en dirección norte (marcado con líneas discontinuas en la Lámina III.2).

El tramo correspondiente a las gravas se sitúa entre los 30 y 40 m de profundidad como una capa continua a lo largo de los perfiles definida por dos prominentes reflexiones; excepto en el P1G100 donde se resuelve en una serie de reflectores intermedios. Al igual que antes, las secciones P1T100 y P2T100 constituyen el paso intermedio mostrando reflexiones secundarias. Para la línea LS-1, en torno al CDP 175 se aprecia un escalón que en los perfiles P1G40 y P1T40 podría interpretarse como una pequeña falla

normal, mientras que el perfil P1G100 muestra continuidad para esta capa incorporando la presencia de un nuevo reflector que se acuña cerca del CDP 208. Este hecho produce una falsa coherencia en el perfil P1T100 en donde, a partir del CDP 201, la nueva capa podría interpretarse como la continuación del nivel de limos. Esta falsa coherencia se origina por la relación entre el contenido de frecuencias del perfil y el tratamiento de pre-apilamiento aplicado. Considérense, por ejemplo, las secciones P1T40 y P1G40 adquiridas con geófonos de 40 Hz; por debajo el CDP 171 y a 25 m los dos reflectores (techo de las gravas y techo de los limos) se acercan, de manera que al disponer de frecuencias más altas (geófonos de 100 Hz) y aplicar el algoritmo *trace-mixing* para dar mayor coherencia al reflector, la ponderación entre trazas adjuntas produce esta falsa reflexión; este hecho se pone en evidencia cuando se compara con el perfil P1G100, mucho menos resoluble.

En cuanto a la reflexión más superficial (asociada al techo de la capa de arena a los 9.5 m de profundidad), solo ha sido detectada de manera clara por las secciones adquiridas con geófonos de 100 Hz; observándose una mejor definición en el perfil P1G100.

III.6 VALORACIÓN CONJUNTA DE LAS SECCIONES SÍSMICAS Y DE LOS ESTUDIOS COMPLEMENTARIOS

La poca fiabilidad de algunos puntos de medida del registro sísmico (apartado III.3.4), sobre todo en la anomalía detectada a los 12 m de profundidad, ha motivado la necesidad de comprobar su influencia sobre la serie de reflectividad y, por tanto, sobre las trazas sintéticas (Figura III.38). Comparando dichas trazas (Figuras III.38-c y III.38-f) se constata la desaparición del lóbulo situado a los 11 m de profundidad de forma que las trazas correspondientes a la serie corregida se correlacionan mejor con el conjunto de trazas de la sección P1G100 que corresponden al emplazamiento del sondeo S-1 (Lámina III.3). En menor grado, esta anomalía también fue detectada en el registro *down-hole* para ondas P (Figura III.20-a) y, como ya se apuntó, la explicación más probable sería la presencia de una cavidad en la pared del sondeo; hecho muy usual cuando se perforan capas de materiales poco consolidados.

Otro punto antes de comparar resultados es la verificación del error sistemático de 1 m del registro sísmico respecto al ensayo *down-hole* (Figura III.20-a). A partir de la correlación entre el registro sísmico, las trazas sintéticas y la porción de sección sísmica con la columna litológica (Lámina III.3) solo puede concluirse que dicho desfase está en la banda alta del límite de resolución de la testificación (1 m de intervalo de muestreo), de manera que la única conclusión es que hay una incertidumbre en torno de ± 1 m.

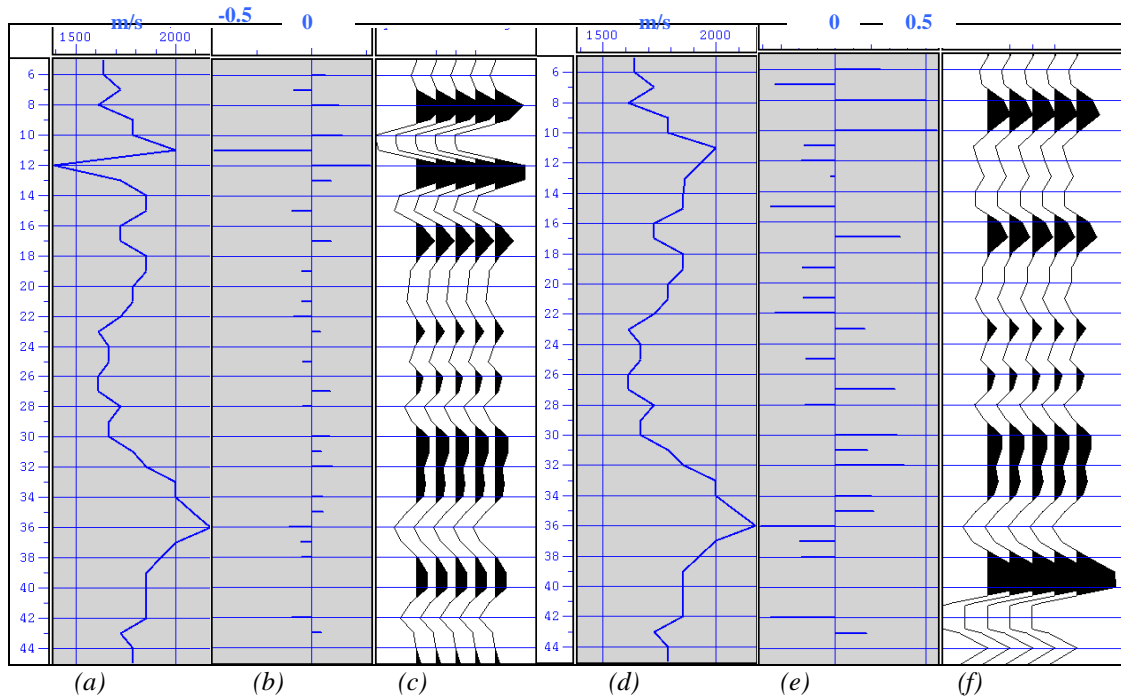


Figura III.38: Valoración del registro sísmico. (a) Gráfica de campo, velocidad V_p en m/s y profundidad en m. (b) Serie de reflectividad correspondiente (divisiones verticales de 0.25) y (c) trazas sintéticas generadas a partir de los coeficientes de reflexión calculados cada metro coincidiendo con el muestreo de la testificación y para una frecuencia de 250 Hz. (d) Gráfica de campo en donde se ha corregido la anomalía de los 12 m interpolando los valores vecinos. (e) Serie de reflectividad modificada (divisiones de 0.1) y (f) trazas sintéticas correspondientes. La diferencia aparente de las series de reflectividad se debe al cambio de escala.

Z (m)	V_p (m/s)	$\lambda/4$ (m)	r (m)	Z (m)	V_p (m/s)	$\lambda/4$ (m)	r (m)
-4	1587	1.4	3.4	-25	1667	1.5	8.7
-5	1613	1.5	3.8	-26	1476	1.5	8.8
-6	1639	1.5	4.2	-27	1452	1.5	8.9
-7	1682	1.5	4.6	-28	1502	1.5	9.2
-8	1669	1.5	4.9	-29	1526	1.5	9.4
-9	1700	1.5	5.2	-30	1500	1.6	9.5
-10	1786	1.6	5.7	-31	1554	1.6	9.8
-11	1893	1.7	6.1	-32	1637	1.7	10.2
-12	1695	1.5	6.0	-33	1733	1.8	10.7
-13	1557	1.4	6.0	-34	1800	1.8	11.1
-14	1788	1.6	6.7	-35	1837	1.9	11.3
-15	1852	1.7	7.1	-36	1916	1.9	11.7
-16	1788	1.6	7.2	-37	1878	1.8	11.8
-17	1724	1.6	7.3	-38	1765	1.7	11.6
-18	1788	1.6	7.6	-39	1699	1.7	11.5
-19	1852	1.7	8.0	-40	1667	1.7	11.5
-20	1819	1.6	8.1	-41	1667	1.7	11.7
-21	1786	1.6	8.2	-42	1667	1.6	11.8
-22	1755	1.6	8.3	-43	1609	1.6	11.8
-23	1669	1.5	8.3	-44	1580	1.6	11.8
-24	1640	1.5	8.4	-45	1607	1.5	12.0

Tabla III.10: Estimación de la resolución lateral de la sección sísmica a partir de las velocidades del registro sísmico. Estas velocidades (reducidas un 10 %) han sido calculadas considerándolas como velocidades de intervalo correspondientes a cada punto de medida (1 m) y promediando cada tramo con el correspondiente superior (velocidad RMS). En donde Z representa la profundidad del sondeo, V_p la velocidad RMS, $\lambda/4$ la resolución teórica y r el radio de la zona de Fresnel.

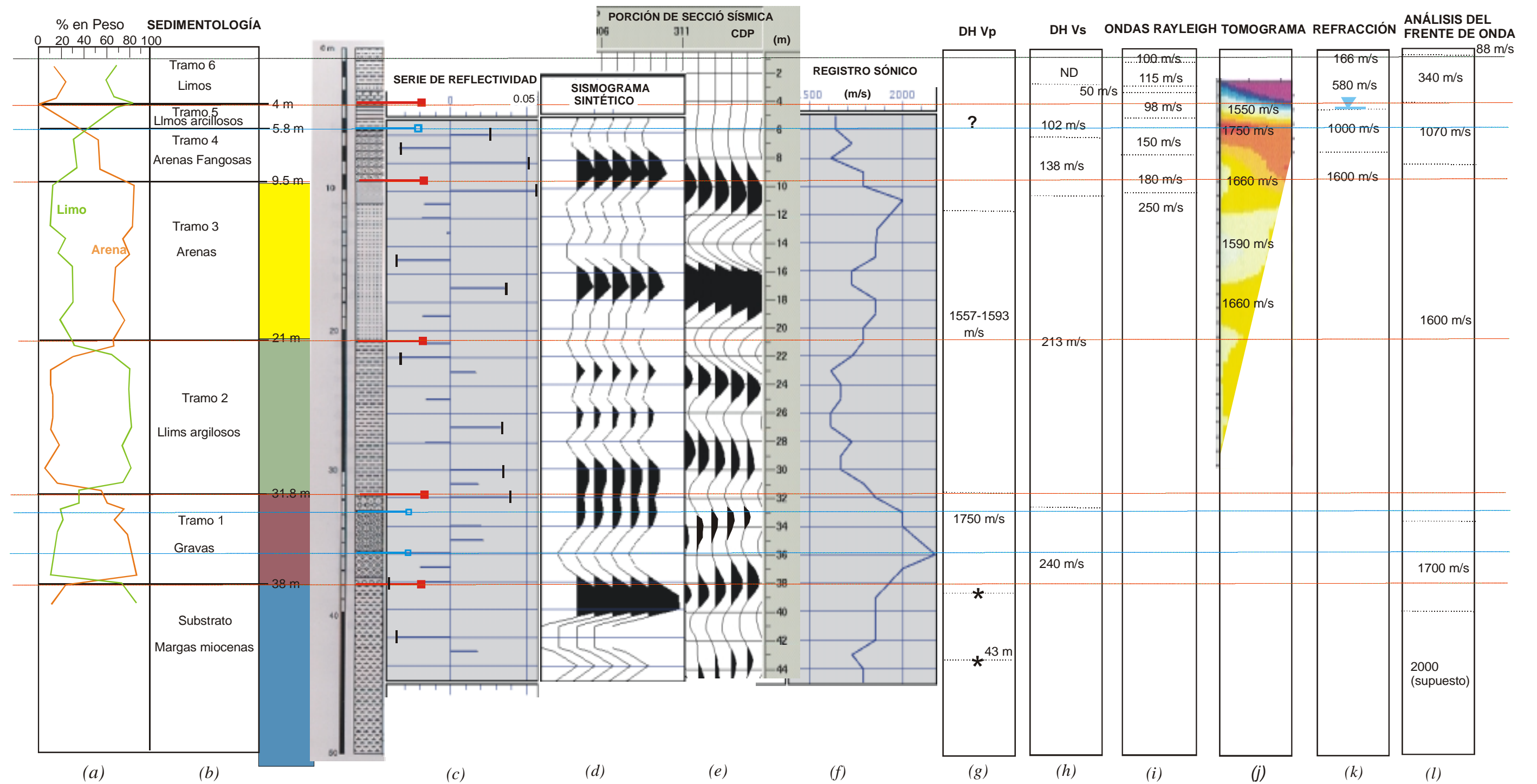


Lámina III.3: Valoración conjunta de la sección sísmica y de las técnicas complementarias.

(a) Resultados sedimentológicos, (b) Columna estratigráfica extraída del testigo continuo, (c) Serie de reflectividad, (d) Sismograma sintético deducido del registro sísmico, (e) Porción de sección sísmica, (f) Registro sísmico, (g) Down-hole para las ondas P, (h) Down-hole para las ondas S, (i) Modelo de las ondas Rayleigh, (j) Tomografía, (k) Refracción y (l) Análisis del frente de ondas.

La resolución vertical teórica de la sección sísmica correspondiente al perfil P1G100 se ha calculado aplicando el criterio $\lambda/4$ (Tabla III.10) y considerando que el máximo de frecuencia útil para un nivel superior a los -40 dB se sitúa en torno los 250 Hz; mientras que la velocidad media de propagación se ha escogido a partir de las velocidades del registro sísmico y aplicando un 10% de reducción (Mari *et al.*, 1998). El resultado es de 1.4 m, a 4 m de profundidad, y 1.9 m, a los 35-36 m; lo que significa la posibilidad de resolver aquellos cambios de impedancia entre estratos que disten entre sí estos valores.

La resolución lateral (Tabla III.10) también se ha calculado a partir de los datos del registro sísmico; deduciéndose que la variación del radio de Fresnel (r) cambia desde los 3.4 m, para 4 m de profundidad, hasta los 12 m, correspondientes a una profundidad de 45 m y en el caso de un reflector plano; hipótesis que puede asumirse dada la morfología que presentan las secciones.

A fin de evaluar el grado de resolución/detección de la sección sísmica real se ha elegido el sector de sección comprendido entre los CDP 311 y CDP 315 (Lámina III.3), el cual coincide con la porción del subsuelo más cercana al sondeo S-1; representando una cobertura de 2 m a banda y banda. Estas trazas (reales) CDP son las que a continuación se contrastan con las trazas sintéticas (Figura III.38-f), la serie de reflectividad y los resultados sedimentológicos (Lámina III.3):

De los 4 a los 10 m (Tramo 4, arenas fangosas) la morfología de la curva del registro sísmico indica, en general, que se produce un aumento lineal de la velocidad el cual se correlacionaría con el aumento del porcentaje de arenas del tramo (se pasa del 0% al 80%). La variación de velocidad a los 8 m (mínimo local) produce un coeficiente de reflexión negativo (R) de $R = -0.035$ que origina un lóbulo negativo en la traza sintética que concuerda con la sección sísmica. El tránsito del Tramo 4 al Tramo 3 (a 9.5 m de profundidad; arenas) está caracterizado por un aumento del 25% en peso de arenas (se pasa del 55% al 80%) y genera dos coeficientes de reflexión de $R = 0.05$ y $R = 0.06$ (a los 6 y 10 m de profundidad) que dan lugar a un primer lóbulo positivo de gran amplitud en la traza sintética (pico de máxima amplitud a 9 m) correspondiéndose a su vez con el primer reflector de la sección (pico de máxima amplitud a 10 m). Dentro de este tramo y a los 15 m de profundidad se produce una disminución del 20% del contenido de arenas que genera un $R = -0.035$, mientras que a los 18 m vuelve a recuperarse este porcentaje (con $R = 0.035$, a los 17 m)¹. El salto entre estos coeficientes genera un nuevo lóbulo que en la sección sísmica se corresponde con el segundo reflector en donde el pico de máxima amplitud está a los 17 m. La base del Tramo 3 (entre los 18 y los 20 m de profundidad) viene marcada por pequeñas variaciones porcentuales ($\Delta 15\%$, $\Delta 18\%$) que, sísmicamente, son poco detectadas debido al descenso gradual de la velocidad ($R = -0.02$ a los 19 m, $R = 0.02$ a los 20 m). En las trazas sintéticas se traducen como pequeñas “oscilaciones”, mientras que en la sección sísmica son inexistentes.

¹ El análisis del % de las muestras también se realizó cada metro.

El paso del Tramo 3 al Tramo 2 (de 21 a 22 m de profundidad; arenas - limos) está marcado por un descenso del porcentaje de arenas equivalente un incremento del 55% en limos (del 25% al 80%). El registro sísmico acusa esta transición con una disminución de velocidad que alcanza un mínimo local a los 23 m de profundidad ($R = -0.03$) para después estabilizarse ($R = 0.02$). La relación entre estos dos coeficientes se traduce en una reflexión de baja amplitud en las trazas sintéticas (pico a los 23 m) que es más acusada en las de la sección (pico entre los 23 y 24 m). Los datos litológicos establecen homogeneidad de los sedimentos para el nivel comprendido entre 24 y 27 m, mientras que a los 27 y 29 m de profundidad se produce una variación de $\pm 10\%$. El fenómeno es detectado por el registro sísmico con variaciones de ± 100 m/s que generan dos coeficientes ($R = 0.035$ y $R = -0.02$) a 27 y 28 m, traduciéndose en las trazas sintéticas. Este es el primer punto de discrepancia: las trazas CDP de la sección no distinguen esta “oscilación”.

La transición hacia el Tramo 1 (gravas) se realiza a los 30 y 32 m de profundidad y está caracterizada por un incremento del 80% en contenido de arenas traduciéndose en el registro sísmico como un aumento de velocidad que genera dos coeficientes $R = 0.035$ y $R = 0.40$ dando lugar a dos reflexiones muy cercanas en las trazas sintéticas (téngase en cuenta que se han generado con una ondícula de 250 Hz), mientras que en la sección solo se aprecia una reflexión con un pico de máxima amplitud a los 30 m. Por debajo de este nivel, el tramo de gravas presenta un sector (de los 33 a los 36 m) con poca variación en el porcentaje de materiales, pero con un aumento de compactación que es más evidente hacia su base (máximo del registro sísmico; 2200 m/s). Para este sector, las trazas de la sección sísmica muestran una pequeña reflexión en tono a los 33 m (CDPs 14 y 15) que tiende a buzar hacia el CDP 311 (pico a 35 m). La bajada de velocidad producida por el cambio de compactación de las gravas (entre 36 y 38 m) origina un fuerte coeficiente ($R = -0.04$) a 36 m que se registra débilmente en la sección.

La entrada en las margas a 38 m de profundidad viene descrita por un aumento del 80% de limos y el registro sísmico lo acusa con una disminución de velocidad de 100 m/s, probablemente debido a un efecto de derribo de la pared del sondeo producido por el cambio litológico, el cual se ha correlacionado en la sección con el reflector situado a los 38 m de profundidad.

III.7 CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO

En este capítulo se ha ilustrado la utilidad que tienen las simulaciones numéricas previas a la adquisición de datos para el diseño del dispositivo experimental. Las simulaciones numéricas realizadas a partir de una información geológica general permiten establecer los parámetros básicos de la adquisición de datos de campo y establecer una valoración de la instrumentación a utilizar. Así, la recopilación de la información geológica y su traducción sísmica (tiros sintéticos, resolución, etc.) proporciona una mejor visión del objetivo de la campaña. Evidentemente, las pruebas de campo son necesarias y serán las que, en último término, imperen; sobre todo en la elección del *offset* más próximo y en la geometría de

adquisición (tiro simétrico, en cola, ...). En este contexto, el estudio teórico preliminar presentado y los ensayos de campo ejemplifican de forma exhaustiva la metodología a seguir.

Uno de los problemas fundamentales de la sísmica superficial es el GR, de manera que se requiere de un procesado efectivo que sea capaz de atenuarlo lo más posible. Cuando el GR es tal que cubre casi la totalidad del registro, tiene frecuencias cercanas a las reflexiones y se encuentra en fuerte *aliasing* espacial, la utilización del algoritmo *prestack wave equation datuming* en la etapa de pre-apilamiento ha proporcionado mejores resultados que el método clásico de filtrado F-K.

Es sabido que el disponer de un sondeo mecánico en la zona de estudio proporciona una información geológica fundamental para correlacionar con las secciones sísmicas, pero el uso de técnicas geofísicas complementarias de reconocimiento (en este caso: refracción, *cross-hole*, *down-hole*, registro sísmico y ondas superficiales) permite calibrar mejor la sísmica de reflexión ya que se están comparando técnicas que utilizan una misma propiedad física. Por debajo de los 4 m de profundidad la sísmica de reflexión ha proporcionado bidimensionalidad a la información unidimensional del registro sísmico, pues ha resuelto la estructuración lateral de las litologías identificadas en la diagráfia. En cambio, por encima de los 4 m, la prospección con ondas superficiales (AEOS) ha sido la más determinante. La sísmica de reflexión podría proporcionar información sobre estos 4 m si se cambian los parámetros de adquisición, en particular disminuyendo el intervalo entre geófonos y aumentando la frecuencia de la fuente.

El ensayo de adquirir un mismo perfil sísmico con cuatro configuraciones distintas (martillo/rifle y geófonos de 40/100 Hz) ha puesto de manifiesto la estrecha dependencia de los reflectores más superficiales con el contenido de frecuencias de los registros de campo. En esta prospección, caracterizada por sedimentos superficiales poco compactos, se ha constatado que la mejor sección sísmica de alta resolución es la correspondiente a la configuración martillo - geófonos de 100 Hz; para la profundidad investigada.

La resolución vertical teórica (criterio $\lambda/4$) de la sección sísmica correspondiente a la configuración martillo - geófonos de 100 Hz se sitúa en 1.5 m para los estratos superficiales y en 2 m a los 40 m de profundidad. Para validar este resultado teórico se han comparado las trazas CDP de sección que se corresponden con la porción del subsuelo investigada mediante un sondeo mecánico. A partir de la confrontación entre los resultados sedimentológicos, sísmicos, la serie de reflectividad y las trazas sintéticas se ha encontrado una buena coincidencia de los reflectores con los estratos geológicos, concordando con los límites teóricos resolutivos; aunque debe tenerse en cuenta que la resolución de estas técnicas de contraste se ha situado en torno al metro. En cuanto la detección de los contactos litológicos, se ha comprobado que la sección detecta aquellos contactos que se realizan con variaciones de velocidad superiores a los ± 100 m/s y con contrastes de densidades superiores al $\pm 10\%$; para la profundidad total investigada de 45 m.

CAPÍTULO IV

RECONOCIMIENTO DEL SUBSUELO MEDIANTE SÍSMICA DE ALTA RESOLUCIÓN Y CORRELACIÓN CON LA SÍSMICA PROFUNDA

INTRODUCCIÓN

La sísmica de reflexión superficial representa un cambio notable de visión respecto de la sísmica de reflexión profunda, lo cual hace recomendable la comparación directa entre las imágenes sísmicas obtenidas por una y la otra. En este capítulo se propone presentar una comparación entre perfiles sísmicos profundos y superficiales. Además el caso de elegido para este estudio posee un interés geológico y tectónico ya que los datos fueron adquiridos en una zona sísmicamente activa como es la Cuenca del Bajo Segura (Delgado, 1997).

El objetivo geológico del estudio fue el análisis de los depósitos más recientes (desde el Mioceno superior hasta el Holoceno) que rellenan el surco subsidente de la cuenca y conocer como estos materiales están afectados por la actividad de la falla del Bajo Segura. Para ello se trazaron dos perfiles perpendiculares (Figura IV.1) a la falla (PS-1 y PS-2) y uno en dirección paralela (PS-3). Los resultados obtenidos confirman la tectónica sinsedimentaria existente en la zona.

La interpretación de las imágenes de alta resolución ha aportado nuevos datos a un estudio sismotectónico más amplio que está llevando a cabo (Soria *et al.*, 1999; Alfaro *et al.*, 2000), de manera que la contribución de estos nuevos conocimientos sobre la geometría sedimentaria de la zona ha proporcionado criterios morfológicos para la elaboración de un modelo de respuesta sísmica local.

Un aspecto que cabe destacar es la buena calidad de las secciones sísmicas obtenidas; en este contexto el perfil PS-2 constituye un ejemplo paradigmático de geometría de abanico de capas. El disponer de una buena relación S/N ha permitido establecer, a lo largo del procesado, una serie de comprobaciones metodológicas sobre el tratamiento multiseñal. Así, se ha procedido a evaluar hasta que punto el GR residual en los tiros procesados representa una fuente generadora de artefactos y hasta que punto tiene sentido su eliminación directa. También se ha llevado a cabo una comparación entre una sección sísmica y la correspondiente migrada (post-apilamiento) infiriéndose que en sísmica superficial, en donde el detalle es importante, a menudo es preferible una imagen sin excesivo tratamiento que su homóloga más suavizada.

En el capítulo anterior se ha determinado que el impacto producido por una masa de 8 kg sobre placa metálica y geófonos de 100 Hz de frecuencia natural proporcionaba mejores resultados en prospección de muy alta resolución. Otro aspecto que a evaluar es la utilización de pequeñas cargas explosivas como fuentes emisoras cuando los objetivos de la prospección superficial se sitúan entre los 40 y 500 m de profundidad.

IV.1 ZONA DE ESTUDIO

IV.1.1 Situación y contexto geológico

La Cuenca del Bajo Segura se sitúa en el extremo nororiental del Sistema Bético (Figura IV.1). Tuvo su origen en el Mioceno Superior (Tortonense) y desde su formación, el proceso de relleno y colmatación de esta cuenca sedimentaria ha sido siempre simultáneo a la deformación producida por la actividad tectónica de la zona (Montenat, 1977). La zona axial de la cuenca, a lo largo de la cual circula el río Segura, está limitada por dos estructuras tectónicamente activas: La falla de Crevillente (FC), al norte, y la falla del Bajo Segura (FBS), al sur. Por lo que se refiere a la falla del Bajo Segura (Taboada *et al.*, 1993; Alfaro, 1995), ésta se sitúa en el extremo oriental del corredor de cizalla de Palomares - Alhama - Bajo Segura (Figura IV.1); en donde la zona de falla está constituida por un conjunto de fracturas en dirección aproximada ENE-WSW que afectan principalmente al basamento (materiales alpujárrides) y que no suelen presentar ruptura en superficie (Figura IV.2). En la zona del Bajo Segura se manifiestan como fallas inversas ciegas que generan en superficie pliegues anticlinales asimétricos con dos sectores subsidentes a ambos lados de la estructura anticlinal. A lo largo del margen derecho del río Segura, en relación a esta falla ciega, afloran diversos pliegues anticlinales de dirección media E-W que forman las sierras de El Moncayo, Lomas de La Juliana, Benejúzar y Hurchillo (Figuras IV.2 y IV.3). Son anticlinales con un flanco septentrional más inclinado que el flanco meridional.

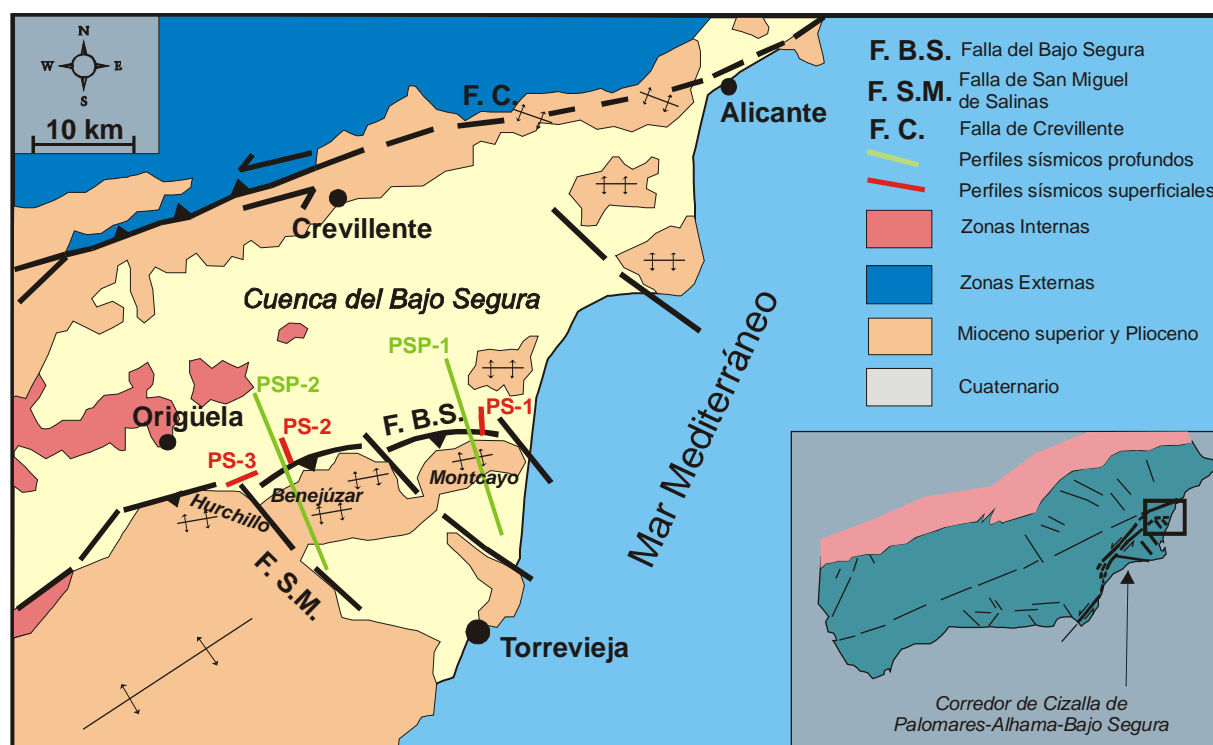


Figura IV.1: Mapa geológico simplificado de la Cuenca del Bajo Segura con la localización de los perfiles sísmicos PS-1, PS-2 y PS-3 realizados y la localización de los perfiles profundos PSP-1 y PSP-2. Cortesía de P. Alfaro (2000).

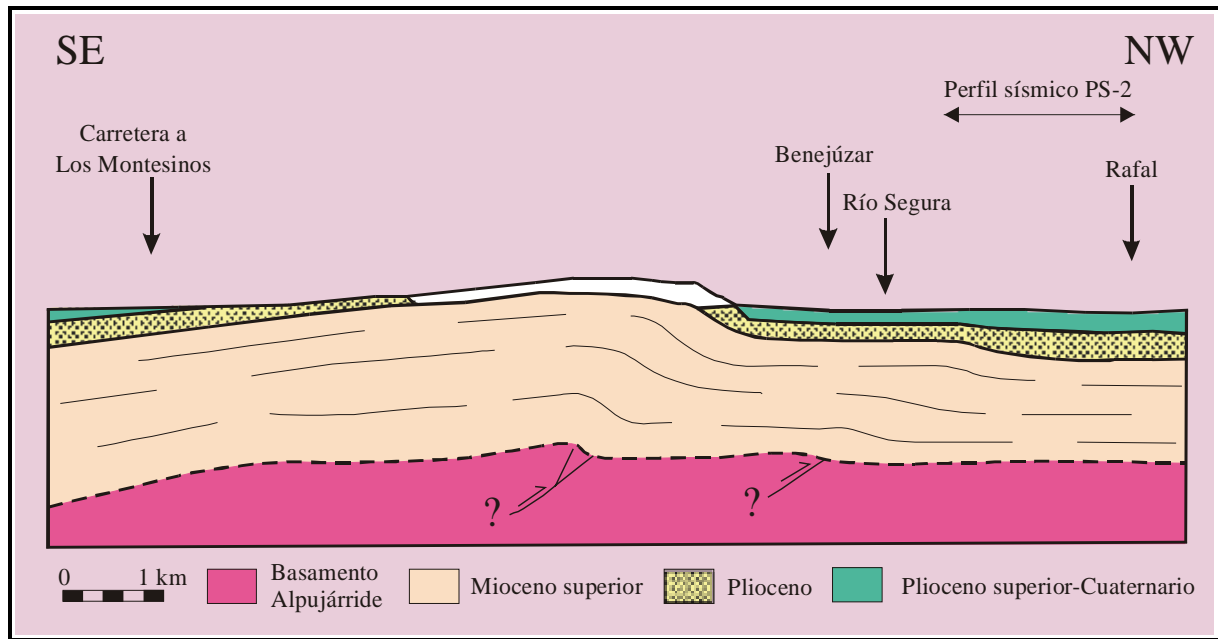


Figura IV.2: Corte interpretativo de la falla del Bajo Segura en la transversal del anticlinal de Benejúzar (Alfaro, 2000).

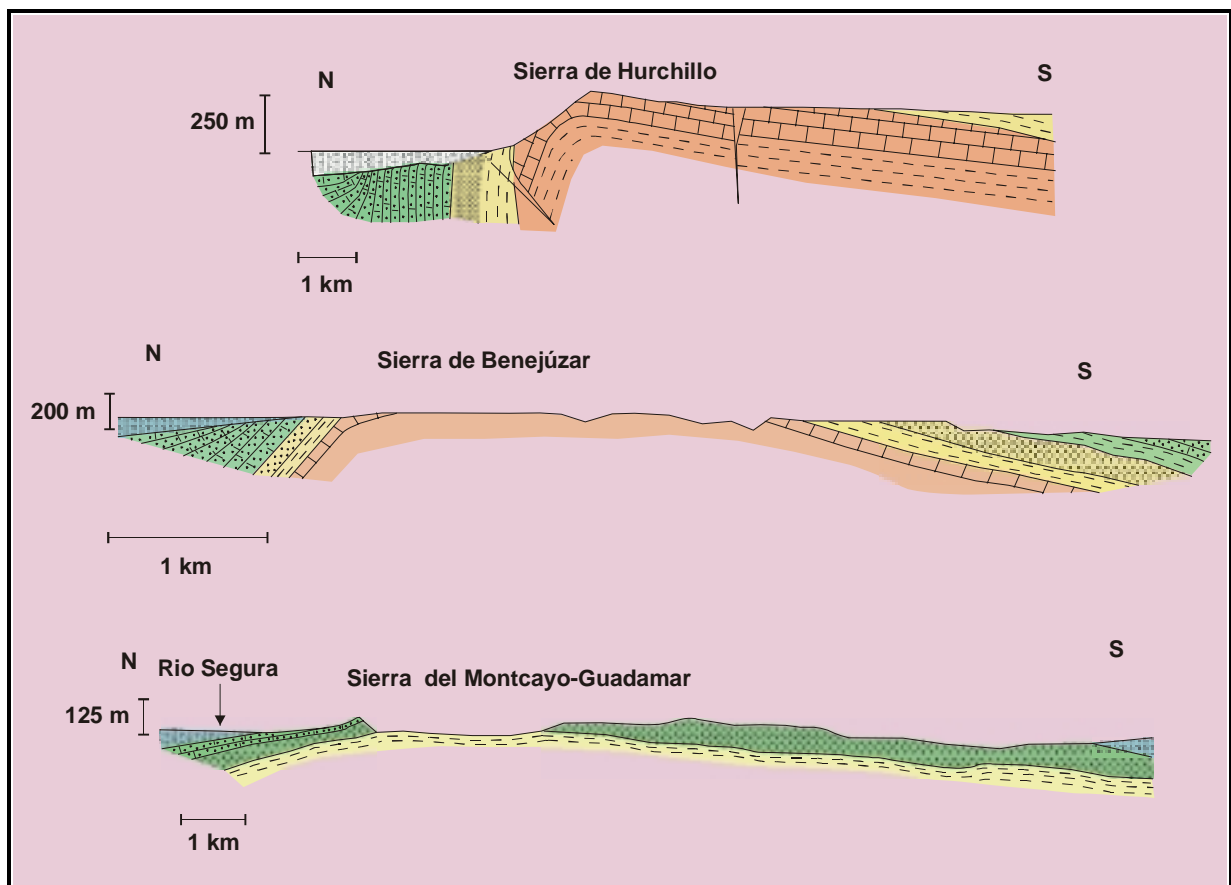


Figura IV.3: Cortes geológicos simplificados de los anticlinales de Hurchillo, Benejúzar (perfil PS-2) y del Montcayo - Guardamar (perfil PS-1). Son pliegues anticlinales asimétricos con un flanco septentrional más inclinado que el flanco meridional (Alfaro, 1995).

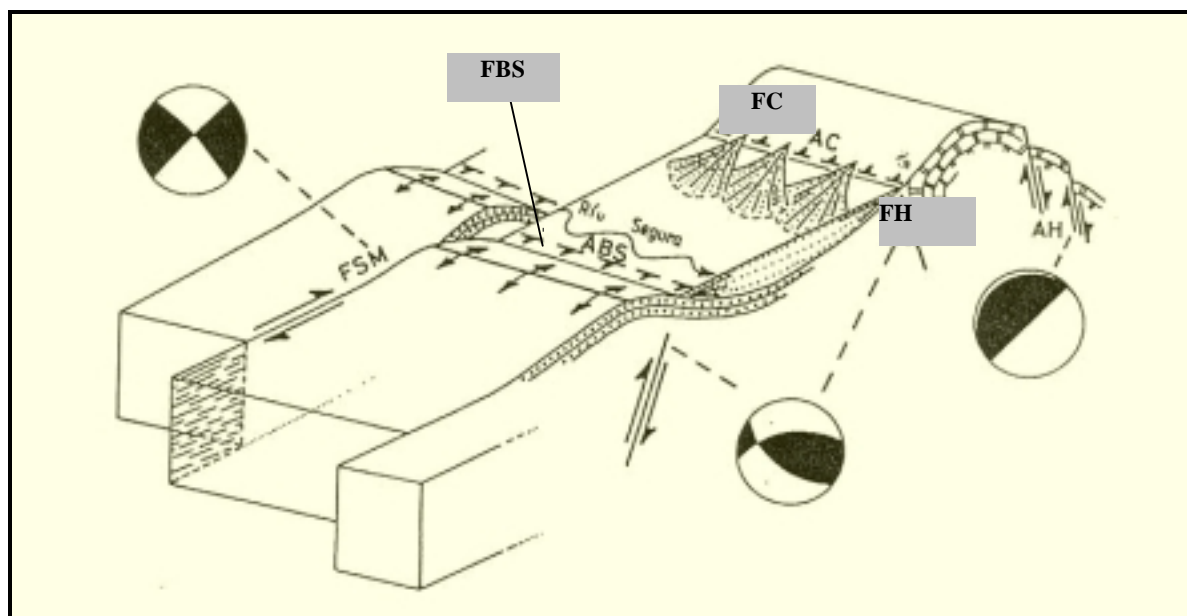


Figura IV.4: Modelo geodinámico actual del Bajo Segura (Alfaro, 1995). FSM: falla de San Miguel; FBS: falla del Bajo Segura; FC: falla de Crevillente; FH: falla de Hondos. Los mecanismos focales calculados indican que la FBS se mueve con una componente inversa, mientras que la FH actúa localmente como falla normal, comportamiento compatible con la situación general de compresión (basculamiento de bloques). La FSM presenta soluciones focales de salto en dirección dextrorsa. Movimiento compatible con el hecho observado de interferencia y desplazamiento lateral de los pliegues formados como consecuencia del movimiento de FBS.

Las unidades del relleno sedimentario más características del área de estudio que han sido objetivo de la prospección se sintetizan en tres estadios (Alfaro, 1995):

i) Mioceno Superior (Tortonense - Messiniense): Durante el Tortonense inferior existió una diferenciación entre la sedimentación de la banda norte (calizas) y la del sur de la cuenca (materiales fundamentalmente margosos, con episodios turbidíticos). En el período del Tortonense superior tuvo lugar una fase orogénica y como resultado los materiales descansan discordantes sobre los anteriores y el basamento de la cuenca. En la transición del Tortonense al Messiniense, hubo un importante ascenso del nivel del mar que se manifiesta por una potente serie margosa en donde los afloramientos (margas de Torremendo y yesos de San Miguel) tienen una mayor continuidad lateral que los de edad anterior. Al final del período, el mar abandona parte de la zona inundada y la sedimentación vuelve a ser parcialmente continental.

ii) Plioceno inferior: El límite de esta unidad viene marcado por otro importante ascenso del nivel del mar y posterior somerización de la cuenca. Para el área sur la base es marina de naturaleza margosa (300 m de potencia) con abundantes intercalaciones de areniscas (40 m) (fm. Margas Versicolores y fm. Areniscas de Rojas), y sobre ella descansa discordante una unidad detrítica caliza. A partir de este momento se constata la persistencia de un medio continental: un curso fluvial rodeado de una amplia

llanura de inundación que constituye el techo de la unidad formado por intercalaciones de materiales detríticos (fm. Conglomerados del Segura) de potencia no superior a los 100 m (Montenat *et al.*, 1990).

iii) Plioceno superior - Cuaternario: Durante este período gran parte del entorno del Bajo Segura se encuentra emergido y la sedimentación es de carácter continental formada por materiales detríticos (areniscas, lutitas y conglomerados) con una potencia estimada de 150-200 m. Alfaro *et al.* (1995) establecen que el relleno más reciente de la cuenca (primeros 20-25 m) se depositó durante los últimos 15.000 años. Estos sedimentos son poco consolidados y de naturaleza limo-arenosa y arcillosa. Esta rápida acumulación de sedimentos ha de estar conectada con el ascenso estuarino posterior a la última glaciación. Para este período, la sedimentación ha seguido el mismo esquema que en los períodos anteriores: un curso fluvial principal que discurre por una llanura de inundación en donde se desarrollan ambientes palustres, fruto de las avenidas del río; y de la presencia de un nivel freático muy próximo a la superficie.

Simultáneamente al depósito de las anteriores formaciones tuvo lugar su deformación, manifestándose en facturas y plegamientos de los materiales. Los sistemas de fallas activas antes citados (Figura IV.1) afectan al basamento de la cuenca y la mayoría de las veces su expresión en superficie es de tipo geomorfológico debido al plegamiento de la cobertera sedimentaria formando suaves relieves. Así, la manifestación de la falla del Bajo Segura (FBS), que ha actuado como inversa (Alfaro 1995, Montenat, 1990), son las lomas de Hurchillo, Benejúzar, el Moncayo etc. Entre el Plioceno inferior y el superior tuvo lugar un suceso tectónico importante que cambió el contexto geodinámico: la banda norte (FC) deja de ser la más activa y la deformación es absorbida principalmente por las fallas del sector sur. Posteriormente, con la progresiva colmatación de la cuenca la actividad tectónica se ralentiza, pero la actividad sísmica actual de los dos sistemas de fallas (Figura IV.4) es un indicativo que ésta continúa (Delgado, 1997).

El terremoto más dramático de la reciente historia sísmica de la zona ha sido el de Torre Vieja (21/3/1829) con 400 muertos, 350 heridos y varios pueblos totalmente arrasados: Benejúzar, Almoradí y Guadamar (Rodríguez de la Torre, 1984). La ocurrencia de sismos destructivos no es un hecho aislado en esta comarca y los estudios de sismicidad histórica concluyen que el fenómeno es una constante en la historia de la región (Delgado, 1997). En la actualidad, la posible ocurrencia de un sismo supondría un desastre en la economía de la comarca dado su alto grado de desarrollo, circunstancia que la convierte en una de las regiones con más riesgo sísmico de la Península Ibérica (Delgado, 1997).

IV.1.2 Diseño, trazado y parámetros de adquisición de los perfiles sísmicos

Los perfiles sísmicos PS-1 y PS-2 se planificaron para ver en detalle los abanicos de capas de los materiales (Plioceno superior y Cuaternario) cercanos al río Segura. Se emplazaron en la zona axial de la cuenca en dirección perpendicular al río; concretamente el PS-1 (N-S) transcurrió entre las poblaciones de Guadamar y Rojas, mientras que el PS-2 (orientado de NW-SEN) se localizó entre Benejúzar y Rafal (Figura IV.1). Por su parte, el perfil PS-3 estuvo dirigido a comprobar si la FSM afectaba a los materiales cuaternarios (en concreto al Holoceno) y fue trazado cerca de Jacarilla en dirección W-ENE, paralelo a la FBS (Figura IV.1).

El dispositivo de registro consistió en una geometría de tiro en cola, con una distancia de 7.5 m desde el punto de tiro al primer geófono (*offset* más próximo) y un avance de disparo de 10 m. La Tabla IV.1 presenta la información más significativa de la adquisición de datos.

Geometría:	PS-1	PS-2	PS-3
longitud total	1550 m	2150 m	2512 m
Número total de estaciones	312	432	528
Espaciado entre estaciones	5 m	5 m	5 m
Número total de tiros	159	215	239
Espaciado entre disparos	10 m	10 m	10 m
Número total de CDP	621	862	1005
Espaciado entre trazas CDP	2.5 m	2.5 m	2.5 m
Cobertura CDP	12	12	12
Número total de trazas	7451	10105	11233
Información de cada registro			
Núm de trazas/registro	48		
Longitud de los datos	1000 ms		
Muestreo temporal	0.2 ms		
Núm. de muestras/canal	5000		
Filtro pasa bajas	8 Hz Butterworth		
Filtro pasa altas	1000 Hz Butterworth		
Filtro <i>antialias</i>	No		

Tabla IV.1: Información general de los parámetros de adquisición de los tres perfiles sísmicos superficiales.

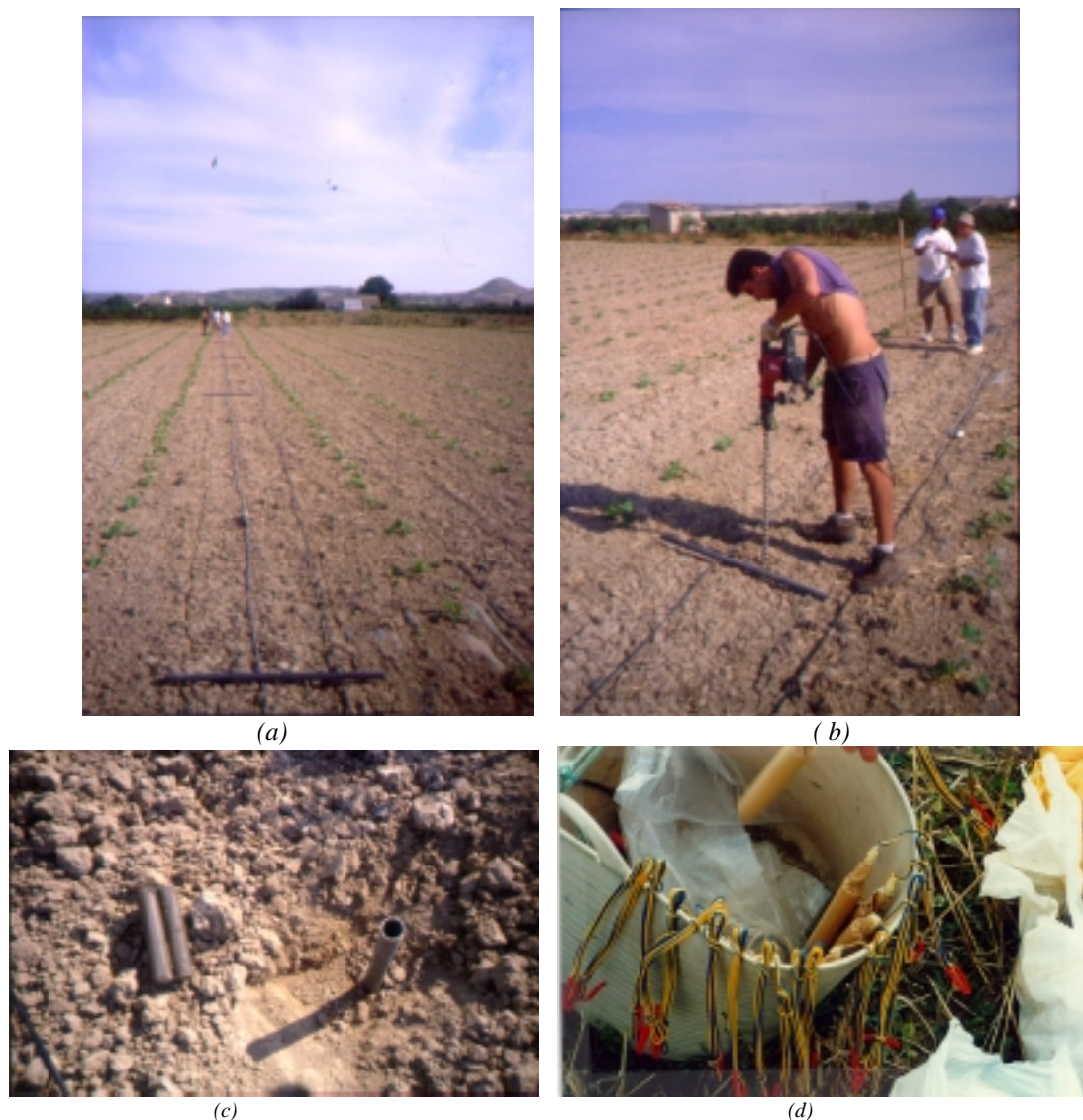


Figura IV.5: Adquisición de datos y rutina de trabajo. a) Extensión de las líneas sísmicas sobre el terreno de acuerdo con la traza previa sobre el mapa de situación e implantación de los geófonos. b) Perforación de los sondeos (a 70-90 cm de profundidad) para a situar el explosivo. c) Sondeo y arcilla para confinar la carga. d) Explosivo con fulminante eléctrico (diseño propio). La anotación de las coordenadas de las estaciones se realizaba mientras se procedía a colocar y retacar los explosivos. Posteriormente al registro de una serie de 24 disparos (coincidiendo con la explotación de dos líneas de cable sísmico) se procedía al avance del perfil.

IV.1.3 Características principales de las fuentes sísmicas utilizadas

En el anterior capítulo (III) se han evaluado las dos fuentes sísmicas tradicionales de prospección superficial: el martillo y el rifle sísmico; y normalmente (dependiendo de la litología) operan bien hasta los 80-100 m de profundidad. Cuando se quieren alcanzar mayores profundidades de investigación suelen utilizarse mecanismos de caída de pesos (tipo *elastic wave generator*; Bühnemann *et al.*, 1998) o bien fuentes vibratorias superficiales de reciente implantación, similares al *vibroiseis* de prospección profunda pero diseñadas para generar una señal modulada que contenga más altas frecuencias y, por tanto, mucho más resolutivas para los primeros metros del subsuelo (Ghose *et al.*, 1998). En este caso, la

profundidad de investigación se planificó en torno a los 300-350 m y, dada la inviabilidad del uso de las fuentes anteriormente descritas (limitaciones económicas, fundamentalmente), se utilizó una fuente sísmica de diseño propio (Teixidó, 1998; Benjumea, 1999) consistente en un tipo especial de explosivo de baja energía en el que la perclorita es su componente básico (Figura IV.5-d). El uso de este sistema, además de garantizar una rápida explosión genera mayor energía que las fuentes tradicionales. No obstante, algunos puntos de disparo presentaron problemas de perforación (presencia de tuberías de riego, por ejemplo) y los tiros se efectuaron con martillo (10 *stacks*). Esto ha permitido el estudio comparativo de las características energéticas de las dos fuentes. Se han utilizado dos tiros consecutivos del perfil PS-1, el primero realizado con explosivo y el segundo con la suma de 10 golpes de martillo (Figura IV.6). A pesar de que los registros correspondan a puntos de disparo distantes 10 m, su comparación es viable al observarse una similitud en la forma del frente de ondas, lo cual demuestra que en esta porción de terreno no hay cambios litológicos significativos y puede establecerse la hipótesis de igualdad de medio. De entrada, a nivel cualitativo, el registro realizado con explosivo presenta mejor relación S/N, mientras que los respectivos espectros (Figura IV.7) muestran también un mayor contenido energético de esta fuente para frecuencias superiores a 100 Hz, representando en torno a un 37 % de aumento de la relación S/N. - La información obtenida de ambos gráficos espectrales se utilizará para el diseño de filtros en la fase de pre-proceso de los datos- .

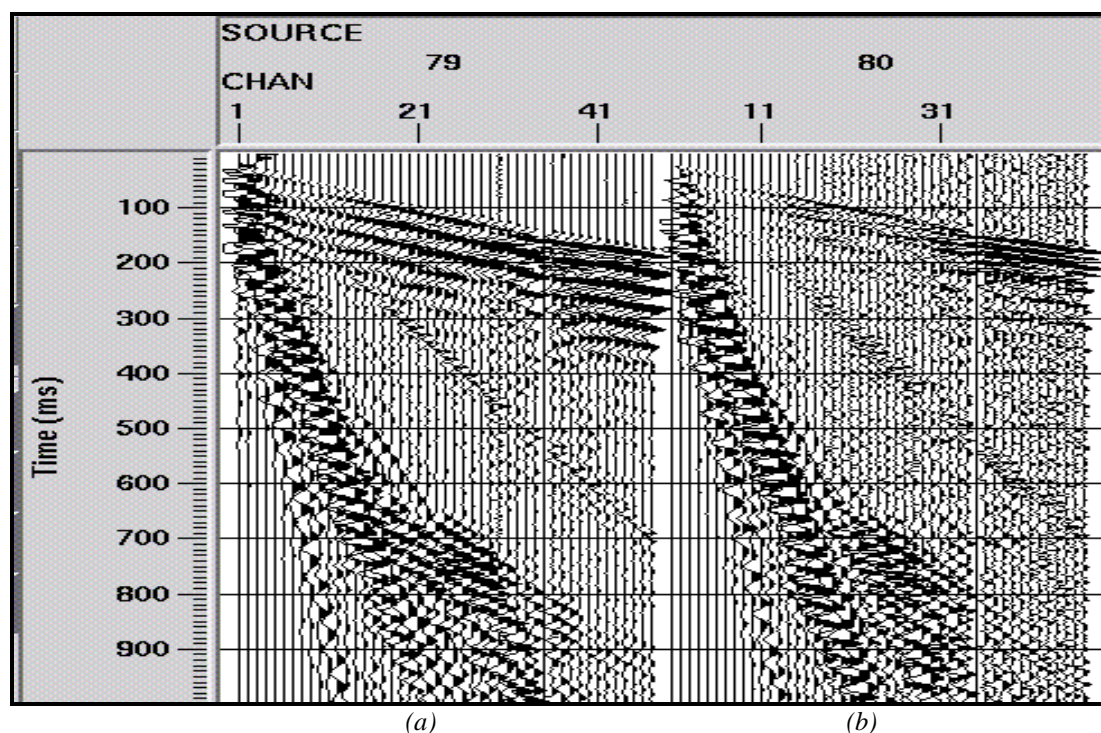
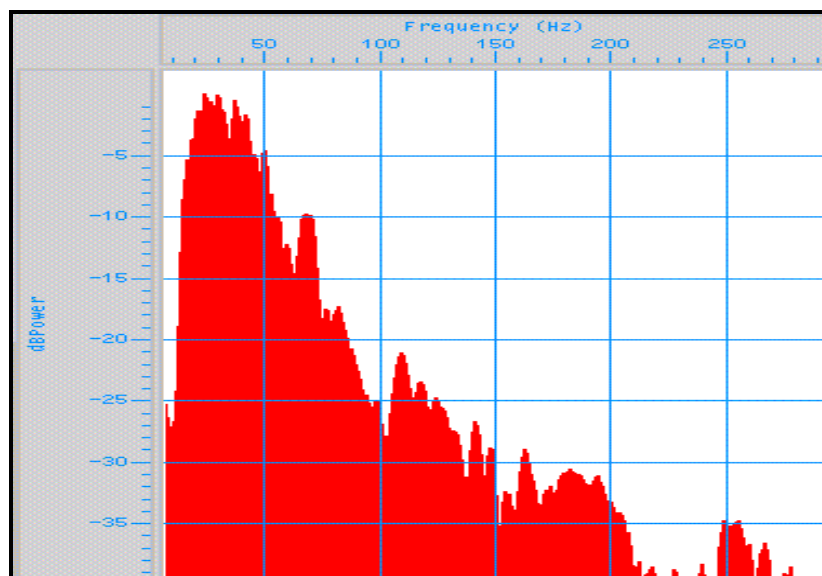
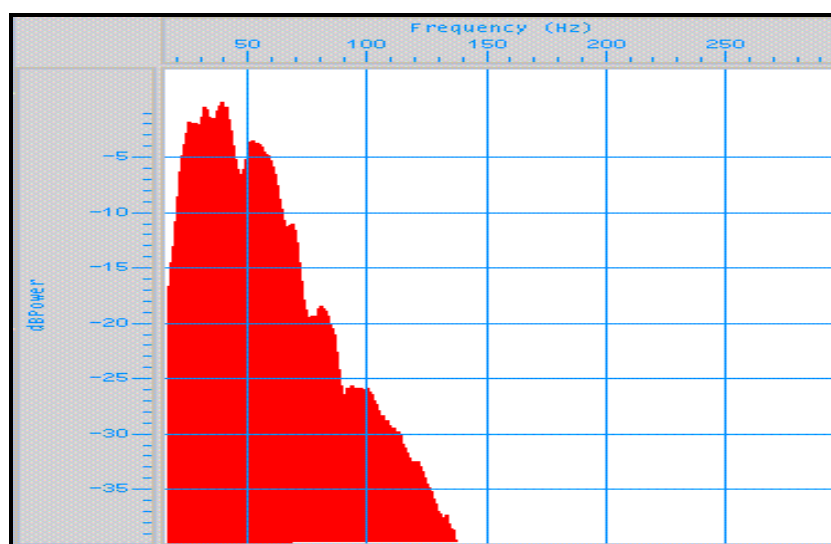


Figura IV.6: Comparación de registros de campo adquiridos utilizando como fuente sísmica: (a) un explosivo de perclorita (Tiro 79) y (b) 10 golpes de martillo de 8 kg de masa (Tiro 80). Nótese el mayor contenido energético del explosivo para la misma disposición de geófonos (espaciados 5 m) y la misma ventana temporal (1 s), trazas sin escalar.



(a)



(b)

Figura IV.7: Espectros de frecuencias de los registros de la anterior figura, en donde se han eliminado las trazas parcialmente saturadas por tal de evitar artefactos del cálculo de la transformada de Fourier. Obsérvese el mayor contenido energético para frecuencias mayores que 100 Hz del espectro correspondiente al explosivo (a) respecto al realizado con 10 golpes de martillo (b). Este aumento equivale a una mejora de la relación S/N en torno a un 37 %.

IV.2 PROCESO DE DATOS

IV.2.1 Análisis del frente de ondas

La elección de los parámetros y de los algoritmos de tratamiento adecuados necesita de la previa identificación de los eventos más relevantes presentes en el frente de ondas y además aporta información complementaria sobre el medio que se está estudiando. A pesar de que la morfología de cada registro sea consecuencia de las características del sector determinado donde se ha adquirido (litología,

compactación, estructura del subsuelo, etc.); ha sido posible identificar una serie de eventos comunes en la mayoría de los registros (Figuras IV.8, IV.9 y IV.10).

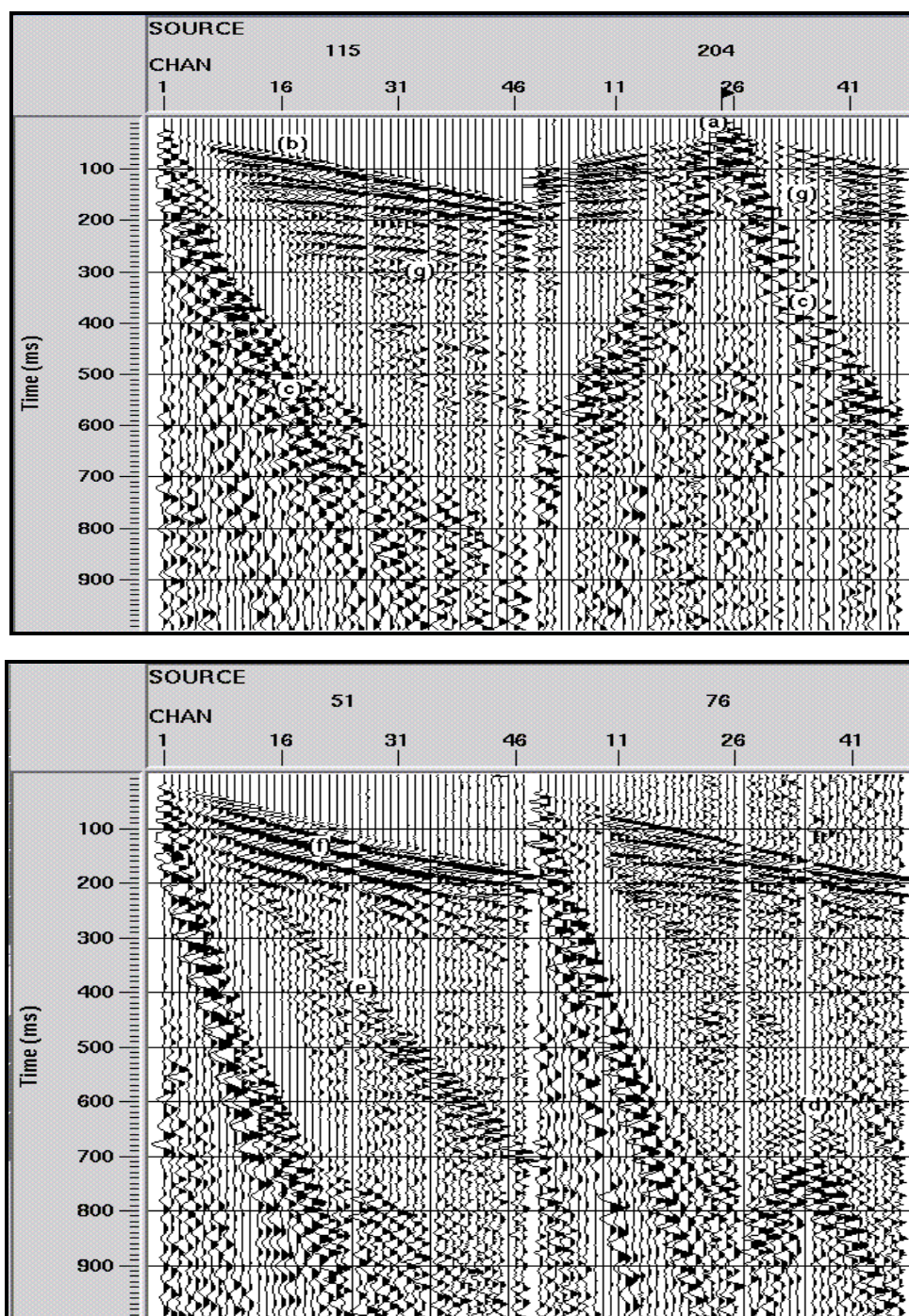


Figura IV.8: Tiros representativos de los datos de campo en donde se pueden identificar los principales eventos sísmicos: (a) Onda directa ($V = 400\text{-}700\text{ m/s}$). (b) Ondas refractadas críticas con velocidades aparentes entre 1400 y 2300 m/s . (c) GR de gran amplitud y carácter dispersivo propagándose con velocidades entre 200 y 450 m/s . (d) Difracciones. (e) Onda aérea con una velocidad en torno a los 360 m/s y con gran amplitud cuando la carga estaba más superficial. (f) Ondas guiadas con velocidades aparentes sobre 1350 m/s . (g) Hipérbolas de reflexión que se observan en la ventana temporal comprendida entre las primeras llegadas y el GR. Se detectan distribuidas por todo el registro con velocidades aparentes entre 1600 y 3200 m/s ; interfiriendo con los otros eventos.

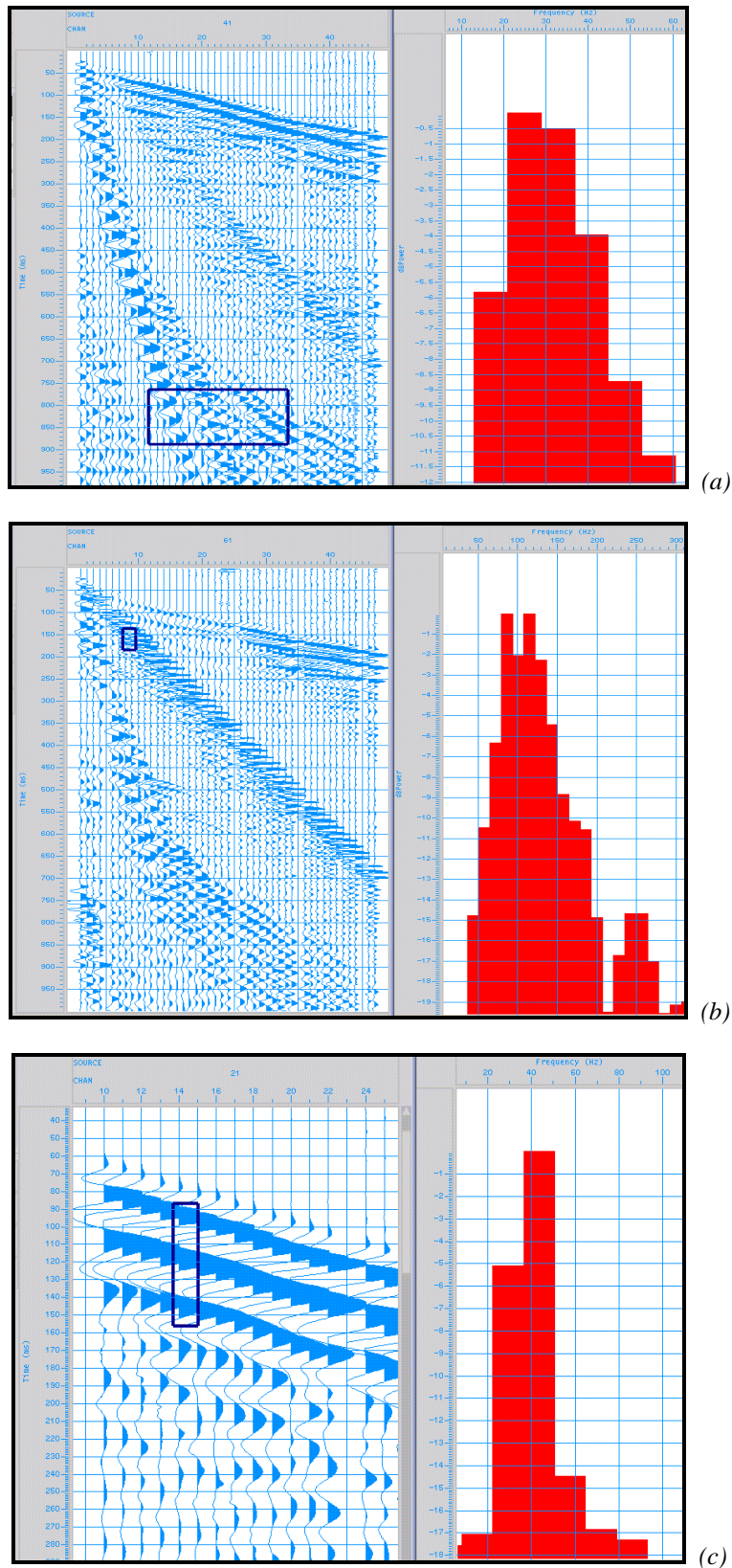


Figura IV.9: Espectros de amplitud de los trenes de onda más significativos que tienen que eliminarse durante el preprocesado. (a) GR de gran amplitud y con paquetes dispersivos a 13, 21, 28, 37, 44 y 53 Hz. (b) Onda aérea con gran amplitud dominante en un amplio ancho de banda que va de los 51 a los 300 Hz y con un máximo local a los 250 Hz. (c) Ondas guiadas con frecuencias dominantes de 21, 45 y 62 Hz.

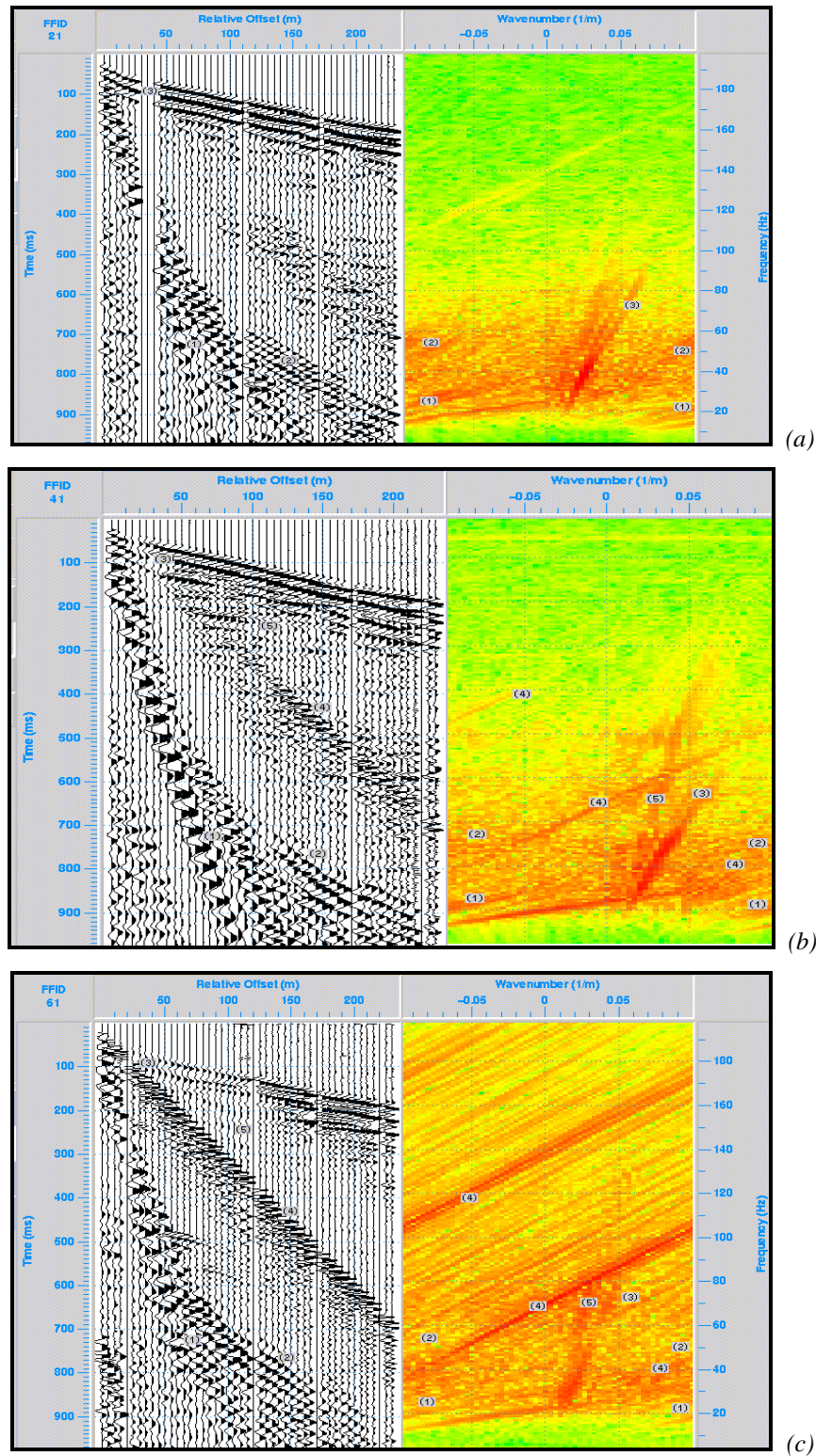
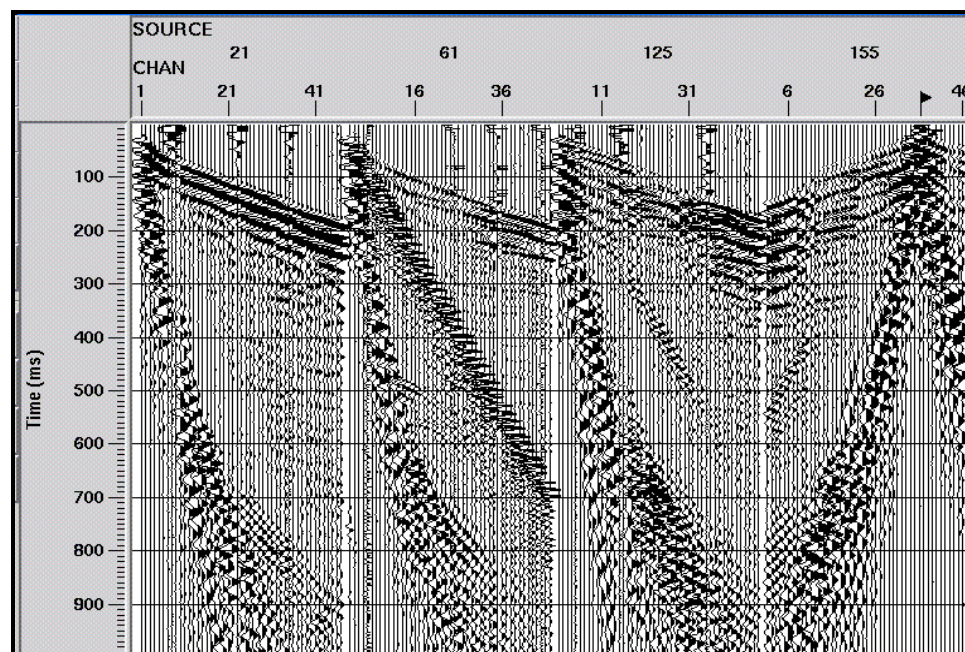


Figura IV.10: Tres registros de campo y sus correspondientes espectros F-K, en donde pueden apreciarse las características de los eventos más relevantes. (1) y (2) Corresponden al GR, presentan aliasing espacial y se localizan básicamente en los números de onda largos y no se superponen a las reflexiones; su eliminación no se prevé conflictiva. (3) Hace referencia a las ondas guiadas. Este evento no presenta aliasing espacial pero, tanto por su velocidad como por su frecuencia, cae dentro de la ventana de las ondas reflejadas de manera que una supresión convencional supondría también la eliminación de buena parte de ellas, sobre todo las más superficiales. (4) Onda aérea con fuerte aliasing espacial en aquellos registros donde su presencia es notable. Este aspecto va a limitar su eliminación mediante técnicas de filtrado haciéndose necesario un borrado directo en los casos extremos.

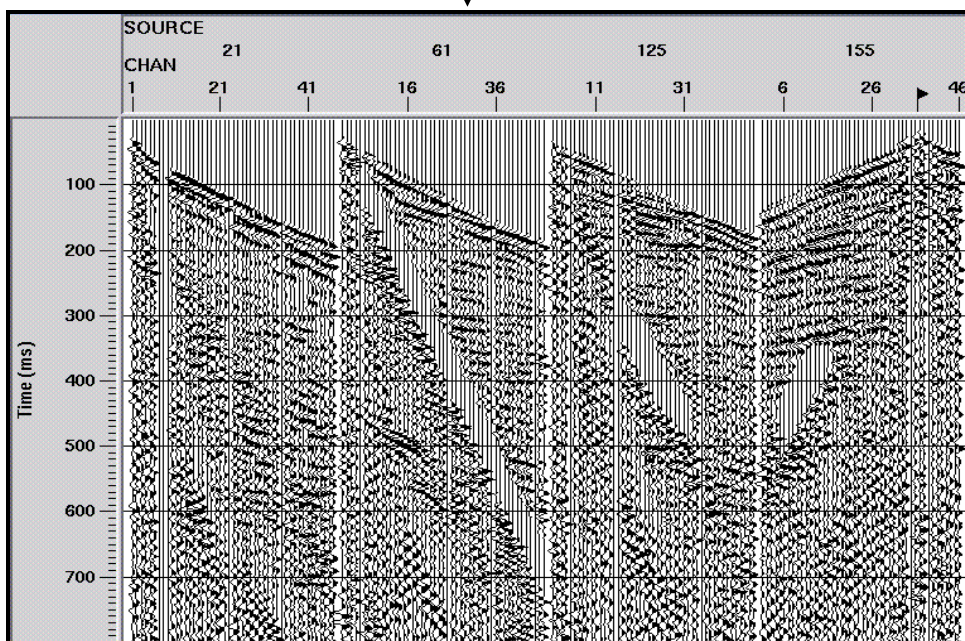


(a)

Tratamiento Pre-apilamiento

Establecimiento de la geometría Eliminación de trazas con ruido Cambio de polaridad Lectura y borrado de las refracciones AGC (20 ms) Filtro f-k Eliminación de AGC Borrado de la onda aérea	Balance de trazas Corrección de amplitud Deconvolución predictiva Filtro pasa-banda: Butterworth de fase cero 40Hz-24dB/oct-300Hz-24dB/oct AGC (300 ms)
---	---

(b)



(c)

Figura IV.11: Flujo del tratamiento pre-apilamiento del perfil PS-1. En la parte superior se muestran los datos de campo (a), en el centro (b) los algoritmos aplicados en orden consecutivo y en la parte inferior (c) el resultado del tratamiento. La principal dificultad fue la eliminación de las ondas guiadas. En algunos registros donde la onda aérea era importante se procedió a su eliminación directa.

IV.2.2 Procesado del perfil PS-1

En la etapa de pre-apilamiento se ha seguido una secuencia de procesado convencional¹. La mayor dificultad ha consistido en la eliminación de las ondas guiadas. Después de distintas pruebas (filtrado variable con el *offset*, filtrado aplicando un balance espectral, entre otras); la mejor solución se obtuvo aplicando una deconvolución predictiva con una longitud del operador temporal corta (20 ms) y una ventana temporal de predicción de 10 ms (Figura IV.11). La onda aérea, como era previsible, tuvo que borrarse directamente de aquellos registros en donde se encontraba con fuerte *aliasing*. Antes del análisis de velocidad se aplicaron las correcciones estáticas por elevación, pero debido al poco relieve del terreno (diferencias máximas entre geófonos de 0.5 m) y a que el nivel freático se situaba en torno al metro de profundidad, esta aplicación no ha sido un parámetro decisivo (Brouwer *et al.*, 1998) y ha supuesto correcciones máximas del orden de ± 5 ms (véase Figura II.13). En este contexto, también se descartaron las correcciones estáticas residuales y el nivel de referencia se situó a 1 m, coincidiendo con la cota más alta. Las correcciones NMO se realizaron con el campo de velocidades RMS obtenido del análisis de velocidad (Figura II.56) y aplicando un 30% de tolerancia para los tramos hiperbólicos (*stretch mute*). La Figura IV.12 muestra una porción de la sección sísmica resultante del apilamiento.

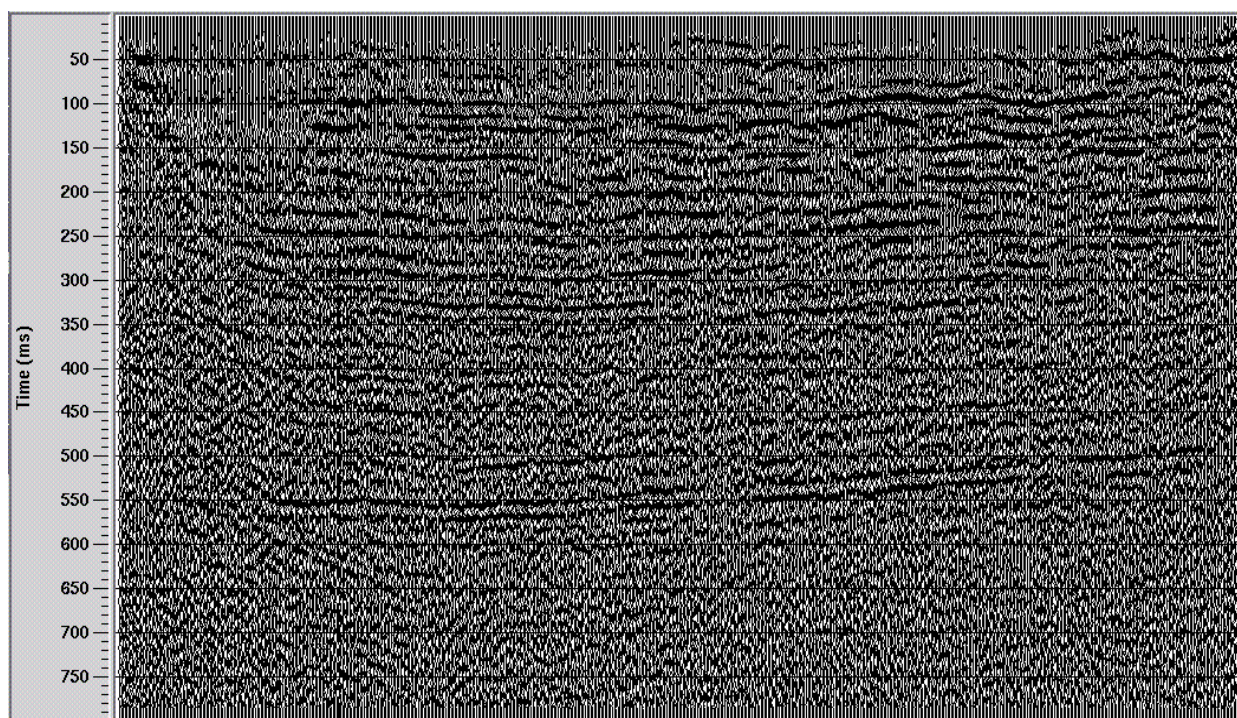


Figura IV.12: Parte de la sección sísmica del perfil PS-1 resultante del apilamiento. El método usado ha sido el “diversity sum amplitud/power”, que a partir de una ventana temporal (en este caso 150 muestras) calcula el valor medio de las amplitudes, las normaliza y suma las trazas CMP; corrigiendo así la contribución de cada traza respecto a su *offset*.

¹ Algunos de los procesos aplicados constituyen los ejemplos del apartado II.4 (Capítulo II) en donde se presenta el flujo de tratamiento clásico.

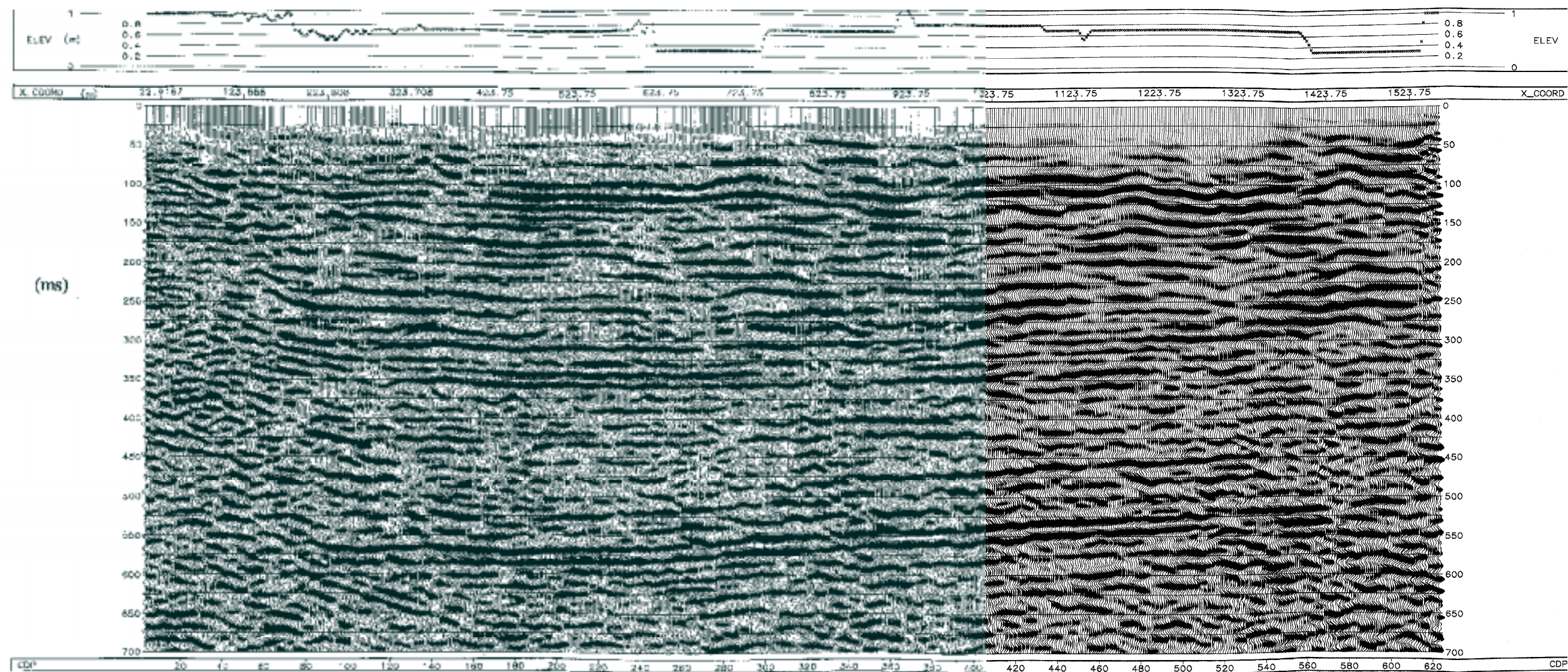
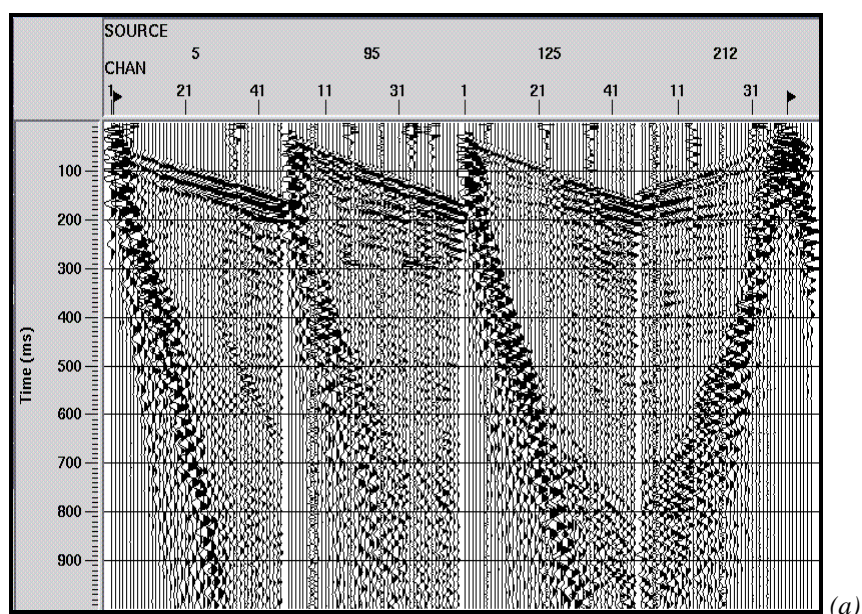


Lámina IV.1: Sección Sísmica en tiempo doble del perfil PS-1. Zona de Rojales – San Fulgencio (Alicante)

El ruido residual que presenta la sección apilada es debido fundamentalmente al GR y para su eliminación se diseñó un filtro f-k definido por los abanicos ± 400 m/s y ± 40 -100 Hz. Otro fenómeno que se palió mediante un filtro pasa-banda fue el efecto de distorsión de frecuencias que se produce durante la etapa de apilamiento (*stretch*). En este caso el filtro diseñado fue un Butterworth de fase cero y trapecio de 40 Hz-24 dB/oct.-250-24 dB/oct. A fin de aumentar la visualización de los reflectores se probaron diferentes algoritmos post-apilamiento (deconvolución F-X, migración, etc); pero finalmente se optó por un filtro de coherencia (Robins *et al.*, 1983) que actúa aumentando la relación S/N a partir de la autocorrelación del poder espectral de las trazas CMP descompuestas en paneles de frecuencias previamente establecidos. Se eligió la banda de 40-250 Hz efectuando el análisis de coherencia mediante 40 paneles (de 4 Hz de ancho). La sección sísmica resultante se presenta en la Lamina IV.1 en donde la escala de visualización ha sido elegida de manera que el eje horizontal (metros lineales/posiciones de los puntos CMP) se corresponda aproximadamente (1:1) con el eje vertical (tiempo doble, ms); según esto, la profundidad en metros puede calcularse dividiendo por dos el tiempo del reflector seleccionado y multiplicando por una velocidad media de 2300 m/s.

IV.2.3 Procesado del perfil PS-2

Los pasos de tratamiento seguidos hasta el apilamiento del perfil PS-2 han sido esencialmente los mismos que los descritos en el perfil PS-1: *i*) borrado de la onda aérea en aquellos registros donde estaba presente con un tren considerable. *ii*) Aplicación del filtro F-K; diseñado especialmente para el perfil. *iii*) Corrección por estáticos de refracción. En esta línea se escogió una altitud de referencia (*datum*) de 2 m coincidiendo con la cota más alta. *iv*) Filtro pasa banda. Butterworth de fase cero y frecuencias definidas por el trapecio de 40 Hz-24 dB/oct-250 Hz-24 dB/oct. Las Figuras IV.13-a y 13-b) muestran el resultado del procesado pre-apilamiento.



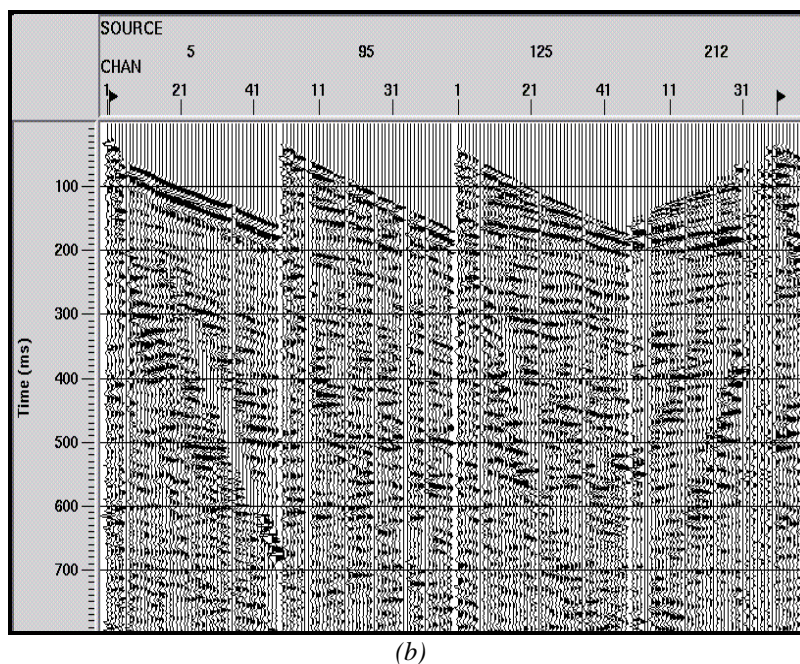


Figura IV.13: Muestra representativa de registros correspondientes al perfil PS-2. (a) Tiros obtenidos en campo. (b) Tiros después de la aplicación de los diferentes algoritmos de procesado.

Antes de proceder al apilamiento de las trazas para obtener la sección sísmica de *offset* cero se realizó una prueba de eliminación directa (*muting*) del GR a fin de comprobar si el filtrado F-K introducía artefactos que interfiriesen con los reflectores reales (Boker *et al.*, 1998). La Figura IV.14 muestra los sectores temporales eliminados den los registros anteriores.

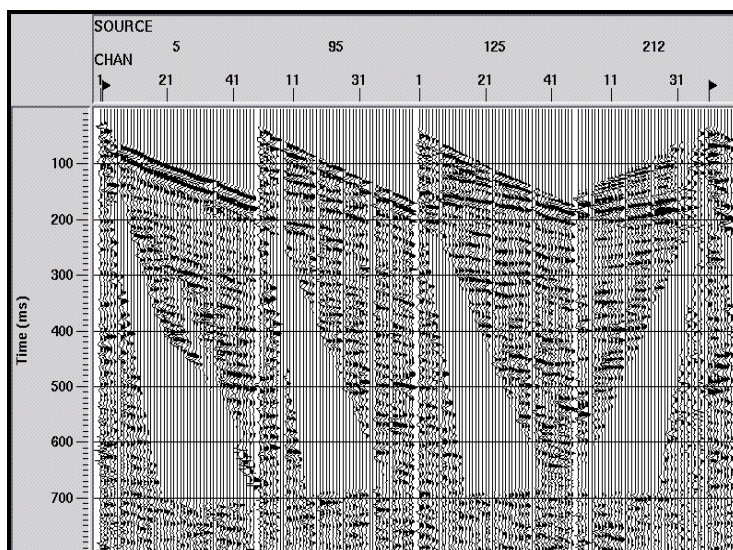
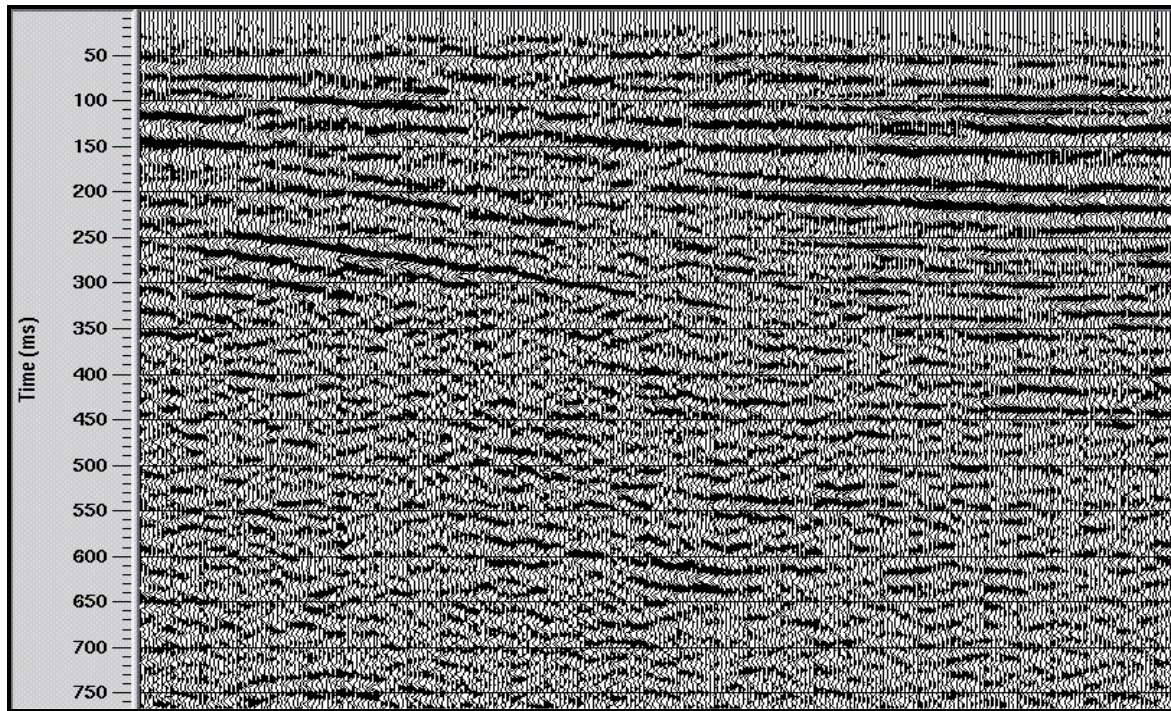


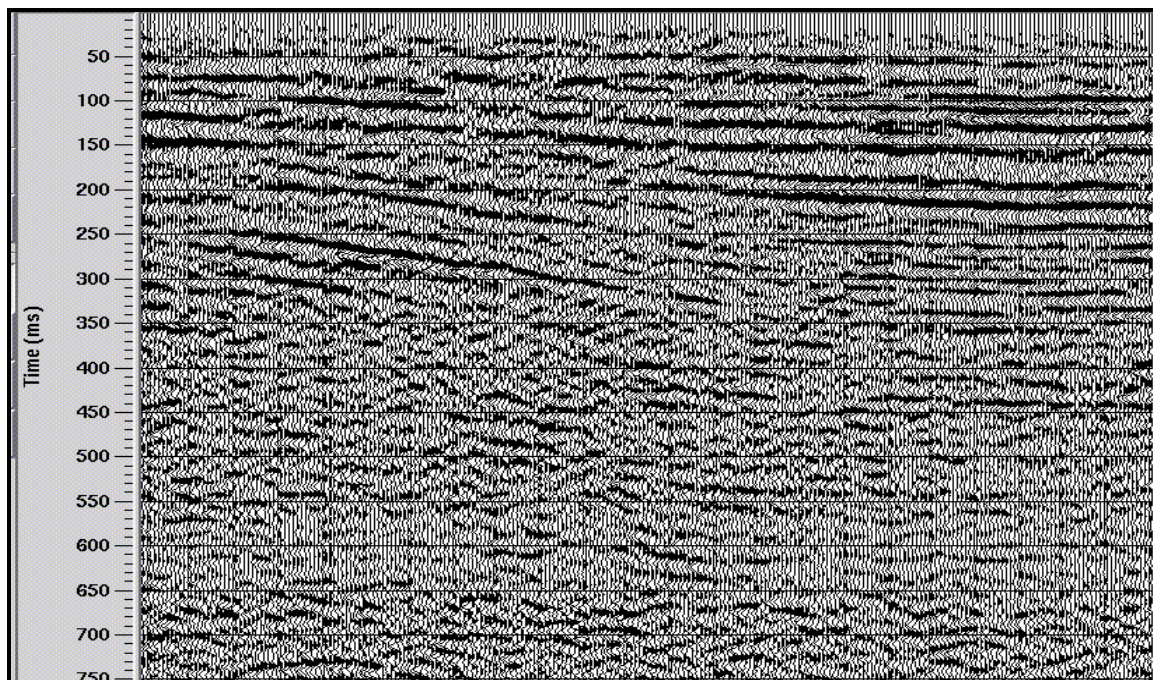
Figura IV.14: Los mismos registros de la figura anterior en donde se ha borrado el sector temporal en el que se localiza el GR..

Con los dos conjuntos de datos (registros procesados y registros procesados eliminando directamente el GR) se efectuó el apilamiento utilizando el mismo campo de velocidades. En la Figura IV.15-a se recoge una porción de la sección sísmica resultante del primer conjunto de datos y en la figura IV.15-b la misma

porción para el segundo conjunto. Al compararlas se observa una disminución de señal a partir de los 550 ms causada por el borrado realizado, pero el trazado de los reflectores se conserva en ambas indicando que el filtrado aplicado es procedente y no introduce ningún tipo de artefacto. A la vista de los resultados se optó por seleccionar la sección sísmica resultante del primer conjunto (Figura IV.15-a).

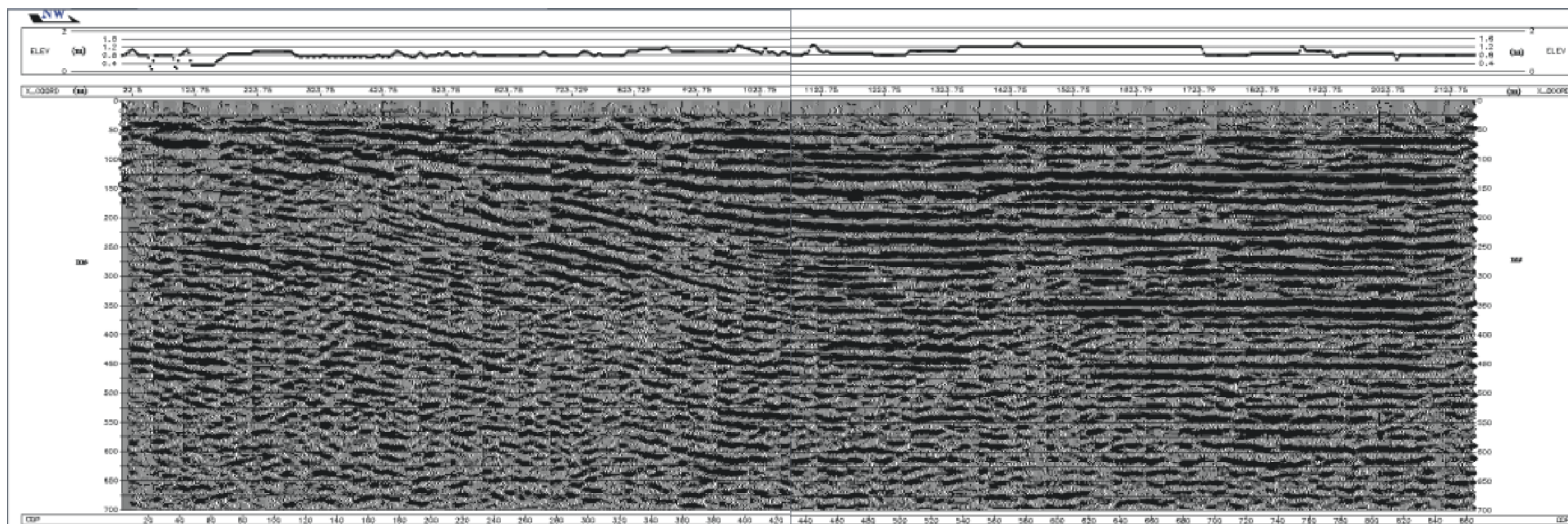


(a)



(b)

Figura IV.15: Partes de secciones sísmicas del perfil PS-2 (CDPs 250-500) para el conjunto de datos procesado (a) y para el conjunto de datos en donde se ha eliminado directamente la banda del GR (b). Nótese como se conserva el mismo carácter reflectivo demostrando que el filtrado F-K del GR no introduce artefactos.



DISPLAY PARAMETERS

Traces/Centimeters = 15	Centimeters/Second = 25
Bias Percent = 0	Clip Limit = 2
Gain Set = 0.9	RMS Amplitude = 1
Gain Constant = 900	

Lámina IV.2: Sección sísmica en tiempo doble del perfil PS-2. Zona de Benejúzar – Rafales (Alicante).

Una vez obtenida la sección sísmica el tratamiento post-apilamiento consistió en un filtro F-K (300-1400 m/s y 40-80 Hz) que eliminara el ruido lineal residual y en una deconvolución F-X que aumentara la continuidad de los reflectores (filtro de Levinson, con ruido blanco adicional de 0.01 %, una longitud horizontal de 15 trazas, una ventana temporal de 25 ms y un rango de frecuencias entre 40-200 Hz). En la Lámina IV.2 se presenta la sección resultante en tiempo doble en donde se ha usado la misma escala de representación gráfica que el anterior perfil (PS-1).

IV.2.4 Procesado del perfil PS-3

A pesar de que el trazado de este perfil sea perpendicular al de los dos anteriores, sus registros poseen las mismas características en cuanto a ruido sísmico (ondas guiadas, aéreas, superficiales, etc). La diferencia más significativa del tratamiento pre-apilamiento ha sido la aplicación de una deconvolución espacial (F-X) después de la deconvolución predictiva (temporal) para aumentar la continuidad de los eventos de reflexión antes de proceder al apilamiento. Los parámetros elegidos en dicha deconvolución han sido: filtro de Levinson, ruido blanco adicional de 0.02 %, longitud horizontal de 10 trazas con ventana temporal de 20 ms; todo ello aplicado dentro de un rango de frecuencias entre 40 y 200 Hz. Así mismo, los algoritmos finales de pre-apilamiento (ventana temporal de ganancia (AGC) y filtro pasa banda final) fueron los mismos que los aplicados al perfil PS-2 (Figura IV.16).

En el procesado post-apilamiento se realizaron distintas tentativas de tratamiento. La más conservadora consistió en aplicar solo un filtro F-K ($\pm 400-1000$ m/s y 40-80 Hz) para eliminar el ruido lineal residual y una corrección de amplitudes a fin de reforzar las reflexiones más profundas (6 dB/s). La segunda se suscitó a partir de la observación del tipo de ruido que provocaba la pérdida de la relación S/N en determinados sectores de la sección situados por debajo de los 450 ms (Lamina IV.3). Para ello se eligió una migración temporal post-apilamiento que eliminara la impronta de las difracciones generadas en posibles zonas de discontinuidad lateral (Zhu et al., 1998-a). El método utilizado fue el de Kirchhoff (Yilmaz, 1987), para una frecuencia máxima de 190 Hz, una apertura de 10 trazas y un buzamiento límite de 70°. A la sección resultante se le aplicó un "promediado suave" de trazas (*trace mixing*, con operador de 3 trazas) con el objeto de aumentar la continuidad de los reflectores y potenciar su trazado en las zonas más profundas de la sección.

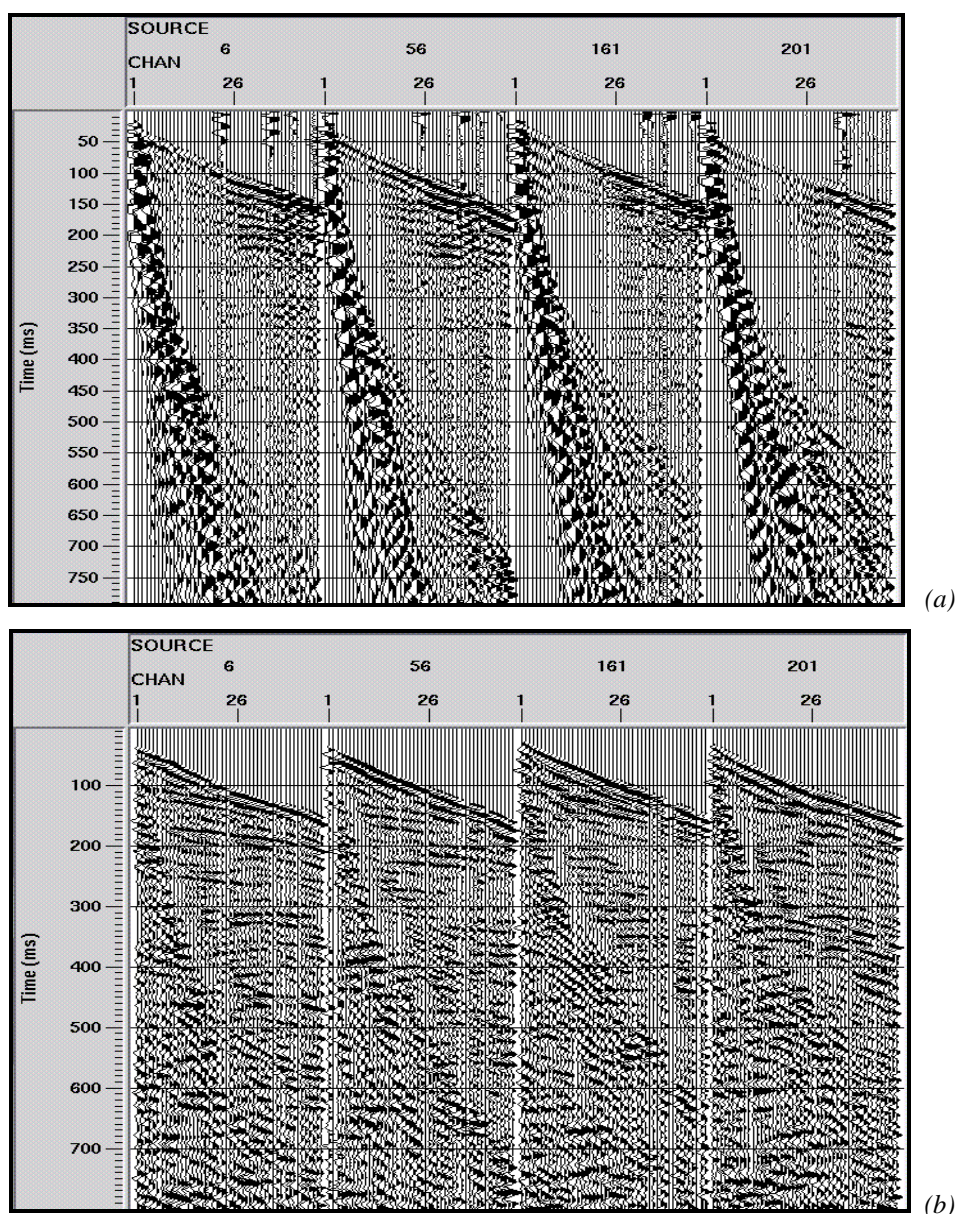
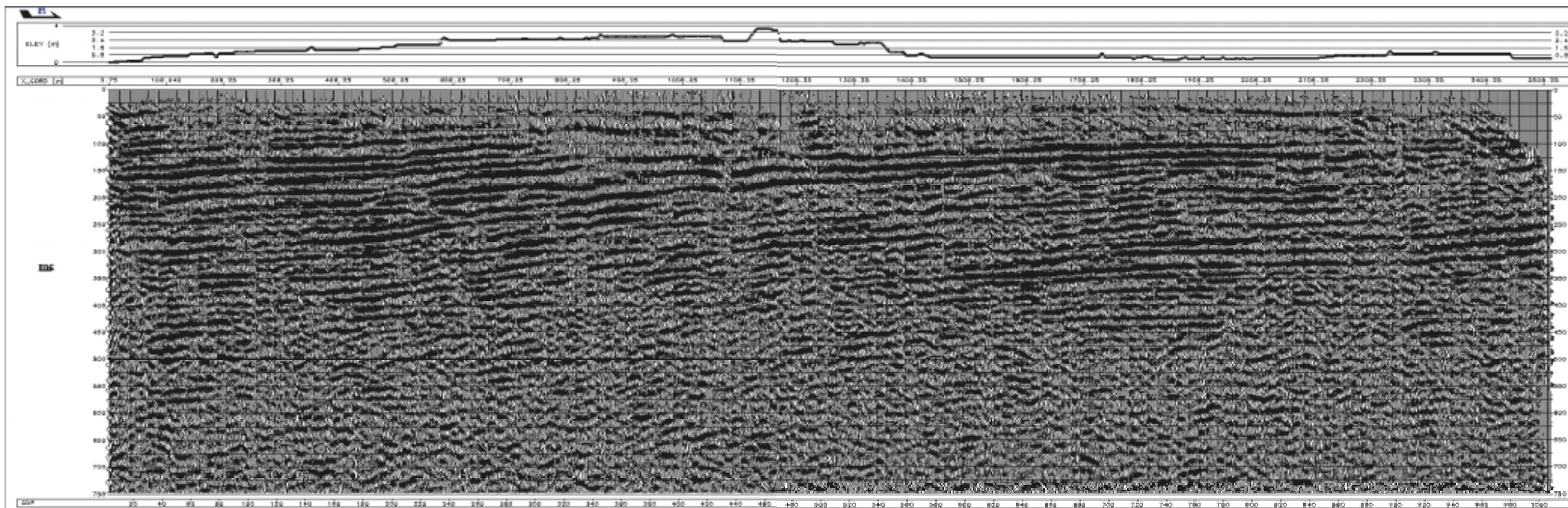


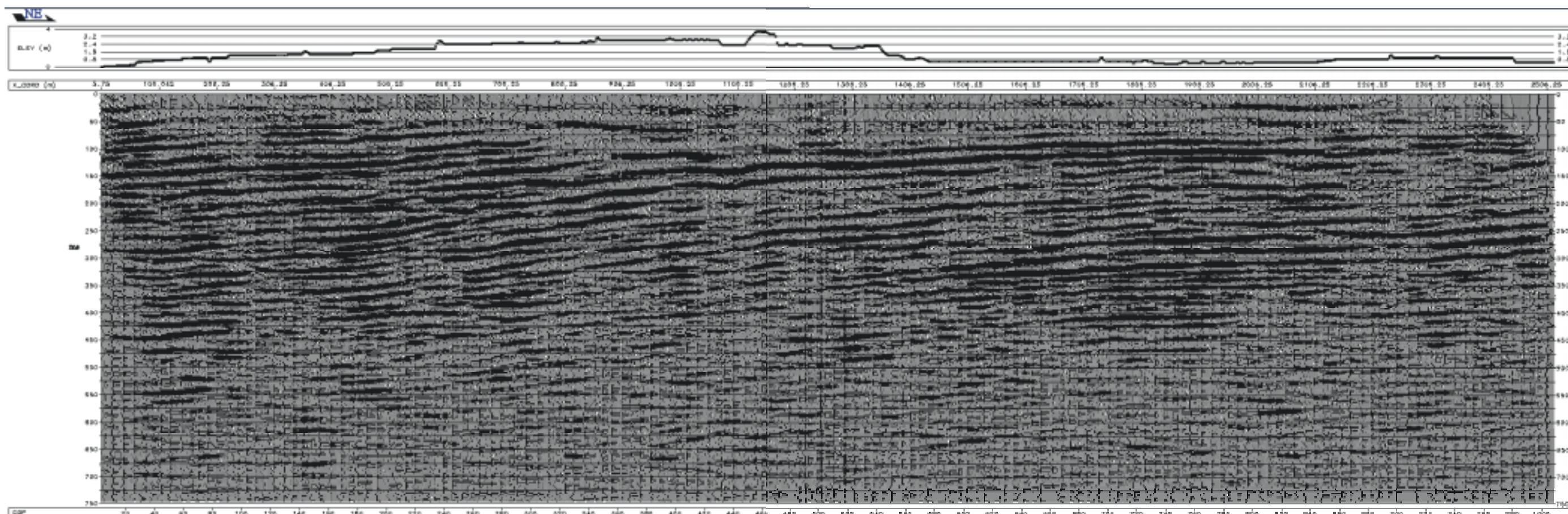
Figura IV.16: Muestra representativa de registros correspondientes al perfil PS-3. (a) Tiros obtenidos en campo. (b) Tiros después del procesado pre-apilamiento. El ruido residual se eliminará durante el apilamiento y en la etapa de tratamiento posterior.

Las Láminas IV.3 y IV.4 muestran las secciones sísmicas resultantes. Comparando ambos resultados se observa que la sección migrada (Lamina IV.4) presenta una disminución de ciertas componentes del ruido lineal (sobre todo hacia el extremo Este y para tiempos superiores) a la vez que se aumenta la coherencia de los reflectores más profundos (Zhu et al., 1998-c). No obstante, presenta una imagen general más suavizada que la sección sin migrar y, aunque no exista ninguna contradicción básica entre ellas a nivel de interpretación, se pierden algunos rasgos del carácter reflectivo; compárese por ejemplo el tramo definido por los CMPs 430-490 entre los 50 y 200 ms. Este tramo (CDPs 430-490) corresponde a un sector en donde hay una de las canalizaciones más importantes del río Segura que aprovecha un antiguo afluente. Las fácies sísmicas laterales que se aprecian en la sección sin migrar no pueden observarse en la migrada (véase la interpretación estratigráfica de la Lámina IV.7).



DISPLAY PARAMETERS			
Traces/Centimeters	= 15	Centimeters/Second	= 25
Bias Percent	= 0	Clip Limit	= 2
Gain Set	= 0.9	RMS Amplitude	= 1
Gain Constant	= 900		

Lámina IV.3: Sección sísmica en tiempo doble del perfil PS-3. En dirección paralela al río Segura (Alicante).



DISPLAY PARAMETERS			
Traces/Centimetro	= 15	Centimetro/Second	= 25
Bias Percent	= 0	Clip Limit	= 2
Gain Set	= 1.4	RMS Amplitude	= 1
Gain Constant	= 1400		

Lámina IV.4: Sección sísmica migrada (tiempo doble) del perfil PS-3. En dirección paralela al río Segura (Alicante).

IV.3 INTERPRETACIÓN ESTRATIGRÁFICA DE LAS SECCIONES

Los perfiles PS-1 y PS-2, transversales a la FBS, han sido realizados respectivamente en los surcos subsidentes situados al norte de los anticlinales de El Montcayo - Guadamar y Benejúzar - Hurchillo. En la Figura IV.3 se ha mostrado la estructura de estos anticlinales mediante tres cortes geológicos simplificados, a fin de contextualizar las secciones. Así mismo, en la Figura IV.17 se presenta un esquema más detallado construido a partir de las observaciones geológicas y del perfil PS-2 (Alfaro *et al.*, 2000). En la interpretación estratigráfica de las dos secciones sísmicas (Láminas IV.5 y IV.6) debe tenerse en cuenta que con el rango de velocidades y frecuencias disponibles la resolución general¹ (techo y muro de los reflectores) se situaría en torno a los 4 m.

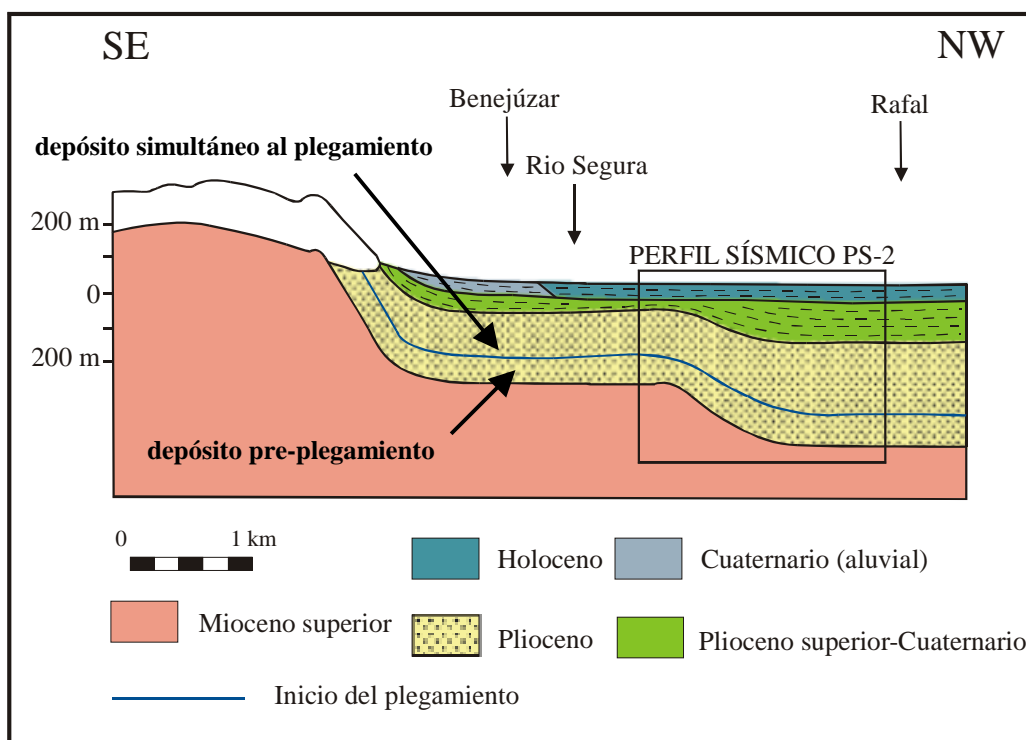
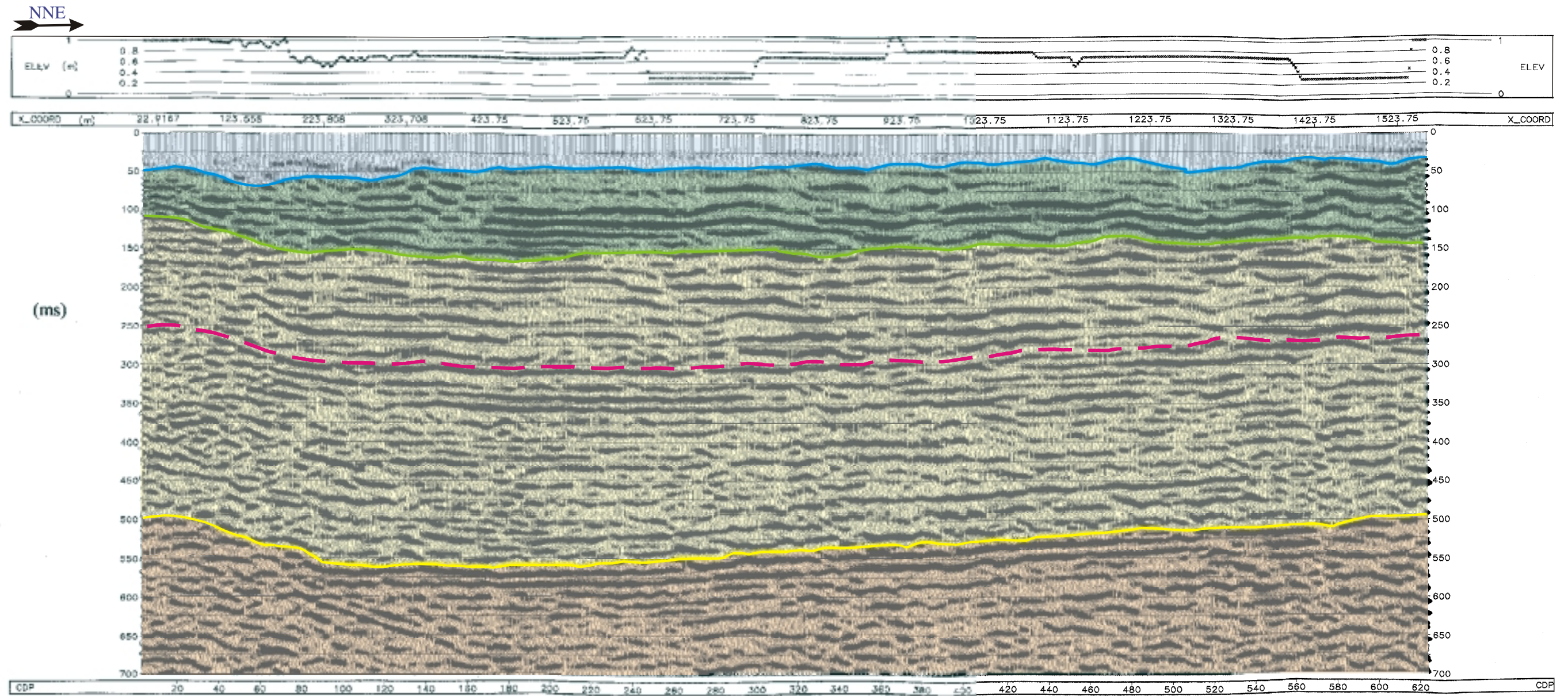


Figura IV. 17: Corte geológico simplificado de la parte norte del anticlinal de Benejúzar realizado a partir de la información geológica y del perfil sísmico PS-2 (Alfaro *et al.*, 2000).

En estos perfiles transversales al río se reconoce un dispositivo geométrico de relleno sedimentario en abanico de capas en discordancia progresiva que indica que la sedimentación de los materiales ha sido simultánea al plegamiento. Considerando los datos geológicos de superficie (Montenat, 1977) se deduce que estos plegamientos empezaron a funcionar durante el Plioceno y siguen siendo activos en la actualidad. Este abanico es especialmente visible en el perfil PS-2, mientras que para el perfil PS-1 el acunamiento de los reflectores empieza a producirse más rápido hacia el extremo sur, en torno al CDP 120.

¹ En el siguiente apartado se realiza una valoración más exhaustiva de la resolución de las secciones.



DISPLAY PARAMETERS
 Traces/centimeters = 15 Centimeters/Second = 25
 Bias Percent = 0 Clip Limit = 2
 Gain Set = 0.8 RMS Amplitude = 2
 Gain Constant = 800


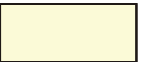



	Holoceno - Cuaternario fluvial		Plioceno	
	Plioceno superior - Cuaternario		Mioceno	 Inicio del plegamiento

Lámina IV.5: Sección sísmica interpretada (tiempo doble) del perfil PS-1. Zona de Rojales – San Flugencio (Alicante).

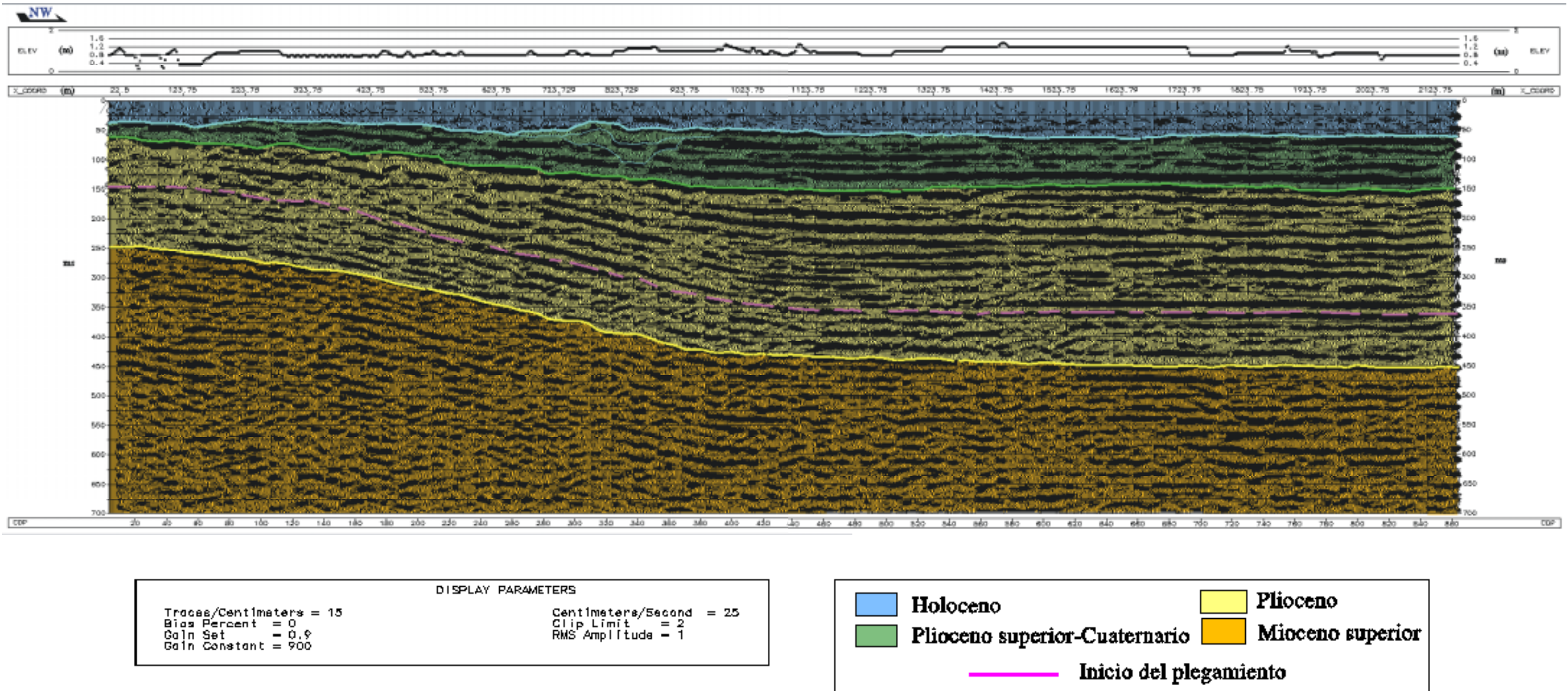
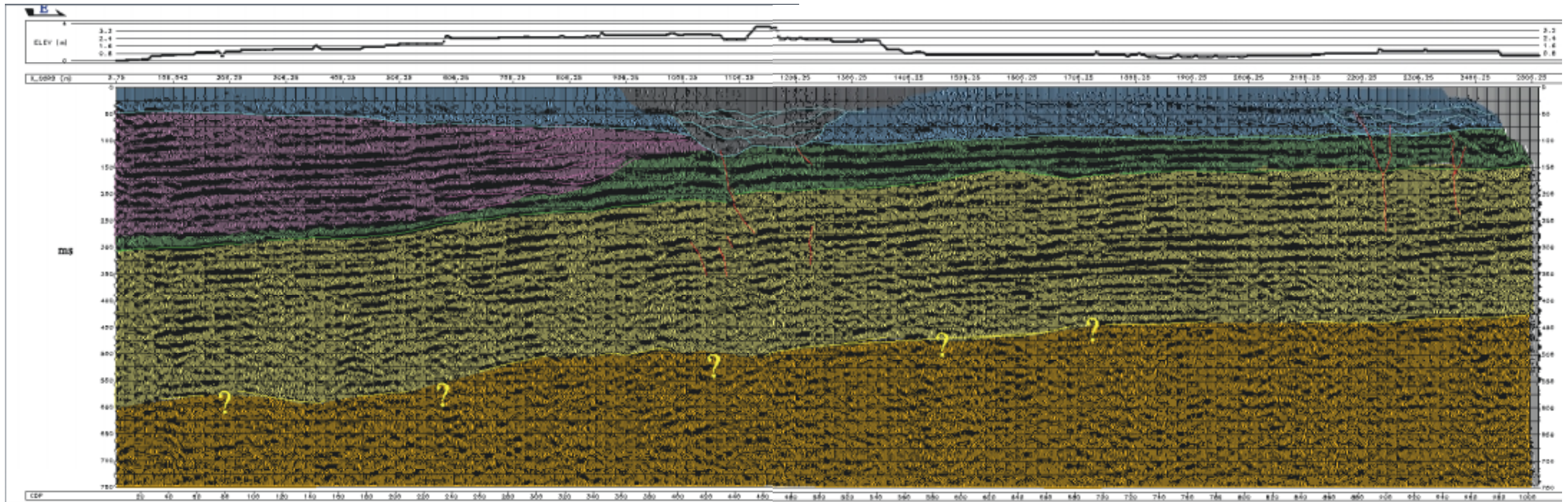


Lámina IV.6: Sección sísmica interpretada (tiempo doble) del perfil PS-2. Zona de Benejúzar – Rafaes (Alicante).



DISPLAY PARAMETERS Traces/Centimeters = 15 Bias Percent = 0 Gain Set = 1.3 Gain Constant = 405.103		Centimeters/Second = 25 Clip Limit = 2 RMS Amplitude = 3.20906		[Blue Box] Holoceno	[Pink Box] Abanico de crecimiento	[Yellow Box] Plioceno
		[Grey Box] Cuaternario fluvial	[Green Box] Plioceno superior-cuaternario	[Orange Box] Mioceno		

Lámina IV.7: Sección sísmica interpretada (tiempo doble) del perfil PS-3. En dirección paralela al río Segura (Alicante).

El perfil PS-3, con dirección ENE-WSW y paralelo al río Segura, fue planteado para ver si la FSM (NW-SE) afectaba a los materiales del Holoceno - Plioceno. La sección interpretada (Lámina IV.7) no muestra en este aspecto ninguna discontinuidad significativa que pueda asociarse con dicha falla en las unidades más superficiales. No obstante, hacia el extremo W se ha interpretado un cuerpo sedimentario que podría haberse formado favorecido por la subsidencia del labio hundido de una falla que se emplazaría más allá del extremo WSW.

En los tres perfiles se observa como la subsidencia aumenta progresivamente hacia el oeste; hecho coherente con las observaciones geológicas superficiales ya que la intensidad del plegamiento también aumenta progresivamente en la misma dirección (cortes simplificados de la Figura IV.3). En el perfil PS-3 se detecta como el sector occidental cercano al anticlinal de Hurchillo es más subsidente que el oriental situado en las proximidades del anticlinal de Banejúzar. El abanico de capas observado en el perfil PS-2 se sitúa a unos kilómetros al norte la Sierra de Banejúzar, paralelo a un otro abanico visible en superficie. La existencia de estas dos discordancias progresivas y paralelas tiene que estar relacionada con una ramificación superficial de la FBS en este sector; donde la complejidad de esta zona de falla, con varios planos paralelos en su parte superficial, también se pone de manifiesto por la presencia de pliegues de escala hectométrica situados al flanco septentrional del anticlinal de Banejúzar (Alfaro, 2000).

De más antigua a más moderna, en la interpretación de las secciones se destacan las siguientes unidades:

i) Un primer tramo que abarcaría la parte inferior de las secciones. Su techo lo definiría un reflector guía potente situado entre los 450-500 ms (perfiles PS-1 y PS-2) asociado a materiales del Mioceno superior. Por debajo de éste y en la zona de tiempos superiores se aprecia una mayor continuidad de los reflectores (ver la sección PS-2, Lámina IV.6) mientras que a partir de los 600-650 ms la interpretación de las secciones es menos fiable debido al descenso de la relación S/N.

ii) A continuación sigue un nivel de reflectores claros que indicarían materiales dispuestos en discordancia progresiva hacia el río Segura (PS-1 y PS-2) presentando una subsidencia hacia oeste (PS-3). Entre estos claros reflectores se detectan reflectores intermedios de menor trayectoria que se ven interrumpidos por pérdidas de señal asociadas a relieves de orden secundario, dando cuenta de cambios laterales de fácies (PS-1 y PS-2) o de desplazamientos mecánicos (efecto más evidente en el perfil PS-3). Este tramo se ha relacionado con el Plioceno inferior y su base se localizaría en torno los 400-500 ms en los perfiles PS-1 y PS-2, llegando a los 600 ms hacia el oeste del perfil PS-3.

iii) El tercer tramo detectado está definido por un conjunto de fuertes reflectores horizontales que se han relacionado con sedimentos del Plioceno superior y Pleistoceno. La potencia media, expresada en

tiempos, para este tramo se situaría entre los 50 y 150 ms en los extremos norte de los perfiles PS-1 y PS-2 e iría acuñándose en dirección sur (hacia el río). En cuanto al perfil PS-3 también mantiene en su extremo este aproximadamente la misma potencia pero a partir del CMP 420 y para todo el sector oeste se aprecia una disminución de potencia que coincide con la incorporación de un cuerpo sedimentario.

iv) El último tramo superficial llegaría hasta los 50 ms, aproximadamente, y se ha atribuido a materiales cuaternarios (holocenos); hecho corroborado por el análisis de refracción (variaciones de velocidad de la primera capa y de los refractores) y por el GR (medio dispersivo y heterogéneo que a menudo interfiere produciendo difracciones). Este nivel se ha marcado en los tres perfiles en donde, con bastante probabilidad, existan sectores en los cuales se incorporen depósitos de origen fluvial, caso del extremo SSW del perfil PS-1 o de los sistemas de canales que se observan en el perfil PS-3 (CMPs 400-480 y 870-960). Para los perfiles PS-1 y PS-2, perpendiculares al río, la continuidad de los reflectores de este tramo indicaría pocas fracturas, hecho coherente con la rápida sedimentación y gran ductilidad de los materiales que lo forman.

IV.4 COMPARACIÓN CON LAS SECCIONES SÍSMICAS PROFUNDAS

El haber dispuesto de dos secciones sísmicas profundas realizadas en las inmediaciones de los perfiles PS-1 y PS-2 (Figura IV.1) ha permitido establecer una comparación entre ambas metodologías, con el objetivo de evaluar sus diferencias y/o similitudes.

Las dos secciones fueron adquiridas y procesadas según los parámetros de las Tablas IV.2-a y IV.2-b y la información que ha sido confrontada con la de secciones superficiales (Tabla IV.3).

Adquisición de datos:		Compañía General de Geofísica S.A. (CGG)		Fecha: 1984-1985	
Registro			Base Sismográfica		
Cobertura	3000 %	Núm. Trazas	180		
Muestreo	2 ms	Distancia entre trazas	25 m		
Longitud	4 s	Tipo de geófonos	SM 4		
Filtro	25 Hz y 12 dB/oct	Núm. geófonos por traza	18		
	125 Hz y 72 dB/oct	Dispositivos de geófonos	1.4 m en línea		
Ganancia Pre-ampl.	2 ⁷	Correcciones estáticas	CS+VT y IK		
Formato	SEG B	Velocidad de corrección	2000 m/s		
Punto de tiro			Dispositivos		
Disposición	En el centro	Avance de trio	25 m		
Offset longitud.	0 m	Situación del tiro/registro	entre traza 60 y 61		
Offset lateral	5 m	Offset mínimo	12.5 m		
Núm. de pozos	de 1 a 5	Offset izquierdo (T1-T60)	1475 m		
Profundidad	18 m 2 m (NAPA)	Offset derecho (T61-T180)	2975 m		
Carga unitaria	15 kg 0.290 kg	Longitud total del disparo	4475 ms		
Carga total	15 kg 1.450 kg				

(a)

Procesado
Desmultiplexado
Pre-filtro de 20 Hz
Edición
Corrección por divergencia esférica
Tratamiento en amplitud relativa
Deconvolución (120 ms, 300-2300 ms, 20%)
Correcciones estáticas
Control RNMO por C 100 %
Ajuste automático de las correcciones estáticas
RNMO a partir de los CDP
Apilamiento
Filtro variable 0-2500 ms 18-90 Hz y 3000-4000 ms 18-60 Hz
Aumento de coherencia espacial
Igualación dinámica
Correcciones estáticas (del CDP al DP)
Salida analógica 12 dB
Velocidad de homogenización 4000 m/s
Escala horizontal 1/ 10.000
Escala vertical 20 cm/s

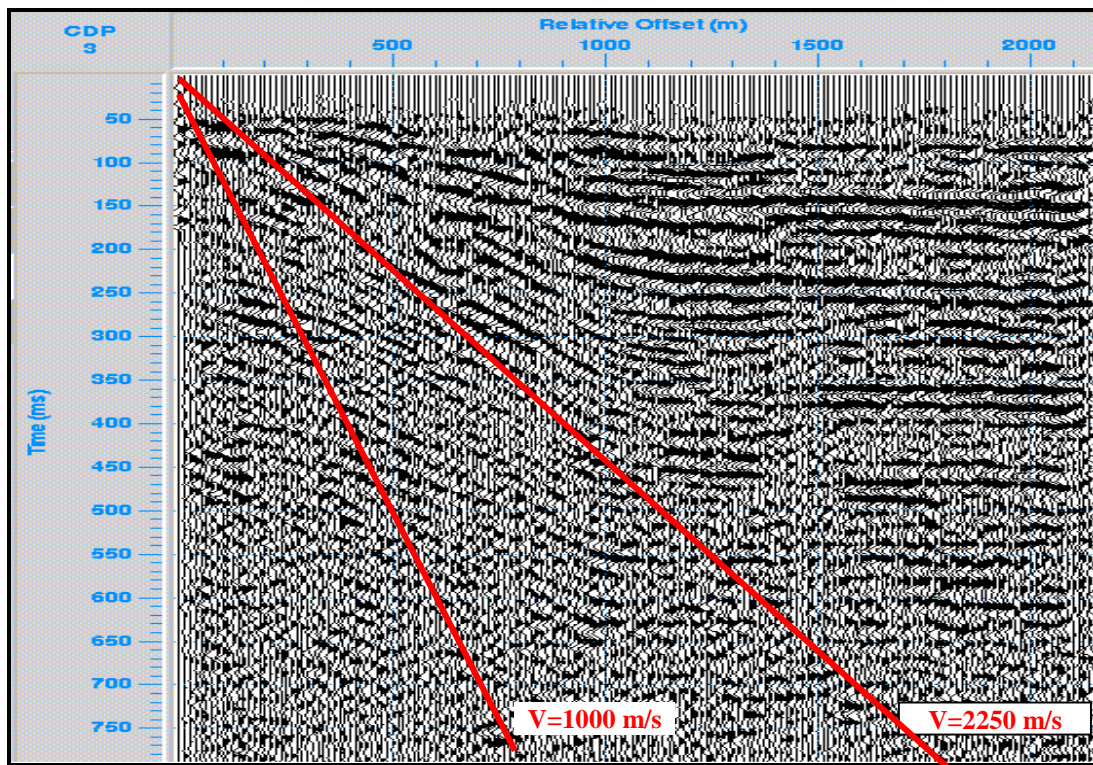
(b)

Tabla IV.2: (a) Principales parámetros de adquisición y (b) procesado aplicado a las secciones sísmicas profundas

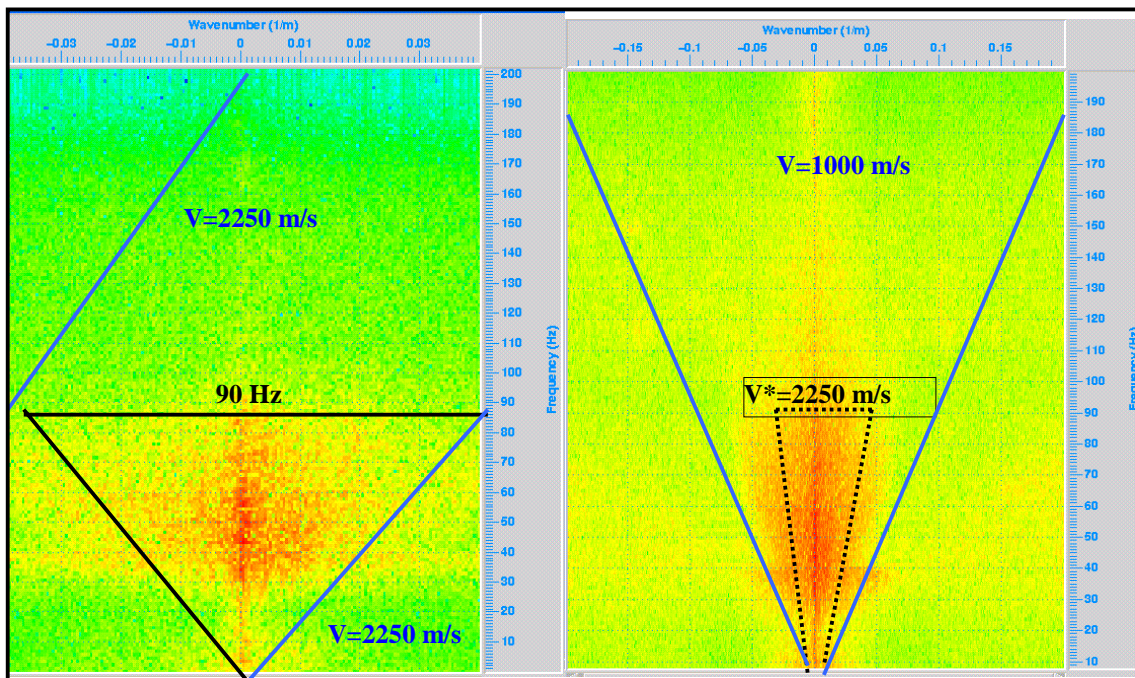
	Perfiles Profundos	Perfiles Superficiales
Distancia entre trazas	25 m	5 m
Intervalo de muestreo	2 ms	0.2 ms
Distancia entre trazas CMP	12.5 m	2.5 m
Ancho de banda	18 - 90 Hz	40 - 250 Hz
Aliasing temporal	250 Hz	2500 Hz
Aliasing espacial de los registros	0.02 ciclos/m	0.1 ciclo/m
Resolución vertical ($\lambda = V_{\min}/f_{\max}$)	≈ 22 m	≈ 4 m
Aliasing espacial de la sección (κ)	0.04 ciclos/m (40 ciclos/km)	0.2 ciclos/m (200 ciclos/km)
Velocidad de corte en el espacio f-k ($V = f_{\max}/\kappa$)	2250 m/s	1000 m/s

Tabla IV.3: Resultados comparativos entre las secciones sísmicas profundas y las superficiales.

Dado que las secciones profundas (PSP-1 y PSP-2) solo se han conseguido en salida analógica (sobre papel) no ha podido realizarse ningún tratamiento digital de estas imágenes de forma que su comparación cuantitativa con las secciones superficiales se reduce básicamente a los resultados de la Tabla IV.3. A fin de ilustrar mejor el aspecto resolutivo de los dos tipos de secciones, se ha procedido a un remuestreo espacial y temporal de las trazas correspondientes al perfil PS-2 construyendo una “nueva sección” que posea las mismas características que los perfiles profundos (Figura IV.18-a). Esta “nueva” sección y la sección sísmica original (superficial) se han representado en el espacio F-K (Figuras IV.18-b y IV-c) para evaluar las zonas de mayor concentración de señal; encontrándose que estos sectores vienen definidos por las velocidades límite de *aliasing* de 2500 m/s para la sección “nueva” (profunda) y de 1000 m/s para la superficial original, a la vez que también se observan diferencias del ancho de banda



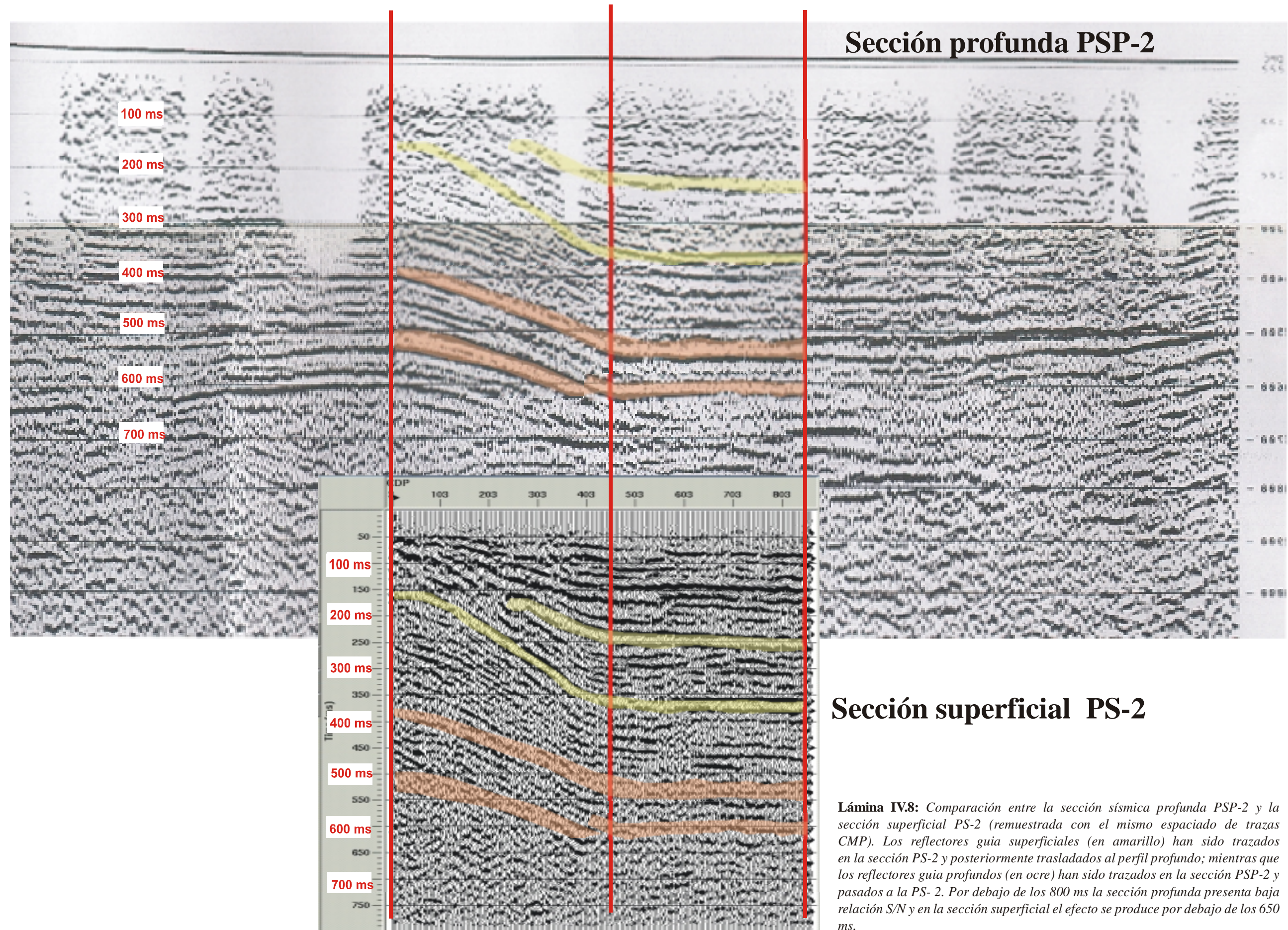
(a)



(b)

(c)

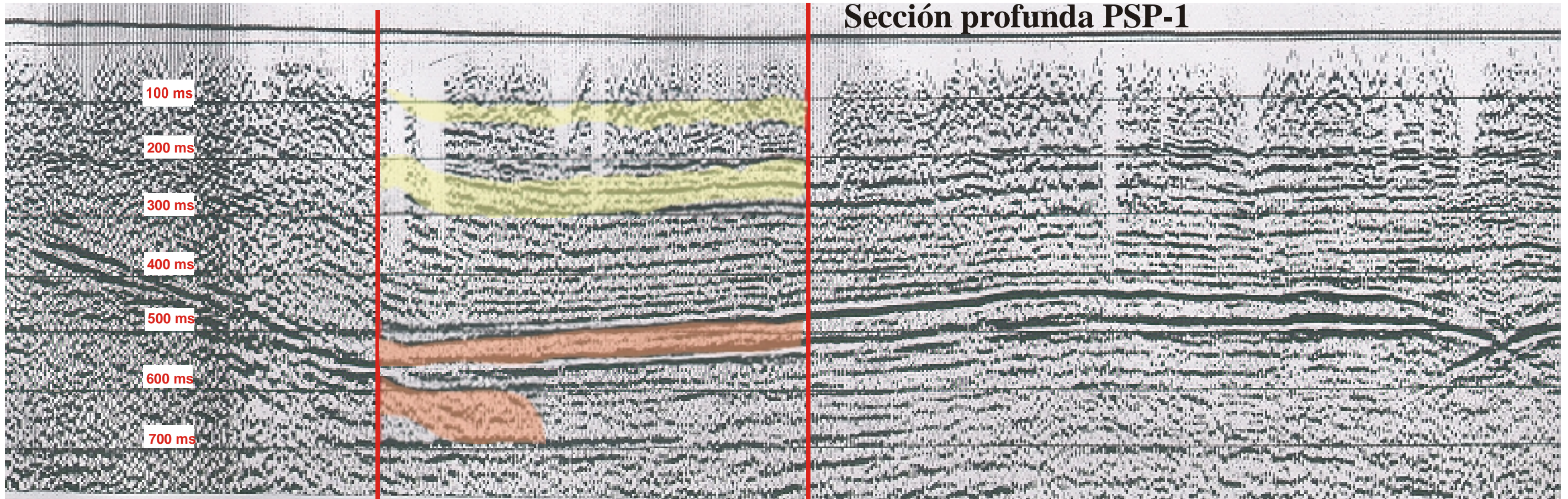
Figura IV.18: Comparación del aliasing entre secciones superficiales y profundas. (a) “Nueva” sección profunda obtenida remuestreando la sección superficial original del perfil PS-2. (b) Imagen en el espacio F-K de la sección remuestreada y (c) imagen en el espacio F-K de la sección original. El remuestreo ha consistido en pasar de un espaciado entre trazas de 2.5 a 12.5 m, lo cual supone considerar 1 de cada 5 CDP. El remuestreo temporal se ha efectuado pasando de 0.2 ms a 2 ms. Nota: la aparente diferencia de inclinación de las velocidades en el espacio F-K se debe a la distinta escala horizontal (número de onda). Por este motivo se ha trasladado la velocidad de corte $V^*=2250$ m/s (en discontinuo) de (b) a (c); compárense los sectores teóricos en donde se concentra la mayor parte de la relación S/N.



Sección superficial PS-2

Lámina IV.8: Comparación entre la sección sísmica profunda PSP-2 y la sección superficial PS-2 (remuestreada con el mismo espaciado de trazas CMP). Los reflectores guía superficiales (en amarillo) han sido trazados en la sección PS-2 y posteriormente trasladados al perfil profundo; mientras que los reflectores guía profundos (en ocre) han sido trazados en la sección PSP-2 y pasados a la PS-2. Por debajo de los 800 ms la sección profunda presenta baja relación S/N y en la sección superficial el efecto se produce por debajo de los 650 ms.

Sección profunda PSP-1



Sección superficial PS-1

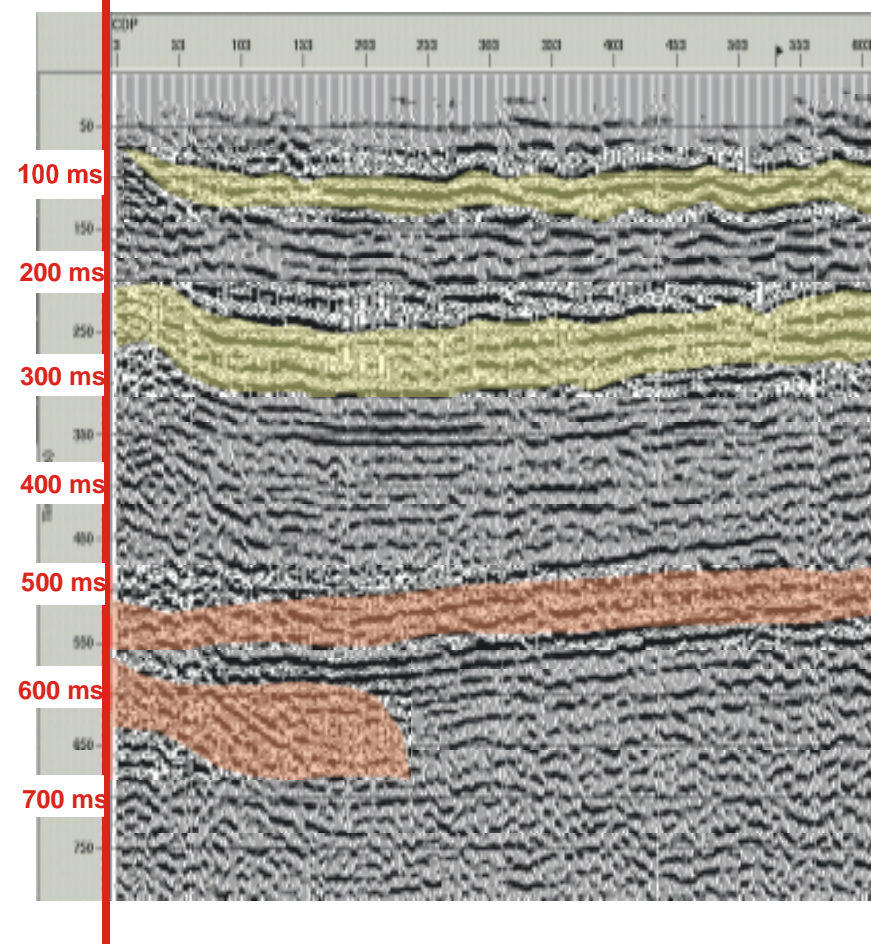


Lámina IV.9: Comparación entre la sección sísmica profunda PSP-1 y la sección superficial PS-1. Los reflectores guía superficiales (en amarillo) han sido trazados en la sección PS-1 y posteriormente trasladados al perfil profundo; mientras que los reflectores guía profundos (en ocre) han sido trazados en la sección PSP-1 y luego trasladados a la PS-1.

frecuencial. Según esto, el mayor contenido de señal de la sección original (compárense los triángulos del espacio F-K de las Figuras IV.18-b y IV-c) se traduce en la imagen sísmica en un aumento de la resolución vertical; es decir, en una mayor definición del techo y muro de los reflectores (compárense la Figura IV.18-a con la sección de la Lámina IV.2); y también en una mayor detección del buzamiento de éstos. En este contexto, se han marcado sobre la sección de la Figura IV.18-a las rectas que se corresponden con las velocidades de *aliasing* (2500 y 1000 m/s) a fin de constatar su efecto.

En la Lámina IV.8, se ha confrontado la sección del perfil superficial PS-2 con la parte correspondiente del perfil profundo PSP-2. Para facilitar la visualización se ha conservado el muestreo espacial de trazas (12.5 m) en la sección superficial (PS-2) manteniéndose el muestreo temporal original de 0.2 ms. Los reflectores guía han sido trazados siguiendo el procedimiento de marcar en la sección superficial PS-2 aquellos más evidentes y lo mismo en la sección profunda PSP-2; trasladando posteriormente cada grupo al perfil homólogo.

A rasgos generales se observa una buena correspondencia entre ambas secciones y, como era de esperar, con una mayor resolución de los reflectores situados por encima de los 400 ms en el perfil superficial. Para la zona comprendida entre los 400 y 600 ms, la sección profunda presenta tres reflectores de los cuales los dos primeros poseen correlación en la imagen superficial, mientras que el tercero (a 600 ms) resulta indistinguible en ella. Para tiempos inferiores la relación S/N es baja en la sección superficial y en la sección profunda esta pérdida de señal se produce a los 800 ms.

Debido a su menor longitud el perfil superficial PS-1 (Lámina IV.9) se presenta respetando su espaciado (2.5 m entre trazas CDP) y el muestro temporal (0.2 ms) originales. En esta lámina también se ha seguido el mismo criterio respecto al trazado de los reflectores guía, y las características que se observan son análogas a las descritas para los perfiles anteriores (Lámina IV.8); constatándose que la pérdida de señal se produce, en este caso, en torno los 600 - 650 ms para la sección superficial (PS-1).

IV.5 CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO

La prospección sísmica superficial realizada en la Cuenca del Bajo Segura pone en evidencia que durante el Plioceno empezaron a funcionar una serie de plegamientos (ENE-WSW) producidos por la actividad de la falla ciega del Bajo Segura (por ejemplo los anticlinales de El Montcayo - Guadamar y Benejúzar -Hurchillo). Así, en el perfil PS-2 (NW-SE) se detecta claramente el inicio del plegamiento y, por encima de él, se reconoce una estructura de abanico de capas en discordancia progresiva, indicando que la sedimentación de los materiales es simultánea al mismo. En los tres perfiles sísmicos realizados también se observa como la subsidencia aumenta progresivamente hacia el oeste, hecho coherente con la geología superficial ya que la intensidad del plegamiento también aumenta en la misma dirección. Los estudios de sismicidad de la zona muestran que en la actualidad continúa la actividad tectónica.

La comparación entre las secciones sísmicas de los perfiles perpendiculares al río Segura y la sección paralela a éste, podría ayudar a definir la evolución del elipsoide de esfuerzos durante el Plioceno y el Cuaternario ya que se interpretan más fracturas en dirección E-W (perfil PS-3) que en dirección N-S (perfiles PS-1 y PS-2).

El perfil PS-3 (ENE-WSW), paralelo al río Segura, fue planteado para ver como la falla de San Miguel de Salinas (FSM; NW-SE) afectaba al Plioceno - Cuaternario y comprobar si esta falla se prolonga hacia el NW a lo largo de la cuenca. Exceptuando pequeñas fracturas de superficie, no se ha detectado ninguna falla en dirección y solamente se observa una variación lateral de los estratos hacia el oeste que podría estar ligada exclusivamente a la actividad de la falla del Bajo Segura (FBS), lo que conllevaría a la hipótesis de que la falla de FSM no se prolongue hacia el NW, atravesando la cuenca, si no que esta fractura actuaría como una falla de transferencia de la FBS. Una segunda hipótesis se basaría en la interpretación, en el extremo oeste del perfil, de un cuerpo sedimentario con geometría de abanico de crecimiento de sus estratos, lo que podría constituir un indicativo de la proximidad de la falla de FSM, ya que este tipo de estructuras suelen formarse favorecidas por la subsidencia del labio hundido de una ruptura. Habría que admitir en este caso, que la FSM tiene también una componente normal con hundimiento del labio W, al menos durante el periodo de formación del abanico de capas.

La información sedimentaria indica que, los principales depósitos a partir de la etapa formación de los pliegues anticlinales se realizaron en ambientes marinos, dominando series potentes de margas. El tipo de impronta sísmica observada para estas series en las secciones se caracteriza por una buena continuidad de los reflectores, sobre todo en la zona de mayor curvatura del abanico. Si además se tiene en cuenta la tectónica y la actividad sísmica de la zona, puede inferirse cierto grado de ductilidad para estos materiales; hecho que explicaría una mayor tendencia al plegamiento de la cobertera sedimentaria más que a su ruptura.

El procesado para obtener las secciones ha sido convencional en lo referente a los algoritmos aplicados. Se concluyen dos aspectos metodológicos que ponen de manifiesto uno de los criterios fundamentales del tratamiento de datos superficiales: el procesado tiene que introducir los menos artefactos posibles. El primero es referente a la atenuación del ruido, recomendándose su eliminación directa en aquellos registros donde se constata que después de la deconvolución y del pre-apilamiento continúe quedando parte de él superponiéndose a las reflexiones. El segundo punto metodológico hace referencia al hecho de aplicar un algoritmo de migración post-apilamiento. En general, la migración en sísmica superficial suele funcionar bien cuando se utiliza un campo de velocidades suave (con poco gradiente) tanto en dirección vertical como en dirección horizontal. Entonces se consiguen eliminar algunas de las señales de difracción y se obtiene mayor coherencia para los reflectores curvos; pero al mismo tiempo se introduce una suavización general que elimina parte de los detalles que a veces suelen ser significativos, en este contexto las secciones correspondientes al perfil PS-3 constituyen un ejemplo. Se recomienda, por tanto que en sísmica de reflexión superficial se trabaje con distintas imágenes sísmicas pertenecientes a un mismo perfil pero que provengan de diferentes flujos de procesado.

En la zona de estudio se han obtenido imágenes sísmicas de alta calidad con una baja cobertura de apilamiento CMP (*fold*, 12 trazas) debido a sus características litológicas: buena impedancia acústica, contrastes de velocidades bajos y una capa superficial que no ha generado un tren importante de ondas guiadas garantizando una buena transmisión de la energía de disparo (nivel freático próximo a la superficie). Las condiciones sedimentarias de esta primera capa (rápida colmatación en ambientes de baja energía) se traduce sísmicamente en una superficie poco compacta de manera que la propagación del GR en estos sedimentos saturados se caracteriza por una banda de frecuencias que está separada de la banda de las reflexiones y por una velocidad de propagación baja que ocupa la parte inferior de la ventana espacio-temporal de los registros, no superponiéndose a las reflexiones.

La comparación establecida con las secciones profundas pone de manifiesto la buena reflectividad de estas entre los 400 y 800 ms, mientras que para tiempos anteriores los reflectores se detectan confusos debido a los parámetros de adquisición y al tratamiento. En cambio, la prospección superficial muestra buena reflectividad en la ventana temporal definida entre 40 y 550 ms. A fin de evaluar el contenido de señal se ha realizado una simulación remuestreando las secciones superficiales con los mismos parámetros que las secciones profundas. El análisis de los respectivos espacios F-K ha concluido que el abanico de señal es mayor para las imágenes superficiales y la comparación directa entre los reflectores guía constata como la sísmica profunda tiende a globalizar capas que la sísmica superficial diferencia. Por ello, si se considera el bajo coste estratégico y económico de la sísmica superficial frente a la sísmica profunda conviene recomendar que para estudios terrestres completos se apliquen ambas técnicas de forma complementaria.

CAPÍTULO V

INTEGRACIÓN DE LA SÍSMICA DE REFLEXIÓN DE ALTA RESOLUCIÓN EN ESTUDIOS MULTIDISCIPLINARES DE EVALUACIÓN MEDIOAMBIENTAL

INTRODUCCIÓN

En los anteriores capítulos se ha realizado una valoración de la metodología de la sísmica de reflexión en sus aspectos de instrumentación y procesado. Así, se han desarrollado dos casos prácticos que han ilustrado el efecto del uso de diferentes estrategias de adquisición (fuentes de energía, dispositivos experimentales, geófonos con distintas características, etc.) y se ha evaluado el resultado de aplicar diferentes flujos de procesado. También se ha establecido una comparación entre la sísmica de reflexión profunda y la sísmica de reflexión superficial. En este último capítulo se presenta, mediante un ejemplo concreto, la integración de la sísmica de reflexión de alta resolución en un estudio multidisciplinar que aborda un importante problema de impacto medioambiental y socio-económico. Este estudio constituye un claro ejemplo de como la prospección sísmica o, haciéndolo extensivo, cualquier prospección geofísica no debe ser una actuación aislada, sino que para una más correcta interpretación debe inscribirse en un marco multidisciplinar. Se presenta pues una forma novedosa de combinar estudios hidrogeológicos con datos de prospección eléctrica y de sísmica de reflexión superficial.

La sección de Hidrogeología de las Conques del Nord de la Junta d'Aigües y el Institut Cartogràfic de Catalunya llevan a cabo desde 1994 (Domenech, 1994) un estudio de la contaminación del Embalse Subterráneo del Bajo Tordera. Hasta la actualidad, los trabajos han consistido en el seguimiento de los parámetros hidrológicos de los diferentes sondeos que hay emplazados en el margen derecho del río Tordera y en la realización de campañas periódicas de prospección eléctrica (Teixidó *et al.*, 1995 y 1997) con el objeto de evaluar la evolución del frente de la interfase agua dulce - agua marina (Figura V.1). En este contexto, se hizo evidente la necesidad de realizar una serie de perfiles sísmicos de reflexión de alta resolución superpuestos a la prospección eléctrica a fin de obtener un mejor conocimiento de la disposición litológica de la zona ya que la interpretación geoeléctrica presenta cierto grado de incertidumbre dado que no puede discriminar entre elementos conductores de baja permeabilidad, del tipo limos - arcillas, y formaciones de elevada permeabilidad (gravas - arenas) que contengan agua parcialmente salobre.

A raíz de todas las actuaciones llevadas a cabo la Administració Hidràulica de Catalunya está regulando el régimen de explotación del acuífero aluvial (control de la política de concesiones, regulación de la extracción de áridos, recarga artificial, etc.). Finalmente, y teniendo en cuenta criterios medioambientales, se está planteando redactar una posible declaración de sobreexplotación del acuífero (artículo 54 de la Llei d'Aigües y Decreto 328/1988, del 11 de octubre).

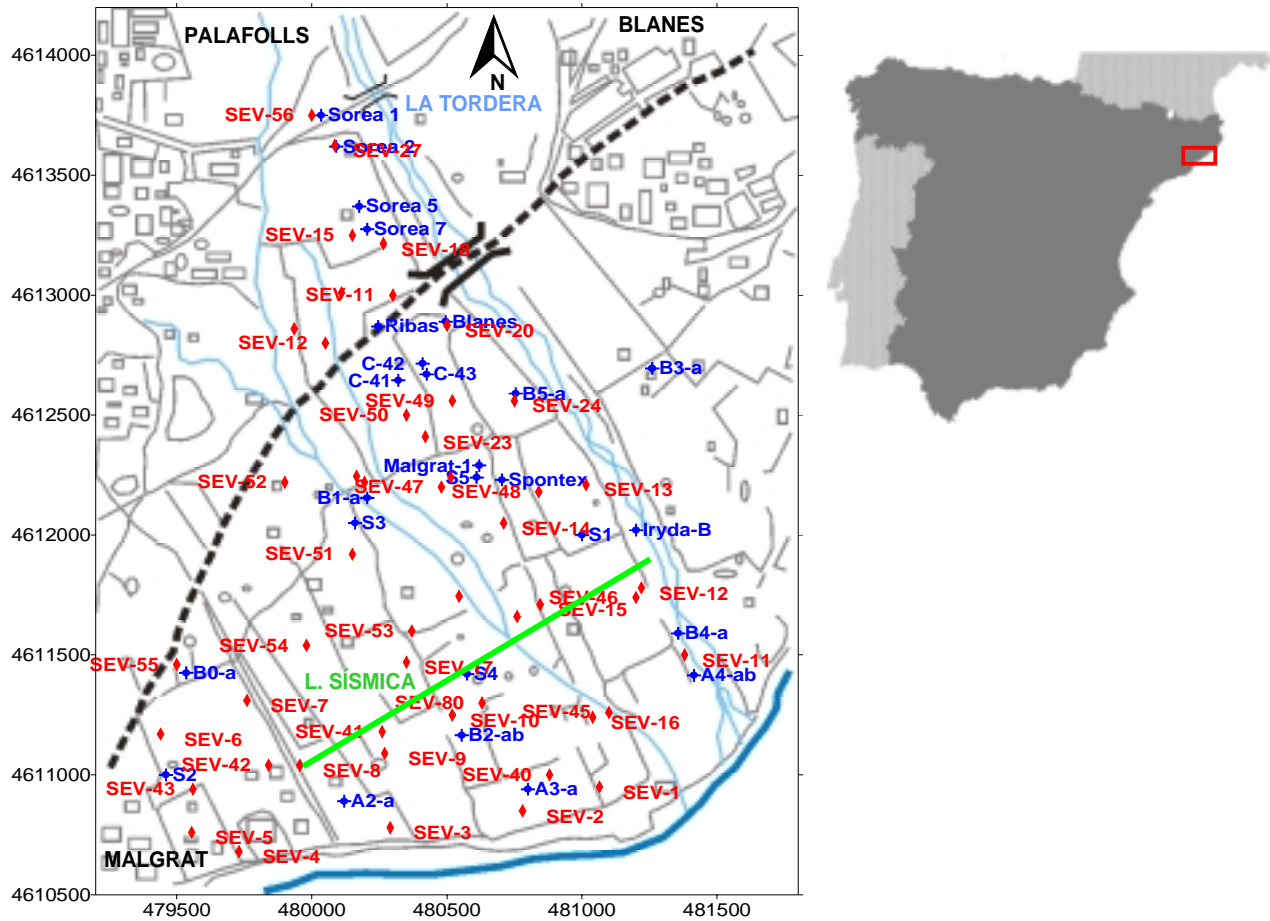


Figura V.1: Localización de los pozos de suministro y de los piezómetros de control (marcas azules); de los sondeos eléctricos verticales (SEV, en rojo) y del emplazamiento de la línea sísmica (en verde). La zona de estudio está limitada al NW por la vía férrea Barcelona-Porbou y la carretera BV-6001 de Malgrat-Blanes, al NE por el río Tordera, al SW por la población de Malgrat y al SE por la línea de costa del Mediterráneo.

V.1 ZONA DE ESTUDIO E INFORMACIÓN HIDROLÓGICA

V.1.1 Localización y contexto geológico

La cuenca del río Tordera se encuentra situada en la unidad estructural de las Sierras Costero-Catalanas, formadas por el plegamiento de un antiguo macizo herciniano; en donde la mayoría de los principales aspectos del trazado fluvial se hallan determinados por fallas. Los depósitos aluviales cuaternarios del curso bajo empiezan en el estrechamiento del valle deltaico, cerca de Fogars del Tordera, con una anchura de 150 m y terminan en la desembocadura al mar con una extensión de 5 km. Para este último tramo, el esquema estructural (Domenech, 1996-a) es el siguiente: *i*) Un acuífero superficial libre que cubre toda la llanura aluvial formado por gravas y arenas de origen fluvial con un espesor máximo en torno los 20 m y caracterizado por una elevada permeabilidad. *ii*) Niveles intermedios de baja

permeabilidad (acuitardo), formado por materiales de grano más fino de origen lacustre y marino (limos y arcillas) que presentan geometrías lenticulares. *iii*) Un acuífero profundo situado en el margen derecho del actual curso del río, de dimensiones en torno a los 500 m de anchura máxima formado por materiales detríticos (gravas y arenas de grano grueso) con una elevada permeabilidad y una potencia aproximada de 30-40 m. *iv*) Substrato granítico con un grado de alteración considerable en sus primeros metros. En este esquema simplificado, lateralmente podría existir conexión hidráulica entre el acuífero superficial y el profundo en sectores de los niveles intermedios, especialmente cerca del litoral; hecho que puede tener importancia para explicar la intrusión marina.

V.1.2 Marco hidrogeológico: Embalse Subterráneo del Bajo Tordera

El Embalse Subterráneo del Bajo Tordera constituye casi exclusivamente la fuente de suministro de agua potable, casi exclusiva para los núcleos urbanos entre Arenys de Mar y Tossa de Mar (Figura V.2). Esta demanda supone una explotación de las aguas subterráneas de más de 40 Hm³/año de los cuales 21 Hm³/año (Tabla V.1-a) se destinan al abastecimiento urbano y el resto al consumo agrícola e industrial (Tabla V.1-b), (Domenech, 1994). La distribución no es homogénea a lo largo del año, sino que prácticamente el 45-50 % se concentra durante el período estival (junio-septiembre), situándose el caudal extraído en el mes de máximo consumo en torno a los 2.5 m³/s (Domenech, 1996).

En el funcionamiento del embalse subterráneo el 85 % de los recursos disponibles proceden de las aguas superficiales que se infiltran a través del lecho del río con toda la problemática de contaminación (estación de aforamiento de Can Serra, 1967-1978), mientras que el resto se debe a las precipitaciones y a los excedentes del regadío (Domenech, 1996-a). Sin salir de la cuenca, en su tramo medio, existe un gran número de industrias químico-farmacéuticas con importantes vertidos que, con los bajos caudales actuales, pasan sin ningún tipo de dilución a los diferentes acuíferos aguas abajo.

Considerando el tipo de demanda, su dependencia estacional, los recursos totales disponibles y teniendo en cuenta que las cifras de la recarga (Figura V.2-c) son prácticamente del mismo orden de magnitud; se deduce fácilmente que para satisfacer la demanda punta se utiliza la capacidad útil del embalse subterráneo del bajo Tordera, valorada en 25 Hm³ (Domenech, 1994).

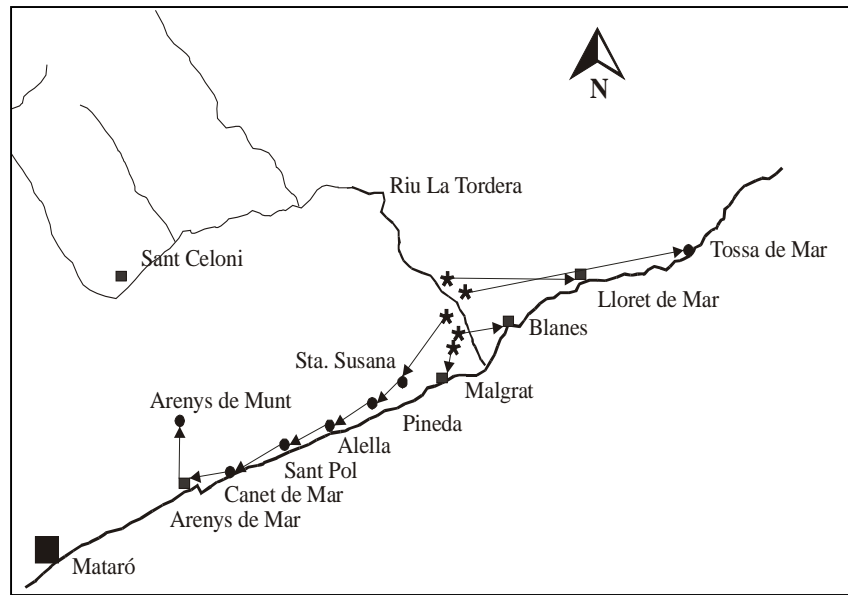


Figura V.2: (a) Esquema de suministro de agua subterránea del Bajo Tordera. Los esquemas maestros de suministro fueron trazados a finales de la década de los años 60 y a principios de los 70, coincidiendo con el desarrollo turístico y, consecuentemente, el gran incremento de la demanda.

Consumo urbano	Total año (Hm ³ /año)	Mes de máximo consumo m ³ /mes	Caudal punta l/s
Alt Maresme	8	978000	410
Malgrat de Mar	1.3	170000	71
Blanes	3.3	434000	205
Tordera	0.4	100000	42
Tossa de Mar	1.2	204000	100
Lloret de Mar	6.1	747000	360
Urbanizaciones	0.6	200000	90
TOTALES	20.7	2833000	1278

(a)

Distribución de la demanda	
Uso urbano	3.07 Hm ³ /año
Uso industrial	16.14 Hm ³ /año
Uso agrícola	11.5 Hm ³ /año
Total	30.71 Hm³/año

(b)

Distribución de la recarga	8 meses/año Hm ³	4 meses/año (máximo consumo) Hm ³	Total hm ³ /año
Aguas superficiales	34	3	37
Recarga precipitaciones	3	-	3
Excedentes de regadío	-	3	3
Total	37	6	43

(c)

Tabla V.1: (a) Demanda de agua subterránea urbana del Bajo Tordera (datos Junta d'Aigües, 1993). (b) Distribución de la demanda (R.E.P.O. 1971). (c) Distribución de la demanda sin regulación artificial.(datos Junta d'Aigües, 1996).

Para el caso concreto del margen derecho del cauce del río Tordera se establecen los parámetros hidrogeológicos recopilados en la Tabla V.2.

Capacidad de embalse	
Superficie	21 km ²
Volumen total de aluviones	390 Hm ³
Capacidad del embalse subterráneo	70 Hm ³
Capacidad útil del embalse subterráneo	25 Hm ³
Recursos Totales	40-43 Hm ³

Acuífero superficial (5.5 km²)	
Permeabilidad	200-400 m/día
Coefficientes de almacenado	0.2
Potencia media	10-15 m
Potencia media saturada	8-10 m
Transmisividad media	3000 m ² /día con un máximo de 9000 m ² /día
Acuitardo	
Permeabilidad vertical	1.3 10 ⁻¹ a 5.6 10 ⁻²
Potencia media	6-20 m
Factor de goteo	390 a 1500 m
Resistencia hidráulica al flujo vertical	86-500 días
Acuífero profundo (3 km²)	
Permeabilidad	50-200 m/día
Coefficientes de almacenamiento	1.5 10 ⁻³ a 6.5 10 ⁻⁴
Potencia media	5-15 m, puede alcanzar los 30-35 m en la línea de costa
Transmisividad media	2000-4000 m ² /día (pozo Malgrat 4700)
Zócalo (granito alterado - granito) se sitúa a profundidades de 30-80 m	

Balance hídrico (Junta d'Aigües con fecha enero 1997 - enero 1998)		
Acuífero superficial (72 km ² , del margen derecho 5.5 km ²)		
Entradas	Infiltración del río	1 Hm ³
	Entrada natural por el valle	4.4 Hm ³
	Infiltración de lluvias	0.4 Hm ³
	Retorno del riego	1.2 Hm ³
Salidas	Bombeos	5.5 Hm ³
	Salidas al acuífero profundo	2.2 Hm ³
	Salidas al mar	0 Hm ³
Total = E - S		-0.2 Hm ³
Acuífero profundo (3 km ²):		
Entradas	Flujo subterráneo	5.7 Hm ³
	Recarga acuitardo	2.2 Hm ³
Salidas	Bombeos	13 Hm ³
	Salidas al mar	5.1 Hm ³
Total = E - S		0 Hm ³

Tabla IV.2: Parámetros hidrogeológicos del margen derecho del cauce del río Tordera (datos de la Junta d'Aigües, 1998).

V.1.3 Piezometría

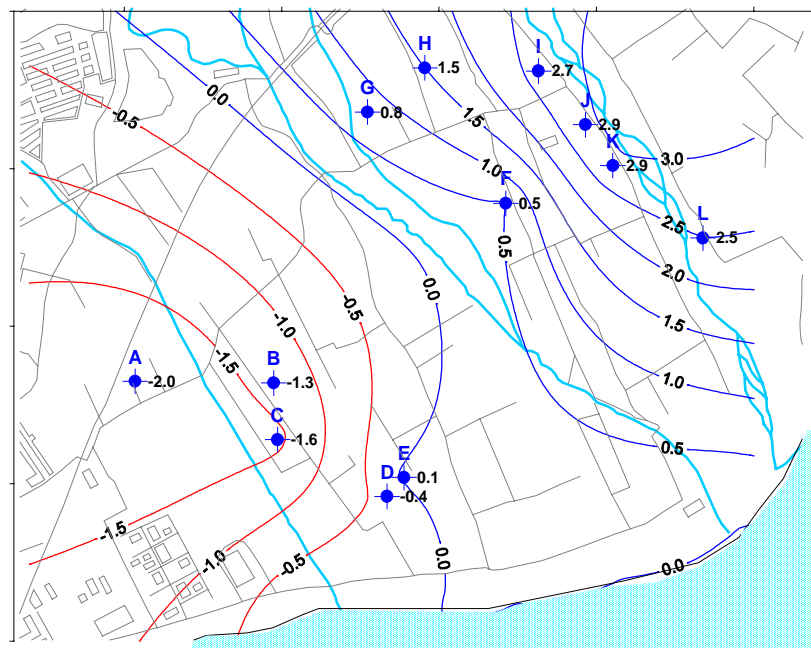
Durante los últimos 20 años (Galofré et al., 1998) se ha realizado un seguimiento de los niveles piezométricos de los dos acuíferos. Como resultados más relevantes de estos controles se ha observado que:

i) La piezometría del acuífero superficial está fuertemente determinada por la influencia del río y prácticamente no existe salida al mar del agua almacenada en el acuífero superficial debido a las extracciones en el extremo SW del delta, que originan una amplia zona en donde los niveles piezométricos son permanentemente negativos (Figura V.3-a).

ii) El acuífero superficial mantiene, desde los últimos 20 años, un comportamiento casi regular con el tiempo; en donde los descensos fuertes suceden en verano cuando la extracción es máxima y la recarga del río mínima.

iii) El acuífero profundo manifiesta importantes conos negativos de bombeo, procedentes de las captaciones de agua del suministro urbano (piezómetros C-42 y B2-b, Figura V.3-b), especialmente en zonas próximas al mar.

iv) Las oscilaciones anuales del nivel están muy condicionadas por el régimen de extracción de los pozos de suministro; así entre junio y septiembre se originan los descensos más fuertes alcanzando los -5 o -7 m, mientras que en puntos alejados de las depresiones de bombeo, las oscilaciones se van suavizando (1-3 m para el sondeo IRYDA, Figura V.3-b).



(a)

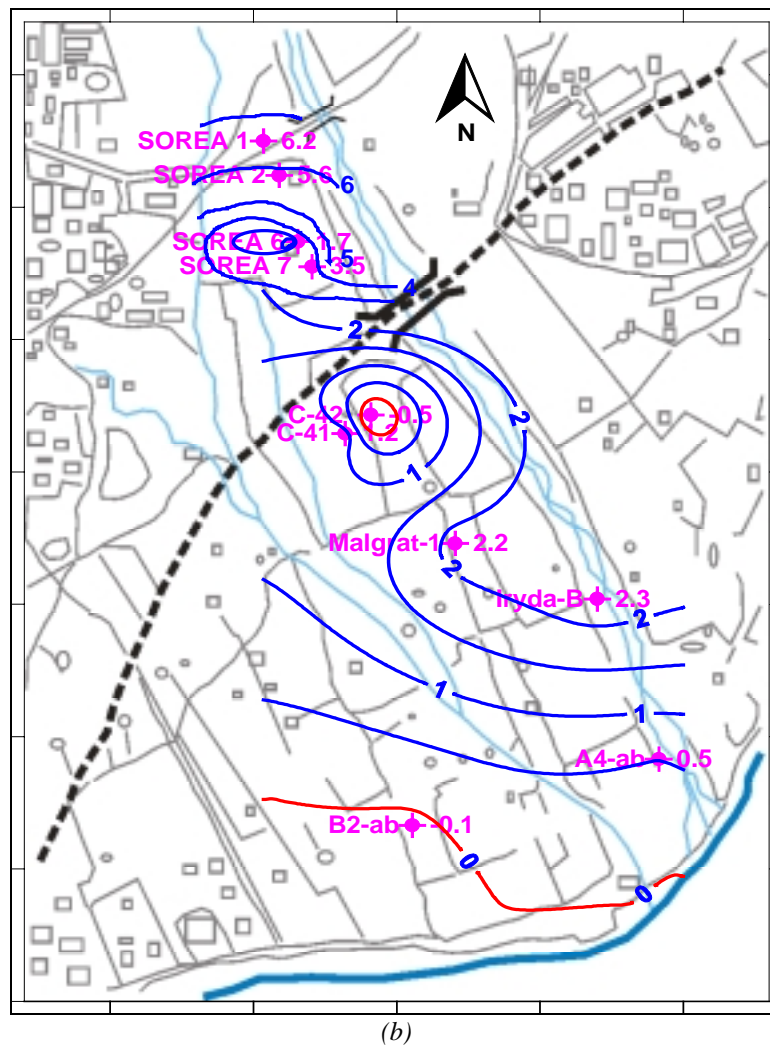


Figura V.3: (a) Mapa de iso-niveles piezométricos (m) del acuífero superficial (abril-mayo 1998). (b) Mapa de iso-niveles piezométricos del acuífero profundo (abril-mayo 1998). Datos de la Junta d'Aiguïes.

Nivel piezométrico del sondeo B2-b			
Año	Nivel máximo (m)	Δ nivel (m)	Relación de alturas (h/h')
1983	0.10		
1984	0.15	0.05	1.0008
1985	0.25	0.15	1.0023
1986	0.50	0.40	1.0062
1987	0.50	0.40	1.0062
1998	0.35	0.25	1.0039
1989	0.65	0.55	1.0083
1990	0.78	0.68	1.0106
1991	0.84	0.74	1.0115
1992	0.81	0.71	1.0110
1993	0.73	0.63	1.0098
1994	0.98	0.88	1.0137
1995	1.01	0.91	1.0142

Tabla IV.3: Evolución del nivel freático del piezómetro B2-b a lo largo de 12 años. El aumento de nivel significa que entre un 50-60 % del agua continental ha sido substituida por agua de origen marino (Domenech, 1996).

La Tabla V.3 pone de manifiesto un descenso paulatino del nivel piezométrico para el piezómetro B2-ab (acuífero profundo) durante 12 años. Teniendo en cuenta que este sondeo está alejado de las principales fuentes de suministro y dista unos 500 m de la línea de costa (Figura V.3), este descenso del nivel podría atribuirse a un aumento de la densidad del agua. Asignando al agua continental una densidad de 1 g/cm^3 y de 1.025 g/cm^3 al agua marina (Custodio *et al.*, 1976) y suponiendo una tendencia lineal de descenso, se deduce que el agua salina ha substituido entre un 50-60 % a la continental (véanse valores de conductividad en la Tabla V.4).

V.1.4 Hidrogeoquímica

Según el seguimiento del índice de calidad ISQA realizado por la Junta de Sanejament de la Generalitat de Catalunya, el río Tordera ha mejorado notablemente la calidad de sus aguas desde 1990; representando entre un 58 % y un 133% de mejora (datos de la Figura V.5). Es importante establecer las características hidroquímicas del agua del río ya que permiten obtener un criterio sobre la relación existente entre el río y el acuífero superficial. A rasgos generales, el agua del Tordera es bicarbonatada cálcico-sódica debido a la disolución de feldespatos durante su curso (producidos por la alteración del granito en presencia de CO_2), rica en sílice (alteración de silicatos) y de icb negativo por causa de la salinidad del agua de lluvia en la zona cercana a la costa.

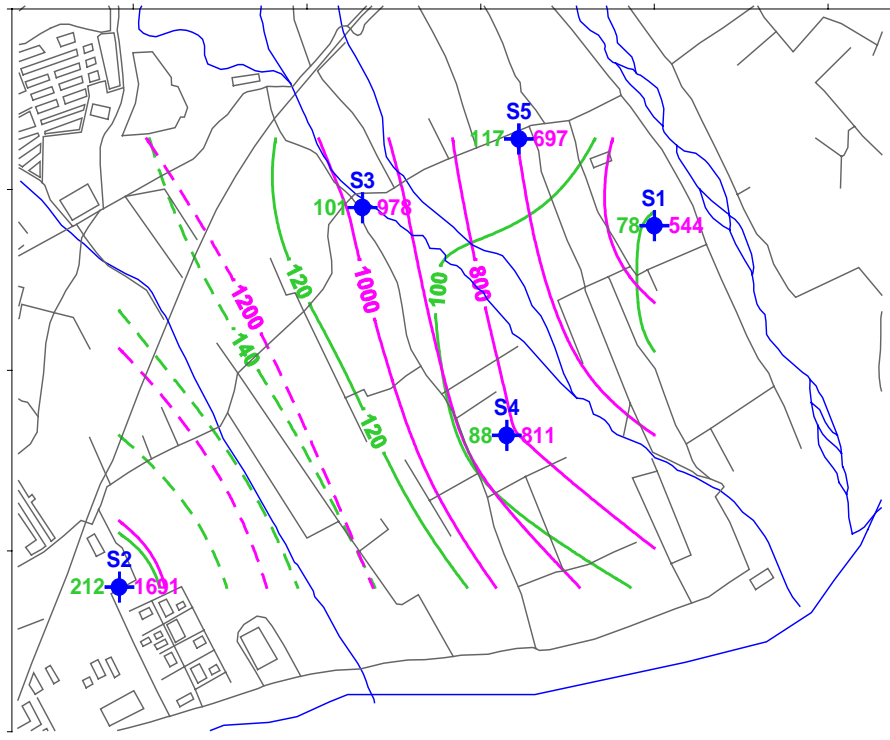
Quimismo del agua del río Tordera							
Fecha año	Conductividad mcS/cm	Cloruros ppm	Sulfatos ppm	Bicarbonatos ppm	Nitratos ppm	Fe ppm	Mn ppm
93-94	681.3	197.4	70.1	354.8	5.7	1.8	0.4
94-95	636.3	127.8	76.8	180.6	8.2	0.3	0.4
95-96	537.0	95.8	47.2	149.0	6.1	0.1	0.0
96-97	699.0	111.3	71.7	182.0	2.1	0.2	0.0

(a)

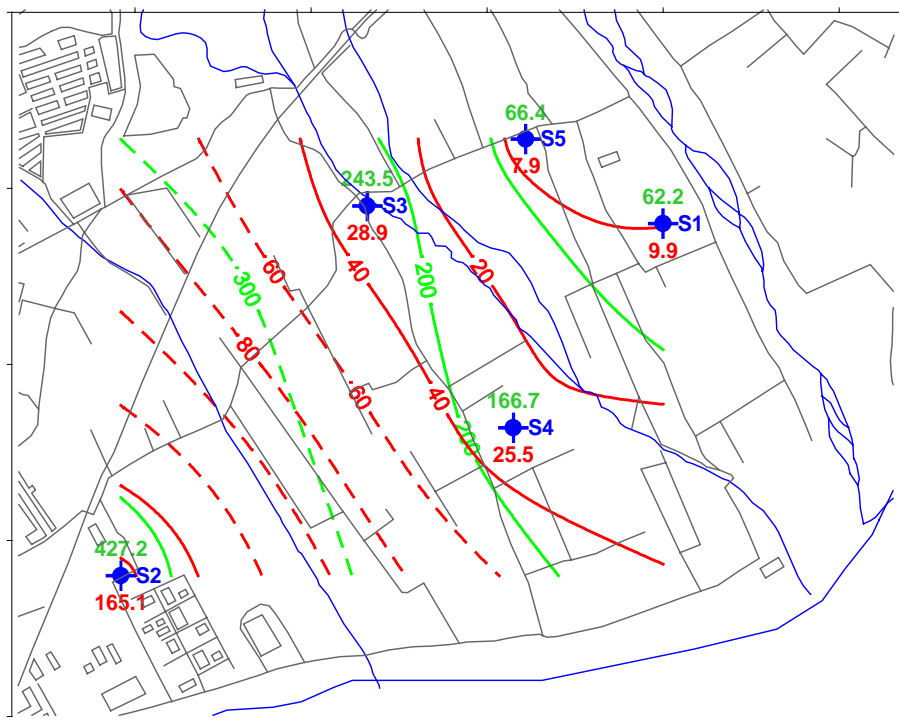
Temp. (°C)	25.0
pH	hasta 9.5
CE (mcS/cm)	1000.0
Nitratos ppm	50.0
Sulfatos	250.0
Cloruros	350.0
Ca	*
Mg	50.0
Na	150.0
K	12.0
Fe (ug/l)	200.0
Mn (ug/l)	20.0

(b)

Tabla V.4: (a) Evolución del quimismo del agua del río Tordera. Datos de la Junta de Sanejament de la Generalitat de Catalunya. (b) Reglamento Técnico-Sanitario de Aguas potables de consumo público (decreto 1138 de 14-9-1990, BOE 20-9-1990).



(a)



(b)

Figura V.4: (a) Mapa de isoconductividades ($\mu\text{S}/\text{cm}$) y de isocloruros (ppm CL^-) del acuífero superficial (datos Junta d'Aigües, abril-mayo 1998). (b) Mapa de isosulfatos (ppm SO_4^{2-}) y de isonitratos en (ppm NO_3^-) del acuífero superficial (datos Junta d'Aigües, abril-mayo 1998.). Las isolíneas en trazo discontinuo responden a zonas con pocos puntos de medida.

El estudio hidroquímico del acuífero superficial (Domenech, 1996; Galofré 1998) manifiesta altas concentraciones de nitratos (por abonos) y de sulfatos (por correctores del terreno) debido a la intensa

actividad agrícola. Los mapas de isoconcentraciones del acuífero permiten deducir la influencia del río, que se manifiesta en un aumento de las concentraciones conforme las muestras se extraen de las zonas más alejadas, evidenciando una contaminación fundamentalmente agrícola (Figura V.4).

En el acuífero profundo los contenidos de sulfatos y nitratos son relativamente bajos, lo cual induce a pensar que no está contaminado por la actividad agrícola, pero se detectan altos contenidos de cloruros y altas conductividades en determinados sectores. Uno de ellos, situado a unos 2 km de la costa, corresponde a la zona de los piezómetros que rodean al pozo Blanes (C-41, C-42 y C-43; en la Figura V.5) en donde se observan diferencias significativas entre ellos; a pesar de que distan poco entre sí. Mientras que el piezómetro C-41 posee altos índices de cloruros, los análisis de las aguas subterráneas del pozo de suministro Ribas (Figura V.5) presentan valores bajos asimilables al fondo natural del río (ver Tabla V.3). El otro sector vendrá determinado por los piezómetros de control B2-ab y A4-ab (Figura V.5), distantes respectivamente unos 500 y 200 m del mar, en donde se registra una conductividad identificable al agua marina (Figura V.6). Otro hecho remarcable es que el pozo IRYDA, también próximo a la costa, presenta baja conductividad (Figura V.5-a).

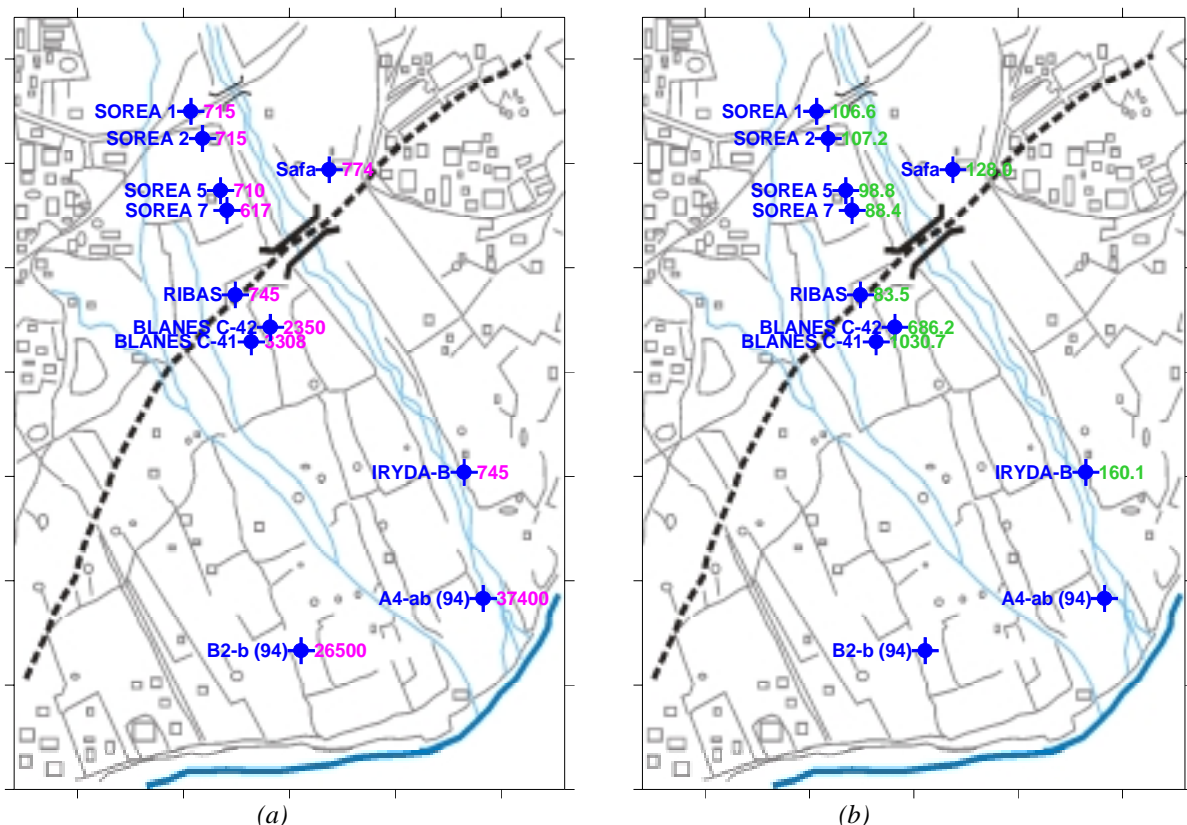


Figura V.5: (a) Puntos de conductividad ($\mu\text{S}/\text{cm}$) del acuífero profundo (datos abril-mayo 1998). (b) Puntos de isocloruros (ppm CL) del acuífero profundo (datos abril-mayo 1998).

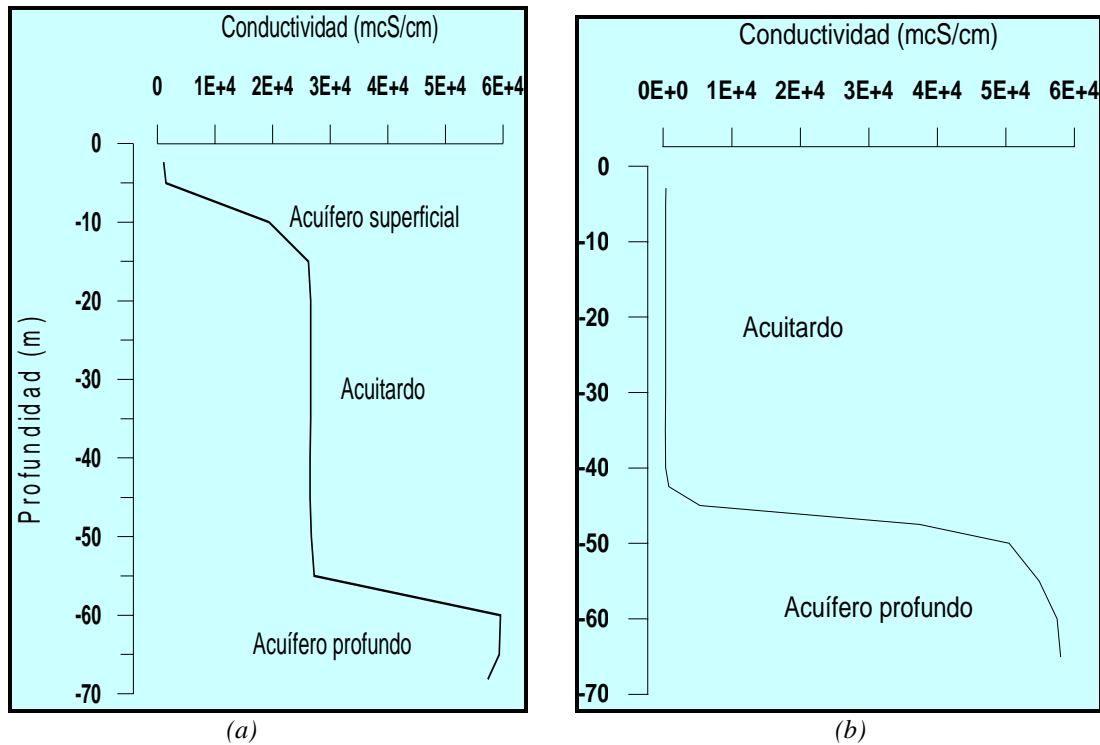
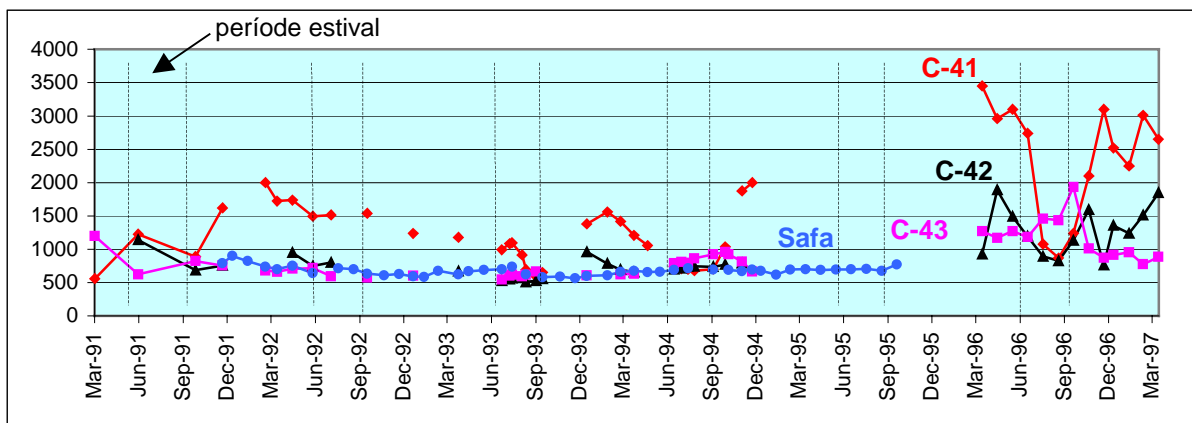


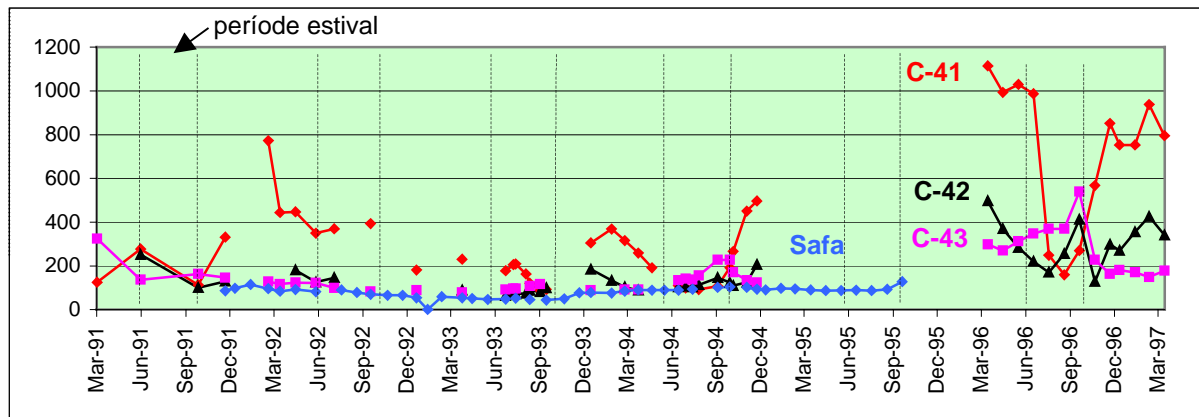
Figura V.6: (a) Variación de la conductividad en profundidad del piezómetro B2-ab (registro de julio del 1994). Esta testificación pone de manifiesto el efecto de la intrusión marina sobre cada unidad hidrogeológica. (b) Variación de la conductividad en profundidad del piezómetro A-ab situado al lado del río; (registro de julio del 1994) en donde también hay evidencia de intrusión marina.

Desde 1991 la Junta d'Aigües está llevando a cabo un seguimiento de la conductividad y de la concentración de cloruros de los piezómetros C-41, C-42 y C-43 y del pozo de suministro Safa, situado a unos 500 m más al norte (Figura V.7). La evolución de estos dos parámetros con el tiempo indica que:

- a) Para los piezómetros C-41, C-42 y C-43, las concentraciones aumentan cuando se terminan los caudales de extracción del período estival (a partir de octubre) y se produce una recuperación de los niveles piezométricos.
- b) El pozo Safa no presenta síntomas de contaminación.
- c) La concentración de cloruros afecta de forma desigual a los tres sondeos (C-41, C-42 y C-43), que se sitúan en una área muy pequeña.



(a)



(b)

Figura V.7: Evolución del quimismo del agua de los piezómetros C-41, C-42, C-43 y del pozo Safa. (a) Evolución de la conductividad ($\mu S/cm$) y (b) evolución de la concentración de cloruros (ppm). (Datos extraídos de los informes de la Junta d'Aigües de febrero del 1994 y de enero de 1998).

La compañía Aguas de Blanes, que gestiona los pozos presentados (Ribas y Blanes, Figura V.5) realizó un análisis de las relaciones iónicas del acuífero profundo en estos puntos de medida: en principio los resultados parecen indicar la ausencia de una contaminación por intrusión marina (Tabla V.5).

Valores medios de todos los pozos		Valores estándares del agua de mar	
rCl/rHCO ₃	<10 (c-41=16)	rCl/rHCO ₃	entre 20-50 para agua marina
rMg/rCa	<0.9	rMg/rCa	~ 5 para agua marina
rSO ₄ /rCl	dispares a 0.11 sin tendencia	rSO ₄ /rCl	0.11 para agua marina
Icb	<0.5 valores \pm constantes.	icb	1.2 – 1.3 para agua marina

Tabla V.5: Tabla de relaciones iónicas de las aguas del acuífero profundo (Aguas de Blanes, 1998) y valores de las relaciones iónicas para detectar signos de intrusión marina (Custodio et al., 1976).

V.1.5 Posición de la cuña de agua marina (estimación)

La fórmula de Ghyben-Herzberg (Custodio, 1976) representa un cálculo aproximado de la cuña salina y proporciona una estimación sobre el orden de magnitud de las relaciones de agua dulce - agua salada en acuíferos costeros y en ausencia de mezcla. En estas condiciones, para cualquier punto de la interfase se tienen que equilibrar la presión del agua salada y la dulce (Figura V.8):

$$(h + z) \gamma_d = z \gamma_s \tag{V.1}$$

Con: h = cota sobre el nivel del mar del agua dulce en la vertical del punto; z = profundidad bajo el nivel del mar del punto; γ_d = peso específico del agua dulce $\approx 1 \text{ g/cm}^3$; γ_s = peso específico del agua marina $\approx 1,025 \text{ g/cm}^3$ (para 1900 ppm en Cl⁻, equivalentes a 35 g/l de sales disueltas).

De donde:

$$z = [\gamma_d / (\gamma_a + \gamma_s)] h = 1/\beta * h \approx h/40 \quad (\text{V.2})$$

Con: $(1/\beta \approx h/40)$

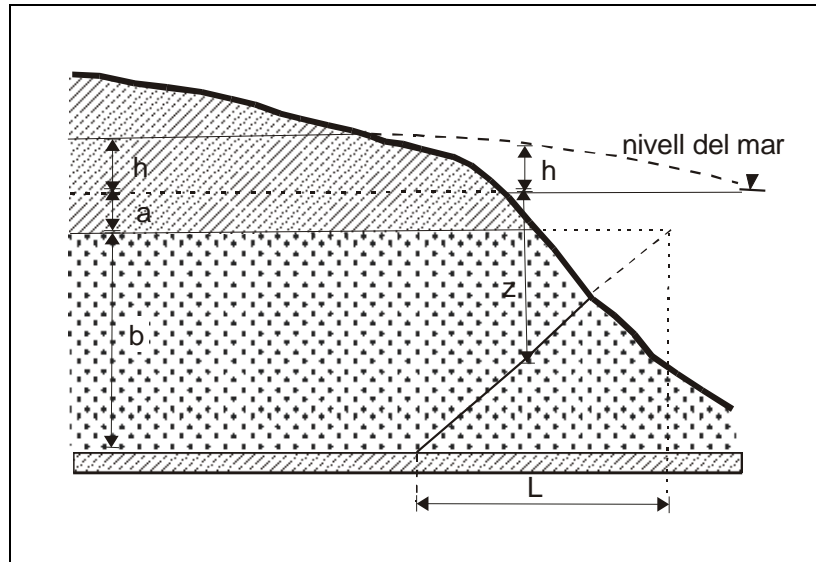


Figura V.8: Interfase en un acuífero cautivo. Equilibrio del agua dulce y el agua marina en una zona costera de acuerdo con los supuestos de Ghyben-Herzberg: a) el flujo de agua dulce es horizontal y por tanto el potencial es constante a lo largo de cualquier vertical. b) No existe flujo de agua salada c) la interfase es plana. O sea, se basa en el equilibrio estático entre columnas de agua de diferentes densidades.

Lo que indica que la interfase se sitúa a una profundidad unas 40 veces la cota del agua dulce sobre el nivel del mar en este punto. La máxima penetración de la cuña de agua salada está pues limitada por el fondo impermeable del acuífero ($z = b/\beta$). Para el caso de un acuífero cautivo se obtiene que la longitud (L) de la cuña salina puede aproximarse por la expresión:

$$L = (\beta * \kappa * b^2) / (2 * q_0) \quad (\text{V.3})$$

Según los parámetros hidrogeológicos presentados (Tabla V.2):

κ = permeabilidad 50-2000 m/día
 b = potencia media del acuífero profundo ≈ 25 m
 q_0 = caudal por unidad de longitud de costa = $T * i = 9$ m²/día / km
 T = transmisividad del acuífero = 3000 m²/día
 i = gradiente piezométrico = 0.003 m/km

Con estos datos se obtiene: $43 \text{ m} < L < 164 \text{ m}$ (para $\kappa = 50$ y 2000 m/día, respectivamente). Lo que indica que la cuña de intrusión salina, en el equilibrio, actuaría entre los 40-80 m de profundidad y su base se extendería una distancia de 40-160 m de la línea de costa. Debido a las simplificaciones de cálculo, normalmente la expresión anterior suele proporcionar valores sobreestimados (Custodio *et al.*, 1976).

V.2 PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

En noviembre de 1969 GEFISA-PROHIDRO realizó una campaña de sondeos eléctricos verticales (SEV) por encargo del Servicio Geológico de Obras Públicas (R.E.P.O., 1971). Dado que parte de ellos se ubicaban en el margen derecho del Tordera (Figura V.9); el grupo de Geofísica Aplicada del Servei Geològic de Catalunya efectuó cuatro campañas periódicas (junio 1994, septiembre 1994, julio 1995 y junio 1996) de SEV coincidiendo, el máximo posible, con las antiguas localizaciones (Figura V.9). El objetivo de la prospección se centró en la posibilidad de observar diferencias geoléctricas de los materiales del delta en un intervalo de 27 años. La hipótesis de partida consistió en que si se realizaban SEV separados en el tiempo pero en los mismos emplazamientos; entonces, los valores de las resistividades aparentes tendrían que ser los mismos siempre que las condiciones del subsuelo o del acuífero no hubiesen variado entre las distintas medidas (oscilación del nivel freático, cambio de la calidad del agua, excavación o relleno de los tramos superficiales). Teniendo en cuenta los datos del apartado anterior, los dos acuíferos del margen derecho del delta no han experimentado variaciones importantes del nivel freático, con lo cual puede deducirse que las diferencias de resistividades aparentes correspondientes a las distintas épocas de medida podrían atribuirse a un cambio de la calidad del agua del acuífero (Benson *et al.*, 1990; De Lima *et al.*, 1995).

Todos los datos se obtuvieron utilizando la misma metodología que los antiguos SEV: un dispositivo Schulmberger con aperturas de semi-ala ($AB/2$) entre 0.25 y 240 m. En la Figura V.9 se muestran dos SEV representativos de un sector contaminado por agua salada y de uno no contaminado, distantes entre si unos 300 m.

V.2.1 Perfiles eléctricos I-I' y II-II'

Los conjuntos de datos (noviembre 1969 y septiembre 1994) han permitido construir dos cortes geoléctricos I-I' y II-II' (Figura V.9); cuyas variaciones observadas se sintetizan en la Tabla V.6.

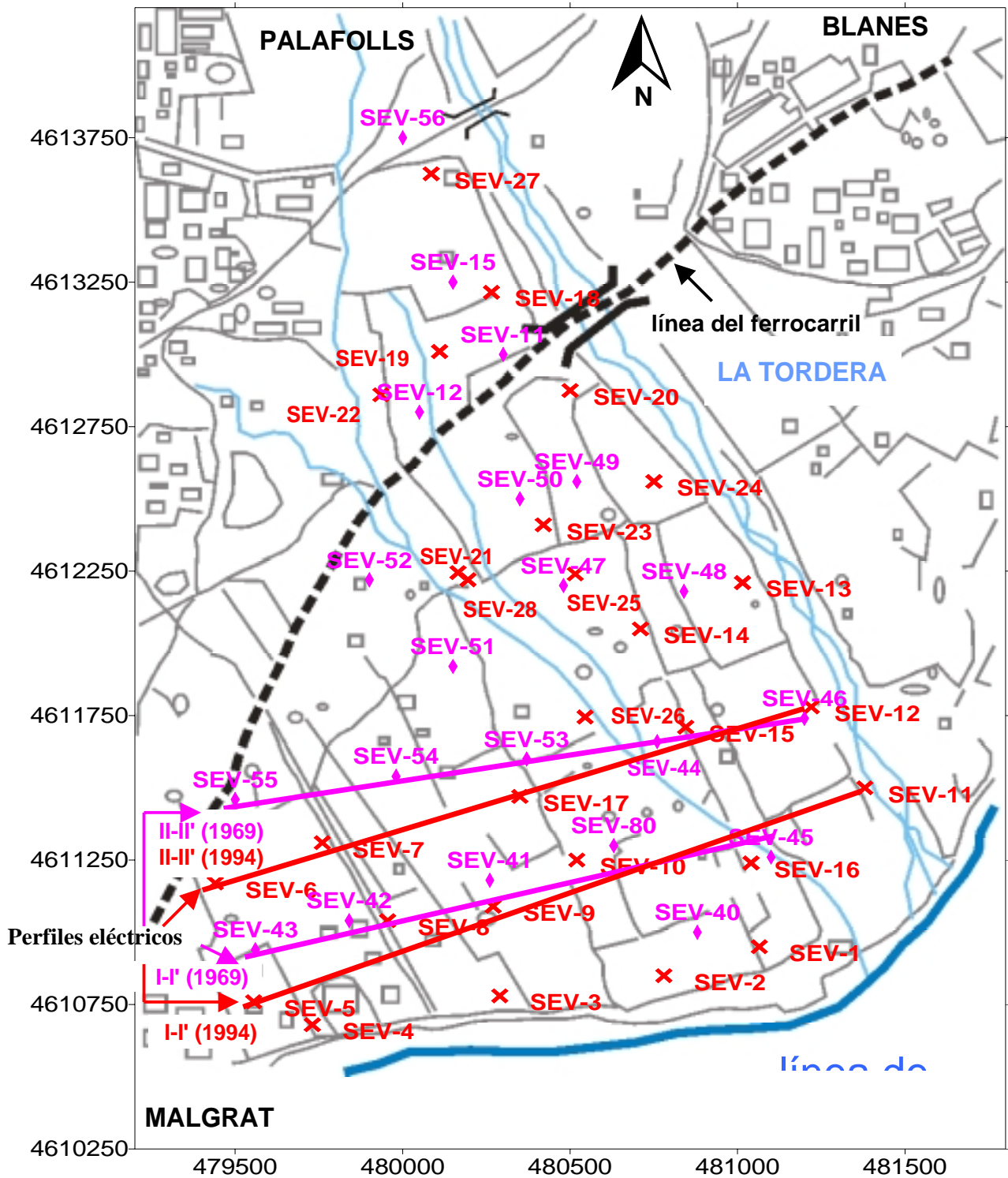
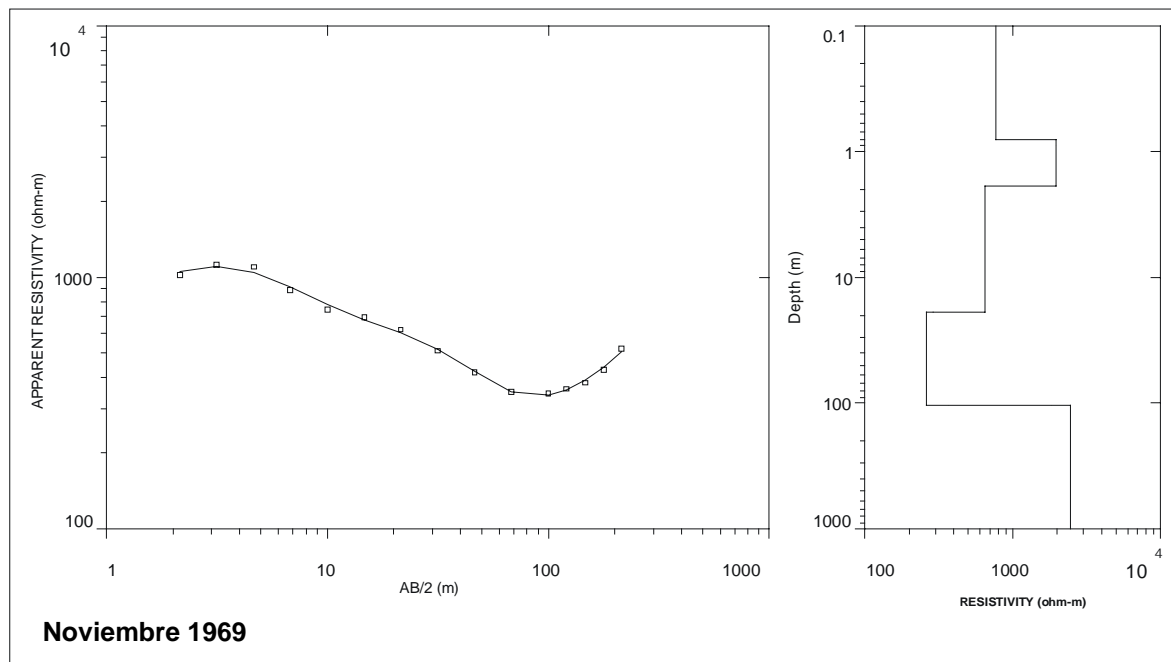
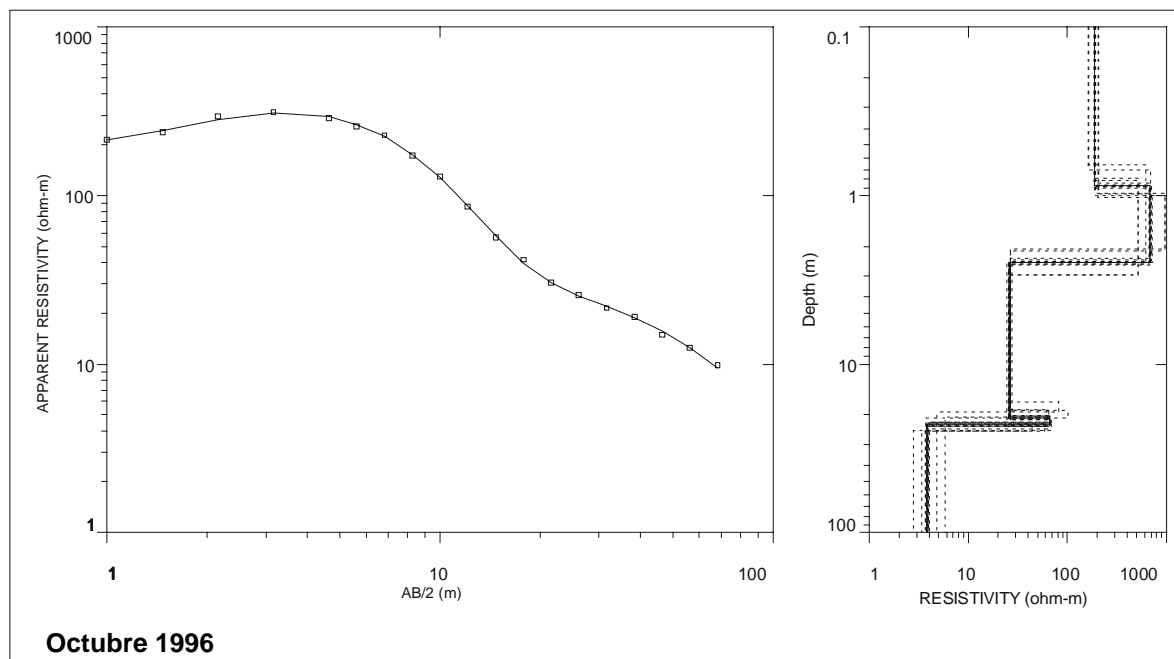


Figura V.9: Localizaciones de los SEV. (♦) Corresponde a la ubicación de los 21 SEV realizados en 1969; mientras que (+) hace referencia a la ubicación de los 28 SEV correspondientes a los años 1994,1995 y 1996. También se muestran los perfiles geoléctricos I-I' y II-II'. En morado están los datos del año 1969 y en rojo los del año 1994.



(a)



(b)

Figura V.10: (a) Curva experimental del SEV-55 (azimut 50° N) de la campaña 1969 representativo de una zona no contaminada y su interpretación geoeléctrica correspondiente (datos de campo Gefisa Prohidro). (b) Curva experimental e interpretación geoeléctrica del SEV-6 (azimut 150° N) de la campaña de 1996; en donde se observa que los materiales saturados con agua marina estarían en la parte final del sondeo (caída de la resistividad). Las resistividades experimentales han sido modeladas utilizando el programa de inversión Resix-P (V3, Interpretex 1996).

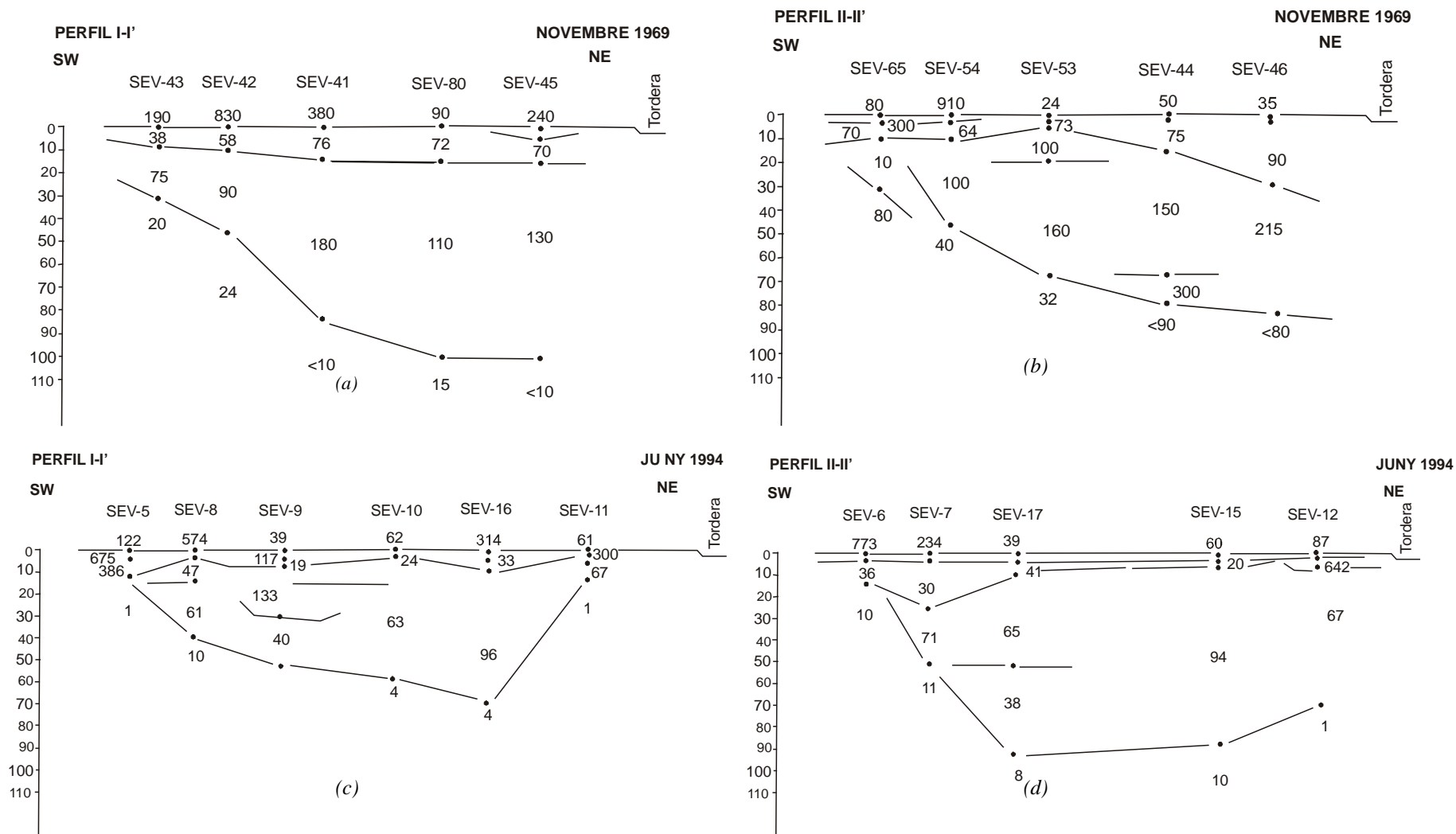


Figura V.11: Cortes geoelectricos interpretados a partir de las resistividades calculadas para los perfiles I-I' y II-II'. (a) y (b) Corresponden a los perfiles de noviembre del 1969 y (c) y (d) a los de junio del 1994. Los valores de las resistividades están dados en $\Omega.m$. La capa inferior de baja resistividad puede interpretarse como intrusión marina, mientras que las capas superiores con más altas resistividades pueden corresponderían a materiales no contaminados.

Perfil I-I'			
En dirección SW-NE. Situado a unos 300 m de la costa			
Modelo eléctrico	1969	1994	Comentarios
Primer tramo	entre 38-70 Ω .m y 8-15 m de grosor	entre 19-47 Ω .m y 4-12 m de grosor	Las resistividades del conjunto de datos de 1969 en el extremo SW (SEV-45 y SEV-43) difieren de las de 1994 posiblemente debido a cambios litológicos, pues para este sector los dos perfiles distan unos 100 m.
Segundo tramo	entre 75-180 Ω .m y 22-85 m de grosor	entre 40-96 Ω .m y 25-60 m de grosor	En este tramo no se detecta bajo el SEV-5 (extremo SW) ni bajo el SEV-11 (extremo NE) para los datos de 1994. La baja resistividad (1 Ω .m) indica una fuerte salinización de los materiales que no permite detectar los tramos subyacentes. En el SEV-9 se localiza un tramo entre 7 y 25 m con una resistividad de 133 Ω .m y a continuación, hasta los 52 m, una resistividad de 40 Ω .m. Este hecho se explica, probablemente, por un fuerte cambio de permeabilidad de los materiales.
Tercer tramo	<10-24 Ω .m	<1-10 Ω .m	Se observa cierta correspondencia entre los valores más altos del año 69 y los del 94.

Perfil II-II'			
En dirección SW-NE. Situado a unos 800 m de la costa			
Modelo eléctrico	1969	1994	Comentarios
Primer tramo	entre 64-90 Ω .m y 5-30 m de grosor (SEV- 53 y 45)	entre 20-41 Ω .m excepto SEV-12 con 642 Ω .m	El perfil de 1994 muestra un grosor muy variable desde 4 m (SEV-15) hasta los 25 m (SEV-7).
Segundo tramo	entre 100-215 Ω .m y 30-65 m de grosor	entre 38-40 Ω .m y 26-84 m de grosor	En el SEV-55 (1969), subyacente al primer tramo, se pasa directamente a una resistividad de 10 Ω .m y en el SEV-44 se detecta, entre 70-80 m, una resistividad de 300 Ω .m. Para el perfil de 1994 (SEV-17) se observa una subdivisión de este tramo, en donde de 9 a 53 m la resistividad es de 65 Ω .m y a continuación, hasta los 93 m, disminuye a 38 Ω .m. El SEV-6 muestra la misma tendencia que el SEV-55 (1969).
Tercer tramo	10 - <90 Ω .m	<1-11 Ω .m	Las resistividades de 1994 son más bajas.

Tabla V.6: Variaciones observadas entre los cortes geoelectricos de los perfiles I-I' y II-II' de la Figura V.9.

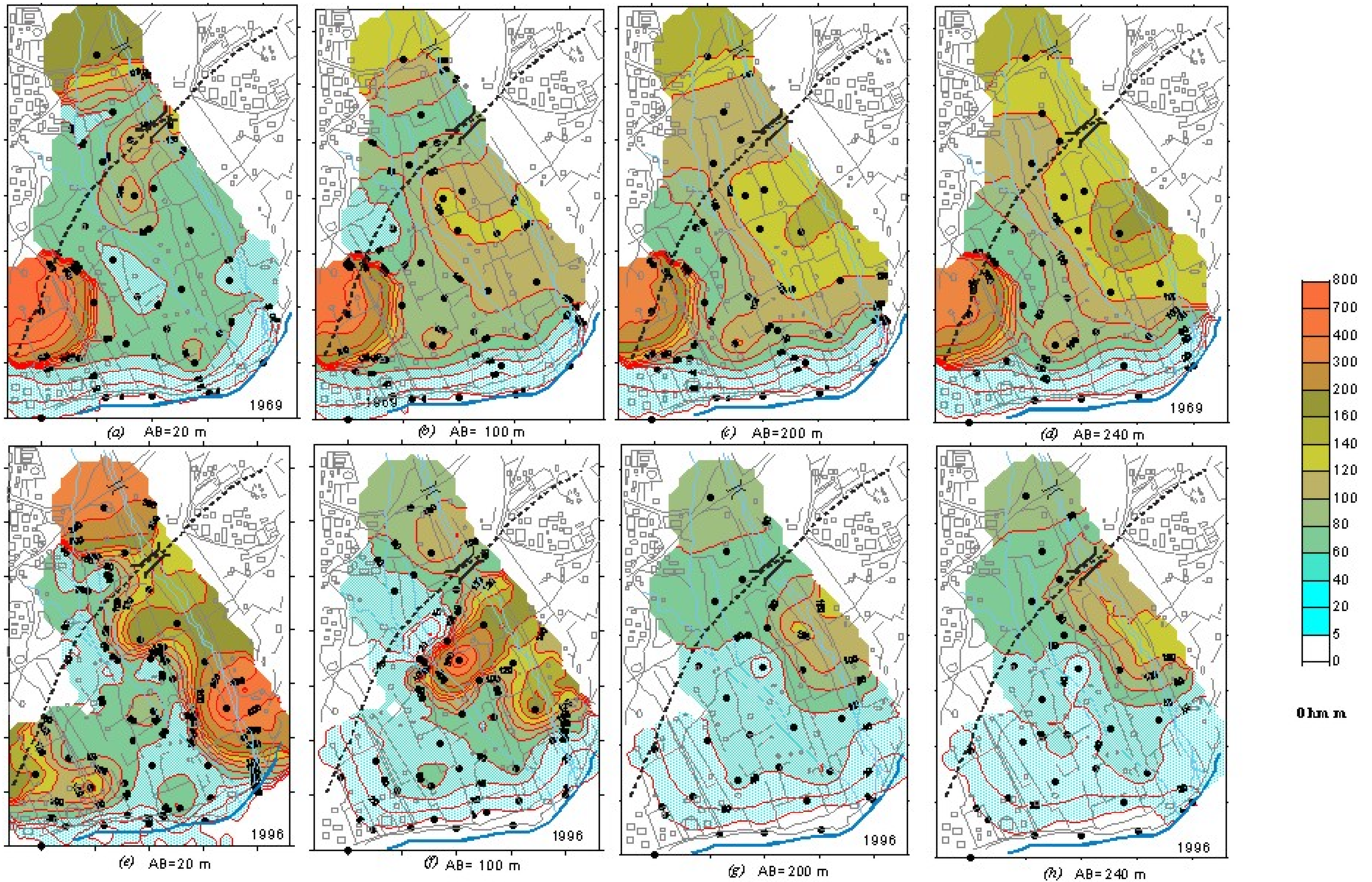


Lámina V.1: Mapas de isorresistividades aparentes para diferentes configuraciones electródicas AB. En la parte superior se muestran los resultados de la campaña de 1969 (a), (b), (c) y (d); mientras que en la parte inferior figuran las obtenidas en la campaña de 1996 (e), (f), (g) y (h). Los valores de las isolíneas están donados en ohm.m.

V.2.2 Mapas de isorresistividades

En la Lámina V.1 se muestran los mapas de isorresistividades aparentes de las campañas de noviembre 1969 y septiembre 1996 para diferentes distancias electródicas (AB). Teniendo presente que el espaciado entre los electrodos AB da cuenta de la distribución eléctrica (en superficie) para una determinada profundidad, los resultados de los gráficos pueden sintetizarse en:

Mapa de isorresistividades para AB = 20 m. Con esta distancia entre electrodos las resistividades aparentes caracterizan el tramo superficial de los materiales del acuífero superior del delta.

i) Noviembre 1969 (Lámina V.1-a): en el sector SW (Malgrat) se detecta un máximo de resistividad de 600 Ω .m que disminuye rápidamente en dirección E formando una zona plana con resistividades entre 60-80 Ω .m. La isolínea de 60 Ω .m se encuentra entre los 100 m (SEV-40) y los 300m (SEV-41 y 43) de la costa.

ii) Septiembre 1996 (Lámina V.1-e): el mapa muestra un cambio importante de distribución eléctrica respecto al del año 69. La isolínea de 60 Ω .m se ha desplazado en dirección N definiéndose una zona con resistividades más altas 150-300 Ω .m que sigue paralela al lecho derecho del río Tordera.

Mapa de isorresistividades para AB = 100 m. Con esta distancia las resistividades se refieren a los materiales situados entre 40-60 m de profundidad que correspondería aproximadamente al techo del acuífero profundo.

i) Noviembre 1969 (Lámina V.1-b): en la parte baja del delta, las isolíneas hasta los 60 Ω .m siguen paralelas a la línea de costa, entrando el valor de 90 Ω .m a una distancia de 250-300 m. Se detecta un máximo local mayor que 200 Ω .m al SW (Malgrat) que presenta la misma tendencia del mapa AB = 20 m.

ii) Septiembre 1996 (Lámina V.1-f): en comparación los valores muestran, en general, una bajada importante, sobre todo en el área próxima a Malgrat con resistividades de 20-30 Ω .m a 400 m de la costa. La isolínea de 100 Ω .m se sitúa prácticamente paralela al lecho derecho del río hasta, aproximadamente, 1 km de la desembocadura. El SEV-24 define un máximo de 360 Ω .m. Así mismo, se observan unos mínimos locales (\approx 5 Ω .m) en la zona de los pozos Ribas (piezómetros C-41, C-42 y C-43).

Mapa de isorresistividades para $AB = 200$ m. Esta distancia se correspondería con la parte basal de los materiales detríticos del delta y probablemente con el contacto granítico.

i) Noviembre 1969 (Lámina V.1-c): las isolíneas de 80-100 $\Omega.m$ continúan manteniéndose paralelas a la línea de costa hasta unos 500 m. En la zona de Malgrat (SW) se localiza de nuevo un máximo resistivo por sobre 300 $\Omega.m$ (SEV-38).

ii) Septiembre 1996 (Lámina V.1-g). En este período se observa una fuerte bajada de los valores de las resistividades y al mismo tiempo un cambio importante de su distribución espacial. Los valores de 80-100 $\Omega.m$ se localizan en la zona norte a 3500 m del mar. Se detecta un máximo relativo de 120 $\Omega.m$ en el SEV-24 próximo al río.

Mapa de isorresistividades para $AB = 240$ m. Esta distancia caracteriza fundamentalmente el techo del basamento granítico.

i) Noviembre 1969 (Lámina V.1-d): la morfología que presentan las líneas de isorresistividad es prácticamente la misma que puede observarse en la configuración anterior ($AB = 200$), detectándose un pequeño incremento generalizado.

i) Septiembre de 1996 (Lámina V.1-h): se detecta la misma similitud de isolíneas respecto al mapa homólogo de $AB = 200$ m. Se vuelve a detectar un máximo de resistividad en el SEV-24 (120 $\Omega.m$); caracterizándose la mayor parte del delta por valores comprendidos entre 10-80 $\Omega.m$.

V.3 PROSPECCIÓN SÍSMICA

V.3.1 Localización y adquisición del perfil sísmico

La campaña de prospección sísmica consistió en un perfil de reflexión de alta resolución paralelo a la línea de costa (Malgrat - La Tordera) y distante unos 500 m de la misma (Figura V.12). El objetivo era doble: evaluar la viabilidad del método en la zona más extrema del delta (caracterizada por una gran heterogeneidad y con una posible baja impedancia) y, en caso favorable, superponer la sección a los resultados hidrológicos y a la obtenida con la prospección eléctrica.

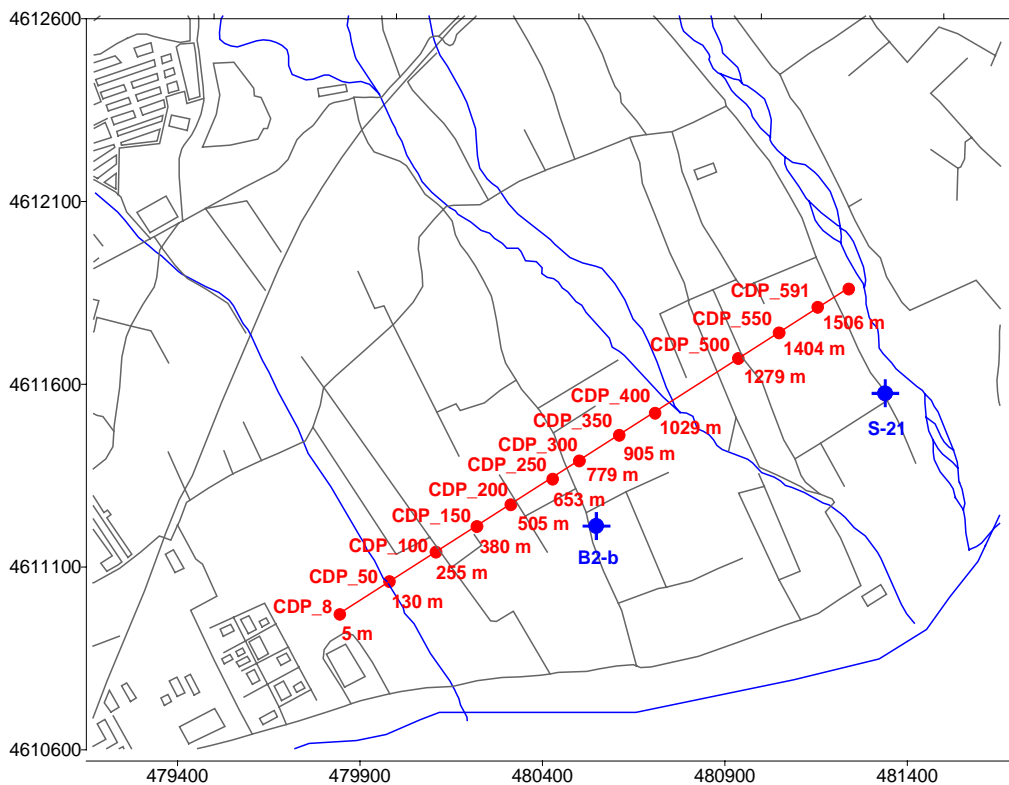


Figura V.12: Emplazamiento y dirección del perfil sísmico realizado. -Esquema simplificado del mapa de situación (E:1:5000)-. El perfil se planificó para investigar, en dirección transversal al río Tordera, la geometría de los cuerpos sedimentarios y la morfología del zócalo granítico.

La Tabla V.7 recoge la información más relevante de la implantación y adquisición del perfil sísmico. El montaje definitivo y la selección de los parámetros de registro vinieron impuestos por una valoración teórica preliminar y por las pruebas de campo realizadas durante el primer día.

Adquisición de datos del perfil	
Geometría de disparo	Tiro en cola (ocasionalmente tiro simétrico para pruebas y para refracción)
Offset más próximo:	7.5 m
Longitud del registro:	1s
Tiempo de muestreo:	0.2 ms
Número total de muestras/canal:	5000
Filtro pasa-bajas:	4 Hz Butterworth (2-polos)
Disparos enterrados a:	90-100 cm
Tipo de energía:	perclorita 15 g
Triggering:	geófono <i>starter</i>
Avance del tiro:	5 m
Longitud total:	1460 m
Estaciones sensoras:	292
Espaciado entre estaciones:	5 m
Número de disparos:	222
Geófonos:	40 Hz de frecuencia natural

Tabla V.7: Información sobre la implantación y la obtención de datos de la línea sísmica.

V.3.2 Tratamiento de los datos

En la implantación de la geometría se ha considerado el trazo del perfil sísmico horizontal ($Y=0$) y el cero topográfico se ha tomado respecto a la estación de menor cota del perfil, situándose la máxima diferencia de cota observada en torno a los 2 m.

Previo al procesado de pre-apilamiento, se eligió un conjunto de tiros representativos para realizar el estudio del contenido frecuencial de los eventos sísmicos presentes y caracterizar así la relación S/N. Los conjuntos de datos seleccionados se han sometido a tres tipos de análisis: *i*) Paso por filtros pasa-banda, *ii*) análisis espectral y *iii*) análisis F-K. Los resultados obtenidos se sintetizan en:

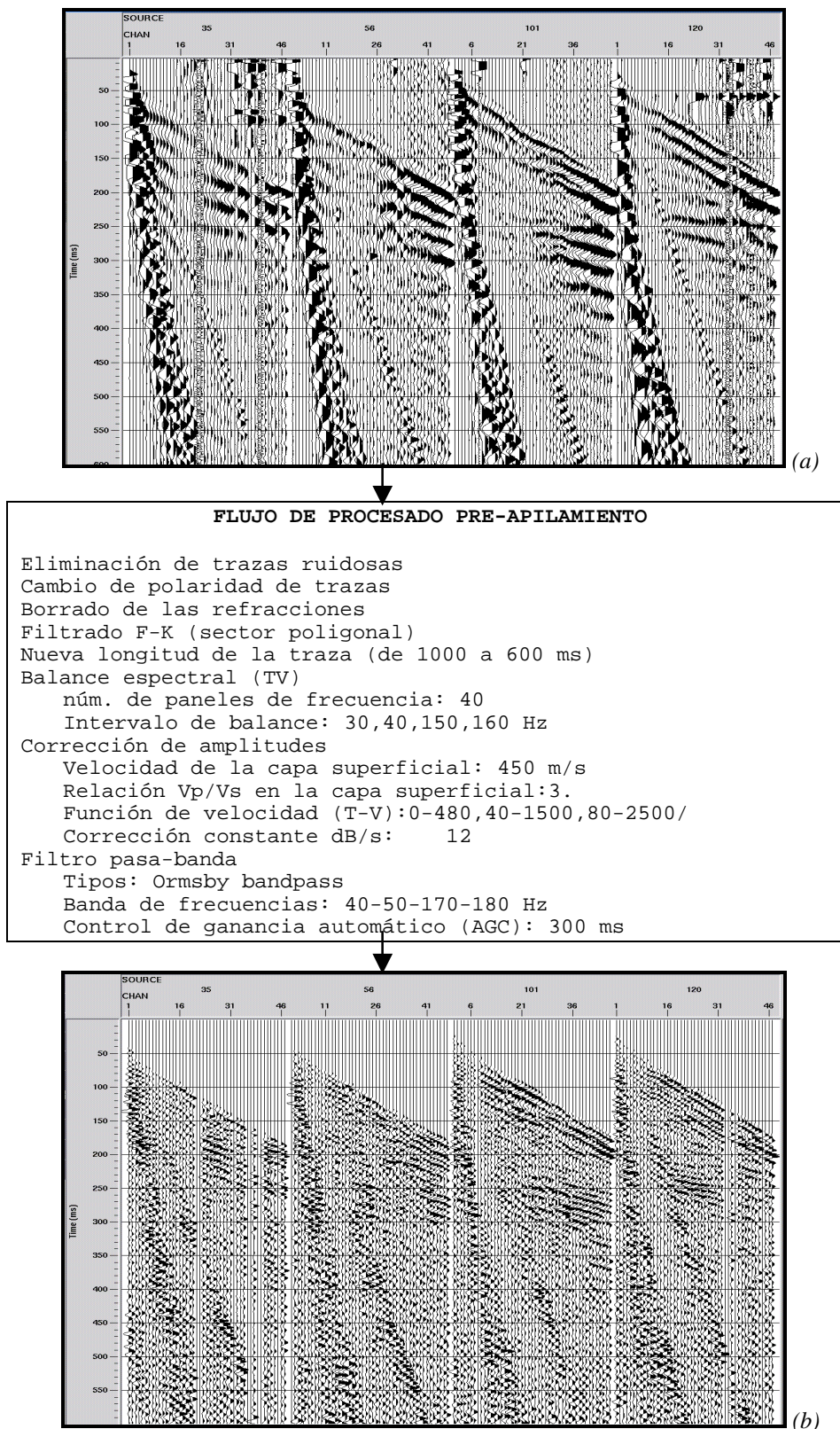
Los análisis espectrales muestran, en general, un contenido de frecuencias útiles en la banda de 50-180 Hz para un nivel de corte de -40 dB. Así mismo, del análisis del filtrado pasa-banda se desprende que entre los 20-60 Hz se produce la mayor contribución de señal del GR, el cual se halla presente en la mayoría de los registros; y entre los 80-180 Hz se obtiene la banda de frecuencias con mayor contenido de señales de reflexión; mientras que de 250 a 500 Hz solo se constata ruido atribuible a la onda aérea y a las actividades humanas. Es importante remarcar la presencia de ondas guiadas con un rango de frecuencias entre los 100-250 Hz, que coincide con la banda de las reflexiones más superficiales, para estos eventos, el análisis F-K muestra un fuerte *aliasing* espacial. Los análisis espectrales y F-K presentan un rango de frecuencias para la onda aérea que abarca casi todo el ancho del registro con un intervalo dominante entre 80 y 500 Hz. La velocidad aparente de este evento se sitúa en torno a los 340 m/s

Las zonas de mayores reflexiones se localizan en el tramo temporal entre 40 y 250 ms. Para este sector, el contenido de frecuencias abarca desde 80 a 180 Hz y el análisis F-K muestra un rango de velocidades aparentes que puede circunscribirse en abanico definido por 1200 y 2500 m/s.

La Figura V.13 presenta los tratamientos básicos del procesado pre-apilamiento y el resultado de su aplicación.

El campo de velocidades inicial fue construido a partir de un conjunto de secciones sísmicas apiladas con diferentes campos de velocidad constante y seleccionando, en cada una de ellas, los sectores de velocidad en donde los reflectores presentaban más coherencia (*Constant Velocity Stack Analysis*). El campo final resultante se utilizó como campo de entrada del análisis interactivo de velocidades, el cual fue modificándose en función de la coherencia de sumación de cada una de las hipérbolas de reflexión. El análisis se realizó en grupos de 5 CMPs, representando unos 12 m de longitud de línea. El campo de velocidades RMS definitivo (Figura V.16) mediante el cual se efectuaron las correcciones NMO (Figura V.14) se obtuvo con tres iteraciones; la primera sin aplicación de ningún tipo de correcciones estáticas, la segunda aplicando a los registros correcciones estáticas por elevación (poco significativas dado el

escaso relieve del perfil) y las correcciones proporcionadas por del método de refracción DRM (Guluna N., 1985); finalmente, en la tercera iteración se incorporaron los estáticos residuales.



FiguraV.13: Flujo de los tratamientos básicos del procesado pre-apilamiento. (a) Selección de tiros de campo del perfil. (b) Los mismos tiros después del tratamiento.

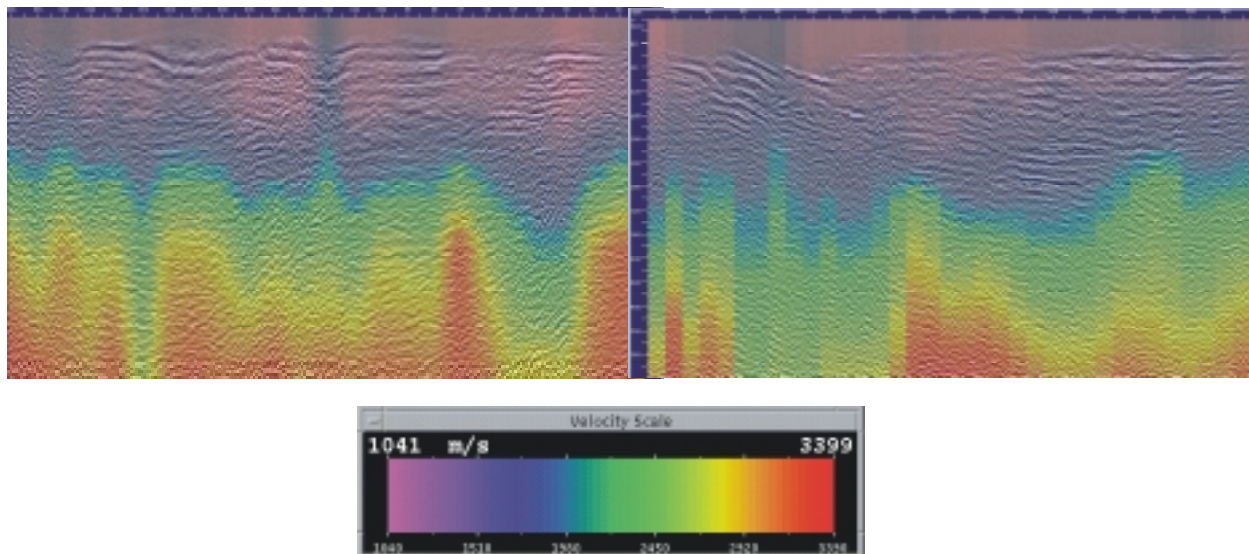


Figura V.14: Campo de velocidades (RMS) final mediante el cual se han realizado las correcciones NMO.

Después del apilamiento (Tabla V.8-a), la sección sísmica resultante presentaba ruido residual proveniente del GR (básicamente lineal) y de algunas difracciones (Figura V.15-a); de manera que el procesado post-apilamiento aplicado estuvo dirigido en eliminar estos dos tipos de improntas. El ruido se eliminó utilizando un filtro F-K de tipo abanico y para las difracciones se aplicó una migración con un campo de velocidades de pequeño gradiente (Tabla V.8-b). La Figura V.17-b muestra una porción de la sección sísmica resultante.

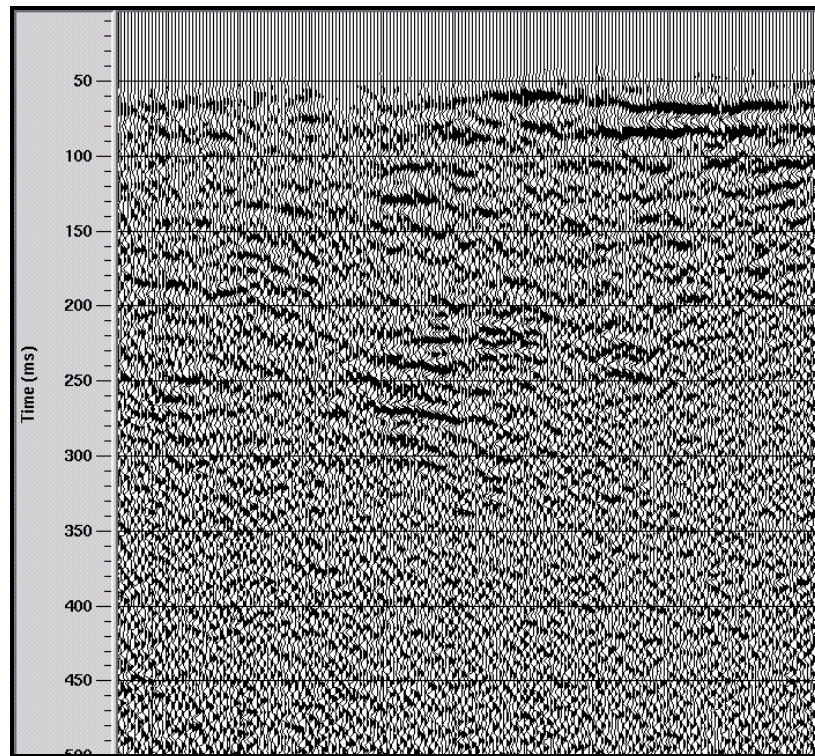
FLUJO DE APILAMIENTO
Aplicación de los estáticos residuales
Corrección NMO
Apilamiento
Método de sumación: Div-power
Longitud del operador: 150 ms

(a)

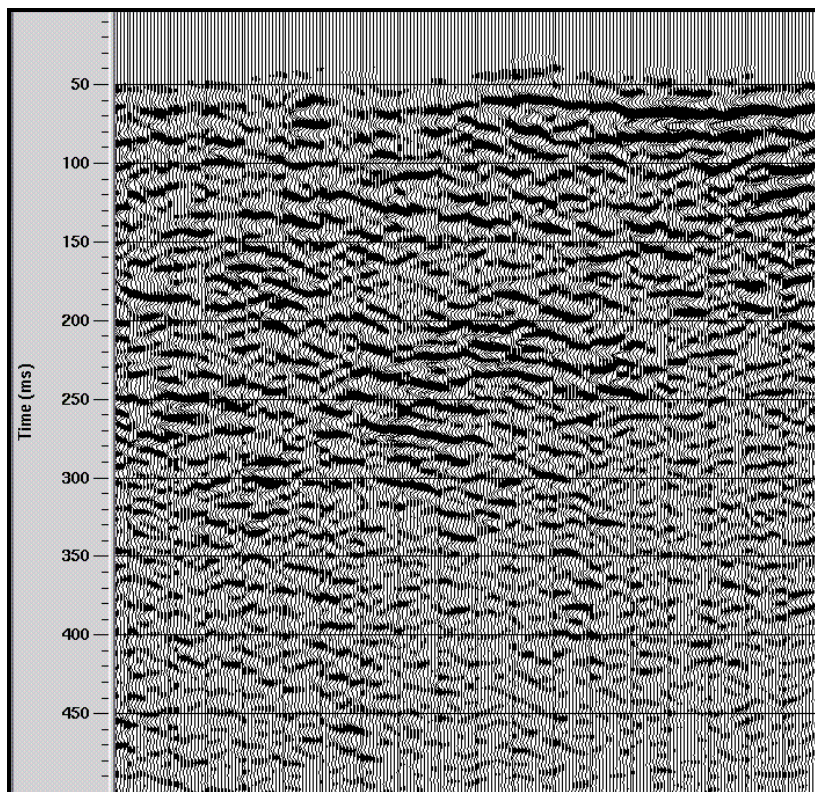
FLUJO DEL PROCESADO POST-APILAMIENTO
Filtro F-K
Tipo: abanico (+-100 m/s,+2000 m/s,30 Hz,70 Hz, borrado)
Migración
Método: Stolt F-K
Frecuencia máxima para migrar: 180 Hz
Velocidades RMS de migración(m/s): 10-700,400-400/
Filtro pasa-banda
Tipo: Butterworth
Banda de frecuencias: 50 Hz-24 dB/Oct-180 Hz-24 dB/Oct
Ponderación de trazas (Trace Mixing,3)

(b)

Tabla V.8: Procesos aplicados a los tiros editados para obtener la sección sísmica final. (a) Flujo de apilamiento y (b) Flujo de post-apilamiento.



(a)



(b)

Figura V.15: (a) Porción de sección sísmica resultante del apilamiento y (b) el mismo sector después del tratamiento post-apilamiento. Cada traza CDP está espaciada 2.5 m.

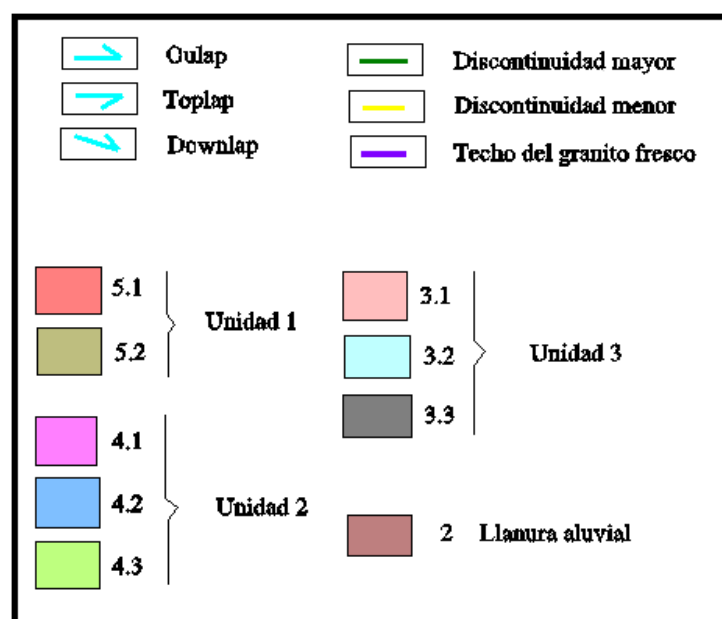
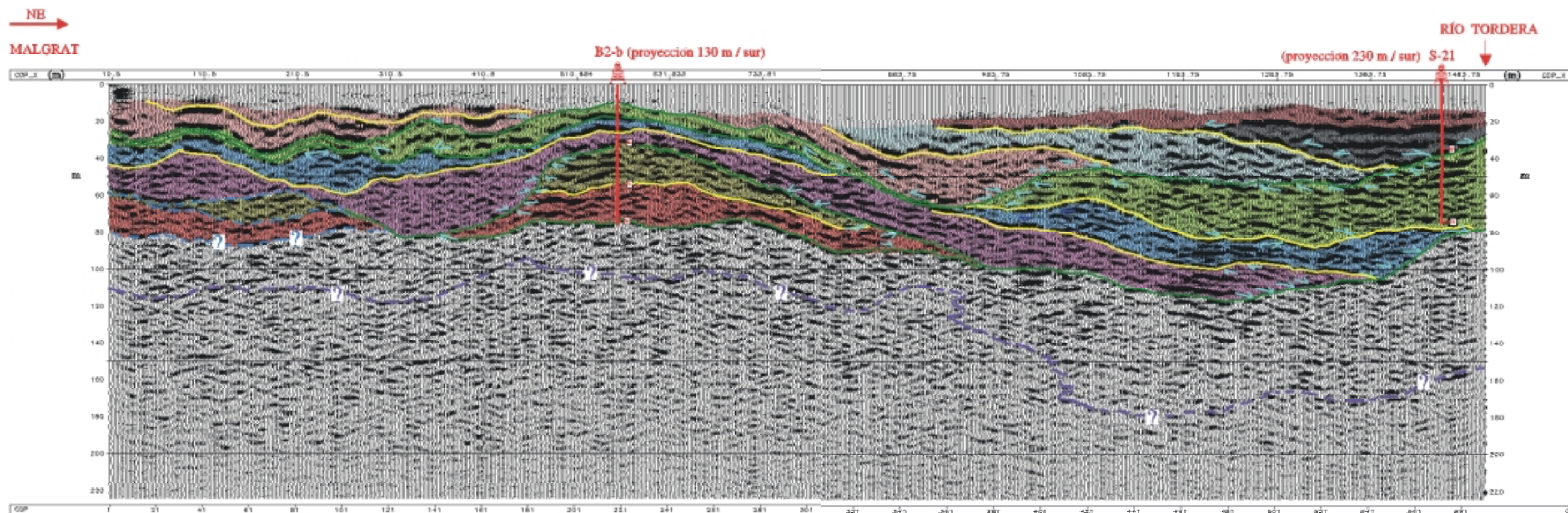


Lámina V.2: Sección sísmica en profundidad e interpretación estratigráfica del perfil PS-1

V.3.3 Interpretación de la sección sísmica

La sección sísmica resultante ha sido convertida a profundidad (Lámina V.2) a partir de la información de las velocidades obtenidas durante el procesado (campo de velocidades RMS y análisis de refracción), y de las columnas litológicas de dos sondeos cercanos a la línea sísmica (B2-b y S-21, Figura V.14).

La interpretación estratigráfica del perfil se ha realizado según los métodos de la estratigrafía sísmica desarrollada por Exxon (Vail et al. 1977) aplicada en geología del petróleo y en los estudios de sísmica de reflexión en general. Por un lado, el análisis de las reflexiones y su configuración permiten individualizar los cuerpos sedimentarios (interpretación estratigráfica), mientras que el análisis posterior de fácies sísmicas, apoyado por los sondeos, permite interpretar las litologías.

A nivel estratigráfico (Lámina V.2), el perfil responde al contexto típico de llanura aluvial deltaica cuaternaria en donde se interpretan tres grupos de cuerpos sedimentarios por encima del tramo granítico -granito alterado (Tabla V.9):

Cuerpos	Descripción (Lámina V.1)
5.1 5.2	Detectados en la vertical del sondeo B2-b (proyectado unos 130 m) consiste en: gravas y arenas (de 62 m hasta 74 m de profundidad) y arenas de grano fino con limos grises (de 62 m hasta 42 m).
4.1 4.2 4.3	El segundo grupo es cortado por los dos sondeos. El B2-b atraviesa los tres cuerpos, mientras que el S-21 solo el 4.3. La composición litológica, atendidas las circunstancias sedimentológicas, varía lateralmente y en la vertical. Son de esperar materiales detríticos gruesos (gravas y arenas predominantes) en las zonas de valle, mientras que en las zonas altas probablemente el contenido en lutitas (en capas o formando la matriz) sea mucho más elevado. Este grupo se observa que está lateralmente encajado con el anterior.
3.1 3.2 3.3	El tercer grupo de cuerpos sedimentarios se encuentra encajado con el segundo si bien la incisión de la base no es tan violenta como el anterior. El sondeo B2-b atraviesa probablemente el cuerpo 3.1 y puede ser que el 3.2 (la sísmica no da respuesta entre los 0 y 10-12 m). El sondeo S-21 cruza el cuerpo 3.3 y desde el punto de vista sedimentológico, el conjunto responde a la migración lateral de un canal. Al contrario que los dos conjuntos anteriores (5 y 4), que son agradiconales y probablemente se sedimentaron en un ambiente aluvial tipo abanico con sistemas de canales trenzados; el conjunto 3 denota un cambio de régimen sedimentario, progradándose a un medio fluvial de tipo meandriforme. El cuerpo 3.3 representa el último estadio de la migración del canal, de manera que los detríticos más gruesos se podrían localizar en la zona más profunda y hacia arriba habría niveles de lutitas que podrían contener restos orgánicos. La disposición de las reflexiones sugiere que el canal se rellenó por decantación.
2	Finalmente, el cuarto cuerpo sedimentario que puede observarse es expansivo sobre los demás y probablemente corresponda a la llanura deltaica sub-actual.

Tabla V.9: Descripción de la interpretación estratigráfica de la sección sísmica (Lámina V.1). Los cuerpos están descritos de más antiguo a más moderno.

La interpretación litológica del perfil (Berástegui *et al.*, 2000) que se muestra en la Lámina V.3. se ha basado en las descripciones de las columnas litológicas de los piezómetros B2-b y S-21 (Tabla V.10).

B2-b (Proyectado perpendicularmente 130 m)	
Profundidad (m)	Descripción
0 - 30.7	Arenas de grano fino con limos grises
30.7 - 41.8	Gavas y arenas con limos grises
41.8 - 62.3	Arenas de grano fino con limos grises
62.3 - 74.2	Gravas y arenas
74.2 -	Granito alterado

S-21 (Proyectado perpendicularmente 230 m)	
Profundidad (m)	Descripción
0 - 1.25	Tierra vegetal
1.25 - 8.	Arenas medianas
8. - 35.	Arenas finas con limos grises
35. - 45.4	Arenas medianas
45.4 - 57.	Arenas finas muy duras
57. - 59.	Limos
59. - 70.	Arenas finas con limos grises
70. - 71.5	Arenas
71.5 - 73.	Gravas y arenas
73. - 73.5	Granito alterado
Piezómetro $\phi=45$ mm. Ranurado 35-45 m. Artesiano 8 l/min (22-06-1970)	

Tabla V.10: Descripción de las columnas litológicas de los sondeos B2-b y S-21 con los cuales se ha realizado la interpretación litológica de la sección sísmica. (Inventario de la Junta d'Aigües).

La detección del contacto entre el granito alterado y el granito fresco presentó dificultades ya que, además de ser esta última una litología sísmicamente transparente (Kim, 1994), en este caso la precede una capa de granito alterado de potencia considerable que actúa como tramo atenuante. Debido a ello, la sección sísmica se representó dividiendo sus amplitudes en una gama básica de colores para visualizar mejor la coherencia de los reflectores (Figura V.16).

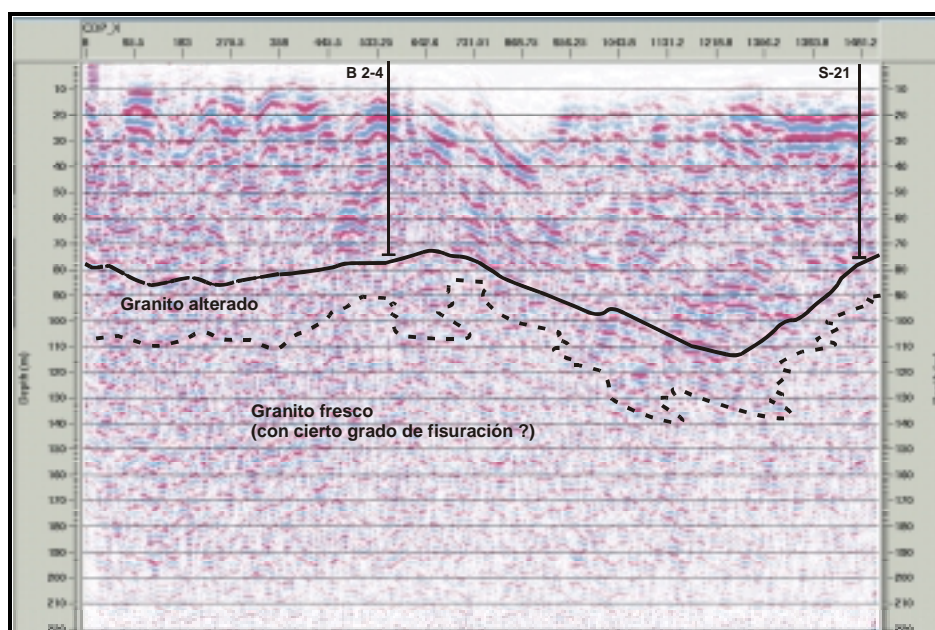
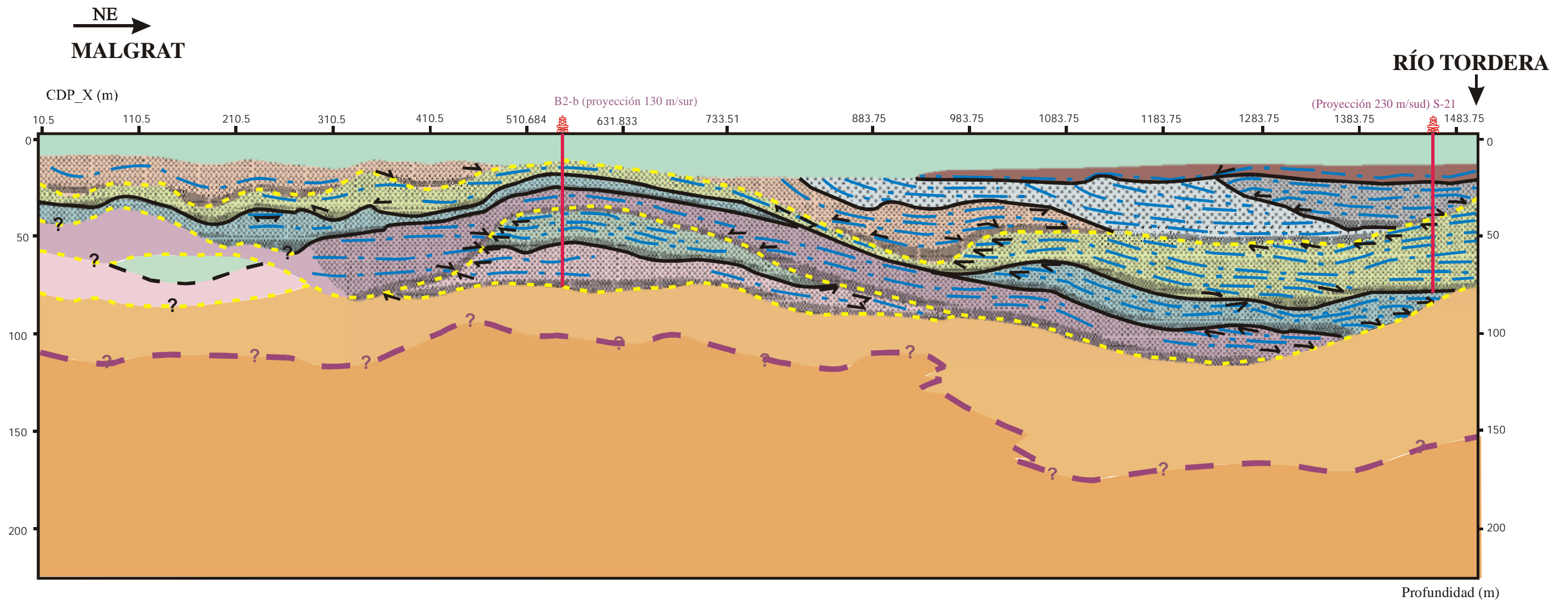


Figura V.16: Imagen en amplitud de la sección sísmica para detectar las zonas de granito fresco/fracturado y granito alterado. La representación con una gama básica de colores potencia los reflectores más coherentes, que en este caso, se han atribuido a las zonas de granito alterado, mientras que el granito fresco se situaría en las regiones donde hay una falta de señal debido al poco contraste sísmico que presenta esta litología.



INTERPRETACIÓN LITOLÓGICA.		LLEYENDA	
	Granito fresco que puede presentar cierto grado de fracturación		Discordancia mayor
	Granito alterado y bloques de granito		Discordancia menor
	Arenas		Oulap
	Gravas y arenas predominantes		Toplap
	Niveles de limos/lutitas		Downlap
	Suelo, lutitas y arenas		

Lámina V.3: Interpretación litológica de la sección sísmica.

V.4 INTERPRETACIÓN DE LOS DATOS: INTEGRACIÓN DEL ESTUDIO MULTIDISCIPLINAR

V.4.1 Síntesis de la información hidrogeológica e interrogantes que se plantean

La principal fuente de recarga del acuífero superficial la constituyen las aguas de infiltración del río Tordera. Su carácter preponderante se pone en evidencia mediante el balance hídrico y por la existencia de un nivel piezométrico permanentemente negativo en las áreas más apartadas del río (zona SW, cercana a la población de Malgrat). Del estudio hidroquímico se desprende que el acuífero superficial presenta una contaminación por nitratos y sulfatos originada por la actividad agrícola. Cabe destacar que los análisis iónicos realizados en los sectores N y NE indican una ausencia generalizada de intrusión marina que podría ser explicada por la existencia de una barrera natural limosa que dificultaría la entrada del agua de mar.

El acuífero profundo no presenta contaminación por nitratos ni sulfatos pero en el sector más próximo al mar (piezómetros B2-b y A4-b, entre otros) se constata un importante efecto de entrada de agua salobre que se traduce en los altos valores de conductividad registrados, en concordancia con el cálculo estimativo de la cuña de agua marina. Desde hace aproximadamente unos 8 años se vienen detectando concentraciones elevadas de cloruros en algunos sondeos alejados de la línea de costa. Estas concentraciones aumentan cuando el bombeo de los pozos disminuye, hecho que podría explicarse cuando la reducción de la máxima actividad de explotación (a partir de octubre) produce una recuperación de los niveles piezométricos, con el consiguiente paso de los cloruros desde la zona no saturada al acuífero, contaminando el pozo. Otro factor a considerar es que en captaciones cercanas (distantes unos 100 m) se detectan concentraciones desiguales y el análisis de sus relaciones iónicas no parece indicar contaminación por agua de mar. Estas observaciones ponen en duda la hipótesis de que la cuña de intrusión marina llegue hasta estos sondeos interiores (situados a más de 2 km de la línea de costa); además posiblemente apantallada por la existencia de un acuitardo más desarrollado en este sector. Así, se apunta como a origen de los cloruros de los pozos Ribas (piezómetros C-41, C-42 y C-43) la posible influencia de vertidos de aguas residuales existentes en esta área (posibles fugas de algún colector o incontrolados procedentes de una atracción acuática que podrían introducir cloruros en la zona no saturada del acuífero).

El Embalse subterráneo del Bajo Tordera se define como un sistema bicapa a partir de la población de Palafolls. Habitualmente se ha considerado la existencia de un acuífero libre superficial que se extiende por toda la llanura deltaica y un acuífero semicautivo separado del superior por niveles arcillosos que

alcanzan el máximo espesor hacia el mar. Estas formaciones fluvio-deltaicas están constituidas por unos sedimentos arenosos y conglomeráticos sobre los cuales se depositan materiales limo - arenosos de origen estuarino o de marismas, y son cubiertos por depósitos arenosos que conforman el acuífero superficial. No obstante, parece ser que este modelo bicapa está pobremente desarrollado. Diferentes indicios hacen sospechar que no existe una clara diferenciación entre dos únicos tramos permeables separados por un nivel arcilloso continuo y constante, sino que probablemente exista un flujo hidrológico conjunto de ambos acuíferos en amplias zonas. Solamente una correlación litoestratigráfica podría corroborarlo pero teniendo en cuenta la gran heterogeneidad que presentan los sedimentos deltaicos en general, ello supondría el disponer de una muy detallada información geológica.

V.4.2 Síntesis de la prospección eléctrica

Para los perfiles geoelectricos I-I' y II-II' se obtienen resistividades más bajas en la campaña de 1994 respecto a la del año 1969. Este aumento de conductividad tiene su origen en un cambio de la calidad del agua de ambos acuíferos que, para el profundo, podría corresponderse con un ascenso del límite de la intrusión marina en esta zona del orden de 10-30 m (tercer tramo de los perfiles I-I y II-II').

El mapa de isorresistividades del año 1996 correspondiente a la distancia AB = 20 m (acuífero libre superficial) muestra resistividades más altas que su homólogo del año 1969 en toda la franja paralela al río; efecto que se relaciona con el aumento de la calidad del agua superficial del Tordera en estos últimos años. Mientras que en la zona próxima a Malgrat (SW) se aprecia una bajada de valores respecto al año 1969 coincidiendo con un aumento de la actividad humana en este sector (creación de industrias).

En la actualidad (1996), el mapa de isorresistividades AB = 100 m que haría referencia al techo del acuífero profundo también evidencia un aumento de valores en el sector próximo al río. El avance de unos 500 m de la isolínea de 40 Ω .m hacia Malgrat indicaría una evolución de la cuña de agua marina en esta dirección. Así mismo, los mínimos locales interiores pueden correlacionarse con el aumento de la concentración de cloruros detectada en los piezómetros de esta área. Cabe destacar también un aumento puntual de resistividad (1996) en la zona norte donde se localizan las captaciones del Alt Maresme y las de Blanes, que extraen agua del acuífero profundo a unos 50 m de profundidad. Este hecho podría explicarse por el efecto de los conos de bombeo (el aumento del volumen de extracciones de los últimos años induce un aumento del gradiente hidráulico, el cual produce a su vez una mayor entrada de agua dulce).

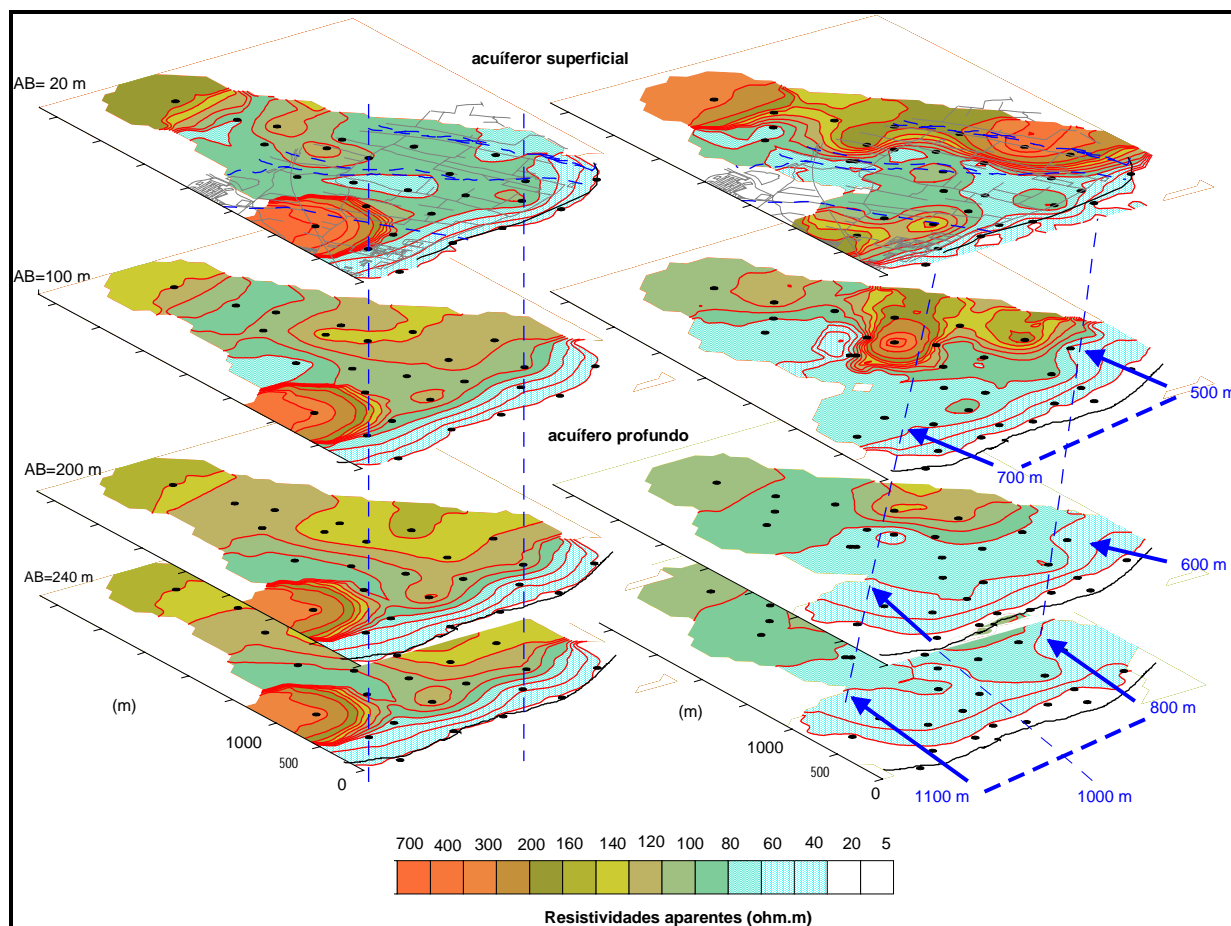


Figura V.17: Mapa de isorresistividades aparentes situadas en las respectivas pseudo-profundidades con el fin de estimar las dimensiones del frente de avance de la interfase agua dulce - agua marina. En la parte izquierda se muestran los datos de 1969 y en la parte derecha los del año 1996.

Para las distancias electrónicas $AB = 200$ y 240 m (acuífero profundo y zócalo del granito) y considerando como referencia las isolíneas de $40-60 \Omega.m$; se constata en la actualidad (1996) un desplazamiento importante (en torno los 200 y 700 m), lo que indicaría que la infiltración de agua procedente del mar se hace más efectiva en este intervalo. A fin de estimar el avance de la cuña marina y determinar su frente se han superpuesto los mapas de isorresistividades a la pseudo-profundidad correspondiente (Figura V.17); obteniéndose que la dirección preferente de contaminación se produce por el SW (zona de Malgrat).

V.4.3 Síntesis de la prospección sísmica y correlación con los otros datos

El perfil sísmico de reflexión aporta una imagen del subsuelo que determina la geometría de los cuerpos sedimentarios del Delta del Tordera y obtiene una información del terreno útil para la interpretación conjunta de las diferentes bases de datos. La resolución vertical de la sección permite detectar capas de potencias superiores a los 5 m (criterio $\lambda/4$, considerando una velocidad media de 2500 m/s y una

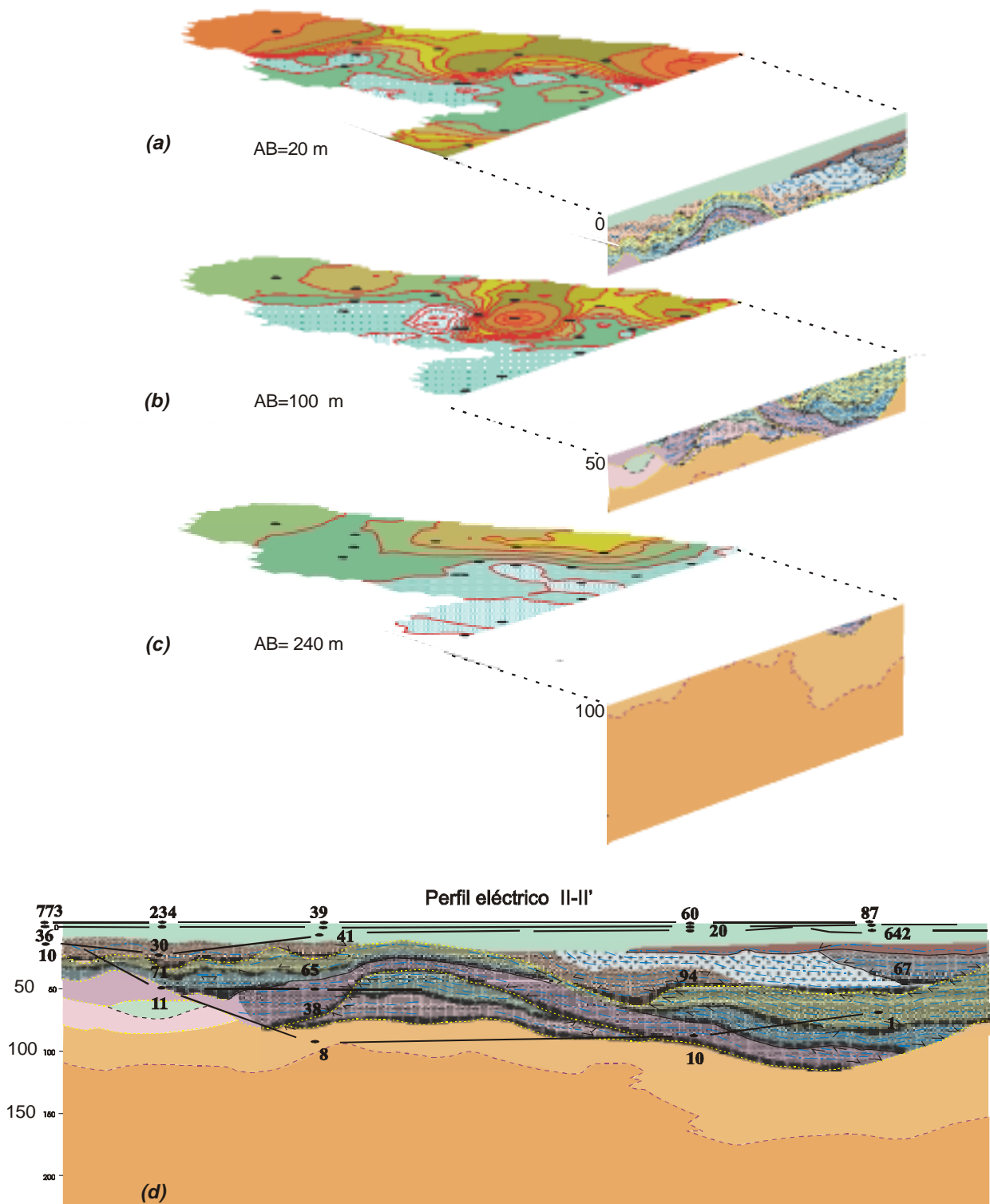


Lámina V.4: Gráficos conjuntos de la prospección eléctrica y sísmica. En la parte superior se relacionan los mapas de resistividad con los correspondientes niveles de la sección sísmica (a), (b) y (c), mientras que en la parte inferior se ha confrontado el perfil eléctrico II-II' (1994) de la Figura V.11-d con la sección sísmica interpretada (d) de la Lámina V.3.

frecuencia dominante de 125 Hz), mientras que la horizontal ha permitido definir los contactos de los cuerpos sedimentarios. Como puede comprobarse en la Lámina V.4, esta geometría extraída de la imagen sísmica dota de detalle los perfiles geoelectricos.

Debido a la poca consolidación de los materiales de relleno de la llanura deltaica cabe hacer especial énfasis en la eliminación de las ondas superficiales mediante filtrado F-K; (obsérvese que ha sido necesario aplicar este filtrado en dos etapas del procesado). Para este caso concreto, se ha encontrado un mejor resultado aplicando el clásico filtro de abanico que definiéndolo interactivamente en el espacio F-K. Así mismo, la gran heterogeneidad geométrica y litológica de los materiales deltaicos hace que en muchos sectores los reflectores pierdan coherencia debido a las pequeñas difracciones de los contactos laterales; motivo por el cual se encuentra que la sección mejora si se le aplica una migración y una ponderación de trazas (*trace mix*).

En la Lámina V.4 se presenta la síntesis de la prospección geofísica. En la parte superior se han colocado los mapas de isorresistividades aparentes a las correspondientes pseudo-profundidades y se han relacionado con los tramos de sección sísmica que les concierne; mientras que en la parte inferior se ha solapado la sección sísmica con el perfil geoelectrico más próximo (II-II', 1994).

El perfil II-II' del año 1994 (Lámina V.4-d) presenta buena correspondencia con la interpretación estratigráfica de la sección sísmica evidenciando que en el extremo SW la disminución de resistividad coincide con la pérdida de coherencia de los reflectores (a partir de los 30-40 m de profundidad). Lo que podría corresponder con una zona de materiales más gruesos de alta permeabilidad que favorecen la entrada del agua marina por este sector. Las resistividades de 38 y 94 Ωm en ambos lados del cuerpo sedimentario **5** (parte central de la sección) ponen de manifiesto una disminución de la permeabilidad de los materiales entre los 50 y 85 m que coincidiría con la zona de encaje lateral del cuerpo **4.1**. Por debajo de este nivel se sitúan resistividades más bajas (8 y 10 Ωm) que indicarían un grado de salinización coincidiendo con el substrato de granito alterado – granito. En cuanto al extremo NE, el corte geoelectrico indica un ascenso de entrada de la cuña marina a los 70 m de profundidad, pudiéndose correlacionar con el contacto (discontinuidad menor) entre el cuerpo **4.2** y el **4.3**, y con un aumento de cota del zócalo granítico que actuaría como un control estructural, determinando direcciones preferenciales de transmisividad.

En general, la zona no contaminada (parte NE) de los mapas de isorresistividades aparentes (1996) coincide con el lado donde se localiza la migración del canal lateral y del actual curso del río, sector donde los materiales pueden desarrollar un acuitardo más potente. También se apunta la posibilidad de que el cuerpo central **5** (Lámina V.4-b) pueda actuar como una divisoria entre materiales de más baja permeabilidad, en el extremo NE, y materiales más permeables; al NW (AB=100m).

La pseudo- profundidad del nivel más superficial (AB=20 m) se relaciona con los primeros 15-25 m de la sección sísmica en donde hay carencia de señal (Lámina V.4-a), si bien el máximo resistivo del extremo NE podría corresponderse con la llanura deltaica subactual (cuerpo 2).

El mapa de isorresistividades más profundo (AB=240 m) se situaría sobre la sección sísmica en torno al nivel de granito alterado - granito fisurado (Lámina V.4-c); presentando una entrada de agua marina desde la parte central hacia el extremo NW que coincide con la disminución de la potencia de la capa de granito alterado. Hecho que concuerda con un aumento de la permeabilidad del granito fisurado respecto a la del alterado, ya que la meteorización de la ortosa y de otros feldespatos componentes del granito dan lugar a la caolinita y a otros minerales de la arcilla formando capas impermeables.

V.5 CONCLUSIONES DEL CAPÍTULO

El presente estudio es una síntesis de las actuaciones llevadas a cabo en el seguimiento de un problema de impacto medioambiental tan frecuente en el Mediterráneo como es la contaminación de los acuíferos costeros por intrusión marina y, por tanto, ejemplifica una metodología a seguir: así, en una primera fase de actuación se realizó el balance general de las reservas hídricas del Embalse del Bajo Tordera cuando se constató que las extracciones casi superaban a su recarga; posteriormente se instaló una red de piezómetros de control al detectarse los primeros síntomas de contaminación, al tiempo que surgió la necesidad de realizar una prospección geofísica para enmarcar/correlacionar los datos puntuales suministrados por los sondeos; disponiendo así de una información del subsuelo más generalizada. La recopilación y homogenización de la toda la información dispersa, heterogénea y a menudo contradictoria ha constituido, en si misma, una tarea documental importante a causa del carácter multidisciplinar del estudio.

Las causas que han provocado los episodios de contaminación por cloruros pueden dividirse en dos grupos: contaminación del acuífero profundo por intrusión marina en la zona costera y contaminación por influencia antrópica en determinados sectores interiores. Los criterios deducidos para establecer estas conclusiones son:

- *Criterio cronoespacial.* Los primeros casos de contaminación por cloruros en el acuífero profundo empezaron detectándose en los sondeos más próximos a la línea de costa; posteriormente el problema se fue extendiendo hasta los pozos de Blanes (C-41, C-42 y C-43) y de Ribes. Esta secuencia permite deducir, de entrada, o bien un posible desplazamiento de la contaminación, con una trayectoria ascendente desde las zonas costeras hacia las zonas más alejadas del mar, o bien dos fuentes

diferenciadas de contaminación. En una valoración final deberá tenerse en cuenta la ausencia de afectación general y uniforme en los pozos interiores, la gran heterogeneidad de las formaciones deltaicas y los diferentes regímenes de bombeo.

- *Criterio hidroquímico y de relaciones iónicas.* Los análisis químicos presentan concentraciones desiguales en los sondeos interiores (pozos de Blanes y Ribas) descartándose la hipótesis de una afectación generalizada y también la existencia de un acuitardo potente en este sector. Las relaciones iónicas parecen indicar la ausencia de contaminación marina ya que manifiestan un déficit de Mg, mientras que el agua marina es rica en este catión. Ello puede inducir a pensar que estos cloruros proceden de una contaminación debida al vertido de aguas residuales, ya que además, en estos pozos interiores se encuentra una alta concentración de carbonatos, característica de una polución antrópica.
- *Criterio piezométrico.* La línea de costa del acuífero profundo alcanza valores negativos en su piezometría que favorecen la penetración de agua marina en esta zona costera. Mientras que a distancias de 1500 - 2000 m de la costa, las isopiezas son relativamente altas (2-3 m).
- *Criterio eléctrico.* La comparación de los diferentes mapas de isorresistividades a lo largo del tiempo (1969-1996) muestran el cambio en la calidad del agua de los acuíferos. Para el acuífero superficial se aprecia un aumento general de resistividades que indicaría cierta reducción de la contaminación, mientras que para el acuífero profundo se detecta una fuerte evolución del frente de intrusión marina. Así mismo, en los mapas de isorresistividades correspondientes a las distancias electródicas AB=100 y 200 m se detecta una contaminación local en la zona interior que coincide con los emplazamientos de los pozos de suministro de Malgrat y Blanes, los cuales marcarían una posible barrera negativa del potencial hidráulico producida por su bombeo.

Según la ley de Ghyben-Herzberg, en ausencia de mezcla, la posición de la interfase agua dulce - agua salada distaría de la línea de costa entre 40 y 160 m, dependiendo de la permeabilidad que se considere para los materiales del acuífero. Este hecho es observable en los mapas de isorresistividades del año 1969; en cambio, en los mapas de isorresistividades del año 1996 se detecta una evolución de la cuña salina hacia el interior, mucho más acentuada en el extremo SW del delta, indicando que se ha roto el equilibrio hidrostático y que la pluma de contaminación marina está avanzando.

- *Criterio sísmico.* El corte geológico deducido de la sección sísmica muestra un mayor espesor de materiales hacia el extremo de Malgrat (SW) y un tramo de granito alterado en la base de los sedimentos que favorece una dirección preferente de entrada de agua salobre en este sector; en donde tampoco se descarta un control estructural del zócalo granítico (posiblemente fisurado en su parte superior) determinando direcciones preferentes de transmisión.

Se ha observado que el contacto sedimentos - granito alterado presenta poco contraste sísmico y en determinadas zonas su localización es imprecisa. No obstante, la puesta en común de toda la información geofísica y la geológica extraída de los sondeos mecánicos ha delimitado de manera aceptable este grado de indeterminación. Finalmente, cabe decir que la interpretación estratigráfica no puede ser definitiva ya que es necesario una malla formada por, como mínimo, dos perfiles perpendiculares y un paralelo al actual más cercano a la línea de costa.

El conjunto de las prospecciones geofísicas realizadas, tanto eléctrica como sísmica, ha permitido establecer la ubicación espacial de la intrusión salina de manera indirecta, así como las zonas susceptibles de verse afectadas por su probable evolución. Como ya se ha mencionado, si bien esta información debería ampliarse con más perfiles sísmicos de reflexión que estuvieran contrastados con sondeos mecánicos de control, en cualquier caso, se ha conseguido un grado de precisión suficiente para que los responsables de la planificación hidrológica puedan actuar consecuentemente de forma que se reduzca lo más posible el impacto ambiental que se está produciendo.

CAPÍTULO VI

CONCLUSIONES

VI.1 Conclusiones de la Memoria

La sísmica de reflexión superficial constituye una de las técnicas geofísicas más útiles para la prospección del subsuelo poco profundo. Los ejemplos evaluados en la memoria ponen de manifiesto su potencial de aplicación en el reconocimiento de estructuras geológicas y en la integración de esta metodología en estudios multidisciplinarios de incidencia socioeconómica.

En el segundo capítulo se han analizado las etapas más importantes en la adquisición y el procesado de la sísmica de reflexión superficial, poniendo especial énfasis en sus diferencias metodológicas con respecto a la sísmica de reflexión profunda. Los ejemplos discutidos aportan una valiosa información ya que ilustran los problemas que pueden darse en cada caso particular y ponen de manifiesto que la firma sísmica de los registros de alta resolución es variada y debe tratarse con estrategias diferentes dependiendo de la estructura del subsuelo.

Cabe destacar como características más importantes de la sísmica de reflexión superficial:

La escala de interés de esta prospección se caracteriza por un subsuelo muy heterogéneo en el cual las capas más superficiales presentan grados de compactación diferentes dando lugar a cambios bruscos de velocidad, de manera que se generan muchas fases sísmicas; ondas superficiales, difracciones, etc. Cuando este contraste de velocidades es especialmente fuerte entre la capa superficial (poco consolidada) y la inferior (más compacta) se generan, además trenes de ondas guiadas. Todas estas fases poseen velocidades y rangos de frecuencias que se superponen a las reflexiones de interés constituyendo el “ruido” que es conveniente evitar en el registro sísmico.

Los procesos numéricos para atenuar el ruido pueden ser más o menos efectivos según los intervalos de muestreo (tanto espaciales como temporales) con que se ha registrado el campo de ondas, de forma que un punto muy importante es la elección adecuada de la separación entre los geófonos, la cual se escoge en función de la resolución lateral necesaria para visualizar las estructuras geológicas y para evitar el fenómeno del *aliasing* espacial.

Un aspecto fundamental del tratamiento de los registros sísmicos es la eliminación del ruido que se superpone a las reflexiones superficiales. Los algoritmos utilizados en la memoria han proporcionado diferentes estrategias metodológicas para su atenuación evidenciando, al mismo

tiempo, el control que ha de mantenerse durante toda la fase de procesado para evitar la creación de artefactos en la sección sísmica final.

En la valoración de la instrumentación presentada en el capítulo III, se destaca la necesidad de realizar simulaciones numéricas utilizando toda la información disponible sobre el área de estudio antes de la adquisición de los datos sísmicos. En este capítulo se ha investigado que combinación de geófonos y fuentes emisoras produce la imagen sísmica con mejor resolución para determinar la estructura del subsuelo y diferenciar las litologías presentes. También se ha evaluado la estrecha dependencia de las reflexiones más superficiales respecto los parámetros de adquisición de los datos y de su configuración experimental; poniéndose de manifiesto una mejora de la sección sísmica cuando los registros de campo contienen señal en una banda más extendida hacia las altas frecuencias. Esta situación se ha obtenido utilizando como fuente de energía sísmica un martillo impactando sobre placa metálica y registrando el frente de ondas generado con geófonos de 100 Hz de frecuencia natural. Para esta configuración, la resolución vertical teórica de la sección sísmica (1.5 m) ha coincidido con la experimental validada a partir de la confrontación con otras técnicas de reconocimiento del subsuelo.

Si las secciones sísmicas de reflexión superficial se calibran contrastándose con otro tipo de información, como por ejemplo la proporcionada por los sondeos mecánicos, se obtiene un conocimiento bidimensional fiable de la estructura del subsuelo. Si se dispone además de un registro sísmico, que actúe como patrón en la conversión de secciones de tiempo de doble reflexión a profundidad, como se demuestra en el capítulo III, puede obtenerse una información suplementaria sobre las propiedades físicas del terreno (coeficientes de reflexión, profundidad y amplitud de las trazas sintéticas, etc). En este contexto, los restantes capítulos de la memoria ilustran, en cada caso, el amplio abanico de posibilidades de esta metodología, desde la detección de cavidades, estructuras geológicas de detalle, o bien su aplicabilidad en estudios hidrológicos.

Cuando los objetivos geológicos de una prospección superficial alcanzan hasta los 500 o 600 m de profundidad, se está operando en el límite superior de la sísmica profunda. Las comparaciones de las imágenes sísmicas de estas dos metodologías ponen de manifiesto como las secciones superficiales diferencian estructuras que las profundas globalizan y se constata que pueden proporcionar una imagen clara de las estructuras cercanas a la superficie; mientras que en las secciones profundas la definición de los reflectores aumenta con de la profundidad. Si se considera la logística de adquisición de datos de una técnica respecto la otra, se propone que para estudios terrestres completos se apliquen a la vez ambos procedimientos.

Otra aportación novedosa de esta memoria es la aplicación de la sísmica de reflexión superficial al estudio de los depósitos más recientes de una zona sísmicamente activa. Los perfiles sísmicos adquiridos

en el capítulo IV proporcionan evidencias de como estos materiales están afectados por la actividad de una falla y confirman la tectónica sinsedimentaria existente. De manera que la contribución de estos nuevos conocimientos sobre la geometría de los cuerpos sedimentarios ha proporcionado criterios morfológicos para la elaboración de un modelo de respuesta sísmica local.

Finalmente, el trabajo de impacto ambiental presentado en el capítulo V que se ha realizado con diferentes disciplinas de estudio pone de manifiesto como la sísmica de reflexión proporciona una información detallada del subsuelo que no puede obtenerse haciendo uso de otras metodologías. La sección sísmica ha proporcionado la geometría bidimensional del basamento granítico en un perfil paralelo a la línea de costa y ha delimitado la capa de granito más alterado que coincide con el límite de una zona de alta conductividad eléctrica. El estudio integrado de todos los datos aportados por las diferentes técnicas permite establecer la existencia de dos reservorios de agua, uno superficial contaminado por la actividad humana y un segundo más profundo contaminado por la infiltración de agua del mar. La geometría determinada por la imagen sísmica, correlacionada con la prospección eléctrica ha permitido establecer estimaciones cuantitativas de las dimensiones y la dirección del frente de la intrusión marina y de su incidencia en el acuífero profundo. Esta información es valiosa pues incide en la preparación de leyes y normativas de utilización de los recursos básicos.

Todos los estudios expuestos en la presente memoria son complementarios ya que los conocimientos desarrollados en cada uno de ellos se utilizan en los siguientes; demostrándose, finalmente, que la sísmica de reflexión de alta resolución es una técnica extremadamente flexible y puede adaptarse a los objetivos de un determinado problema; ya sea en la obra civil, en valoraciones medioambientales, en estudios geológicos, etc. En cada caso, si se diseñan correctamente los dispositivos, se definen los parámetros de adquisición más adecuados para obtener la resolución necesaria y se realiza un riguroso procesamiento, la información aportada por la sección sísmica es decisiva en la determinación de la estructura y las características del subsuelo más superficial.

VI.2 Posibles campos de investigación en prospección sísmica superficial

Los campos de investigación actuales de la prospección sísmica superficial son amplios y variados:

Una de las líneas recientes de investigación es la realización de estudios 3D, básicamente estos trabajos están orientados a optimizar la relación entre el número de trazas registradas y la calidad de las secciones sísmicas, a evaluar la dificultad de obtener buenos resultados si no se planifica correctamente el *offset* entre los tiros y los geófonos (incoherencia de las reflexiones cuando el *offset* entre geófonos es irregular) y a resolver los problemas del *aliasing* del GR y de la onda aérea (Büker *et al.*, 1998). Esta implantación y distribución espacial de geófonos en un pequeño intervalo de grupo (Steeple, 1997) está suponiendo, al mismo tiempo, un cambio de mentalidad del dispositivo experimental y de recolección de los datos sísmicos, apuntándose la tendencia de las nuevas concepciones instrumentales (sistemas de balizas, más flexibilidad en la selección de geófonos activos, etc.), pero de momento, debido al elevado coste, esta técnica solo se está aplicando de forma puntual y aún no se contempla como un método usual en prospección superficial (Lanz *et al.*, 1995; Miller *et al.*, 1995-b).

La prospección en tres componentes (3-C) continua siendo uno de los retos en prospección superficial y casi son inexistentes en la literatura artículos que versen sobre la utilización de geófonos 3-C con cortos espaciados (<1 m, por ejemplo). Una línea de investigación en esta dirección sería interesante pues permitiría realizar estudios de los componentes de altas frecuencias de todo el campo de ondas superficial; se obtendrían perfiles superficiales de ondas S simultáneos al de las ondas P y a las ondas superficiales (Love y Rayleigh) lo cual facilitaría la construcción de modelos que cuantificasen mejor la capa más superficial.

En prospección superficial, las ondas superficiales solo aparecen en la literatura (Hasbruockm 1991; Goforth y Haywad, 1992) en estudios de ingeniería sismológica, particularmente cuando se estudian los efectos de amplificación del suelo durante un terremoto (Hollinger *et al.*, 1999); pero son ocasionales las contribuciones en donde se utilicen como método de prospección por si mismo (detección de cavidades, respuesta en materiales cuaternarios, etc.).

Los perfiles superficiales de muy alta resolución es otra de las líneas de trabajo que empiezan ha desarrollarse y sus resultados se están comparando con los obtenidos mediante georradar (GPR).

Otra vía de investigación se dirige al diseño de nuevas fuentes sísmicas; principalmente las de tipo vibratorio. A pesar de que la técnica “MiniSOISE” (Barbier *et al.*, 1976) que fue desarrollada en sísmica profunda hace ya más de 20 años, aún son limitadas sus aplicaciones en prospección superficial (Nijhof, 1989).

Sería interesante recabar más en el estudio del movimiento no lineal cerca de la fuente, desarrollando rutinas que pudieran identificar y borrar en los registros, de manera automática, aquellas contribuciones del campo de ondas que no pertenezcan a la región lineal. En la práctica los geófonos próximos al punto de tiro suelen estar afectados por efectos no lineales, principalmente cuando los datos se adquieren con una geometría de tiro simétrico (*split-spread*). Resultaría interesante evaluar y cuantificar estos efectos al mismo tiempo que se debería incidir en los atributos de los receptores, como por ejemplo la cuantificación de la variación de amplitud respecto al *offset* (AVO).

También sería conveniente desarrollar una línea de investigación sobre receptores de más alta frecuencia. Normalmente se está trabajando con geófonos de velocidades, cuyas curvas de respuesta presentan un comportamiento impreciso para las altas frecuencias. Consecuentemente, falta una evaluación independiente (Lepper, 1981) de la fase, amplitud y las respuestas espúreas para una ancho de banda entre los 10 Hz y 2 KHz. En este contexto sería pertinente investigar la utilización de acelerómetros en perfiles superficiales.

Hay una línea de investigación en la que habría que profundizar. Se centra en optimizar la fase de adquisición de datos mediante el despliegue de geófonos que se arrastran automáticamente por el suelo, similares al concepto de *streamer* en sísmica marina. Este sistema ha sido ensayado ocasionalmente (Veen *et al.*, 1998, Benjumea *et al.* 1999) y el principal problema estriba en el acoplamiento de los geófonos y en el relieve del terreno.

El proceso de datos en tiempo real también es una dirección interesante a desarrollar pues proporcionaría una planificación dinámica de los perfiles; por ejemplo para modificar los parámetros y la geometría de adquisición mediante el seguimiento de una sección sísmica piloto obtenida in situ.

La adquisición de perfiles superficiales variables en el tiempo (4D, *time-varying*) también puede ser otra línea de investigación superficial. En la industria del petróleo este método se utiliza para monitorizar las condiciones del reservorio durante la fase de producción a partir de la visualización de los cambios de velocidades que se producen debido a las corrientes de inyección. Birkelo *et al.* (1987) monitorizaron el techo de la capa saturada durante la fase de bombeo de un sondeo mecánico utilizando técnicas superficiales variables en el tiempo; por otra parte Barchan y Nur (1998-a) emplearon esta técnica para estimar el efecto de la variación mareal sobre la velocidad de la capa superficial; Jefferson (1995) detectó cambios de amplitud superiores a 12 dB en las señales de reflexión cuando la concentración de agua del subsuelo varía del 18 % al 36 %. Todos estos ejemplos ponen de manifiesto los posibles campos de aplicación de esta técnica en prospección sísmica superficial (durante la construcción de túneles, en la explotación minera, etc).

CAPÍTULO VII

BIBLIOGRAFÍA

Alfaro P., (1995). *Neotectónica en la Cuenca del Bajo Segura (Sector oriental de la Cordillera Bética)*, Memoria de Tesis Doctoral, Universitat d'Alacant, Alicante.

Alfaro P., Andreu J.M., Delgado J., Estévez A., Soria J.M., Teixidó T., (2000-b). Quaternary deformation of the Bajo Segura blind fault (eastern Betic Cordillera, Spain) revealed by high-resolution reflection profiling. *Quaternary Science Review*, en prensa.

Bacharach R. And Nur A., (1998-a). High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part I: Water table, fluid flow and saturation. *Geophysics*, **63**, 1225-1233.

Bacharach R., Dvorkin J. And Nur A., (1998-b). High-resolution shallow-seismic experiments in sand, Part II: velocities in shallow unconsolidated sand. *Geophysics*, **63**, 1234-1240.

Baker G.S., Steeples D.W. and Drake M., (1998). Muting the noise cone in near-surface reflection data: an example from southeastern Kansas. *Geophysics*, **63**, 1332-1338.

Baker G.S., Schmeissner C., Steeples D. and Plumb R.G., (1999). Seismic reflections from depth of ten and two meters. *Geophysical Research Letters*, **26**, 279-282.

Beasley C., and Lyun W., (1992). The zero-velocity layer: Migration from irregular surfaces. *Geophysics*, **57** (11), 1435-1443.

Benjumea B., (1999). *Prospección sísmica de alta resolución en estructuras geológicas superficiales y yacimientos arqueológicos*, Memoria de Tesis Doctoral, Universidad de Granada, Granada.

Benjumea B., Teixidó T. and Peña J.A., (2000). Métodos sísmicos en el yacimiento arqueológico de Los Millares (Almería, España). *2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, libro de resúmenes, 275-276.

Benson A.K., Payne K.L., and Stubben M.A., (1990). Mapping groundwater contamination using resistivity and VLF geophysical methods. *Geophysics*, **62**, 1185-1198.

Berastegui X., (2000). *Interpretació de la secció sísmica realitzada al delta de la Tordera*. Informe intern del fons documental de l'Institut Cartogràfic de Catalunya (ICC), GA/162.

Birkelo B.A., Steeples D.W, Miller R.D. and Sophocleous M.A., (1987). Seismic reflection study of a shallow aquifer during a pumping test. *Ground Water*, **25**, 703-709.

Borrego J. y Morales J.A., (1994). *Sedimentología y geomorfología de la isla Bacuta (estuario bajo el río Odiel, Huelva)*. Fac.de Geología de la Universidad de la Rábida, Huelva.

Borrego J., Gonzalez-Regalado M.L., Morales J., Pendón J.G. y Ruiz F., (1996). *Estudio sedimentológico en Isla Bacuta (Huelva)*. Dpto. de Geología. Fac. de C.C. Experimentales. Universidad de Huelva. **Anejo 3** del Informe anual AMB94-0160-C04-01, Proyecto de Investigación del Programa de Nacional de Medio Ambiente (Plan Nacional de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología CICYT).

Boyce J.I., Eyles N. and Pugin A., (1995). Seismic reflection, borehole and outcrop geometry of Lake Wisconsin tills at a proposed landfill near Toronto, Canada. *Can. J. Earth Sci.*, **32**, 1331-1349.

Bredewout J.W. and Gouly N.R., (1986). Some shallow seismic reflections. *First Break*, **4**, 15-23.

Brouwer J., Helbig K., (1998). *Shallow high-resolution reflection seismics*. Elsevier Science Ltd. Bekeley, Calif.

Bühnemann J., and Holliger K., (1998). Comparison of high frequency seismic sources at the Grimel test site, Central Alps, Switzerland. *Geophysics* **63**, 1363-1370.

Büker F., Horstmeyer H., Sax M. and Green A., (1996). 3-D high-resolution seismic imaging of glacial sediments in the Swiss Molasse Basin. *2nd Mtg. On Environmental and Engineering Geophysics, Soc. (EEGS), European Section, Nantes France*, 39-42, Nantes.

CEDEX, (1997). *Uso de Tecnicas complementarias en el campo para la puesta a punto a punto desde tierra de la sísmica de reflexión de alta resolución*. **Anejo 4** del Informe final REF. AMB94-0160-C04 del Proyecto de Investigación del Programa Nacional de Medio Ambiente (Plan Nacional de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico, CICYT).

Cordier J.P, (1985). *Velocities in reflection seismology*. D. Reidel Publishing Company. P.O. Box 17,3300 AA Dordrecht, Holland.

Coruh C. , (1985). Stretched automatic amplitude adjustment of seismic data. *Geophysics*, **50**, 252-256.

Cúellar V. (1981). *Análisis espectral de ondas superficiales*. Laboratorio de Geotecnia, CEDEX, MOPU, Madrid.

Custodio E. y Llamas M.R., (1976). *Hidrología Subterránea*. vol.**II**. Ediciones Omega, Barcelona.

De Lima O.A.L., Sato H.K. and Porsani M.J., (1995). Imagin industrial contaminant plumes with resistivity techniques. *J. Appl. Geophys.*, **34**, 93-108.

Delgado J., (1997). *Zonificación sísmica de la Vega Baja del río Segura: Análisis de la respuesta del suelo*. Memoria de Tesis Doctoral, Universitat d'Alacant, Alicante.

Dix C.H., (1955). Seismic velocities from surface measurements. *Geophysics*, **20**, 68-86.

Domenech. J., (1994). *Embassament subterràni del Baix Tordera*. Junta d'Aigües de Catalunya. Informe intern, Barcelona.

Domenech. J., (1996-a). *Embassament subterràni del Baix Tordera. Control sobre la intrusió marina*. Junta d'Aigües de Catalunya. Informe intern, Barcelona.

Domenech J., Martinez P., i Teixidó T., (1996-b). *Evolució de l'embassament subterràni del baix Tordera- valoració sobre la intrusió marina*. Junta d'aigües i Servei geològic de Catalunya. Informe intern GA/151, Barcelona.

Frei W., (1995). Redefined field static corrections in near-surface reflection profiling across rugged terrain. *The Leading Edge*, **13**, 259-269.

Galofré A, Luque A. i Vilarmau N., (1998). *Estudio hidrogeológico del funcionamiento del delta del Tordera, margen derecho (recopilación)*. Memoria master del Curso Internacional de Hidrología Subterránea. Fundación Hidrología Subterránea.- Junta d'Aigües de Catalunya, Barcelona.

Ghose R., Nijhof V., Brouwer J., Matsubara Y., Kaida Y., and Takahasi T., (1998). Shallow to very shallow high-resolution reflection seismic using a portable vibrator system. *Geophysics*, **63**, 1295-1309.

Goforth T. and Hayward C., (1992). Seismic reflection investigation of a bedrock surface buried under alluvium. *Geophysics*, **57**, 1217-1227.

Grant F.S. and West G.F., (1965). *Interpretation Theory in Applied Geophysics*, Mc. Graw-Hill, New York.

Green A.G. Pugin A., Beres M., Lanz E., Bükler F., Huggenberg P., Horstmeyer H., Grasmück M., De Iaco R., Holliger K. and Maurer H.R. (1995). 3-D high-resolution seismic and georadar reflection mapping of glacial, glaciolacustrine and glaciofluvial sediments in Switzerland. *Ann. Symp. Environ. Engin. Geophys. Soc. (SAGEEP)*, Expanded Abstracts, 419-434.

Gonzalez-Regalado M.L., Morales J. y Pendón J.G., (1996). *Estudio sedimentológico en Isla Bacuta (Huelva)*. Dpto. de Geología. Fac. de C.C. Experimentales. Universidad de Huelva. del Informe primera fase (AMB94-0160-C04-01) Proyecto de Investigación del Programa de Nacional de Medio Ambiente (Plan Nacional de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología CICYT).

Guluna N., (1985). *A new method for the surface consistent decomposition of statics using diminishing residual matrices (DRM)*. 55th meeting of the International Society of Exploration Geophysicists, Washington, D.C.

Hausbrouck W.P., (1991). Four shallow-depth, shear-wave feasibility studies. *Geophysics*, **56**, 1875-1885.

Hileman, J.A., Embree P. and Pflueger J.C., (1968). Automated static correction. *Geophysical Prospecting*, **16**, 326-358.

Holliger P. & Robertsson J. (1998). Effects of the near-surface environment on the upper crustal seismic reflection image. *Tectonophysics*, **286**, 161-169.

Hunter J.A. and Hobson G.D., (1977). Reflections in shallow seismic refraction records. *Geoxpl.* **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.

Institut d'ecologia Aquàtica. (1995). *Entre el mar i la terra. Elements per a la gestió de la façana litoral*. Universitat de Girona, Gerona.

Jefferson R.D., (1995). *Effects of shot-tern variations in near surface water content on shallow-seismic data*. M.S. thesis, University of Kansas, Lawrence.

Jeng Y., (1995). Shallow seismic investigation of a site with poor reflection quality. *Geophysics*, **60**, 1725-1726.

Jongierius P. and Helbig K., (1988). Onshore high-resolution seismic profiling applied to sedimentology. *Geophysics*, **53**, 1276-1283.

- Junta d'Aigües i Xarxa de Control dels aqüífers de Catalunya de la Junta de Sanejament, (1998). *Butlletins Hidrogeològics de Catalunya, 1978-1998.*, Vol. **1** y **2**. Edit. Publicacions de la Generalitat de Catalunya. Barcelona.
- Kallweit R.S. and Wood L.C., (1995). The limits of resolution of zero-phase wavelets. *Geophysics*, **47**, 1035-1046.
- Kausel E., (1981). *An explicit solution for the Green function for dynamics loads in layered media*. Research Report R81-13, Department of Civil Engineering, Massachusetts Institute of Technology, Cambridge, MA.
- Keisewetter D. and Steeples R., (1994). Practical modifications to improve the sledgehammer source. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 2203-2206.
- Kelly K.R., Treitel R.W. and Alford R.M., (1976). Synthetic seismograms: a finite-difference approach. *Geophysics*, **41**, 2-27.
- Kelly K.R. and Marfurt K.J., (1990). *Numerical modeling of seismic wave propagation*. Geophysics reprint series n° 13: Soc. of Geophy.
- Kim J.S., Moon W.M., Lodha G., Serzu M. and Soonawala N., (1994). Imaging of reflection seismic energy for mapping shallow fracture zones in crystalline rocks. *Geophysics*, **59**, 1853-1857.
- Knapp R.W. and Steeples D.W., (1986-a). High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Instrumentation. *Geophysics*, **51**, 276-282.
- Knapp R.W. and Steeples D.W., (1986-b). High-resolution common-depth-point seismic reflection profiling: Field acquisition and parameter design. *Geophysics*, **51**, 283-294.
- Knapp R.W., (1990). Vertical resolution of thick beds, thin beds, and thin-bed cyclothems. *Geophysics*, **55**, 1183-1190.
- Lanz E., Pugin A., Green A. and Horstmeyer H., (1996). Results of 2-D and 3-D high resolution seismic reflection surveying of surficial sediments. *Geophys. Res. Lett.* **23**, 491-494.
- Lepper C.M., (1981). *Guidelines for selecting seismic detectors for high resolution applications*. Bureau of Mines Rep. Of Investigations 8599, U.S. Dept. Of the Interior. Tulsa.
- Mansden D., (1993). Static corrections-a review. Part I, II and III, *The Leading Edge*, **12**, 43-49, 115-120, 210-216.
- Maier J.A and Green A.G., (1995). Subhorizontal fractures in granitic pluton: Their detection and implications for radioactive waste disposal. *Geophysics*, **48**, 1428-1449.
- Mari J.L., Arens G., Chapellier D. et Gaudiani P., (1998). *Géophysique de Gisement et de Génie Civil*. Éditions Technip, 27 rue Ginoux 75737 Paris, cedex 15.
- Meidav T., (1969). Hammer reflection seismics in engineering geophysics. *Geophysics*, **34**, 383-395.
- Milkereit B., Green A.G., White D.G. and Adam E., (1994). Integrated seismic and borehole geophysical study of the Sudbury Igneous Complex. *Geophys. Res. Lett.*, **21**, 931-934.

- Miller, R.D., Steeples D.W. and Brannan M., (1989). Mapping a bedrock under dry alluvium with shallow seismic reflections. *Geophysics*, **54**, 1528-1434.
- Miller R.D., Steeples D.W. and Myers P.B., (1990-b). Sallow seismic-reflection survey across the Meers Fault, Oklahoma. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **102**, 18-25.
- Miller R.D. and Steeples D.W., (1991). Detecting voids in a 0.6 m coal seam, 7 m deep, using seismic reflection. *Geoprospection*, **28**, 109-119, Amsterdam.
- Miller, R.D., (1992). Normal moveout stretch mute on shallow-reflection data. *Geophysics*, **157**, 502-1507.
- Miller R.D., Xia J., Harding R.S., Neal J.T., Fairborn J.W. and Steeples D.W., (1995-a). Seismic investigation of a surface collapse feature at Weeks Island Salt Dome, Louisiana. *Am. Assoc. Petrol. Geol. (AAPG), Div. Environ. Geosci. J.*, **2**, 104-112.
- Miller, R.D., Anderson N.L., Feldman H.R. and Franseen E.V., (1995-b). Vertical resolution of a seismic survey in stratigraphic sequences less than 100 m deep in southeastern of Kansas. *Geophysics*, **60**, 423-430.
- Miller R.D. and Xia J., (1997). Delineating paleochannels using shallow seismic reflection. *The Leading Edge*, **16**, 1671-1674.
- Miller K.C., Harder S.H., Adams D.C. and O'Donnell T.Jr., (1998). Integrating high-resolution refraction data into near-surface seismic reflections data processing and interpretation. *Geophysics*, **63**, 1339-1347.
- Mills G.F., Brzostowski M.A., Ridgway S. and Chuck B., (1993). A velocity model building technique for pre-stack depth migration. *First Break*, **11**, No. 10, 435-443.
- Ministerio de Industria y Energía, Dirección General de la Energía. Chevron Oil Compan, (1984- 1985). *Secciones Sísmicas Analógicas profundas en la Conca del Baix Segura*. Ceditas por gentileza del Dpt. de Geologia de la Facultat de Ciències de la Terra de la Universitat d'Alacant. Alicante.
- Montenat C., (1977). *Les formations néogènes et quaternaires du Levant espagnol*. Thèse d'État, Université de Paris Sud, Centre d'Orsay.
- Nelson R.G. and. Haigh J.H, (1990). Geophysical Investigations of Sinkholes in Lateritic Terrains. *Geotechnical and Environmental Geophysics.*, **II**, *Environmental and groundwater*. edit by Stanley H. Ward. 133-153. Tulsa, Oklahoma.
- Nijhof V.P.B.J., (1989). Portable, high-frequency vibrator for high-resolution shallow seismic profiling. *Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys.*, Expanded Abstracts, 670-671.
- Nobes D.C., (1996). Troubled waters: environmental applications of electrical and electromagnetic methods. *Surveys in Geophysics*, **17**, 393-454.
- O'Brien P.N.S., (1969). Some experiments concerning the primary seismic pulse. *Geophysical Prospecting*, **17**, 511-547.
- Oppenheim A.V. and Schafer R.W., (1975). *Digital signal processing*. Prentice- Hall, Inc., Houston.

- Orlosky D., Rüter H. and Dresen L., (1998). Combination of common-midpoint-refraction seismics with the generalized reciprocal method. *J. Appl. Geophys.*, **39**, 221-235.
- Palmer D., (1980). *The Generalized Reciprocal Method of Seismic refraction interpretation*. K.B.S. ed. SEG, Tulsa.
- Pakisser L.C. and Mabey D.R., (1954). Mapping shallow horizons with reflection seismograph. *AAPG Bull.*, **38**, 2382-2394.
- Pfiffner O.A., Heitzmann P., Lehner P., Frei W., Pugin A. and Feber M., (1997). Incision and backfilling of Alpine valleys: Pliocene, Pleistocene and Holocene processes, in Pfiffner O.A., Lehner P., Heitzmann P., Mueller St. And Steck A. Eds. Results of NRP 20: *Deep Structure of the Swiss Alps*: Birkhäuser Verlag, 265-288.
- Plata J. y Teixidó, T., (1996). *Puesta a Punto desde tierra de la Sísmica de de Reflexión de Alta resolución: Técnicas de campo*. **Anejo 2** del Informe final AMB94-0160-C04-01, Proyecto de Investigación del Programa de Nacional de Medio Ambiente (Plan Nacional de Investigación Científica y Desarrollo Tecnológico, Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología CICYT).
- Pullan S.E. and Hunter J.A., (1990). Delineation of buried bedrock valleys using the optimum-offset shallow seismic reflection technique. in Ward, S., De., *Geotechnical and Environmental Geophysics*, Volume III. Geotechnical Soc. Expl. Geophys., 89-97.
- 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. *Ann. Symp. Environ. Engin. Geophys. Soc. (SAGEEP)*, Expanded Abstracts, 143-161.
- Pullan S.E. and Hunter J.A., (1995). Seismic model studies of the overburden –bedrock problem. *Geophysics*, **50**, 1684-1688.
- Pugin A. and Pullan S.E., (2000). First arrival alignment static corrections applied to shallow seismic reflection data. *Journal of Environmental and Engineering geophysics*, **5**, 7-15.
- R.E.P.O., (1971). *Informe Hidrogeológico sobre los depósitos aluviales del río Tordera. -Estudio de los recursos hidráulicos totales del Pirineo Oriental (Zona Norte)-*. Servicio Geológico de Obras Públicas/Comisaria de Aguas. Madrid.
- Reshet M., (1991). Depth migration from irregular surfaces with depth extrapolation methods. *Geophysics*, **56** (1), 115-118.
- Reynolds C.B. and Haneberg W.C., (1990). Refraction velocity sections: An aid in shallow reflection interpretation in Technical Program Abstracts with Biographies. *Soc. Expl. Geophys.*, 383-384.
- Robertsson J.O.A., Holliger K., Green A.G., Pugin A. and De Iaco R., (1996-a). Effects of the near-surface waveguides on shallow high-resolution seismic refraction and reflection data. *Geophys. Res. Lett.*, **23**, 495-498.
- Robertsson J.O.A., Holliger K. and Green A.G., (1996-b). Source-generated noise in shallow seismic data. *Europ. J. Environ. Engin. Geophys.*, **1**, 107-124.

Robinson, E.A. and Treitel, S., (1980). *Geophysical signal analysis*. Prentice-Hall. Englewood Cliffs, N.J. 466 p.

Rodríguez de la Torre, J. (1984). *Los terremotos alicantinos de 1829*. Ed. Instituto de Estudios Alicantinos . Excma. Dip. Prov. Alicante.

Roth M., Hollinger K. And Green A.G., (1998). Guided waves in near-surface seismic surveys. *Gephys. Res. Lett.*,

Sheriff R.E y Geldart L.P., (1991-a). *Exploración sísmológica. Historia, teoría y obtención de datos*. Vol. I. Edit. Limusa S.A.; Balderas 95, 06040 México.

Sheriff R.E y Geldart L.P., (1991-b). *Exploración sísmológica. Procesamiento e interpretación de datos*. Vol. II. Edit. Limusa S.A.; Balderas 95, 06040 México.

Slaine D.D., Pehme P.E., Hunter J.A., Pullan S.E. and Greenhouse J.P., (1988) Mapping Overburden Stratigraphy at Proposed Hazardous Waste Facility Using Shallow Seismic Reflection Methods. *Symposium on the Applications of Geophysics to Engineering and Environmental Problems*, 273-280. Golden, Colorado.

Smith A.M., (1997). Basal conditions on Rutford Ice Stream; west Antarctica, from seismic observations. *Journal of Geophysical Research*, **102**, 543-552.

Soria JM., Alfaro P., Estévez A., Delgado J. and Duran J., (1999). The Holocene sedimentation rates in the Lower Segura Basin (eastern Betic Cordillera, Spain): eustatic implications. *Bull. Soc. Géol. France*. In press.

Soubarras R., (1992). Explicit 3-D migration using equiripple polynomial expansion and laplacian synthesis. *SEG meeting, New Orleans*, expanded abstracts, 905-908.

Steeple D.W., Miller R.D. and Black R.A. (1995). Static corrections from shallow-reflection surveys. *Geophysics*, **55**, 769-775.

Steeple D.W., Green A.G., MCEvilly T.V., Miller R.D., Doll W.E. and Rectors J.W., (1997). A workshop examination of shallow seismic reflection surveying. *The Leading edge*, **16**, No. 11, 1641-1647.

Steeple W., (1998). Shallow seismic reflection section introduction, Special issue. *Geophysics*, **63**, 1210-1212.

Steeple W. Miller R.D., (1998). Avoiding pitfalls in shallow seismic reflection surveys. *Geophysics*, **63**, 1213-1224.

Stephenson W.J., Smith R.B. and Pelton J.R., (1993). A high-resolution seismic reflections and gravity survey of quaternary deformation across the Wasatch Fault, Utah. *J. Geophys. Res.*, **98**, 8211-8223.

Steven J. C., William P. C. and Kadinsky-Cade K., (1998). Seismic reflection and ground-penetrating radar imaging of a shallow aquifer. *Geophysics*, **63**, 1310-1317.

Stümpel H., Kähler S., Meisser R. and Milkereit B., (1984). The use of the seismic shear waves and compressional waves for lithological problems of shallow sediments. *Geophys. Prosp.*, **32**, 662-675.

Taner, M.T., Koehler F. and Alhilali K.A., (1974). Estimation and correlation of near-surface time anomalies. *Geophysics*, **41**, 441-463.

Teixidó T., i Martínez P., (1995). *Estudi Geofísic del delta de la Tordera. Evolució de la intrusió marina en el període 1969-1994*. Informe intern de Geofísica Aplicada del Institut Cartogràfic de Catalunya, ref. GA-106, Barcelona.

Teixidó T., i Martínez P., (1997-a). *Estudi Geofísic del delta de la Tordera. Evolució de la intrusió marina en el període 1969-1996*. Informe intern de Geofísica Aplicada del Institut Cartogràfic de Catalunya, ref. GA-121, Barcelona.

Teixidó T., (1997-b). *The Ainsa seismic test line*. Informe restringit ICC (GA-158). Barcelona.

Teixidó T., (1998). *Prospección sísmica en glaciar Jhonsons, Isla Livingston (Antártida). Campaña antártica 1996-1997*. Plan Nacional Antártico I+D de la Comisión Interministerial de Ciencia y Tecnología. Informe intern de Geofísica Aplicada del Institut Cartogràfic de Catalunya, ref. GA/138, Barcelona.

Teixidó T., (1999). *Prospecció geofísica a la vall de'n Bas (la Garrotxa)*. Paleosis Project. Informe intern de Geofísica Aplicada del Institut Cartogràfic de Catalunya, ref. GA/159, Barcelona.

Teixidó T., Alfaro P., Delgado J., Andreu J.M., Estévez A. and Soria J.M., (2000-a). Reflexión sísmica de alta resolución en la Cuenca del Bajo Segura (Alicante, España). *2ª Asamblea Hispano Portuguesa de Geodesia y Geofísica*, libro de resúmenes, 261-262.

Teixidó T. i Martínez P., (2000-b). *Prospecció Sísmica al barri de l'Estació de Sallent (el Bages)*. Informe intern del fons documental de l'Institut Cartogràfic de Catalunya GA/167, Barcelona.

Treadway J.A., Steeples D.W. and Miller R.D., (1988). Shallow seismic study of a fault scarp near Borah Peak, Idaho. *J. Geophys. Res.* **93**, 6325-6337.

Trorey A.W., (1977). Diffractions for arbitrary source receiver locations. *Geophysics*, **42**, 1177-1182.

Valerio, J. and Muñoz F., (1991). *Análisis espectral de ondas superficiales. Prospección geofísica aplicada a la ingeniería geológica*. Vol. I. Monografía nº 7, serie: Temas en Ingeniería geológica, U.C.M., Madrid.

Van der Veen M. and Green A.G., (1998). Land streamer for shallow seismic data acquisition: evaluation of gimbal-mounted geophones. *Geophysics*, **63**, 1408-1413.

Ward S.H., (1990). *Geohemical environmental geophysics I-II*, Soc. Expl. Geophys. Tulsa, Oklahoma.

Warrick R.E. and Winslow J.D., (1960). Application of the seismic methods to a groundwater problem in northeastern Ohio. *Geophysics*, **25**, 505-519.

Widess M.B., (1973). How thin is a thin bed?. *Geophysics*, **38**, 1176-1180.

Yilmaz Ö., (1987). *Seismic data processing*. Soc. Expl. Geophys. Tulsa USA.

Ziolkowski A., Lerwill W.E., March D.W. and Peardon L.G., (1980). Wavelet deconvolution using a source scaling law. *Geophys. Prospec.* **28**, 872-901.

Zhu J. and Lines L.R., (1998-a). Comparison of Kirchoff and reverse-time migration methods with applications to prestack-depth imaging of complex structures. *Geophysics*, **63**, 1177-1185.

Zhu J., Lines L.R. and Gray S., (1998-b). Smiles and frowns in migration/velocity analysis. *Geophysics*, **63**, 1200-1215.

ANEJO

Análisis de los mecanismos de disparo entre los sistemas martillo-piezoeléctrico y rifle-geófono

Una de las pruebas de campo realizadas en la isla Bacuta (Huelva) tuvo como objeto evaluar las diferencias temporales entre los dos sistemas de adquisición que se utilizaron en la adquisición de datos. Los resultados mostraron que existía un avance sistemático en las primeras llegadas de los tiros adquiridos con el sistema rifle-geófono respecto al sistema martillo-piezoeléctrico (Figura II.11).

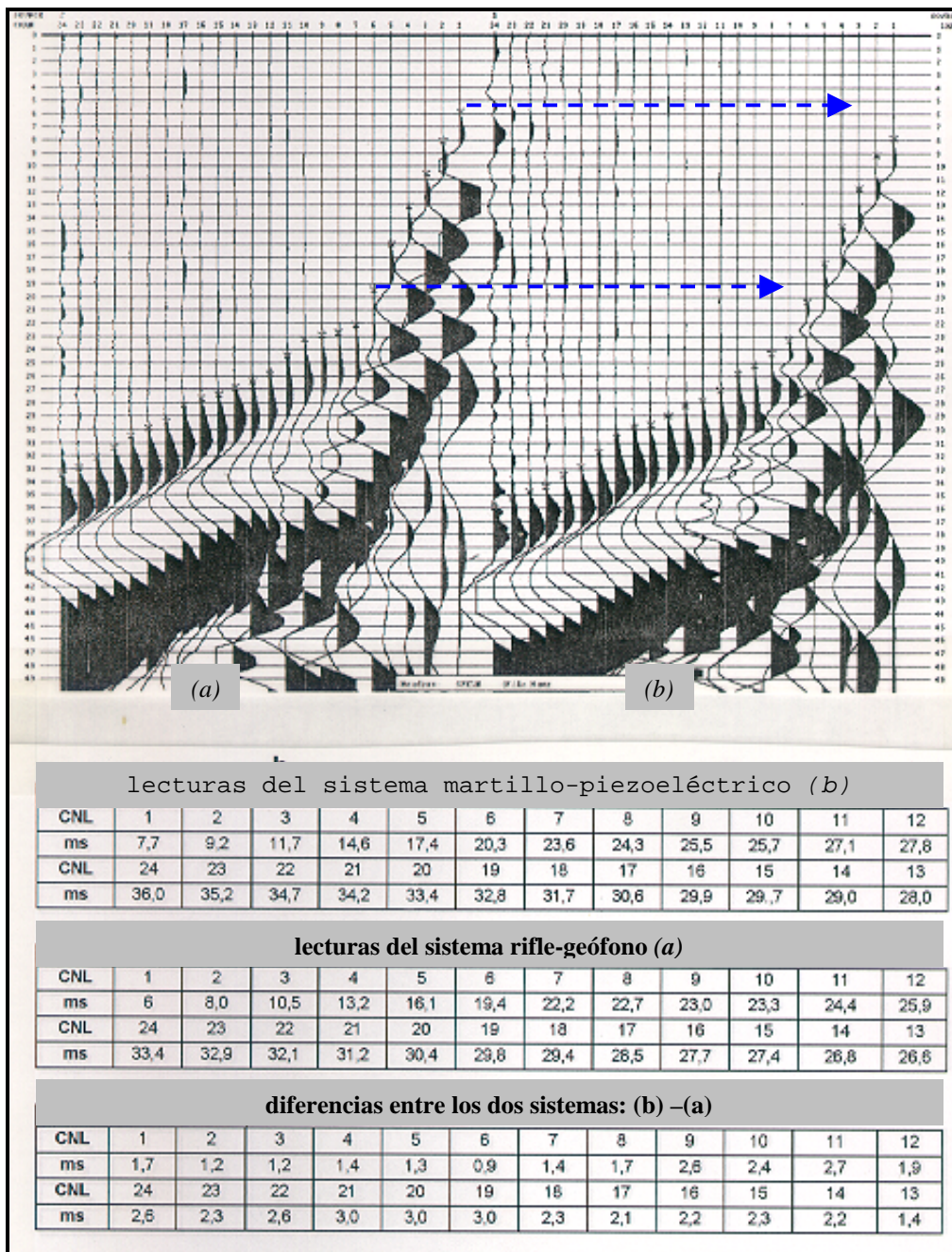


Figura III.11: Diferencias temporales entre los sistemas rifle-geófono (a) y martillo-piezoeléctrico (b). Nótese el avance sistemático de (a) respecto de (b).

Para explicar este avance se tuvieron en cuenta tres posibles factores. En primer lugar, existía una diferencia de trayectorias de los dos frentes de onda debido al diferente emplazamiento de los puntos de tiro: el martillo es una fuente superficial mientras que en el rifle se sitúa el disparo a unos 40 cm de profundidad (Figura A.1). En segundo lugar, también hay diferencias entre los mecanismos de disparo; así el sistema piezoeléctrico puede suponerse instantáneo, en primera aproximación; mientras que el geófono *starter* viene retrasado un tiempo t'_0 debido a la distancia entre el punto de disparo y la punta sensora. Finalmente, debe considerarse la diferencia de velocidad de los primeros centímetros del suelo (V_0) respecto al resto de la primera capa (V_1).

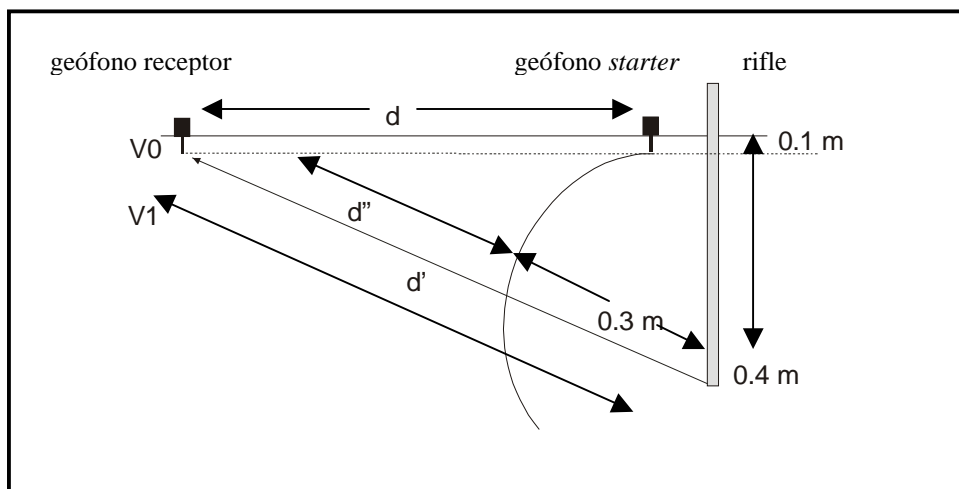


Figura A.1: Geometría del emplazamiento de las fuentes sísmicas respecto al primer geófono de la línea sísmica.

La cuantificación del efecto de las trayectorias puede aproximarse considerando que el rifle está enterrado a 40 cm y que la punta sensora del geófono *starter* mide 0.1m. Entonces:

Si

$$d \text{ es la distancia de la fuente superficial al geófono receptor} \quad (\text{A.1})$$

$$d' = [d^2 + 0.3^2]^{1/2} \text{ es la trayectoria de la fuente enterrada} \quad (\text{A.2})$$

Se obtiene que la trayectoria efectiva para la fuente enterrada (d'') viene dada por:

$$d'' = [d^2 + 0.4^2]^{1/2} - 0.3 \approx d + 0.045/d - 0.3 \quad (\text{A.3})$$

Donde d'' representa el tramo de recorrido del rayo a partir de cuando se detecta en el geófono *starter* hasta que llega a la punta del geófono receptor. Este término es geoméricamente menor que el recorrido del rayo proveniente de la fuente superficial:

$$d'' < d$$

$$\Delta d = d - d'' \approx 0.3 - 0.045/d \quad (\text{A.4})$$

Para la valoración de los dos mecanismos de disparo se han utilizado los 7 primeros canales de los registros debido a que son los que pueden asociarse a la primera capa del subsuelo (Figura II.11). Considerando que las dos fuentes de energía se colocaron a 1 m del primer geófono; aplicando (A.1) y (A.2) se obtienen las siguientes acotaciones de las respectivas trayectorias:

$$d_1 = 2 \text{ m} \quad \text{y} \quad d_7 = 8 \text{ m} \quad (\text{A.5})$$

$$\Delta d_1 = 0.28 \text{ m} \quad \text{y} \quad \Delta d_7 = 0.29 \text{ m} \quad (\text{A.6})$$

Donde d_i representa la distancia de la fuente al geófono y Δd_i la diferencia de recorrido ($i = 1, \dots, 7$).

El efecto del retraso (t'_0) del rifle sísmico producido por la diferencia del mecanismo de disparo respecto del martillo se ha evaluado considerando que el dispositivo piezoeléctrico es instantáneo respecto al muestreo de los datos (0.05 ms). Por tanto, los tiempos origen de los registros vendrán dados por:

$$\begin{array}{ll} t_0 = 0 \text{ ms} & \text{y} \quad t'_0 \approx 0.3 / V_1 \text{ ms} \\ (\text{piezoeléctrico}) & (\text{geófono } \textit{estarter}) \end{array} \quad (\text{A.7})$$

De manera que los tiempos de llegada al geófono receptor pueden aproximarse:

$$t = d/V_0 \quad (\text{martillo}) \quad (\text{A.8})$$

$$t' = t'_0 + d''/V_1 \approx 0.3/V_1 + [d/V_1 - \Delta d/V_1] \quad (\text{rifle}) \quad (\text{A.9})$$

Obteniéndose que la diferencia temporal de recorrido es de:

$$\Delta t = d \left(\frac{V_1 - V_0}{V_1 \times V_0} \right) - \frac{0.045}{V_1} \quad (\text{A.10})$$

Las lecturas de las primeras llegadas a los 7 canales seleccionados indican una velocidad para la capa más superficial (0.1 m) de $V_0 = 337 \text{ m/s}$, considerando solo el primer canal, y de $V_1 = 366 \text{ m/s}$ para la segunda, ajustando las lecturas de los 6 canales restantes. Substituyendo estos valores en (A.10) :

$$\Delta t \approx 0.235 d - 0.123 \text{ ms} \quad (\text{A.11})$$

Así, para la distancia más lejana, $d = 8 \text{ m}$, se obtiene una diferencia temporal de $\Delta t \approx 1.7 \text{ ms}$; coincidiendo con la diferencia temporal observada para este canal, $\Delta t_{\text{obs}} \approx 1.7 \text{ ms}$ (Figura II.11). De donde se infiere que las diferencia de tiempo de recorrido observadas están dentro del margen teórico previsto.