



UNIVERSITAT DE  
BARCELONA

## **Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero a partir de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo**

Gabriela Fernández Viejo



Aquesta tesi doctoral està subjecta a la llicència **Reconeixement- Compartiqual 4.0. Espanya de Creative Commons.**

Esta tesis doctoral está sujeta a la licencia **Reconocimiento - Compartiqual 4.0. España de Creative Commons.**

This doctoral thesis is licensed under the **Creative Commons Attribution-ShareAlike 4.0. Spain License.**

UNIVERSITAT DE BARCELONA

Departament  
de Geologia Dinàmica, Geofísica  
i Paleontologia

Instituto de Ciencias de la Tierra "Jaime Almera"  
Consejo Superior de Investigaciones Científicas

**ESTRUCTURA CORTICAL DE LA CORDILLERA CANTABRICA  
Y SU TRANSICION A LA CUENCA DEL DUERO A PARTIR DE  
DATOS DE SISMICA DE REFRACCION/REFLEXION DE  
GRAN ANGULO**

TESIS

para optar al grado de Doctora en Ciencias Geológicas por

**Gabriela Fernández Viejo**

Barcelona, 1997

*A mis padres*

## AGRADECIMIENTOS

En esta página quiero expresar mi agradecimiento, mi respeto y en muchos casos mi cariño, hacia todas aquellas personas que, de un modo u otro, han hecho posible este trabajo. Quisiera también dejar constancia de que estos, casi cuatro años, han significado para mí una experiencia personal y un proceso de adaptación que no sé si he completado plenamente. A todas las personas que me lo han hecho más fácil y me han animado cuando lo necesitaba me gustaría dedicarles mi agradecimiento más sincero y mi cariño, en particular a Julia Cabal, Ana Negrodo y Joana Carbonell. Y muy especialmente a mis padres, porque sin su apoyo incondicional, sin su ayuda en todos los sentidos y su confianza en mí y en mi trabajo, probablemente esta tesis no se hubiera acabado.

Al director de la tesis, el Dr. Josep Gallart, le agradezco todo el apoyo prestado durante la realización del trabajo, su disponibilidad, interés, críticas (no siempre bien aceptadas), lecciones, explicaciones, ideas y comentarios. Le agradezco el haberme ofrecido la oportunidad de comenzar en un tema en el que nunca antes había trabajado, la paciencia con las "novatadas" que pasé debido a ello, las campañas de adquisición de datos y la dirección equilibrada entre el "haz y te dejo hacer".

Al codirector del trabajo, el Dr. F. Javier Alvarez Pulgar le agradezco el haber sido el primero en animarme a comenzar este trabajo y creer en mi capacidad de llevarlo a cabo. También la ayuda prestada en mis estancias en Oviedo y las facilidades.

Al Dr. Jordi Díaz, por su trabajo y su tiempo dedicado en todo lo referente al capítulo del procesado de los datos y el análisis multicanal. Por todos los cambios y modificaciones en los programas que me resolvieron tantos problemas.

A todos mis compañeros del Instituto "Jaime Almera", los "junior", hoy ya muchos amigos, por las pequeñas y grandes dudas de cada día. A Juan Pablo, porque el programa de dibujo de los modelos es suyo; Ana, por sus comentarios; Joana con la gravi; Neus, con el procesado multicanal; Dani y Jose, por hacerme el despacho más agradable; Antonio, Ivone, Valentí, Eduard, Mari, Diego, Jordi, Félix, Rafa, Silvia,... a todos por los buenos momentos compartidos.

A todos los "seniors" del grupo de Geofísica, por ideas, críticas, comentarios, ayudas bibliográficas, aportaciones de todo tipo y desde todos los campos a lo largo de estos años. Especialmente deseo agradecer a la Dra. Montserrat Torné su ayuda en el capítulo de la gravimetría y al Dr. Andrés Pérez-Estaún sus valiosos comentarios e ideas.

A todo el Departamento de Geodinámica de la Universidad de Oviedo, por las temporadas que pasé allí, por las palabras de ánimo y por resolverme dudas geológicas (o crearme más...), por su interés y apoyo y muy especialmente a Jorge Gallastegui.

A todos los integrantes del Departamento de Geofísica de la Universidad de Rice por su hospitalidad en una ciudad inhóspita, y sobre todo al Dr. Colin A. Zelt, por su inestimable

ayuda con el programa de modelización y el capítulo de la estimación del error en los modelos.

Al Grupo de Geofísica marina del Southampton Oceanography Centre, encabezado por el Dr. R. B. Whitmarsh por incluirme en la campaña de adquisición de datos sísmicos con el Discovery y por la acogida posterior en su Departamento. Especialmente a Susana Lebreiro por toda la ayuda prestada en esa estancia.

A mis amigos de siempre: Raquel, Pepa, Inma, Angela, Ana Belén, Chelo, Ana, Jorge, Juan Carlos y Avelino, por lo mejor de las vacaciones, por los cafés, bailes, invitaciones de boda, llamadas, E-mails, cartas, fiestas, cenas etc. etc.

A Jesper, por todo su apoyo y confianza en mí, por su cariño y todas las ilusiones y porque 2000 km no son distancia.

A toda mi familia, a mis hermanos Jose y Victor, por tenerlos, a mi abuela, a mi tía Rosa, a mi prima Tere, a todos por su interés en mí y en mi trabajo y por estar conmigo aunque estén lejos.

Este trabajo ha sido financiado por el Ministerio de Educación y Ciencia ( Educación y Cultura), a través de una beca del Plan Nacional de Formación del Personal Investigador.

# INDICE

INTRODUCCION GENERAL .....	1
----------------------------	---

## CAPITULO 1. MARCO GEOLOGICO. LA HISTORIA DE DOS OROGENIAS 5

1.1 INTRODUCCION.....	5
1.2 EL CICLO VARISCO .....	7
1.3 EL CICLO ALPINO Y LA APERTURA DEL GOLFO DE VIZCAYA .....	12
1.3.1 La apertura del Golfo de Vizcaya.....	15
1.3.2 La compresión alpina.....	19
1.3.3 Interpretación actual de la estructura alpina de la Cordillera Cantábrica .....	19
1.4 EL MARGEN NORIBERICO.....	20
1.5 LA CUENCA VASCOCANTABRICA.....	24
1.6 LA CUENCA DEL DUERO.....	25
1.7 LA CUENCA DE OVIEDO.....	27
1.8 ESTUDIOS GEOFISICOS PREVIOS.....	27

## CAPITULO 2. ADQUISICION DE LOS DATOS. TRATAMIENTO Y METODO DE INTERPRETACION. 31

2.1 EL EXPERIMENTO DE CAMPO.....	31
2.2 LOCALIZACION DE LOS PERFILES .....	34
2.3 PROCESADO DE LOS DATOS.....	35
2.4 METODO DE INTERPRETACION.....	37
2.4.1 Modelización de amplitudes.....	39
2.5 ESTIMACION DEL ERROR EN LOS MODELOS.....	41
2.5.1 Resolución espacial.....	42
2.5.2 Incertidumbre absoluta.....	42

## CAPITULO 3. PERFILES TERRESTRES. ANALISIS DE LOS DATOS Y MODELOS DE VELOCIDAD. 45

3.1 INTRODUCCION.....	45
3.2 PERFIL PRINCIPAL ESTE-OESTE. PERFIL 1.....	46
3.2.1 Descripción de las fases.....	48
TIRO C.....	48

TIRO B OESTE.....	52
TIRO B ESTE.....	56
3.2.2 Descripción general del modelo.....	60
<b>3.3 PERFIL 5.....</b>	<b>68</b>
3.3.1 Descripción de las fases.....	69
TIRO F.....	69
TIRO G.....	72
3.3.2 Modelo de velocidad.....	76
<b>3.4 PERFIL 2.....</b>	<b>81</b>
3.4.1 Descripción de las fases.....	82
TIRO F.....	82
3.4.2 Modelo de velocidad.....	83
<b>3.5 PERFIL 4.....</b>	<b>89</b>
3.5.1 Descripción de las fases.....	90
TIRO D.....	90
TIRO E.....	91
3.5.2 Modelo de velocidad.....	95
<b>3.6 PERFIL 3.....</b>	<b>101</b>
3.6.1 Descripción de las fases.....	102
TIRO D.....	102
TIRO C.....	103
3.6.2 Modelo de velocidad.....	107
<b>3.7 ENSAMBLAJES DE ONDAS S.....</b>	<b>113</b>
3.7.1 El tiro C del perfil 1. La relación de Poisson 0.25.....	114
3.7.2 Perfil inverso. Tiro B hacia el Oeste.....	114
3.7.3 Perfil3. Tiro C.....	115
3.7.4 Tiro D. Perfil 3 y Perfil 4.....	115
3.7.5 Tiros B, E y G. Perfiles 4, 1 y 5.....	116
3.7.6 Tiro F. Perfiles 5 y 2.....	116
<b><u>CAPITULO 4. PERFILES MARINOS. ENSAMBLAJES Y MODELOS DE VELOCIDAD DE ONDAS P.</u></b>	<b><u>129</u></b>

<b>4.1 INTRODUCCION.....</b>	<b>129</b>
<b>4.2 PROCESADO MULTICANAL DE LOS DATOS DE GRAN ANGULO.....</b>	<b>131</b>
<b>4.3 PERFIL ESCIN-4.....</b>	<b>133</b>
4.3.1 Descripción de los datos y correlación de fases sísmicas.....	134
a) Estaciones 20, 21, 22 y 23.....	135
La fase P*: ¿PmP o Pn?.....	138
b) Las estaciones lejanas: 24, 25 y 26.....	144

La fase PmP'	150
4.3.2 Modelo de velocidades	155
4.3.3 Análisis multicanal de la reflexión PmP	163
<b>4.4 PERFIL IAM-12</b>	<b>169</b>
4.4.1 Descripción de las fases	172
4.4.2 Modelo de velocidad	186
<b>4.5 PERFIL ESCIN-3.1</b>	<b>192</b>
4.5.1 Descripción de las fases	195
4.5.2 Modelo de velocidades	208
<b><u>CAPITULO 5. ESTUDIO DE LA GRAVEDAD</u></b>	<b><u>217</u></b>
5.1 INTRODUCCION	217
5.2 DATOS DE GRAVEDAD.MAPA DE ANOMALIAS GRAVIMETRICAS	219
5.3 TRANSECTAS NORTE-SUR	221
5.3.1 Transecta IAM-12	221
5.3.2 Transecta 4	223
5.3.3 Transecta 5	225
5.4 DISCUSION DE LOS RESULTADOS DE LA MODELIZACION GRAVIMETRICA	226
<b><u>CAPITULO 6. ESTRUCTURA GENERAL DE LA CORTEZA. INTERPRETACION Y DISCUSION.</u></b>	<b><u>231</u></b>
6.1 LOS SEDIMENTOS	232
6.2 LA CORTEZA SUPERIOR	239
6.2.1 La estructura sísmica de los cabalgamientos	245
6.2.2 Zonas de alta velocidad	247
6.2.3 Zonas de baja velocidad	251
6.2.4 Composición de la corteza superior	252
6.3 LA CORTEZA MEDIA	253
6.3.1 Composición de la corteza media	256
6.4 LA CORTEZA INFERIOR	256
6.4.1 Composición de la corteza inferior	262
6.4.2 La reflectividad de la corteza inferior	263
6.5 EL ENGROSAMIENTO CORTICAL	265
6.5.1 La presencia de engrosamientos en orógenos de distinta edad	265
6.5.2 La geometría del engrosamiento	266



<b>Indice</b>	<b>IV</b>
6.5.3 Distribución de velocidades en la zona engrosada.....	267
6.5.4 El engrosamiento según la gravimetría .....	269
6.5.5 Una imagen paradójica.....	272
6.5.6 Consideraciones sobre la subducción oceánica en el margen.....	273
6.5.7. Edad del engrosamiento.....	275
6.5.8 Interpretación general.....	278
<b>6.6 EL MANTO SUPERIOR.....</b>	<b>279</b>
<b>6.7 LA CORTEZA DE TRANSICION Y LA CORTEZA OCEANICA.....</b>	<b>281</b>
<b>6.8 COMPARACION DE LOS RESULTADOS CON OTRAS CADENAS DE COLISION</b>	
.....	<b>284</b>
6.8.1 El cinturón varisco europeo.....	284
6.8.2 Las cadenas alpinas: Pirineos, Alpes, Himalaya.....	288
<b><u>CAPITULO 7 CONCLUSIONES.</u></b>	<b>291</b>
<b>CONSIDERACIONES FINALES.....</b>	<b>294</b>
<b>REFERENCIAS</b>	<b>295</b>
<b>INDICE DE FIGURAS Y TABLAS</b>	<b>311</b>

## **INTRODUCCION GENERAL**

Este trabajo constituye la primera aportación de la sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo al conocimiento de la estructura cortical de la Cordillera Cantábrica. Enmarcado dentro del proyecto coordinado que lleva por título: "*Caracterización geofísica del Norte de la Península Ibérica: Estructura cortical de la Cordillera Cantábrica y su transición a la Cuenca del Duero*", pretende establecer los parámetros más característicos de la corteza en la región noroccidental de la Península. El interés de la zona de estudio reside en su completa y extensa historia geológica a lo largo de, al menos, dos ciclos orogénicos completos, y en su proximidad al controvertido margen Cantábrico o Noribérico. Por ello, el conocimiento de la estructura de la corteza en la Cordillera Cantábrica constituye una pieza clave en cualquier interpretación geodinámica que pretenda explicar los procesos que rigieron el desarrollo y la evolución del Norte de la Península Ibérica.

El estudio y modelización de los datos sísmicos pertenecientes a este proyecto, en total, unos 1200 km de líneas de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo con tiros en tierra, repartidos en un perfil principal Este-Oeste y cuatro perfiles transversales, se ha completado con otro conjunto de datos sísmicos de gran ángulo procedentes de un experimento complementario al proyecto ESCIN (Estudios Sísmicos de la Corteza Ibérica Norte), donde a partir de los disparos en mar para la obtención de las líneas de sísmica multicanal, se implantaron estaciones en tierra para registrar las reflexiones de gran ángulo y extender así la interpretación a la zona de transición tierra-mar en el margen noribérico. Del mismo modo se ha estudiado otro perfil perteneciente al proyecto IAM situado en la zona más occidental de dicho margen.

Hasta ahora, el estudio de la estructura interna de áreas características de la Península Ibérica por sísmica de refracción se había abordado esencialmente a partir de perfiles sísmicos realizados en zonas alpinas: Béticas (Banda y Ansorge, 1980), Pirineos (Gallart et al., 1981; Daignières et al., 1982), y Cadena Ibérica (Zeyen et al., 1985). Asimismo, se habían realizado experimentos en otras zonas del Macizo

Ibérico: Sureste (So Caetano, 1983), Meseta Central (Banda et al., 1981; Suriñach y Vegas, 1988), y Galicia (Córdoba et al., 1987, 1988; Téllez et al., 1993). Sin embargo, no se disponía de ningún dato en las zonas más características del orógeno varisco (Zona Cantábrica y Zona Asturoccidental Leonesa), ni en la Cordillera Cantábrica, uno de los principales rasgos orográficos de la Península.

Con el proyecto ESCIN se da un impulso espectacular en el conocimiento de la estructura profunda de esta zona. La realización de 300 km de perfiles de sísmica de reflexión profunda en tierra y 500 km en mar para conocer la estructura litosférica del Noroeste Peninsular y sus márgenes continentales, ha dotado de otra dimensión al conocimiento geológico que se tenía de la zona (Pérez-Estaún et al., 1994; Ayarza, 1995; Alvarez-Marrón et al., 1996; Pulgar et al., 1996).

La información proporcionada por el estudio y procesado de estas líneas ha sido introducida en los modelos de refracción cuya interpretación ha sido en muchas ocasiones pareja a la de los datos de reflexión, proporcionando así algunas restricciones y con el resultado de una modelización más contrastada y realista. Asimismo, una mayor extensión en el experimento de refracción debido principalmente al relativo bajo coste respecto al de reflexión, ha permitido obtener datos de zonas no muestreadas por los perfiles de sísmica de reflexión con resultados que han sido espectaculares en lo que se refiere a la influencia alpina en el desarrollo cortical de la Cordillera Cantábrica y sus unidades geológicas adyacentes.

Los objetivos primordiales del proyecto de sísmica de refracción pasaban por establecer los parámetros elásticos de la corteza y manto superior y su correlación con la litología y más concretamente por:

- La correlación del basamento sísmico y otras posibles discontinuidades de la corteza superior.
- La caracterización de la corteza inferior en un área varisca estable.
- La determinación del espesor cortical, la naturaleza y variaciones laterales del Moho.
- El establecimiento de las velocidades sísmicas en los diferentes horizontes corticales y en el manto superior.

- La comparación de los resultados con los obtenidos en las zonas internas (Galicia).
- El análisis de la transición hacia las estructuras pirenaicas: la Cordillera Cantábrica como límite occidental de la deformación alpina.
- El estudio de las variaciones corticales hacia el margen noribérico y hacia el margen gallego.
- El análisis comparativo de los resultados de sísmica de reflexión vertical y refracción en perfiles coincidentes.

La memoria del trabajo realizado se ha estructurado en siete capítulos:

El capítulo 1, describe el marco geológico donde tiene lugar el estudio de refracción ateniéndose sobre todo a la evolución cinemática y principales eventos tectónicos del área, así como una breve descripción de los estudios geofísicos previos. El capítulo 2 describe el experimento de campo y el método de interpretación utilizado para modelizar los datos sísmicos. Los capítulos 3 y 4 corresponden al grueso de la tesis y al principal trabajo realizado mostrando los datos y los modelos de velocidad de ondas P finalmente obtenidos, para los perfiles en tierra y en mar respectivamente. El capítulo 5 incluye un estudio de la gravedad a partir de los modelos de velocidades mientras que en el capítulo 6 se proporciona una visión general y una interpretación final con la discusión de los resultados para cada capa o zona cortical. En el capítulo 7 se presentan las principales conclusiones y aportaciones del trabajo. Por último existe un índice de figuras y tablas para facilitar la lectura del texto.

# **CAPITULO 1. MARCO GEOLOGICO. LA HISTORIA DE DOS OROGENIAS**

## **1.1 INTRODUCCION**

La Cordillera Cantábrica constituye uno de los principales rasgos orográficos de la Península Ibérica (figura 1.1). Se extiende paralelamente a la costa Norte de la Península y las cotas más elevadas se alcanzan en la región de Picos de Europa, donde sobrepasan los 2.600 m de altitud. Está limitada al Norte por el margen noribérico y al Sur por la cuenca del Duero y en su definición más extensa, abarcaría desde los Ancares y la sierra del Caurel, hasta las montañas vascas. En ella se encuentran las mayores elevaciones peninsulares fuera de las cadenas alpinas periféricas y su rasgo diferencial es el desnivel tan destacado en la vertiente marítima, en la que la línea de costa y las cumbres solo distan unas decenas de kilómetros.

El paisaje actual es consecuencia de la actuación de procesos geológicos externos que modelaron su relieve durante los últimos cambios climáticos que afectaron al continente. Así, los profundos desfiladeros, los macizos cársticos de las sierras calcáreas, o los rasgos de glaciario en las cotas más elevadas, responden a los últimos episodios geomorfológicos y a la actual dinámica de la región. Sin embargo, la Cordillera Cantábrica es el resultado de una extensa historia geológica en el tiempo en la que pueden distinguirse dos episodios principales: el primero, que se desarrolló en el Paleozoico y culminó en el Carbonífero con la orogénesis varisca; y el segundo, que tuvo lugar durante el Mesozoico y el Terciario y es lo que se conoce como ciclo alpino.

Para comprender la evolución en términos de la dinámica de placas, es preciso situarla en un marco regional más extenso que incluye el resto de la Península, el continente europeo y las placas que la rodean.

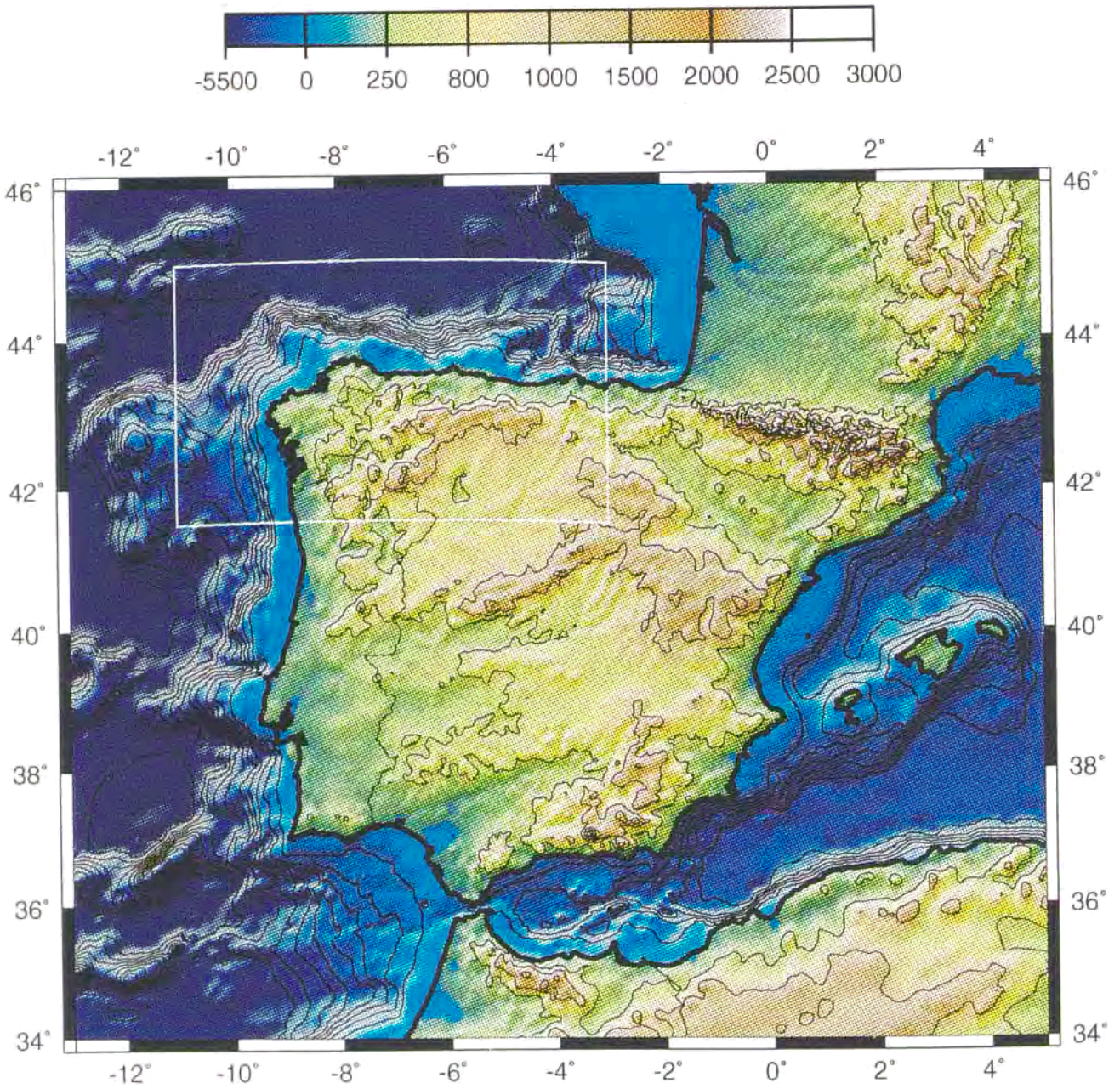


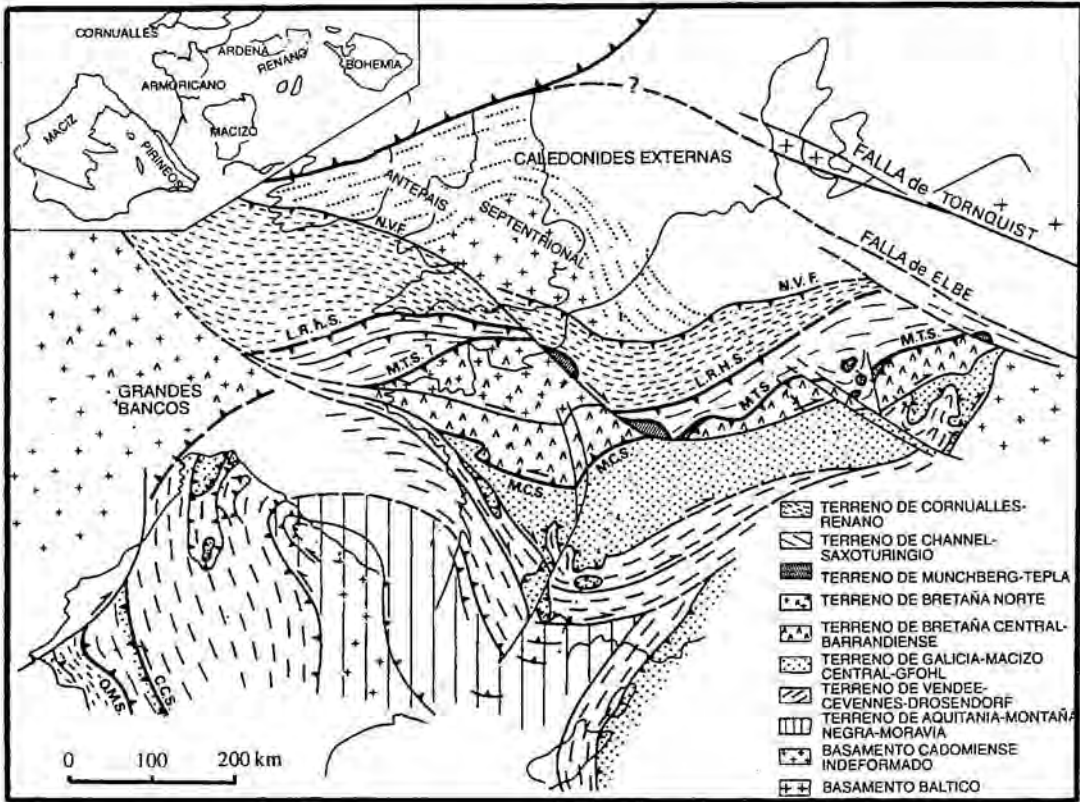
Figura 1.1. Imagen topográfica de la Península Ibérica. El recuadro señala la zona de estudio.

## 1.2 EL CICLO VARISCO

La mayor parte del basamento pre-mesozoico de Europa Occidental está formado por terrenos de edades comprendidas entre el Proterozoico y Carbonífero deformados, en parte metamorfizados, e intruidos por granitoides antes del Pérmico, durante la orogenia varisca o hercínica. Este basamento aflora en numerosos macizos a lo largo de todo el continente que presentan muy poca deformación con posterioridad al Pérmico, excepto en la parte mas suroriental, a consecuencia de la orogénesis alpina posterior: Alpes, Pirineos, Cordillera Bética, (Matte, 1991). Restituyendo estos afloramientos a su posición original en el Paleozoico, la cadena varisca europea tendría el aspecto que se muestra en la figura 1.2.

Esta cadena, entre 700 y 900 km de anchura y con más de 3000 km de longitud, manifiesta una forma arqueada al Oeste conocida como el Arco Iberoarmórico cuya rama Sur constituye el denominado Macizo Ibérico, el mayor de los macizos estables pre-pérmicos. La parte Norte de este macizo (figura 1.3), donde la Cordillera Cantábrica está ubicada, forma una sección de aproximadamente 400 km de longitud que muestra de Este a Oeste, un corte completo de un margen continental con niveles de erosión cada vez más profundos hacia el Oeste. (Pérez-Estaún et al., 1991).

Esta sección Este-Oeste incluye amplias áreas con foliaciones regionales y superficies de cabalgamiento subhorizontales o constituyendo grandes sinformes abiertos, separadas por estrechos antiformes limitados por grandes fallas verticales o de desgarre (figura 1.4). Las áreas con estructuras subhorizontales han sido relacionadas con pliegues a gran escala, mientras que los antiformales parecen estar relacionados con el apilamiento de cabalgamientos en la parte baja de la secuencia sedimentaria y en el basamento, situados en zonas que representaron fuertes discontinuidades corticales en los periodos de extensión preorogénica.



**Figura 1.2.** Mapa estructural del Orógeno Varisco europeo según Matte, (1991). N.V.F: frente varisco norte. L.R.H.S: sutura de Lizard-Renana. M.T.S: sutura de Munchberg-Tepla. M.C.S: sutura del Macizo Central. C.C.S: sutura de Coimbra-Córdoba. O.M.S: sutura de Ossa-Morena. El bloque ibérico y los de Córcega y Cerdeña se representan en su posición pérmica respecto a Europa.

Toda la zona es bien conocida geológicamente desde los primeros estudios hace varias décadas. Lotze en 1945, estableció una zonación en base a criterios estructurales, metamórficos y paleogeográficos que ha sufrido pocas modificaciones desde entonces (Julivert et al., 1972; Arenas et al., 1986; Farias et al., 1987). De Este a Oeste pueden distinguirse dentro del Macizo Ibérico Norte las siguientes zonas (figura 1.3):



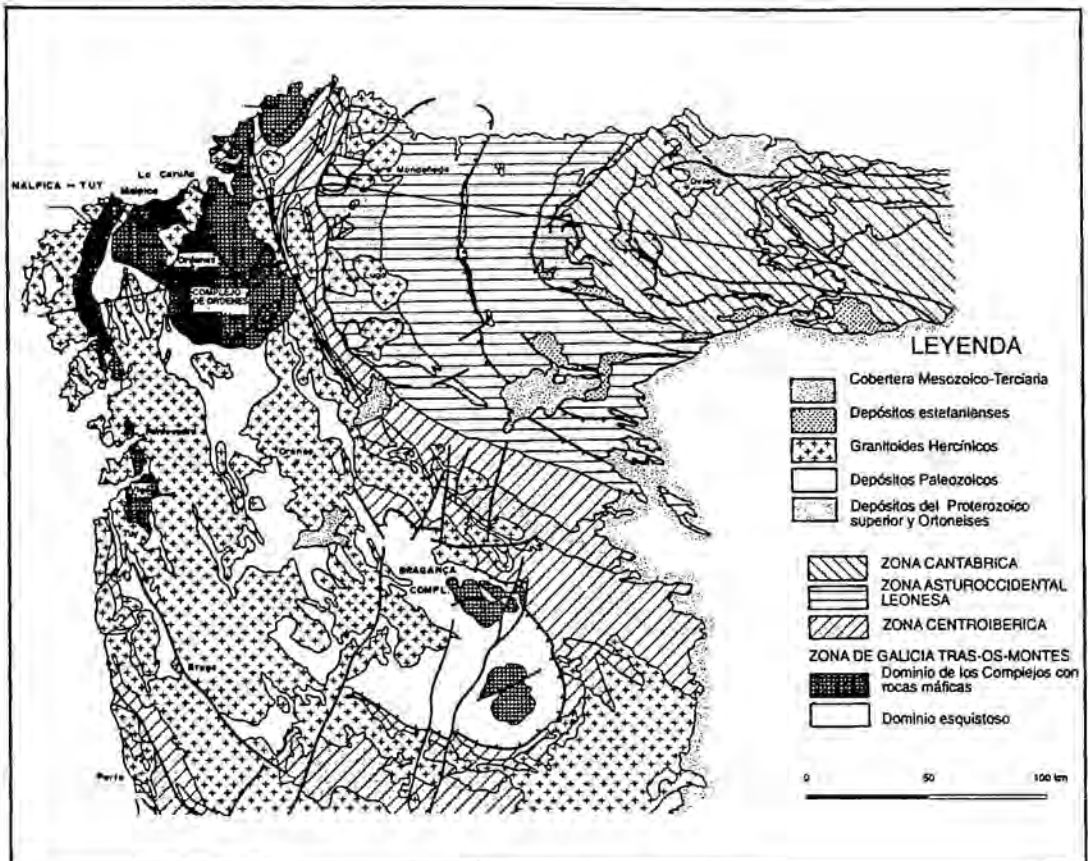


Figura 1.3. Mapa geológico del Macizo Ibérico Norte.

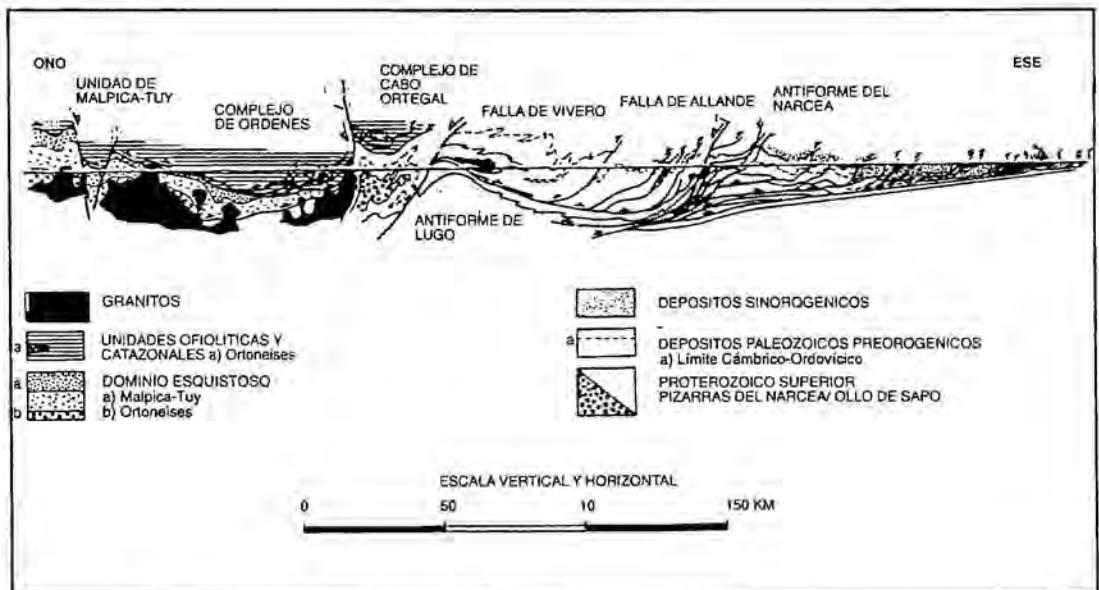


Figura 1.4. Corte geológico a través del Macizo Ibérico Norte según Pérez-Estaún et al., (1991). Localización en la figura 1.3.

### La Zona Cantábrica (ZC)

Constituye la parte externa del orógeno, con unidades vergentes al Este emplazadas durante el Carbonífero y con un estilo estructural de tipo epitelial, o "thin skinned", caracterizado por una deformación en condiciones superficiales y sin deformación interna de las rocas. Tiene una peculiar forma arqueada y se caracteriza por una sucesión sedimentaria que incluye una secuencia preorogénica pre-carbonífera adelgazada hacia el Este, y una secuencia sinorogénica carbonífera de tipo parálico (Marcos y Pulgar, 1982).

### La Zona Asturoccidental Leonesa (ZAOL)

Representa la transición a las zonas internas hacia el Oeste. Incluye una potente serie preorogénica de edad Proterozoico superior con sedimentos terrígenos y facies turbidíficas, discordante sobre depósitos de aguas someras de edades entre Cámbrico y Ordovícico inferior. Se observa deformación interna de las rocas y el metamorfismo aumenta hacia el Oeste desde facies de los esquistos azules a facies de las anfibolitas.

### La Zona Centroibérica (ZCI) (Farias et al., 1987)

Constituye un estrecho arco conocido como Antiforme del Olló de Sapo, donde depósitos del Ordovícico inferior se disponen discordantemente sobre una formación porfiroide volcanoclástica de una edad aproximada Proterozoico superior-Cámbrico inferior.

### La Zona de Galicia-Tras-os-Montes (ZGTOM)

Representa un apilamiento de unidades alóctonas emplazadas sobre su autóctono relativo, la ZCI. Se han distinguido dos dominios: el dominio inferior, denominado **dominio esquistoso**, que está compuesto por una secuencia metasedimentaria de edad Paleozoico inferior o Proterozoico superior y que presenta afinidades ibéricas, y un dominio superior, conocido como el **dominio de los Complejos de rocas máficas y relacionadas**. El dominio esquistoso es interpretado como una parte distal del mismo margen del que formaban parte las zonas anteriores situadas más al Este. Los complejos de rocas máficas afloran como sinformes limitados por grandes fallas normales o de desgarre formadas en los últimos estadios del ciclo orogénico. Están compuestos de varias unidades: basal, ofiolítica, catazonal y unidades más superficiales. Asumiendo que las ofiolitas

representan la sutura de la colisión, las unidades catazonal y superficial representarían terrenos acrecionados al margen durante la colisión y de procedencia desconocida (Martínez-Catalán et al., 1995). De acuerdo con su evolución metamórfica y siguiendo a estos mismos autores, el margen de Gondwana habría sido subducido al comienzo de la orogenia varisca convirtiéndose en parte de un complejo de acreción que evolucionó bajo un "elemento colisional" construido previamente.

Desde el punto de vista del **metamorfismo**, los materiales del Macizo Ibérico se encuentran afectados por un metamorfismo de características e intensidad variables, tanto en el tiempo como en el espacio. Mientras que en las zonas externas hay una ausencia total o un metamorfismo de bajo grado, las zonas internas muestran un metamorfismo regional progrado al que se superpone un plutonometamorfismo cuyas isogradas cortan las zonas del primero. En la parte más occidental, en los Complejos de rocas básicas y relacionadas, el metamorfismo presenta una historia de gran complejidad, con un metamorfismo de alto grado añadido a uno previo de alta presión y temperatura.

En cuanto al **magnetismo** se han propuesto dos series, una con tendencia alcalina de origen mesocortical y otra de tendencia calcoalcalina en la que se han diferenciado granitos precinemáticos y postcinemáticos de origen profundo (Capdevila, 1973).

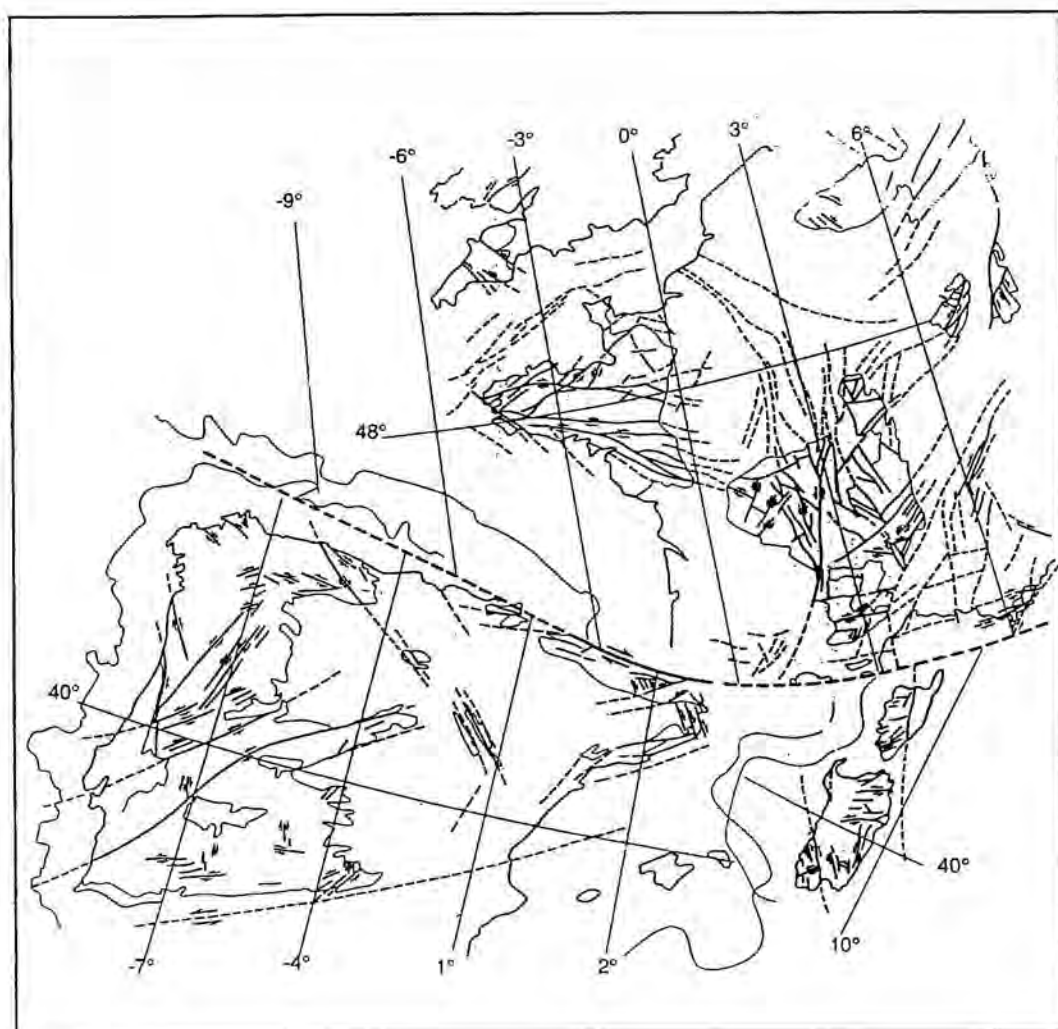
Toda la cadena varisca del Oeste de Europa pertenece a un gran cinturón paleozoico que se extiende a ambos lados del océano y que además de los macizos europeos incluiría en el Sur las Mauritánides de Africa y al otro lado del Atlántico los Montes Ouachitas de América del Norte; fue originada en un periodo muy extenso de tiempo que comenzaría hace unos 500 ma y cuyo estadio final estaría en torno a los 250 ma. Es interpretada como el resultado de la convergencia y colisión de dos grandes supercontinentes, Laurentia-Báltica y Gondwana, después del cierre de al menos, tres océanos (Iapetus, Reico y Gallego), que afloran en la actualidad como remanentes ofiolíticos de corteza y manto oceánicos. A la subducción y desaparición de estos océanos, siguió un episodio de obducción y deformación intracontinental que duró al menos 100 ma. La forma arqueada del orógeno se atribuye a una cuña tardía de Africa en Laurentia-Báltica (Matte, 1991).

### 1.3 EL CICLO ALPINO Y LA APERTURA DEL GOLFO DE VIZCAYA

Al final de la formación de la cadena varisca europea, y como resultado de la agrupación de diversas masas continentales, se consolidó el supercontinente denominado Pangea, que se extendía de polo a polo limitado al Este por un extenso océano denominado Thethys. Después de un corto periodo de tiempo, Pangea comenzó a desmembrarse. Una intensa fracturación postorogénica anterior al Triásico, afectó a todo el dominio varisco y por tanto a Iberia, como parte de una megazona de cizalla con componente dextra (Arthaud y Matte, 1975). Este evento de fracturación fue el preámbulo del nuevo régimen de placas que trajo consigo la ruptura y desmembración del supercontinente (figura 1.5). Con la apertura del Atlántico se produce una renovación de la actividad de cizalla con una componente opuesta, entre Africa y Eurasia. Las fracturas postvariscas se reactivan en este nuevo estadio e Iberia se individualiza como una subplaca sometida a los vaivenes de los dos grandes continentes que la rodean. Estas fracturas tendrán un papel fundamental al rejudar de distinta manera en cada periodo y controlar en buena parte la sedimentación durante los procesos de rifting preoceánico. La separación entre Norteamérica y Europa, como consecuencia de la formación del océano Atlántico y los movimientos relativos entre Europa y Africa con la apertura del Golfo de Vizcaya, configurarán toda la evolución ibérica desde fines del Paleozoico hasta la actualidad.

El ciclo alpino comprende tres eventos fundamentales:

- 1) la fracturación distensiva con la aparición de las cuencas noribérica y pirenaico-cantábrica en el Pérmico y el Triásico.
- 2) la apertura del océano Atlántico y del Golfo de Vizcaya en el Cretácico.
- 3) la actividad tectónica compresiva con removilización de bloques, junto con otros procesos de escala más reducida, como emersiones, subdivisiones de cuencas, formación de depresiones y cambios en el sentido de las fallas.



**Figura 1.5.** *Fracturación postvarisca según Arthaud y Matte, (1975).*

El primer periodo extensional comienza a finales del **Pérmico**. En el basamento varisco, esta extensión comenzaría 50 ó 60 ma después de su consolidación. La corteza en estas áreas es de suponer que aún estaba engrosada y probablemente no habría alcanzado el equilibrio térmico e isostático cuando el proceso de rifting comenzó.

En el **Triásico**, los futuros bordes de la Península Ibérica comienzan a desarrollarse como un sistema de rifts que aislaron el Macizo Ibérico (figura 1.6). Más tarde, esos rifts se convirtieron en los actuales márgenes continentales. En el

dominio cantabropirenaico la relación entre los sedimentos Pérmicos y Triásicos sugiere la existencia de una zona de sedimentación mas antigua, probablemente un área de debilidad cortical (Vegas y Banda, 1982). Datos paleomagnéticos de sedimentos Triásicos en Iberia (Parés y Dinarès-Turell, 1994), indican una progresiva rotación horaria de la placa euroasiática durante el Mesozoico inferior. Se evidencia un incremento en la latitud con un movimiento rápido hacia el Norte del Thethys al progradar y abrirse hacia el Oeste.

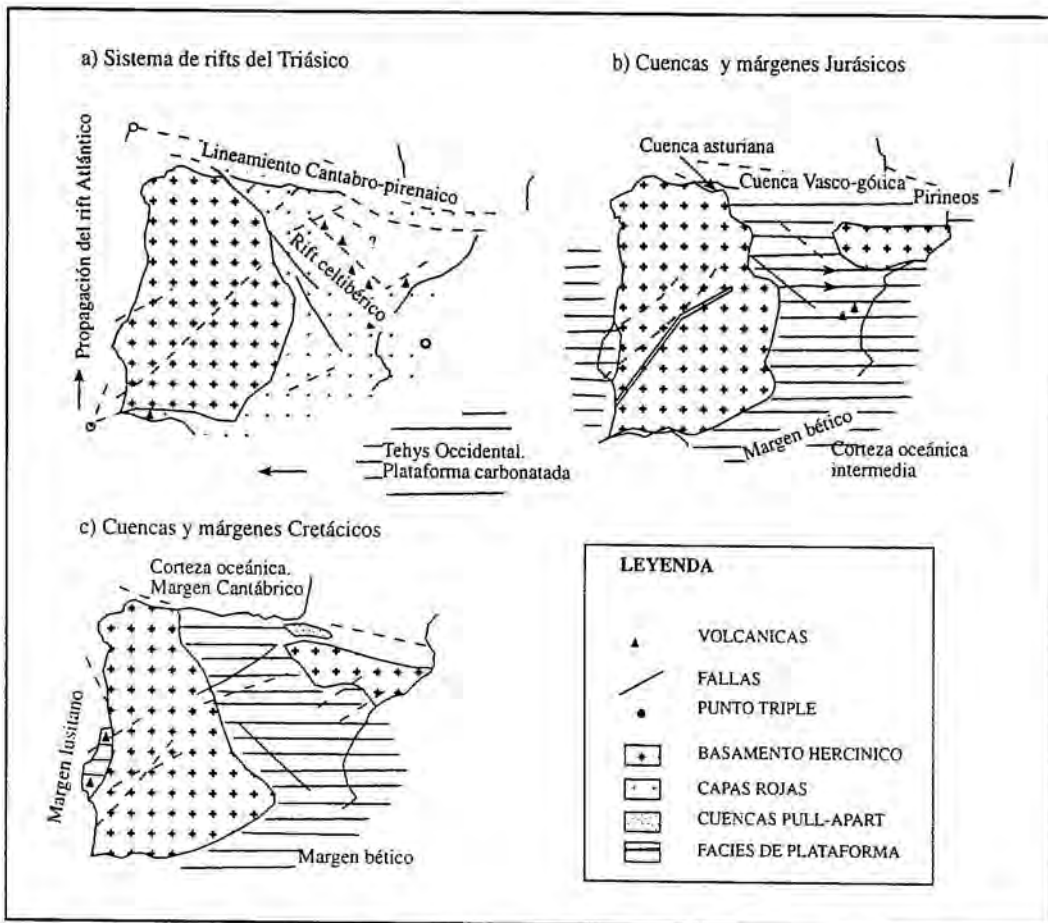


Figura 1.6. Evolución esquemática del sistema de rifts Triásico según Vegas y Banda, (1982).

En el **Jurásico**, los rifts subsiden dando lugar a una invasión marina generalizada. El dominio cantabropirenaico se individualiza como una cuenca estrecha y elongada con dos cuencas transversales: la cuenca de Oviedo y la cuenca vascocantábrica.

En el **Cretácico inferior**, entre 118 y 84 ma, Iberia sufre una rotación antihoraria relativa a Eurasia. Esto implica una componente de cizalla en los dominios mas occidentales y un incremento gradual de la compresión de Oeste a Este. El arrastre de Iberia por la placa africana provocó la apertura rápida del Golfo de Vizcaya, la aparición de corteza oceánica y la consiguiente formación de los márgenes armoricano y noribérico a ambos lados del nuevo dominio oceánico. Estos márgenes se comportaron como márgenes pasivos en este periodo al mismo tiempo que en la región pirenaica habría habido una deformación ligada al desplazamiento de la falla transformante norpirenaica. El cese de la extensión y comienzo de la oceanización en el Golfo de Vizcaya se ha datado en el Aptiense al Oeste de Galicia (Montadert et al., 1979), y en el Albiense en la región del Goban Spur, (Masson et al., 1984). La anomalía M0 (118 Ma), marca el momento del inicio de la corteza oceánica, mientras que la anomalía 33a (80 ma) marcaría la localización al final de la apertura (Sibuet y Colette, 1991) (figura 1.7). Así, el Golfo de Vizcaya y el océano Atlántico habrían compartido un periodo de apertura simultáneo entre el Albiense y el Campaniense.

### 1.3.1 La apertura del Golfo de Vizcaya

A lo largo del tiempo se han sucedido las hipótesis sobre el modo de formación del Golfo de Vizcaya. Boillot y Malod (1988), proponen un movimiento en tres estadios: en el primero, durante el Triásico superior y el Jurásico inferior, se produciría un movimiento hacia el SO respecto a Eurasia de unos 150 km. Posteriormente y hasta el Cretácico inferior, Iberia se movería solidariamente con Africa hacia el Este, creándose en el Golfo la corteza oceánica. El último estadio respondería a la fase de convergencia en el Cenozoico con un desplazamiento de Iberia hacia el NO del orden de 150 km. Aunque no predicen compresión en el dominio pirenaico durante la fase de apertura, estos autores hablan de una componente de cizalla que dio lugar a las cuencas de "pull-apart" que han sido descritas en este area.

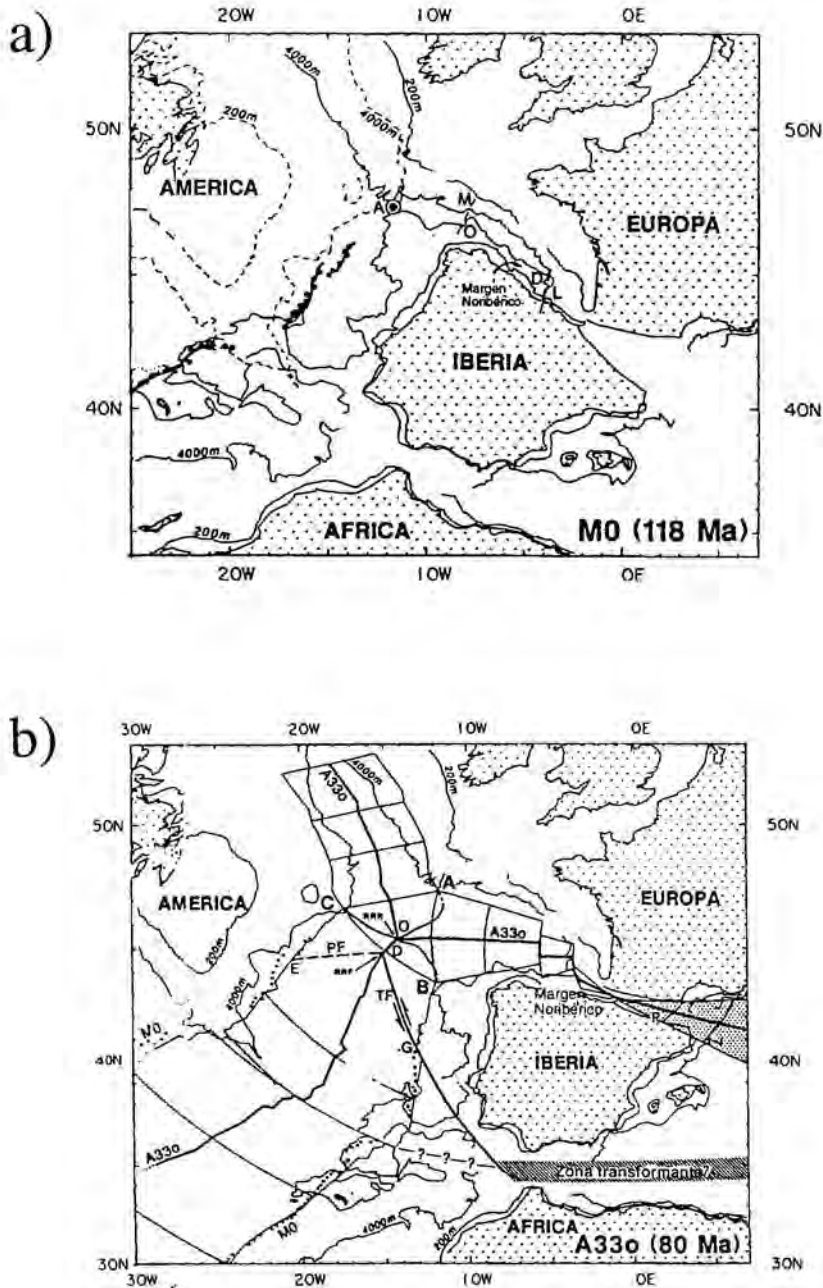


Figura 1.7. a) Reconstrucción de la anomalía M0 (118 ma). b) Reconstrucción de la anomalía A330 (80 ma) ( Sibuet y Colette, 1991).

Sibuet y Colette (1991), proponen un polo de rotación situado cerca de Burdeos para el periodo de extensión y formación de corteza oceánica; cuantifican la rotación en unos 34° y predicen una compresión simultánea en los Pirineos



centrales y orientales mientras que en el dominio más occidental hablan de un movimiento con componente de cizalla. El movimiento transcurrente habría sido de unos 80 km mientras que la componente de acortamiento según estos autores sería de 20 km para los pirineos más occidentales y 140 km para los más orientales, involucrando subducción de corteza oceánica del Thethys.

Hace unos 80 ma la apertura finalizó en el Golfo de Vizcaya dando lugar al nuevo régimen compresivo que alcanza su clímax en el Eoceno. El polo de rotación desde entonces hasta la actualidad lo sitúan estos autores al Oeste de Portugal, cerca de Lisboa.

A partir de las anomalías magnéticas de los fondos oceánicos, Roest y Srivastava (1991), indican que el Golfo de Vizcaya se abrió durante la mayor parte de la zona de calma magnética del Cretácico cuando Iberia se comportó como una placa semi-independiente. Sin embargo, en algún momento anterior a la anomalía 34 (84 ma), se comportó de modo solidario con Africa y el límite de placas se localizó en el golfo de Vizcaya. En este periodo de extensión tiene lugar la formación de la corteza oceánica.

Más tarde el movimiento pasa a ser de tipo transformante. Entre las anomalías 21 (49 ma) y 13 (36 ma), el límite de placas se desplazó a la región del "Kings Trough" para más tarde al convertirse en un punto triple inestable, trasladarse al Sur, a la zona de fractura de Azores-Gibraltar. En ese momento Iberia se convirtió en parte de Europa (figura 1.8).

Mientras que la fase inicial de la ruptura de Pangea estuvo regida por los riftings europeo y del Thethys, la segunda fase extensiva estará gobernada por la propagación hacia el Norte de los ejes de extensión del Atlántico Medio y Norte. Este cambio induce la traslación senestra entre Africa y Laurasia que marcará el inicio de la etapa compresiva.

La deriva hacia el Norte de Africa a consecuencia de la apertura del océano Indico, causó el progresivo cierre del Thethys y la propagación de la orogenia alpina hacia el Oeste cambiando el sistema de esfuerzos de toda Europa.

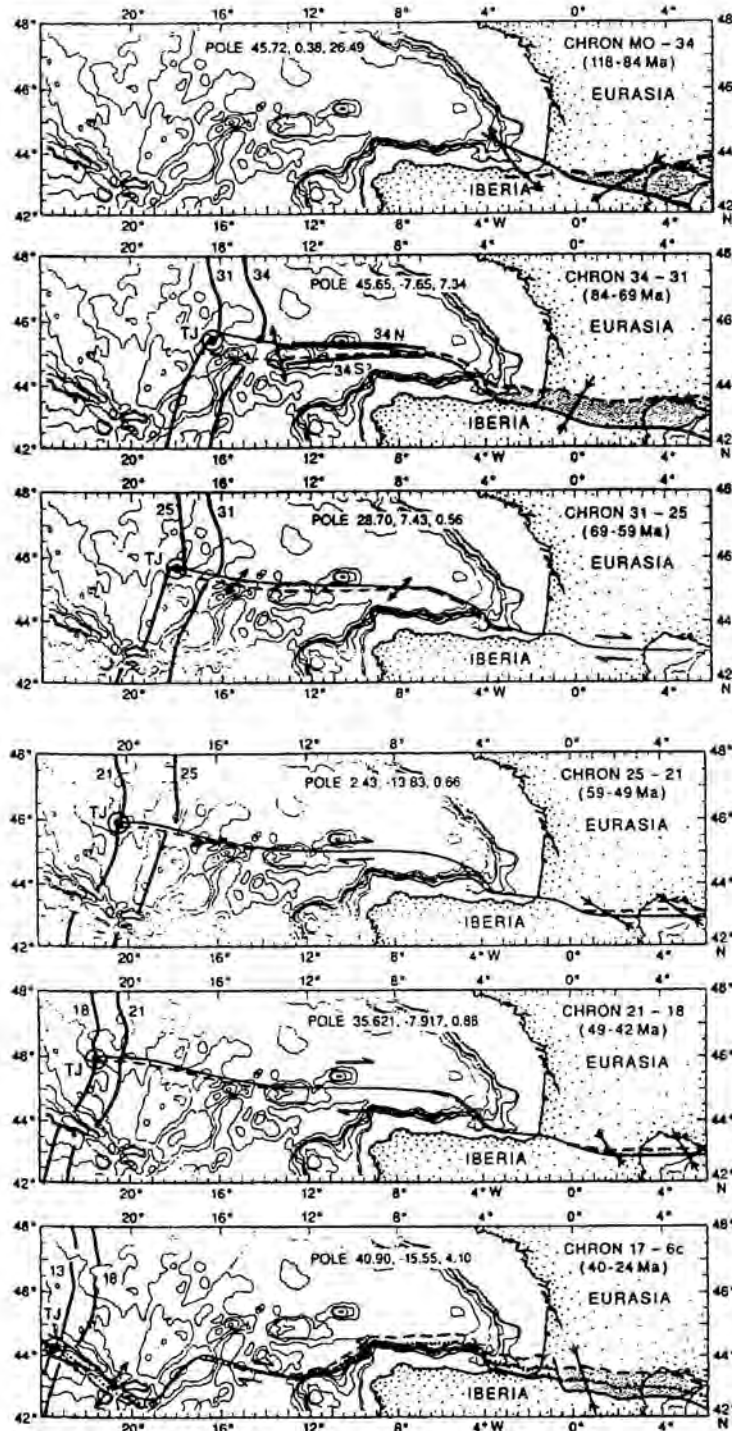


Figura 1.8. Desplazamiento entre Eurasia e Iberia sobreimpuesto a la batimetría actual del Golfo de Vizcaya, según Roest y Srivastava, (1991). Las isocronas magnéticas indican el comienzo y el final de cada intervalo. Los desplazamientos fueron calculados a partir de polos de rotación en ambas placas respecto a Norteamérica. Las áreas sombreadas indican compresión. T.J.: Triple junction, (punto triple).

### 1.3.2 La compresión alpina

El estadio compresional comienza con un movimiento hacia el NO de Africa respecto a Europa que tiene lugar entre 80 y 50 ma, en el **Cretácico superior**. Roest y Srivastava (1991), sugieren que el límite de placas entre Iberia y Eurasia en este periodo estaría localizado en la falla norpirenaica. Más tarde, la dirección cambia a NO-SE hasta unos 15 ma. Asimismo, indican un total de 200 km de compresión en los pirineos más orientales y alrededor de 100 km en los más occidentales. Desde aproximadamente 70 ma hasta 40 ma no hubo mucha compresión pero sí un movimiento de traslación de unos 75 km a lo largo de la falla. Entre 40 y 23 ma en el Eoceno, después de un salto en el límite de placas hacia el Sur, tiene lugar otra fase compresiva a lo largo del dominio cantabropirenaico. Esta compresión dió lugar a una cadena de colisión, los Pirineos, y a una subducción moderada en el margen Cantábrico evidenciada por una fosa tectónica y un pequeño prisma de acreción (Boillot y Malod, 1988). También fue responsable de la deformación intraplaca que se observa en toda la Península y cuya manifestación más evidente se encuentra en la Cordillera Ibérica y en el Sistema Central. Este proceso de convergencia entre Europa e Iberia culminó cuando ambas placas se soldaron interrumpiendo la subducción en el margen Cantábrico y elevando así la Cordillera Cantábrica. Además, la deformación alpina tuvo como consecuencia en este área la generación de dos cuencas sinorogénicas: la parte septentrional de la cuenca del Duero como cuenca de antepaís de la Cordillera Cantábrica y la cuenca de Oviedo, por el rejuego de una falla extensional Mesozoica como falla inversa.

### 1.3.3 Interpretación actual de la estructura alpina de la Cordillera Cantábrica

La estructura general de la Cordillera Cantábrica se ha interpretado como una flexión monoclinal regional que dió lugar a un levantamiento o "uplift" del basamento Paleozoico de decenas de kilómetros de extensión transversal, sobre dos

cuencas sinorogénicas Terciarias, la del Duero al Sur y la del margen Cantábrico al Norte. Este estilo estructural es explicado en términos de un modelo, en el cual la vertiente Norte de la cadena forma la culminación dorsal de un pliegue de flexión de falla originado por un despegue del basamento y cuyo desplazamiento es menor que la longitud de la rampa (Alonso et al., 1996). El desplazamiento está cuantificado en unos 22 km y se habría acomodado hacia adelante por acortamiento longitudinal de la lámina alóctona.

El conjunto alpino del Norte de la Península Ibérica comprendería distintas unidades tectonoestratigráficas que además de los Pirineos, la Cordillera Cantábrica y el margen noribérico, incluirían la cuenca vascocantábrica, la cuenca del Duero y la cuenca terciaria de Oviedo. Haremos entonces un repaso de estas últimas puesto que algunos de los perfiles interpretados las muestrean en parte de su extensión.

#### **1.4 EL MARGEN NORIBERICO**

El carácter general de la costa norte de la Península Ibérica es muy rectilíneo. El margen continental muestra una estrecha plataforma (30-40 km), que pasa abruptamente por medio de un talud fuertemente inclinado (10-12%) a la llanura abisal con más de 4500 m de profundidad. Además existen numerosos cañones submarinos que siguen las direcciones estructurales marcadas por fallas en el continente y algunas plataformas marginales como los promontorios de Santander y Ortegaleja y el Banco del Danés. Por el contrario, el margen conjugado armoricano se parece mucho a los demás márgenes estables del Atlántico, con una plataforma continental ancha (170 km), un talud que presenta una inclinación moderada (6%), y un glacis continental poco desarrollado que bordea el plano abisal entre 3800 y 4500 m (figura 1.9). Esta morfología tan diferente es el resultado de la diferente evolución que han sufrido, ya que mientras el margen armoricano es la herencia casi intacta del margen desarrollado en el rifting Mesozoico, el margen noribérico ha sufrido el acortamiento y la moderada subducción del Cenozoico que han configurado su aspecto tal y como hoy lo conocemos. Algunas montañas submarinas en dirección Este-Oeste son interpretadas como la expresión superficial del abombamiento litosférico causado en la placa oceánica por la subducción (Sibuet et al., 1994).

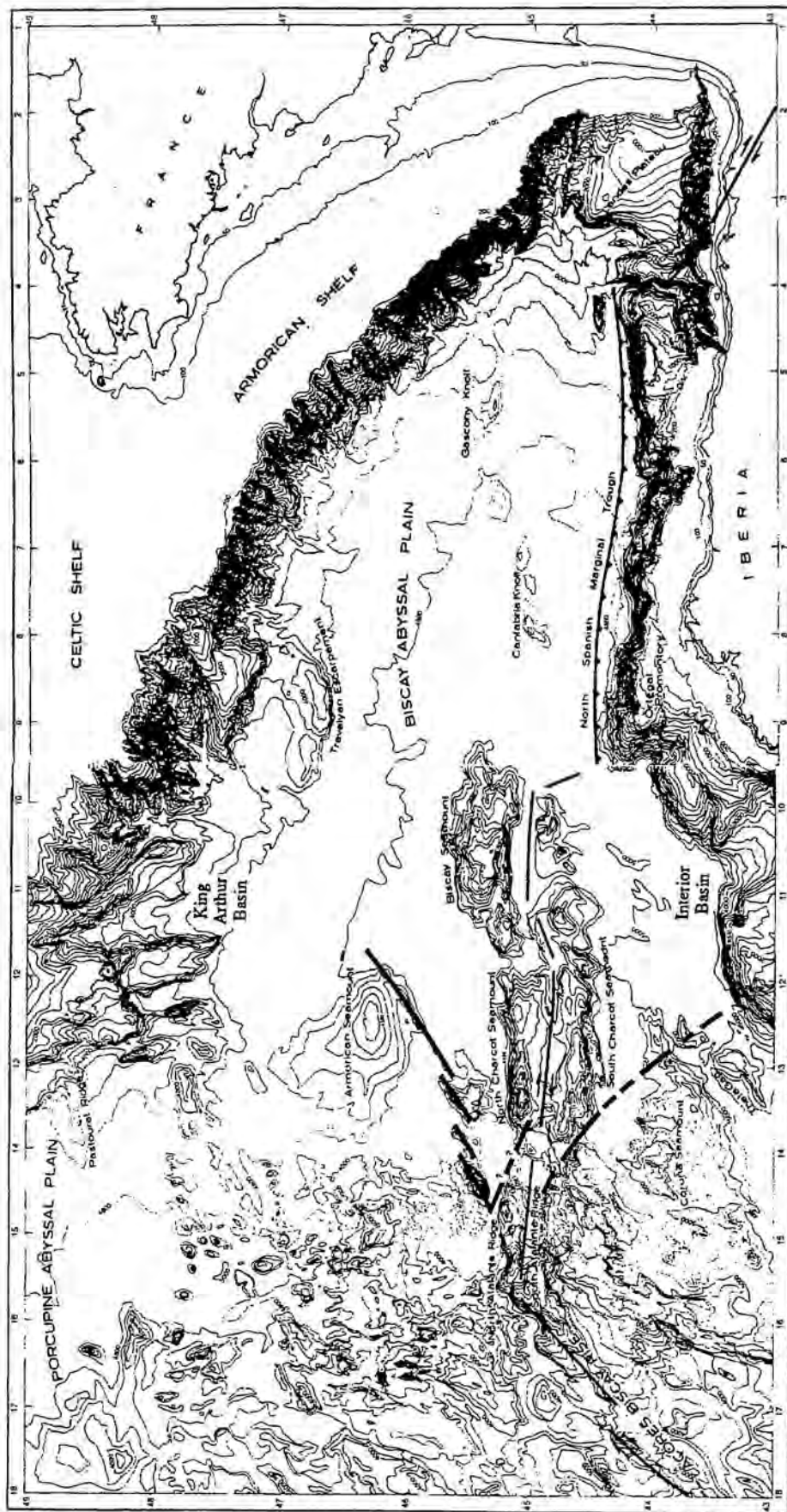


Figura 1.9. El Golfo de Vizcaya.

El Golfo de Vizcaya ha sido intensamente estudiado en los últimos veinte años con todo tipo de técnicas no solo por su interés científico, sino también por su interés como posible reservorio petrolífero. En base a sondeos y sísmica de reflexión, se distinguen en su **estratigrafía** la cuenca armoricana en el Norte, con 5-7 km de sedimentos principalmente Mesozoicos, y la fosa marginal norespañola de mayor espesor, con más de 7 km de sedimentos, básicamente de edad Cenozoica y que presentan un mayor tectonismo (Soler et al., 1981).

El Triásico está representado por sedimentos detríticos y evaporitas en el margen armoricano asociados a una etapa de subsidencia y distensión tectónica además de presentar manifestaciones volcánicas.

El Jurásico y Cretácico inferior se observan en ambos márgenes como formaciones carbonatadas o dolomíticas con facies pelágicas que representarían el estadio de fosa tectónica del golfo anunciando el incipiente rifting.

Los sedimentos atribuidos a la etapa de rift Mesozoico constituyen una serie de unos 1000-1500 m de espesor que se divide en secuencias pre, sin y postrift separadas por disconformidades o cambios de facies.

La serie sinrift desde el Cretácico inferior al Aptiense superior está formada por depósitos de rocas carbonatadas y bioclásticas en el Norte y detríticas en la vertiente Sur. La serie coetánea al proceso de apertura desde el Aptiense al Campaniense se compone de turbiditas arcillosas, pizarras negras y carbonatos con facies pelágicas y *flysh*. La secuencia sinorogénica desde el Paleoceno hasta el Eoceno inferior muestra principalmente arcillas pelágicas y turbiditas así como el prisma de acreción noribérico donde los sedimentos se encuentran fuertemente plegados y tectonizados. La serie postectónica muestra turbiditas y arcillas pelágicas con un espesor que varía desde 1.5 km en los márgenes a 2.5 km al Norte del prisma de acreción en el plano abisal (Derégnaucourt y Boillot, 1982).

En cuanto a las **estructuras** presentes en el golfo, pueden distinguirse las estructuras del periodo sinrift que responden a fallas normales o transformantes en el margen armoricano. También se observan fallas transformantes del periodo de apertura oceánica reconocidas en la llanura abisal así como el límite continente-oceano en el Norte. Todas estas estructuras serían de edad Cretácica.

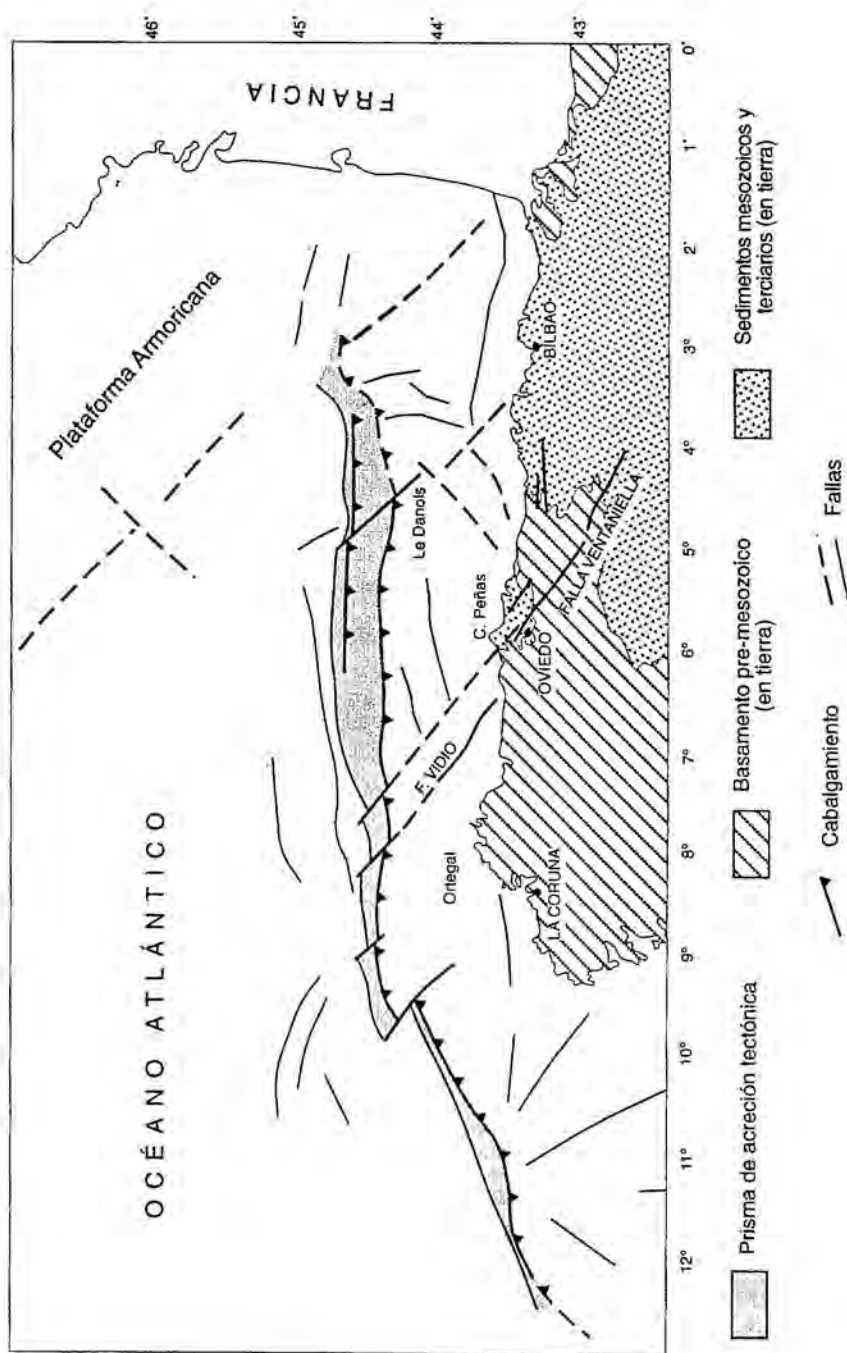
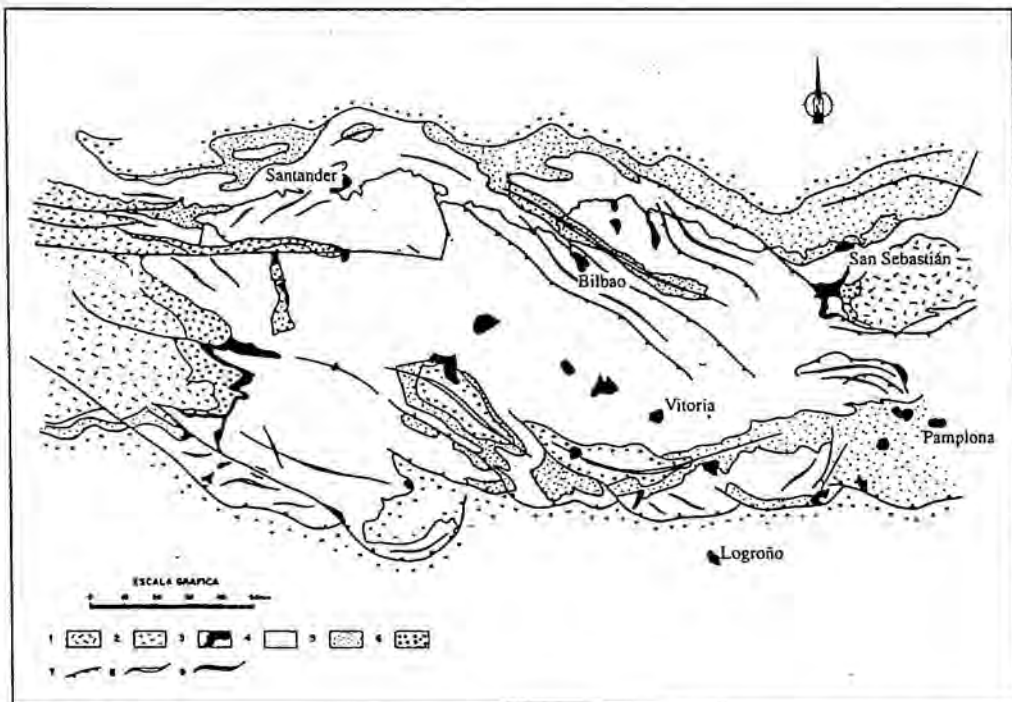


Figura 1.10. Diagrama estructural del margen noribérico, modificado de Boillot y Malod, (1988).

Las estructuras correspondientes a la etapa de margen activo de edad Cenozoica, responden a fallas inversas y frentes de cabalgamientos, el prisma de acreción tectónico con sedimentos pre-oligocenos fuertemente deformados, y la presencia de la fosa marginal con una cuenca sedimentaria superpuesta, además de algunas estructuras en el fondo oceánico que reflejan el abombamiento litosférico producido en la placa oceánica durante la subducción (figura 1.10).

### 1.5 LA CUENCA VASCOcantáBRICA

La cuenca vascocantábrica constituye la terminación occidental de los Pirineos. Su límite occidental lo constituye el Macizo Asturiano, y el límite meridional viene definido por la banda plegada de las sierras cántabras que cabalgan sobre las cuencas terciarias del Ebro y Duero y por la Sierra de la Demanda. Al Este, se encuentra limitada por los macizos Paleozoicos vascos y al Norte, se prolonga en la plataforma continental del margen Cantábrico.



**Figura 1.11.** Esquema geológico de la cuenca vascocantábrica, tomado de Cámara Rupelo, (1988). Leyenda: 1: Paleozoico. 2: Permo-Trías. 3: Keuper. 4: Jurásico-Cretácico. 5: Paleógeno. 6: Neógeno. 7: Cabalgamiento. 8: Sinclinal. 9: Anticlinal.



Estructuralmente se caracteriza por pliegues y cabalgamientos que vergen al Norte en su parte nororiental y de vergencia Sur en la parte suroccidental. En cuanto a la sucesión sedimentaria contiene secuencias continentales, evaporitas, carbonatos y diabasas del Triásico. La serie Jurásica está formada por series de plataforma carbonatadas con secuencias fluviodeltaicas y marinas someras. En el Cretácico superior abundan las series *flysh* y los depósitos de plataforma además de lavas basálticas (García-Mondéjar, 1989).

Su historia comienza con la extensión postvarisca. Desde el Triásico al Jurásico superior, fue una cuenca intraplaca sobre un basamento hercínico estable y evolucionó como el resto de las cuencas europeas durante el periodo de rifting intracontinental que afectó al Oeste de Europa y precedió a la apertura del Atlántico.

Desde el Jurásico superior y hasta el final de Eoceno, la cuenca evolucionó como un margen continental pasivo con fracturación y formación de fosas, distensión continental y subsidencia. Además también se comportó como una cuenca en una zona de falla transformante y aunque su geometría no es bien conocida, es necesario recurrir a estos movimientos laterales para explicar la existencia de bloques fallados en los márgenes continentales, la subsidencia generalizada con bloques elevados localmente y las estructuras oblicuas a la tendencia o vergencia general (Rat, 1988).

A partir del Aptiense, aparecen en la cuenca facies del dominio del Thethys indicando la apertura de un brazo de este mar hacia el Oeste y la separación, por tanto, de Europa e Iberia. Finalmente, el acercamiento de ambas placas condicionó la evolución de toda la cuenca y su cierre al final del Eoceno. Las formaciones distales del sistema sedimentario fueron enérgicamente plegadas con formación de cabalgamientos por lo que la identificación del límite entre placas en esta zona es controvertida.

## 1.6 LA CUENCA DEL DUERO

La cuenca del Duero, que representaría la cuenca de antepaís de la Cordillera Cantábrica, es una ancha cuenca Terciaria de tipo endorreico (figura 1.12). Su geometría y los sedimentos que la componen están determinados por tres

cadena montañosas alpinas, la cadena Ibérica hacia el Este, el Sistema Central en el Sur y la Cordillera Cantábrica en el Norte. Este límite Norte presenta un conjunto de abanicos aluviales desarrollados en la vertiente Sur de la cordillera.

Las rocas Terciarias se disponen discordantemente sobre el Mesozoico. Los niveles inferiores preorogénicos forman una secuencia siliciclástica granocreciente, mientras que los niveles estratigráficos superiores corresponden principalmente a series conglomeráticas de los abanicos aluviales. Presenta asimismo discordancias sintéctonicas resultado de los cabalgamientos alpinos que afectaron al basamento de la Cordillera Cantábrica y que muestran rotación de capas y sedimentación simultáneas. En un corte Norte-Sur muestra una geometría en forma de cuña donde el máximo espesor de sedimentos se alcanza en su parte Norte con más de 2000 m de sedimentos.

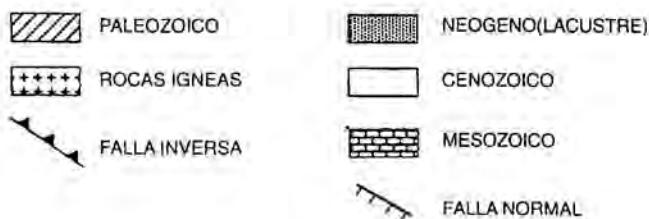
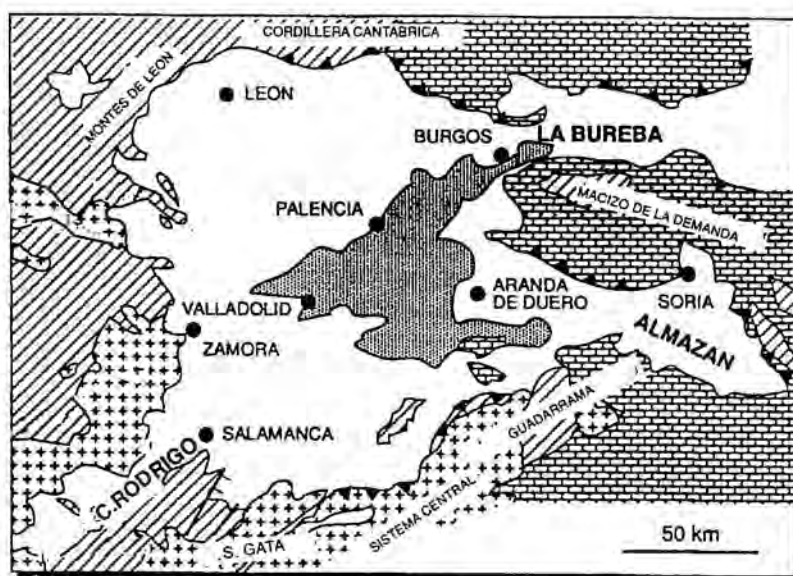


Figura 1.12. La cuenca del Duero, según Santisteban et al., (1995).

## 1.7 LA CUENCA DE OVIEDO

La Cuenca de Oviedo puede considerarse como una cuenca de "piggy-back" desarrollada como resultado de la inversión tectónica de una falla extensional Mesozoica que causa un elevamiento menor. La sucesión Terciaria muestra discordancias sintectónicas y el registro sedimentario es incompleto, con un espesor medio de unos 400 m. En el borde Norte, existen abanicos aluviales de un radio de unos 5 km compuestos básicamente de calizas Cretácicas. La llanura aluvial está compuesta de limolitas anaranjadas, que se tornan grises o verdosas en zonas lacustres y están intercaladas con canales arenosos de corrientes efímeras. En la parte central y Sur de la cuenca existen margas y calizas lacustres y horizontes de evaporitas. La parte superior de la sucesión son capas finas aluviales de conglomerados silíceos y areniscas. La cuenca se piensa fue endorreica, al menos durante el Paleógeno.

## 1.8 ESTUDIOS GEOFISICOS PREVIOS

Aunque la Cordillera Cantábrica está bien estudiada geológicamente, el conocimiento geofísico del área y de su estructura profunda era hasta hace pocos años casi nulo.

El mapa aeromagnético de la España Peninsular fue publicado por Ardizzone et al., (1989) y la interpretación de las anomalías magnéticas de Galicia, Asturias y el País Vasco han sido interpretadas recientemente por Aller et al., (1994), Aller, (1994) y Aller y Zeyen, (1994), respectivamente. La anomalía magnética de Galicia oriental, que muestra intensidades de hasta 190 nT, parece estar relacionada con la presencia de una lámina de materiales meso e infracorticales emplazados con una geometría de rampa y rellano en niveles corticales superiores, debajo del Domo de Lugo, lo cual está de acuerdo con la geometría del Domo y de la falla de Vivero y con la presencia de materiales intrusivos ultramáficos aflorantes cerca de ésta última. Respecto a la anomalía magnética de la Zona Cantábrica, con

intensidades entre 40 y 60 nT, sigue el trazado de la curvatura del Arco Astúrico. La interpretación realizada, teniendo en cuenta todos los datos geológicos y geofísicos, apunta a una cuña de materiales con susceptibilidad en torno a 0.03 SI, que ascienden desde la Zona Asturoccidental Leonesa hasta la Zona Cantábrica y que se encuentra enraizada en la corteza inferior. En la rama meridional de la Zona Cantábrica se interpreta que la parte frontal de la cuña ha sido desplazada hacia el Sur por un cabalgamiento alpino y la profundidad mínima en esta zona es de 2 a 7 km. La anomalía del País Vasco es la de mayor intensidad (hasta 250 nT) y se ha modelizado suponiendo la existencia en profundidad de una importante acumulación de materiales máficos asociados a la etapa de rifting que precedió a la apertura del Golfo de Vizcaya. Esta acumulación de materiales habría sido afectada posteriormente por los cabalgamientos alpinos dirigidos hacia el Norte. También existen algunos estudios paleomagnéticos entre los que cabe destacar los de Ries et al., (1980), Hirt et al., (1992) y Parés et al., (1996).

El flujo de calor y la modelización de la estructura térmica de la litosfera a lo largo de una transecta Este-Oeste fueron estudiados por Cabal, (1993). En este trabajo se presentaban los primeros datos regionales de flujo de calor superficial y producción radiogénica de calor junto con un modelo térmico litosférico de una transecta Este-Oeste a través de la Cordillera Varisca y el margen continental de Galicia occidental. Se elaboró un mapa de flujo de calor superficial a partir de los datos de gradiente geotérmico y conductividad procedentes de sondeos de petróleo y de agua. Se determinó la producción radiogénica de calor en muestras correspondientes a las principales litologías en función de las concentraciones de Uranio, Torio y Potasio. El espesor litosférico en la transecta modelizada oscilaba entre 90 km en la zona continental y 140 km en el margen con una zona de transición bastante reducida (unos 200 km) situada bajo el banco de Galicia. El flujo de calor superficial es de unos  $45\text{-}55 \text{ mW} / \text{m}^2$  en la Zona Cantábrica y en la cuenca vasco-cantábrica alcanzando un máximo de  $70 \text{ mW} / \text{m}^2$  en las zonas internas para después disminuir hacia el margen hasta alcanzar un valor de  $35\text{-}45 \text{ mW} / \text{m}^2$  en la zona de transición. La temperatura en la base de la corteza oscila entre  $150^\circ \text{C}$  en el margen continental y  $700^\circ \text{C}$  en el continente.

En cuanto a los estudios sísmicos profundos, Córdoba (1986), realizó un extenso estudio sobre un experimento de sísmica de refracción en el Macizo Ibérico de Galicia. Como conclusiones más importantes a la interpretación de los perfiles sísmicos podemos resaltar la división en tres horizontes de la corteza hercínica de la

zona con velocidades de 6, 6.2 y 6.7-6.9 km/s y con espesores medios de 13, 8 y 10 km respectivamente. La corteza tiene un espesor total de unos 30 km que disminuye hacia el margen y el manto superior presenta una velocidad de 8-8.3 km/s. Establecía la discontinuidad de Mohorovicic como una discontinuidad de primer orden. También argumentaba la aparición de una estructura convexa a unos 8 km de profundidad debajo del Manto de Mondoñedo que interpretó como un pliegue subparalelo a la virgación hercínica o bien una intrusión de materiales de alta velocidad. Asimismo los complejos catazonales de Galicia se reconocían como estructuras alóctonas con alta velocidad en su superficie y bien diferenciadas de las rocas que los rodean.

La interpretación de las ondas de cizalla de los mismos datos fue realizada por Téllez, (1993). Señala en su trabajo la gran complejidad tridimensional de la corteza superior y sitúa la lámina de alta velocidad del Manto de Mondoñedo unos cuatro kilómetros más arriba que Córdoba (op.cit.). Establece también un espesor promedio de 30 km para la corteza y descarta la existencia de una zona de baja velocidad para las ondas S en aquellas zonas donde sí se había descrito en la interpretación de las ondas P. También argumenta que la discontinuidad de Mohorovicic es una discontinuidad de primer orden y que la relación de Poisson es baja en la corteza media ( $\sigma < 0.25$ ), y alta en la corteza inferior ( $\sigma > 0.25$ ). Adelanta una interpretación petrológica en base a los resultados y señala que la composición de la corteza superior y media se basa en rocas de tipo granitos y gneisses, y que la corteza superior contiene fluidos a bajas presiones intersticiales. La corteza media se presenta con gran contenido en cuarzo y la inferior es fundamentalmente granulítica con variaciones laterales del contenido en cuarzo.

En zonas adyacentes existían algunos perfiles de reflexión someros procedentes de estudios petroleros, sobre todo en el margen y en las cuencas sedimentarias Terciarias. En el Golfo de Vizcaya cabe destacar dentro de los estudios sísmicos profundos el de Pinet et al., (1987), dentro del proyecto ECORS, donde se observa una fuerte variación en el espesor cortical desde los apenas 20 km de la cuenca de Parentis hasta los más de 35 bajo la plataforma cántabra en las proximidades del frente pirenaico. Un estudio de refracción en la transición océano-continente por Avedik et al., (1982) en el margen armoricano, muestra una zona de transición entre la corteza continental y la oceánica de unos 8 km de ancho y el progresivo adelgazamiento de la corteza continental.

Con el proyecto ESCIN tiene lugar el primer perfil de reflexión vertical profundo en la Zona Cantábrica, ESCIN-1 (Pérez-Estaún et al., 1994). La imagen del cabalgamiento basal de la Zona Cantábrica evidencia el estilo de deformación epitelial de las zonas externas del Macizo Ibérico. En la transición a las zonas internas la deformación afecta a toda la corteza observándose duplicaciones de la corteza inferior y estructuras imbricadas. El perfil ESCIN-2 también en tierra, pero en dirección Norte-Sur, se ha interpretado conjuntamente con los modelos de refracción de los perfiles próximos (Pulgar et al., 1996) evidenciando el cabalgamiento alpino en el contacto con la cuenca del Duero y la inclinación y profundización del Moho hacia el Norte bajo la Cordillera.

Los perfiles de reflexión marinos ESCIN-3 y ESCIN-4 han sido recientemente interpretados (Ayarza, 1995; Alvarez-Marrón et al., 1996). En ellos se proporciona una buena imagen de las cuencas sedimentarias de la plataforma y gran reflectividad en la corteza inferior, con duplicaciones como en el caso del perfil ESCIN-3.3 y reflexiones sub-Moho relacionadas con los procesos de subducción. El perfil ESCIN-4 muestra el prisma de acreción bien desarrollado y la secuencia sedimentaria por encima del basamento oceánico.

Ayarza (1993) realiza una interpretación integrada de los datos de reflexión profunda y de refracción del perfil ESCIN-3 obteniendo un modelo de velocidades coherente con los modelos descritos anteriormente en esta zona por Córdoba (1986) y Téllez (1993). En la sección de sismica de reflexión profunda destaca la presencia de dos cuencas sedimentarias relacionadas con la tectónica extensional Mesozoica y la identificación de numerosos reflectores correspondientes a estructuras geológicas claramente correlacionables como el despegue basal de la Cordillera, el antiformal del Olló de Sapo o la anomalía magnética de Galicia oriental. Asimismo parece existir una duplicación de la corteza inferior cuya edad es incierta, existiendo grandes similitudes con líneas sísmicas de otras zonas internas en diferentes orógenos de edad similar.

Este trabajo representa el primer estudio de interpretación de perfiles de refracción y reflexión de gran ángulo en la zona donde se ha intentado establecer un modelo cortical para este área teniendo en cuenta además de la geología, los datos y resultados procedentes de todos estos estudios.

## **CAPITULO 2. ADQUISICION DE LOS DATOS. TRATAMIENTO Y METODO DE INTERPRETACION.**

### **2.1 EL EXPERIMENTO DE CAMPO**

La adquisición de los datos se realizó en dos experimentos de campo. El primero tuvo lugar durante los meses de Octubre y Noviembre de 1992, y el segundo en Febrero de 1993 .

En la primera campaña, con una duración de unos 20 días, se adquirieron aproximadamente unos 1200 km de sísmica de refracción correspondientes a los perfiles numerados de 1 a 5 (figura 2.1). Se efectuaron un total de 7 disparos, designados de A a G en cinco posiciones distintas (tabla 2.1), y cada uno de ellos fue registrado simultáneamente a lo largo de dos perfiles con una longitud de unos 200 km cada uno, compartiendo un extremo en común (tabla 2.2). En cada tiro se emplearon unos 1500 kg de dinamita y fueron registrados hasta el final de todos los perfiles, en general con una buena relación señal/ruido.

<b>TIROS</b>	<b>A</b>	<b>B</b>	<b>C</b>	<b>D</b>	<b>E</b>	<b>F</b>	<b>G</b>
<b>Latitud</b>	43.0928	43.2315	43.2375	41.7757	43.2324	41.6604	43.3725
<b>Longitud</b>	-3.6499	-5.7193	-7.2530	-5.9236	-5.7185	-4.5261	-4.6685

**Tabla 2.1.** *Coordenadas geográficas de los tiros en tierra.*

Todos ellos fueron registrados satisfactoriamente excepto el tiro A, en el extremo oriental. La causa fue un defecto desconocido hasta entonces, en el sistema de encendido automático de las estaciones americanas, que no se pusieron en marcha en la ventana de tiempo correspondiente a ese tiro.

El número total de estaciones empleadas fue de 170, con lo cual se pudo obtener una densidad de registro de unos 2 ó 2.5 km para cada perfil. De ellas, 150

eran estaciones de una sola componente procedentes del USGS (Servicio Geológico de los Estados Unidos). El resto correspondían a estaciones de tres componentes, 12 de ellas pertenecientes a la Universidad Complutense de Madrid y las 7 restantes al Instituto Geográfico Nacional. La cantidad total de instrumentos y la alta densidad de los registros, hizo de este experimento el más importante en su género de los realizados hasta el momento en todo el territorio peninsular.

	Latitud 1	Longitud 1		Latitud 2	Longitud 2
<b>PERFIL 1</b>	43.3395	-3.3218		43.2185	-8.1064
<b>PERFIL 2</b>	43.3395	-3.4861		41.3788	-4.6724
<b>PERFIL 3</b>	43.2212	-7.2389		41.7912	-5.9283
<b>PERFIL 4</b>	43.5243	-5.6366		41.7910	-5.9220
<b>PERFIL 5</b>	43.3776	-4.6535		41.5998	-4.5226

**Tabla 2.2.** *Coordenadas geográficas de la posición de los dos extremos en cada uno de los perfiles terrestres.*

La ejecución de los tiros fue contratada a la empresa CGG excepto los tiros realizados en la Cuenca Carbonífera Central cerca de Mieres, tiros B y E, donde la empresa subsidiaria de Hunosa, Sanchez y Lago S.A. se encargó de llevarlos a cabo. El centro de control se estableció en Oviedo y el control de tiempo cero de los tiros se realizó con un dispositivo de tipo analógico desarrollado en la UCM.

En general, la campaña resultó un éxito aún cuando las condiciones climatológicas no facilitaron la logística del experimento.

En la segunda campaña, que tuvo lugar en Febrero de 1993, se registraron con 7 estaciones autónomas, a tres componentes y en modo continuo, los perfiles de reflexión profunda ESCIN-4, IAM-12 y ESCIN-3 en el mar Cantábrico (tablas 2.3 a 2.6). La fuente sísmica fueron los cañones de aire comprimido del barco y las estaciones se dispusieron en línea con la traza de los perfiles en mar extendiendo la apertura del experimento hasta unos 65 km tierra adentro para los perfiles IAM-12 y ESCIN-4. El perfil ESCIN-3 fue registrado de una manera más oblicua al ir su



traza semiparalela a la costa en dos tercios de su longitud. La parte del perfil que se dispone quasi-perpendicular al margen gallego es la que hemos interpretado en este estudio. Las otras dos secciones han sido interpretadas conjuntamente con la línea de reflexión por Ayarza, (1995).

Este sistema de registro proporciona una alta densidad de datos (tiros cada 75 m), haciéndolos susceptibles de someterse a una secuencia de procesado como el que se realiza en los perfiles de reflexión vertical. El modo de registro en continuo implica también dificultades logísticas y un enorme esfuerzo en el equipo de personas que realizan la campaña así como un potente ordenador para el posterior tratamiento de los datos.

	Est. 20	Est. 21	Est. 22	Est. 23	Est. 24	Est. 25	Est.26
<b>Latitud</b>	43.4516	43.3430	43.2330	43.1263	43.0319	42.9436	42.8552
<b>Longitud</b>	-5.0875	-5.0908	-5.0750	-5.0538	-5.0572	-5.0497	-5.0922

**Tabla 2.3.** *Coordenadas geográficas de las estaciones que registraron el perfil ESCIN-4.*

	Est. 31	Est. 32	Est. 33	Est. 34	Est. 35	Est. 36	Est.37
<b>Latitud</b>	43.2965	43.2512	43.1872	43.0873	43.0355	42.9602	42.8735
<b>Longitud</b>	-8.4754	-8.4760	-8.4871	-8.5216	-8.4984	-8.4747	-8.4747

**Tabla 2.4.** *Coordenadas geográficas de las estaciones que registraron el perfil IAM-12.*

	Est. 11	Est. 12	Est. 13	Est. 14	Est. 15	Est. 16	Est.17
<b>Latitud</b>	43.3070	43.2965	43.2603	43.5132	43.6938	43.6492	43.5232
<b>Longitud</b>	-8.8350	-8.4754	-8.1443	-8.0824	-7.7898	-7.3644	-7.2335

**Tabla 2.5.** *Coordenadas geográficas de las estaciones que registraron el perfil ESCIN-3.1*

	Latitud 1	Longitud 1		Latitud 2	Longitud 2
<b>ESCIN-4</b>	43.5833	-5.1663		44.7533	-5.0830
<b>IAM-12</b>	45.6676	-8.5835		43.4787	-8.5833
<b>ESCIN-3.1</b>	44.0000	-10.5000		43.5928	-8.8375

**Tabla 2.6.** *Coordenadas inicio y final de los perfiles marinos de sísmica multicanal.*

## 2.2 LOCALIZACION DE LOS PERFILES

Para diseñar el trazado de los perfiles previo a la campaña se tuvieron en cuenta las principales direcciones estructurales de la zona, tanto variscas como alpinas.

Así, la campaña en tierra consta de un perfil principal (perfil 1) de unos 400 km de longitud perpendicular a las estructuras variscas. Este perfil muestrea el Macizo Ibérico Norte desde las zonas externas (Zona Cantábrica) hasta las zonas internas (Zona Centroibérica). El perfil 1 es intersectado por otros cuatro perfiles de dirección aproximada Norte-Sur (perfiles 2 a 5), con una longitud de unos 200 km, que muestrean el tránsito a la cuenca del Duero y son perpendiculares a la dirección de los principales accidentes alpinos.

Los perfiles marinos IAM-12, ESCIN-4 y ESCIN-3 muestrean la zona del margen cantábrico y la transición al dominio oceánico.

En la figura 2.1 se presenta el trazado de los perfiles en tierra, la posición de los tiros y también el trazado de los perfiles marinos y la ubicación de las estaciones que los registraron en tierra.

## 2.4 METODO DE INTERPRETACION

El primer paso en la interpretación de datos de sísmica de refracción o reflexión de gran ángulo, consiste en la identificación y correlación de las diferentes fases sísmicas. Estas fases deben ser lateralmente coherentes a lo largo de muchas trazas. Para ello, se elaboraron ensamblajes con distintos formatos, a diferentes escalas y filtrados, con y sin velocidad de reducción, y se representaron con amplitud real y normalizada. Una vez establecidas las correlaciones, se procedió a modelizar la estructura que supuestamente reproducen. La interpretación de datos de sísmica de refracción/reflexión de gran ángulo, a menudo implica un laborioso trabajo de ensayo y error por métodos directos de trazado de rayos a través de sucesivas iteraciones. Estos algoritmos de trazado de rayos han sido ampliamente utilizados y los más conocidos son los desarrollados por Cerveny et al., (1977), Mc Mehan y Mooney (1980), o Spence et al., (1984). En una primera fase de la interpretación se utilizó este último, modelizando las correlaciones con el programa Rayamp. Posteriormente, para obtener los modelos bidimensionales de velocidad de ondas P para todos los perfiles se ha utilizado el método desarrollado por Zelt & Smith (1992), que desde su nacimiento y con sucesivas modificaciones, se ha convertido en el más extendido y versátil para obtener la estructura cortical a partir de datos de sísmica de refracción y reflexión de gran ángulo, como lo atestigua la gran cantidad de literatura reciente en estudios de todo el mundo. En este aspecto resulta novedoso puesto que hasta ahora no se había utilizado en nuestro país.

El programa, que se ejecuta en estaciones de trabajo se denomina RAYINVR y el paquete de software contiene además otros programas adicionales y complementarios para el cálculo de amplitudes y sismogramas sintéticos, entre otros. Básicamente, es un método de inversión de tiempos de llegada de ondas sísmicas para determinar la estructura de las velocidades y discontinuidades sísmicas en dos dimensiones.

La ventaja de la inversión respecto a los métodos directos es que proporciona una estimación de la resolución de los parámetros, incertidumbres y no unicidad de los modelos y la seguridad de que los ajustes se han realizado de acuerdo con una norma específica. Además la reducción en el tiempo requerido para interpretar los datos es significativa.

El procedimiento usado en nuestro caso consiste en una utilización alternante de inversión de tiempos de recorrido y métodos directos de trazado de rayos hasta obtener un buen ajuste de tiempos y amplitudes para capas sucesivamente más profundas. En los perfiles terrestres con la presencia de perfiles inversos en la mayoría de ellos, la modelización por inversión se realizó adecuadamente en las zonas cercanas a los puntos de tiro y en la parte media de los perfiles por donde pasaban gran número de rayos procedentes de todas las fases reflejadas. En el caso del perfil 2, sin inverso, o en el perfil 1 hacia el Este, el modelo se consigue con muy pocas iteraciones al carecer de restricciones impuestas por otras fases. Para los perfiles marinos la inversión vino marcada por aquellas zonas donde existían restricciones de tipo geológico. La geometría de registro en este tipo de perfiles introduce efectos tridimensionales que dificultan un proceso de inversión en sentido estricto, por lo que el peso que se le da a las diferentes fases tiene más importancia que en los perfiles anteriores. Posteriormente a la modelización de los tiempos de llegada por procesos de inversión, se observan los sismogramas sintéticos resultantes y se ajustan los gradientes de velocidad para cada capa en función de las amplitudes observadas para cada fase. Esta modelización que tiene lugar por métodos directos, implica en algunos casos un ligero aumento en el valor del RMS y por tanto, se intenta encontrar siempre un compromiso entre el ajuste de tiempos y el de amplitudes.

Los algoritmos para la inversión de tiempos de recorrido y para la modelización directa de las amplitudes son los de Zelt & Smith (1992) y una versión modificada de Zelt & Ellis (1988), respectivamente. Ambos algoritmos utilizan una parametrización idéntica basada en dos tipos de nodos: velocidad y profundidad. Los límites de las capas se crean por interpolación lineal entre nodos. Los nodos de velocidades se sitúan en el techo y base de cada capa y la estructura interna de velocidad en cada capa se obtiene por interpolación lineal entre nodos, siendo posible, por tanto, introducir gradientes tanto verticales como laterales. La posición inicial de los nodos es especificada por el intérprete y posteriormente ajustada por inversión y trazado de rayos. El número y posición de los nodos de profundidad y velocidad puede adaptarse a la geometría tiro-estaciones y a la complejidad del modelo. También permite incorporar la información que aportan las amplitudes para restringir características que no quedan bien resueltas utilizando solamente los tiempos de llegada.

El esquema de inversión es iterativo y está basado en la mencionada parametrización y en un método de trazado de rayos preliminar a la inversión. Este método de trazado de rayos utiliza una solución numérica de las ecuaciones de propagación de ondas, una determinación automática de los ángulos y una simulación de capas suavizadas para evitar zonas de sombra y hacer más estable el proceso de la inversión. Las derivadas parciales de los tiempos de recorrido respecto de la velocidad y profundidad son calculadas analíticamente durante el trazado de rayos y se usan los mínimos cuadrados para actualizar el modelo en cada iteración. El número óptimo de nodos y el criterio para establecer un modelo final vienen dados por el RMS o diferencia entre tiempos observados y calculados, y la resolución de los parámetros, así como por la capacidad de trazar rayos a todas las observaciones. Al introducir las observaciones correspondientes a cada fase, se les asigna un valor de error determinado según el nivel de seguridad que tengamos en la correlación, para diferenciar el peso que puedan tener en el proceso de inversión fases difusas o influenciadas por la subjetividad del intérprete frente a fases claramente distinguibles y libres de ruidos.

#### 2.4.1 Modelización de amplitudes

Normalmente, es necesario combinar la inversión con métodos directos de ensayo y error para conseguir buenos resultados y un ajuste tanto de los tiempos de llegada como de los datos de amplitudes. De todas formas, siempre se pone más énfasis en el ajuste de los tiempos, mientras que la modelización de las amplitudes se realiza a grandes rasgos, según las variaciones relativas de amplitud entre las diferentes fases y teniendo en cuenta esa variación con la distancia al punto de tiro. Hay que tener presente además, que las amplitudes son enormemente sensibles a fenómenos de pequeña escala no reproducibles en los modelos y también la dificultad de calibrar las amplitudes acertadamente en los experimentos de refracción en tierra (Zelt & Smith, 1992)

Los ensamblajes con los sismogramas sintéticos se calculan para todas las fases posibles, no sólo las correlacionadas; es decir, para la refracción (*diving wave*), para la reflexión y para la refracción crítica (*head wave*), que se producen en cada horizonte. Se asume un medio con un factor de calidad  $Q=365$ , que es el valor

medio determinado para la Península Ibérica por Canas et al., (1987), para frecuencias de 1 Hz. Aunque las frecuencias dominantes en nuestros ensamblajes son mayores y el factor de calidad aumenta con la frecuencia, se han comprobado los sismogramas sintéticos para valores de  $100 < Q < 500$  obteniéndose resultados muy semejantes, aunque el mejor ajuste se obtenía para valores de Q del orden de 300-400.

Las amplitudes de las trazas cercanas al punto de tiro no han sido bien reproducidas en los sismogramas sintéticos: en algunos casos son demasiado altas y en otros demasiado bajas. Estas discrepancias pueden ser debidas a varios factores:

1) La energía que se propaga internamente por los sedimentos se ve muy influenciada por las variaciones laterales de velocidad y de gradiente y por su capacidad de atenuación, mayor que en el basamento. No se han distinguido diferentes valores de la atenuación para los sedimentos y el resto de la corteza y manto superior, aunque conviene tener en cuenta que en los modelos donde existe una potencia moderada de los sedimentos Terciarios, estos valores podrían ser muy inferiores y que, por tanto, las amplitudes no sean comparables.

2) Los cambios rápidos en las propiedades de la secuencia sedimentaria implican que la teoría asintótica de rayos utilizada para el cálculo de amplitudes no sea válida para modelizar tales llegadas.

3) La energía de las primeras llegadas se compone parcialmente de la llamada onda directa, que no se modeliza con este algoritmo (Zelt & Ellis, 1989).

En general, los tiempos de llegada restringen las velocidades y su variación lateral mientras que las amplitudes dan idea de los gradientes de la velocidad con la profundidad y por tanto, también de la profundidad de penetración de la onda refractada (*diving wave*).

En el proceso de interpretación también se asume que el efecto resultante de utilizar una representación lineal de la geometría tiro-estaciones es prácticamente despreciable en muchos casos y además las heterogeneidades que puede introducir una consideración de la estructura tridimensional son ignoradas. Sin embargo, a la hora de establecer los cálculos de error y resolución de los parámetros esta obviedad puede ser importante. Esto es especialmente cierto en modelos bidimensionales basados en perfiles lineales en zonas de gran complejidad estructural. En nuestro

caso, la mayoría de los perfiles están orientados perpendicularmente a las principales estructuras geológicas por lo que la posible contaminación de la distribución de la velocidad en dos dimensiones por estructuras fuera de los perfiles no constituye un problema, salvo en casos específicos que serán comentados más adelante. Factores como el espaciado de las estaciones o la inexistencia de perfiles inversos, así como la violación de la estructura planar han limitado la inversión a zonas muy concretas en algunos perfiles, sobre todo en los marinos.

## 2.5 ESTIMACION DEL ERROR EN LOS MODELOS

Zelt & Smith (1992), proporcionan junto al algoritmo desarrollado una serie de pruebas para determinar la resolución de los parámetros y la incertidumbre y no unicidad de los modelos. El hecho de contar con datos de sondeos o de geología superficial y de sísmica profunda para algunos de los perfiles, también determinó que algunos nodos fueran fijos en los procesos de inversión disminuyendo así las posibilidades de variación de los modelos.

La resolución final de los modelos es en gran parte dependiente de las correlaciones escogidas y también de la elección entre "head wave", "diving wave", o reflexión en cada horizonte usadas para modelizar estas llegadas. En general, en la corteza superior depende del espaciado entre estaciones (White & Boland, 1992). Por debajo, la resolución de los parámetros y las incertidumbres vienen limitadas por la geometría de los caminos de los rayos. En la corteza media e inferior la cobertura de rayos está muy restringida a fases reflejadas, algunas de las cuales pueden no ser de un ángulo suficientemente grande. En el manto superior la onda refractada suele estar muy restringida a trazados subhorizontales.

La principal fuente de error es sin duda, una identificación incorrecta de las fases, o bien la modelización de estructuras tridimensionales como bidimensionales, así como asumir que la geometría de los perfiles es una línea recta y utilizar una parametrización que, por defecto o por exceso, sea poco realista a la hora de representar la corteza terrestre.

Se han realizado dos tipos de pruebas para estimar el error en los modelos: la resolución espacial y la incertidumbre absoluta de los parámetros.

### 2.5.1 Resolución espacial

La estimación de la resolución espacial del modelo final respecto a un nodo específico de velocidad o de profundidad se determina de la siguiente manera:

Primero, se selecciona un parámetro del modelo final y se perturba su valor en una determinada cantidad. Se trazan rayos a través del modelo perturbado para calcular los tiempos asociados. Se restituye luego el valor original y se trazan los rayos nuevamente, invirtiendo los parámetros que fueron determinados a la vez que el nodo seleccionado. La resolución espacial vendrá indicada por el grado de variación que experimentan el resto de los parámetros alrededor del nodo seleccionado y la diferencia con el modelo final. Si un modelo está bien resuelto respecto a un determinado parámetro, los demás nodos circundantes experimentarán una variación casi nula y apenas habrá cambios en su valor respecto al modelo final. Si por el contrario, un nodo tiene poca resolución, la perturbación producida se repartirá entre los nodos adyacentes, tanto de velocidad como de profundidad.

La perturbación inducida deberá ser lo suficientemente grande como para proporcionar una anomalía en los tiempos de llegada, pero no tan grande como para que se distorsione la distribución general de los rayos.

### 2.5.2 Incertidumbre absoluta

Para obtener una estimación de la incertidumbre absoluta de un determinado parámetro se perturba su valor final y se mantiene fijo mientras se invierten los datos observados involucrando todos aquellos parámetros que fueron determinados al mismo tiempo que el nodo seleccionado. Se incrementa la perturbación hasta que el modelo obtenido es incapaz de ajustar los tiempos de una manera comparable al modelo final teniendo en cuenta la capacidad de lanzar rayos a todas las observaciones. La perturbación máxima de un parámetro que permite un



ajuste comparable de los datos corresponde a la incertidumbre absoluta de ese parámetro del modelo final.

	NODOS	RESOLUCION LATERAL	INCERTIDUMBRE ABSOLUTA
Corteza Superior	Velocidad	40-80 km.	0.1-0.15 km/s
	Profundidad	40-90 km.	1-2 km.
Corteza Media	Velocidad	90-110 km.	0.1-0.15 km/s
	Profundidad	70-90 km.	1.5-3 km
Corteza Inferior	Velocidad	100-150 km.	0.15-0.25 km/s
	Profundidad	80-100 km.	2-4 km
Manto Superior	Velocidad	>100 km.	0.1-0.15 km/s

**Tabla 2.7.** Resolución lateral de los modelos de velocidad respecto nodos específicos e incertidumbre absoluta de los parámetros.

Todas las perturbaciones para ambos tests, deben hacerse para valores superiores e inferiores al valor de referencia. Realizar este tipo de análisis para todos los nodos de un modelo llevaría mas tiempo que el requerido para obtener el propio modelo. De todos modos, es suficiente probar con nodos representativos de velocidad y profundidad en cada capa. La tabla 2.7, muestra los resultados de ambos tests en los modelos obtenidos en este trabajo.

Es necesario tener en cuenta que estos tests no son definitivos puesto que el modelo final contiene restricciones impuestas por la modelización de las amplitudes por métodos directos. De todas maneras y como conclusión general a este apartado, podemos decir que la resolución lateral decrece mientras que la incertidumbre absoluta aumenta, a medida que profundizamos en el modelo de corteza.

## **CAPITULO 3. PERFILES TERRESTRES. ANALISIS DE LOS DATOS Y MODELOS DE VELOCIDAD**

### **3.1 INTRODUCCION**

En este capítulo se presenta la interpretación de los diferentes perfiles del primer experimento de sismica de refracción en tierra. Para cada perfil se describen las fases sísmicas observadas y se muestra su ajuste e interpretación, lo que conduce a la obtención de modelos estructurales de distribución de la velocidad de ondas P con la profundidad. Al final del capítulo se muestran también los ensamblajes de ondas S y se indica de un modo cualitativo la información que se ha podido obtener a partir de ellos.

Se ha adoptado una notación convencional para designar cada fase sísmica. Así, la denominada Ps, corresponde a las llegadas más cercanas al punto de tiro, procedentes de las ondas que viajan directamente a través de los sedimentos más superficiales. Pg y Pn representan las energías refractadas en el basamento sísmico y en el manto superior respectivamente. Las fases con notación PiiP, PiP, P\* y PcP, corresponden a reflexiones de gran ángulo intracorticales, mientras que la fase denominada PmP es la reflejada en la discontinuidad de Mohorovicic, entre la corteza y el manto.

Los ensamblajes se presentan con una velocidad de reducción de 6 km/s, de modo que cuando se hable de tiempos de llegada éstos siempre se entenderán como reducidos. Las distancias se refieren siempre al punto de tiro correspondiente al ensamblaje presentado, mientras que en la descripción de los modelos de velocidad, las distancias se indican respecto a los mismos. A los datos se les ha aplicado un filtro pasabanda entre 3 y 15 Hz y se han eliminado las trazas que presentaban un alto nivel de ruido o eran defectuosas. Todos los ensamblajes se han dibujado con amplitud normalizada para cada traza.

Se ha optado por una representación gráfica que consta de dos figuras comparables: por un lado, el ensamblaje real y el ensamblaje con las correlaciones observadas; en una segunda imagen, se muestra la comparación entre los

sismogramas sintéticos y el ensamblaje real al que se le han superpuesto las correlaciones calculadas a partir del modelo de velocidad. Por otro lado, se muestra también el trazado de rayos y el ajuste entre los tiempos observados y los tiempos teóricos correspondientes al modelo considerado.

El desajuste promedio que resulta para todas las líneas es de 0.12 s, y el mayor desajuste observado en algunas llegadas es de 0.29 s. En tales casos, aunque la inversión había proporcionado un ajuste mucho mejor, el establecimiento de unos modelos con velocidades más realistas y la modelización de las amplitudes han implicado algunos cambios en los valores de las velocidades que influyen en los tiempos calculados. En cualquier caso, este desajuste es compatible con el error admitido en los modelos para que, tanto los tiempos como las amplitudes correspondientes, expliquen lo mejor posible los datos. En el caso de observaciones en fases con un carácter más disperso o poco claras, el margen de error admitido en el cálculo es mayor que en fases netas y correlacionables con continuidad como ya se ha apuntado en el capítulo 2.

El modelo de velocidad para cada perfil se ha dibujado con una gradación de color en función de los valores de la velocidad de ondas P, señalándose directamente algunos valores significativos en cada horizonte. También se presentan las figuras correspondientes a la cobertura de rayos alcanzada para cada modelo en función de los rangos de distancias en que se han anotado las observaciones, lo que añadido al estudio sobre la estimación del error que se ha hecho en el capítulo precedente, da una buena idea sobre aquellas secciones del modelo que están mejor resueltas, es decir, muestreadas por el mayor número de rayos.

### **3.2 PERFIL PRINCIPAL ESTE-OESTE. PERFIL 1**

El perfil 1 (figura 3.1) con 400 km, es el de mayor longitud del experimento y atraviesa paralelamente a la costa las principales zonas del Macizo Ibérico Norte (ZCI, ZAOL y ZC). En su extremo más oriental muestrea también una pequeña parte de la cuenca vascoantabrica. Sobre este perfil se registraron tres disparos: los tiros B y E coincidentes, situados aproximadamente en el punto medio

de la línea; y el tiro C, situado en la parte occidental, registrado hasta distancias de unos 200 km hacia el Este proporcionando así un perfil inverso en la sección comprendida entre ambos disparos. El tiro E fue registrado también por el perfil 4 y sirvió de complemento al perfil 1, aunque para simplificar nos referiremos siempre a este punto de tiro como tiro B registrado hacia el Este y hacia el Oeste. El tiro A situado en el extremo más oriental de la línea, pretendía dar cobertura de perfil inverso al tiro B hacia el Este. Desafortunadamente, no se obtuvieron registros de este tiro como ya hemos comentado anteriormente.

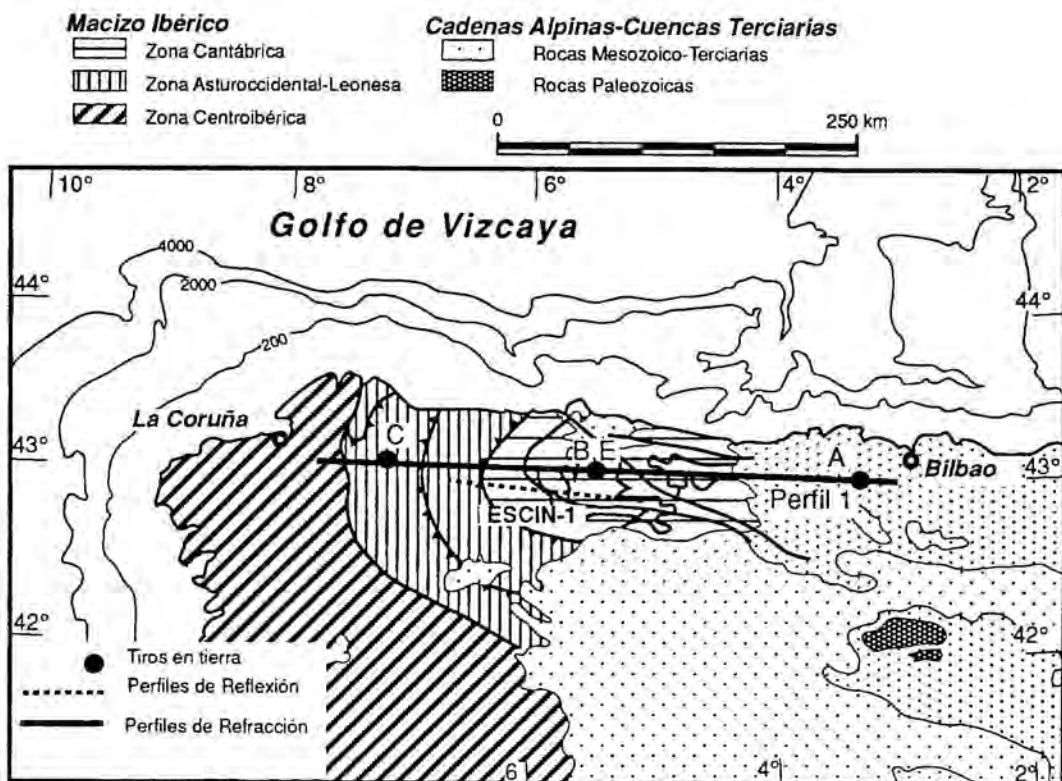


Figura 3.1. Localización del perfil 1.

En las figuras 3.2a, 3.3a y 3.4a pueden observarse los ensamblajes correspondientes al tiro C, tiro B hacia el Oeste y tiro B hacia el Este respectivamente. Para una mejor visualización se presentan a la misma escala que los datos los sismogramas sintéticos, las observaciones y las fases calculadas a partir del modelo de velocidades presentado en la figura 3.6.

### 3.2.1 Descripción de las fases

Para la interpretación de este perfil se han tenido en cuenta además de datos de geología de superficie, los datos del perfil de reflexión ESCIN-1 que se dispone de un modo casi paralelo a lo largo de unos 120 km y donde se observan algunas estructuras que se han introducido en nuestro modelo, principalmente el despegue basal varisco de la Zona Cantábrica. (Pérez-Estaún et al., 1991, 1994).

#### Tiro C

En la figura 3.2a se muestra el ensamblaje correspondiente al disparo C, junto con las fases observadas. La modelización se ha llevado a cabo junto con la del tiro B Oeste lo que proporciona una buena cobertura de rayos para controlar el modelo en esta zona del perfil (figura 3.5).

Se ha distinguido en las llegadas más cercanas al punto de tiro una primera fase directa, la fase Ps, entre 0 y 7 km de distancia, que presenta aquí una velocidad de 5-5.2 km/s. Los materiales superficiales corresponden a sedimentos paleozoicos de la Zona Asturoccidental Leonesa y suponemos que esa velocidad corresponde a la zona más superficial y meteorizada de los mismos. El tiempo de intersección de la fase Pg y el contraste de velocidades aparentes indican asimismo un espesor reducido para estos materiales superficiales alterados.

La fase Pg, refractada en la corteza superior, es visible como primera llegada hasta unos 80 kilómetros de distancia mostrando una disminución de velocidad y amplitud en su tramo final, a partir de los 40 km. La atenuación de la amplitud en las primeras llegadas de la fase Pg unida al retraso experimentado, parecen indicar un cambio en la estructura de velocidades dentro de la corteza superior. Se ha modelizado con cambios laterales de velocidad y estratificación en la corteza superior, así como con el aumento de espesor de los materiales más someros de baja velocidad.

A tiempos posteriores a los de la Pg, se observa la primera reflexión de gran ángulo intracortical, la fase PiP, interpretada como la reflexión en la base de la corteza superior. La fase PiP es visible desde unos 50 km de distancia y la hemos correlacionado hasta los 130 km donde interfiere con fases más profundas y aparece con poca amplitud en general, siendo primera llegada aparente entre los 80 y 130 km de distancia.

La fase P\* corresponde a la segunda reflexión mesocortical observada en el ensamblaje. Se muestra como una fase con amplitud relativamente débil hasta los 140 km y se interpreta como la fase reflejada en un horizonte inclinado hacia el Oeste que correlacionamos con el despegue basal de la Zona Cantábrica, que en esta zona muestra su mayor buzamiento. Esta interfase buzante al Oeste se ha introducido en base a la estructura geológica de la zona y a la imagen presentada por el perfil de reflexión vertical ESCIN-1 (Pérez-Estaún et al., 1994). Las observaciones correspondientes al tiro B hacia el Oeste muestran su consistencia con esta interpretación haciendo de este horizonte un límite significativo en el modelo de velocidad.

La PmP o fase reflejada en la base de la corteza, es la fase con amplitud dominante en el ensamblaje desde los 60 km de distancia siendo claramente visible con continuidad hasta el final de los registros a 200 km. La Pn, que corresponde a la fase refractada en el manto superior, aparece como primera llegada a partir de 140 km aunque su amplitud sólo es significativa a partir de los 190 km. Se ha modelizado invirtiendo los parámetros conjuntamente con la fase Pn del tiro B Oeste para obtener un buen control de las velocidades del manto superior en la zona común.

En la figura 3.2b se muestran los sismogramas sintéticos. Se observa el carácter neto de las fases Pg y PmP y su mayor energía respecto a las otras fases intracorticales. Los sismogramas sintéticos reproducen acertadamente la disminución de la amplitud de la fase Pg a partir de unos 50 km de distancia. También la relativa mayor importancia de la P\* entre 90 y 130 km y el comienzo de la gran amplitud de la PmP a 60 km de distancia. La figura 3.5 representa la cobertura de rayos alcanzada para el tiro C mostrando el ajuste entre los tiempos observados y calculados (RMS), que para este tiro es de 0.13 s como media.

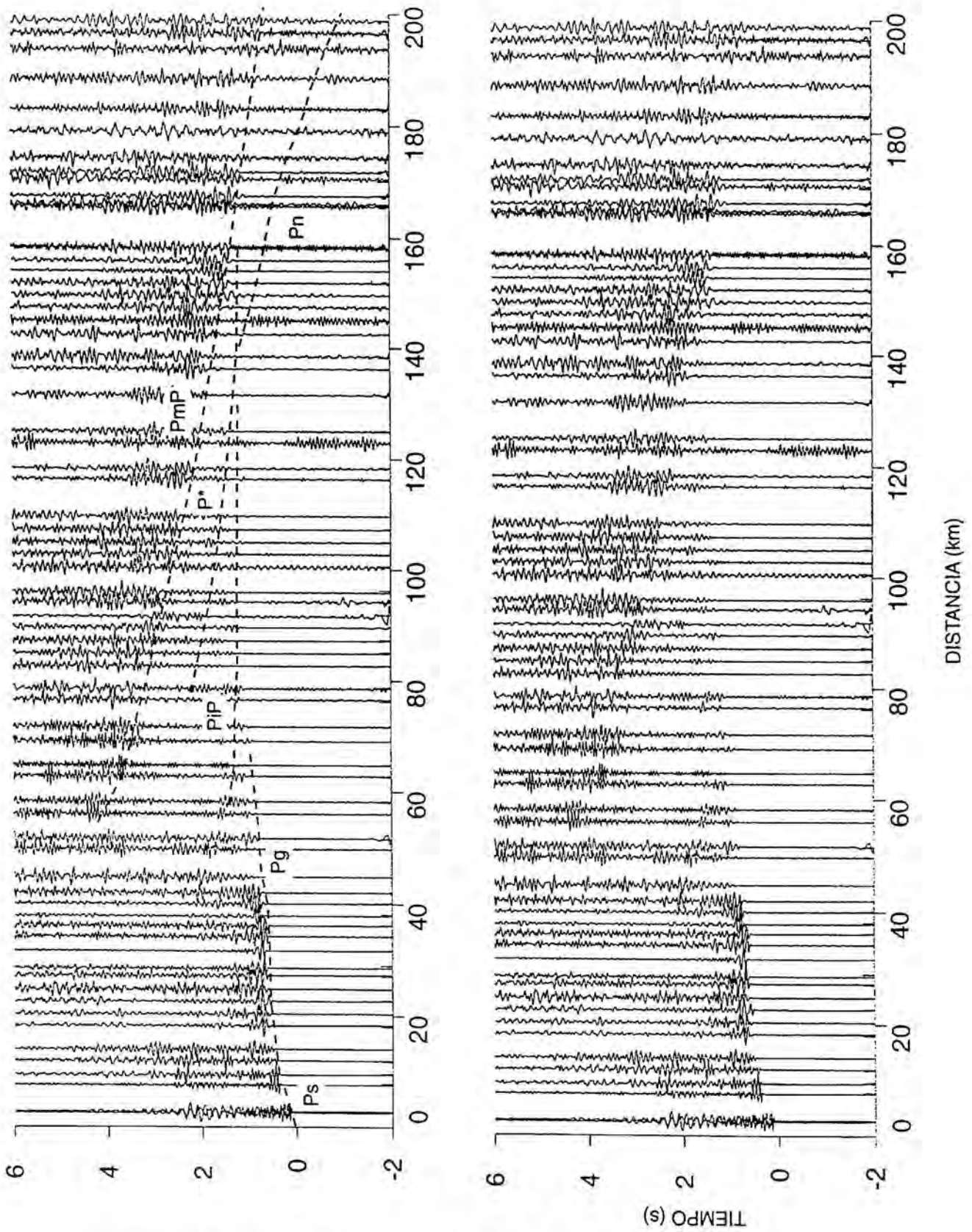
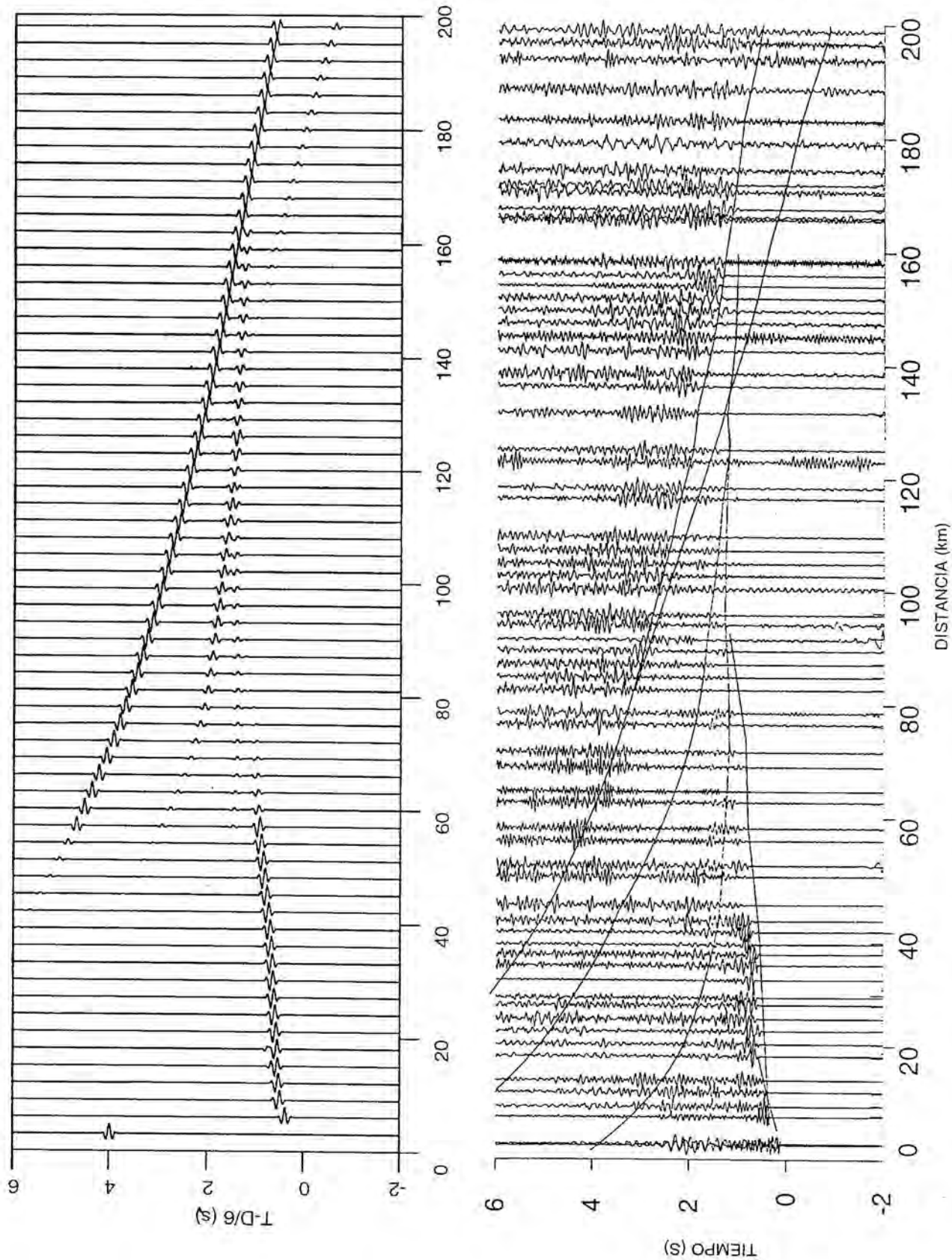


Figura 3.2a. Ensamblaje correspondiente al tiro C del perfil 1 y fases correlacionadas.



**Figura 3.2b.** Ensamblaje correspondiente al tiro C del perfil 1 al que se le han superpuesto las fases calculadas y comparación con los sismogramas sintéticos obtenidos a partir del modelo presentado en la figura 3.6.



## Tiro B Oeste

En la figura 3.3a, correspondiente a los datos del tiro B registrado hacia el Oeste, las llegadas más cercanas al punto de tiro se atribuyen a la fase Ps que viaja a través de los sedimentos más superficiales de baja velocidad. Esos materiales corresponderían a las capas más someras de los materiales de la Cuenca Carbonífera Central (calizas, pizarras y areniscas con capas de carbón intercaladas), y ajustan los tiempos de llegada con una velocidad de 4.0 a 4.3 km/s. Esta velocidad superficial es menor que la observada en el tiro C, lo que puede atribuirse a diferencias de tipo litológico.

La Pg, interpretada como la energía que viaja refractada por la corteza superior aparece como primera llegada desde unos -6 km hasta -90 km de distancia. En los primeros kilómetros muestra una velocidad aparente de 5 km/s que aumenta hasta valores de 6 km/s entre -40 y -90 km, sugiriendo la presencia de un gradiente vertical de velocidad hacia un basamento más veloz. Se ha interpretado como resultado del paso de las ondas por dos niveles diferentes dentro de la corteza superior: la primera correspondería a la refracción por debajo de la zona alterada muy superficial, y la segunda refractada en un horizonte más profundo, en torno a los 5 km, donde la corteza superior se hace más homogénea con valores de velocidad en torno a los 6 km/s.

A tiempos de llegada ligeramente posteriores a los de la Pg aparece la primera fase reflejada, la fase PiP, que se ha correlacionado entre -30 y -95 km de distancia. Entre -70 y -95 km de distancia sus tiempos de llegada son muy similares a los de la Pg. Esta fase que, como en el caso del tiro C, se atribuye a la reflexión en la base de la corteza superior, muestra un tren de ondas relativamente ancho que parece indicar un tránsito gradual a niveles intermedios de la corteza, donde la velocidad alcanza valores superiores a los 6 km/s y que denominaremos genéricamente corteza media.

La fase denominada P\* corresponde a la reflexión en la misma superficie buzante hacia el Oeste que la fase del mismo nombre del tiro C. Esta fase se ha correlacionado entre -70 y -120 km de distancia y muestra una gran heterogeneidad

como la mayoría de las llegadas procedentes de niveles mesocorticales. Se han anotado también una serie de llegadas entre -120 y -200 km de distancia como procedentes de un horizonte más profundo, la fase PcP.

En el rango de distancias -110, -150 km, se observa una confluencia de varias fases que hacen el trabajo de correlación más subjetivo y por tanto, el peso de cada una de las fases en el proceso de inversión es menor. A partir de esas distancias y hasta el final del ensamblaje, la PcP se correlaciona subhorizontal en torno a los 2 s de tiempo reducido

La identificación de las fases denominadas P\*, tanto para el tiro B como para el tiro C, con un horizonte que se hace progresivamente más profundo hacia el Oeste se ha hecho en base a los conocimientos geológicos de la zona como ya se ha apuntado en el tiro C al hablar de esta fase. También, aunque en un principio podría atribuirse a la reflexión en el techo de la corteza inferior, la separación temporal respecto de la PmP sugería un horizonte más somero, en torno a los 15 km, que correspondería mejor con el límite entre la corteza superior y la corteza media y que se profundiza hacia occidente. El contraste de velocidades modelizado entre la corteza por encima de esta superficie y por debajo, permite explicar adecuadamente las amplitudes observadas en ambos tiros.

La reflexión en la base de la corteza, PmP, se muestra más energética en comparación con las otras reflexiones y aparece como un tren de ondas en una banda de unos 0.7 s de anchura claramente correlacionable desde -80 km hasta el final del perfil donde la interferencia con la coda de reflexiones más someras hace difícil su identificación interfiriendo sus amplitudes.

El Moho se ha definido en esta parte del perfil a partir de esta reflexión y de la fase Pn que hemos correlacionado como primera llegada con una amplitud muy débil en las trazas comprendidas entre los -130 y -145 km de distancia y una velocidad aparente de 8.1 km/s. Para las estaciones más lejanas esta fase no puede distinguirse claramente del ruido de fondo unido a que se dispone de un escaso número de trazas en el ensamblaje a esas distancias.

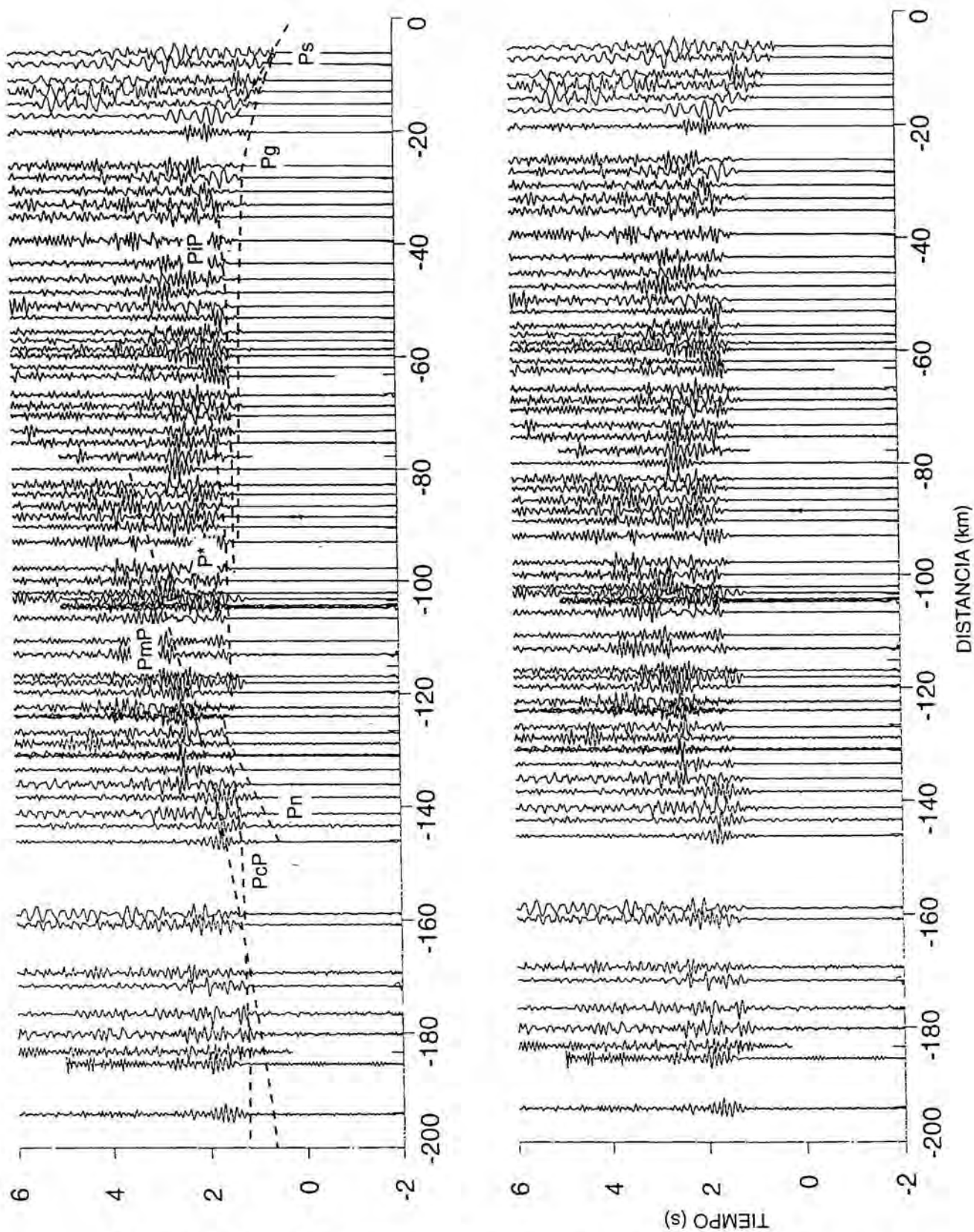
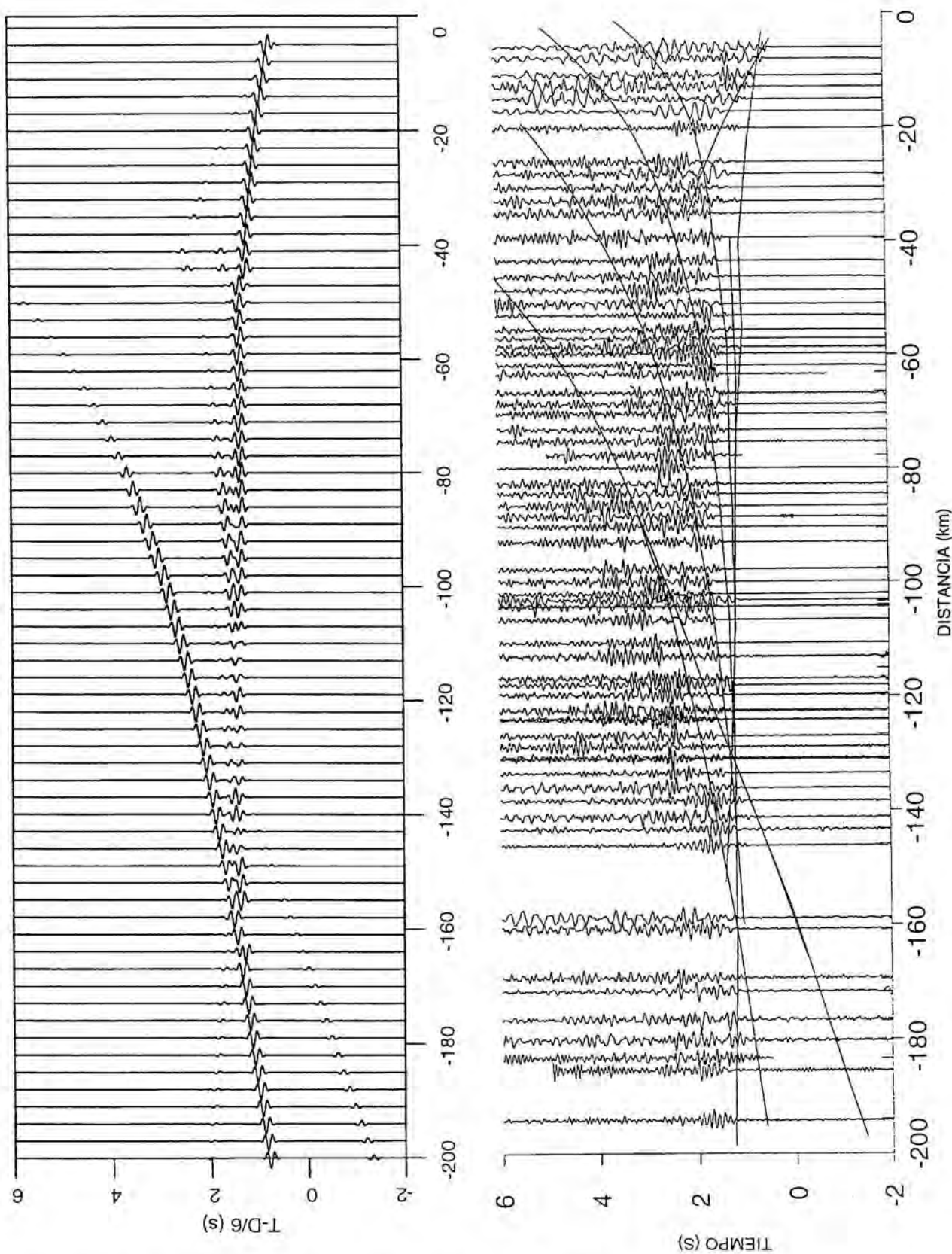


Figura 3.3a. Ensamblaje correspondiente al tiro B registrado hacia el Oeste en el perfil 1 y las fases observadas en el mismo.



**Figura 3.3b.** Ensamblaje del tiro B registrado hacia el Oeste con las fases calculadas superpuestas y su comparación con los sismogramas sintéticos obtenidos según el modelo de la figura 3.6.

Los sismogramas sintéticos reproducen bien la distancia crítica de la PmP hacia los -80 km donde empieza a tener gran amplitud (figura 3.3b) y algunas variaciones relativas de amplitud entre las diferentes correlaciones. La signatura de las fases intracorticales en forma de trenes de ondas más o menos anchos puede indicar la presencia de alternancias de láminas de alta y baja velocidad o tránsitos graduales entre los diferentes horizontes más que límites netos o discontinuidades de primer orden.

La modelización de amplitudes por métodos directos de trazado de rayos no es adecuada para introducir este tipo de variaciones a pequeña escala por lo que no se ha pretendido reproducir los trenes de onda descritos en las fases sino la tendencia general en la variación de amplitudes. En este sentido, sí se observa la mayor amplitud de las fases entre -60 y -80 km y la confluencia de varias correlaciones que suman sus amplitudes en torno a -130,-160 km.

El ajuste promedio obtenido para todas las observaciones es de 0.08 s. La figura 3.5 muestra el trazado de rayos para este tiro y el ajuste entre las observaciones y los tiempos calculados.

### **Tiro B Este**

En el ensamblaje correspondiente al tiro B hacia el Este (figuras 3.4a y 3.4b), observamos de nuevo el mismo carácter de las correlaciones, en forma de fases más bien difusas con trenes de ondas de anchura variable, sobre todo a niveles mesocorticales. Pueden apreciarse unas primeras llegadas cercanas al punto de tiro definidas con igual velocidad que en el ensamblaje anterior de unos 4.0 km/s para los sedimentos paleozoicos de la Cuenca Carbonífera Central. No obstante, en los primeros 20 km del perfil las llegadas correspondientes a las ondas propagadas a través de los materiales más superficiales presentan gran heterogeneidad. No es posible definir una correlación clara de fase Ps, lo que debe interpretarse en términos de variaciones laterales rápidas de espesor o composición. En el modelo se ha considerado un valor promedio coincidente con el ensamblaje anterior.

La energía refractada en el basamento, la fase Pg, muestra de nuevo dos ramas con velocidad aparente ligeramente distinta observables entre distancias de 20

y 40 km la primera y entre 40 y 95 km la segunda, esta última disminuyendo su amplitud paulatinamente. Asintóticamente a la Pg, como en el ensamble del tiro B hacia el Oeste, observamos entre 40 y 110 km de distancia la reflexión denominada PiP en la base de la corteza superior, con débil amplitud, sugiriendo de nuevo una zonación en la corteza superior hacia niveles de mayor velocidad.

La fase P\* es observable entre 70 y 140 km de distancia aunque al final del ensamble la calidad de la señal es más pobre haciendo la correlación de las fases más difícil. Se ha modelizado como la energía reflejada en un horizonte que separa dos capas con un contraste de velocidades del orden de 0.2 km/s, y que corresponde al despegue de la Zona Cantábrica hacia el Este, situado a niveles cada vez más superficiales en esta dirección.

La fase denominada PcP es una fase poco energética que se ha modelizado como la procedente de una discontinuidad que marcaría el techo de la corteza inferior, límite composicional o metamórfico traducido en un salto de velocidad del orden de 0.2 km/s en este área. Se correlaciona básicamente entre los 115 y 190 km de distancia a unos tiempos de llegada cercanos a 1 s presentando una amplitud moderada en su tramo final, entre 150 y 180 km.

La reflexión en la base de la corteza, PmP, muestra en esta parte del perfil una característica peculiar que ha sido determinante en el desarrollo de este trabajo y constituye cronológicamente la primera evidencia geofísica de la presencia, en la Cordillera Cantábrica, de un engrosamiento cortical bajo las cotas más elevadas de la cadena.

En este tiro, y para distancias equivalentes a la fase PmP del tiro B Oeste, la PmP muestra unos tiempos de llegada con un retraso de hasta tres segundos en tiempo reducido respecto a dicha fase del tiro B hacia el Oeste. Este importante retraso en los tiempos de llegada se ha ajustado con un modelo en el que ha engrosado la corteza inferior hasta situar la discontinuidad de Mohorovicic a más de 45 km de profundidad en la parte oriental del perfil y manteniendo esa profundidad durante al menos 100 km de distancia hacia el Este.

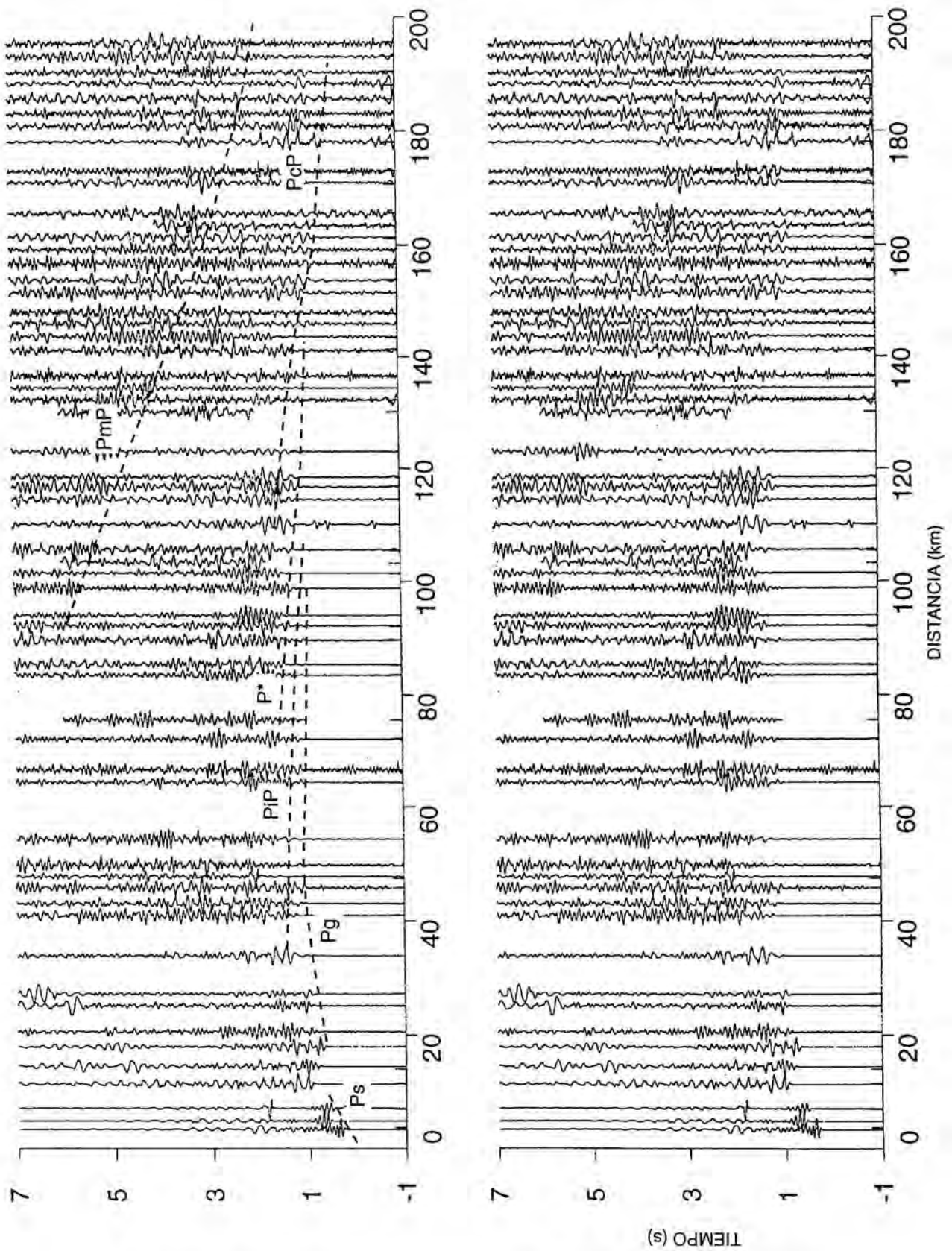
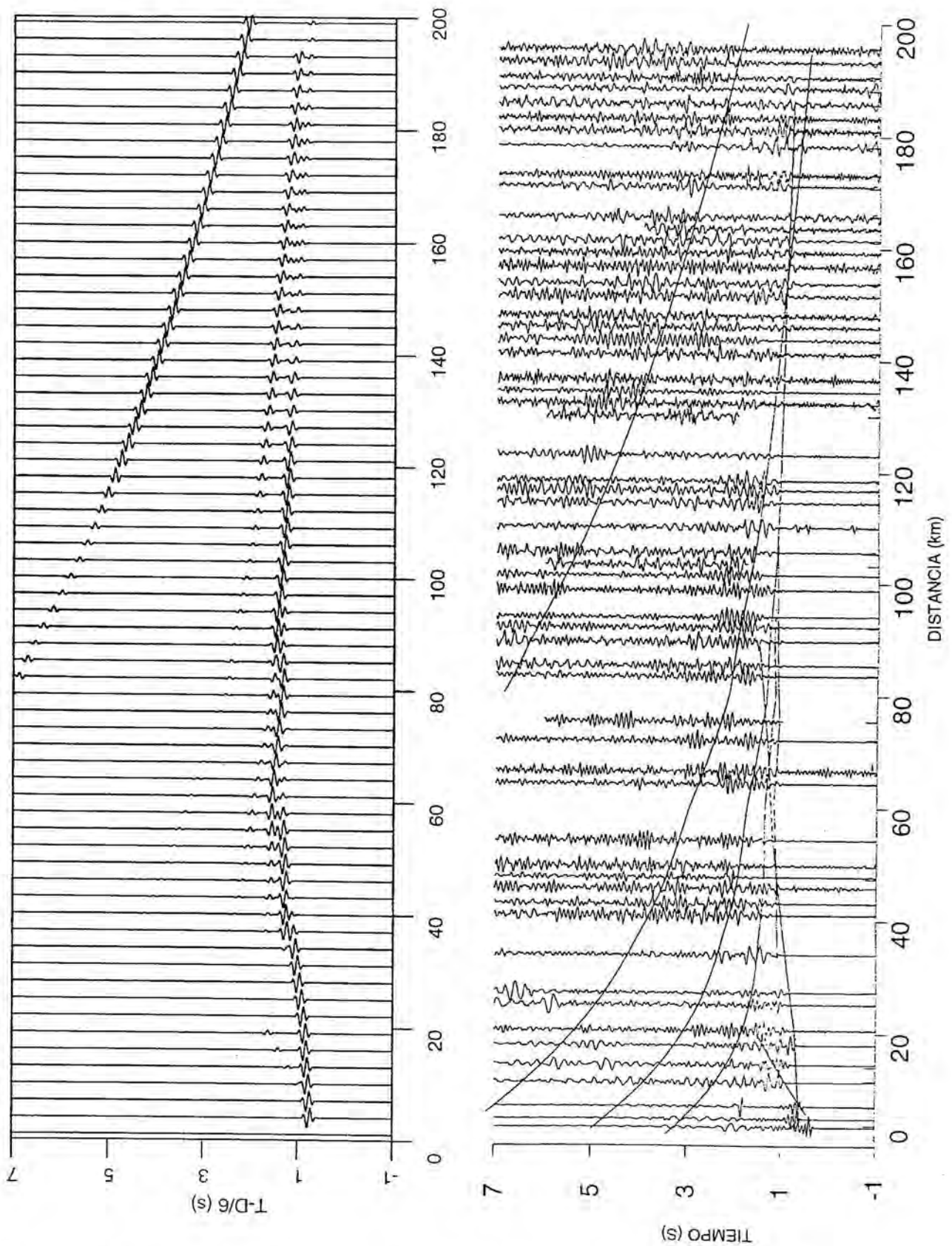


Figura 3.4a. Ensamblaje con los datos correspondientes al tiro B registrado hacia el Este y correlaciones observadas.



**Figura 3.4b.** Ensamblaje correspondiente al tiro B hacia el Este con las fases calculadas superpuestas. Comparación con los sismogramas sintéticos obtenidos a



La ausencia de observaciones de la fase Pn es explicable ya que refracciones tan profundas aparecerían como primera llegada a distancias mucho mayores que la apertura máxima de registro del perfil. El contraste de velocidad corteza-manto ante la ausencia de observaciones Pn en esta sección, se ha modelizado en base a las amplitudes de la PmP.

En los sismogramas sintéticos (figura 3.4b), pueden analizarse las variaciones relativas de amplitud entre las diferentes fases. La energía observada entre las llegadas marcadas como reflexiones intracorticales podría ser indicativo de la presencia de una laminación. Las aproximaciones a la modelización de amplitudes por teoría asintótica de rayos se basan en la asunción de pequeñas alteraciones en los parámetros a lo largo de una longitud de onda. Si esta laminación, o por extensión, las características estructurales de la corteza, varían en la escala de una longitud de onda, debe entenderse que la resolución en las amplitudes no es aplicable. El método de la reflectividad (Fuchs & Müller, 1971), podría ser más efectivo en este caso, aunque como ya se ha mencionado en el capítulo 2, no pretendemos establecer las características microestructurales de cada horizonte cortical, lo cual implicaría un estudio detallado de los sismogramas, de ondas S, anisotropías, etc., sino una imagen satisfactoria de las amplitudes relativas entre las fases correlacionadas. La interferencia entre las diferentes correlaciones proporciona las mayores amplitudes entre los 60 y los 120 km de distancia. La PmP es más visible después de los 110 km lo cual está reflejado en los sismogramas sintéticos. (figura 3.4b).

El ajuste obtenido para este tiro (figura 3.5), proporciona una media para todas las observaciones de 0.09 s.

### 3.2.2 Descripción general del modelo

La figura 3.6 muestra el modelo obtenido con una gradación de color en función de la velocidad y determinados valores indicados directamente para mejor visualización del mismo. El trazado de rayos de la figura 3.5, muestra aquellas secciones de cada horizonte que tienen un mayor control y por tanto un mejor nivel de resolución. Los extremos del modelo, sobre todo a mayor profundidad, son los

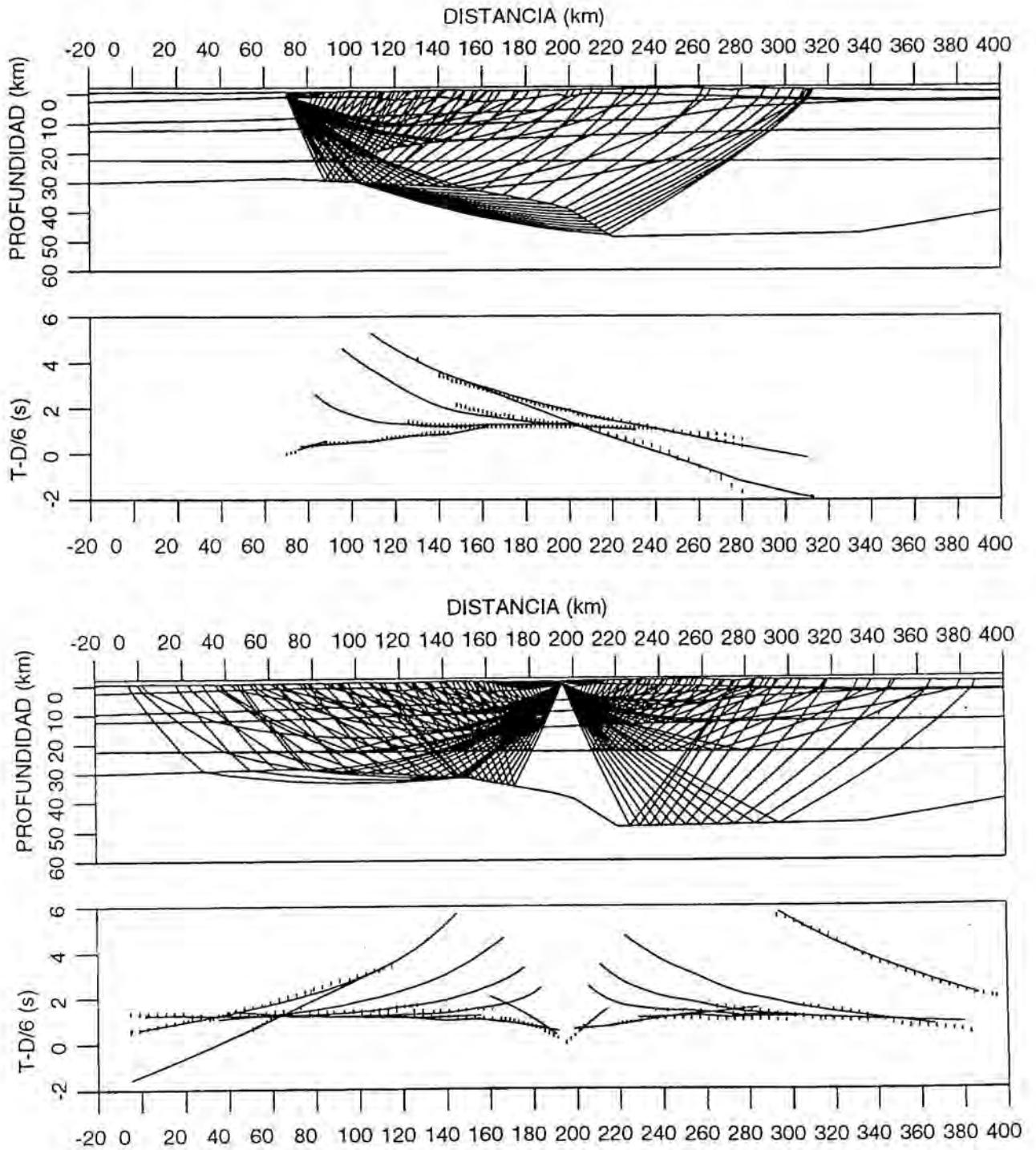
que carecen de trayectorias de rayos y en consecuencia de observaciones directas, por lo que se ha optado por prolongar los horizontes según la tendencia general de cada uno, tanto de su buzamiento y profundidad como de los valores de la velocidad en las zonas que sí están muestreadas, excepto en la zona más oriental donde la progresiva disminución de la profundidad en la discontinuidad de Mohorovicic se ha hecho en base a la tendencia observada en el perfil 2 situado en el extremo oriental del perfil con una dirección SO-NE.

Los materiales más superficiales están resueltos en aquellos tramos cercanos a los puntos de tiro. En general, en los alrededores del tiro B, las velocidades son del orden de 4 km/s mientras que para el tiro C estas velocidades superan los 5 km/s. Este aumento de la velocidad está de acuerdo con el aumento en el grado metamórfico hacia el Oeste y también con las litologías presentes en las cercanías de los tiros. Asimismo, podrían corresponder a las velocidades dentro de la zona meteorizada y fracturada de los sedimentos, ya que en ambos casos los materiales superficiales corresponden a los sedimentos paleozoicos que conforman toda la corteza superior. En cuanto a la cuenca vasco-cantábrica, tan sólo muestreada por fases profundas del tiro B Este, se ha modelizado con velocidades menores, de 3 a 3.5 km/s hasta unos 3 km de profundidad al menos, en base a las características estructurales de la zona (Cámara Rupelo, 1988).

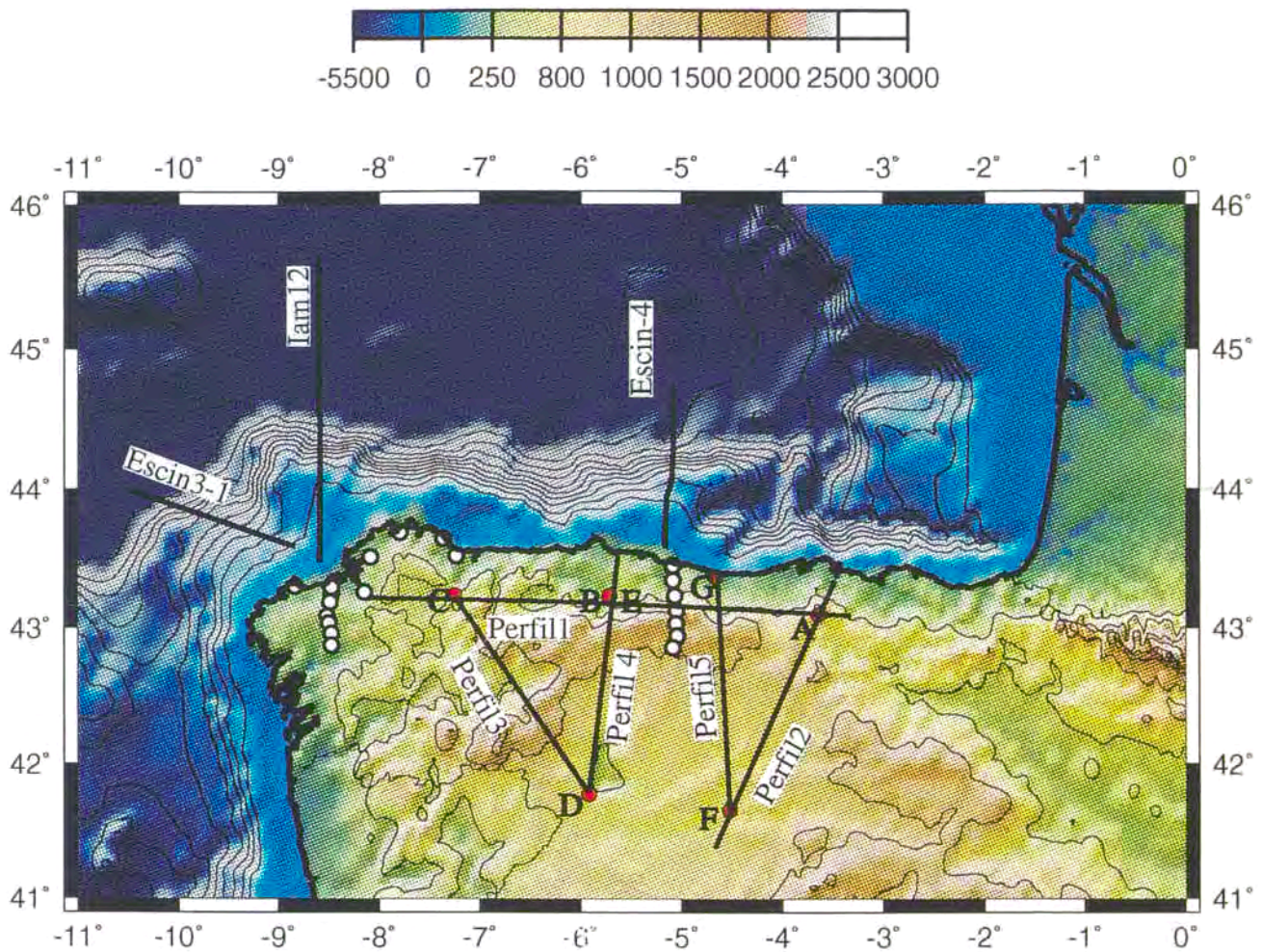
En general, la corteza superior por debajo de los materiales superficiales aparece como un horizonte con variaciones laterales y verticales de velocidad y de gradiente, que responden al estilo estructural de la deformación presente en cada una de las zonas. La disminución de la velocidad en algunos puntos puede ser atribuida a la presencia de escamas y cabalgamientos que dan lugar a pequeñas zonas de cizalla y milonitización con velocidades sísmicas menores que en los materiales circundantes. La correlación exacta de estos cambios de velocidad con las escamas correspondientes sería un poco aventurada debido a la escasez de datos. Sin embargo, los niveles modelizados muestran la tendencia general buzante al Oeste de las estructuras. La capa más superficial de la corteza superior muestra velocidades entre 5.65 y 5.8 km/s aumentando gradualmente su velocidad hasta los 6 km/s a unos 12 km en la parte occidental y a unos 9 km en la zona centro.

Esta estructuración en la corteza superior se ha basado en las dos ramas de diferente velocidad observadas en las refracciones en el basamento, Pg, de los tiros

pertenecientes a esta línea, así como en las reflexiones PiP a nivel de la corteza superior que se suman a la amplitud de la Pg en la mayoría de los casos.



**Figura 3.5.** Trazado de rayos para los tiros C (panel superior) y B (panel inferior) del perfil I y ajuste entre los tiempos de llegada observados y calculados.



**Figura 2.1.** Localización de las líneas sísmicas de refracción (perfiles 1 a 5), tiros en tierra (círculos rojos), perfiles de reflexión vertical marinos (líneas negras) y estaciones que los registraron en tierra (círculos blancos).

### 2.3 PROCESADO DE LOS DATOS

Finalizados los trabajos de campo, el tratamiento y reducción de los datos digitales se hizo entre las diferentes instituciones responsables de los equipos sísmicos hasta obtener los datos en un formato estandar SEG-Y, a partir del cual se elaboran los ensamblajes.

Se procede a una edición de las trazas para eliminar aquellas que estén distorsionadas o con un nivel de ruido que haga imposible la identificación de las llegadas. Se realiza un filtrado pasabanda, que en nuestro caso fue entre 3 y 15 Hz , y se procede a su salida gráfica aplicando una velocidad de reducción de 6 km/s y efectuando una normalización de amplitudes para cada traza.

En el caso de los registros en modo continuo en las estaciones con datos de los perfiles marinos, el gran volumen de datos conlleva un tratamiento un poco más sofisticado. A partir del volcado de los disquetes en el disco duro del ordenador, se extraen los intervalos correspondientes a cada traza en función de la distancia al punto de tiro y de la velocidad de reducción. Así, el límite inferior de este intervalo se establece con la siguiente ecuación:

$$T_i = T_0 - d / Vp_{red} - T'$$

donde  $T_i$  es el tiempo inicial,  $T_0$  el tiempo del tiro,  $d$  la distancia,  $Vp_{red}$  la velocidad de reducción para ondas P (6 km/s) y  $T'$  se toma como 5 segundos antes de la primera llegada de ondas P.

El límite superior viene dado por una ecuación similar:

$$T_f = T_0 - d / Vs_{red} + T'$$

donde  $T_f$  es tiempo final y  $Vs_{red}$  es la velocidad de reducción aplicada a las ondas S (3,46 km/s). El valor de  $T'$  se toma como 10 segundos por detrás de la última llegada S.

Este intervalo se asigna a cada una de las trazas y así se compone el fichero final en formato SEG-Y para cada uno de los disparos de cada perfil que ya estaría preparado para su salida gráfica en forma de ensamblaje.

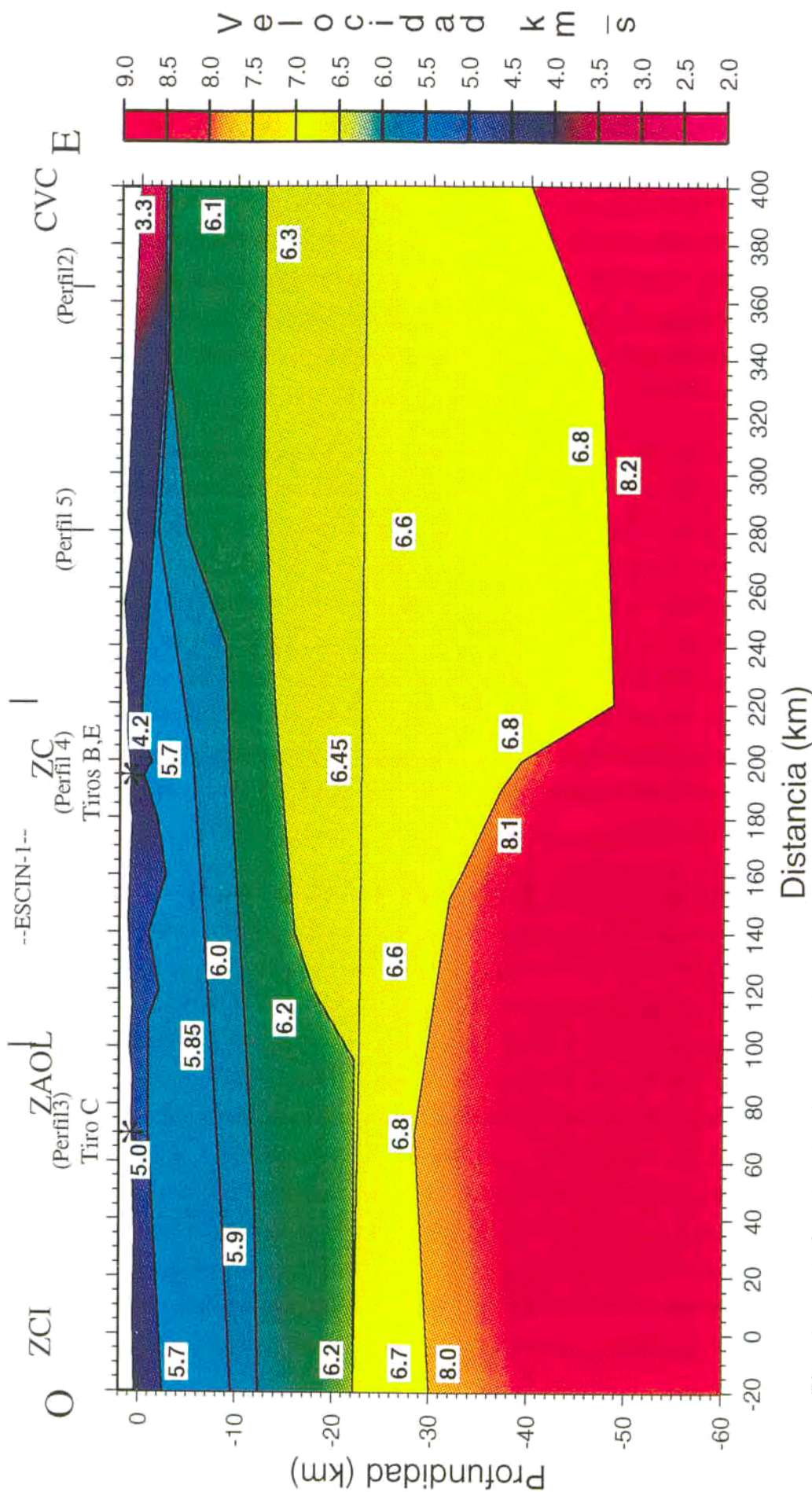


Figura 3.6. Modelo de velocidades para el perfil 1

En torno al límite entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental Leonesa, la corteza superior muestra unas velocidades medias ligeramente superiores a las zonas adyacentes indicando la presencia de los materiales del Precámbrico correspondientes al Antiforme del Narcea. La corteza superior presenta un espesor de unos 8-10 km en la parte media del perfil para aumentar hasta unos 12 km en la parte más occidental del mismo, debido al buzamiento general de los horizontes hacia el Oeste. Hacia el Este, en ausencia de perfil inverso, se ha considerado una velocidad de 6.1 km/s bajo los sedimentos de la cuenca vascocantábrica.

Por debajo de lo que se ha denominado corteza superior (con velocidades del orden de los 6 km/s o menores), aparece en la zona más occidental del perfil, en la ZCI y en gran parte de la ZAOL, una capa entre los 12 y los 22 km de profundidad que podemos denominar corteza media, con velocidades de 6.2 km/s. Esta división coincide con la estructuración de la corteza varisca obtenida en el Noroeste de la Península por Córdoba, (1986) y Téllez, (1993). En este área los datos sísmicos no permiten diferenciar estructuras o cambios laterales importantes. Del mismo modo, la corteza inferior, y en general, toda la corteza en esta zona, presenta el aspecto de lo que podríamos denominar corteza varisca típica (Banda, 1988), dividida en tres niveles de velocidades 6.0, 6.2 y 6.7 km/s y un espesor total de unos 30 km.

Hacia el Este, en la transición desde la Zona Asturoccidental Leonesa hasta la Zona Cantábrica, se observa una mayor complejidad a niveles medios con la existencia de lo que se ha interpretado como el despegue basal de la Cordillera Cantábrica, que aparece enraizado en la corteza inferior, a unos 22 km de profundidad y muestra una geometría en rampa ascendente con gran inclinación entre los 100 y 130 km de distancia del modelo. Esta estructura suaviza su buzamiento hacia dominios más orientales somerizando hasta una profundidad en torno a los 14-15 km bajo la Zona Cantábrica, en la parte media de la línea. Este horizonte inclinado separa dos zonas con un contraste de velocidad de aproximadamente 0.25 km/s. El bloque inferior hacia el Este correspondería al basamento pre-paleozoico del Macizo Ibérico, aunque el importante engrosamiento observado en el modelo habrá influido seguramente en las propiedades geológicas y reológicas de ese material que presenta unas velocidades entre 6.3 y 6.45 km/s.

Aunque un modelo de capas planas también podría satisfacer las llegadas procedentes de niveles intracorticales observadas en los ensamblajes, debido al carácter un tanto difuso que presentan, se ha decidido modelizar una geometría inclinada en base a los resultados procedentes del perfil de reflexión vertical ESCIN-1 y a las interpretaciones geológicas de la estructura de la transición entre la Zona Cantábrica y la Zona Asturoccidental Leonesa. No cabe duda que un cabalgamiento de estas características es una zona donde la reflectividad es alta, por los procesos de milonitización y metamorfismo que ocurren con la presión y los esfuerzos a los que se ven sometidos los materiales en la zona de falla. Sin embargo, puede no corresponderse con una discontinuidad de primer orden para la sísmica de refracción ya que el límite tectónico varisco pasa en profundidad por zonas que presentan cada vez mayor presión y temperatura, donde ocurren cambios en las características físicas y químicas de las rocas debidos al metamorfismo, provocando una zonación vertical de las velocidades a la que la refracción es más sensible. El reflector situado a 22 km de profundidad responde al límite superior de la corteza inferior, y el contraste de velocidades en la zona oriental es menor que el obtenido en la parte occidental.

El engrosamiento cortical atribuible a los procesos compresivos alpinos y modelizado en base a los tiempos de llegada de la fase PmP del tiro B hacia el Este, comienza a hacerse importante a partir de los 200 km en el modelo bajo la Cuenca Carbonífera Central y al menos, se prolonga unos 100 km de distancia a los dominios orientales bajo los Picos de Europa donde el Moho se sitúa a una profundidad de 47 km. Las velocidades relativamente bajas, entre 6.6 y 6.8 km/s a estas profundidades corticales, son valores menores de los que cabría esperar en un basamento prepaleozoico. Para justificarlos hace falta invocar a los procesos del rifting y convergencia alpinos que debilitaron la corteza haciéndola más susceptible a la deformación perdiendo así su carácter de bloque de basamento prepaleozoico indeformado. Una mayor viscosidad, por calentamiento, o una intercalación de materiales máficos y félsicos debido a una posible mezcla de corteza media e inferior durante los procesos de convergencia podrían ser compatibles con esa velocidad. Todo el engrosamiento parece llevarse a cabo a expensas de la corteza con velocidad 6.6-6.8 km/s, es decir, de la corteza inferior.

La refracción en el manto superior, la fase Pn, da idea de unas velocidades de 8.1 km/s debajo de la corteza de espesor normal. En la corteza engrosada la ausencia de Pn es debida a que las distancias de registro son demasiado cortas para



observar refracciones tan profundas, aunque la amplitud de la PmP se reproduce satisfactoriamente con velocidades de 8.2 km/s en el manto superior.

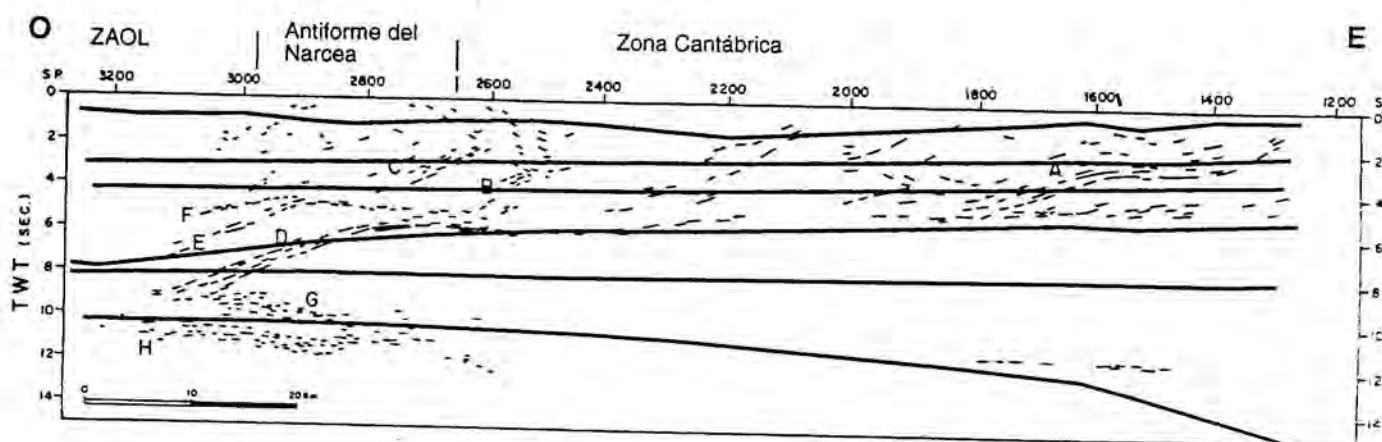
La figura 3.7 muestra la sección de sísmica vertical del perfil ESCIN-1 y su comparación con el modelo de velocidades migrado a tiempo doble. La característica más notable interpretada por Pérez-Estaún et al. (1994), corresponde al despegue basal varisco, que es también una discontinuidad importante en el modelo de refracción. Hay que resaltar la coincidencia en los tiempos a los que aparece esta estructura según los dos métodos sísmicos totalmente independientes. En la sección de sísmica vertical se observan fuertes reflexiones inclinadas en los 5 s superiores, correspondientes a las rocas paleozoicas cartografiadas en superficie que han sido deformadas por pliegues y cabalgamientos durante el Carbonífero. Algunas de estas rampas se observan convergiendo en profundidad en una banda altamente reflectiva entre 5 y 6 s que corresponde al despegue basal de la Zona Cantábrica. El basamento precámbrico es casi transparente bajo el despegue y los autores señalan la presencia de pequeños reflectores dentro de este basamento, cortos y poco coherentes, entre los 6 y los 14 s. Sitúan el Moho por debajo de esta zona reflectiva.

En la transición a las zonas internas, se observan reflexiones cortas inclinadas en los primeros 6 s correspondientes al Antiforme del Narcea con Precámbrico aflorando en superficie. Este antiforme está situado sobre una rampa cortical entre 6 y 9 s con fuertes reflexiones buzantes al Oeste que convergen hacia arriba con el despegue antes mencionado y hacia abajo con la corteza inferior reflectiva entre 9 y 12 s. Se interpreta como una zona de cizalla varisca que marca la transición entre zonas externas con deformación superficial y zonas internas con deformación tipo "thick-skinned". La reflectividad observada en la corteza inferior bajo el antiforme del Narcea desaparece hacia el Este sugiriendo que la tectónica varisca afectó a niveles más inferiores hacia el Oeste.

El modelo de velocidades migrado coincide en el despegue basal aunque la rampa del Antiforme del Narcea aparece más suavizada en el modelo de refracción.

El Moho correspondiente a la sección migrada de la refracción se sitúa a unos 10.5 s de tiempo doble profundizando hacia el Este hasta los 14 o 15 segundos, aunque parece estar ligeramente desplazado respecto a la base de la corteza reflectiva del perfil de reflexión vertical. Este tipo de discrepancia se ha observado en algunos estudios sísmicos con líneas coincidentes de refracción y de

reflexión (Allmendinger et al., 1987; Mooney & Brocher, 1987). Por otro lado, las reflexiones de gran ángulo son muy poco sensibles a las laminaciones sobre todo si éstas se producen a pequeña escala, y la signatura de la corteza inferior en la sísmica vertical parece indicar la presencia de laminación. También es posible que la segunda duplicación de corteza inferior tenga una velocidad semejante a la del manto y el límite entre ambas bandas corresponda al Moho modelizado en la refracción.



**Figura 3.7.** Modelo de velocidad migrado a tiempo doble y superpuesto a la sección de sísmica vertical del perfil ESCIN-1 (modificado de Pérez-Estaún et al., 1994).

Algo semejante ocurre en el perfil ESCIN-3.3 modelizado por Ayarza (1995), donde en el perfil de reflexión vertical se observan dos láminas de corteza inferior reflectiva separadas por una zona transparente y el Moho modelizado a partir de los datos de gran ángulo corresponde a la base de la primera de ellas.

Gallastegui et al., (1997), en un modelo de la misma línea sísmica multicanal realizado con técnicas de trazado de rayos sitúan el despegue a 12 km de profundidad en la parte oriental, duplicado a unos 6.5 km de profundidad por un cabalgamiento alpino buzante al Norte, que también duplica parte del basamento. En la parte occidental, las bandas reflectivas se situarían según este modelo entre los 16 y los 27 km de profundidad convergiendo en la corteza inferior reflectiva. El

límite corteza-manto se sitúa en torno a los 30 km descendiendo suavemente en la parte Este de la línea. En el modelo de refracción este descenso se continúa alcanzando en su parte más oriental, los 47 km de profundidad, bajo los macizos montañosos de la Cordillera Cantábrica.

### 3.3 PERFIL 5

El perfil 5 (figura 3.8), que comparte un extremo común con el perfil 2, tiene una longitud de unos 200 km y en él se registraron dos disparos, uno en cada extremo de la línea. Muestra de Sur a Norte la parte oriental de la cuenca del Duero y su transición a la Zona Cantábrica. En la parte más septentrional, el perfil discurre a lo largo del territorio de Picos de Europa. Asimismo la línea coincide en unos 60 km con el trazado del perfil ESCIN-2 de sismica de reflexión vertical.

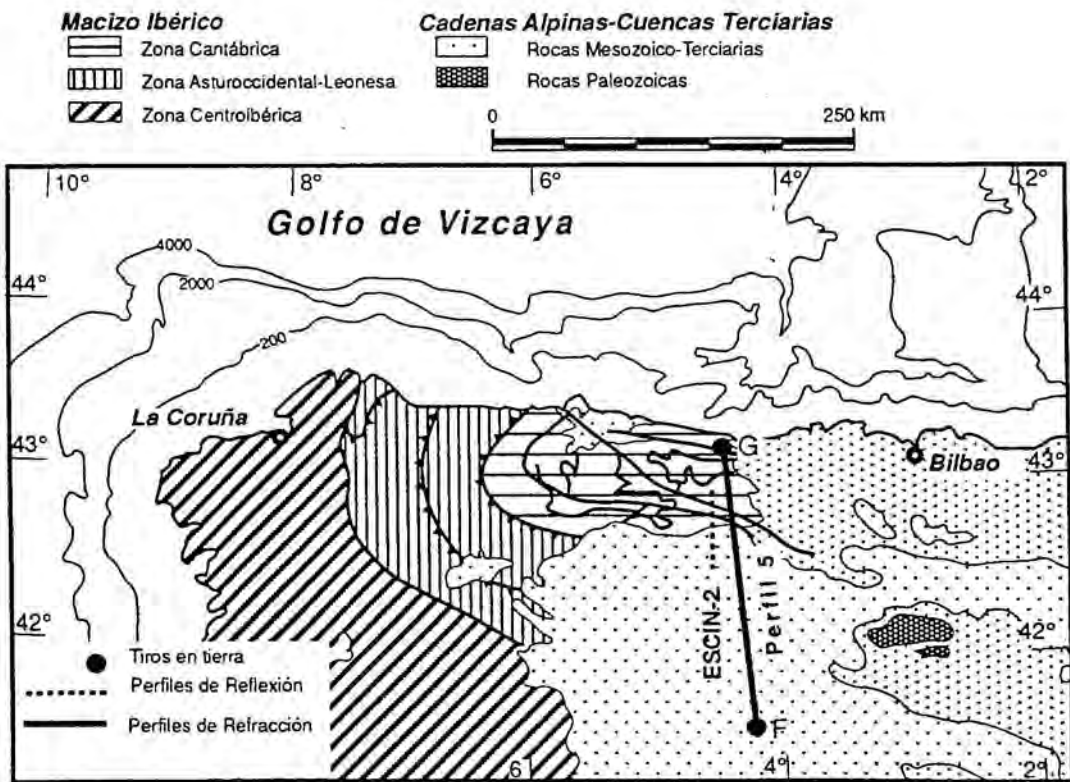


Figura 3.8. Situación del perfil 5.

Para la modelización de este perfil se han tenido en cuenta por tanto, además de los datos de geología superficial o de sondeos para los sedimentos de la Cuenca del Duero, la interpretación del perfil de reflexión ESCIN-2 (Pulgar et al., 1996).

### 3.3.1 Descripción de las fases

#### Tiro F

La figura 3.9a corresponde al ensamblaje obtenido para el tiro F situado al Sur y registrado también sobre el perfil 2. Se muestran como en el perfil anterior los sismogramas sintéticos y las fases calculadas (figura 3.9b) a partir del modelo de la figura 3.12. Este ensamblaje muestra una buena relación señal/ruido, pudiendo observarse con bastante claridad todas las llegadas.

Se ha distinguido una primera fase Ps con una velocidad aparente de 2.5 km/s que viaja a través de los sedimentos Terciarios de la cuenca del Duero y que pone de relieve la baja velocidad de éstos.

La Pg, que viaja como onda refractada en el basamento paleozoico muestra dos ramas con velocidades ligeramente diferentes que se han modelizado con cambios de velocidad en la corteza superior y de espesor en los sedimentos superficiales. La primera rama se ha correlacionado hasta unos 30 km de distancia con una velocidad aparente de unos 5.7 km/s mientras que después de los 35 km y hasta los 75 km presenta una velocidad de 6 km/s, apareciendo subhorizontal en el ensamblaje y atenuándose rápidamente su amplitud.

La reflexión PiP en la base de la corteza superior aparece como primera llegada aparente desde los 80 km de distancia hasta unos 110 km, con débil amplitud. La fase PcP se ha modelizado como la reflexión en la base de la corteza media y es visible entre 95 y 140 km de distancia a tiempos de llegada cercanos a 3 s. La PmP o reflexión en el Moho se correlaciona claramente y con continuidad desde unos 70 km de distancia hasta el final del ensamblaje.

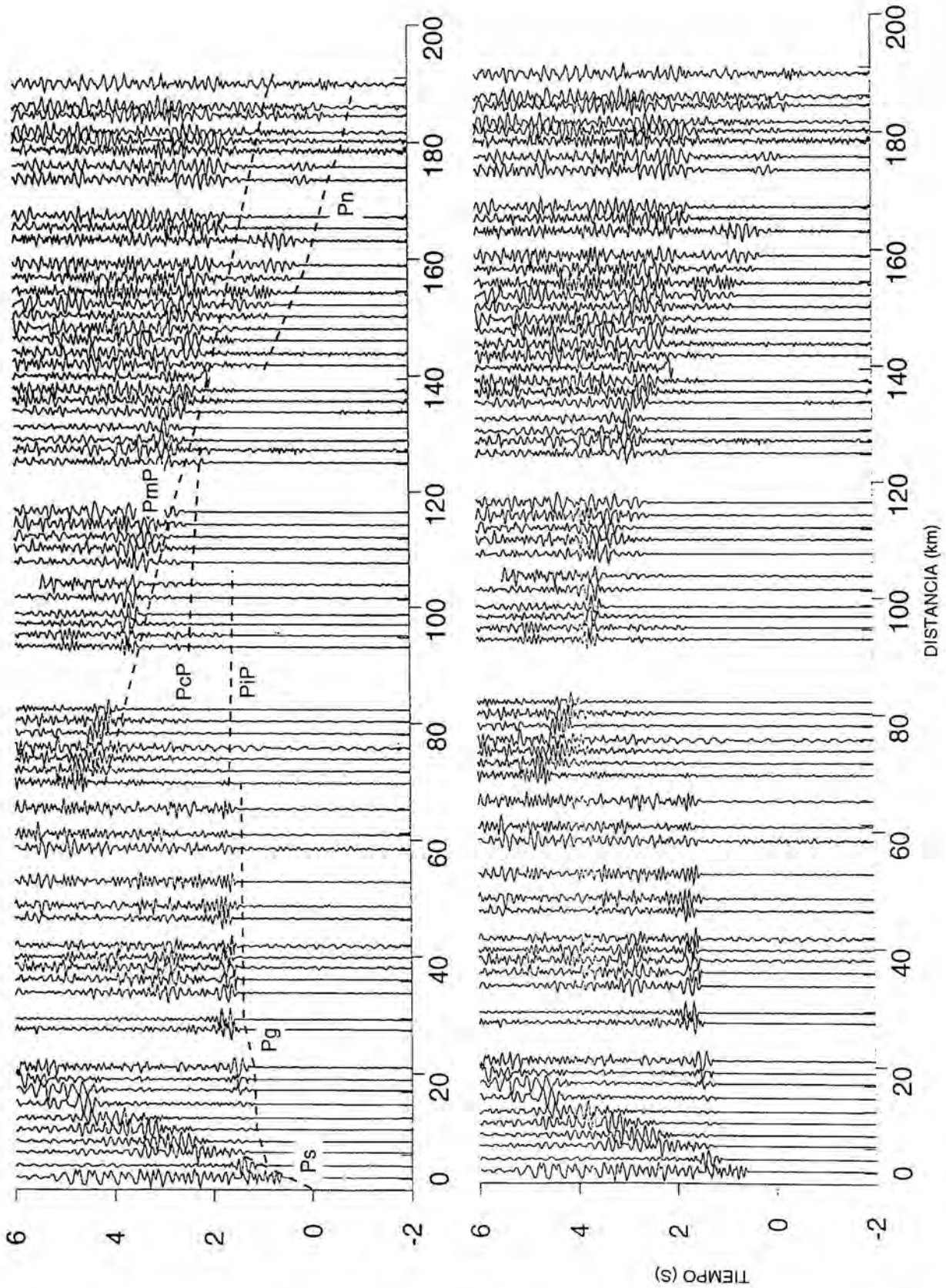
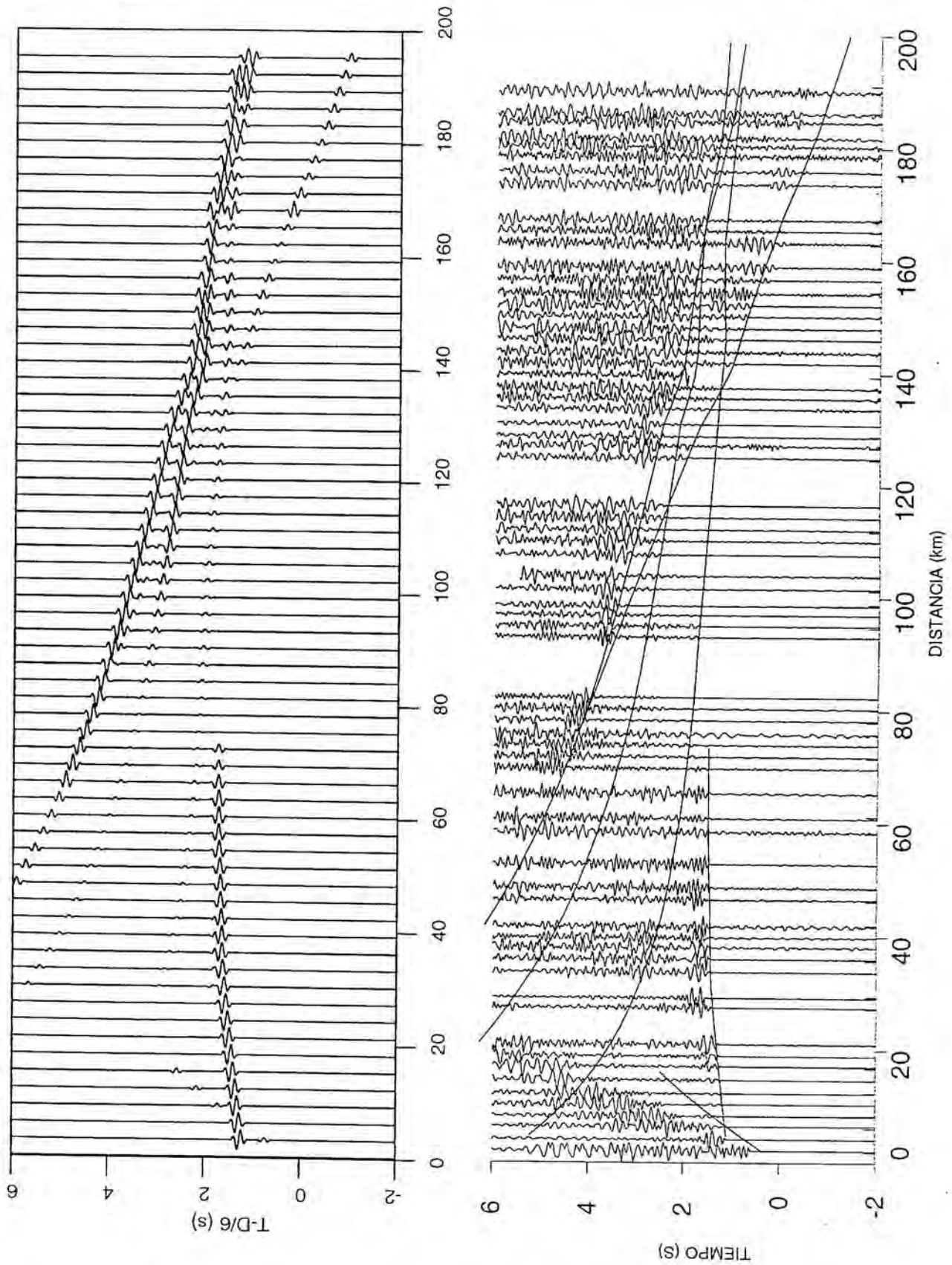


Figura 3.9a. Ensamblaje correspondiente al tiro F del perfil 5 y correlaciones observadas.



**Figura 3.9b.** Ensamblaje del tiro F del perfil 5 con las fases calculadas superpuestas y sismogramas sintéticos obtenidos para este tiro.

La fase Pn, la refracción en el manto superior, presenta una gran amplitud, y es visible claramente como primera llegada entre 140 y 210 km, aunque puede trazarse desde los 120 km. Muestra algunos cambios en su velocidad aparente atribuibles a variaciones en la topografía de la Moho y en la superficie.

Los sismogramas sintéticos (figura 3.9b) reproducen la gran amplitud de las fases Pg y PmP en comparación con las demás. El aumento de amplitud de la fase PmP a partir de los 70 km también está representado. Para reproducir las amplitudes de la Pn sobre todo a partir de los 160 km, es necesario introducir un gradiente de velocidad en los primeros kilómetros del manto superior. La PiP apenas es apreciable en el conjunto de las fases y la PcP comienza a verse con claridad a partir de los 100 km de distancia. En la figura 3.11 se muestra el ajuste entre las observaciones y las fases calculadas; se ha obtenido un RMS de 0.11 s para este tiro.

## Tiro G.

La figura 3.10a muestra el ensamblaje correspondiente al perfil inverso, el tiro G, que se encuentra situado cerca de la costa. En este caso los datos presentan mucho más ruido que en el tiro F, sobre todo a distancias lejanas. También las fases aparecen en trenes de ondas más difusos.

La fase Ps es de muy corta duración lo que denota la escasez de sedimentos poco consolidados cerca del punto de tiro. La refracción Pg, presenta una velocidad aparente cercana a 6 km/s en los primeros 10 km de distancia; muestra un retraso o disminución de la velocidad entre -20 y -40 km y continúa con una velocidad del orden de 6 km/s hasta -65 km donde experimenta un retraso y una pérdida progresiva de amplitud que se interpreta en el modelo como el cambio en la velocidad de los materiales paleozoicos de la Zona Cantábrica a los Terciarios de la cuenca del Duero.

La fase PiP se observa como una llegada difusa de poca amplitud entre -70 y -110 km de distancia. La PcP se ha correlacionado entre -80 y -140 km aunque tampoco está claramente definida debido a la baja calidad de la señal. Esta

correlación presenta sus mayores amplitudes en el intervalo comprendido entre -90 y -125 km de distancia.

Por último la PmP, que aparece con mayor amplitud que las fases precedentes se ha correlacionado entre -90 y -180 km de distancia. Desde esta distancia hasta el final del ensamblaje su correlación no está clara debido al ruido que presentan los datos y a un conjunto de amplitudes en torno a los 2 s de tiempo que parecen el resultado de la interferencia positiva con las fases precedentes. Se ha ajustado a partir de un Moho que presenta un buzamiento hacia el Norte. La fase Pn se ha correlacionado en algunas trazas procedentes del perfil 2 que registró "en abanico" el tiro G y que se han añadido al ensamblaje a las distancias equivalentes. De todas formas, tampoco consideramos que sean muy fiables y el contraste final corteza-manto se ha establecido en base a las amplitudes de la PmP y al perfil inverso.

Los sismogramas sintéticos (figura 3.10b), reproducen las amplitudes de la Pg en los primeros 60 km de su recorrido y la PmP se muestra como una fase también muy energética. Las fases intracorticales aparecen más suavizadas y sólo la PcP tiene una amplitud relevante entre -110 y -140 km. La fase PcP de ambos tiros presenta una mayor amplitud en los sismogramas sintéticos que en los datos reales. Esta característica también se observa en otros perfiles que se analizarán posteriormente. Puesto que el ajuste de los tiempos de llegada no permite introducir las variaciones que ajustarían al mismo tiempo las amplitudes tan débiles de esta fase, hemos de atribuir este desajuste sistemático de las amplitudes a algún tipo de estructuración interna de la corteza cerca del techo de la corteza inferior. Es posible que sea una delgada zona con un gradiente o que exista una laminación a pequeña escala en toda la corteza inferior.

La amplitud predicha para la Pn no es muy alta, lo cual unido a la baja calidad de la señal puede ser la causa de la gran incertidumbre en las observaciones señaladas para esta fase. En general, el ajuste es bueno, del orden de 0.14 s excepto en la parte final de la PmP donde supera los 0.2s. El ruido en los últimos kilómetros de la correlación y la escasa fiabilidad de las observaciones en ese rango de distancias han determinado el hecho de que se haya dado muy poco peso a estas observaciones en el proceso de la inversión y finalmente se ha optado por el modelo más simple en lugar de intentar ajustarlas como si fueran observaciones claras.



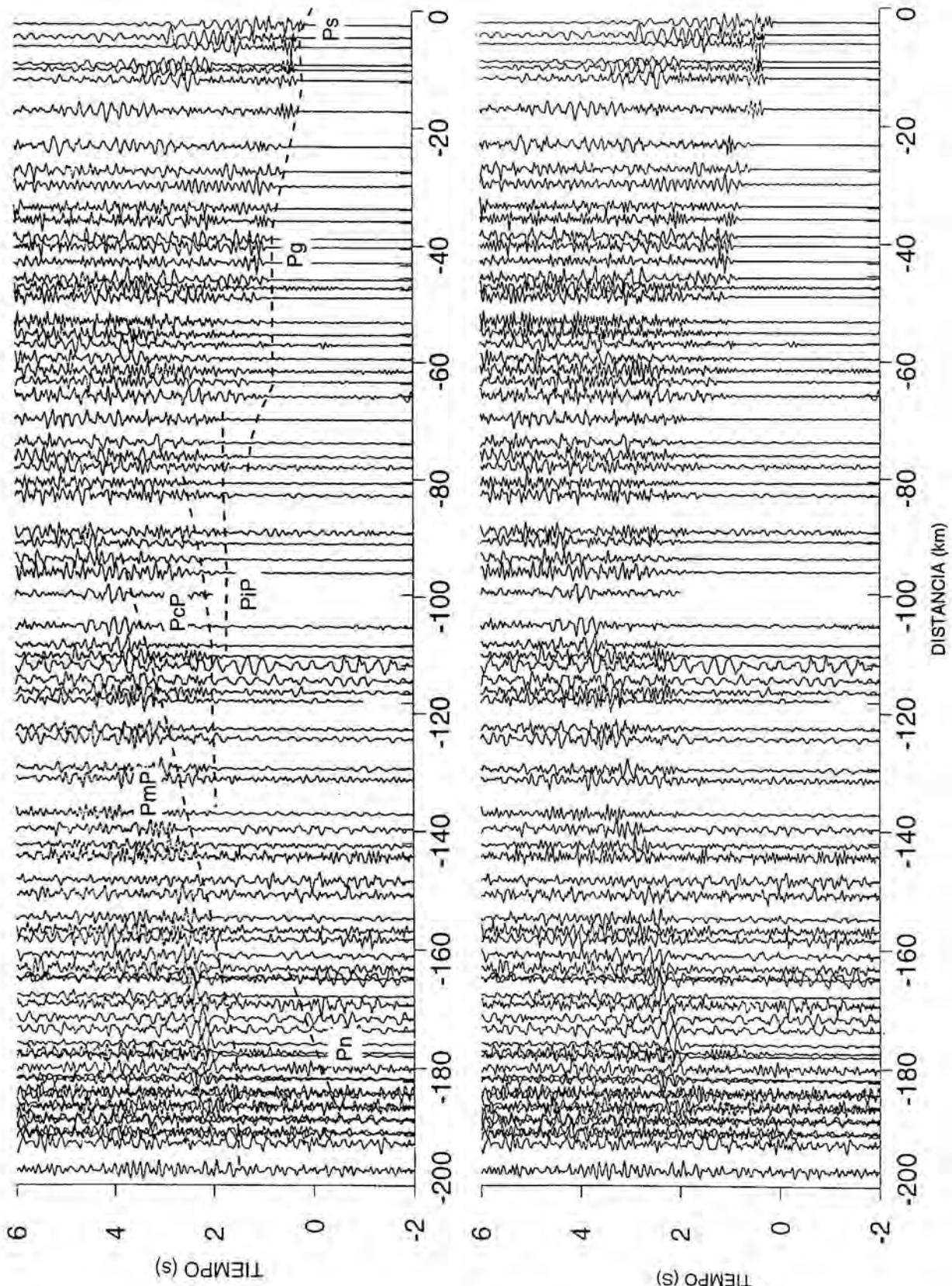
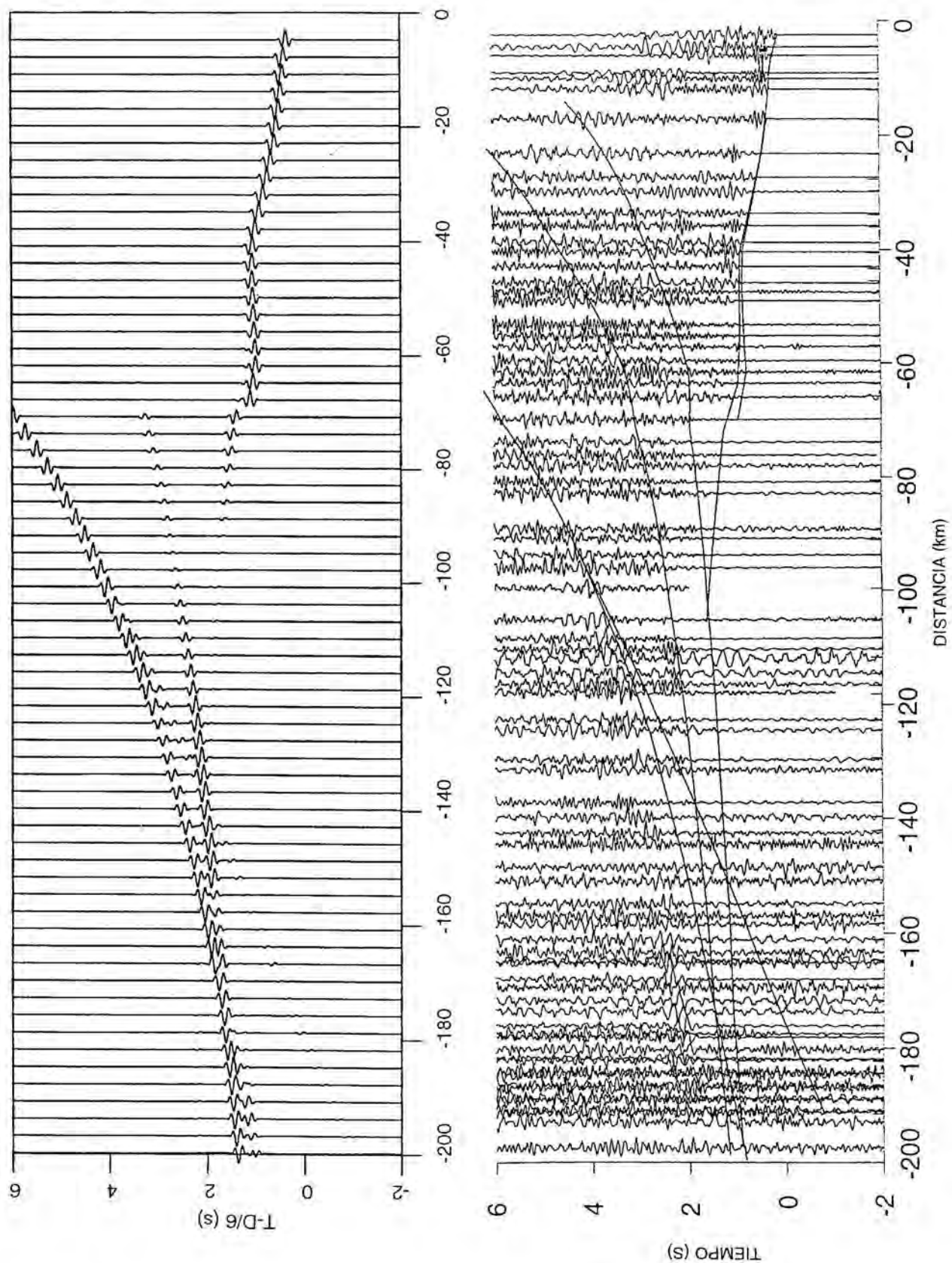


Figura 3.10a. Ensamblaje de los datos del tiro G para el perfil 5 y correlaciones observadas.



**Figura 3.10b.** Ensamblaje del tiro G del perfil 5 con las fases calculadas y sismogramas sintéticos correspondientes obtenidos a partir del modelo de la figura 3.12.

De todas formas, también se puede apuntar la posibilidad de una identificación errónea de las llegadas como PmP, puesto que en los sismogramas sintéticos las amplitudes presentadas por la coda de la PcP a esas distancias parecen ajustar mejor los tiempos de tales observaciones.

### 3.3.2 Modelo de velocidad

El modelo estructural correspondiente al perfil 5 se muestra en la figura 3.12 y la cobertura de rayos para los dos disparos en la figura 3.11. El modelo consta de una cobertera sedimentaria de unos 2 km de potencia correspondiente a la cuenca del Duero con velocidades de 2.8 a 3.5 km/s. Los sedimentos en la Zona Cantábrica al Norte del perfil, muestran velocidades del orden de 4.5-5 km/s como cabe esperar para este tipo de materiales, con cambios de espesor que podemos atribuir a fracturas.

La corteza superior se ha modelizado estratificada en dos horizontes que presentan diferente gradiente de velocidad, el primero con un gradiente medio de unos  $0.06 \text{ s}^{-1}$  y el segundo con un gradiente menor, de unos  $0.03 \text{ s}^{-1}$  como máximo, en base a las amplitudes de las fases Pg y PiP. Las velocidades varían entre 5.7 y 6.0 km/s y la profundidad entre 13 km al Sur y 18 km en el extremo Norte. El gradiente positivo de velocidad se estabiliza a unos 7 km de profundidad donde se alcanzan los 6 km/s y puede interpretarse como debido al progresivo cierre de la porosidad y fracturación de las rocas por efecto del aumento de la presión.

La corteza media con velocidades entre 6.15 y 6.3 km/s aparece bastante homogénea, aunque se observa una ligera disminución de las velocidades hacia la parte Norte. Esta disminución de la velocidad sísmica en la parte septentrional del perfil, entre los 15 y los 20 km de profundidad, puede correlacionarse con la zona de cizalla asociada al cabalgamiento alpino de la Cordillera Cantábrica sobre la cuenca del Duero que, aunque previsiblemente yuxtapone materiales muy semejantes, debido al calentamiento y fricción en los procesos de deformación, ha debido ocasionar una disminución de la velocidad en los materiales próximos a la zona de contacto. Este cabalgamiento ha sido descrito en el perfil ESCIN-2 de

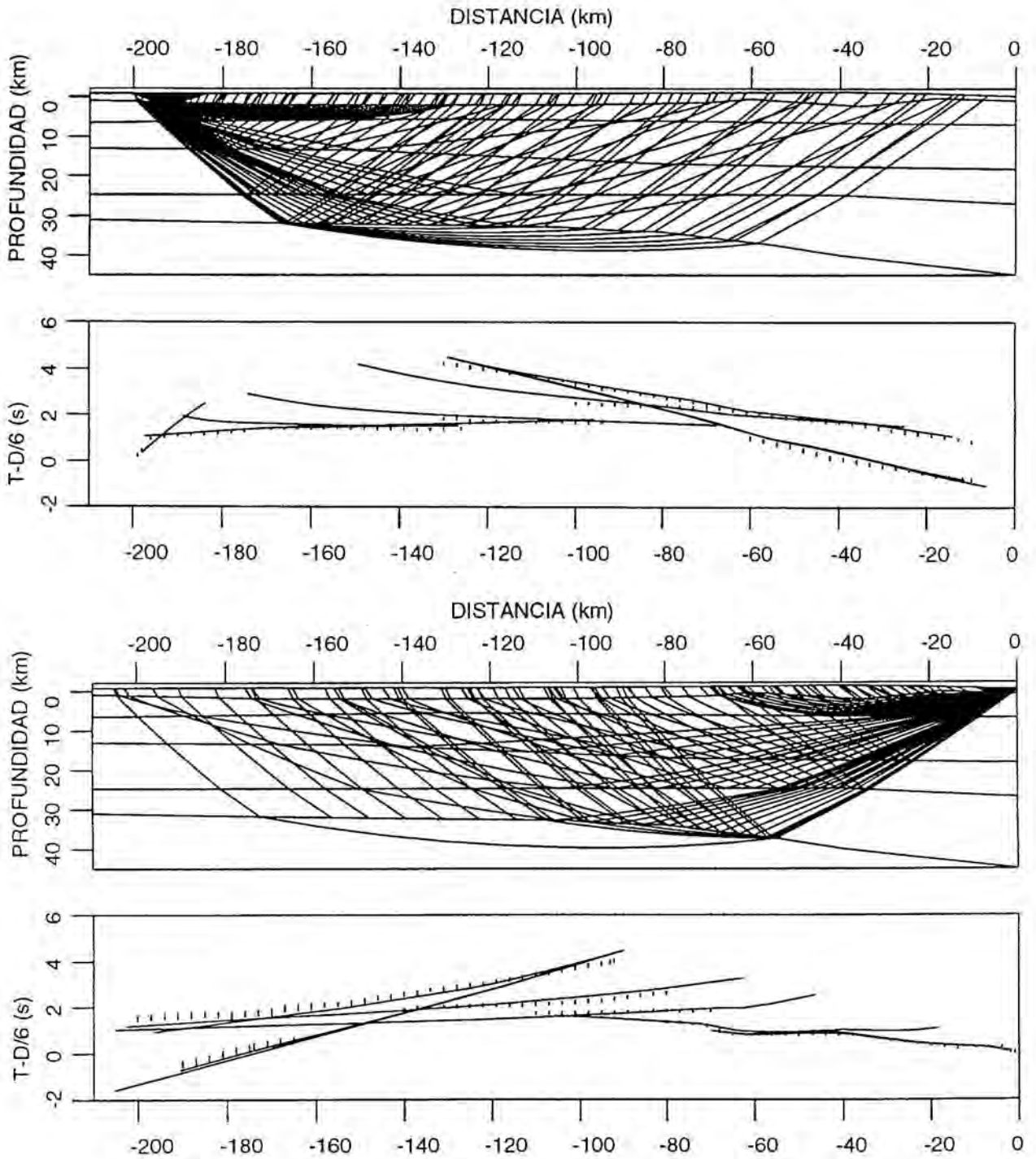
reflexión vertical (Pulgar et al., 1996) y presenta un buzamiento de unos  $15^\circ$  (Alonso et al., 1996). Asimismo, el hecho de que los materiales del basamento hacia el Sur pertenezcan a la ZAOL puede también justificar su mayor velocidad tal y como se observa en el perfil 1.

La corteza inferior se presenta como una corteza delgada de unos 8-10 km de espesor con velocidades entre 6.6 y 6.9 km/s, que es ligeramente menor al Norte de la línea, y la discontinuidad corteza-manto se sitúa en torno a los 30-32 km de profundidad en la parte Sur para incrementar su profundidad hasta los 40-45 km en la parte más septentrional del perfil. Ateniéndonos estrictamente a la sección muestreada por ambos tiros (figura 3.11), tan sólo se observa un suave buzamiento de la discontinuidad de Mohorovicic hacia el Norte, hasta unos 38 km de profundidad. La continuación de ese buzamiento hasta el extremo del modelo se ha hecho con el apoyo de los resultados obtenidos en el perfil de reflexión vertical ESCIN-2 y en el perfil 1 de refracción.

El manto superior, muestreado por la fase Pn del tiro F, aparece con velocidades altas del orden de 8.3 km/s con tendencia a disminuir hacia el Norte. Se ha introducido un gradiente vertical de  $0.02 \text{ s}^{-1}$  en los primeros kilómetros para poder ajustar las amplitudes observadas en esta fase. El incremento de velocidad en el manto puede ser consecuencia del descenso de la temperatura, como apunta Christensen, (1979), en base a medidas de laboratorio de dunitas y eclogitas. En la parte septentrional de la línea el descenso de la velocidad en las rocas del manto podría estar relacionado con el incremento de temperatura asociado a la deformación alpina.

La figura 3.13 muestra el perfil de reflexión vertical ESCIN-2 y el modelo de velocidades en su zona coincidente transformado a tiempo doble para su mejor comparación. El perfil de reflexión tiene una longitud total de 65 km. En su parte meridional se observan reflexiones continuas en las rocas Mesozoico-terciarias del Duero, con una falla que las eleva unos 0.5 s. Esta falla inversa, que corta la sucesión Mesozoica, plegada y elevada en el bloque superior, en el Terciario solo se observa en forma de un pliegue suavizado. Se observa también un conjunto de reflexiones buzantes al Norte en toda la corteza superior y que se corresponden con la traza en profundidad del cabalgamiento alpino sobre la cuenca del Duero. Existe un cambio de reflectividad en torno a los 5-6 s de tiempo doble, es decir, a unos 15-18 kilómetros de profundidad, en lo que se interpreta como contacto entre la

corteza superior frágil y la corteza inferior dúctil (Pulgar et al., 1996). En nuestro caso, sería el horizonte que corresponde a la base de la corteza superior.



**Figura 3.11.** Cobertura de rayos para los tiros F (arriba) y G (abajo) del perfil 5.

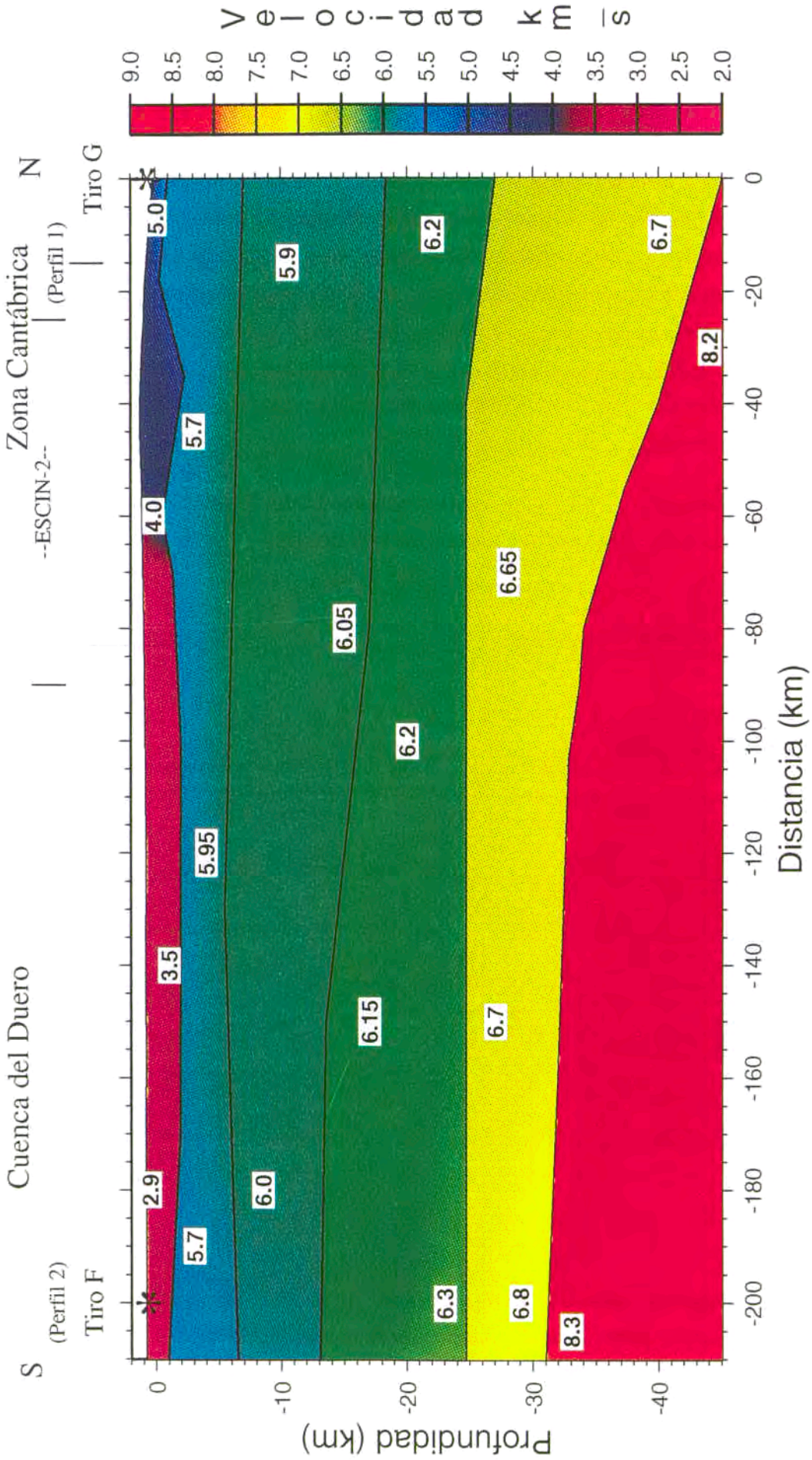
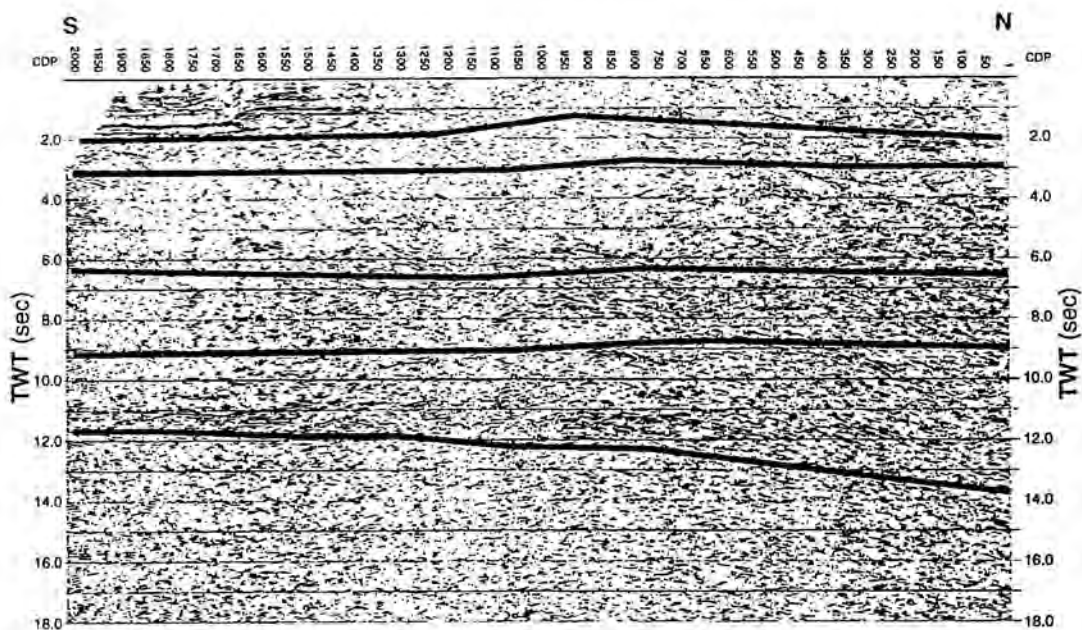


Figura 3.12. Modelo de velocidades del perfil 5.

En la parte inferior de la corteza, por debajo de los 6 s de tiempo doble, se observan dos bandas altamente reflectivas: la primera, entre los 6 y 9 s, y la segunda, más continua, entre los 10-12 s que profundiza hacia el Norte hasta alcanzar los 15 s. La primera banda encaja con lo que se ha denominado corteza media en el perfil de velocidades, mientras que la banda más profunda ajusta bien con la corteza inferior y la topografía del Moho descrita en el modelo de refracción. Por otro lado, y aunque en el perfil de reflexión se observan abundantes reflexiones buzantes al Norte situadas por encima del Moho, en el modelo de refracción no se dispone de datos suficientes para establecer los reflectores con este buzamiento, debido a que la cobertura de rayos en el extremo del perfil se restringe a la zona más superficial en los alrededores del tiro G.

En este caso, sí se observa una buena concordancia del Moho obtenido en el modelo de refracción y la base de la corteza inferior reflectiva.



**Figura 3.13.** Modelo de velocidad correspondiente al perfil 5 migrado a doble tiempo y superpuesto al perfil ESCIN-2 (tomado de Pulgar et al., 1996).

### 3.4 PERFIL 2

El perfil 2 (figura 3.14) muestra la cuenca del Duero y su transición hacia la cuenca vasco-cantábrica en el Nordeste. Esta línea de unos 200 km de longitud, se dispone en una dirección NE-SO cortando al perfil 1 en su extremo más oriental. Se efectuó en la misma el disparo F hacia el Nordeste y no se dispone de perfil inverso debido al fallo ocurrido en el tiro A.

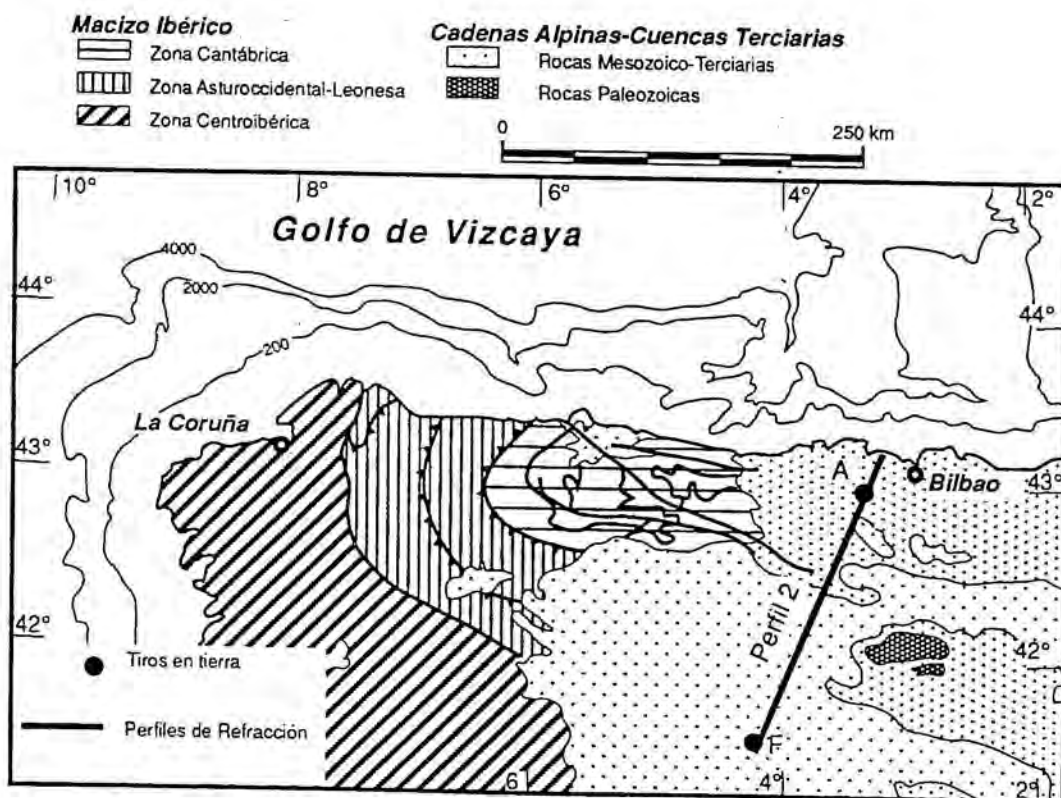


Figura 3.14. Localización del perfil 2.



### 3.4.1 Descripción de las fases

#### Tiro F

El ensamblaje correspondiente a este disparo (figura 3.15a) muestra una buena relación señal-ruido. Se han correlacionado tres refracciones: Ps, Pg y Pn; dos reflexiones intracorticales, PiP y PcP, y la reflexión en la base de la corteza PmP. Las llegadas correspondientes a la fase Ps muestran una baja velocidad aparente, inferior a 3 km/s, en consonancia con el tipo de sedimentos someros de la cuenca del Duero, y al igual que en el mismo tiro para el perfil 5.

La fase Pg se observa como primera llegada entre 5 y 80 km de distancia aumentando su velocidad aparente hasta los 40 km de distancia donde se estabiliza en torno a los 6 km/s hasta los 80 km donde su amplitud decrece sustancialmente. Se ha modelizado según una corteza superior de fuerte gradiente vertical de la velocidad hasta los 7 km de profundidad. La razón de la disminución brusca de amplitud observada en la fase Pg y el aumento en su velocidad aparente se corresponde con dicho gradiente, que ya de había observado en el modelo del perfil 5 y que puede explicarse por el incremento de la presión con la profundidad que provoca el cierre de la porosidad de las rocas y la disminución de la fracturación con el consiguiente aumento en la velocidad sísmica.

La fase PiP se interpreta como la reflexión en la discontinuidad corteza superior-corteza media, situada en torno a los 15 km de profundidad. Esta correlación se une asintóticamente a la de la Pg en torno a los 80 km de distancia.

La transición a la corteza inferior viene representada por la fase PcP que aparece sólo con amplitud significativa entre los 100 y 170 km de distancia.

La energía procedente de la base de la corteza, PmP, domina en el ensamblaje a partir de los 80 km aunque presenta como característica singular, observable únicamente en este perfil, la imposibilidad de ajustar las llegadas con una única correlación. Sobre los 120 km de distancia se observa claramente un salto o una duplicación de esta fase casi un segundo más tarde, para continuar hasta el final del perfil de manera otra vez muy clara.

La fase refractada en el manto superior Pn, se observa en este perfil con una gran amplitud y como primera llegada entre 145 y 200 km de distancia. La velocidad aparente de esta fase entre 120 y 175 km es de 8.3 km/s y experimenta entonces una inflexión en los últimos 20 km de la línea en los que su velocidad aparente es menor.

La figura 3.15b muestra la comparación entre el ensamblaje real con las fases calculadas superpuestas y los sismogramas sintéticos. Reproduce satisfactoriamente las amplitudes de la Pg y de la PmP como las fases más claras del ensamblaje. El gradiente de velocidad introducido en el manto superior en sus primeros kilómetros, al igual que en este mismo tiro para el perfil 5, permite modelizar adecuadamente las amplitudes de la fase Pn. La PiP aparece como una adición menor a las amplitudes de la Pg, y la PcP muestra su mayor protagonismo entre los 130 y los 170 km de distancia, a tiempos cercanos a la confluencia de las dos ramas de la fase PmP. Como en el perfil anterior, las amplitudes teóricas de la fase PcP son mayores que las observadas en el ensamblaje real, sugiriendo que el límite entre la corteza media y la corteza inferior no debe ser un simple salto de velocidad. El ajuste entre los tiempos observados y los tiempos calculados para este perfil, al carecer de restricciones impuestas por la presencia de un perfil inverso, es bueno, con un promedio de 0.09 s (figura 3.16).

### 3.4.2 Modelo de velocidad

La figura 3.17 muestra el modelo estructural obtenido para este perfil. La cuenca del Duero presenta en toda esta línea velocidades entre 2.5 y 3.5 km/s. El espesor de la cuenca en esta zona es de 1-1.5 km, modelizado a partir de las fases Ps y Pg y avalado por datos geológicos de superficie y sondeos petroleros (sondeo "El Campillo", Redondo et al, 1995). Las velocidades presentan un gradiente vertical moderado que alcanza su máximo en la parte Sur. En la cuenca vasco-cantábrica las velocidades están peor controladas debido a la ausencia de perfil inverso y estarían entre 3.5 y 4 km/s.

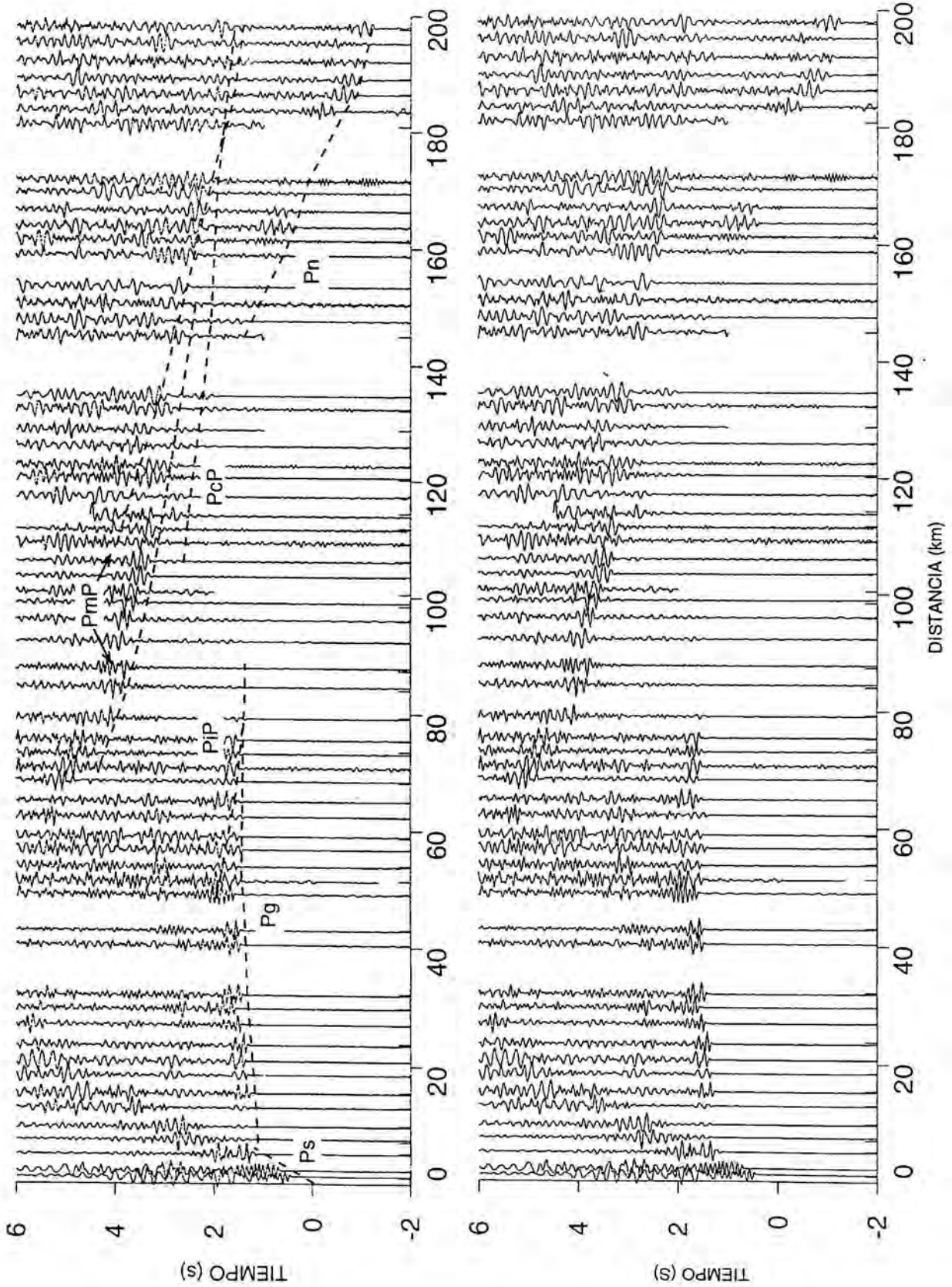
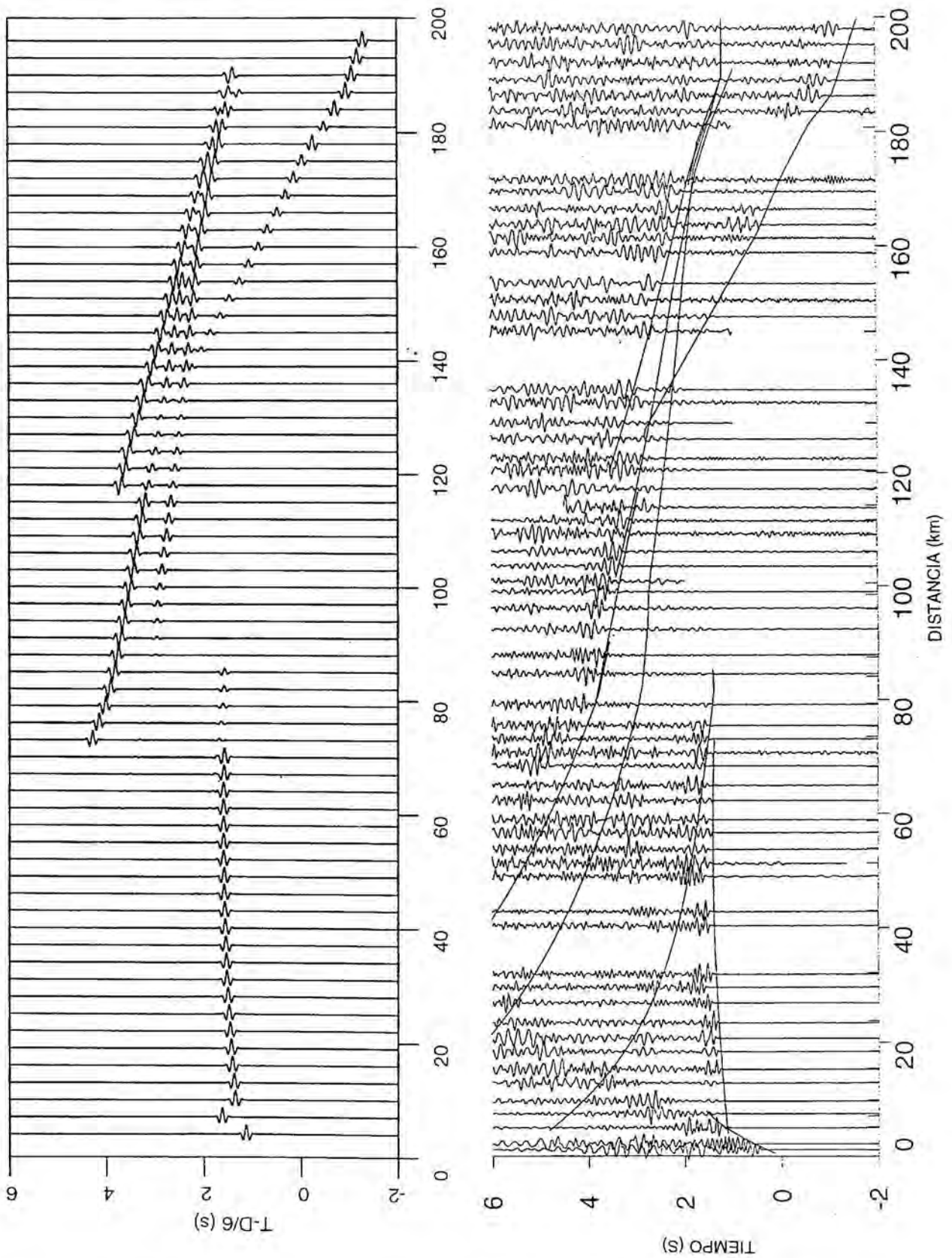


Figura 3.15a. Ensamblaje correspondiente al tiro F registrado por el perfil 2 y fases observadas.



**Figura 3.15b.** Ensamblaje correspondiente al tiro F registrado por el perfil 2 con las fases calculadas y los sismogramas sintéticos resultantes según el modelo de la figura 3.17.

Su potencia es mayor de 3 km, con la presencia de variaciones laterales de espesor debidos a fracturas en el basamento que permiten explicar el cambio de pendiente en la fase Pn en los últimos kilómetros correlacionados.

La corteza superior por debajo de la cuenca del Duero muestra velocidades entre 5.6 y 6.1 km/s. Tiene un espesor total de 14 km y aparece distribuida en dos niveles en la parte Suroeste de la línea, con velocidades medias de 5.85 km/s y un fuerte gradiente el superior, y con velocidades en torno a los 6.1 km/s y débil gradiente el inferior. Hay que considerar el contraste de velocidades entre los dos niveles esencialmente como un tránsito gradual entre dos zonas de diferente gradiente. Esta zona de transición se sitúa en torno a los 6 km de profundidad. Bajo los sedimentos de la cuenca vascoantabrica, ante la ausencia de datos directos, y de acuerdo con los valores obtenidos en el perfil 1, la corteza superior se ha modelizado según una sola capa con una velocidad media de 6 km/s.

La corteza media aparece como una capa de unos 10 km de espesor bastante continua y homogénea, con una velocidad media de 6.3 km/s. El límite entre la corteza superior y la corteza media no se marca en este perfil como un horizonte donde existe una fuerte discontinuidad de velocidades sino más bien como una zona desde la corteza superior hasta la base de la corteza media donde la velocidad aumenta paulatinamente desde los 6.0 a los 6.3 km/s. De aquí el escaso protagonismo de la fase PiP.

La corteza inferior muestra velocidades entre 6.6 y 6.9 km/s y el Moho aparece afectado en el modelo por un pequeño engrosamiento brusco de unos 5 km de espesor entre 50 y 120 km de distancia en el modelo, que se interpreta como una respuesta isostática a la carga que representan los macizos Paleozoicos elevados de la Sierra de la Demanda, situados unos 50 km al Este de la línea. Este engrosamiento está de acuerdo con la interpretación del sistema Ibérico por Zeyen et al. (1985), donde se observa una pequeña raíz cortical en la zona centro-norte del sistema Ibérico. También existe una profundización en el límite corteza media-corteza inferior hasta los 27 km en la zona media de la línea. Engrosamientos de este tipo han sido también descritos en otras estructuras intraplaca dentro de la Península como en el Sistema Central (Suriñach y Vegas, 1988). Sin embargo, no deja de ser sorprendente que el engrosamiento se manifieste ya en esta zona, a unos 50 km al Oeste de estos macizos.

La velocidad en el manto superior es de unos 8.3 km/s en el extremo Sur de la línea, con un gradiente fuerte en los primeros kilómetros de unos  $0.04 \text{ s}^{-1}$ . Aunque una disminución ligera de la velocidad hacia el Norte ajusta mejor las llegadas de la Pn, la carencia de perfil inverso no permite establecer claramente este valor. De todas formas esta disminución es plausible si se tiene en cuenta el perfil 5 donde también se observaba esta tendencia. La corteza tiene un espesor general de unos 30-32 km excepto en la zona engrosada en la que alcanza los 36 km. De nuevo, hemos de hablar de una corteza varisca típica para esta línea (Banda, 1988), aunque hay que tener en cuenta la modificación por fenómenos posteriores, sobre todo en lo que concierne a la corteza inferior. La característica más llamativa en este modelo es que no parece necesario el engrosamiento descrito para los perfiles 1 y 5 bajo la cuenca vascocantábrica, aunque desde luego, la carencia de perfil inverso implica una mayor prudencia a la hora de establecer una conclusión definitiva. Un ligero engrosamiento al Norte favorece las llegadas más lentas de Pn observadas en los últimos kilómetros de esta correlación, pero la inflexión de esta fase se corresponde mejor con un cambio brusco en el espesor de sedimentos en la parte superior del modelo, es decir, con una fractura en el basamento, antes que con una profundización brusca del Moho. Una interpretación combinando ambos aspectos es la que mejor reproduce los datos.

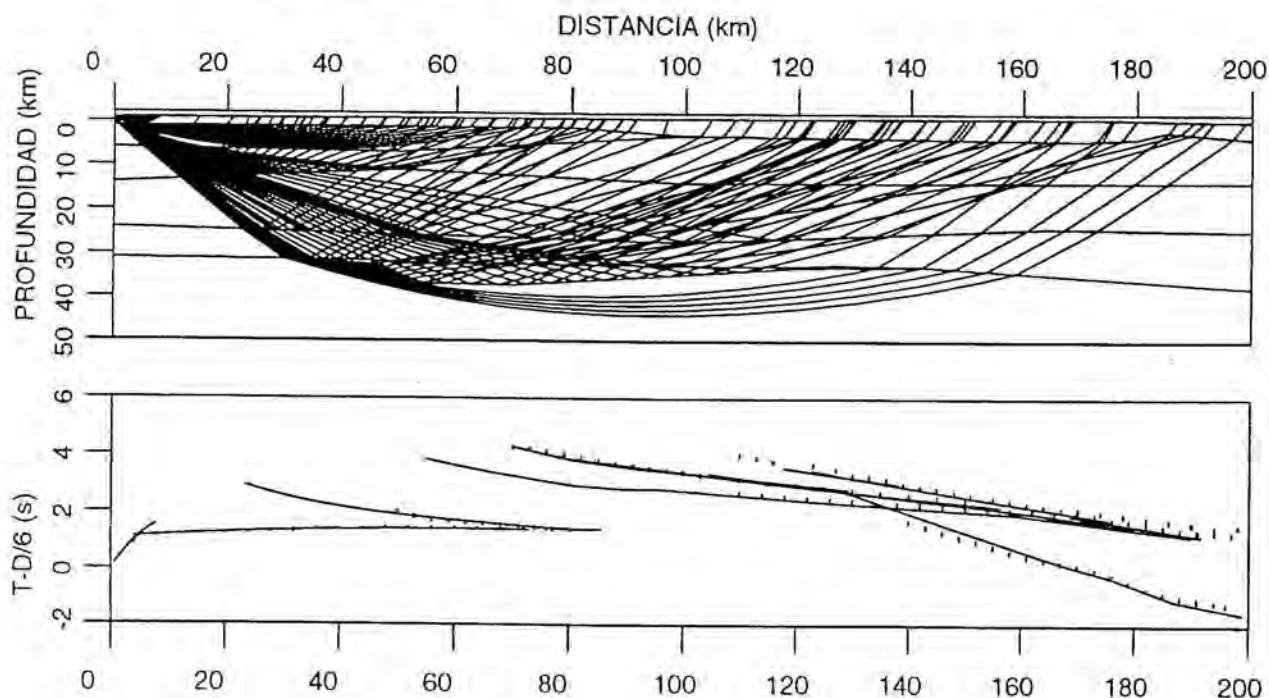


Figura 3.16. Cobertura de rayos obtenida para el tiro F del perfil 2.

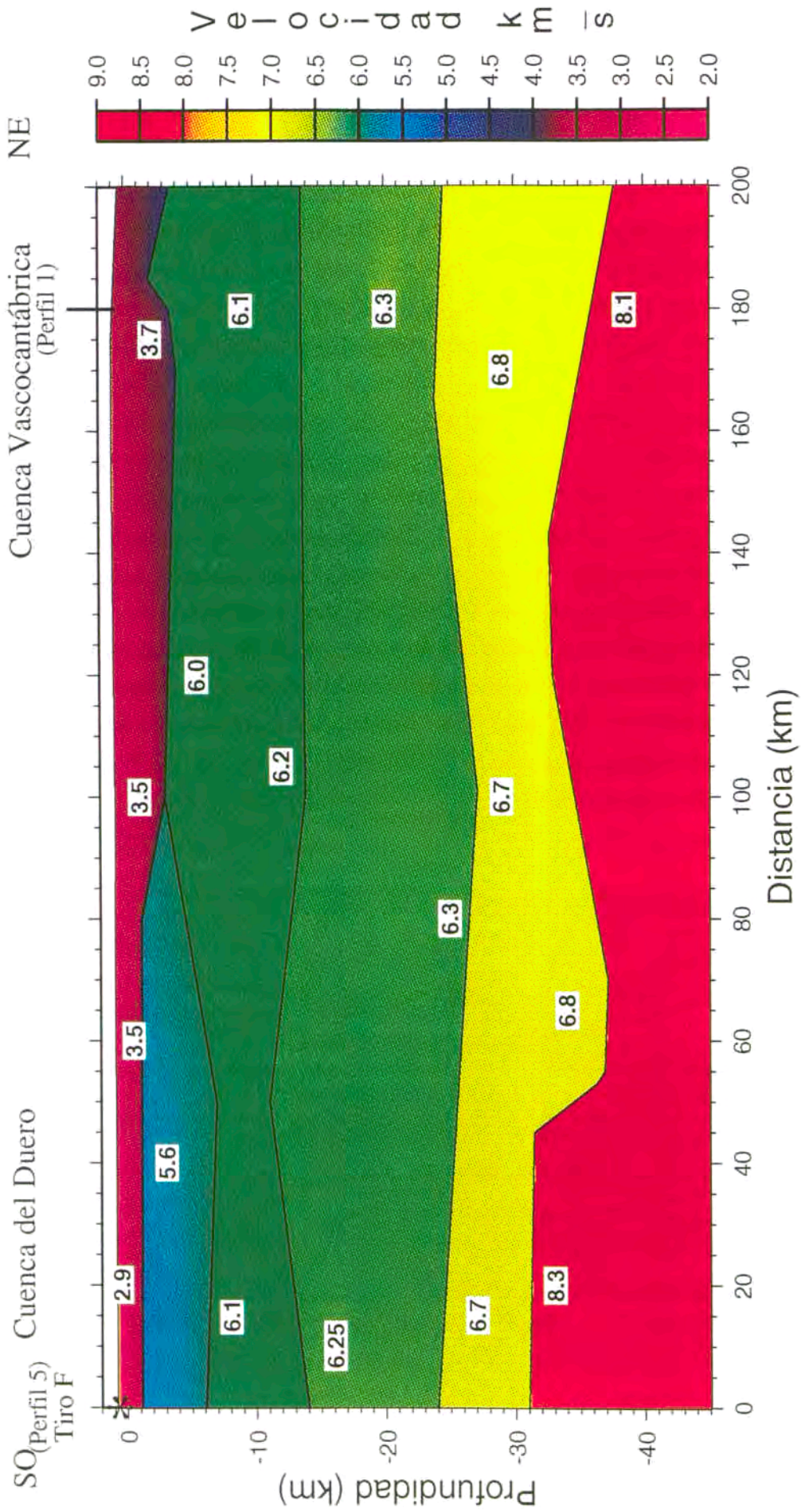


Figura 3.17. Modelo de velocidad obtenido para el perfil 2.

### 3.5 PERFIL 4

En este perfil de dirección Norte-Sur y paralelo al perfil 5 (figura 3.18), fueron registrados dos disparos: el tiro D en el extremo Sur de la línea, y el tiro E (coincidente con el tiro B) situado a unos 30 km del extremo Norte del perfil. Tiene una longitud aproximada de 200 km y muestrea de Sur a Norte la parte más occidental de la cuenca del Duero, y la Zona Cantábrica a la altura de la Cuenca Carbonífera Central para, en el extremo septentrional de la línea, atravesar la denominada cuenca terciaria de Oviedo en casi toda su longitud.

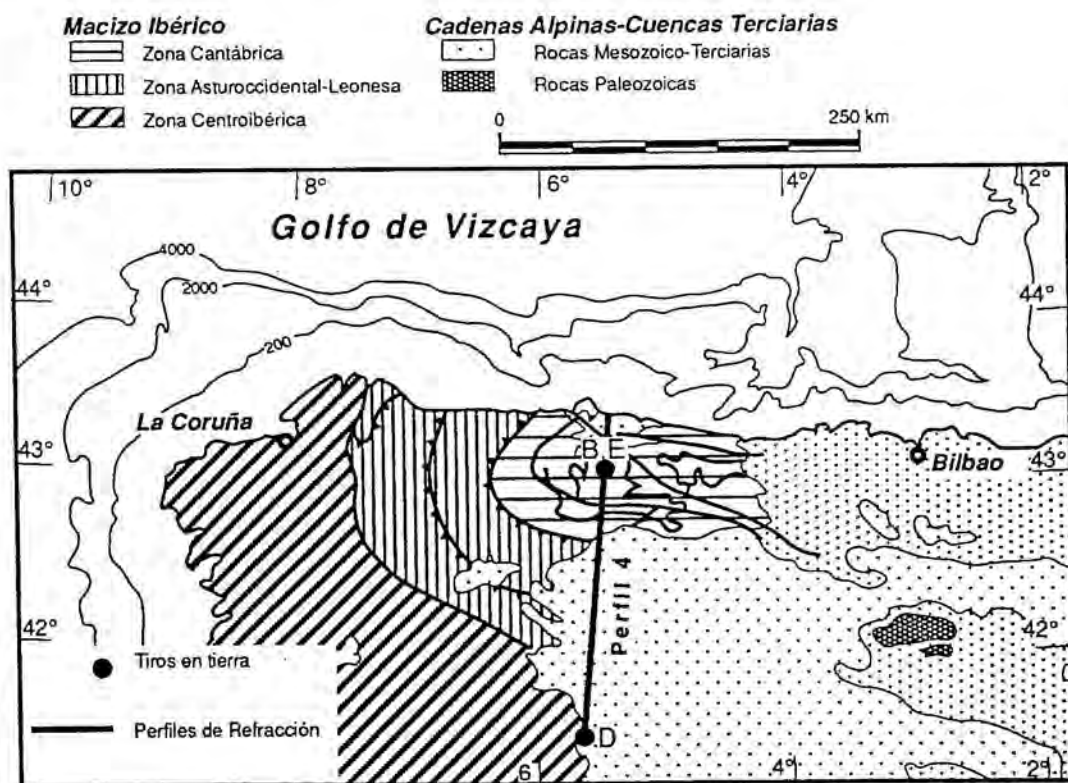


Figura 3.18. Localización del perfil 4.



### 3.5.1 Descripción de las fases

#### Tiro D

La figura 3.19a muestra el ensamblaje correspondiente al tiro D para el perfil 4, y las fases correlacionadas en el mismo. En la figura 3.19b se observan los sismogramas sintéticos obtenidos y las fases calculadas a partir del modelo que se presenta en la figura 3.22.

Se ha distinguido una primera fase Ps que viaja a través de los sedimentos más superficiales de la cuenca del Duero, y que en esta zona tienen una potencia menor de 1000 m (Redondo et al., 1995). El espesor aumenta hacia el Norte lo cual está de acuerdo con el desarrollo de las fases posteriores y también con los datos de profundidad del basamento en este área. La Pg muestra esta variación con un retraso paulatino en los tiempos de llegada desde 40 a 60 km de distancia donde este retraso se hace más evidente, junto con una disminución en el valor de las amplitudes. La reflexión PiP muestra una gran amplitud respecto a la Pg entre 40 y 60 km y se ha correlacionado como primera llegada aparente entre 70 y 120 km con un retraso continuado reflejando de nuevo el aumento de espesor de los sedimentos terciarios hacia el Norte. En la base de la corteza media se refleja la denominada PcP que aparece visible en el ensamblaje desde 80 a 140 km de distancia a unos tiempos de llegada entre 3 y 2 s, con un carácter difuso.

La reflexión en la base de la corteza para este tiro aparece como un tren de ondas correlacionable entre 80 y 160 km de distancia. En los últimos 40 kilómetros del ensamblaje la calidad de la señal es más pobre, haciendo difícil la correlación de las fases, aunque la PmP parece horizontalizarse ligeramente en los últimos kilómetros de la línea. Esta disminución en la relación señal/ruido al final del ensamblaje puede deberse a un mayor grado de atenuación de la señal en los sedimentos de la cuenca terciaria de Oviedo o al ruido existente en las estaciones al tratarse de un área densamente poblada. En torno a los 115-135 km de distancia las llegadas de la denominada PcP y de fases anteriores también sufren una clara atenuación. El cabalgamiento hacia el Sur entre la Zona Cantábrica y la cuenca del

Duero, podría actuar como un amortiguador de las ondas en ese rango de distancias.

La figura 3.19b muestra los sismogramas sintéticos. Se ha reproducido la amplitud de la Pg y la relación de amplitudes entre Pg y PiP entre los 40 y los 70 km de distancia. La PcP aparece en los sismogramas sintéticos con una amplitud moderada aunque en el ensamblaje real se muestra como una fase difusa, lo cual indicaría una laminación a estos niveles que, como ya se ha apuntado en perfiles anteriores es difícilmente reproducible por métodos directos. La PmP aparece con una fuerte amplitud y se horizontaliza al final del ensamblaje, entre 160 y 180 km de distancia.

## **Tiro E**

En el ensamblaje correspondiente al tiro E situado al Norte del perfil (figura 3.20a) se observan unas llegadas hasta unos 30 km hacia el Norte del disparo, que corresponden a las refracciones en los sedimentos (Pse) y en la corteza superior (Pge) de la Cuenca Carbonífera Central y de la cuenca de Oviedo, con baja velocidad aparente.

Hacia el Sur distinguimos una primera llegada Ps a través de los materiales paleozoicos de la Cuenca Carbonífera con velocidades de 4-4.5 km/s obtenidas también en el tiro B correspondiente al perfil 1. La Pg muestra algunas variaciones en su velocidad aparente correlacionables con cambios de espesor en la capa más superficial y cambios laterales de velocidad en la corteza superior. Se observa como primera llegada hasta -80 km. La fase PiP aparece por detrás de la Pg entre -25 y -80 km como una fase difusa que suma su amplitud a la de la Pg en este rango de distancias. Para distancias entre -55 y -70 km ambas fases muestran un retraso modelizado como el tránsito a la cuenca del Duero, con menor velocidad en los sedimentos superficiales. En el rango de distancias entre -110 y -130 km se han correlacionado una serie de llegadas subhorizontales con amplitud débil en torno a los 1.6 s de tiempo reducido que se han interpretado como la continuación de la fase PiP.

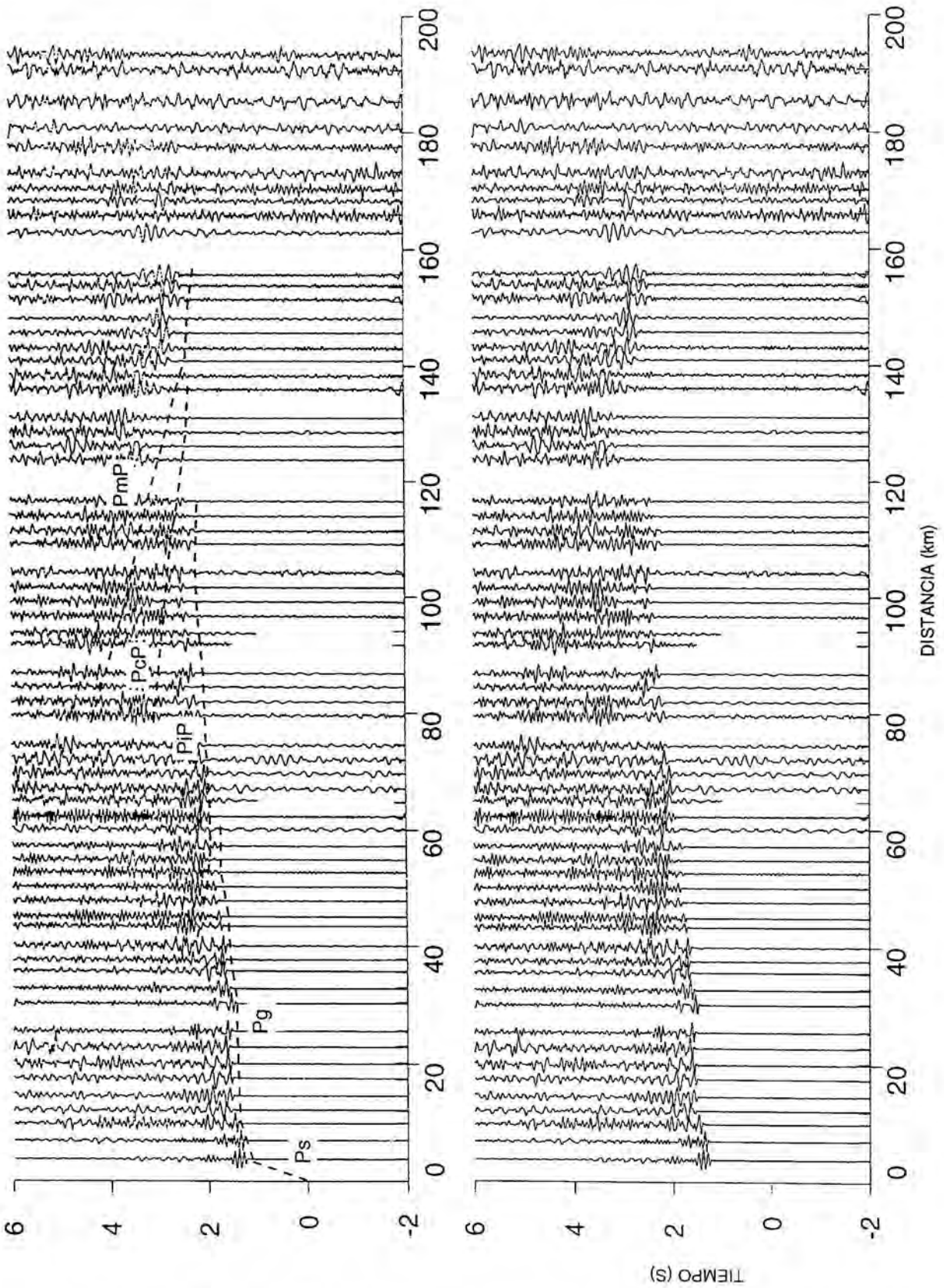


Figura 3.19a. Ensamblaje correspondiente a los datos del tiro D para el perfil 4 y fases correlacionadas en el mismo.

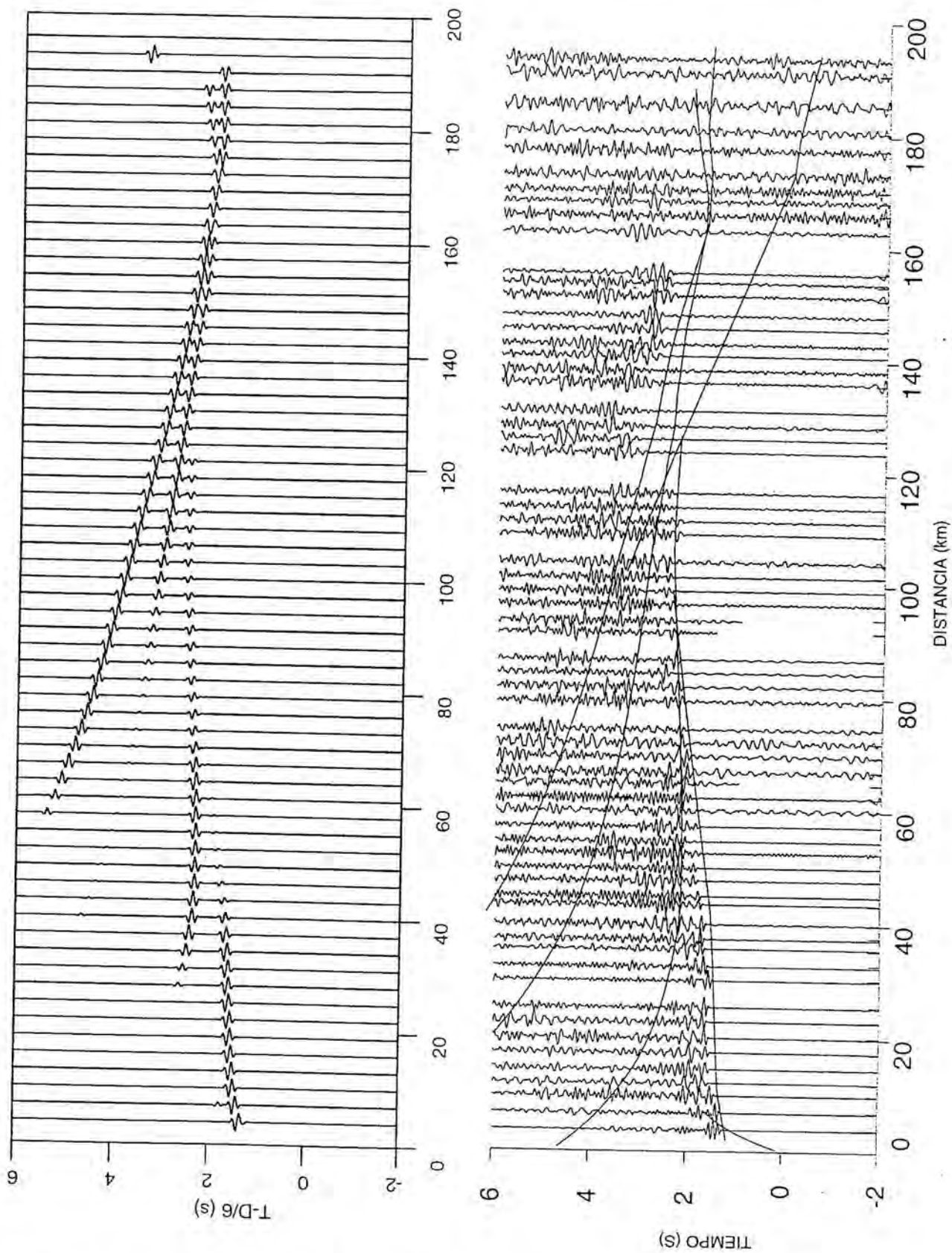


Figura 3.19b. Fases calculadas para el tiro D del perfil 4 y sismogramas sintéticos obtenidos a partir del modelo de la figura 3.22.

Las fases tardías en este disparo muestran alguna característica un tanto peculiar. Existe una serie de llegadas entre 45 y 70 km de distancia con gran amplitud a unos tiempos de llegada reducidos entre 2.5 y 3 s. Es la fase que hemos denominado P\*. Por detrás aparece otra fase también con amplitud moderada aproximadamente a los mismos tiempos y entre distancias de 70 y 100 km, la fase PcP. A partir de esta distancia y hasta -150 km aproximadamente se han correlacionado unas llegadas que podrían pertenecer a cualquiera de las dos fases. Finalmente aparece la reflexión PmP con mayor amplitud y continuidad desde los 80 km de distancia. Al final de la sección se observa una banda de amplitudes que parece ser el resultado de la interferencia positiva de estas tres fases reflejadas. La modelización de estas fases en cuanto a tiempos de llegada no ha presentado ningún problema. Sin embargo, reproducir las amplitudes hasta un punto relativamente satisfactorio ha sido bastante más trabajoso.

Las fases P\* y PcP, parecen desaparecer en una o varias trazas a lo largo de la correlación probablemente como resultado de interferencias constructivas y destructivas de las ondas. Por modelización directa, estas variaciones no pueden explicarse con simples saltos de velocidad. Los contrastes deberían ser de una magnitud que sería inconsistente con los tiempos de llegada observados. De todas formas, es necesario explicar la signatura de las reflexiones intracorticales en este ensamblaje puesto que sí apuntan la existencia de una alta reflectividad a niveles medios de la corteza.

La alta reflectividad podría estar causada por una zona de baja velocidad que tenga un contraste significativo y un espesor del orden de una longitud de onda (Morel à l'Huissier et al., 1987). En nuestro caso, para frecuencias comprendidas entre 3 y 15 Hz, sería del orden de 500-1500 m. Una segunda posibilidad sería que hubiese una delgada zona, en este caso de espesor menor que una longitud de onda, en la que existan laminaciones de alta y baja velocidad (Sandmeier & Wenzel, 1986). La respuesta teórica a este tipo de estructuras laminadas no es satisfactoriamente modelizable con métodos directos, aunque sí por ejemplo, con el método de la reflectividad (Fuchs & Müller, 1971). Por lo tanto, aunque la posición de los reflectores venga restringida por los tiempos de llegada, el ajuste de amplitudes, sobre todo en los horizontes intracorticales puede no alcanzar la deseada similitud.

La explicación en términos de la presencia de una zona de baja velocidad es problemática ya que ni las amplitudes ni los tiempos de llegada de los perfiles cercanos (1 y 3) corroboran su existencia en la corteza media o superior. No obstante, un débil gradiente negativo o una zona localizada de baja velocidad podría explicarse por la presencia de las cuarcitas del Cámbrico inferior pertenecientes al grupo Cándana situadas en el núcleo de los pliegues acostados del Dominio del Navia. Una zona de transición con láminas de alta y baja velocidad se explicaría por variaciones en la composición, textura y/o anisotropía (Christensen & Szymanski, 1988). El carácter fundamentalmente detrítico de la serie y la presencia de pizarras con esquistosidad metamórfica pueden apuntar a esta posibilidad. Teniendo en cuenta los materiales presentes en la zona, ambas posibilidades pueden darse conjuntamente.

La fase Pn que también se observa en este ensamblaje presenta una velocidad aparente de 8.1 km/s y amplitud muy débil. La hemos correlacionado entre -145 y -170 km de distancia. El ajuste promedio para todas las fases es de 0.14 s, siendo la parte final de la fase PcP la zona peor ajustada del ensamblaje. De todas formas, es también la zona donde la correlación es más subjetiva y menos clara por la confluencia de varias correlaciones.

### 3.5.2 Modelo de velocidad

El modelo de velocidades para el perfil 4 puede verse en la figura 3.23 y la cobertura de rayos para las diferentes fases en la figura 3.22. En principio, aparece como un modelo bastante simple de capas más o menos planoparalelas. La mayor complejidad estriba en la parte más somera del modelo y en la corteza superior. En la zona superficial, las velocidades obtenidas para los sedimentos de la cuenca del Duero, son también como en anteriores perfiles entre 2.5-3.5 km/s y la potencia de los sedimentos en esta línea es entre 1 y 2 km aumentando hacia el Norte. Los sedimentos Paleozoicos al Norte muestran velocidades un poco más altas de unos 4-4.5 km/s, semejantes a las encontradas en el tiro B del perfil 1.

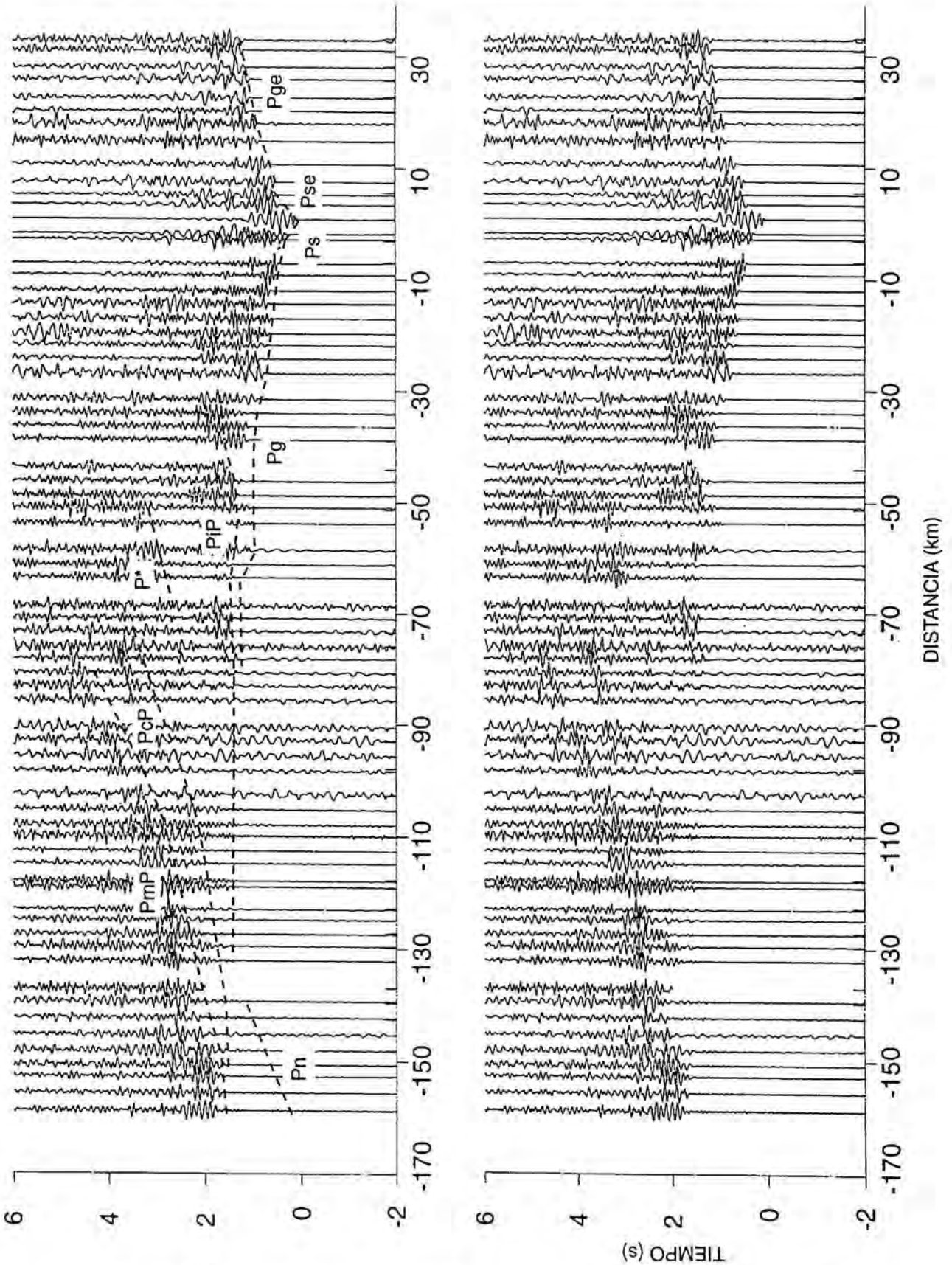
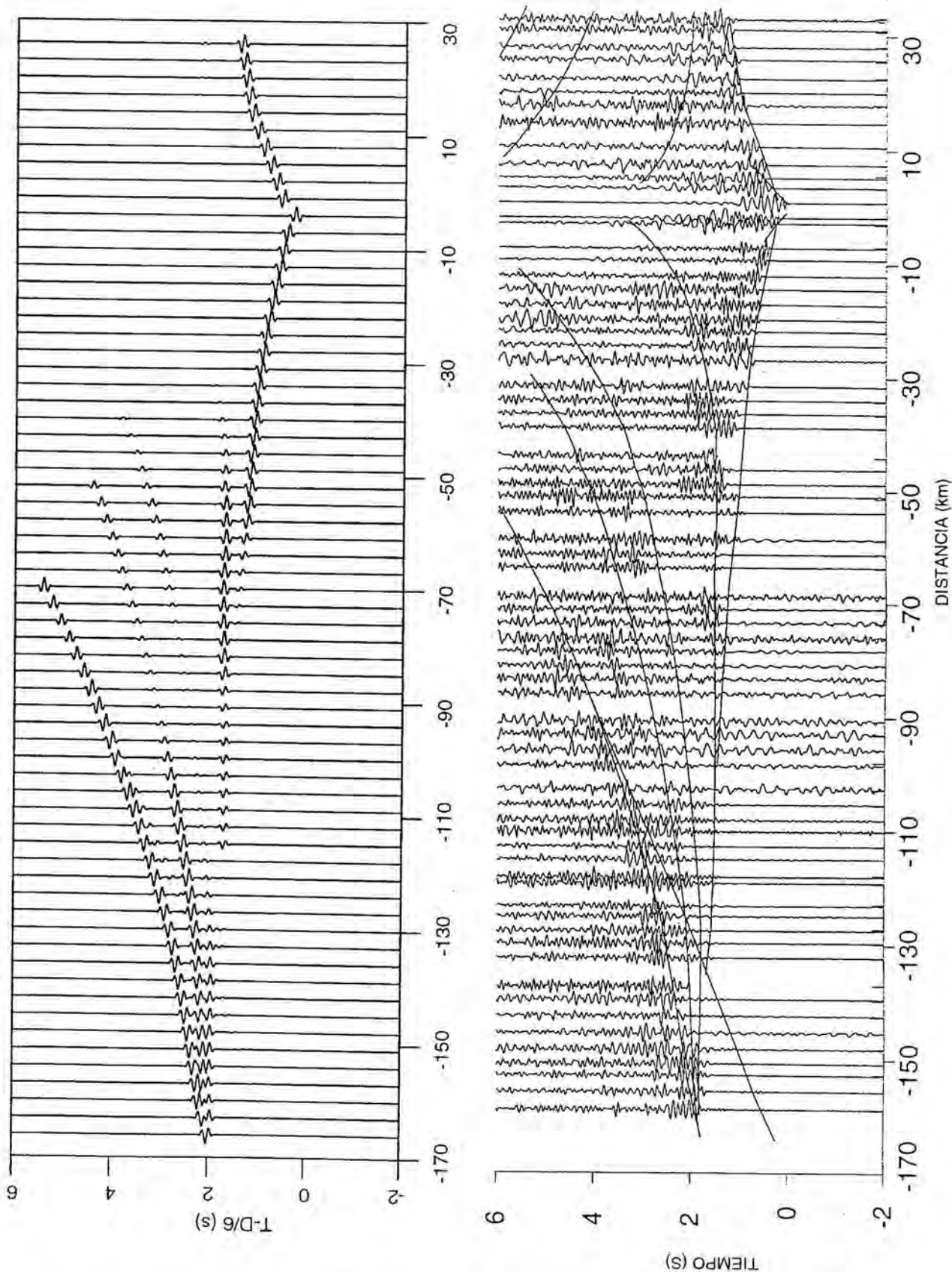


Figura 3.20a. Ensamblaje correspondiente al tiro E registrado por el perfil 4 y fases observadas.



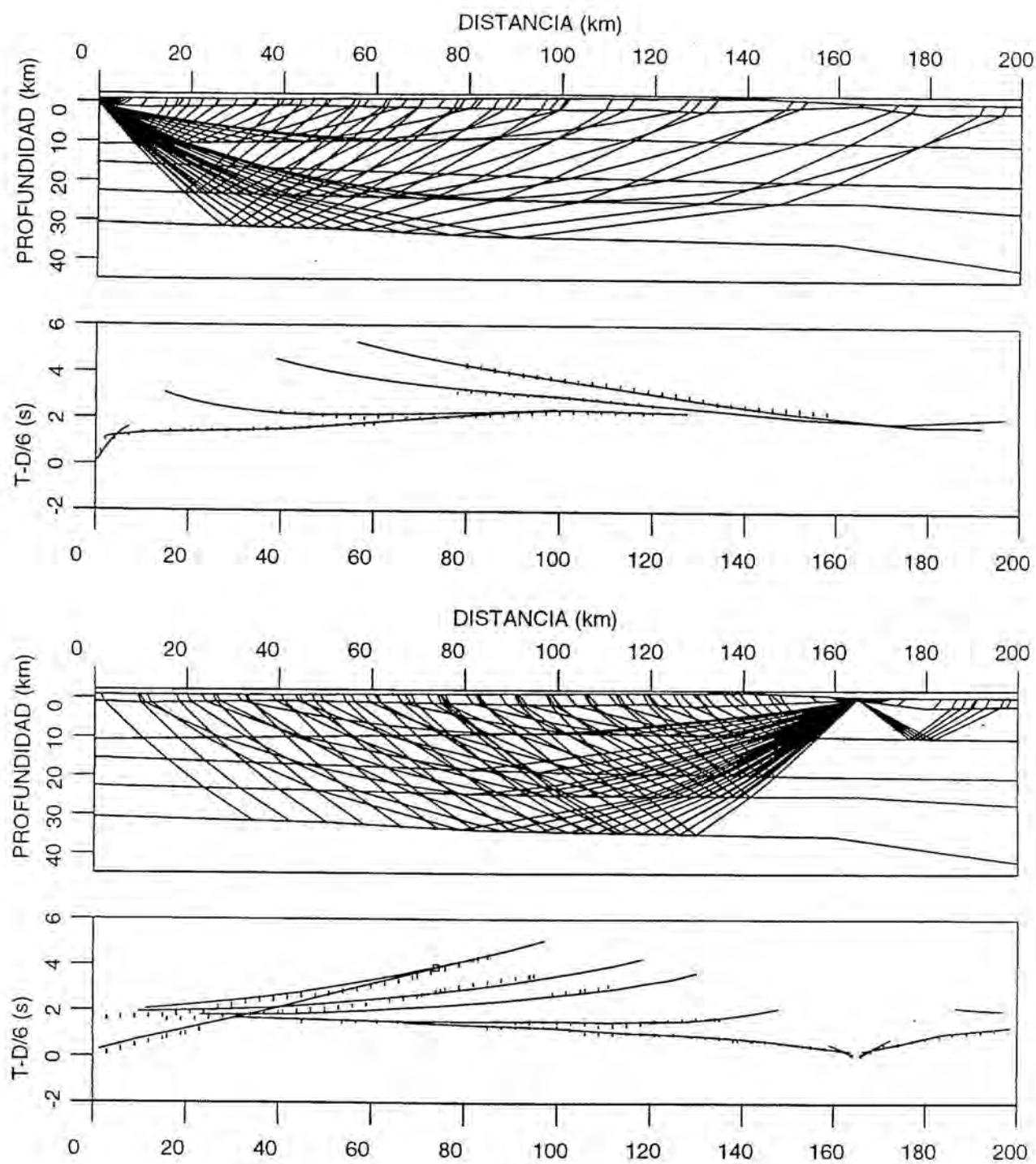
**Figura 3.20b.** Ensamblaje correspondiente al tiro E registrado por el perfil 4 con las fases calculadas y los sismogramas sintéticos obtenidos según el modelo de la figura 3.22.



El basamento se ha modelizado con velocidades de 5.6 y 5.7 km/s en su parte más superior excepto en una pequeña zona cercana a los 120 km de distancia en el modelo donde se ha introducido un nodo de velocidad más alta, 5.9 km/s, que permite modelizar mejor las llegadas y que al mismo tiempo, puede relacionarse con la presencia de una pequeña cuña de materiales con alta susceptibilidad magnética modelizada por Aller (1994), en un estudio de la anomalía magnética de la Cordillera Cantábrica. En un perfil casi coincidente con el perfil 4, este autor atribuye la anomalía magnética a una cuña de materiales presumiblemente máficos procedentes de la corteza inferior, que asciende con una geometría de rampa y rellano desde la Zona Asturoccidental Leonesa hasta la Zona Cantábrica. La cuña tiene un espesor medio de unos 2 km y se encuentra enraizada en la corteza inferior a unos 20 km. Alcanza profundidades mínimas de 10 km en el Noroeste de la ZC. La traza de la anomalía sigue la curva del arco astórico y al disponerse Este-Oeste se divide en dos ramas. En la rama meridional, la parte frontal de la cuña ha sido desplazada hacia el Sur por el cabalgamiento alpino unos 15 km y su profundidad estaría entre los 2 y los 7 km. Esta parte frontal de la cuña podría ser la causante de la pequeña anomalía de alta velocidad en la parte más somera del basamento.

En general la corteza superior en esta línea, salvo esta pequeña heterogeneidad, presenta velocidades relativamente homogéneas y tiene gran espesor si la comparamos con los perfiles anteriores Norte-Sur como el perfil 5 y el perfil 2. Se han considerado también dos zonas de diferente gradiente, aunque velocidades superiores a 6.1 km/s no se alcanzan hasta niveles cercanos a los 20 km en la parte septentrional del perfil. Podemos atribuir esta baja velocidad en el Norte al cabalgamiento alpino descrito por Alonso et al., (1996) y visualizado en la línea de reflexión ESCIN-2 (Pulgar et al., 1996) al igual que sucedía en el perfil 5.

La zona con velocidades del orden de 6.3 km/s se sitúa entre la corteza superior y los 22-25 km de profundidad, en lo que se puede denominar corteza media, presentando velocidades semejantes a la corteza media de anteriores perfiles, aunque en este caso su espesor es más reducido si se compara con el obtenido para la corteza en los perfiles situados más al Este (perfiles 5 y 2).



**Figura 3.21.** Trazado de rayos para los tiros D (arriba) y E (abajo) registrados por el perfil 4.

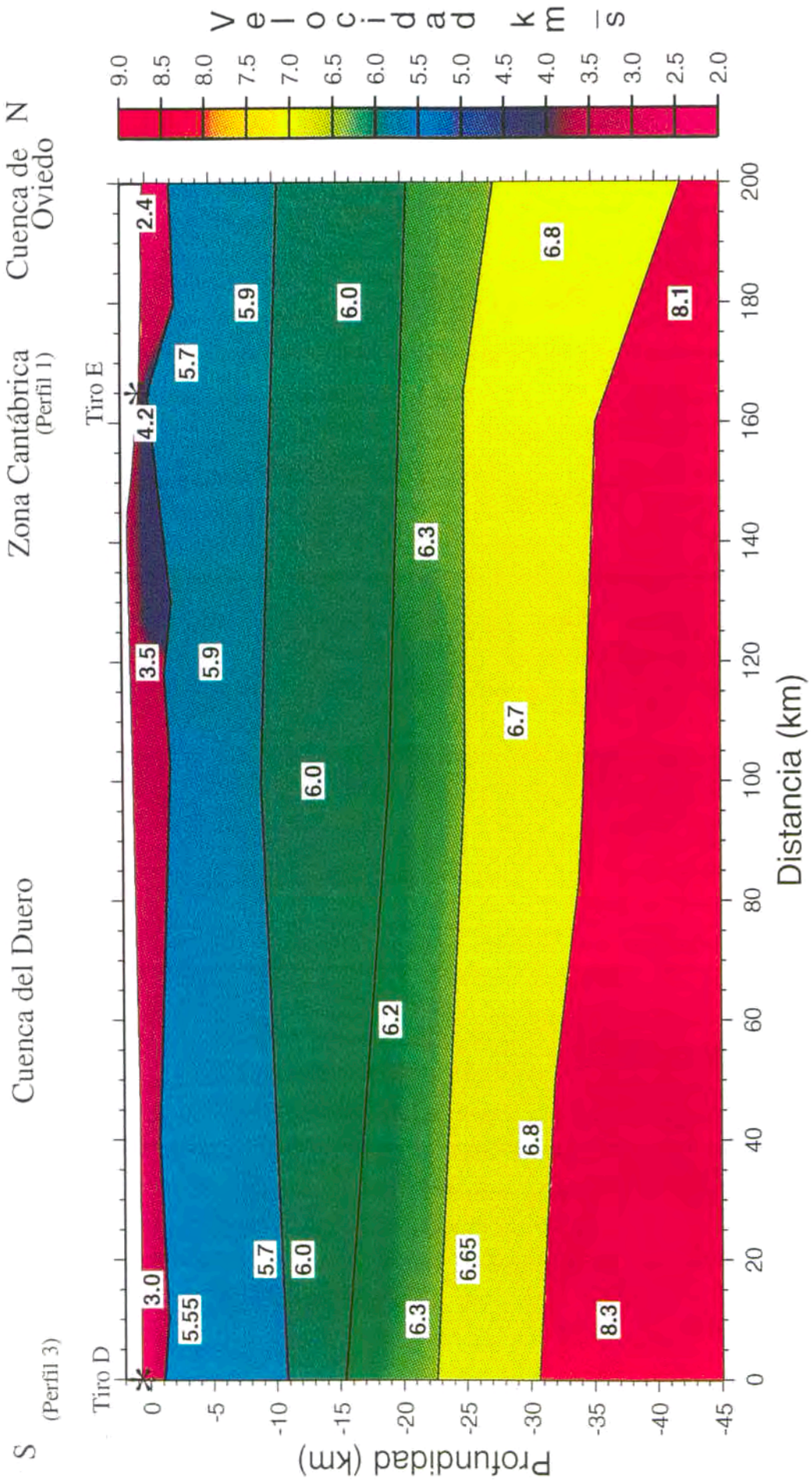


Figura 3.22. Modelo de velocidades para el perfil 4.

La corteza inferior aparece en este perfil bastante homogénea con velocidades entre 6.65 y 6.8 km/s, ligeramente inferiores en la parte Sur de la línea. El Moho se sitúa entre los 32 km de profundidad en el Sur y los 35-37 km de profundidad en el Norte y el manto superior tiene velocidades del orden de 8.3 km/s en la parte Sur, con un ligero gradiente vertical de  $0.005 \text{ s}^{-1}$ .

### 3.6 PERFIL 3

El perfil 3 con una longitud aproximada de 200 km (figura 3.23), se dispone en dirección NO-SE muestreando oblicuamente las estructuras variscas de la Zona Asturoccidental Leonesa y en su extremo Sur, una pequeña parte de la Zona Centroibérica y de la cuenca del Duero.

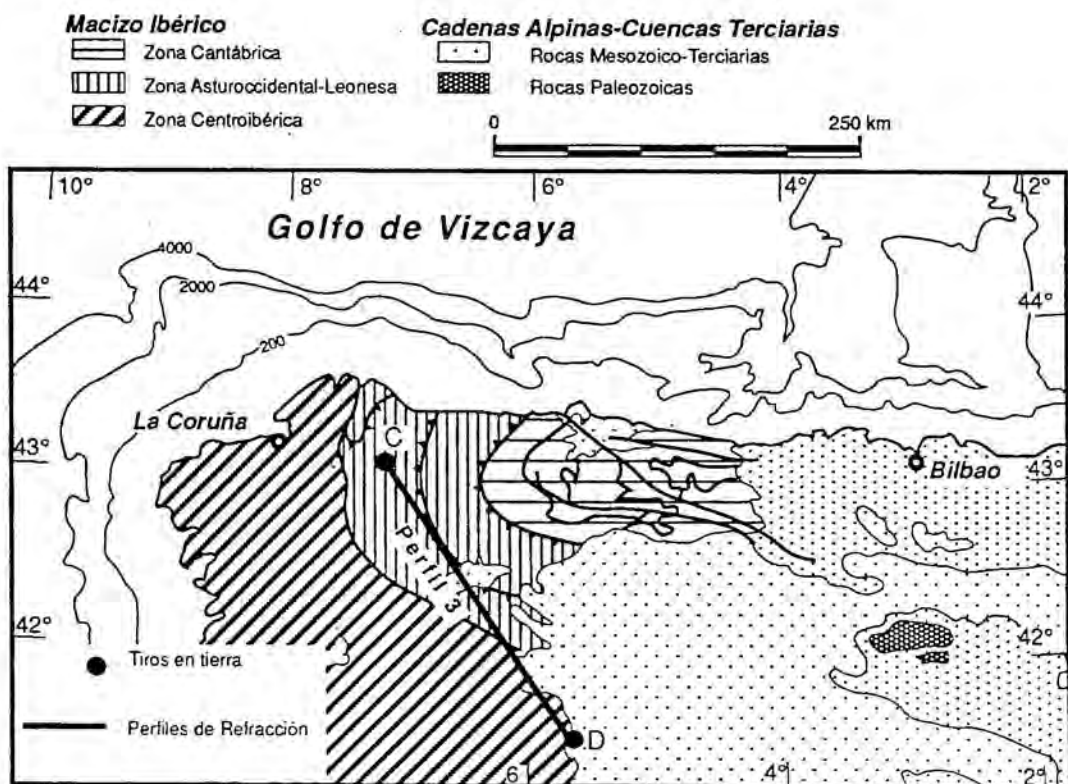


Figura 3.23. Localización del perfil 3.

Sobre este perfil se registró el tiro D, situado al Sur, compartiendo este extremo con el perfil 4, y el tiro C al Norte, que también fue registrado por el perfil 1. Para la interpretación de este perfil al ser el último en la secuencia seguida inicialmente en el proceso de modelización, se partió de un modelo inicial similar a los obtenidos para los perfiles 4 y 1.

### 3.6.1 Descripción de las fases

#### Tiro D

En la figura 3.24a se muestran los datos obtenidos para el tiro D en este perfil además de los sismogramas sintéticos correspondientes (figura 3.24b), obtenidos a partir del modelo estructural de la figura 3.27.

La primera fase que se observa corresponde a la refracción en el basamento de la cuenca del Duero. La fase Pg aparece con un retraso superior a 1 s, al igual que en el mismo tiro del perfil 4, debido a la presencia de los sedimentos Terciarios de baja velocidad cercanos al punto de tiro. Es visible con buena amplitud desde la primera traza, a unos 8 km del punto de tiro, hasta 80 km de distancia presentando una velocidad aparente de 6 km/s bastante continua y con pequeños cambios de amplitud que se corresponderían con algunas heterogeneidades en la capa superior de sedimentos.

Se ha modelizado partiendo de las velocidades y espesores obtenidos en el modelo del perfil 4 para el tiro D, y los ajustes se han conseguido con mínimas variaciones sobre estos valores que entrarían dentro de los márgenes de error de ambos modelos.

La PiP respondería a la fase reflejada en el límite entre la corteza superior y la corteza media. Esta fase que comienza a ser visible a unos 40 km de distancia pierde su amplitud a los 100 km. La fase posterior correlacionada, la PcP, se ha modelizado como la reflexión en el límite entre corteza media y corteza inferior y

aparece como una fase poco energética, correlacionable entre 110 y 160 km de distancia donde estaría su punto de cruce con la PmP. La reflexión en la base de la corteza aparece como la fase con mayor protagonismo en toda la sección y puede trazarse con claridad entre 90 y 200 km de distancia.

Por último, y con débil amplitud, se han marcado unas llegadas correspondientes a la refracción en el manto superior, Pn, como primera llegada entre 150 y 200 km de distancia.

Los sismogramas sintéticos predichos por el modelo (figura 3.24b), muestran la Pg y la PmP como fases de mayor amplitud. La PiP aparece clara entre 50 y 100 km lo cual satisface las observaciones del ensamblaje real. La PcP sólo tiene amplitud en un rango de distancias cercano al punto de cruce con la PmP. El ajuste promedio para este tiro es de 0.18 s.

### Tiro C

En la figura 3.25a correspondiente al perfil inverso, a partir de los registros del tiro C, se han interpretado las siguientes fases sísmicas: en primer lugar, se observa de nuevo una refracción como primera llegada que en este caso apenas muestra retraso alguno indicando la escasa o nula presencia de materiales poco consolidados en superficie.

Como en el caso anterior, el modelo inicial para este extremo del perfil se tomó de los datos de velocidad y profundidad obtenidos para el perfil 1 en los alrededores del tiro C. Sin embargo, para este tiro sí hubo que hacer alguna modificación a este modelo inicial debido a los tiempos de llegada de la Pg. Así los materiales que en superficie presentan velocidades de 5.5 km/s, en el perfil Este-Oeste, pasan rápidamente a una velocidad de 6.0 km/s en el perfil 3, límite por donde viaja esta onda refractada, que aparece subhorizontal en el ensamblaje y desaparece prácticamente en torno a los 60 km de distancia.

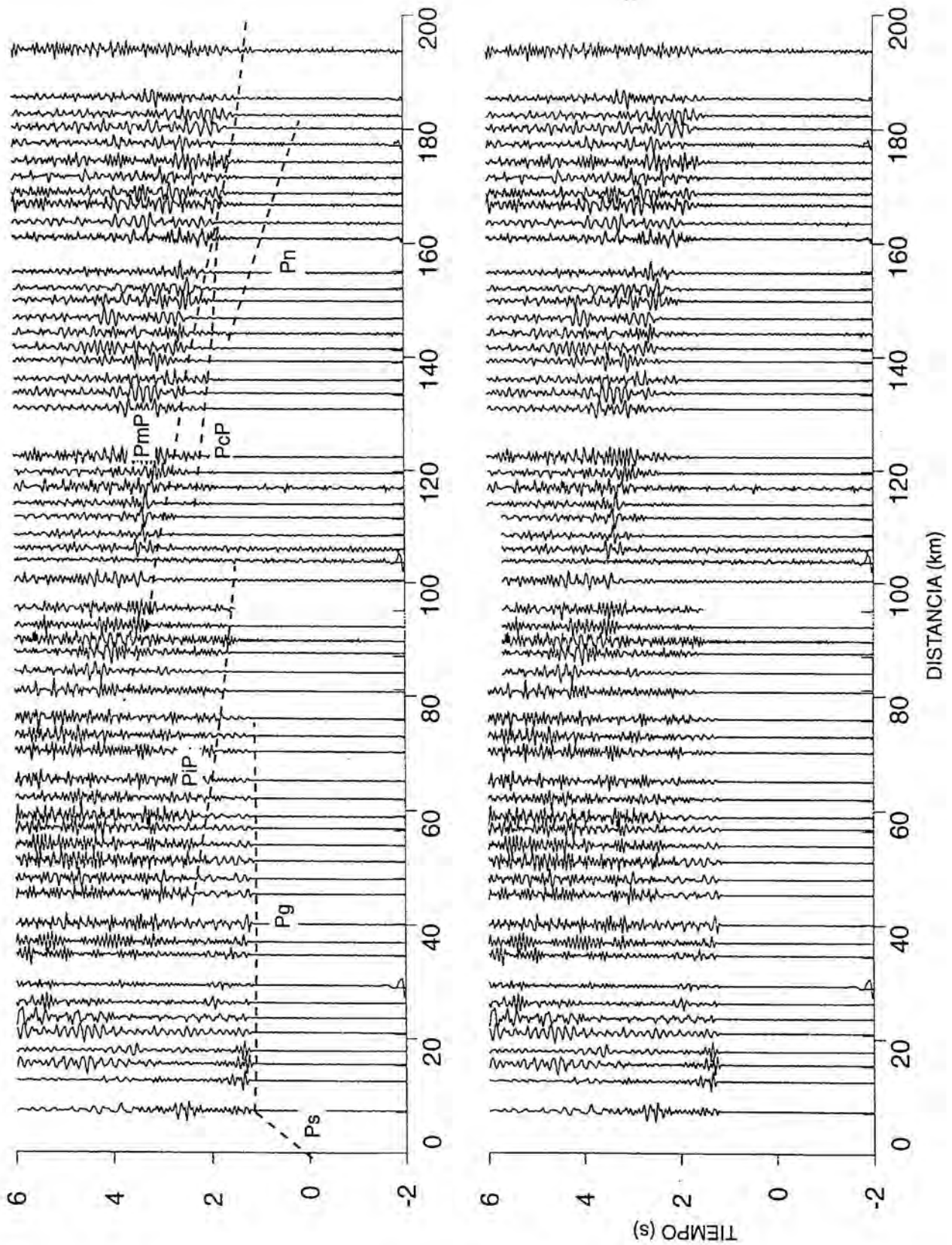


Figura 3.24a. Ensamblaje correspondiente al tiro D registrado por el perfil 3 y correlaciones observadas.

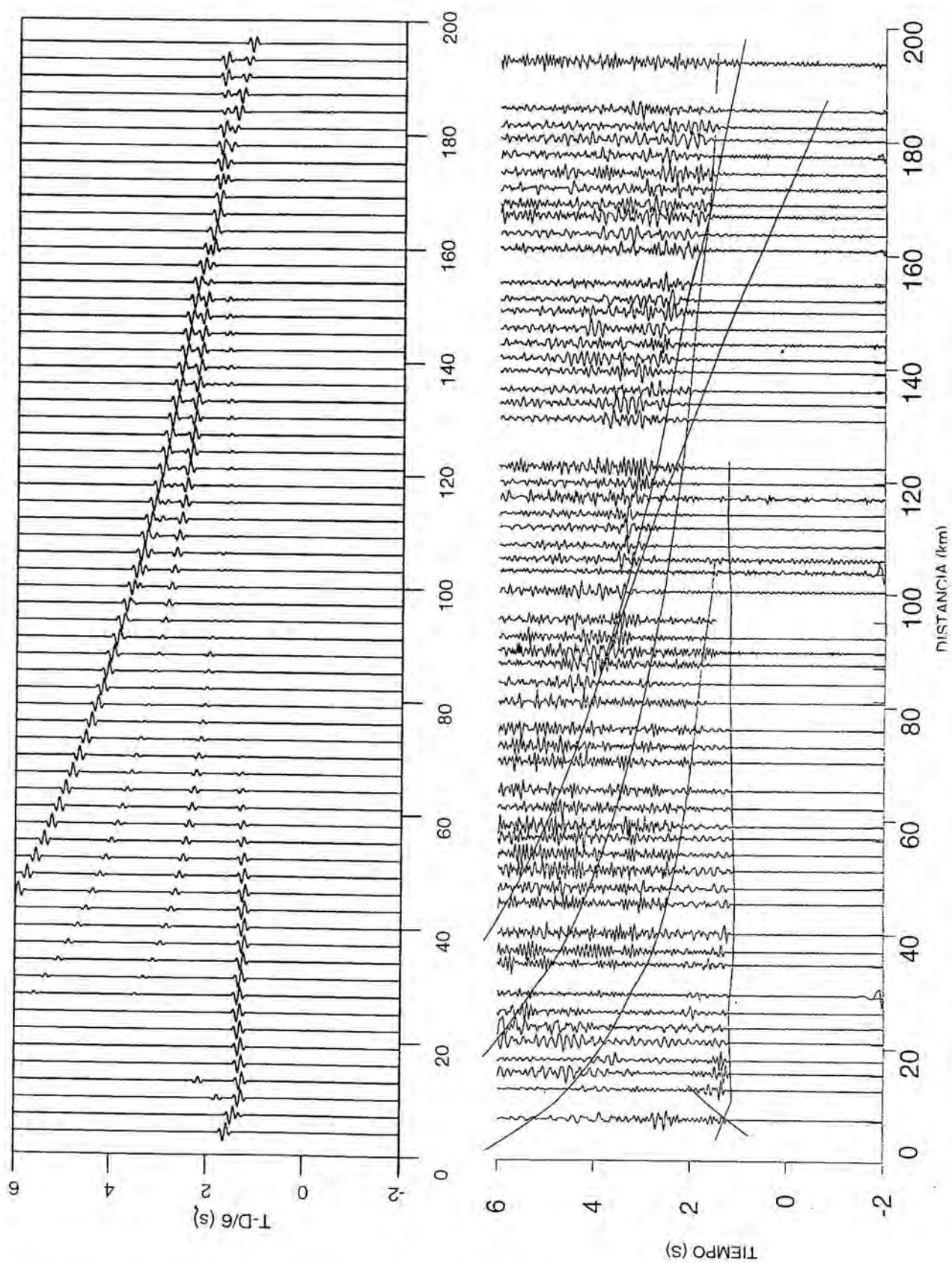


Figura 3.24b. Ensamblaje correspondiente al tiro D registrado por el perfil 3 con las fases calculadas y los sismogramas sintéticos obtenidos según el modelo de la figura 3.27.



Unos 0.2 s después de la Pg aparece la primera fase reflejada, que se ha denominado PiiP, en un nivel de la corteza superior indicando un tipo de estratificación de la corteza ya observado en perfiles anteriores. Esta fase se correlaciona hasta unos 80 km de distancia disminuyendo su amplitud a medida que se horizontaliza coincidiendo casi con la correlación de la Pg en sus últimos 20 kilómetros.

La PiP, visible entre 50 y 120 km de distancia se ha modelizado como la reflexión en el límite corteza superior-corteza media y muestra el mismo aspecto que la PiP del tiro inverso, aunque en este caso los tiempos de llegada son anteriores debido a la ausencia de sedimentos de baja velocidad en el tiro C. Presenta una gran amplitud entre los 50 y 70 km de distancia.

La PcP se ha correlacionado entre 100 y 200 km de distancia y su intersección con la PmP está en torno a los 150 km de distancia.

La PmP aparece de nuevo como la fase más energética y claramente correlacionable entre 80 y 200 km de distancia siendo también observables algunas llegadas procedentes del manto superior, la Pn, entre 130 y 160 km de distancia, con una velocidad aparente de 8.2 km/s y amplitud débil.

Los sintéticos resultantes del modelo (figura 3.25b), reproducen la amplitud de la refracción en el basamento y de la PmP como fases principales, frente a la PiP con significado en torno a los 50-80 km y la PcP entre 130 y 160 km aunque de nuevo son mayores las amplitudes predichas por el modelo que las reales para esta fase.

El ajuste promedio conseguido para este tiro es de 0.14 s siendo la PmP la fase peor ajustada respecto a las observaciones en su tramo final (figura 3.22c). Ello es debido a que el retraso experimentado por la Pg del tiro D provocó la presencia de bajas velocidades en superficie que ejercen su efecto en las última trazas de la PmP y se ha decidido dar un peso mayor en el proceso de inversión a las llegadas cercanas del tiro D que a las llegadas profundas del tiro C, que en este caso presentan cierta dispersión en los últimos 30 km del ensamblaje.

### 3.6.2 Modelo de velocidades

El modelo de velocidades obtenido para el perfil se presenta en la figura 3.27. Este perfil, aún cuando las fases correlacionadas no parecen muy complicadas resultó bastante difícil de resolver puesto que algunas veces las incompatibilidades entre las fases que se consideraban pertenecientes a un mismo horizonte provocaban unas estructuras de velocidad realmente heterogéneas. La línea se dispone muy oblicua a las estructuras variscas, y en esta zona, existe una gran deformación interna de las rocas con la presencia de varias fases de deformación que afectó a niveles corticales profundos. Al igual que el cabalgamiento basal, todas estas estructuras pueden representar niveles reflectivos con poca continuidad al ser muestreados oblicuamente y pueden existir variaciones de velocidad rápidas lateralmente. Al final, se ha decidido proponer el modelo de velocidades más simple teniendo como puntos de referencia los modelos de las líneas 1 y 4 y variando al mínimo esta distribución de velocidad.

Los sedimentos del Duero presentan velocidades entre 3 y 3.5 km/s con un espesor muy reducido, pues en esta zona la cuenca ya tiene muy poca potencia. En el extremo Norte correspondiente al tiro C, las velocidades propias del basamento se alcanzan rápidamente. El hecho de que respecto al perfil 1 y para el mismo tiro las trazas cercanas tengan tiempos de llegada más rápidos podría interpretarse como debido a cierta anisotropía estructural ya que, mientras en el perfil 1 los registros se hacen perpendicularmente a la dirección de las estructuras, en este discurren casi paralelamente a la dirección del clivaje preferente descrito para esta zona, con lo que las ondas viajarían más deprisa en esta dirección favorable a su propagación. El hecho de que los materiales presentes en este área correspondan a series fundamentalmente detríticas con presencia de pizarras esquistosas constituye un buen argumento para explicar semejante comportamiento.

Otro argumento para explicar esta velocidad mayor de lo normal tan cerca de la superficie puede ser la existencia de la anomalía magnética de Galicia oriental (Aller et al., 1994), que puede ser muestreada en unos 20 km desde el tiro C, donde estos autores proponen la presencia de un pequeño cuerpo magnético a escasa profundidad.

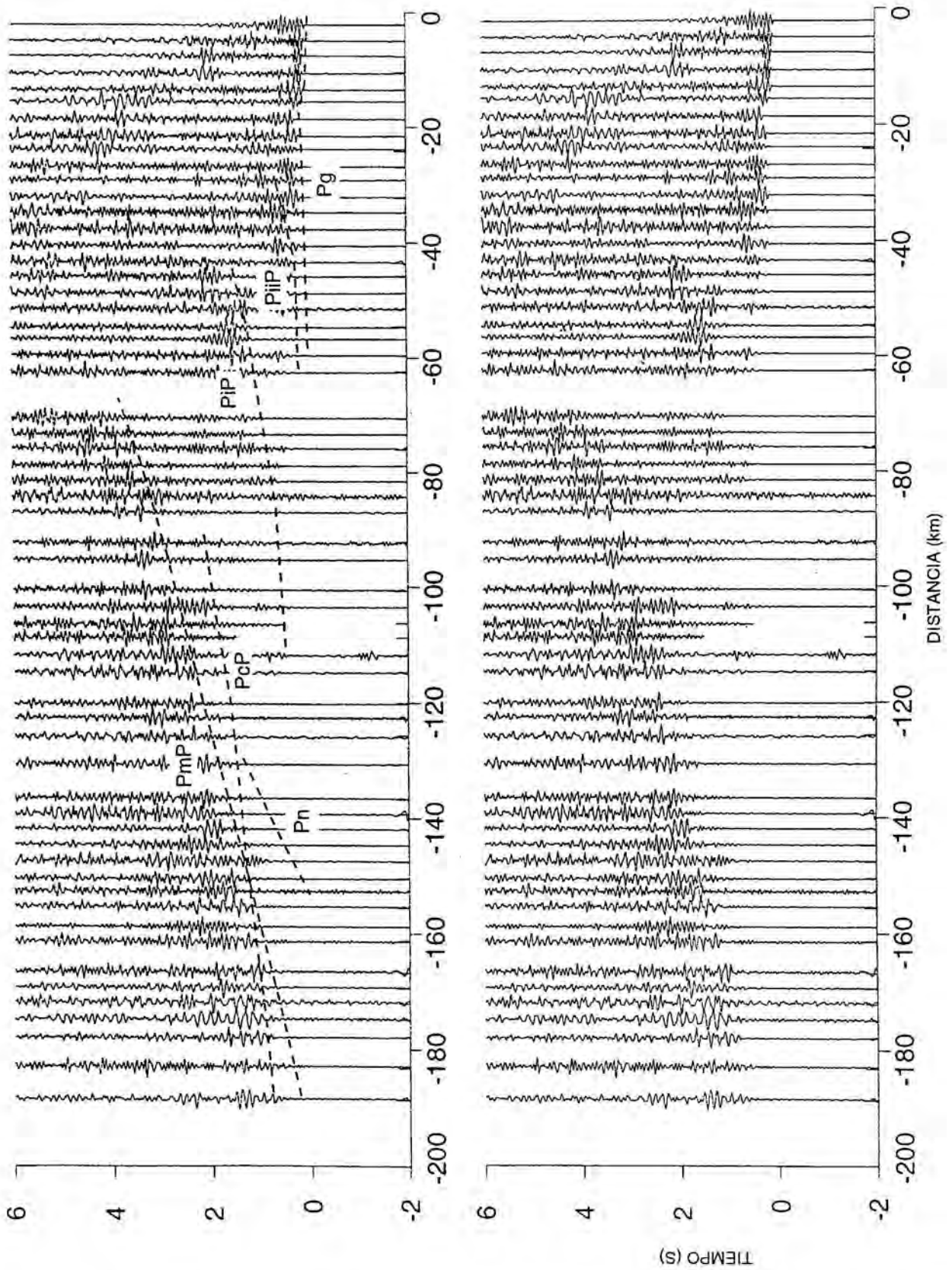


Figura 3.25a. Ensamblaje correspondiente al tiro C registrado por el perfil 3 y correlaciones observadas.

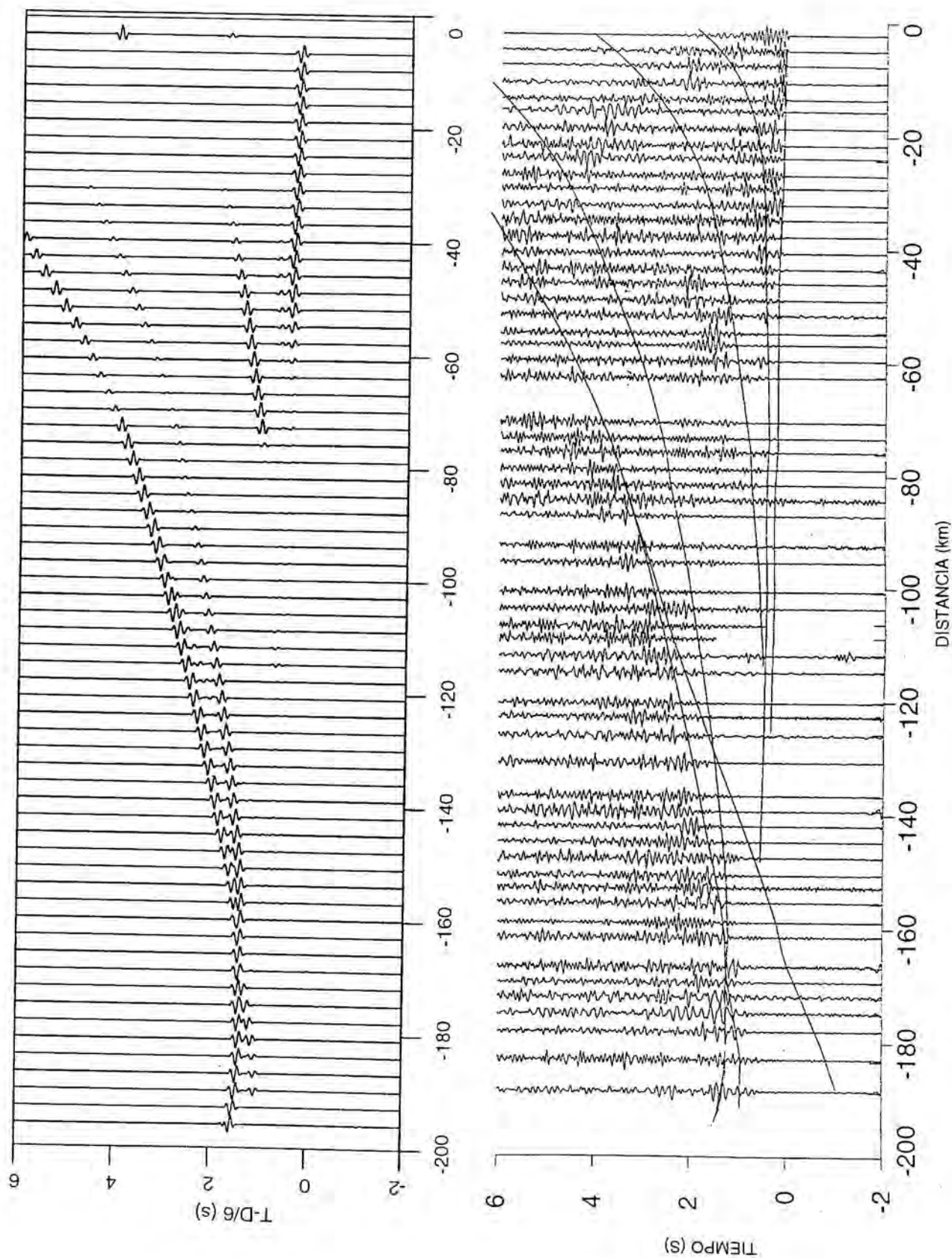
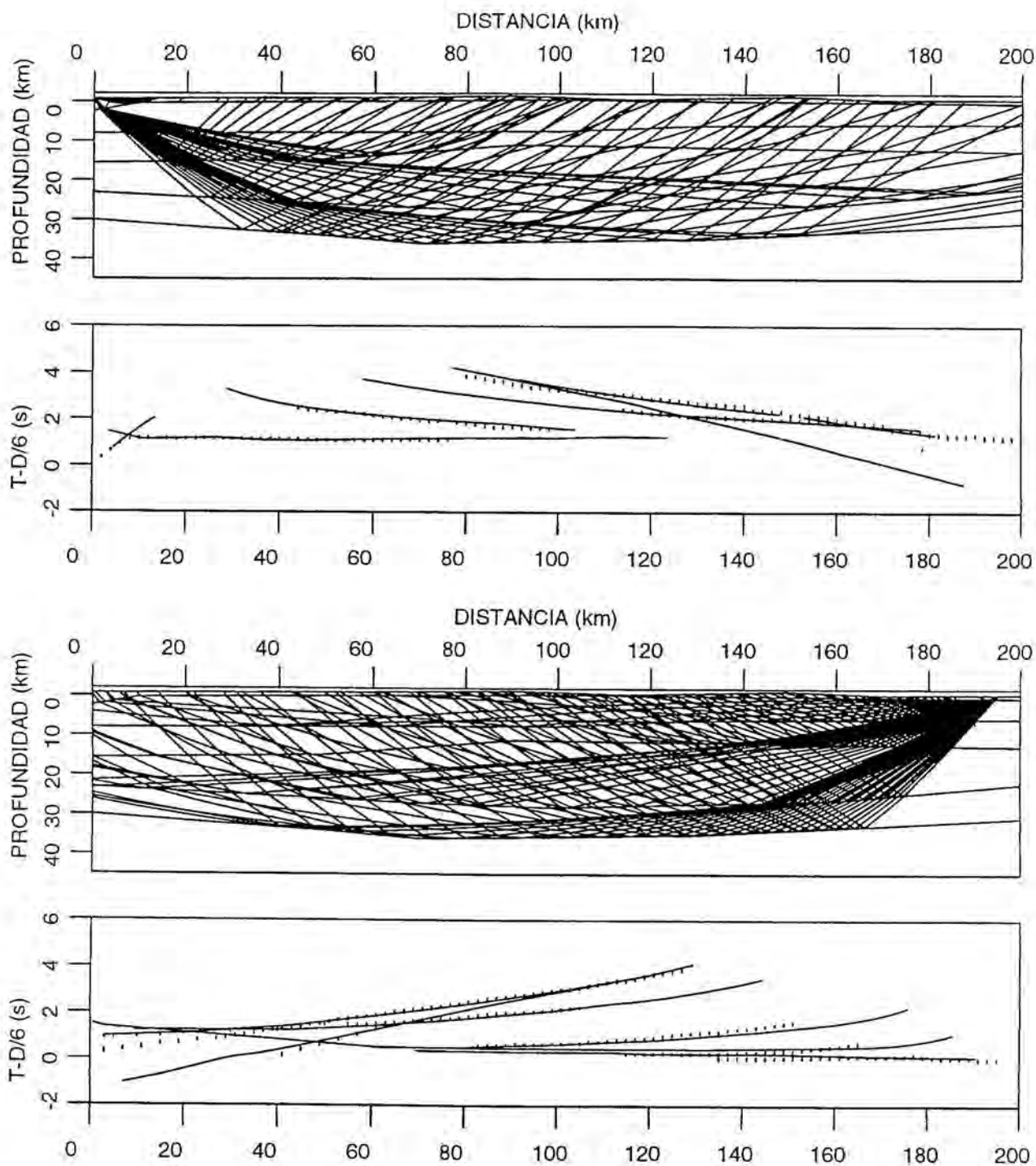


Figura 3.25b. Ensamblaje correspondiente al tiro C registrado por el perfil 3 con las fases calculadas superpuestas y los sismogramas sintéticos obtenidos.

La corteza superior aparece de nuevo estratificada en dos niveles, en las cercanías del tiro D, como en el perfil 4. Sin embargo, en la zona media del perfil se observa que las velocidades de la corteza superior son mayores, y que el límite de la velocidad de 6.2 km/s típica de corteza media se alcanza a niveles más someros que en otros perfiles. Esta zona media coincide en superficie con la zona límite entre los dos dominios de la ZAOL, el dominio del Manto de Mondoñedo y el dominio del Navia y Alto Sil. El muestreo oblicuo del cabalgamiento de Mondoñedo puede dar lugar a una distribución de velocidades y a unos cambios rápidos de amplitudes como los que se observan en las fases PiP, sobre todo en la del tiro C. El dominio del Manto de Mondoñedo, que el perfil 3 atraviesa, con la presencia de series del Proterozoico superior muy cerca de la superficie, hace pensar que el aumento de la velocidad esté relacionado con esos materiales. Las heterogeneidades producidas por los materiales tan diferentes y probablemente muy anisótropos, y la presencia de numerosos accidentes tectónicos prolongados en profundidad, junto con el trazado del perfil oblicuo al arqueamiento general de las estructuras, complican en gran medida cualquier interpretación, sobre todo en los primeros 15 km de profundidad, por lo que el nivel de resolución para este perfil a nivel de corteza superior es menor que en resto. La atenuación de las amplitudes en la zona media puede ser también causada por la presencia de una pequeña cuenca mesozoico-terciaria en superficie.

Las velocidades de corteza media, 6.2-6.25 km/s, se alcanzan hasta una profundidad de 22 km en los extremos de la línea y el límite profundiza en la parte media hasta los 26-27 km.

Se observa en este caso una ligera diferencia con el modelo obtenido para el perfil 4 donde las velocidades correspondientes a la corteza superior (6 km/s o menos), llegaban hasta profundidades del orden de 20 km en la parte media. Una posible explicación coherente con la estructura de la zona es atribuir la diferencia de profundidad a la vergencia Este de los pliegues tumbados del dominio del Navia y Alto Sil.



**Figura 3.26.** Cobertura de rayos para los tiros D (arriba) y C (abajo) registrados por el perfil 3.

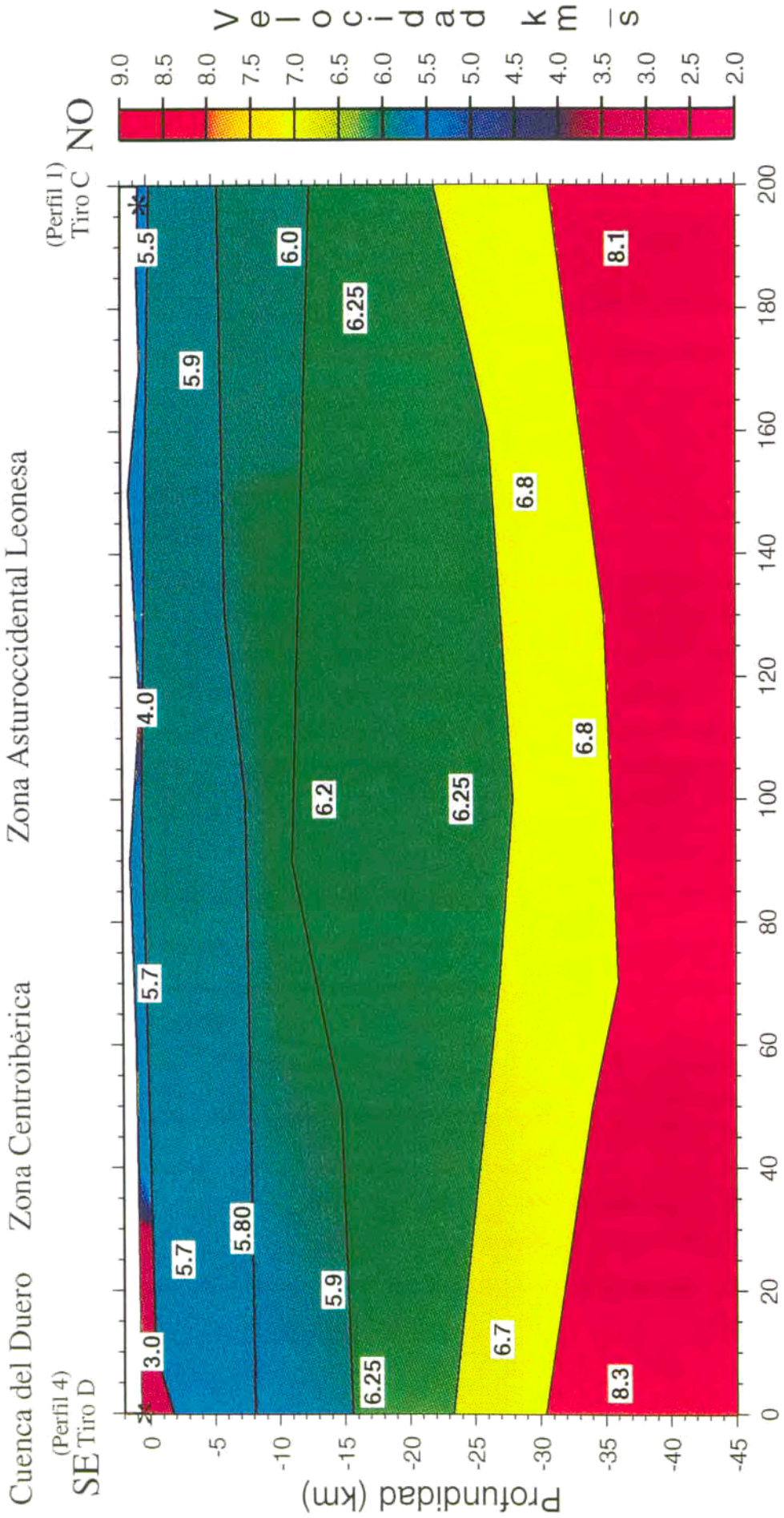


Figura 3.27. Modelo de velocidades para el perfil 3.

La corteza inferior con velocidades entre 6.7 y 6.9 km/s y un espesor de 6-7 km presenta un aspecto mucho más homogéneo en todo el perfil. La base de la corteza con ligeras variaciones está en torno a 30-32 km para el extremo Sur profundizando ligeramente hasta los 36 km en la parte media del perfil para finalizar nuevamente con un espesor de 30-32 km.

En el manto superior se alcanzan velocidades de 8.3 km/s en la parte Sur con un débil gradiente vertical y la velocidad disminuye hacia el Norte.

### 3.7 ENSAMBLAJES DE ONDAS S

Las ondas de cizalla proporcionan información, cuando se usan en combinación con las ondas P, sobre la estructura, litología y propiedades físicas de la corteza y manto superior. La relación de Poisson es sensible a variables como la temperatura (Birch, 1969), presión (Simmons, 1964; Christensen, 1966), contenido en cuarzo y feldespatos (Christensen y Fountain, 1975; Kern, 1982) o a la presencia de fluidos (Spencer & Nur, 1976; Christensen, 1984).

La relación de Poisson se define en función de las velocidades sísmicas con esta expresión:

$$\sigma = (k^2 / 2 - 1) / k^2 - 1$$

$$\text{donde } k = V_p / V_s$$

En el capítulo 2 ya se ha precisado que los perfiles de refracción en tierra fueron registrados con una sola componente (la componente vertical). No obstante, se ha intentado hacer un pequeño estudio de las ondas S para esta componente aún cuando son las componentes horizontales las más adecuadas para realizar este tipo de trabajos.

Para permitir una comparación cualitativa con los ensamblajes correspondientes a las ondas P se presentan los datos con una velocidad de reducción  $6/\sqrt{3}$  km/s, es decir 3.46 km/s. El eje de tiempos se comprime por el mismo factor  $\sqrt{3}$ . Así, si la relación de Poisson en los materiales de la corteza y del manto superior fuese de 0.25, al superponer ambos tipos de ensamblajes las



correlaciones observadas coincidirían perfectamente. Cualquier desviación en los tiempos de las correlaciones indica una desviación del valor 0.25 en la relación de Poisson y proporciona una primera aproximación a la composición y naturaleza litológica de los materiales de la corteza.

Se han dibujado los ensamblajes de ondas S para la componente vertical con las fases observadas Sg y SmS y los ensamblajes de ondas P correspondientes con las fases Pg y PmP equivalentes para una comparación visual rápida (figuras 3.28 a 3.37). Se apuntan las principales diferencias o alteraciones en la estructura cortical. Obviamente no puede considerarse un estudio exhaustivo de ondas S, sino una presentación cualitativa de sus características más notables. Los datos más claros provienen de la fase Sg y de la fase SmS siendo las fases mesocorticales difíciles de determinar, por lo que nos basaremos en las dos citadas para establecer de un modo aproximativo la relación de Poisson en los perfiles terrestres.

### **3.7.1 El tiro C del perfil 1: La relación de Poisson 0.25.**

La figura 3.28 muestra el ensamblaje de ondas S para el tiro C perteneciente al perfil 1. Al comparar las fases observadas con el ensamblaje de ondas P se puede comprobar como los tiempos de llegada para todas las fases visibles son prácticamente los mismos, indicando una relación de Poisson global para la corteza de 0.25. Así, la fase Sg es bastante clara y coincide con los tiempos de las llegadas marcadas como Pg. Del mismo modo, la fase reflejada en la base de la corteza, SmS, se observa a los tiempos equivalentes a los de la correlación de las llegadas PmP.

### **3.7.2 Perfil inverso. Tiro B hacia el Oeste.**

Para este ensamblaje inverso al anterior (figura 3.29), las primeras llegadas que se observan de ondas de cizalla estarían ligeramente retrasadas respecto a la línea de la Pg, en torno a unos 0.5 s, aunque si se interpretan como las correspondientes a las fases compresionales Ps y PiP, entonces los tiempos de llegada serían equivalentes. También se observa la fase SmS desde unos -80 km de distancia con un tren de ondas muy ancho y prácticamente coincidente con la PmP.

En base a estos dos ensamblajes, podemos considerar la corteza a lo largo de la mitad Oeste del perfil 1 como una corteza *normal*, con un coeficiente de Poisson del orden de 0.25.

### 3.7.3 Perfil 3. Tiro C

El tiro C también fue registrado por el perfil 3, pero en esta ocasión en dirección NO-SE y se pueden observar sobre este perfil algunos cambios y desviaciones de la relación de Poisson 0.25. La fase Sg aparece ligeramente retrasada respecto de la Pg en este ensamblaje (figura 3.30), lo que indica un  $\sigma > 0.25$  para la parte más superficial de la corteza. Sin embargo, en la correlación de la SmS, visible desde los -90 km de distancia, se aprecia claramente un adelanto de las llegadas del orden de 0.8 s respecto a la fase equivalente PmP.

Este adelanto en las llegadas profundas para las ondas de cizalla respecto a las ondas compresionales indica una relación de Poisson  $\sigma < 0.25$  a nivel de la corteza profunda para este ensamblaje. La falta de resolución de otras fases intracorticales impide precisar si esa disminución de  $\sigma$  afecta principalmente a la corteza media, resultado obtenido en diversos perfiles en Galicia por Téllez (1993), o incluye también a la corteza inferior.

### 3.7.4 Tiro D. Perfil 3 y perfil 4

En el caso del tiro D, en el perfil 3, (figura 3.31), el adelanto en las llegadas de ondas S es extensivo a todos los niveles de la corteza, pues también aparece adelantada la fase Sg, indicando una mayor rapidez en la propagación de las ondas de cizalla que en las compresionales y por tanto, un  $\sigma < 0.25$ .

Si se analiza el mismo tiro D registrado en el perfil 4 (figura 3.32), se aprecia el mismo efecto. Tanto las llegadas marcadas como Sg, como las llegadas correspondientes a SmS, en este caso, no muy claras, aparecen antes que las respectivas ondas P de las mismas fases. En el caso de la Sg, este adelanto es del orden de unos 0.8 s mientras que para la SmS la diferencia de tiempo es del orden de 1.4 s.

Así pues, para las cercanías del tiro D, tanto en el perfil 3 como en el perfil 4 se puede hablar de un  $\sigma$  claramente inferior a 0.25.

### 3.7.5 Tiros B, E y G. Perfiles 4, 1 y 5

En el extremo Norte del perfil 4, en las cercanías del tiro E (figura 3.33), la situación es un poco diferente: la fase Sg, que puede marcarse desde 0 km hasta -50 km de distancia, aparece a tiempos unos 0.6 s posteriores a los tiempos de las llegadas Pg, en el ensamblaje de ondas compresionales equivalente. En cambio, la única fase profunda que se puede correlacionar más clara, la SmS, entre -100 y -160 km de distancia se observa unos 0.7 s antes que las llegadas de PmP. Esta estructuración del perfil 4 parece indicar que  $\sigma$  en la corteza media y/o inferior es menor del valor de referencia 0.25 mientras que en los niveles superiores de la corteza este valor es ligeramente mayor.

En este mismo tiro registrado en la dirección Este-Oeste, en el perfil 1, (figura 3.34), se marcan llegadas Sg hasta unos 0.8 s por detrás de las llegadas Pg. Las fases mesocorticales no son muy claras al igual que en el ensamblaje de ondas compresionales. La fase SmS que sí aparece más clara, muestra como principal característica un retraso bastante importante respecto de las llegadas PmP, en torno a 1 s, indicando un  $\sigma > 0.25$  para la corteza inferior en la zona Este del Perfil 1, donde se observaba el engrosamiento cortical. Es en este tiro donde existe un importante cambio a nivel de la corteza profunda puesto que en todos los demás  $\sigma < 0.25$  para los niveles inferiores de la corteza. Si observamos ahora el tiro G registrado en dirección Norte-Sur por el perfil 5, existe nuevamente un adelanto en la fase SmS de casi 1 s de tiempo (figura 3.35). La fase Sg, también está adelantada del mismo modo respecto a la Pg indicando una desviación en la relación de Poisson hacia valores menores de 0.25.

### 3.7.6. Tiro F. Perfiles 5 y 2.

En el ensamblaje de ondas S para el tiro F del perfil 5 (figura 3.36), se observa una fase Sg bastante débil ligeramente adelantada respecto a la Pg. La fase SmS muestra el mismo aspecto. A cortas distancias, se puede apreciar una fuerte energía que corresponde a las ondas S a través de los sedimentos de la cuenca del

Duero y también a la energía de ondas convertidas en la superficie basamento-cobertera. Estas llegadas tan energéticas de ondas S y convertidas, son apreciables también en el ensamblaje del tiro F registrado por el perfil 2 (figura 3.37) y en los respectivos ensamblajes de ondas P, con una pendiente de velocidad media entre la pendiente de velocidad de las ondas P y la de las ondas S.

Como conclusión a este breve estudio de ondas S y sin olvidar que tan sólo se trata de una aproximación de tipo cualitativo, se puede hablar de una corteza con un  $\sigma=0.25$  en la parte noroccidental de la zona estudiada cuando los registros se realizan perpendiculares a las estructuras variscas, en dirección Este-Oeste. Es el caso de la mitad occidental del perfil 1.

Cuando los registros se realizan en dirección Norte-Sur, como en los perfiles 4 y 3 el valor de  $\sigma$  es menor que el valor de referencia 0.25 a nivel de la corteza media y/o inferior. Esta característica se extiende también a la corteza superior en las cercanías del tiro D en el Sur, mientras que para los materiales paleozoicos del Norte en los alrededores de los tiros B, E y C,  $\sigma>0.25$ , al menos, en la dirección Norte-Sur. Esta variación en la relación de Poisson puede ser correlacionada con el aumento de litologías cuarcíticas a nivel de corteza superior hacia la zona Asturoccidental Leonesa. El aumento en la cantidad de cuarzo disminuye notablemente el valor de la relación de Poisson (Birch, 1961), lo que puede explicar la disminución del coeficiente en las cercanías del tiro D.

En la zona Este, existen algunas diferencias. Mientras que para el tiro F situado al Sur la característica dominante sigue siendo  $\sigma<0.25$ , en cuanto nos acercamos a la parte Norte, sobre todo si los registros se hacen en dirección Este-oeste, el valor de la relación de Poisson parece ser mayor que 0.25. Parece pues, que existe una diferente respuesta de las ondas compresionales y de cizalla en esta zona de la corteza profunda. Mientras que las velocidades de ondas P son prácticamente las mismas que en el resto del área estudiada, hay diferencias en las ondas S que producen un incremento en la relación de Poisson. Esto sugiere un incremento en la proporción de materiales más básicos en la corteza inferior engrosada. Una fuerte anisotropía afecta del mismo modo que un cambio composicional a la relación de Poisson (Holbrook et al., 1988), por lo que es necesario ser cautelosos a la hora de interpretar estos resultados.

Téllez, (1993), en un estudio detallado de ondas de cizalla en el Hercínico de Galicia establece una distribución de la relación de Poisson que varía con la

profundidad según el nivel cortical analizado. Para la corteza superior, encuentra grandes variaciones, aunque en general, el valor es semejante al 0.25, excepto en la zona más noroccidental del muestreo.

Para la corteza media se observa una clara disminución en el valor de  $\sigma$ , entre los 6 y los 22 km de profundidad que es del orden de 0.22-0.235, con variaciones mínimas.

En cuanto a la corteza inferior, el valor del coeficiente aumenta progresivamente con la profundidad a partir de los 25 km. Para el manto superior establece un  $\sigma=0.27$ .

En los ensamblajes analizados en este capítulo, la corteza superior se muestra también heterogénea, dependiendo de la zona estudiada. Sin embargo, el valor del coeficiente teniendo en cuenta la fase SmS, suele ser menor de 0.25. Esta aparente discrepancia, probablemente es el resultado de la mayor influencia en la disminución del valor de Poisson en la corteza media, mucho más gruesa que la inferior, que afecta a la fase SmS ante la ausencia en nuestros datos de una fase clara ScS.

En el perfil I hacia el Este, donde la corteza inferior está engrosada y tiene una importancia relativamente mayor que la corteza media, se observa que el valor de  $\sigma$  es mayor de 0.25, indicando que este nivel, probablemente siga la misma tendencia observada por Téllez (op. cit.) en los perfiles situados más hacia el Oeste, y en nuestro caso, se encuentra compensado en el resto de los perfiles por la disminución de  $\sigma$  en toda la corteza intermedia.

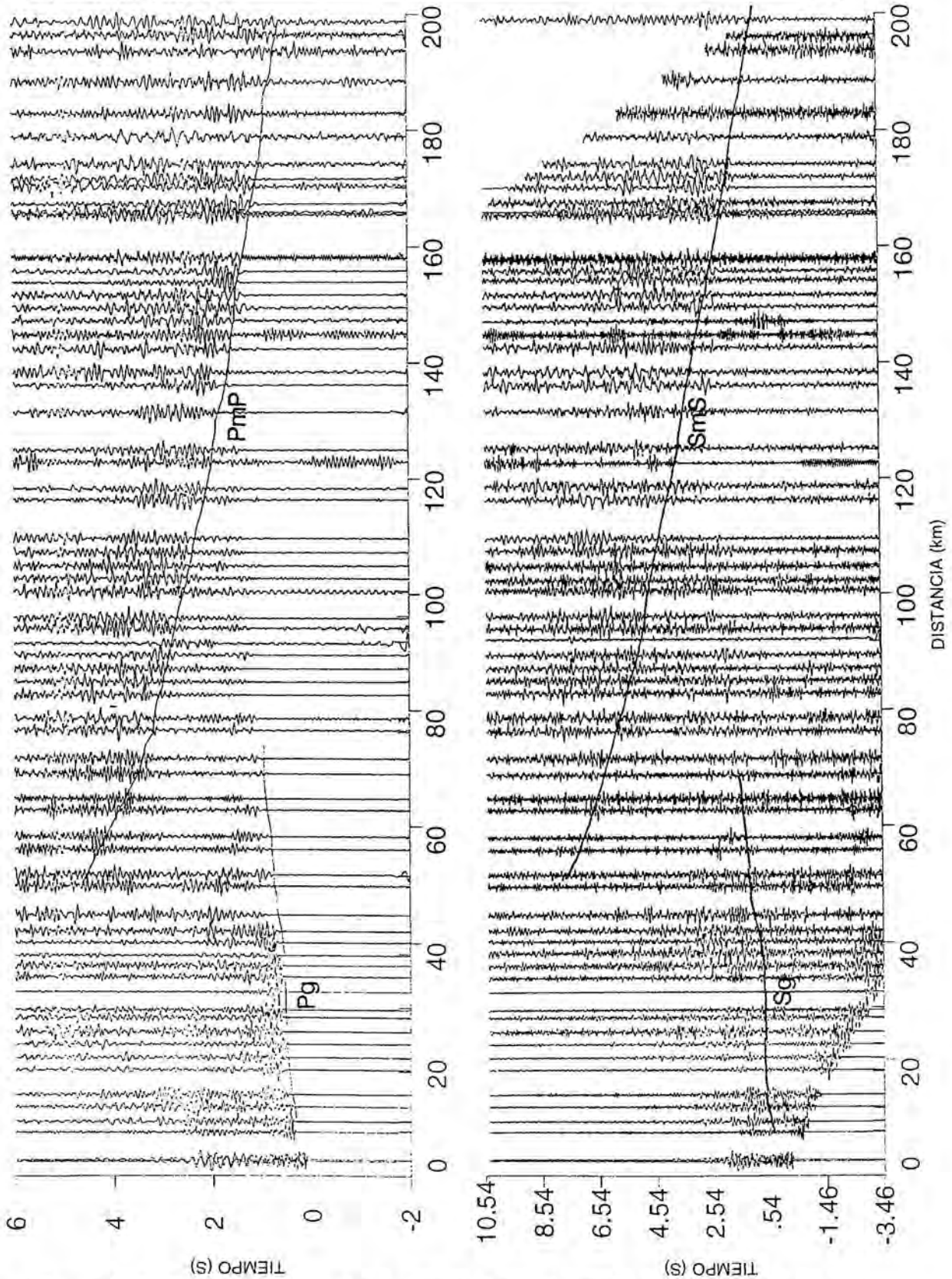


Figura 3.28. Ensamblaje de ondas S para el tiro C del perfil 1 con las fases Sg y SmS interpretadas en el panel inferior y comparación con las fases P equivalentes.

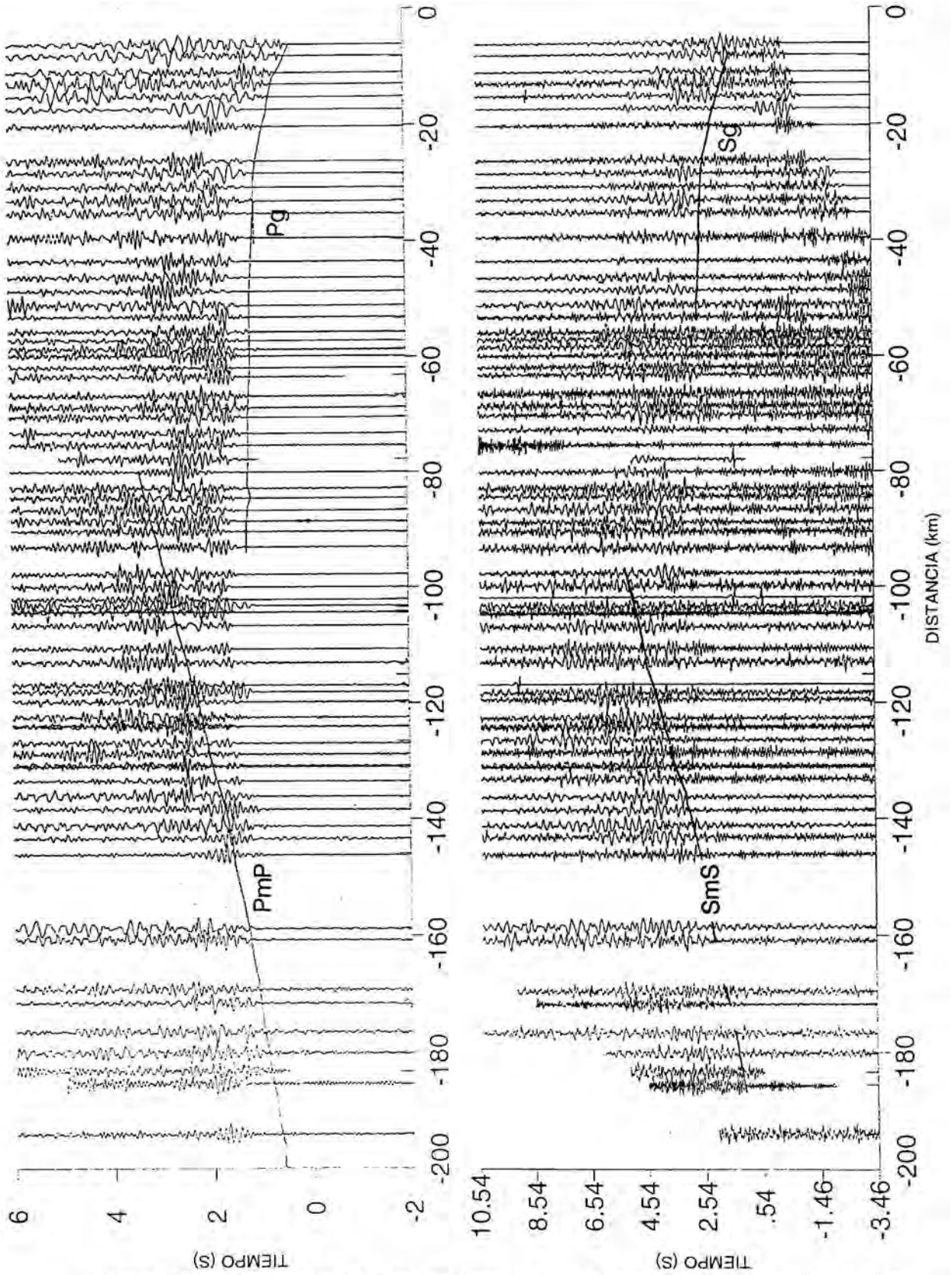


Figura 3.29. Ensamblaje de ondas S para el tiro B-Oeste con las fases Sg y SmS interpretadas en el panel inferior y comparación con las fases P equivalentes.

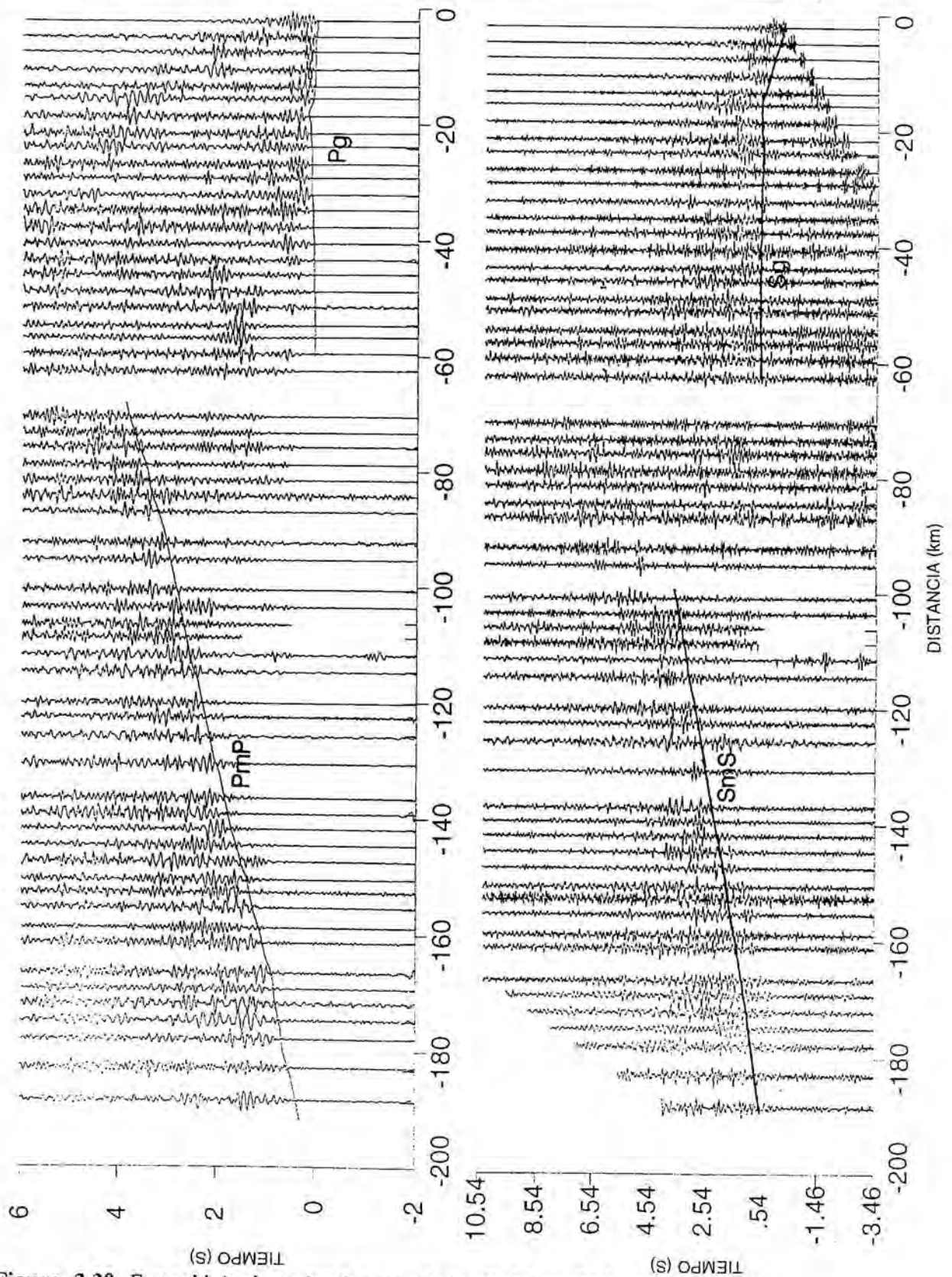


Figura 3.30. Ensamblaje de ondas S para el tiro C del perfil 3 con las fases Sg y SmS correlacionadas en el panel inferior y comparación con las fases P equivalentes.



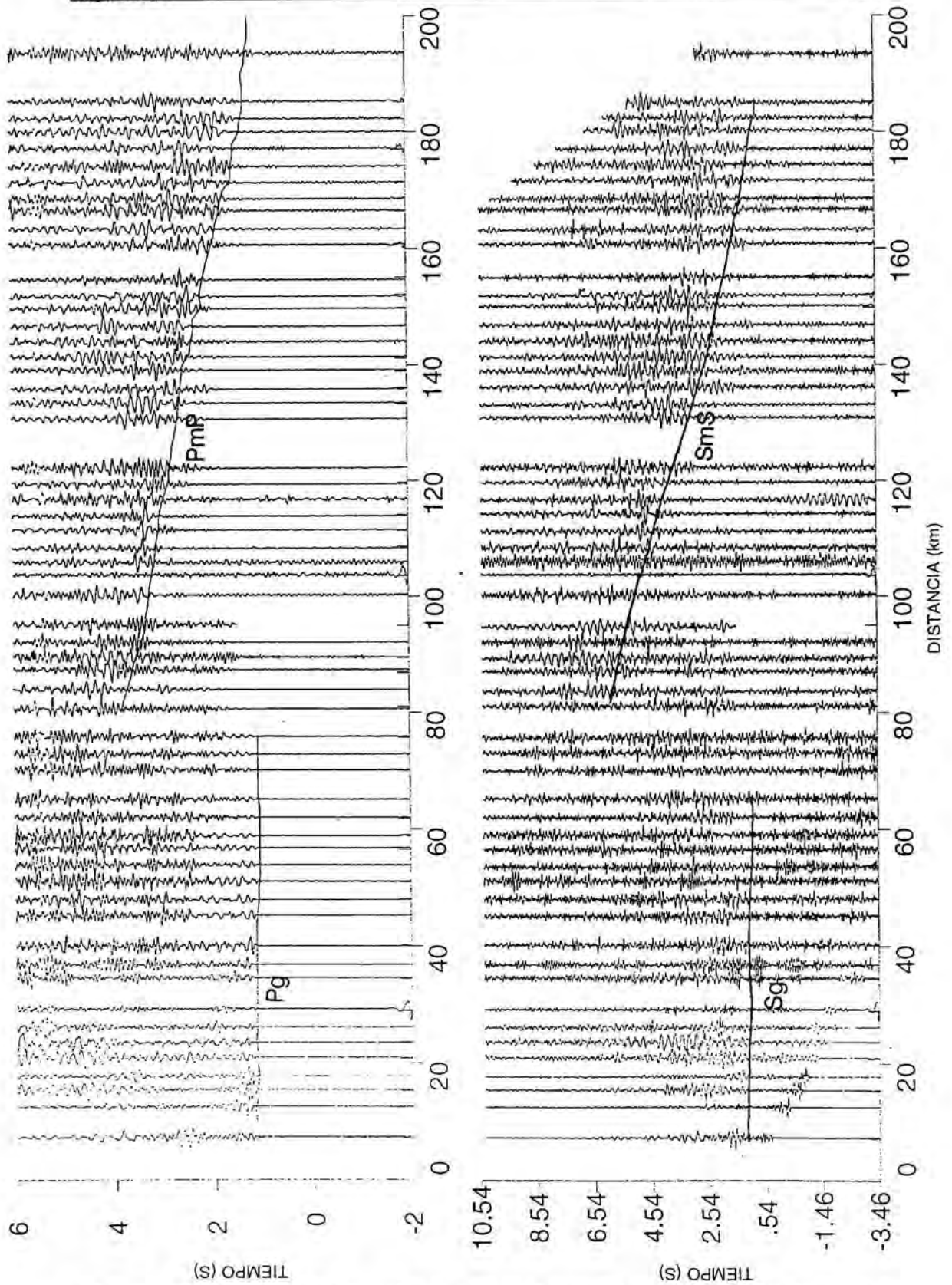


Figura 3.31. Ensamblaje de ondas S para el tiro D del perfil 3 con las fases Sg y SmS correlacionadas en el panel inferior y comparación con las fases P equivalentes.

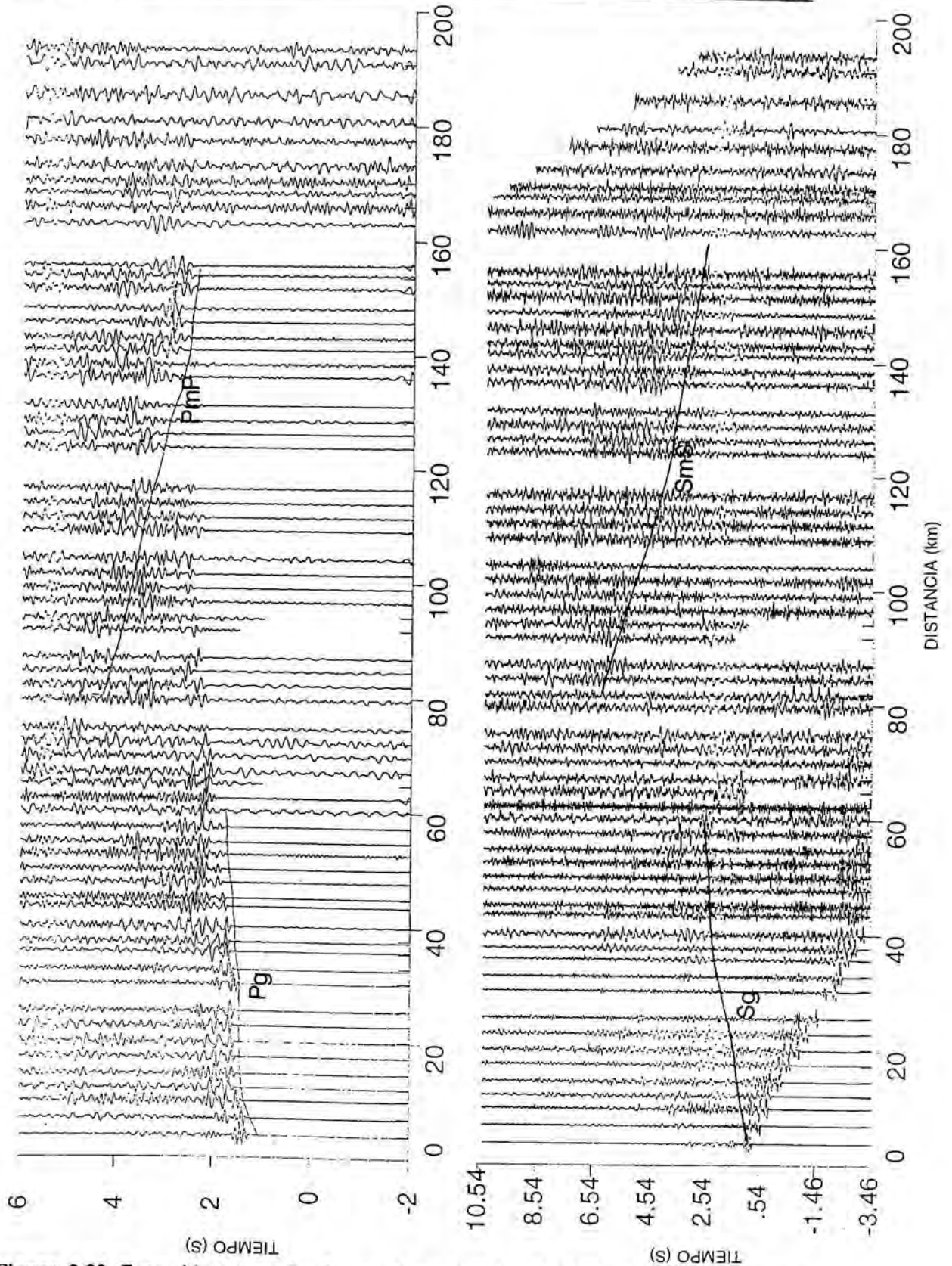


Figura 3.32. Ensamblaje de ondas S para el tiro D del perfil 4 con las fases Sg y SmS correlacionadas en el panel inferior y comparación con las fases P equivalentes.

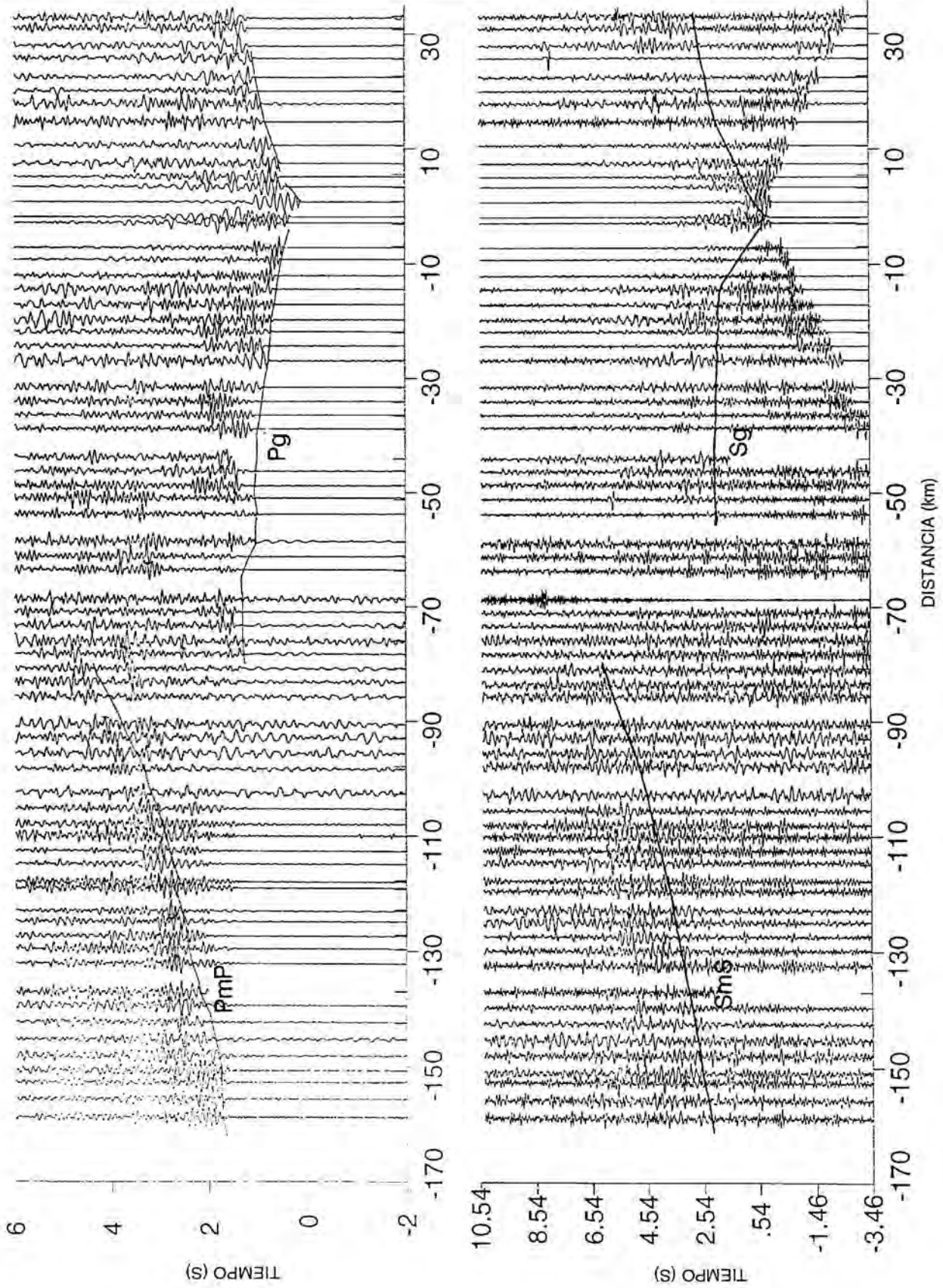
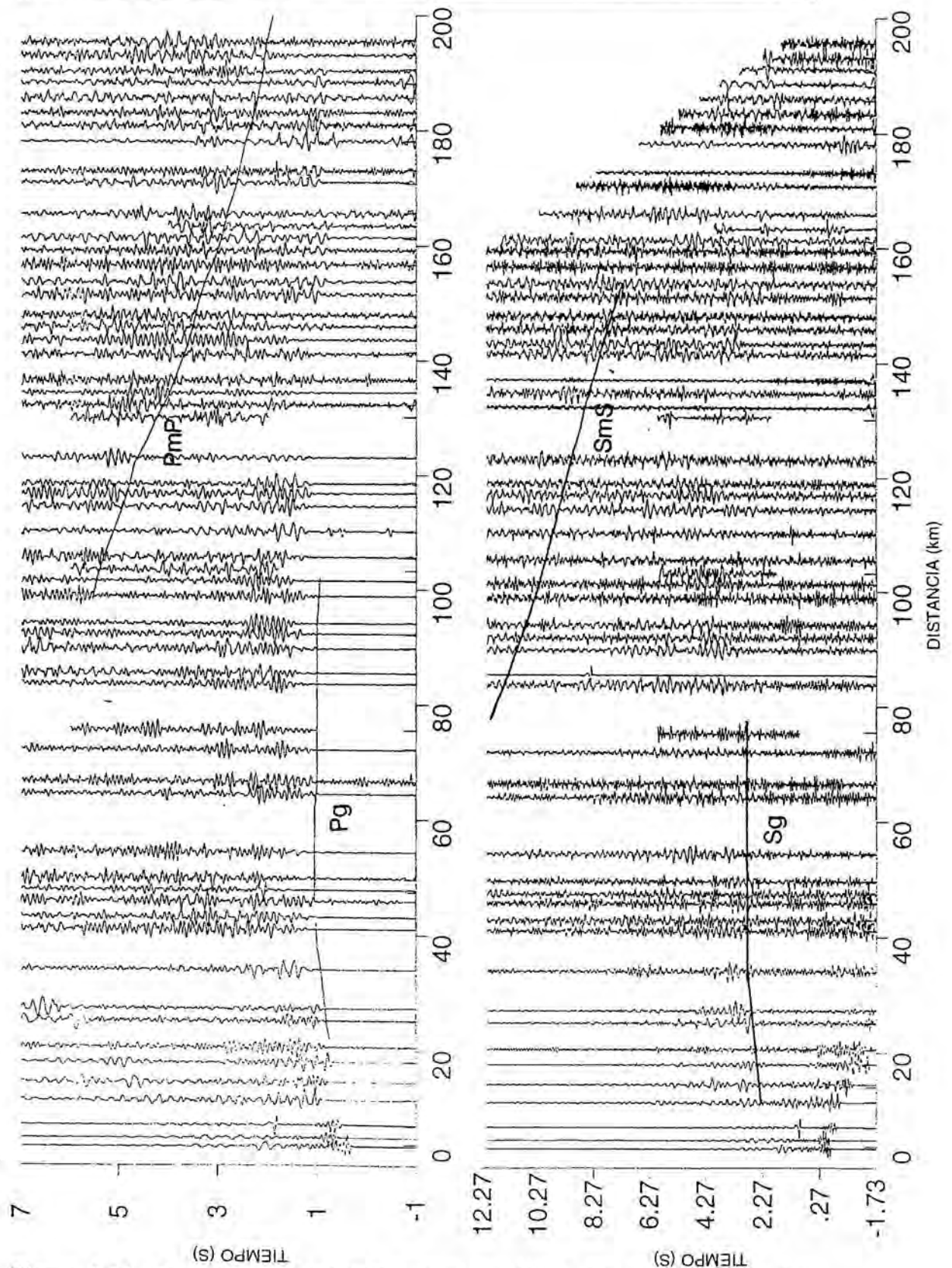


Figura 3.33. Ensamblaje de ondas S para el tiro E del perfil 4 con las fases Sg y SmS correlacionadas en el ensamblaje inferior y comparación con las fases P equivalentes (arriba).



**Figura 3.34.** Ensamblaje de ondas P para el tiro B-Este del perfil 1 (arriba) y ensamblaje de ondas S equivalente con las fases Sg y SmS correlacionadas en el panel inferior.

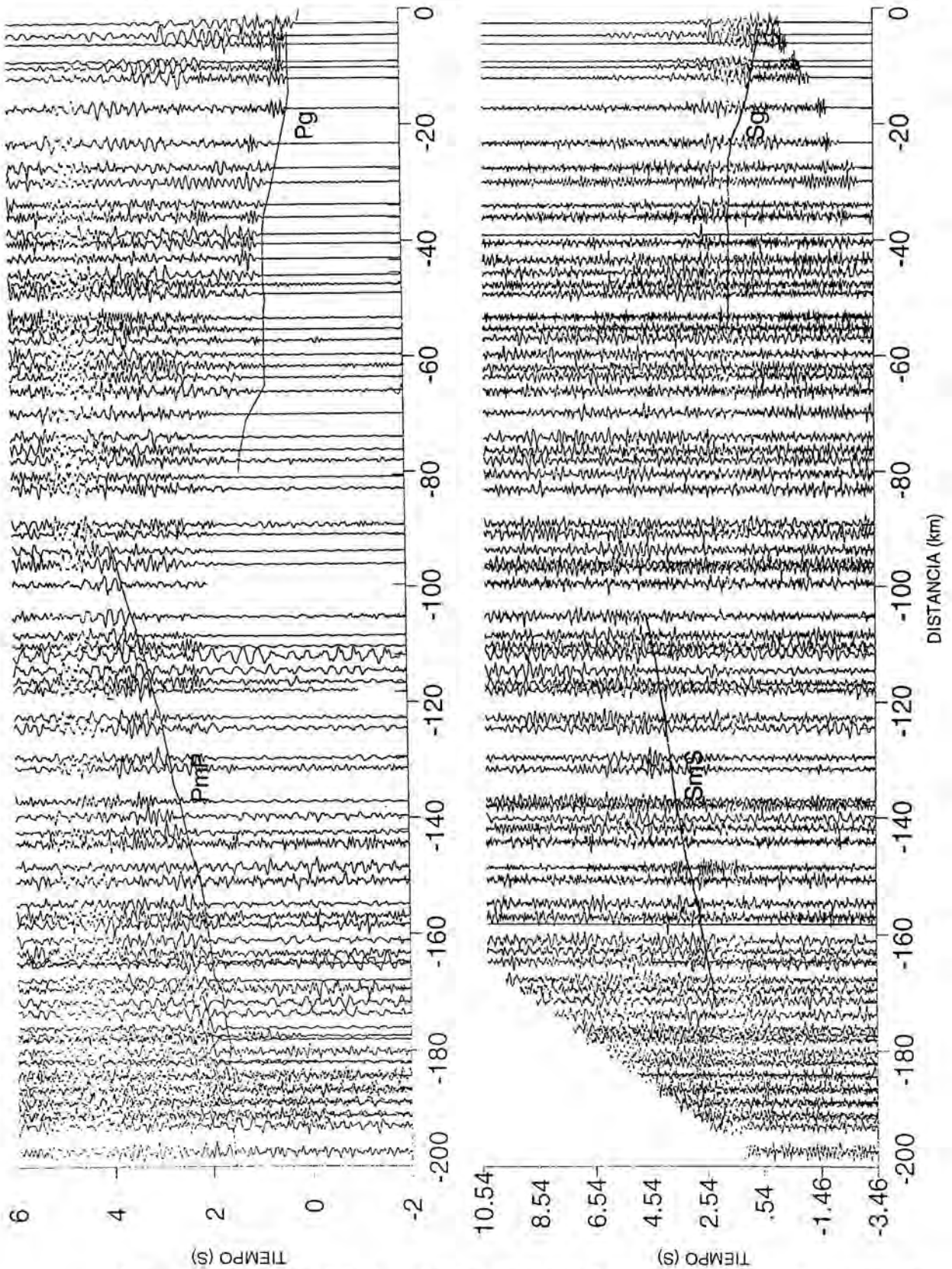
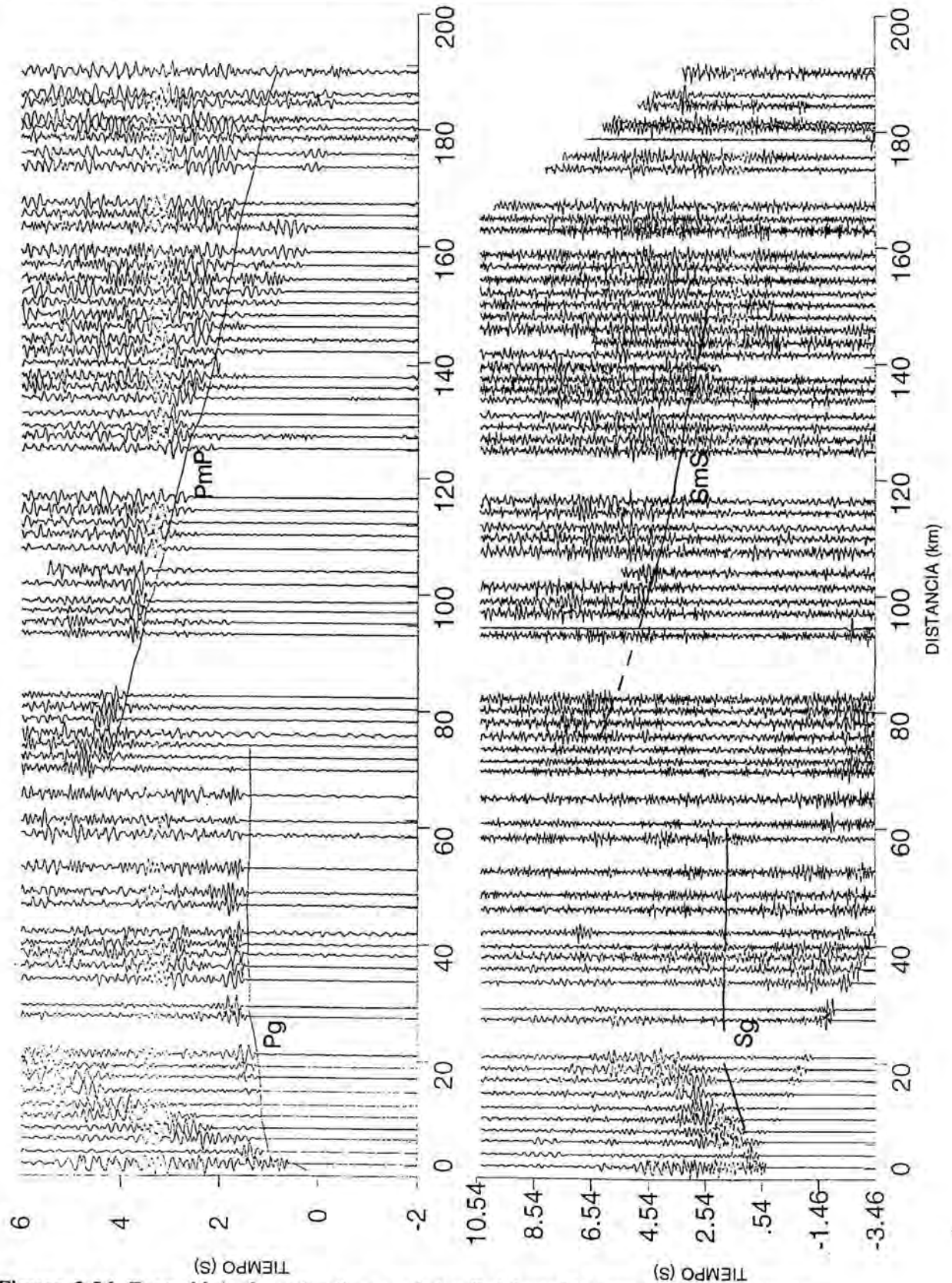


Figura 3.35. Ensamblaje de ondas S para el tiro G del perfil 5 con las fases Sg y SmS correlacionadas en el panel inferior y comparación con las fases P equivalentes.



**Figura 3.36.** Ensamblaje de ondas P para el tiro F del perfil 5(arriba) y ensamblaje de ondas S con las fases Sg y SmS correlacionadas en el panel inferior.

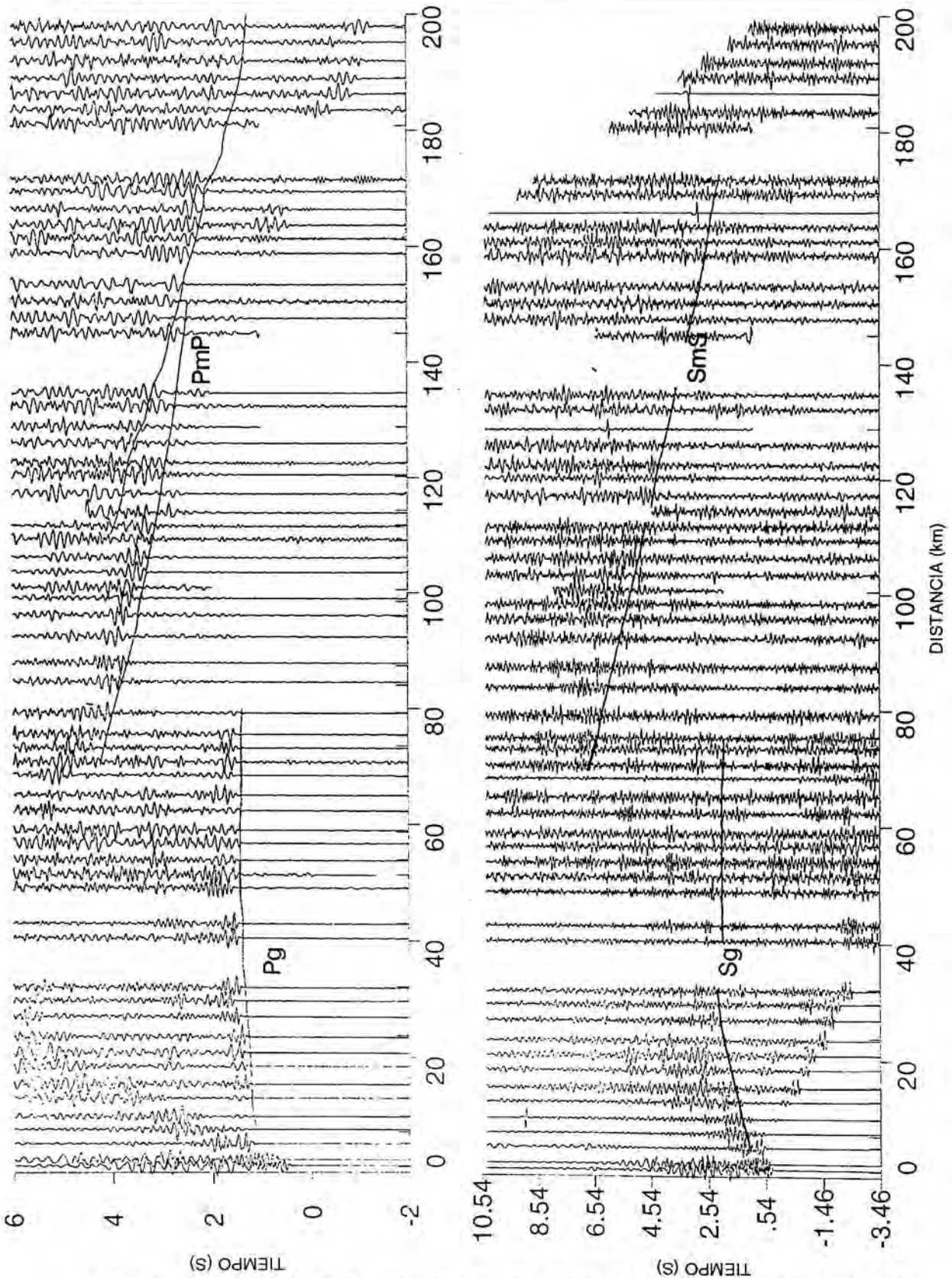


Figura 3.37. Ensamblaje de ondas P para el tiro F del perfil 2 (arriba) y ensamblaje de ondas S correspondiente con las fases Sg y SmS correlacionadas (abajo)

## **CAPITULO 4. PERFILES MARINOS. ENSAMBLAJES Y MODELOS DE VELOCIDAD DE ONDAS P.**

En este capítulo se describe la interpretación del segundo grupo de perfiles con los que se ha trabajado, en los que se utilizó la misma fuente sísmica que en las secciones sísmicas multicanal de reflexión vertical profunda en el margen Noribérico, es decir, los cañones de aire submarinos (*airguns*). Estos disparos fueron registrados en tierra por siete estaciones autónomas en modo continuo. La geometría de registro permite obtener una imagen de la variación de la velocidad y del espesor de la corteza desde el continente hasta el dominio oceánico del Golfo de Vizcaya, aunque hay que tener presente que no se dispone de perfiles inversos.

### **4.1 INTRODUCCION**

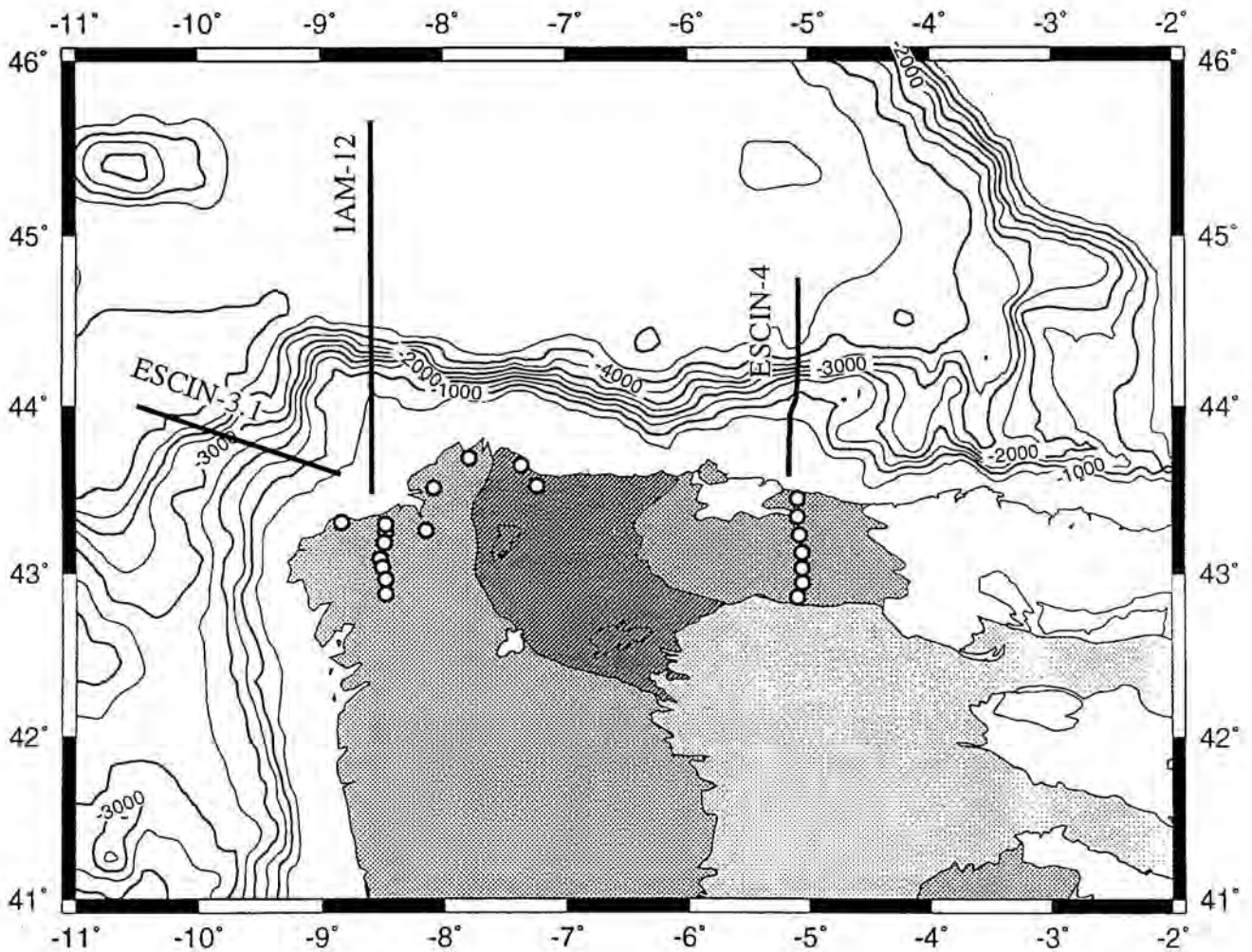
Como ya se indicado en el capítulo 1, el Golfo de Vizcaya constituyó uno de los brazos del rift del Atlántico Norte durante la ruptura entre Europa y Norteamérica en el Mesozoico. Las secuencias *sin-rift* están preservadas en la cuenca vascoantábrica relacionadas con cuencas de "pull-apart" (García-Mondéjar, 1989), y la disconformidad Aptiense-Albiense entre los sedimentos de la plataforma marca el inicio del estadio *post-rift* (Montadert et al., 1979). La formación de suelo oceánico (*spreading*), continuó hasta el Cretácico superior y la posterior convergencia como resultado de un cambio en la posición y naturaleza del límite de placas, provocó el cambio de régimen en el margen, que dio lugar a una subducción en el margen cantábrico con la evidencia actual de ésta en la presencia de una fosa y un prisma de acreción (Boillot et al., 1979).

La cantidad de acortamiento en el margen noribérico ha sido estimada por algunos autores entre 100-120 km (LePichon y Sibuet, 1971) y 40 km (Srivastava et al., 1990). La convergencia oblicua entre las placas introduce diferencias laterales en la imagen obtenida a lo largo del margen. La corteza oceánica parece buzar hacia el Sur-Sureste bajo la zona externa de la plataforma



continental. Las cuencas sedimentarias Mesozoicas en la parte oriental fueron invertidas en el Terciario mientras que hacia el Oeste ya no se encuentran invertidas y presentan erosión activa reciente. El prisma de acreción pierde importancia también hacia el Oeste y la fosa se profundiza y ensancha en los dominios orientales. (Alvarez-Marrón et al., sometido).

Los perfiles interpretados corresponden a dos líneas de dirección Norte-Sur, IAM-12 y ESCIN-4, perpendiculares a las principales estructuras del margen a diferentes longitudes, y la sección quasi-perpendicular a la costa del perfil ESCIN-3 cuyos segmentos 2 y 3 paralelos al margen han sido interpretados por Ayarza (1995) (figura 4.1).



**Figura 4.1.** Localización de los perfiles marinos IAM-12, ESCIN-4 y ESCIN-3.1.

La ventaja de estos perfiles de gran ángulo, además de aumentar la apertura del experimento hacia tierra, es la de contar con la sección coincidente de sísmica vertical que proporciona una buena imagen sobre todo de la parte superior de la corteza, y de las cuencas sedimentarias de la plataforma. Los perfiles de reflexión han sido interpretados por Ayarza, (1995), y Alvarez-Marrón et al., (1996).

La modelización de estas líneas se ha llevado a cabo básicamente por métodos directos utilizando la inversión solamente en zonas cercanas a algunas estaciones. En estos perfiles y en especial, en el perfil ESCIN-3.1, los efectos tridimensionales debidos a la posición fuera de línea entre tiros y receptores, o al desplazamiento lateral relativo entre las diferentes estaciones, pueden dificultar una interpretación en dos dimensiones.

Por otra parte, en los perfiles IAM-12 y ESCIN-4 se ha realizado un procesado multicanal de las reflexiones de gran ángulo en la base de la corteza y se han obtenido las imágenes correspondientes al Moho para ambos perfiles. La metodología del procesado se basa en la existencia de cobertura múltiple para las reflexiones supercríticas de gran amplitud, similar a la obtenida en sísmica vertical, debida a la alta densidad de tiros y a la presencia de varias estaciones receptoras. En el siguiente apartado se resume la secuencia de procesado multicanal que se ha efectuado.

#### **4.2 PROCESADO MULTICANAL DE DATOS DE GRAN ANGULO**

El análisis multicanal de datos de gran ángulo ha sido aplicado con éxito en el Golfo de Valencia por Gallart et al., (1995) y Vidal et al., (1995). Este análisis también ha sido posible en los perfiles IAM-12 y ESCIN-4 debido a la geometría del sistema de registro, que proporciona cobertura multicanal para la fase PmP durante algunas decenas de kilómetros.

Aplicando a los datos de gran ángulo una secuencia de procesado análoga a las convencionales para reflexión vertical, se obtiene una imagen final que puede ser comparada y sumada a la de sísmica multicanal para dar una única imagen final.

La secuencia seguida y la explicación de los fundamentos y metodología son descritos por Vidal (1995), que lo aplicó a perfiles sísmicos del golfo de Valencia obteniendo una imagen completa de la transición tierra-mar. Aquí nos limitaremos a describir una síntesis de esta secuencia.

El procesado comienza por una organización de los datos en “CMPs” en formato SEG-Y. Los CMPs en este tipo de procesado no corresponden al grupo de trazas que se refleja en un punto común sino a una zona común, más amplia, y que denominaremos *bin* o caja. La geometría y ancho de caja, en este caso 500 m, son parámetros esenciales para continuar con los siguientes procesos.

Posteriormente se editan las trazas, se filtran y se les aplica una deconvolución además de hacerles un proceso de *mute*, por el cual se eliminan las refracciones, principalmente la Pg, y aquella parte de las trazas que aparece distorsionada o que no proporciona ninguna información útil. Se aplican las correcciones estáticas y la corrección NMO (*normal move out*), que en el caso de datos de gran ángulo tiene una importancia fundamental ya que es muy dependiente y enormemente sensible a la velocidad media considerada.

Para el perfil ESCIN-4 la velocidad media más adecuada resultó ser de 6.2 km/s mientras que para la sección del perfil IAM-12 esta velocidad media fue un poco más alta, de 6.3 km/s, lo cual también está de acuerdo con la estructura de velocidad obtenida para cada uno de los perfiles.

Posteriormente a la corrección de NMO se eliminan las trazas lejanas que aparezcan muy distorsionadas, se efectúa la suma o *stack*, y se obtiene la sección multicanal.

Las imágenes que resultan finalmente del Moho muestran una buena concordancia con el espesor de la corteza obtenido mediante las técnicas clásicas de modelización de datos de refracción/reflexión de gran ángulo, lo que supone un mayor grado de confianza en la validez de los modelos de velocidad.

### 4.3 PERFIL ESCIN-4

El perfil ESCIN-4 de reflexión vertical tiene una longitud de 144 km y se extiende desde la plataforma continental hasta la parte central del Golfo de Vizcaya a unos 5° de longitud Oeste (figura 4.2). El registro de esta línea sísmica como un perfil de gran ángulo, implantando estaciones situadas en tierra aproximadamente en línea con su traza, permite obtener un modelo estructural con una longitud total de unos 230 km, desde la Zona Cantábrica hasta el dominio oceánico.

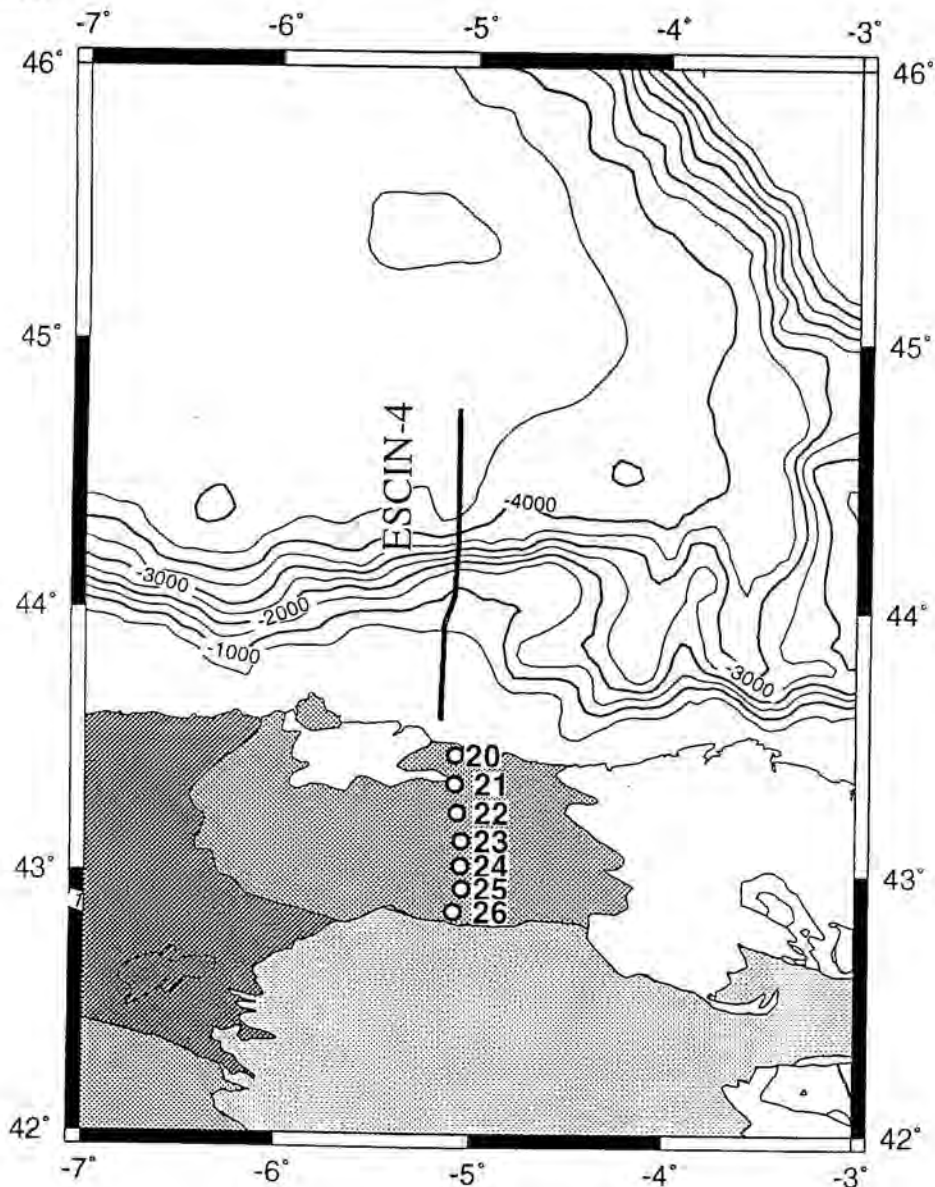


Figura 4.2. Localización del perfil ESCIN-4 y estaciones que lo registraron en tierra.

El perfil de reflexión vertical ha sido interpretado por Alvarez-Marrón et al., (1996). En esta línea, se observa en la plataforma continental una buena reflectividad en los 4 s superiores (tiempo doble), que se corresponde con los sedimentos de las cuencas del Danés y de Ribadesella. Por debajo, la reflectividad disminuye y existen únicamente algunas reflexiones cortas e inclinadas hacia tierra en torno a los 9 s, que estos autores interpretan como correspondientes a la corteza inferior reflectiva.

Al Norte del talud continental el suelo oceánico se sitúa a los 6 s por lo que el primer múltiple no aparece hasta los 12 s. Se observa una cuña de reflexiones entre los 6 y los 11.5 s en la parte Sur y entre 8 y 9 s en la parte Norte, y algunas difracciones por debajo correspondientes al basamento oceánico.

Por debajo de los sedimentos indeformados, que muestran una gran reflectividad, la cuña de reflexiones se interpreta como un prisma de acreción resultado de la subducción del margen en el Eoceno. Dentro de los sedimentos es posible distinguir varias secuencias.

Asimismo, las cuencas Mesozoicas están invertidas por la reactivación de fallas que involucran al basamento. Los sedimentos sintectónicos adquieren una estructura en abanico y el contacto cobertera-basamento buza al Sur por debajo de la cuenca. Los sedimentos Neógenos tienen una geometría de *onlap* lo cual puede ser indicio de subsidencia reciente y activa.

#### **4.3.1. Descripción de los datos y correlación de fases sísmicas**

En las figuras 4.3 a 4.9 se presentan los ensamblajes correspondientes a las siete estaciones que registraron este perfil. Debido a la alta densidad de datos sólo se ha dibujado una traza de cada cuatro, pues de otro modo la imagen resultaría muy oscurecida. Los datos se muestran sin corrección batimétrica, acompañados por los sismogramas sintéticos correspondientes al modelo estructural de la figura 4.14 y también se muestran las fases calculadas para cada estación según el modelo obtenido.

El trazado de rayos para cada estación con los ajustes entre los tiempos de llegada observados y los calculados se presenta en la figura 4.13, que permite tener una visión de las zonas del modelo con mayor control.

Se ha dividido esta descripción en dos conjuntos de estaciones, las cuales están numeradas de 20 a 26, de Norte a Sur. El primer grupo está compuesto por las estaciones 20 a 23, más cercanas a la costa con características muy semejantes en sus correlaciones, y el segundo grupo está formado por las estaciones 24 a 26 situadas más al Sur, en las que se observa otra correlación más tardía que interpretaremos más adelante. Las máximas distancias registradas son de 230 kilómetros y para cada estación la energía procedente de la base de la corteza es correlacionable hasta el final del ensamblaje. Las fases sísmicas se presentan en numerosos casos en forma de paquetes de energía discontinuos y de larga duración, que dificultan el proceso de identificación y seguimiento de las correlaciones.

En todos los ensamblajes se observa una espectacular difracción asociada al borde del talud, que en esta parte del margen es muy abrupto. Las difracciones no son modelizables en el programa usado, por lo que el aspecto de las amplitudes en el rango de distancias coincidente con la difracción no es muy comparable con el ensamblaje real. El retraso correspondiente en los tiempos de llegada debido al aumento en la capa de agua desde unos 1000 m hasta los 4500 m en la llanura abisal, también es una característica distintiva en todos los ensamblajes.

#### **a) Estaciones 20, 21, 22 y 23**

Los ensamblajes correspondientes a estas estaciones pueden verse en las figuras 4.3 a 4.6. Se han distinguido en ellas un mismo número de fases sísmicas que se han modelizado según los mismos horizontes. Las distancias en los ensamblajes son referidas siempre a la estación correspondiente.

Las fases que se han correlacionado en estas estaciones son la Pg o refractada en el basamento, dos reflexiones intracorticales PiP y PcP y la reflexión en la base de la corteza PmP. Por delante del talud continental hacia mar abierto,

aparece en ellas una única fase correlacionada, cuya interpretación será discutida más adelante.

La fase interpretada como **Pg** corresponde a la onda refractada en el basamento, por debajo de la cuenca Mesozoica que se observa en la plataforma continental y que en el perfil de reflexión vertical aparece bien definida. Las velocidades consideradas, entre 2.5 y 3.5 km/s para los sedimentos de esta cuenca están de acuerdo con los valores obtenidos para las series Cretácicas por Boillot et al., (1971). La fase **Pg** muestra un retraso en sus llegadas y cambios en su velocidad aparente debido, por una parte, al aumento en la capa de agua hacia el Norte, y de un modo más acusado, al aumento en el espesor de sedimentos de dicha cuenca y a su geometría. El modelo final consigue un ajuste de estas llegadas en todas las estaciones, y pequeñas diferencias de tiempos se atribuyen a cierta contaminación tridimensional, ya que los tiempos de recorrido son bastante sensibles a pequeñas variaciones de espesor en los sedimentos o en la batimetría. Asimismo, el hecho de que durante la obtención de los datos de sísmica vertical, el barco tuviese que realizar un cambio de rumbo desviándose de la línea recta previamente planeada, introduce también una mayor incertidumbre y un desajuste en las llegadas.

En la estación 20 (figura 4.3), la **fase Pg** se ha correlacionado como primera llegada desde el inicio del ensamblaje (16 km) hasta unos 45 km de distancia. En las primeras trazas de la sección, hasta unos 20 km, muestra un velocidad aparente de 5.3 km/s continuando con una velocidad menor de 5 km/s y aumentando de nuevo durante la mayor parte de la correlación hasta distancias de 35 km. Sigue en la parte final de su recorrido con menor velocidad presentando una progresiva atenuación en sus amplitudes. En las estaciones 21 y 22 (figuras 4.4 y 4.5), la **Pg** muestra un aspecto similar en el mismo rango de distancias. En la estación 23 (figura 4.6) situada ya más lejos, el intervalo de observación de la **Pg** queda restringido a los primeros 20 km del ensamblaje, con una velocidad aparente de 5.4 km/s.

La **fase PiP**, que en todas las estaciones se puede definir en el rango de distancias posterior a la zona donde la **Pg** comienza a perder su amplitud, se correlaciona a lo largo de unos 15 a 20 km de distancia y aparece siempre con un carácter difuso y amplitud débil. En la estación 20 se han atribuido a esta fase las llegadas entre 45 y 60 km con una velocidad aparente mayor que la de la **Pg** a

tiempos de unos 2.5 s, en forma de un tren de ondas de larga duración. En las estaciones 21, 22 y 23, presenta el mismo carácter. Se ha correlacionado entre 55 y 70 km de distancia para la estación 21, (figura 4.4) entre 65 y 75 km para la estación 22 (figura 4.5) y entre 70 y 85 km para la 23 (figura 4.6). Esta fase se ha interpretado como la reflexión en la base de la corteza superior.

La fase **PcP** aparece como una banda ancha de amplitudes moderadas por delante de la fase **PmP**. Es una fase con un carácter bastante irregular, en algunos casos difícilmente correlacionable con continuidad, debido a diversas reverberaciones a esos tiempos de llegada. Para la estación 20 se ha marcado entre los 50 km y hasta los 75 km de distancia a unos tiempos de llegada entre 3.5 s y 2 s. La progresiva disminución de sedimentos hacia el Norte de la cuenca de la plataforma y la elevación del basamento en esta zona provoca la fuerte pendiente observada en las llegadas en ese rango de distancias. Del mismo modo se presenta la fase **PcP** en el ensamblaje correspondiente a la estación 21, a distancias entre 55 y 80 km. En la estación 22 se presenta menos marcada y en forma de un tren de ondas observable entre 75 y 85 km de distancia aunque presenta variaciones en los tiempos de llegada correlacionables con la topografía de la cuenca sedimentaria superficial. En la estación 23 aparece con menor pendiente relativa respecto a las estaciones anteriores y se ha correlacionado entre 75 y 100 km de distancia a tiempos de llegada cercanos a los 3 s.

La fase **PmP**, aunque también se caracteriza por un tren de ondas de duración apreciable y cierta dispersión, se observa con una mayor amplitud relativa a las demás fases reflejadas descritas anteriormente.

Para la primera estación (figura 4.3), la fase **PmP** se ha correlacionado desde los 55 km de distancia. Hasta los 75 km, donde comienza el retraso debido a la profundización de la batimetría, se presenta con mayor amplitud que las fases mesocorticales que la preceden. En la estación 21 se ha marcado desde los 65 km de distancia aunque ya desde los 50 km parece haber una serie de energías que se corresponderían con la continuación precrítica de esta correlación. En las estaciones 22 y 23, la **PmP** es también la fase reflejada más visible de los ensamblajes (figuras 4.5 y 4.6). Se ha dibujado a partir de los 75 km de distancia en la estación 22 y a partir de los 80 km de distancia en la 23. Especialmente en los registros de esta estación la **PmP** en la primera parte del ensamblaje muestra un carácter difuso y su correlación no es clara.



### La fase P\*: ¿PmP o Pn?

Por delante del talud continental podemos observar en todos los ensamblajes la presencia de una fase clara, bastante continua y de gran amplitud con un tren de ondas de 1 s de anchura aproximadamente. La pendiente media de estas llegadas está en torno a los 8.0 km/s, con algunas desviaciones que se atribuyen a cambios en el espesor de la cuenca sedimentaria oceánica. En los últimos 15 kilómetros de las secciones, se observa sistemáticamente que las llegadas presentan una mayor velocidad aparente, así como un ligero aumento en la amplitud a estas distancias, sugiriendo así, una disminución rápida del espesor en los sedimentos hacia el Norte, -como indica la sección de reflexión vertical -, una mayor velocidad media de la corteza por debajo de estos sedimentos, o bien una remontada rápida del Moho, o una combinación de todos estos factores.

La cuenca sedimentaria oceánica puede observarse con claridad en el perfil de reflexión vertical, así como el conjunto de sedimentos tectonizados que conforman el prisma de acreción formado en el proceso de subducción. Para el ajuste de los tiempos de llegada a falta de observaciones más directas sobre esta zona del perfil ya muy lejana, se ha trabajado con una distribución de velocidades que resulta compatible con la secuencia sedimentaria visible en la sección temporal de la sísmica vertical.

Se han modelizado las velocidades para los sedimentos del prisma conjuntamente con las del basamento oceánico al carecer de datos que permitan una separación entre diferentes materiales, mientras que para los sedimentos de la cuenca las velocidades son bajas, entre 2.5 y 3.5 km/s y sus variaciones de espesor se han basado en la imagen aportada por la línea multicanal. En la interpretación de Alvarez-Marrón et al. (sometido), el prisma de acreción tendría una longitud de unos 56 km y un espesor máximo de 6.7 km. Para la cuenca oceánica el espesor al Norte de la sección es de unos 3.5 km si se asume una velocidad constante de 2 km/s.

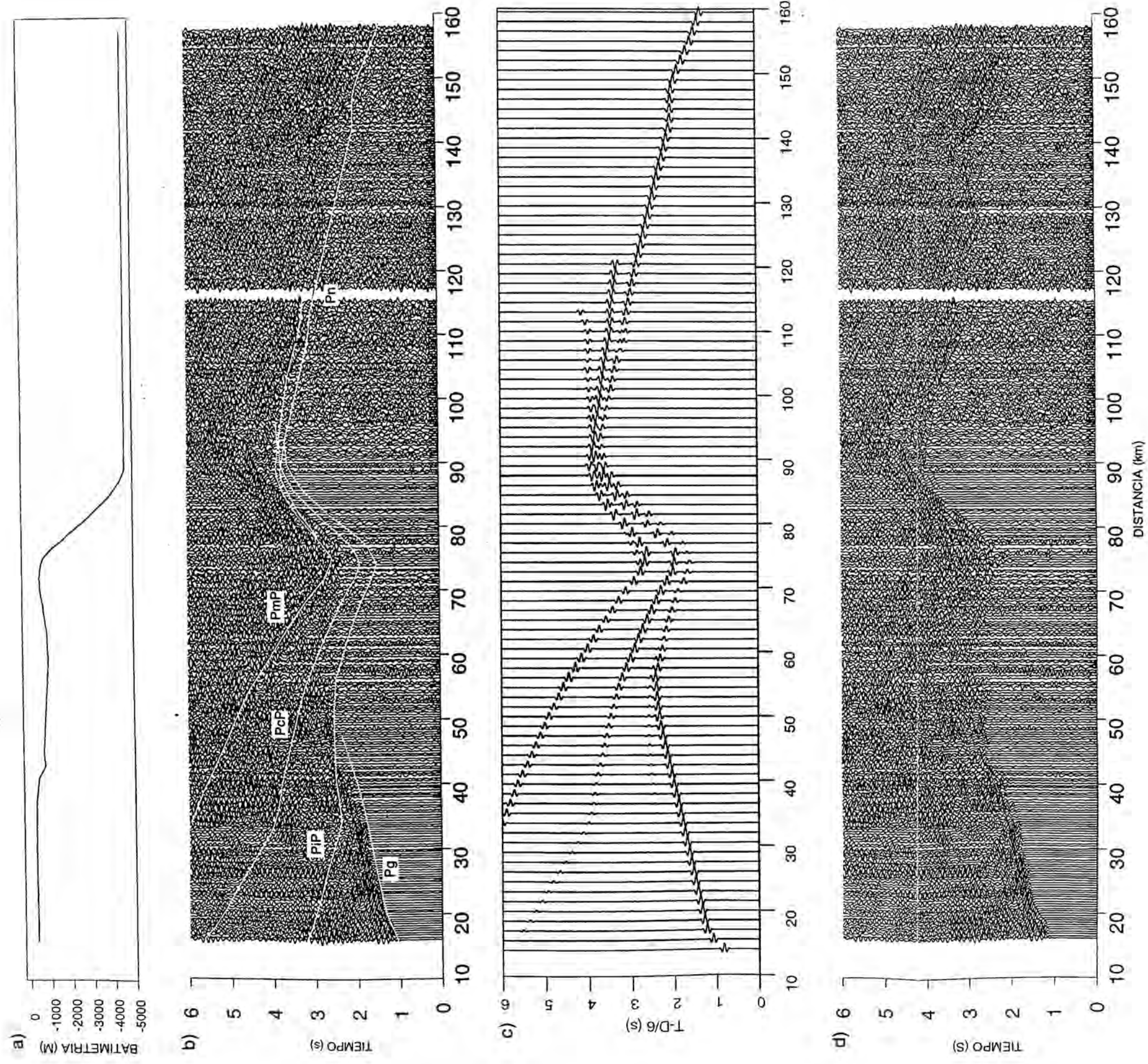


Figura 4.3. Estación 20 del perfil ESCIN-4. a) Batimetría del perfil ESCIN-4. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el modelo de la figura 4.14. d) Ensamblaje de la estación 20 sin corrección batimétrica.

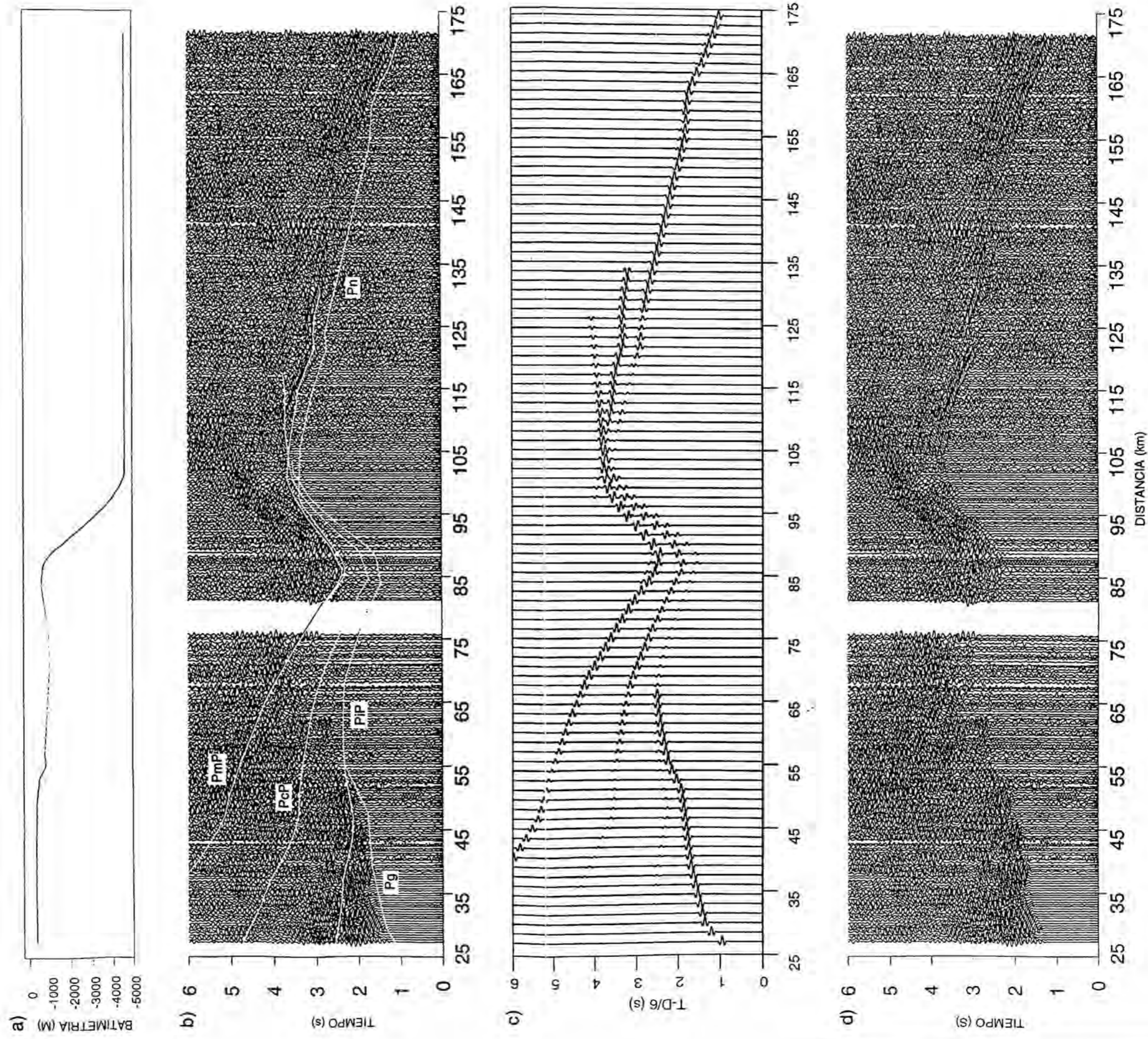


Figura 4.4. Estación 21 del perfil ESCIN-4. a) Batimetría del perfil ESCIN-4. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.14. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 21 sin corrección batimétrica.

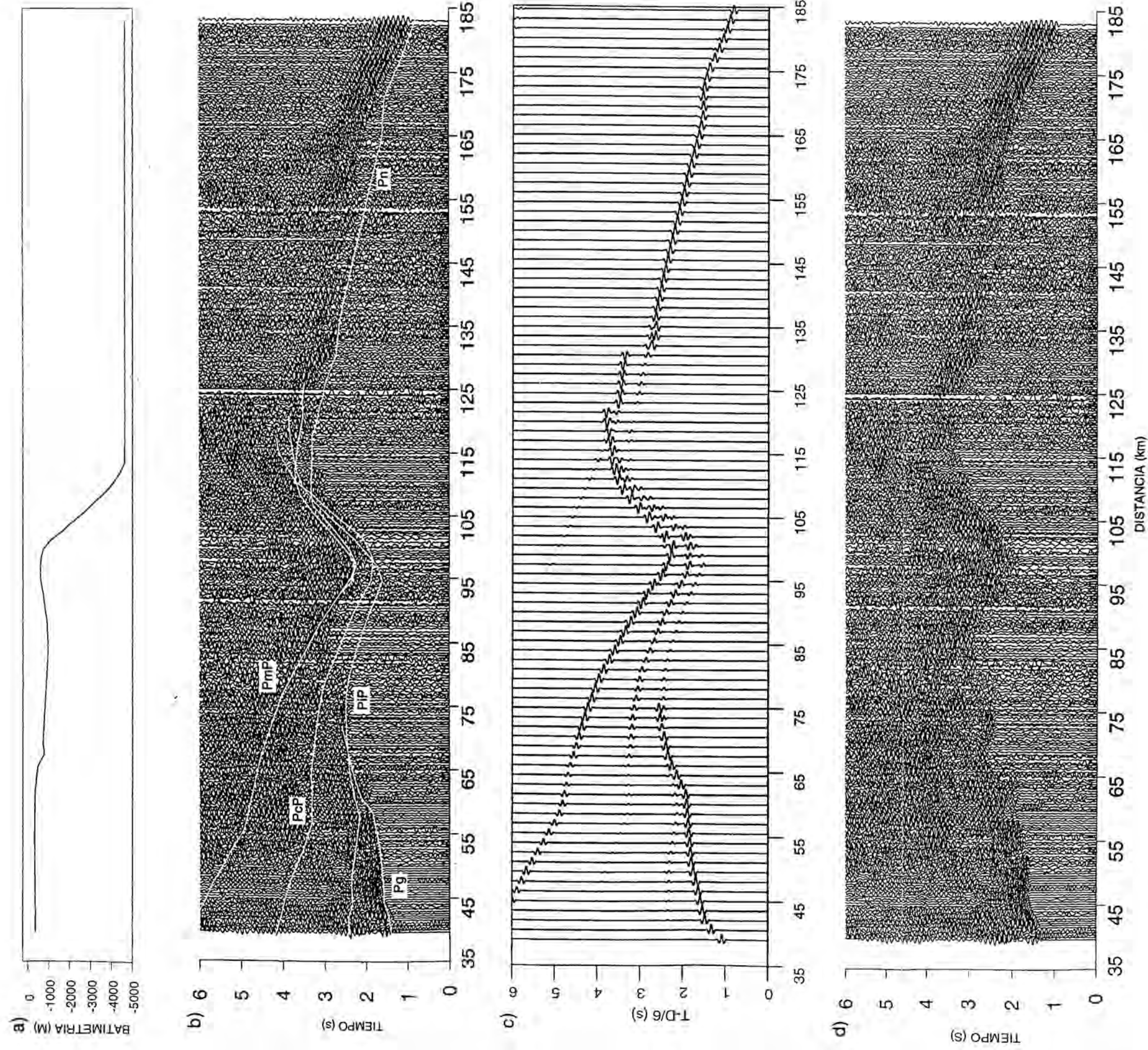


Figura 4.5. Estación 22 del perfil ESCIN-4. a) Batimetría del perfil ESCIN-4. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.14. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 22 sin corrección batimétrica.

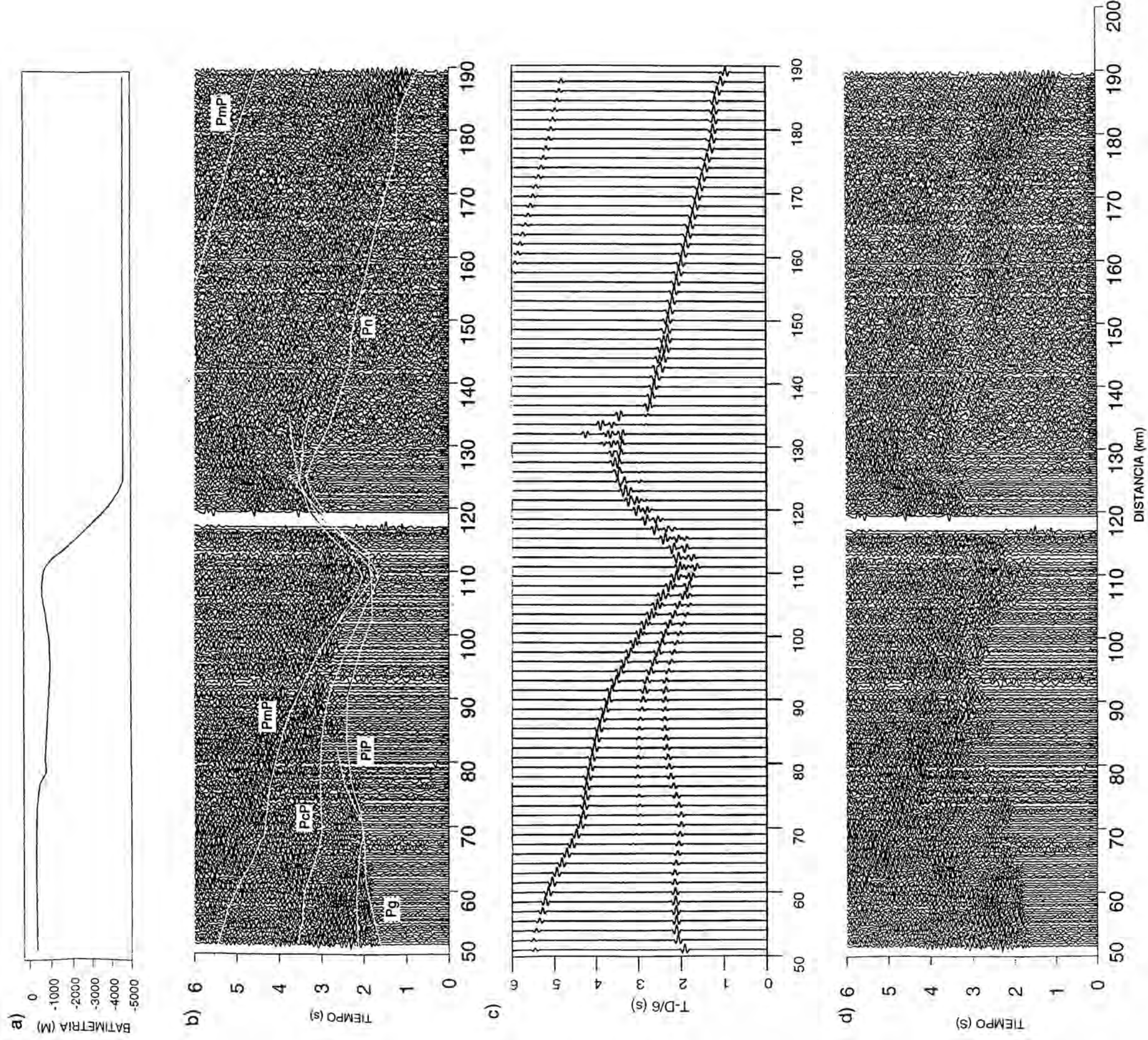


Figura 4.6. Estación 23 del perfil ESCIN-4. a) Batimetría del perfil ESCIN-4. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.14. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 23 sin corrección batimétrica.

Considerando estos datos como punto de partida, las dos posibles interpretaciones a la fase que existe por delante de la difracción en los ensamblajes serían:

a) que las llegadas pertenezcan a la continuación de la fase PmP hacia el Norte.

b) que las llegadas provengan de la refracción en el manto superior y sean, por tanto, una fase Pn.

Se han estudiado las secciones a diferentes escalas, filtrados y formatos, con amplitud real y normalizada, con y sin la corrección batimétrica, sin que ello permitiese una conclusión definitiva. Por un lado, el carácter de la PmP antes del talud y de la fase que llamaremos P\* después del talud, es diferente, pero eso puede ser debido a las grandes diferencias laterales en cuanto a la estructura de la corteza que existen en esa zona. Ambas fases se observan como un tren de ondas ancho, de un segundo, y en algunas zonas su carácter es difuso. Podrían ser consideradas como una misma fase, la PmP que continúa hacia el Norte. También la pendiente media sugiere velocidades que están más próximas a una fase cortical que a una fase que viaje con velocidad de manto por una zona de adelgazamiento cortical. Este punto podría sostener una interpretación de P\* como la fase reflejada en el Moho del margen. Por otro lado, el hecho de que esta fase presente una mayor amplitud con la distancia y la pendiente de velocidad más alta en su tramo final favorecen una interpretación como Pn, así como el hecho de llegar a tan grandes distancias en una zona donde la corteza debe adelgazarse rápidamente. También el hecho de que si existiera una reflexión PmP a esas distancias existiría una refracción Pn, y en los ensamblajes reales tan sólo se observa una única fase mientras que los sintéticos predicen dos. Las estaciones más meridionales tampoco esclarecen esta cuestión sino que, si cabe, la complican con la presencia de una fase bastante más tardía, al Norte de la difracción del talud.

Con estos argumentos, se ha decidido presentar en este perfil dos modelos alternativos en los que se consideran ambas interpretaciones y en los que finalmente, la única variación observada en los modelos se encuentra en la zona peor controlada según el número de rayos que la atraviesan, por lo que, por ahora, nos abstenemos de dar una interpretación definitiva.

Las figuras 4.3 a 4.9 presentan las fases calculadas asumiendo que la fase  $P^*$  es la refracción en el manto superior, es decir, la denominamos  $P_n$  en las figuras. Se muestra asimismo para dos estaciones, la interpretación que supone que la fase por delante del talud continental es la continuación de la  $P_mP$ . Son las estaciones 21 y 25, consideradas como representativas de los dos grupos de estaciones analizadas, y pueden observarse en las figuras 4.11 y 4.12 respectivamente, donde a la fase  $P^*$  se le ha dado el nombre de  $P_mP$ .

#### b) Las estaciones más lejanas: 24, 25 y 26

Este grupo de estaciones presentan en general, menor calidad de los datos debido a las distancias de registro, pero muestran una importante característica todas ellas y es la presencia de una segunda fase además de la fase  $P^*$ , que pierde su carácter de fase principal al Norte del talud, y que en la interpretación se ha asociado con el engrosamiento cortical que resultó de la modelización de los perfiles 1 y 5 y del perfil de reflexión vertical ESCIN-2.

Aunque debido a las distancias mayores de registro, la  $P_g$  ya no se observa en estas estaciones y la  $P_iP$  pierde importancia, la fase  $P_cP$  sí aparece como fase sísmica con características semejantes a las de las estaciones anteriores y se ha modelizado según el mismo horizonte. La **estación 24** (figura 4.7), muestra muy baja calidad en sus registros. Sin embargo, se ha distinguido una primera fase, identificada como  $P_iP$  y que se correlaciona con el tren de ondas visible entre 60 y 75 km de distancia con una anchura de casi 1s. La correlación se ha hecho a tiempos de llegada de unos 2 s. Por detrás se ha correlacionado la  $P_cP$  a unos 2.5 s de tiempo entre 80 y 120 km de distancia. No es una fase clara aunque sí se observan unas energías atribuibles a esta fase.

Para la **estación 25** (figura 4.8), la energía observada a tiempos anteriores a la  $P_mP$  es bastante difusa. Se ha correlacionado la  $P_iP$  durante menos de 30 km atribuida de nuevo al tren de ondas visible en los primeros kilómetros del ensamblaje con el mismo aspecto que en la estación anterior y a tiempos semejantes. La  $P_cP$  presenta sus mayores amplitudes entre los 100 y 115 km de distancia y se ha trazado a unos tiempos de llegada cercanos a 3 s.

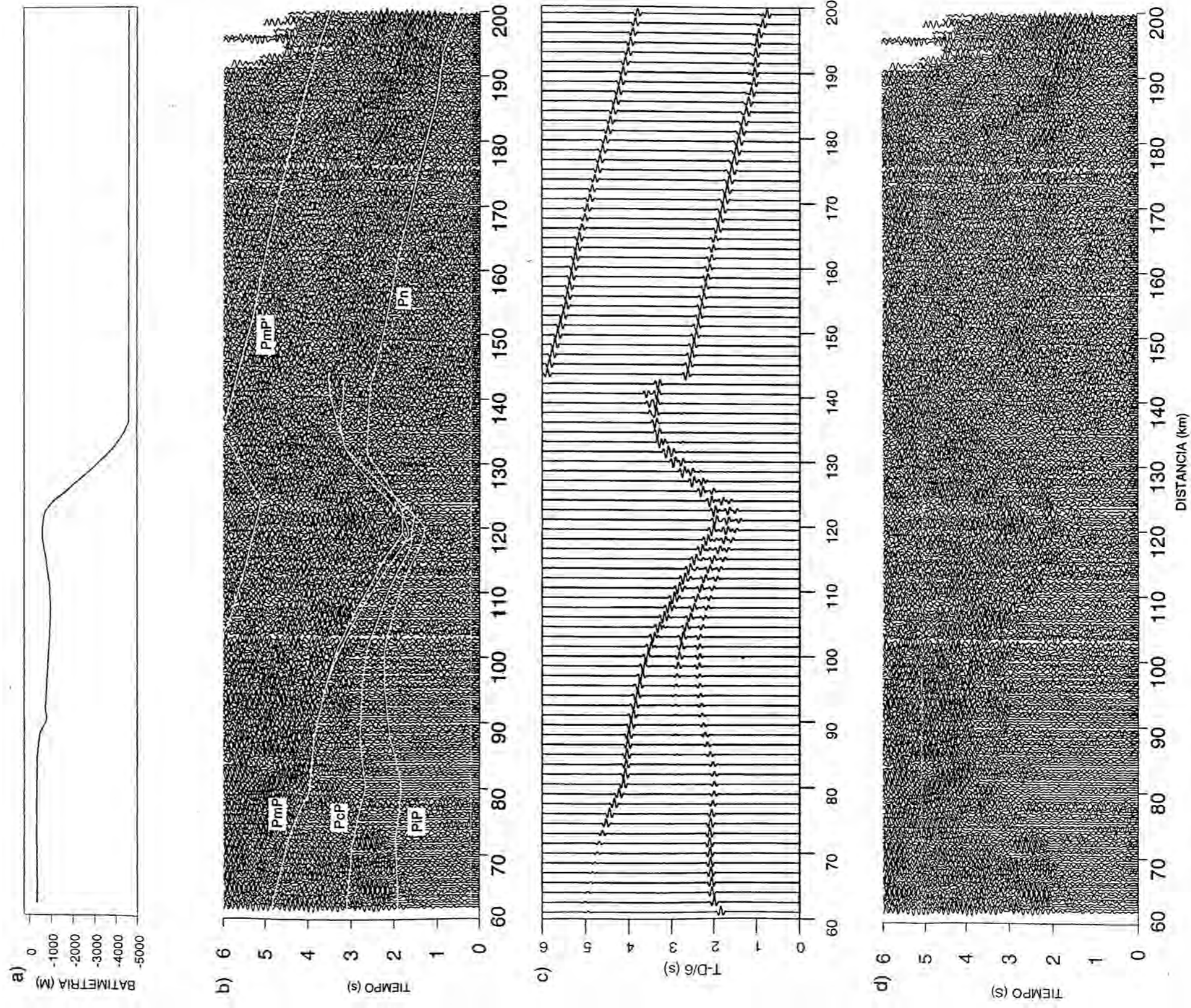


Figura 4.7. Estación 24 del perfil ESCIN-4. a) Batimetría del perfil ESCIN-4. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.14. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 24 sin corrección batimétrica.



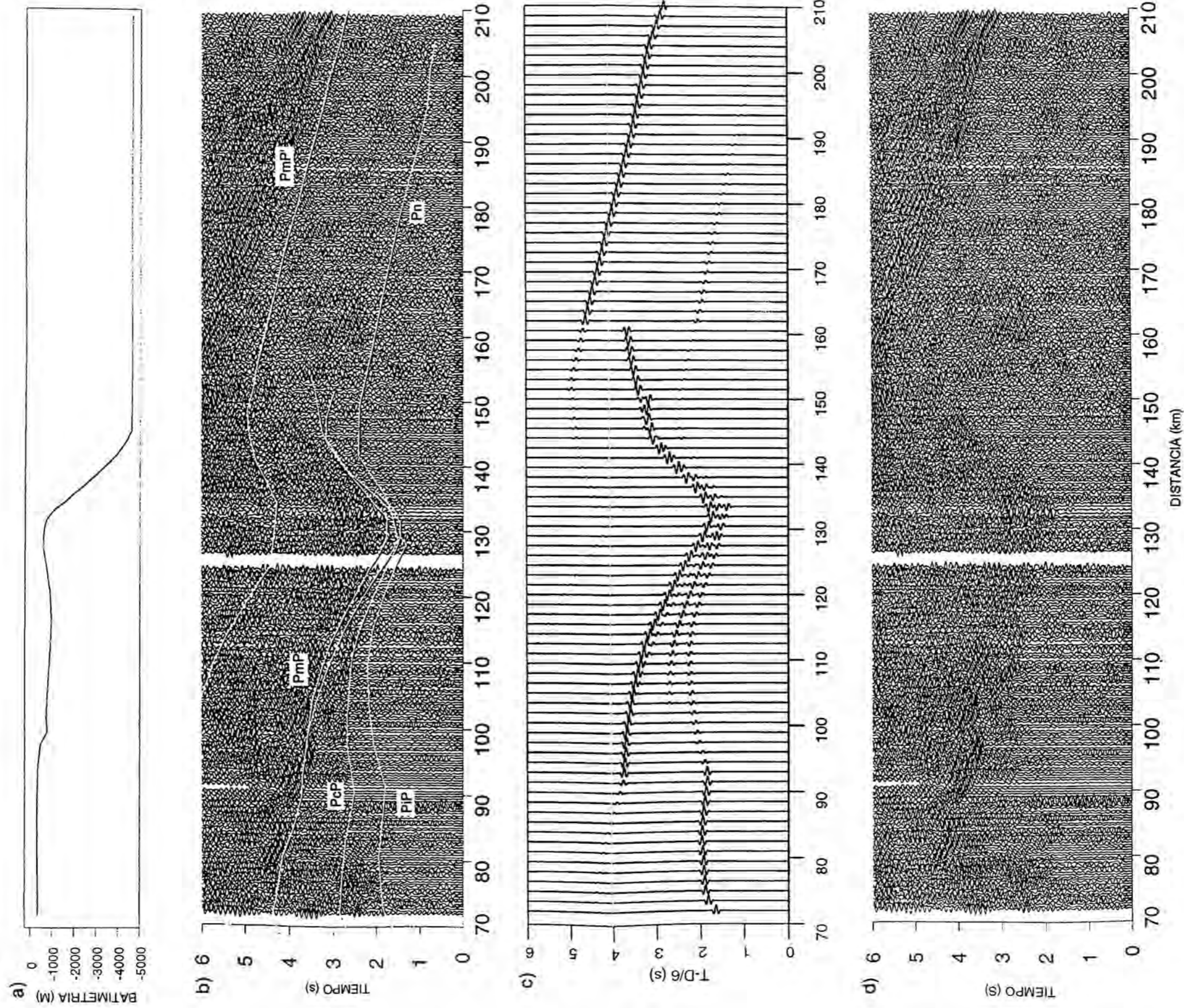


Figura 4.8. Estación 25 del perfil ESCIN-4. a) Batimetría del perfil ESCIN-4. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.14. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 25 sin corrección batimétrica.

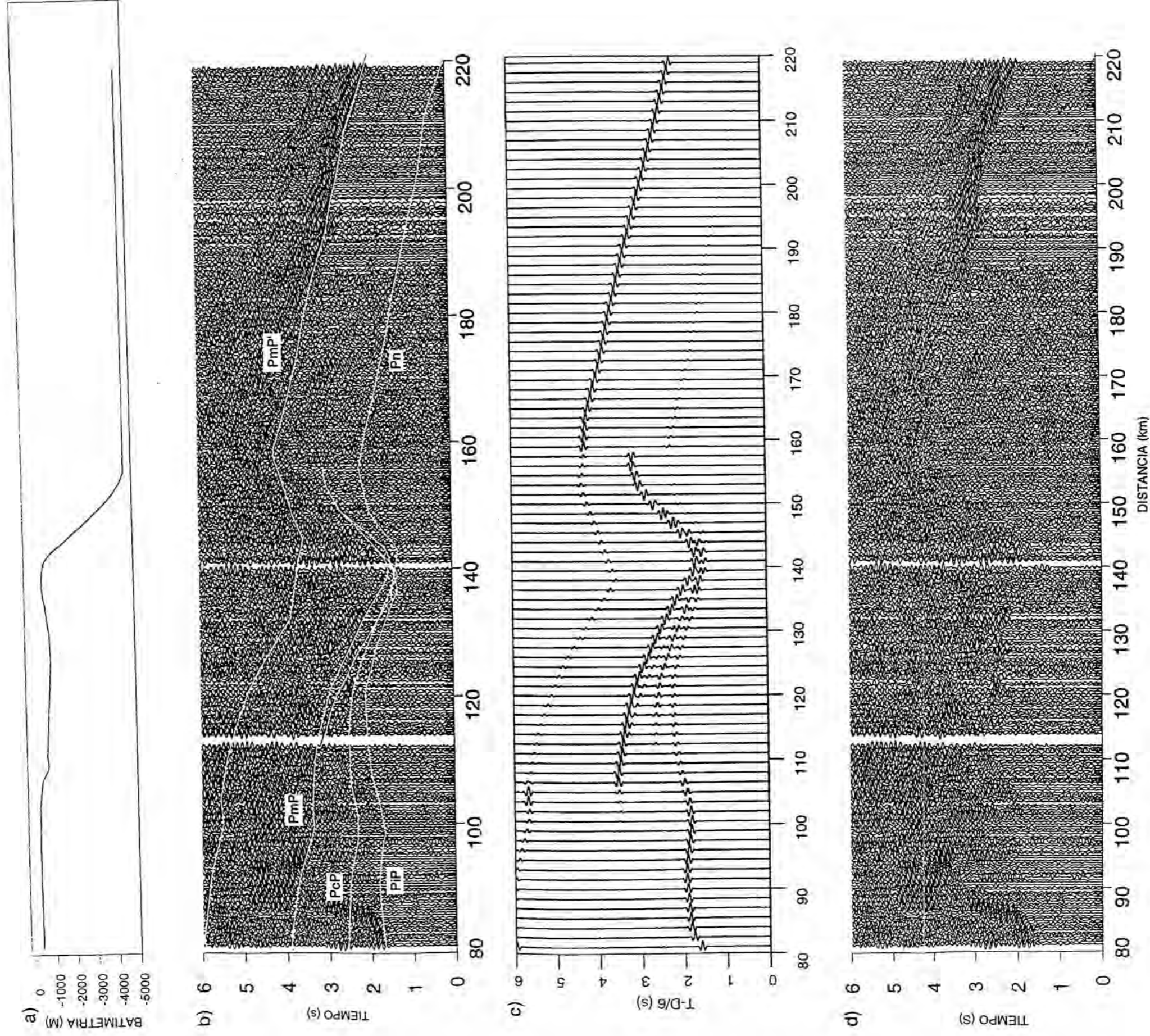


Figura 4.9. Estación 26 del perfil ESCIN-4. a) Batimetría del perfil ESCIN-4. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.14. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 26 sin corrección batimétrica.

La **estación 26** (figura 4.9), presenta de nuevo en los 4 primeros kilómetros las amplitudes difusas que mostraban las estaciones 24 y 25 y que se ha correlacionado como energía de la fase PiP. Entre los 90 y los 140 km aparecen diferentes zonas más energéticas entre los 2 y 3 s de tiempo, que atribuimos a la fase PcP aunque ciertamente, no es una correlación muy clara.

La fase **PmP** en la parte Sur de las secciones aparece de nuevo como la reflexión más característica aunque con ciertas dificultades en precisar las primeras llegadas. En la estación 24 (figura 4.7), se ha correlacionado con el conjunto de energías observables entre 70 y 120 km de distancia a tiempos entre 4 y 3 s. En la estación 25 (figura 4.8), la fase PmP es visible entre 80 y 130 km de distancia como la fase con mayor amplitud, aunque de nuevo cabe hablar del carácter difuso de la fase. Para la estación 26 (figura 4.9), la más lejana al perfil, la fase PmP puede trazarse desde los 90 km hasta la zona del talud, en torno a los 140 km de distancia. Sin embargo, a mayores distancias, la fase pierde importancia siendo claramente, una fase más tardía la de mayor protagonismo. De todas maneras, en este ensamblaje, toda la sección anterior a la difracción presenta varios paquetes energéticos a diferentes tiempos, que hacen el proceso de correlación bastante más subjetivo que en otras secciones.

La **fase P\*** (Pn en las figuras) en estas estaciones, aparece cada vez con menor protagonismo sobre todo al Norte del talud continental y su amplitud decrece sustancialmente en comparación con las estaciones anteriores: un resultado esperable, puesto que a las mayores distancias se une el hecho del adelgazamiento cortical hacia el dominio oceánico. En la estación 24, por delante de la difracción, la baja calidad de la señal hace de la identificación de fases una tarea casi imposible. Sin embargo, se han marcado unas llegadas entre 140 y 190 km de distancia a tiempos de llegada entre 3 y 0.5 s que poseen una signatura sísmica similar a las llegadas de P\* de las fases anteriores. Para la estación 25 a distancias posteriores a las de la difracción se han correlacionado unas llegadas como P\* entre 150 y 180 km de distancia a tiempos de llegada entre 2.5 y 1.5 s. Para la estación más lejana, la 26, la fase P\* tan sólo se ha marcado en unas llegadas entre 160 y 180 km de distancia a tiempos de llegada entre 3 y 2 s.

La figura 4.10 muestra las llegadas correspondientes a las fases observadas al Norte del talud para las estaciones 25 y 26 a mayor escala donde se

aprecian mejor las correlaciones de la fase  $P^*$  y de la fase  $PmP'$  que se describe a continuación.

### La fase $PmP'$

Por detrás de las llegadas de la fase  $P^*$ , bien sea  $Pn$  o  $PmP$ , se observa en las tres estaciones un conjunto de llegadas que en las estaciones 25 y 26 aparece muy claro, y de gran amplitud como ya se ha apuntado, y en la 24 aparecen más difusas, indicando la presencia de un reflector más profundo.

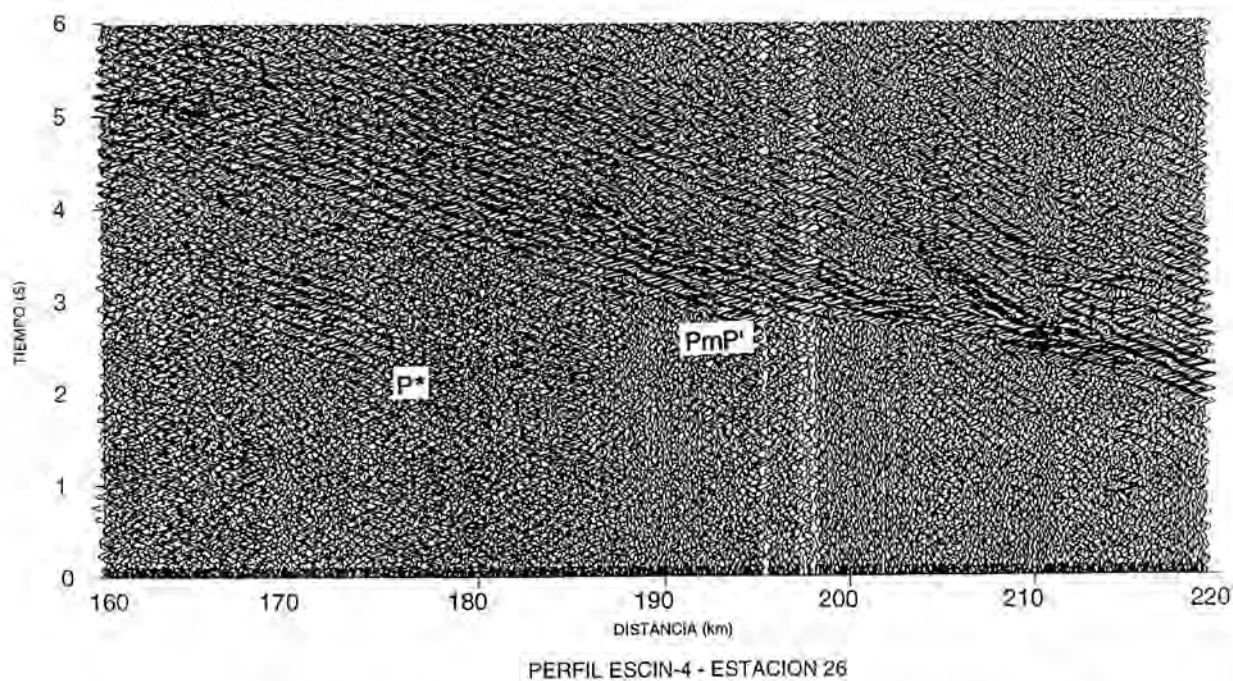
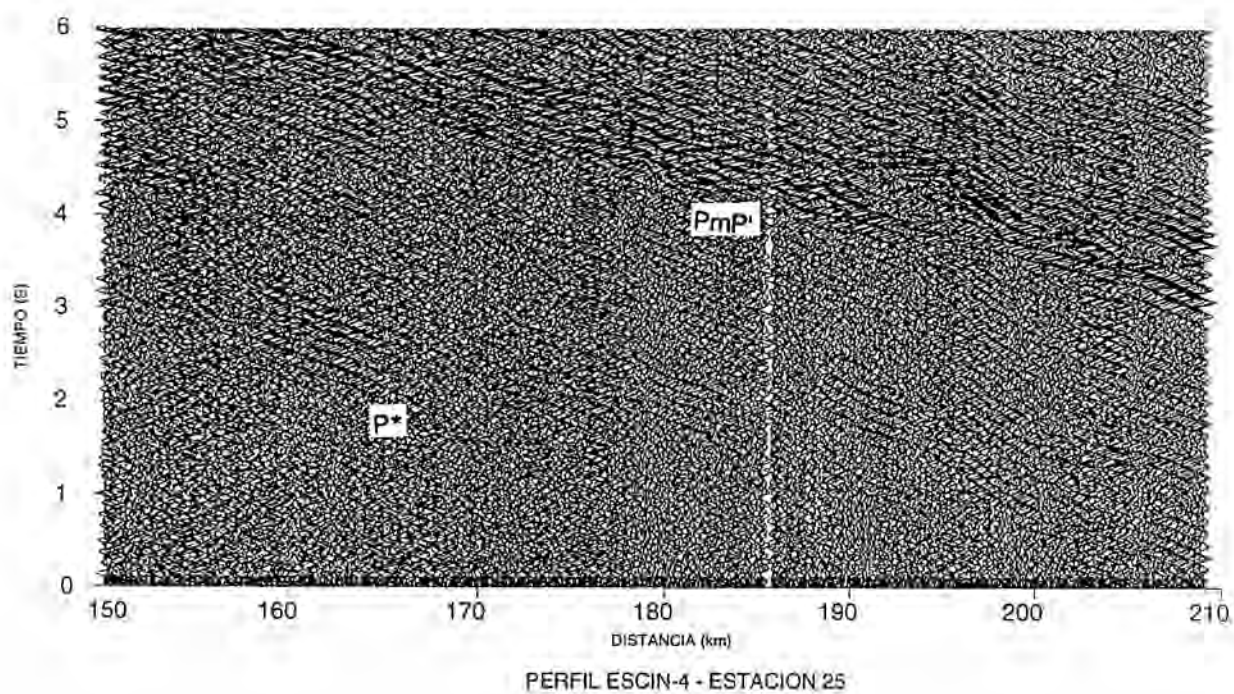
Esta fase, que se ha denominado  $PmP'$ , y que muestra una velocidad aparente semejante a la de la  $PmP$ , se observa unos 3 s de tiempo por detrás de la  $P^*$  para la estación 24 (figura 4.7), 2 s por detrás de la  $P^*$  en la estación 25 (figuras 4.8 y 4.10), y en torno al 1.5 s por detrás de las llegadas marcadas como  $P^*$  ( $Pn$ ), para la estación 26 (figuras 4.9 y 4.10).

En la **estación 24** todas las llegadas en la sección del ensamblaje correspondiente a la zona de mayor batimetría son muy poco claras. Sin embargo, en base a los diferentes ensamblajes a distintas escalas y filtrados visualizados, se han podido trazar unas llegadas entre los 170 y 190 km de distancias atribuidas a la fase  $PmP'$ .

En la **estación 25** esta fase es más clara, con mayor amplitud relativa respecto a la  $P^*$  y correlacionable entre 170 y 200 km de distancia a tiempos de llegada entre 6 y 4 segundos.

En la **estación 26** también es la fase protagonista en la sección final del ensamblaje con gran amplitud desde los 180 km hasta el final de la sección.

El retraso observado entre esta fase y la fase que se ha denominado  $P^*$ , impide una interpretación en términos  $PmP$  y  $Pn$ , es decir, de dos fases que corresponden a la reflexión y la refracción en un mismo horizonte. Pero pueden prestarse a interpretaciones diversas.

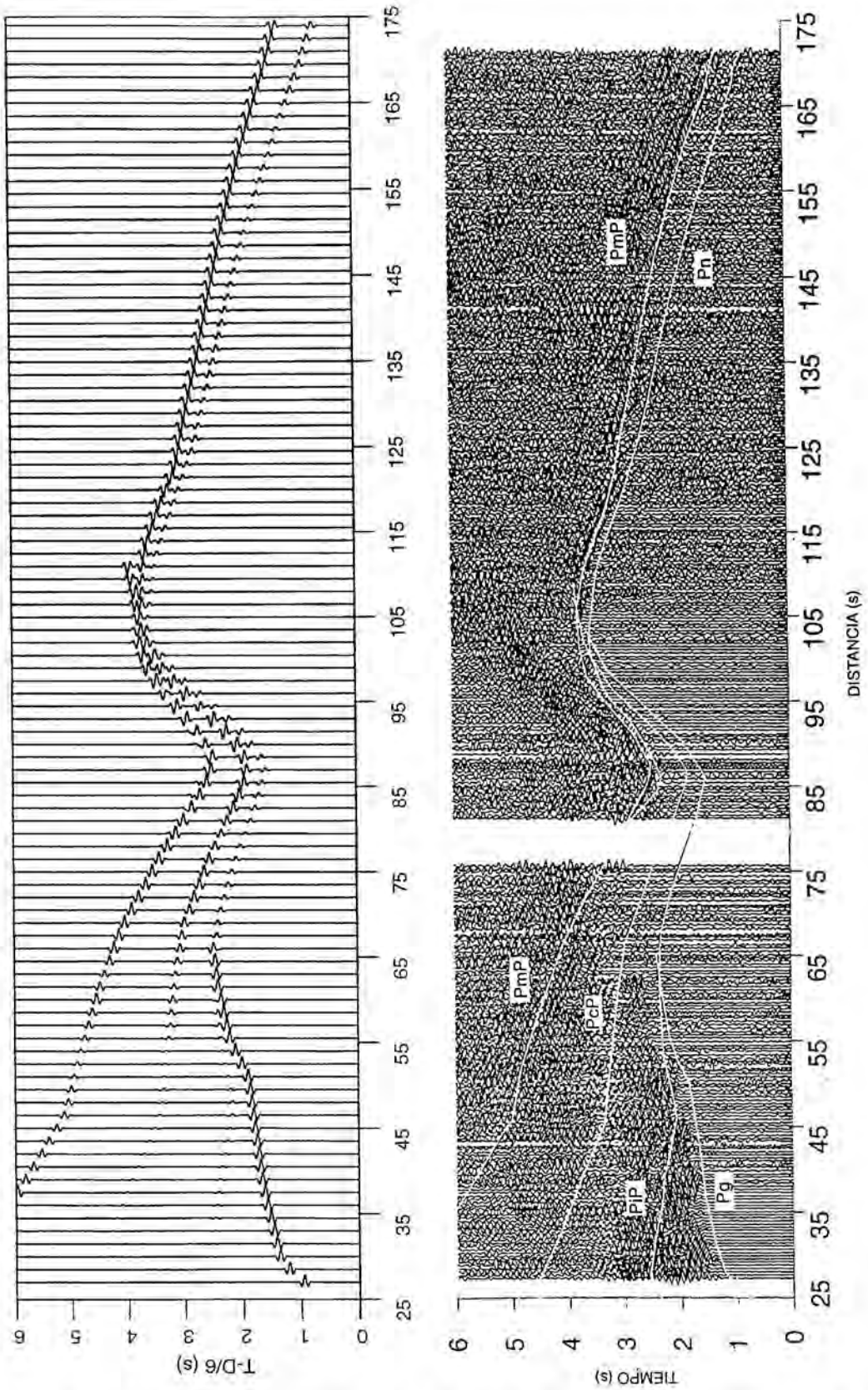


**Figura 4.10.** Ampliación de los ensamblajes correspondientes a la estación 25 y a la estación 26 donde se aprecian las fases  $P^*$  ( $P_n$  o  $P_mP'$ ) y  $P_mP'$ .

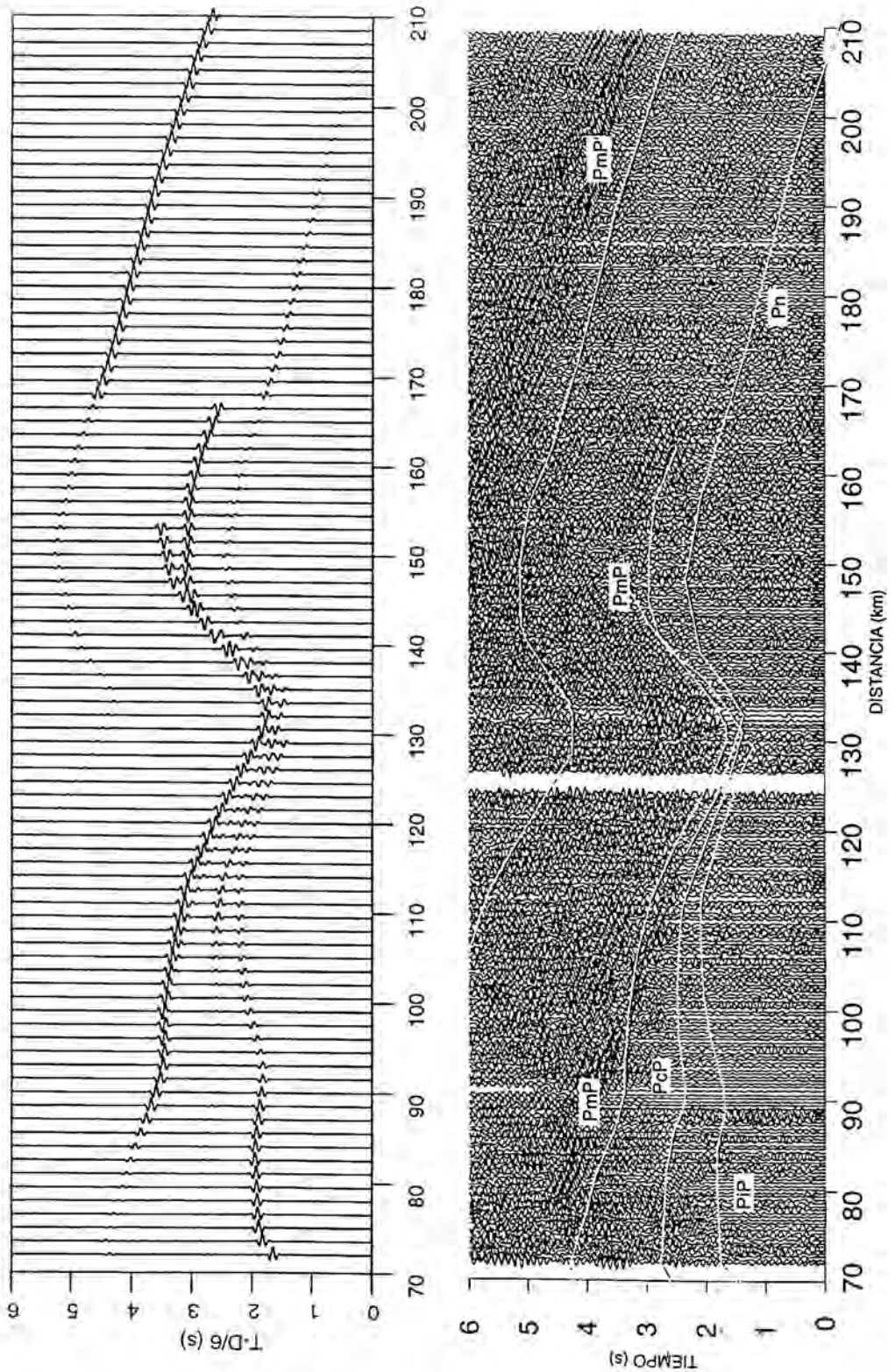
En un principio, se intentaron modelizar con reflectores situados en la mitad Norte del perfil puesto que se pensó que la subducción podría haber dejado algún vestigio en profundidad o algún bloque pinzado por debajo de la corteza continental que podría ser la causa de estas llegadas. Sin embargo, esta hipótesis tuvo que descartarse ante la imposibilidad de ajustar los tiempos de llegada con cualquier reflector situado al Norte y con cualquier inclinación que tuviese tal reflector. Al final, la única y más plausible posibilidad de explicarlas ha consistido en prolongar el buzamiento del Moho que ya se observaba en el perfil 5 de tierra hasta la línea de costa alcanzando unos 50 km de profundidad con una inclinación de unos 35-40°. La corteza inferior aparece entonces engrosada de una manera considerable. Así pues, los datos del perfil ESCIN-4 sugieren también la presencia de un reflector profundo, situado al Sur de la línea, en la parte terrestre del perfil, en la misma zona donde se observaba el engrosamiento cortical en los perfiles 1 y 5.

Debido a la presencia de las fases PmP y PmP' hablaremos entonces de "dos Mohos" para este modelo. El Moho del margen que llamaremos **Moho Cantábrico**, muestreado por las fases PmP y P\* (bien PmP o Pn) se situaría en torno a los 32 km cerca de la línea de costa y progresivamente alcanza menores profundidades hasta la zona oceánica. El segundo Moho sería el **Moho Ibérico**, muestreado por la fase PmP' y visualizado en el perfil de reflexión vertical ESCIN-2 y en los perfiles de refracción en tierra 1 y 5, que marca la base de la corteza en la parte Sur de la línea y en la zona terrestre buzando hacia el Norte desde los 35 km de profundidad hasta casi 50 km en las proximidades de la línea de costa.

En los sismogramas sintéticos correspondientes a los ensamblajes descritos se puede observar como quedan bien reproducidas las amplitudes relativas de las fases Pg y PmP respecto a las de las otras fases mesocorticales en la mitad Sur de las líneas. Aunque el carácter difuso de la PmP dificulta precisar su distancia crítica, se observa una buena coincidencia entre las amplitudes máximas observadas en las distancias donde los sismogramas sintéticos predicen la distancia crítica de esta fase (figuras 4.3 a 4.9). En la mitad Norte de las estaciones cercanas a la línea del ESCIN-4, el carácter de fase única en la correlación que hemos denominado P\* impide una visualización comparativa de su amplitud, tanto si nos atenemos a amplitudes reales como normalizadas y tanto si se calculan como fase Pn o como fase PmP.



**Figura 4.11.** Ensamblaje correspondiente a la estación 21 con las fases calculadas interpretando la fase al Norte del talud como PmP y sísmogramas sintéticos obtenidos.



**Figura 4.12.** Ensamblaje correspondiente a la estación 25 con las fases calculadas interpretando la fase al Norte del talud como PmP y sismogramas sintéticos obtenidos.



Sin embargo, en el caso de las estaciones lejanas donde la presencia de dos fases sí permite una comparación relativa, en el caso de la interpretación como reflexión PmP de la fase P\* se predice también cierta amplitud de la fase Pn a grandes distancias, que no se observa en los ensamblajes reales. Este hecho puede ser un apoyo para reforzar la hipótesis de que la fase P\* sea una refracción en el manto, aunque el ruido en las estaciones a grandes distancias puede ser la causa de que no se observe la Pn. En las estaciones lejanas los mismos sintéticos indican que la fase protagonista es siempre la PmP' provocando que la fase P\* sea paulatinamente menos importante, cualquiera que sea su interpretación.

#### 4.3.2 Modelo de velocidades

En la figura 4.13 se representa el trazado de rayos obtenido para cada una de las estaciones. El modelo de velocidades obtenido para este perfil se muestra en la figura 4.14 para la interpretación de la fase P\* como la refracción en el manto superior y en la figura 4.15 cuando se interpreta como fase PmP.

En la parte terrestre del modelo, la estructura de la corteza es similar a la de los perfiles Norte-Sur en la Zona Cantábrica descritos anteriormente. La corteza superior aparece como una capa de unos 15 km de espesor estratificada en dos horizontes, el superior con velocidades desde 5.6 a 5.8 km/s y gradiente moderado, y el inferior con velocidades entre 6 y 6.1 km/s y un gradiente suave.

La cuenca sedimentaria de la plataforma presenta velocidades del orden de los 3 a 3.5 km/s y un espesor máximo en su parte central de casi 3 km. La cuenca se acuña hacia el Norte y existen velocidades de basamento ya en la superficie en torno a los 140 km de distancia. Sondeos realizados en el talud continental por Capdevila et al., (1974) evidenciaron la presencia de basamento en superficie en esta zona del margen con muestras de granulitas y charnokitas del Precámbrico aflorando en el banco del Danés.

Por debajo de la corteza superior, entre 15 y 25 km de profundidad en el extremo Sur del perfil se individualiza la corteza media, con velocidades de 6.2 a 6.35 km/s. Esta capa se adelgaza hacia el Norte de una manera más acusada que

en el caso de la corteza superior, que tan sólo mostraba un leve buzamiento a partir de la línea de costa.

La corteza inferior aparece muy engrosada en los primeros 50 km del modelo, con velocidades entre 6.4 km/s en su parte superior hasta 6.95 km/s en su parte más profunda. El Moho continental o "Moho Ibérico" que comenzaba a profundizar en el perfil 5 continúa en este perfil buzando hacia el Norte hasta llegar a una profundidad de unos 50 km cerca de la línea de costa definido en base a las observaciones de las fases PmP'. Por debajo de este Moho, las velocidades del manto superior se asumen como iguales a las obtenidas en el modelo para el perfil 5 en su parte más septentrional, de 8.1-8.2 km/s.

A partir de unos 60 km de distancia en el modelo, aparece a unos 32 km de profundidad el Moho del margen definido por las fases denominadas PmP de todas las estaciones. La corteza se adelgaza progresivamente hacia el dominio oceánico al final del perfil donde su espesor sería aproximadamente de unos 18 km (teniendo en cuenta la capa de agua y los sedimentos oceánicos). Al adelgazamiento se une un aumento de las velocidades corticales, sobre todo a partir de los 140 km de distancia en el modelo y hacia el Norte donde la velocidad es del orden de 7-7.2 km/s en la parte más inferior. En este extremo del perfil el espesor de la corteza oceánica del Golfo de Vizcaya está de acuerdo con valores obtenidos anteriormente a partir de otros experimentos de refracción marinos (Avedik et al., 1982).

Al carecer de observaciones directas, la parte oceánica del modelo se ha modelizado ateniéndonos a la imagen presentada por la línea de reflexión vertical. Se ha introducido una capa de sedimentos de baja velocidad, entre 2.5 y 3.5 km/s, cuyo espesor es del orden de 4 km en la parte Norte. El techo del basamento oceánico buza ligeramente al Sur en este extremo. Por debajo de esta capa en las cercanías del talud, donde es más fina, se interpretan velocidades medias de 5.7 km/s para los sedimentos tectonizados del prisma de acreción. Las velocidades para el prisma y para el basamento oceánico deben tomarse como una velocidad media y la separación en dos horizontes como una solución gráfica y técnica puesto que la geometría de registro no permite observar ninguna reflexión en ese horizonte medio. La terminación del prisma de acreción coincide con un aumento brusco en el espesor de los sedimentos de baja velocidad hacia los 210 km de distancia en el modelo.

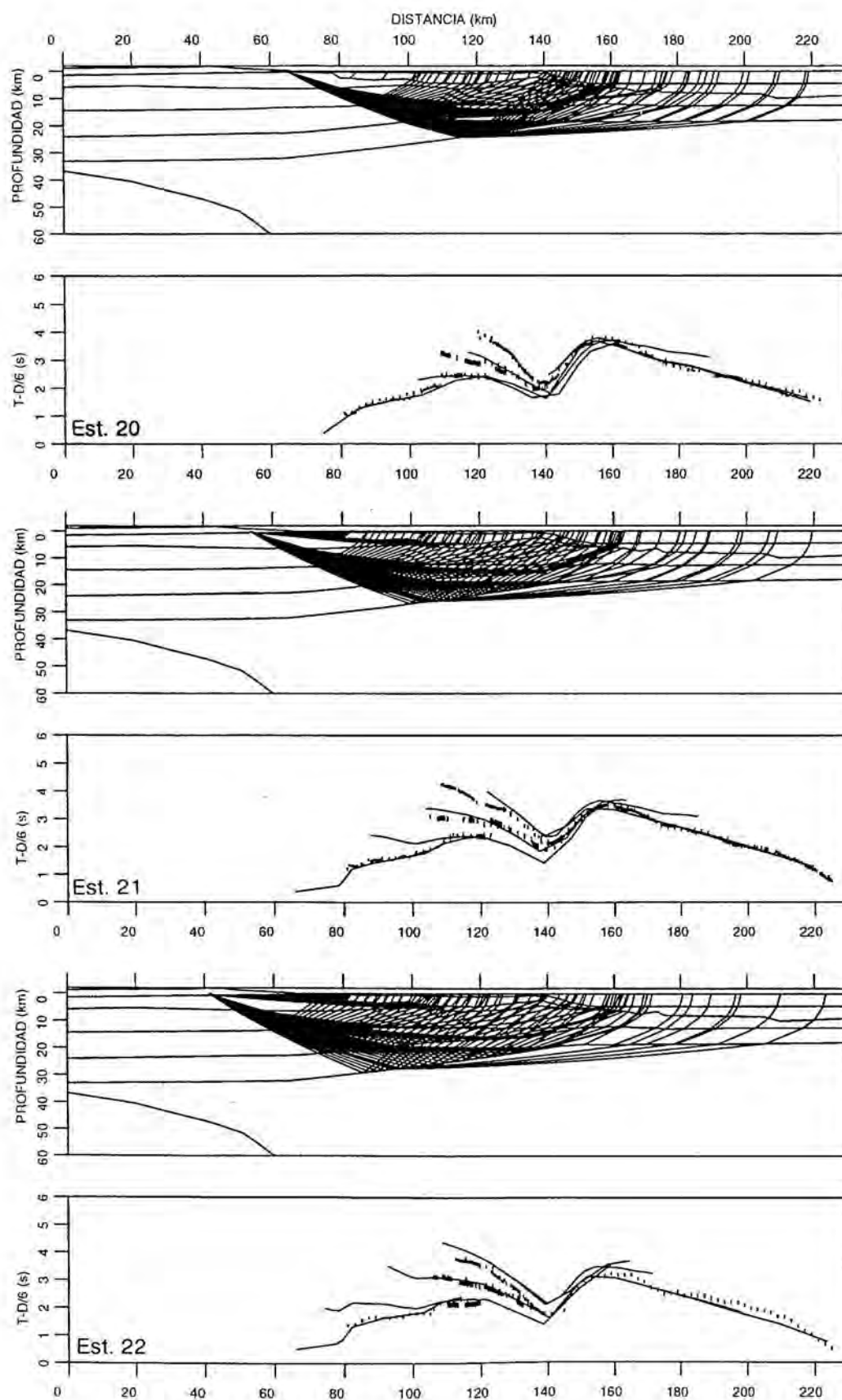


Figura 4.13. Trazado de rayos para las estaciones 20, 21 y 22 del perfil ESCIN-4.

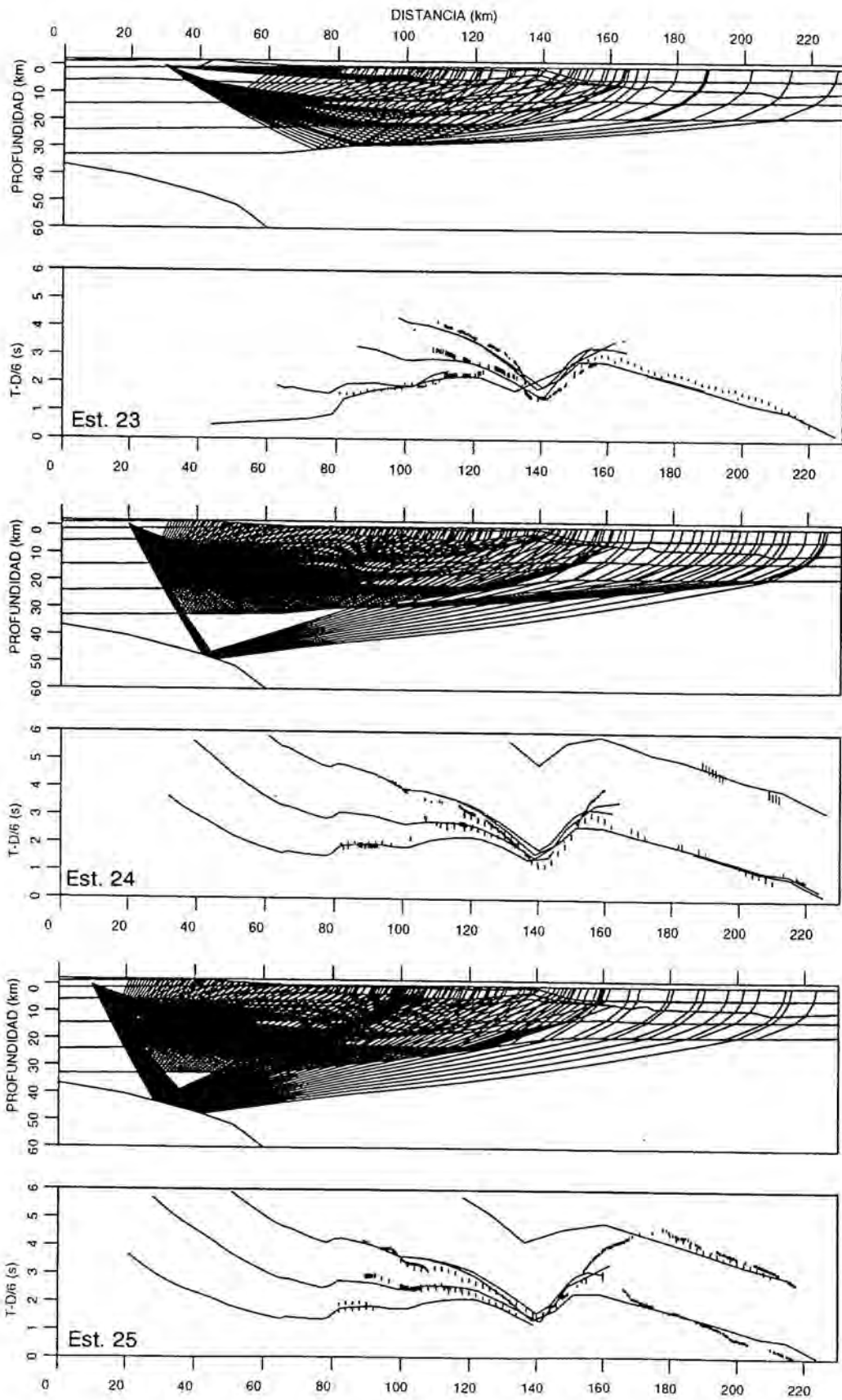
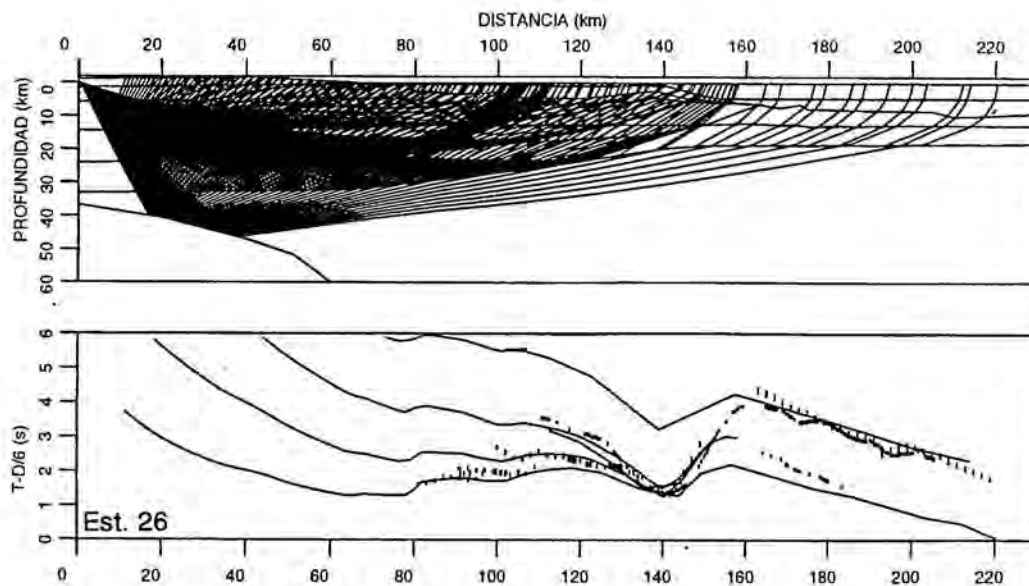


Figura 4.13 (cont.). Trazado de rayos para las estaciones 23, 24 y 25 del perfil ESCIN-4



**Figura 4.13 (cont.).** Trazado de rayos para la estación 26 del perfil ESCIN-4.

En la interpretación del modelo cuando se considera la fase  $P^*$  como fase reflejada en el Moho, el espesor de sedimentos de baja velocidad es mayor, sobre todo en la zona Norte del talud y éstos se acuñan hacia el extremo de la línea. La corteza en esta zona es también ligeramente más gruesa (figura 4.15).

En el manto superior, por debajo de la plataforma continental y de la llanura abisal, en base a las amplitudes de la  $PmP$  y a los tiempos de llegada de las fases  $P^*$  (como  $Pn$ ) y  $PmP'$ , se ha establecido una velocidad de 7.8 km/s por debajo del Moho. Aunque una velocidad de 8.0 km/s podía reproducir las amplitudes de la fase  $PmP$ , estas velocidades implicaban que la fase  $PmP'$  debería venir de un horizonte mucho más profundo y al que, por la geometría de registro apenas podían trazarse rayos, y por tanto reproducir las llegadas, por lo que una interpretación con velocidades menores en el manto superior era más acorde con las observaciones. Esta disminución de la velocidad en el manto es explicable por la presencia de fluidos aportados en el proceso de subducción que rebajarían la velocidad en la zona de interacción entre placas.

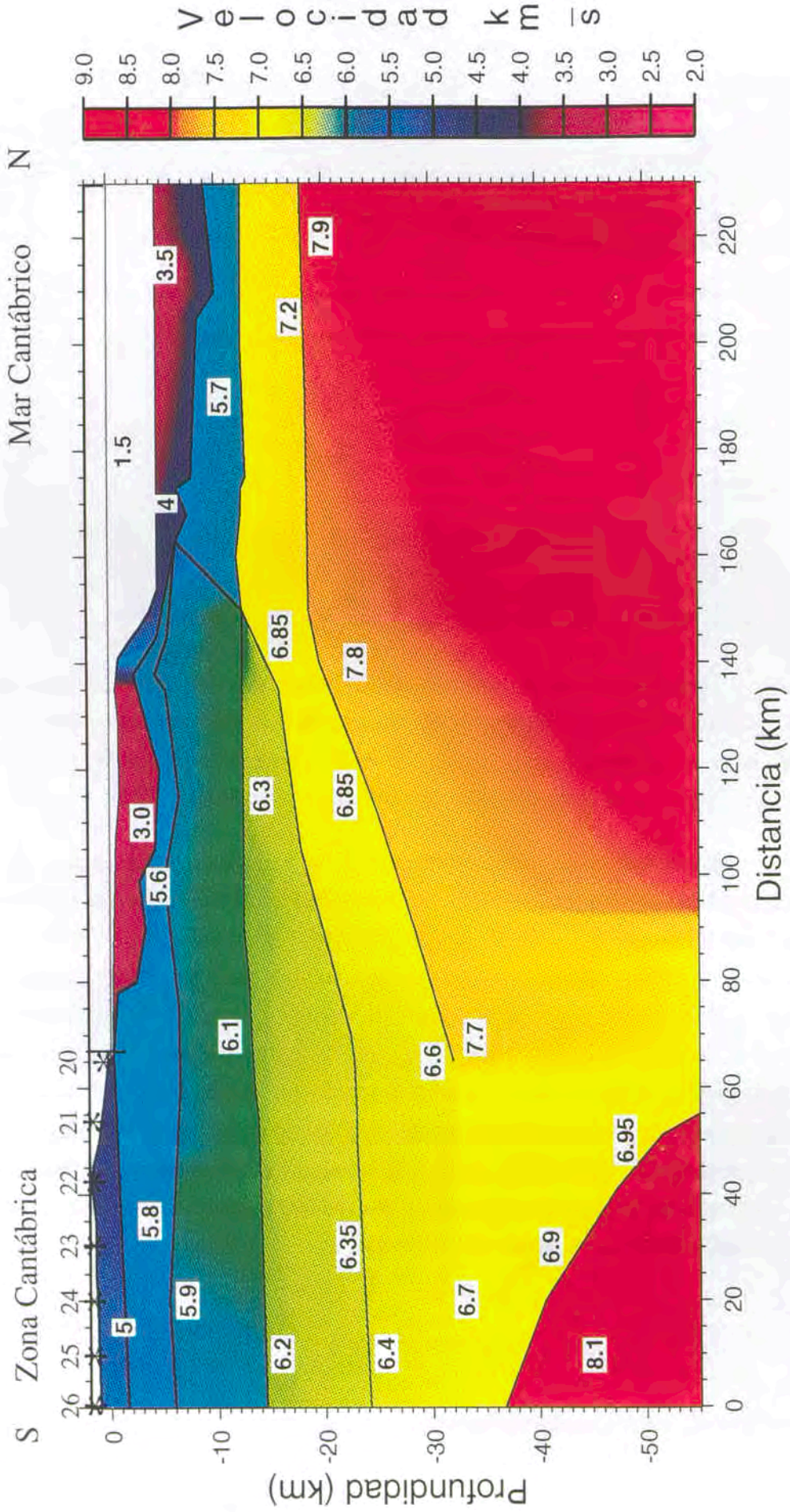


Figura 4.14. Modelo de velocidades para el perfil ESCIN-4 (Pn)

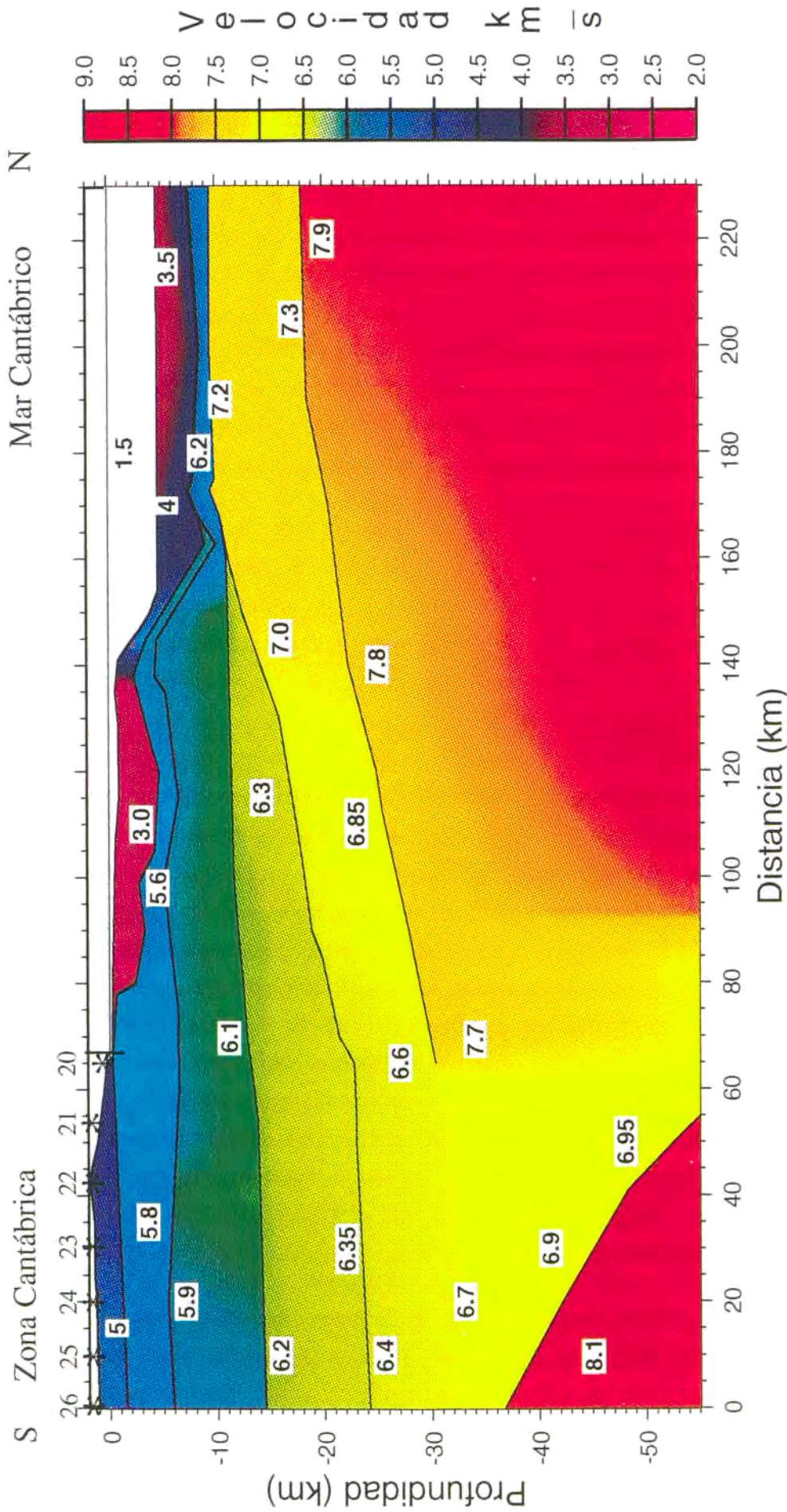


Figura 4.15. Modelo de velocidades para el perfil ESCIN-4 (PmP)

Al no existir perfil inverso y debido a la disposición del experimento, no existe cobertura de rayos suficiente para establecer claramente la relación geométrica entre los dos Mohos definidos por las fases PmP y PmP'. Probablemente se trata de una imbricación de cortezas con láminas intercaladas de mayor y menor velocidad como consecuencia del acortamiento y procesos de compresión sufridos en el margen, involucrando también escamas de manto y probablemente de corteza oceánica. Los procesos de deshidratación sufridos por la lámina subducida podrían haber determinado la estructura de las velocidades del manto menores de 8 km/s que se proponen en este modelo con una serpentinización de las peridotitas mantélicas y su consiguiente disminución en la velocidad sísmica.

El modelo obtenido al interpretar la fase P\* como la fase PmP que sigue hacia el Norte puede verse en la figura 4.15. La parte continental es casi idéntica a la del modelo anterior puesto que las observaciones sólo afectan a la segunda mitad de los ensamblajes. Ya se ha comentado las diferencias en la parte superficial referente a los sedimentos de baja velocidad. En esta zona, la principal diferencia radica en el espesor de la corteza, a partir de la zona del talud continental, donde en este modelo el buzamiento es más suave y el adelgazamiento menos brusco. Otra diferencia son las mayores velocidades de la corteza oceánica y el gradiente introducido en la corteza de transición entre 110 y 160 km, de mayor envergadura que en el modelo anterior para explicar la presencia o ausencia de la fase PmP en cada una de las estaciones y su amplitud. Este fuerte gradiente ha sido descrito en algunas zonas como un aspecto bastante típico en las cortezas de transición en márgenes continentales pasivos. White (1992), atribuye el gradiente al hecho de que la estructura de velocidad se "comprime" al adelgazarse la corteza sobre todo en márgenes no volcánicos. Afirma este autor que puede ser una característica que permita distinguir la corteza de transición de la corteza oceánica. Aplicar esta interpretación al margen cantábrico es discutible puesto que ha sufrido un acortamiento posterior a la extensión y cabe preguntarse hasta qué punto ese gradiente es conservado, destruido o amplificado, durante la actuación de los esfuerzos compresivos.

La estructura del manto superior en este caso, se modeliza en base a las amplitudes de la PmP y en base a los tiempos de llegada de la fase PmP' resultando en una estructura de velocidad muy similar a la del modelo anterior. Sin embargo, es preciso recordar que la cobertura de rayos (figura 4.13) en esta



zona es bastante escasa en ambas interpretaciones y que tanto la diferencia en la profundidad del Moho, como las diferencias en los valores de la velocidad, estarían dentro del amplio rango de variación esperable en una sección del modelo que es muestreada siempre de manera indirecta por fases profundas.

### 4.3.3 Análisis multicanal de la reflexión PmP

El análisis multicanal de las reflexiones PmP para este perfil, siguiendo la metodología presentada por Vidal (1995), ha permitido obtener una imagen del Moho Cantábrico que se muestra en la sección sísmica de la figura 4.16. La reflectividad del Moho muestra una moderada inclinación hacia tierra. La corteza se adelgaza hacia el Norte desde unos 10 s (TWT) debajo de la línea de costa hasta unos 7-8 s, 70 km al Norte, debajo del talud continental. Este reflector se continúa unos 15 km tierra adentro a unos 10-12 s TWT. Esta geometría coincide básicamente con la obtenida en el modelo de refracción de la figura 4.14.

En el caso de la reflexión PmP', desafortunadamente, la dificultad en el procesado de reflexiones de gran ángulo muy inclinadas y la presencia de la reflexión en sólo tres de los receptores (prácticamente solo visible en dos de ellos), ha imposibilitado un correcto procesado multicanal para esta reflexión (Gallart et al., en prensa). La adaptación de técnicas de sísmica vertical a datos procedentes de grandes distancias es a menudo problemática para poder obtener una sección sísmica completa. La corrección de NMO debe aplicarse en la práctica cada vez para un solo reflector. En el caso del reflector profundo, las velocidades de esta corrección son difíciles de establecer debido sobre todo a la escasez de estaciones de registro.

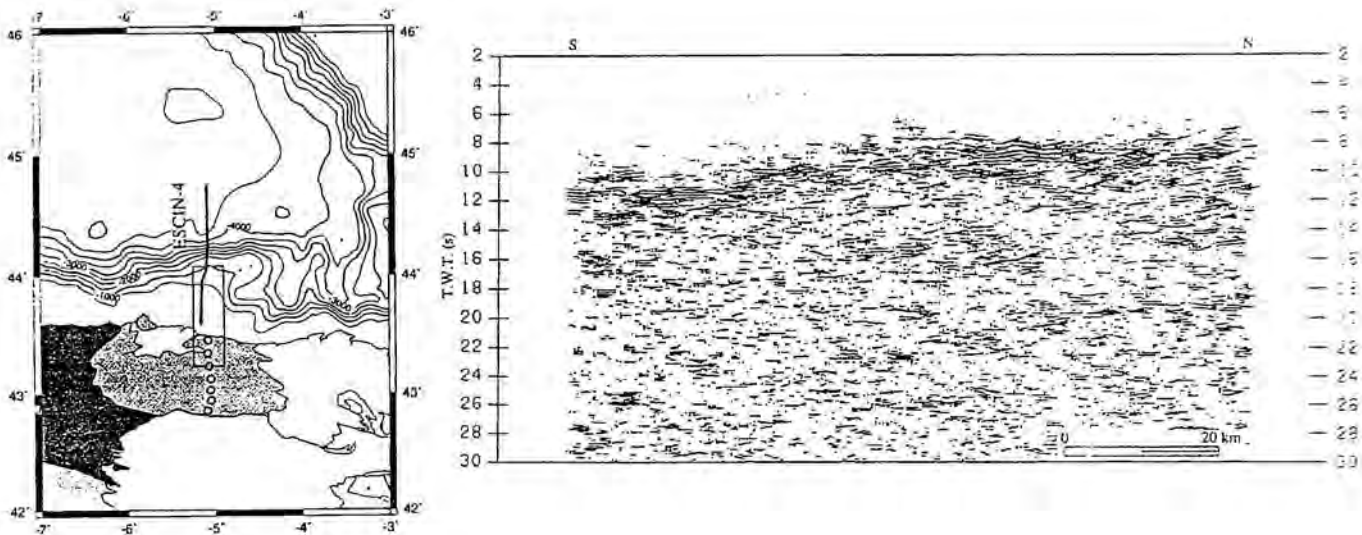
La figura 4.17a muestra el resultado del procesado de esta reflexión profunda con velocidades de 7, 7.5 y 8 km/s. La resolución es similar para las tres figuras. Sin embargo, la posición del reflector en profundidad varía significativamente desde los 16-18 s a los 22-24 s. Por otro lado, la localización real del reflector puede estar bastante desplazada respecto de la imagen temporal sobre todo teniendo en cuenta que existe un fuerte buzamiento, como lo demuestran los tiempos de llegada de la PmP' para las diferentes estaciones. La

migración a profundidad por tanto, es imprescindible, pero difícil de efectuar satisfactoriamente, puesto que los algoritmos empleados no están adaptados para geometrías de gran ángulo. En este sentido, se han hecho diversas pruebas con resultados poco satisfactorios (figura 4.17b). Partiendo de un modelo simple de una sola capa y un Moho inclinado se han calculado los sismogramas sintéticos para dos estaciones situadas a grandes distancias como en el caso del perfil ESCIN-4. Después de construir los CMPs y aplicar las correcciones estáticas y dinámicas se ha obtenido una sección suma de los sismogramas sintéticos. En este caso, la resolución es mayor de 0.2 km/s. Por tanto, se consideró un simple segmento, correspondiente al trazado del reflector indicado en la sección sintética, y se aplicó el proceso de migración de Chun y Jacewitz, (1981). A pesar del amplio rango de velocidades considerado en la migración ha sido imposible reubicarlo en su posición original en el modelo sintético. Este ejercicio nos da una idea de que las técnicas de migración no son concluyentes en el caso de reflectores profundos con gran inclinación, especialmente en un caso como este, donde existen pocas estaciones receptoras y además están situadas muy lejos de la fuente.

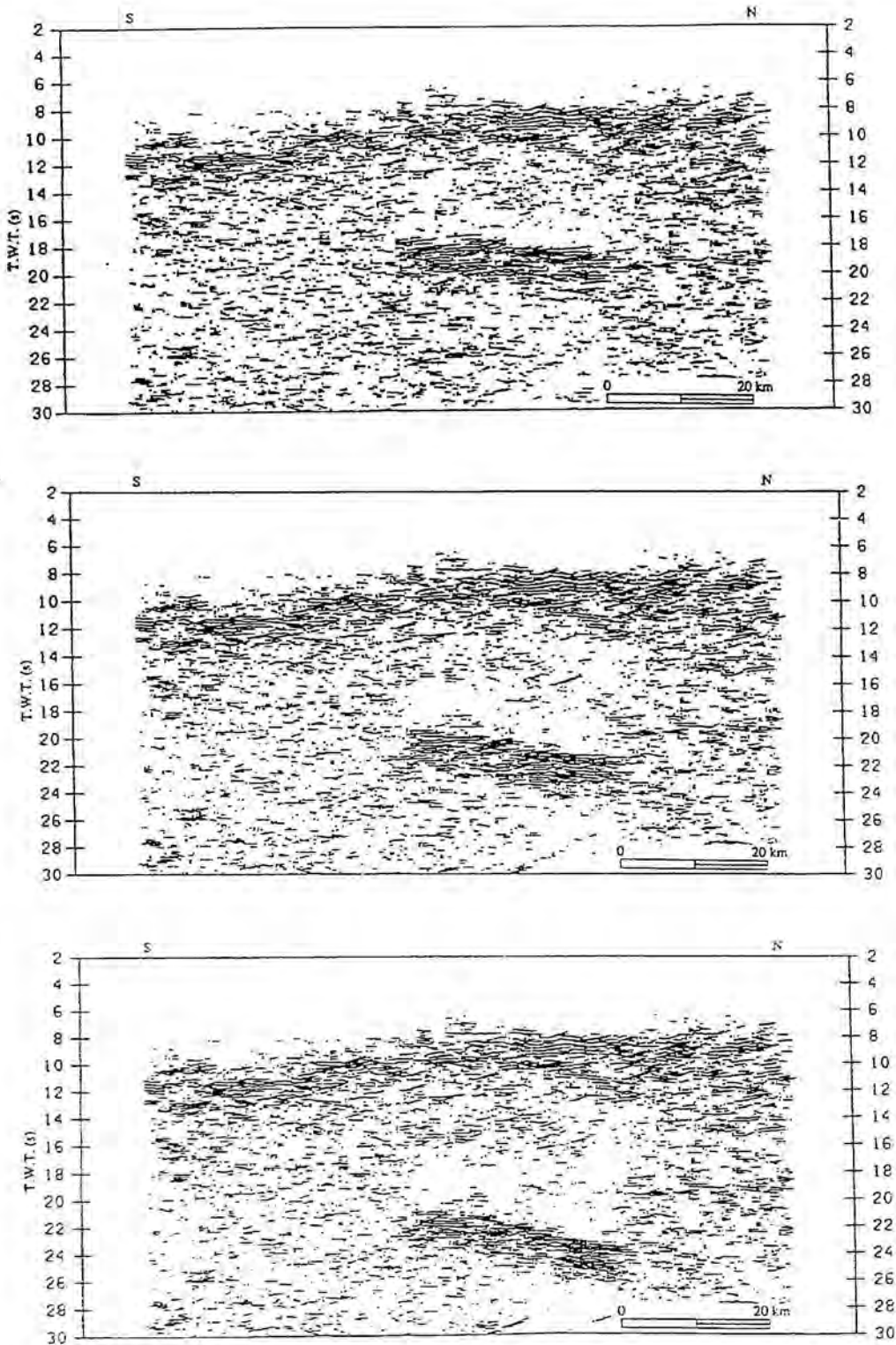
En definitiva, el análisis multicanal de gran ángulo aporta resultados significativos para el Moho del margen que permiten completar la sección sísmica de la base de la corteza desde tierra a lo largo de la plataforma y hasta el talud continental. La figura 4.18 muestra la sección final obtenida combinando la imagen del Moho de gran ángulo con la sección vertical una vez referidas ambas a una densidad de CMPs comparables. Este procedimiento pone claramente de relieve la ventaja e importancia del análisis multicanal en la mejora de la resolución de la imagen cortical a lo largo del perfil ESCIN-4.

Por último, se ha realizado una migración a tiempo doble del modelo de velocidades para comprobar que los horizontes obtenidos presentan una buena concordancia con la imagen de la sísmica vertical y con el Moho obtenido en el análisis multicanal. La figura 4.19 muestra estos horizontes superpuestos al perfil ESCIN-4. El Moho del margen se observa a tiempos coincidentes con los obtenidos en el análisis multicanal, desde los 10-11 s cerca de la costa, hasta unos 7 s en la zona del talud. En la zona norte de la línea, donde no se ha interpretado la presencia del prisma de acreción, el contacto sedimentos -basamento se sitúa a unos 10 s y el Moho oceánico que no se ve claramente en la sección de sísmica vertical estaría situado según el modelo de velocidad a unos 11 s.

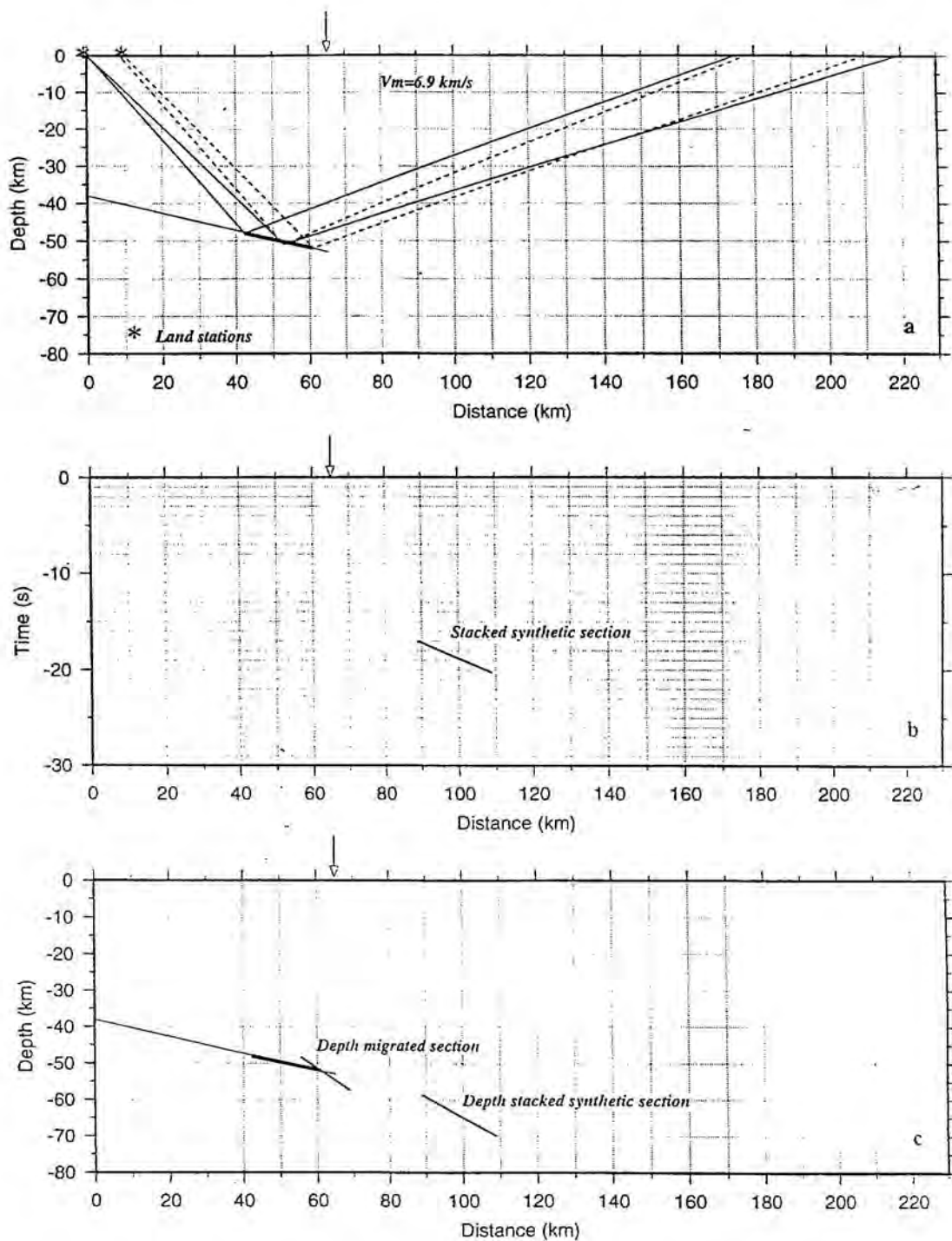
El límite entre los sedimentos y las reflexiones inclinadas del prisma de acreción parece bien definido por el límite de velocidad entre los 3.5 km/s y los 5.6 km/s. Aunque los dos horizontes establecidos en el modelo en la corteza oceánica no estaban bien muestreados por los rayos, parece que en torno a ese límite (10 s), las reflexiones del prisma de acreción no son tan abundantes y además se disponen más inclinadas, sugiriendo que el cambio en la signatura reflectiva constituye también un límite de velocidades. También se observa una buena concordancia con el límite inferior de la cuenca de la plataforma (reflexiones A en el perfil multicanal). Los niveles intermedios de la corteza obtenidos a partir de los datos de refracción y reflexión de gran ángulo proporcionan una indicación de los cambios en los materiales de la corteza con la profundidad, sobre todo a nivel de la corteza inferior que comprendería la banda de reflexiones denominadas B en la figura durante unos 2 s de tiempo doble.



**Figura 4.16.** Area donde la cobertura multicanal se ha conseguido en el perfil ESCIN-4 (rectángulo) e imagen final de la sección procesada.



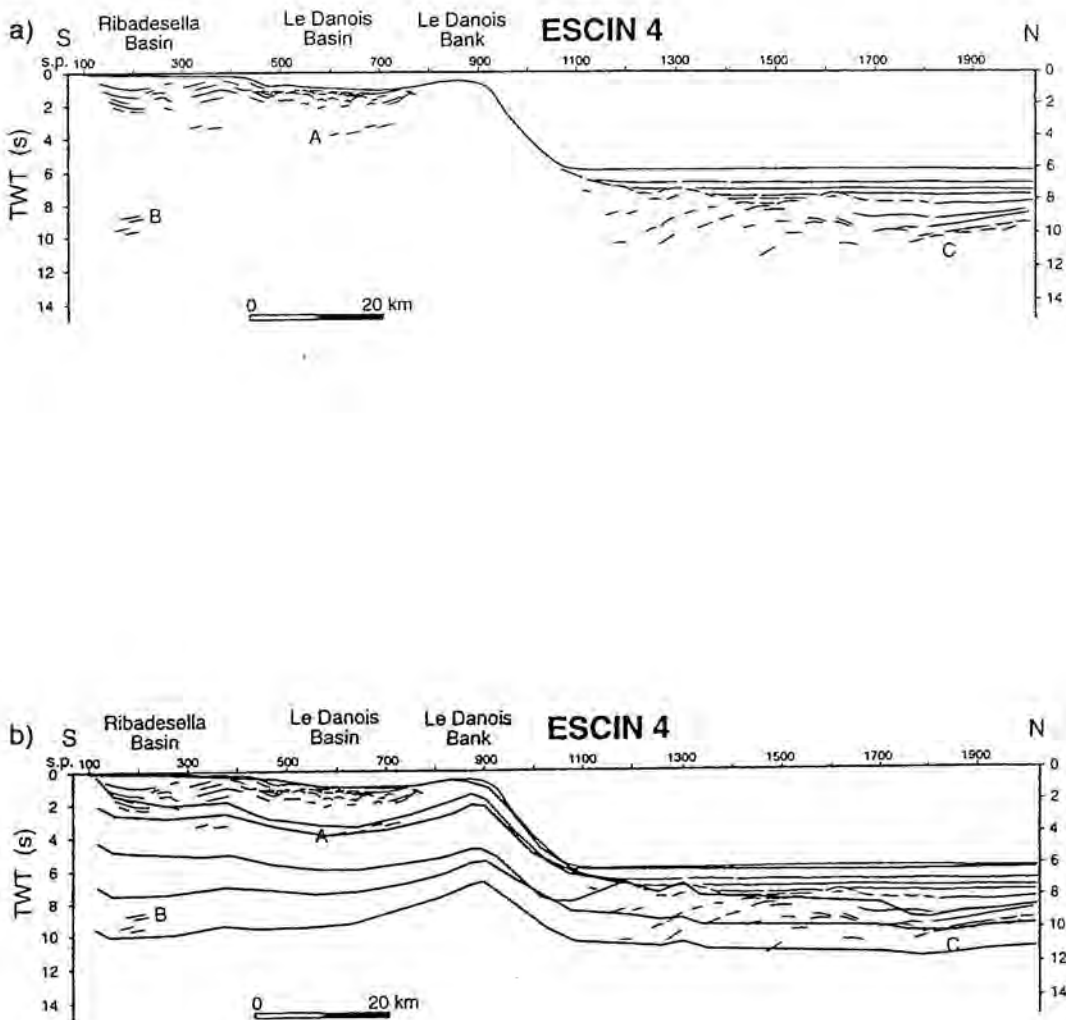
**Figura 4.17a.** Tres ejemplos de la sección suma que incluye los dos Mohos procesados separadamente, dependiendo de la velocidad media considerada para el Moho Ibérico, más profundo. Se observa una imagen similar pero un desplazamiento temporal importante para las tres imágenes.



**Figura 4.17b.** Ejemplo que ilustra el problema del procesamiento multicanal para reflexiones muy inclinadas. a) Datos sintéticos de dos estaciones que registran las reflexiones de un horizonte inclinado a gran distancia, similar al caso real. b) Imagen del reflector en la sección suma final. c) Localización en profundidad del reflector antes y después de la migración: el procesamiento multicanal no restaura el segmento a su posición original.



**Figura 4.18.** Sección final combinando los datos de sísmica vertical y de sísmica de gran ángulo del perfil ESCIN-4. a) "stack" de los datos de sísmica vertical. b) los mismos datos referidos a un espaciado de CMP de 500m como en los datos de gran ángulo. c) imagen combinada con las dos secciones.



**Figura 4.19.** Migración a tiempo de los horizontes obtenidos en el modelo de velocidad para el perfil ESCIN-4. a) Perfil ESCIN-4 de sísmica de reflexión vertical (Alvarez-Marrón et al., 1996) b) Horizontes de gran ángulo migrados a tiempo doble y superpuestos a la sección vertical.

#### 4.4 PERFIL IAM-12

El perfil IAM-12 de reflexión vertical es un perfil Norte-Sur de 240 km de longitud, que discurre a unos 8° de longitud Oeste desde la costa de Galicia hasta la parte central del Golfo de Vizcaya (figura 4.20).

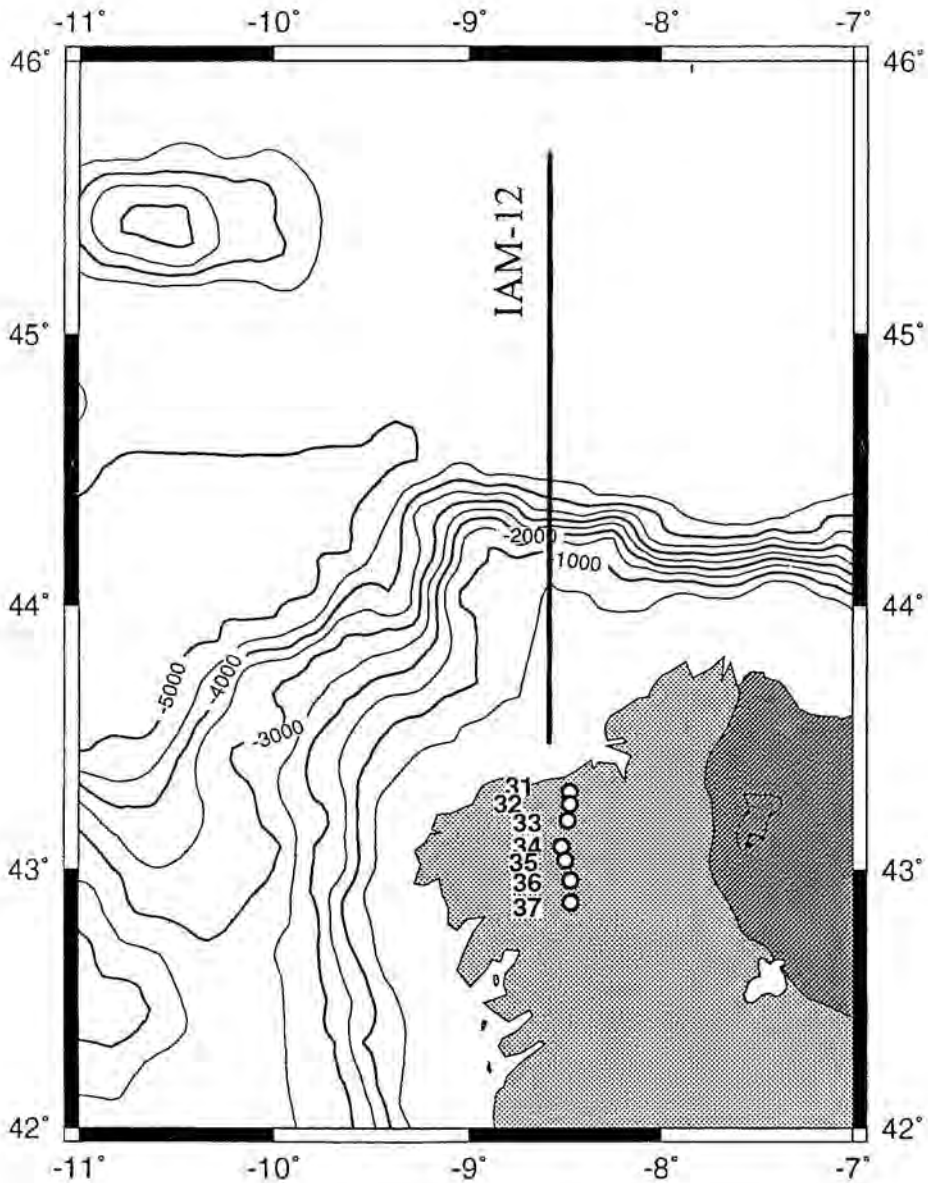
Córdoba (1986), interpretó un perfil de refracción en tierra aproximadamente coincidente con la sección terrestre del IAM-12 (Perfil La Coruña-La Cañiza). En el modelo resultante, la zona superficial presentaba mucha heterogeneidad en sus materiales, correspondientes a los diferentes afloramientos de las rocas del Complejo de Ordenes, con velocidades que oscilaban entre los 4.8 y 6.1 km/s y con un espesor medio de unos 3 km. Por debajo del Complejo la corteza superior presentaba velocidades entre 5.7 y 6.1 km/s hasta unos 15 km de profundidad. La corteza media, con velocidades de 6.3 km/s se extendía hasta los 22 km de profundidad. Y la corteza inferior presentaba una velocidad de 6.7 km/s con una pequeña zona inferior con un fuerte gradiente hasta los 6.9 km/s. El espesor de la corteza variaba desde unos 28 km en el Norte cerca de la costa, a unos 30 km en el interior y la velocidad del manto en base a perfiles adyacentes se estableció en 8.3 km/s.

Téllez (1993), en una reinterpretación del perfil estableció un modelo semejante con algunas diferencias. El Complejo de alta velocidad tendría un mayor espesor, de unos 5 km, y la velocidad de la corteza inferior oscilaba desde 6.5 km/s en su parte superior hasta unos 7.1 km/s en su base. El Moho, buzarda hacia el Sur desde los 28 km a los 30 km y la velocidad del manto superior se estableció en 8.2 km/s.

Alvarez-Marrón et al., (sometido), han interpretado la sección de sísmica vertical IAM-12 (Banda et al, 1995). La batimetría del perfil muestra como el área de la plataforma continental buza suavemente hacia el mar cerca de la costa y continúa subhorizontal hasta el talud, mostrando algunas interrupciones debidas a depósitos gravitacionales. La sección de sísmica vertical proporciona una buena imagen de la cuenca sedimentaria de la plataforma y de los sedimentos oceánicos. En éstos se han distinguido varias unidades correspondientes al prisma de acreción y sedimentos de la fosa y a los sedimentos indeformados que conforman el suelo oceánico; y es posible seguir con continuidad el límite con el basamento.

Como en el perfil ESCIN-4, se dispusieron 7 estaciones en línea con el perfil IAM-12 para registrar las reflexiones de gran ángulo y obtener cobertura en la zona de transición tierra-mar.





**Figura 4.20.** Localización del perfil IAM-12 y de las estaciones que lo registraron en tierra.

Aunque el modelo final tiene una longitud total de 310 kilómetros correspondiente a la distancia entre la estación más alejada de la costa y el extremo Norte de la línea sísmica, sólo se han podido observar llegadas hasta distancias en torno a los 230-240 km en las estaciones más próximas al mar. De todas maneras se ha introducido el perfil completo en la modelización continuando los horizontes determinados por las reflexiones de gran ángulo y las refracciones hasta el extremo final de la línea, e incorporando en el modelo la información proporcionada por el perfil de reflexión vertical coincidente.

#### 4.4.1 Descripción de las fases

Las estaciones receptoras están numeradas desde la 31 a la 37 de Norte a Sur. En las estaciones más cercanas a la línea de costa se han correlacionado hasta cinco fases diferentes mientras que en las estaciones 35, 36 y 37 tan sólo se han podido correlacionar las fases más profundas debido al efecto conjunto del adelgazamiento cortical hacia el mar y la distancia cada vez mayor de registro.

Las figuras 4.21 a 4.27 muestran los ensamblajes correspondientes a las 7 estaciones, con las fases calculadas y los sismogramas sintéticos obtenidos a partir del modelo estructural presentado en la figura 4.29. La zona mejor controlada del modelo es en general, la zona de plataforma continental, siendo la parte oceánica muestreada de manera muy indirecta por algunas fases profundas y teniendo por tanto, un bajo control de las velocidades y estructura de la zona. La figura 4.28 muestra el trazado de rayos para todas las estaciones permitiendo visualizar de un modo directo las zonas de mayor control en el modelo. También figuran los ajustes entre los tiempos de llegada observados y calculados para las siete estaciones.

Se han distinguido dos refracciones:  $P_g$  y  $P_n$ ; tres reflexiones intracorticales,  $P_iP$ ,  $P_{ii}P$  y  $P_cP$ , y la reflexión en el Moho,  $P_mP$ , que es la fase que está presente en todas las estaciones de un modo más claro.

En la mayoría de las secciones se ha prescindido de los últimos 50 kilómetros de registros puesto que a tales distancias no se ha podido obtener ninguna información. También se representan una traza de cada cuatro debido a la escala de representación que no permite incorporarlas todas, dada la alta densidad de registros.

Se ha introducido en el modelo la capa de agua a la que se le ha asignado un valor de la velocidad de ondas P de 1.5 km/s. Por ello, todos los ensamblajes se presentan sin la corrección batimétrica y muestran el retraso correspondiente al aumento en la capa de agua a partir de la zona del talud continental, que en este área sigue siendo un rasgo característico del margen. A este retraso producido en los tiempos de llegada se suma la presencia de la difracción producida en el borde

del talud como en los ensamblajes correspondientes al perfil anterior, ESCIN-4. En todas las secciones se observa un aumento en el ruido a partir de esta zona haciendo que las correlaciones interpretadas en la vertical de la llanura abisal tengan una menor credibilidad y un porcentaje de error y subjetividad más alto que en el caso de las demás fases.

El valor de la distancia inicio en cada ensamblaje corresponde al valor de la distancia entre la estación o receptor y el inicio del perfil marino IAM-12.

La estación 31 corresponde a la estación más cercana al perfil de reflexión. Está situada a unos 22 km del extremo Sur de la línea y en el ensamblaje final se observan llegadas hasta unos 170-180 km de distancia referida a la estación (figura 4.21).

La fase **Pg**, que interpretamos como la refracción en el límite sedimentos-basamento, se observa claramente en los primeros 20 km de registro de la estación 31, disminuyendo su amplitud de una manera acusada en torno a los 40 km de distancia.

En las estaciones siguientes, 32 y 33 (figuras 4.22 y 4.23) la Pg muestra el mismo aspecto que en la 31 aunque las distancias durante las cuales puede correlacionarse son cada vez menores a medida que nos alejamos de la costa.

En la 34 (figura 4.24), tan sólo se observa durante los primeros 6-8 km de registros, (entre los 44 y 50 km de distancia referida a la estación) ya muy débil. Muestra en todas ellas una clara primera llegada con una velocidad aparente de unos 5.8 km/s pero comienza siempre muy cerca del tiempo 0 s, indicando la existencia de una zona de alta velocidad en la parte superior. En las estaciones más meridionales 35 (figura 4.25), 36 (figura 4.26) y 37 (figura 4.27), la Pg no ha sido correlacionada, debido a la mayor distancia de registro. La no aparición de la refracción en el basamento a partir de la estación 35, nos proporciona una estimación de la magnitud del gradiente en los primeros kilómetros de la corteza superior.

Por detrás de la Pg se han correlacionado dos reflexiones pertenecientes a la corteza superior, **fases PiiP y PiP**. La primera de ellas aparece retrasada unos 0,5 s respecto a la Pg y su trazado es subhorizontal.

La fase PiP corresponde a la reflexión en el límite entre la corteza superior y la corteza media y es visible en el mismo rango de distancias mostrando una mayor curvatura en los primeros kilómetros de la correlación para sumarse asintóticamente a la PiiP y continuar subhorizontal hasta la zona del talud perdiendo progresivamente su amplitud. En las estaciones 31, 34 y 35 ambas fases son distinguibles, mientras que en las estaciones 32 y 33 aparecen como un tren de ondas difuso con gran amplitud a lo largo de unos 20 km de registro. En la estación 36 (figura 4.26), existe una serie de llegadas entre 0.5 s y 1 s de tiempo que se atribuyen a estas fases.

La fase PcP corresponde a otra reflexión intracortical, en este caso entre la corteza media y la corteza inferior, y aparece con poca amplitud en todas las estaciones y en un rango de distancias corto, siendo más apreciable en la zona del talud continental. En cualquier caso, sólo se ha podido correlacionar con relativa continuidad durante unos 20-30 km de distancia.

En la estación 31 (figura 4.21), puede observarse entre 90 y 110 km y en ese mismo rango de distancias se observa en la 32 (figura 4.22) y 33 (figura 4.23). En la estación 34 (figura 4.24) aparecen unas llegadas en torno a 1.5 s en tiempo reducido para distancias entre 95 y 120 km y en las estaciones lejanas apenas si es visible, solamente algunas trazas en la zona de curva donde todas las fases experimentan el retraso debido al aumento de la capa de agua y la difracción del borde del talud. En la estación 35 (figura 4.25) se ha marcado la PcP entre 105 y 125 km de distancia a tiempos en torno a los 1.5 s. En la estación 36 (figura 4.26), las llegadas anteriores a la PmP se muestran bastante discontinuas y dispersas aunque se ha correlacionado una posible PcP entre 95 y 115 km de distancia. En la 37 (figura 4.27), no se ha identificado ninguna correlación por delante de la PmP de modo claro, probablemente debido ya a las grandes distancias entre emisor y receptor.

La fase PmP, reflexión en la base de la corteza, es sin duda, la fase más marcada en las diferentes estaciones. Aparece con notable amplitud en todas ellas y se sigue con continuidad por espacio de unos 60-70 km en todos los ensamblajes hasta la zona del talud donde experimenta un retraso en los tiempos de llegada y aparece una difracción en el borde de la estructura. A distancias superiores no se ha podido correlacionar claramente.

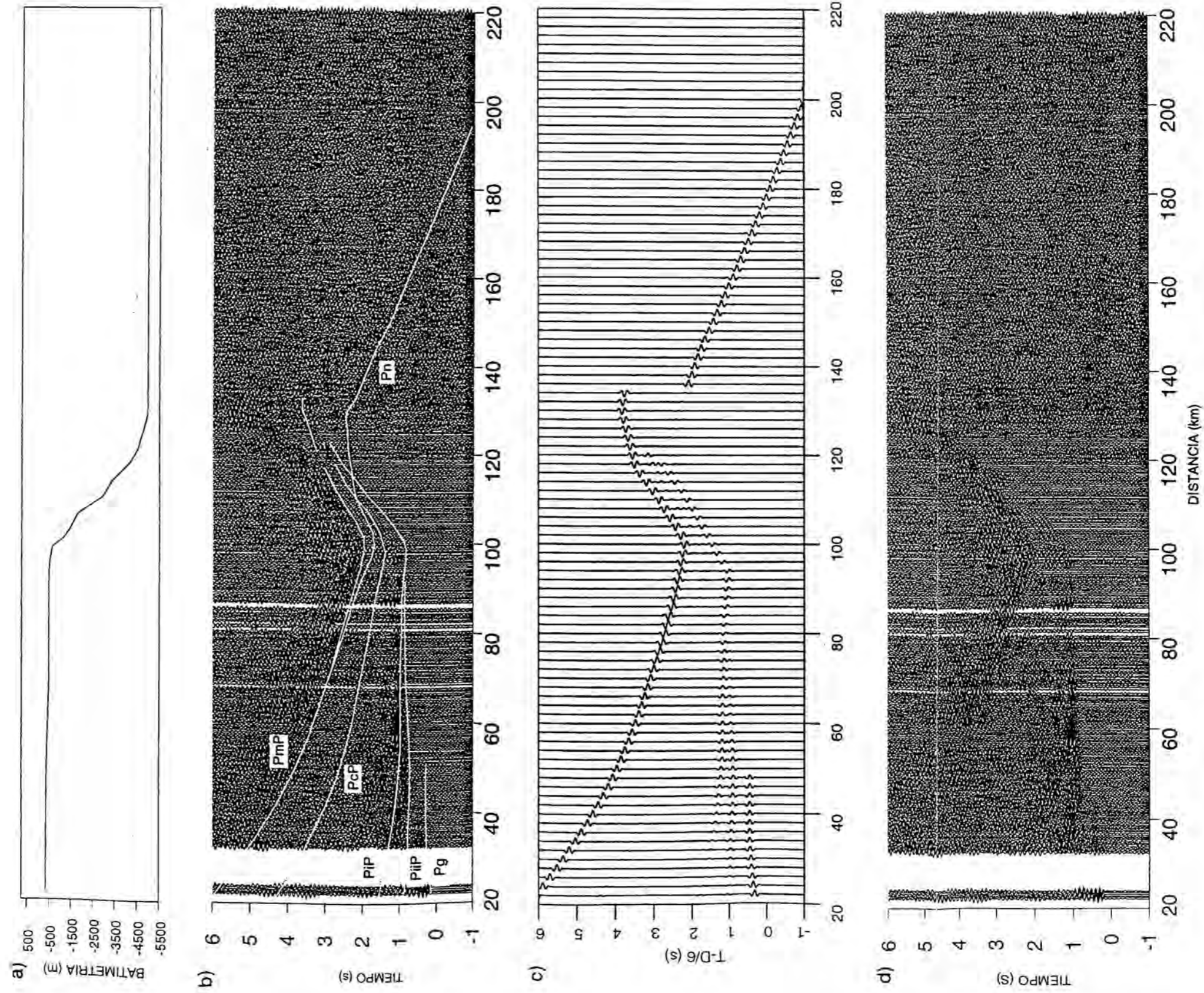


Figura 4.21. Estación 31 del perfil IAM-12. a) Batimetría del perfil IAM-12. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.29. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 31 sin corrección batimétrica.

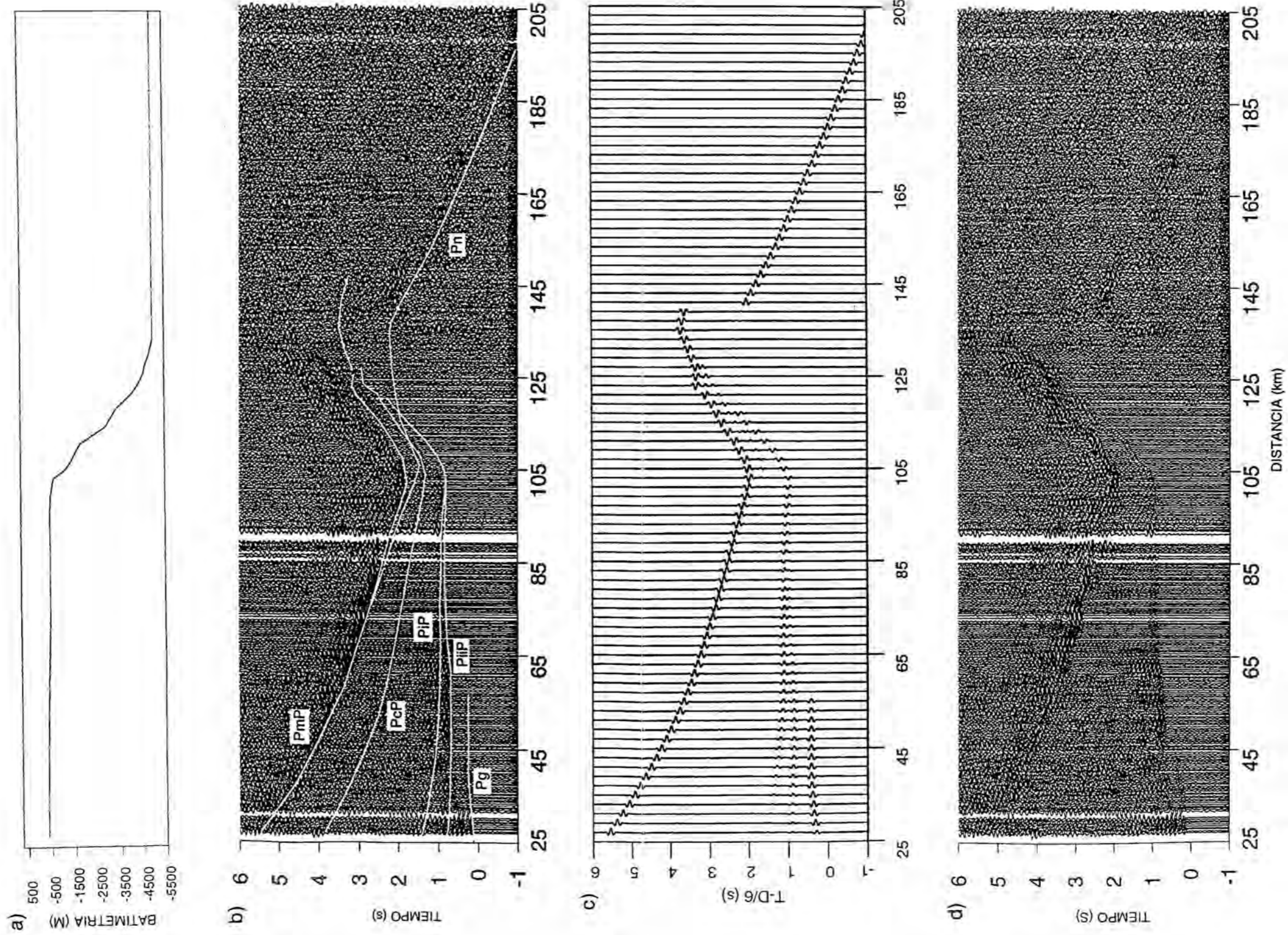


Figura 4.22. Estación 32 del perfil IAM-12. a) Batimetría del perfil IAM-12. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.29. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 32 sin corrección batimétrica.

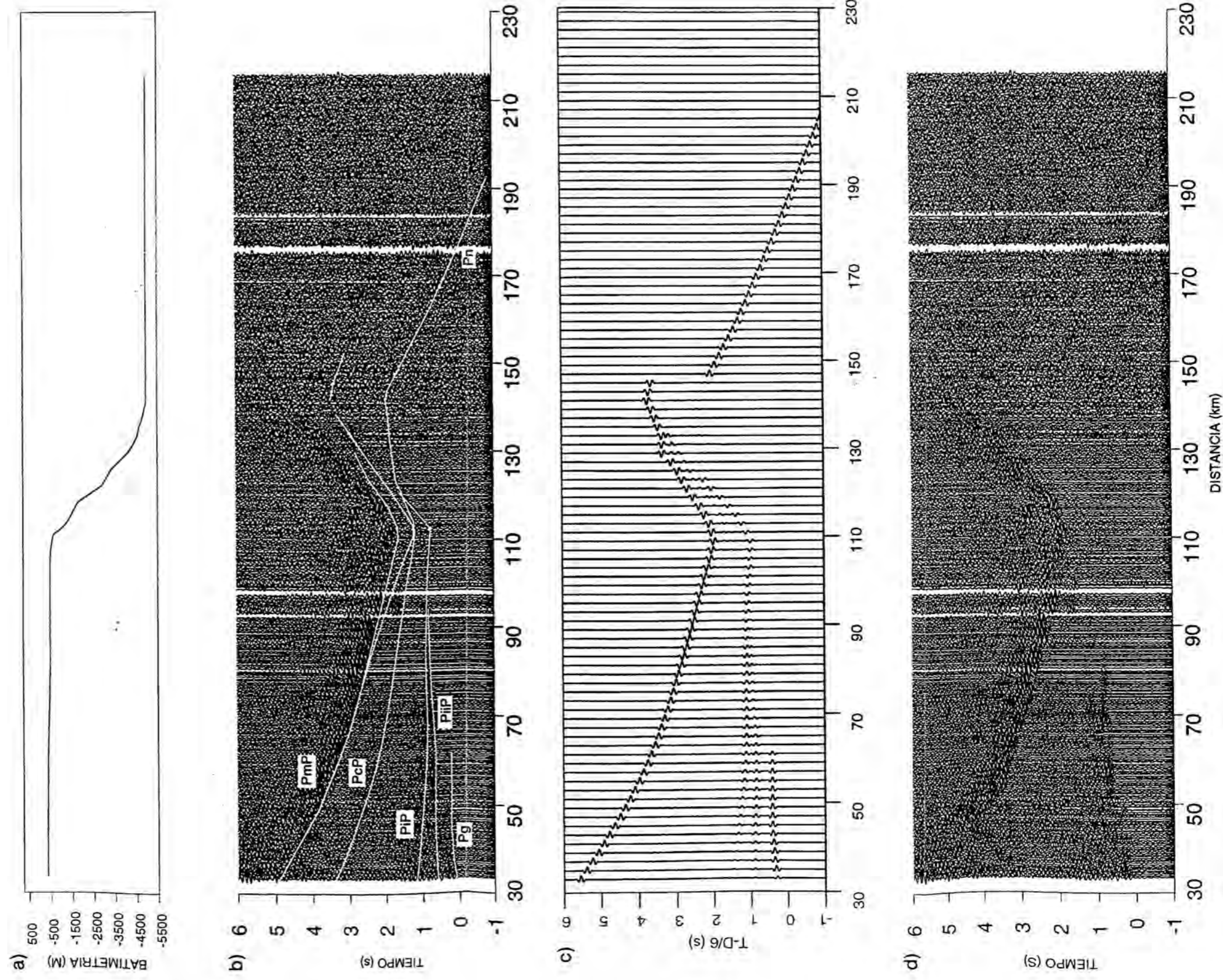


Figura 4.23. Estación 33 del perfil IAM-12. a) Batimetría del perfil IAM-12. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.29. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 33 sin corrección batimétrica.

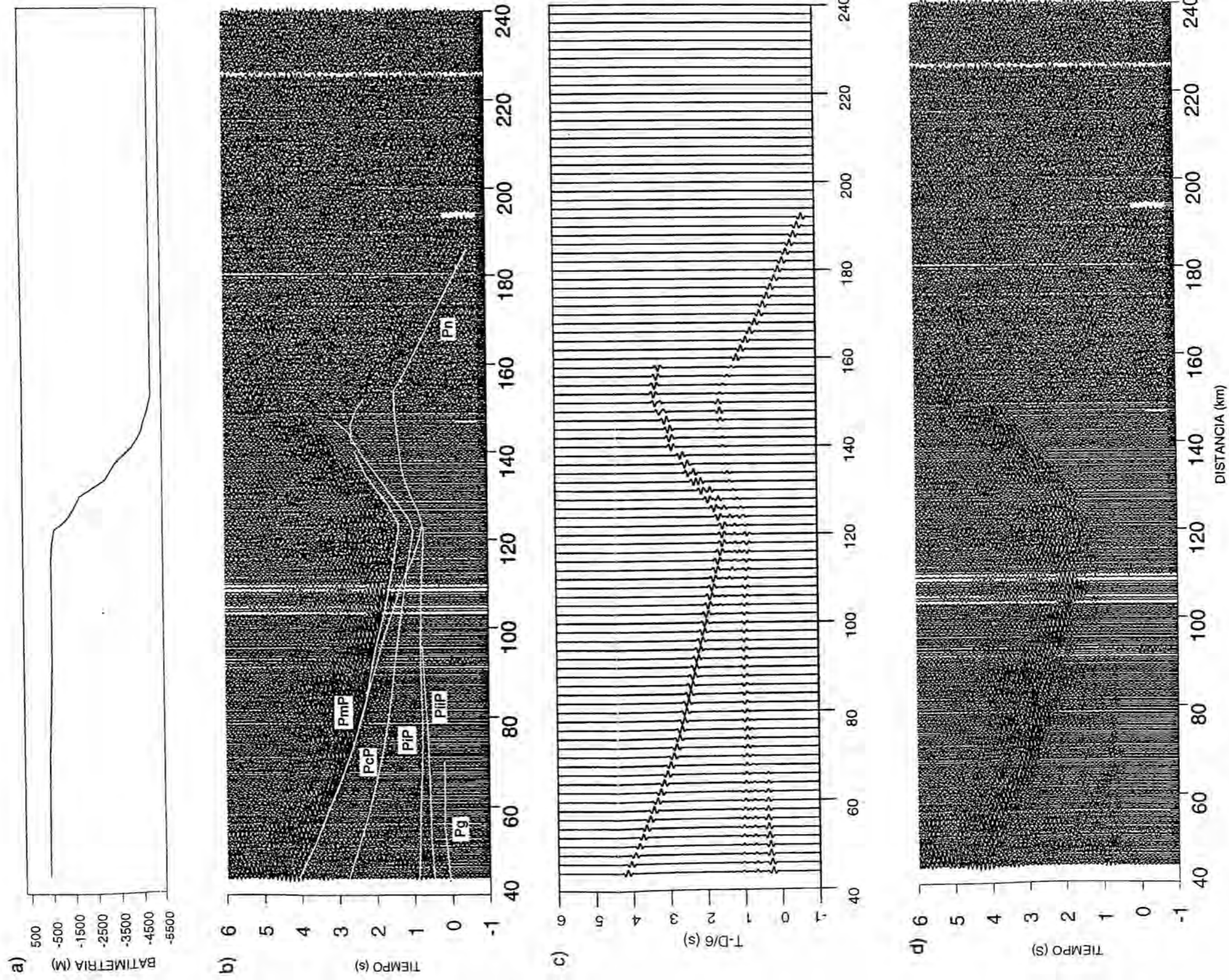
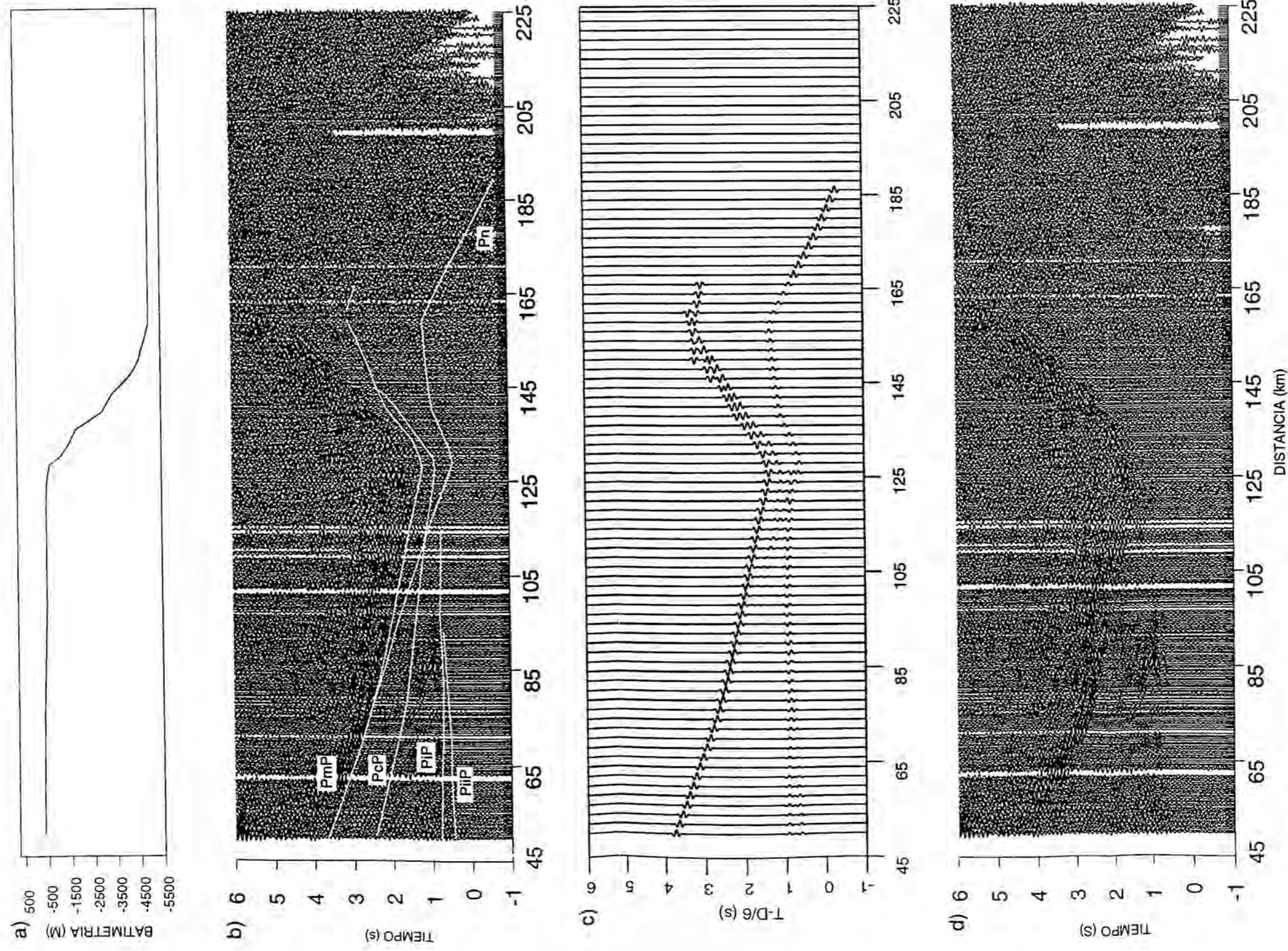


Figura 4.24. Estación 34 del perfil IAM-12. a) Batimetría del perfil IAM-12. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.29. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 34 sin corrección batimétrica.





**Figura 4.25.** Estación 35 del perfil IAM-12. a) Batimetría del perfil IAM-12. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.29. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 35 sin corrección batimétrica.

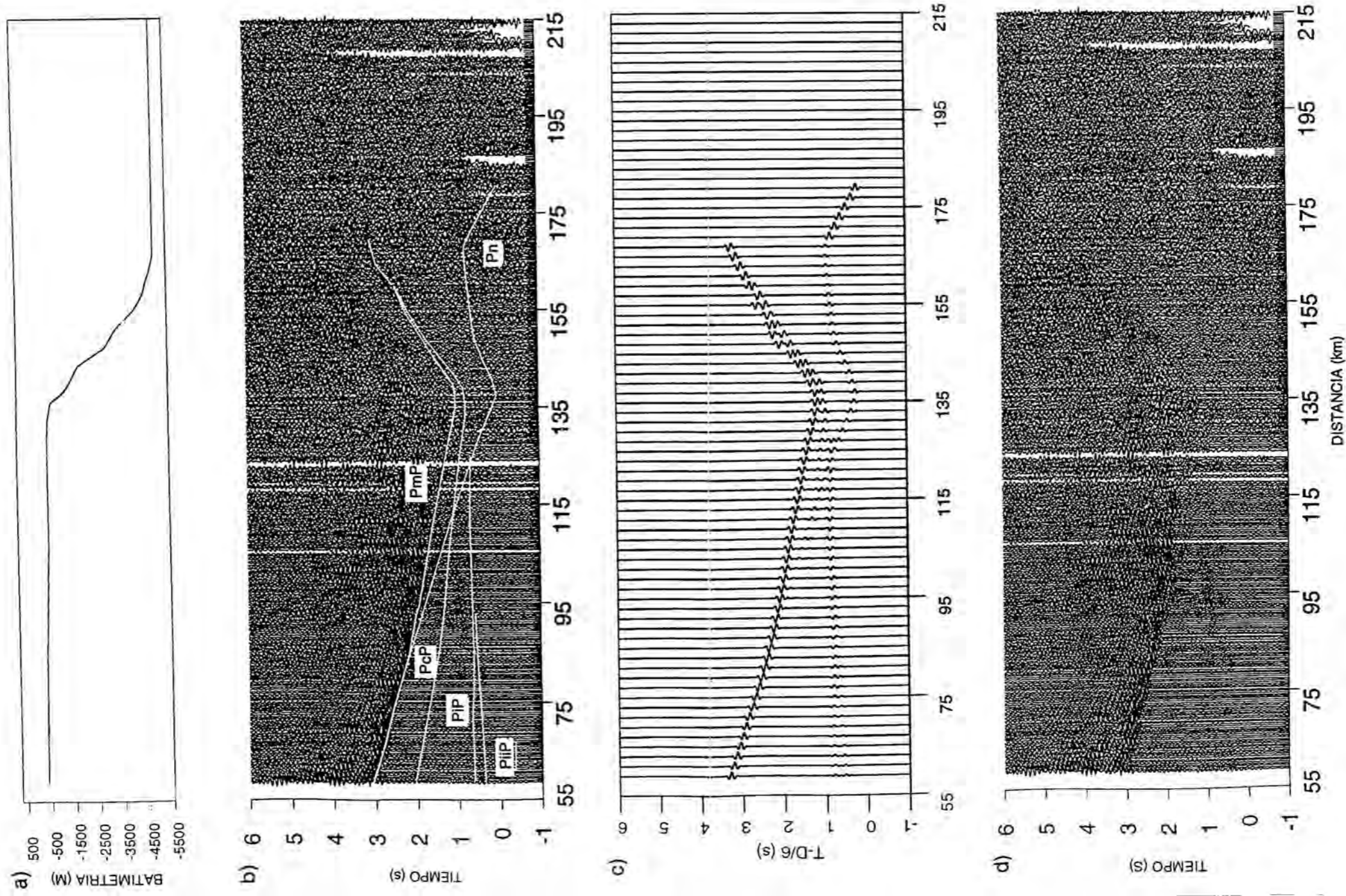
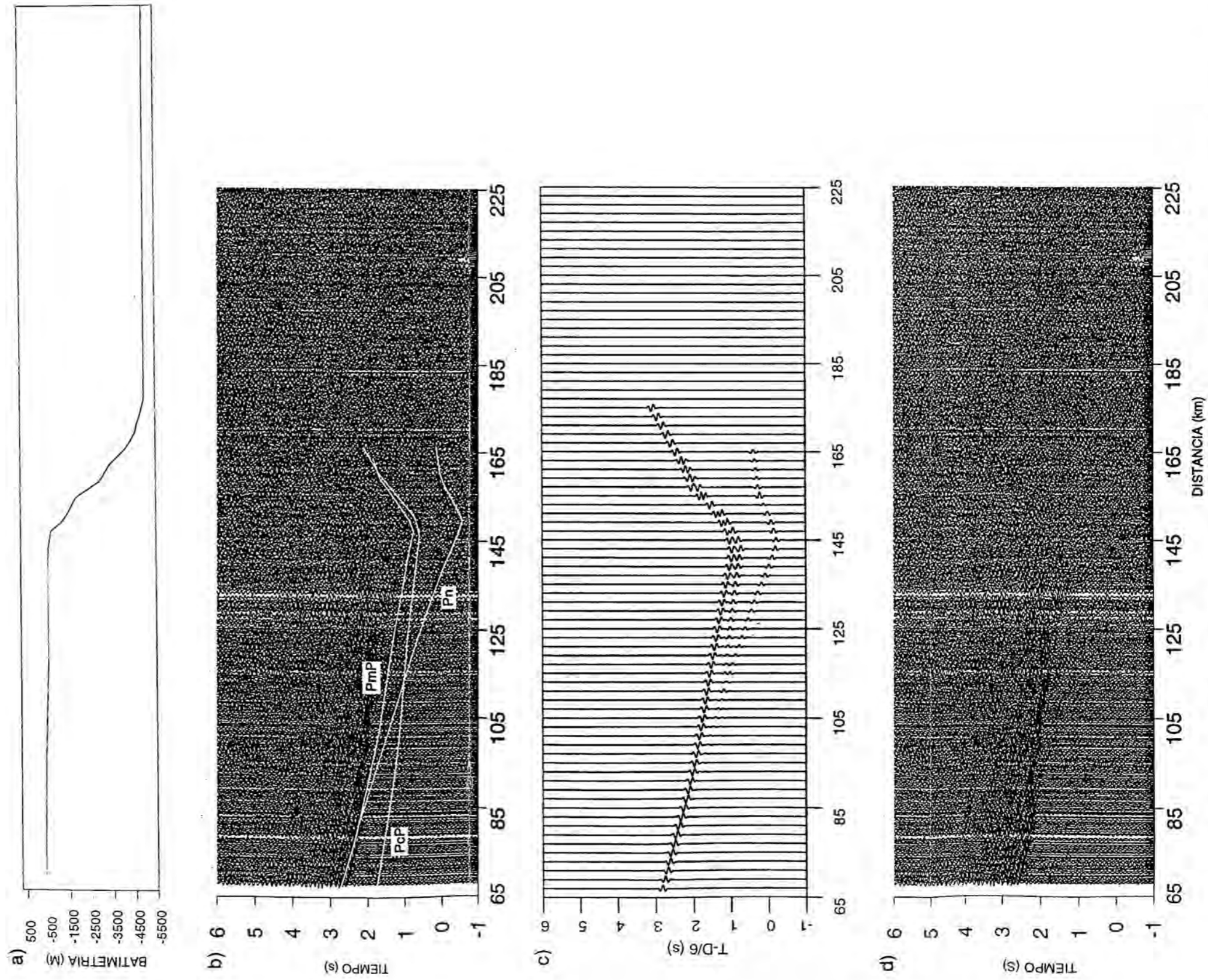


Figura 4.26. Estación 36 del perfil IAM-12. a) Batimetría del perfil IAM-12. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.29. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 36 sin corrección batimétrica.



**Figura 4.27.** Estación 37 del perfil IAM-12. a) Batimetría del perfil IAM-12. b) Ensamblaje con las fases calculadas superpuestas según el modelo de la figura 4.29. c) Sismogramas sintéticos obtenidos según el mismo modelo d) Ensamblaje de la estación 37 sin corrección batimétrica.

La distancia crítica de la PmP está en torno a los 70-80 km de distancia por lo que, en estaciones cada vez más lejanas es claramente visible desde el inicio del ensamblaje. Para la estación 31, la PmP se correlaciona desde unos 45 km de distancia en el ensamblaje y se continúa hasta los 110 km donde comienza a estar enmascarada por la difracción (figura 4.21). Tiene una pendiente media de 7.9 km/s. La estación 32 (figura 4.22) presenta esta fase muy clara de gran amplitud desde los 45-50 km de distancia y del mismo modo aparece en la estación siguiente, la 33 (figura 4.23), visible desde los 50 km de distancia. En la estación 34 (figura 4.24) se ha marcado entre 60 y 120 km a tiempos que van desde los 4 s hasta 1 s. En la 35 (figura 4.25) comienza a tener gran amplitud a esas mismas distancias, unos 60 km, y en las estaciones más meridionales, 36 (figura 4.26) y 37 (figura 4.27), es visible con gran amplitud desde el inicio del ensamblaje, y por espacio de unos 60 km para la estación más alejada.

Por último, se ha correlacionado por delante del talud en la zona de mar abierto en algunas estaciones, otra fase que interpretamos como la refracción en el manto superior, **la fase Pn**, con una velocidad aparente de 8.4 km/s. Aparece en todos los casos bastante difusa, como una banda de energías de un segundo de anchura y con carácter discontinuo. En la estación 31 es visible entre 135 y 160 km de distancia. En la estación 32 se puede correlacionar claramente entre los 135 y los 200 km. En la 33 y 34 es posible marcarla durante algunos kilómetros por delante del talud mientras que en las demás no sobresale significativamente del ruido de fondo. Por esta razón durante el proceso de modelización se le ha asignado a esta fase un error mayor que al resto de las fases.

La interpretación de estas llegadas como fase Pn y no como una continuación de la fase PmP se ha basado principalmente en la alta velocidad aparente que presentan y en la dificultad de ajustarlas como fase reflejada en el Moho. Si se atribuyen a la reflexión PmP, para que lleguen rayos a esas distancias es preciso mantener un espesor de corteza bastante elevado, e introducir unas velocidades anómalamente altas, con lo cual, la imagen del margen es poco coherente con los conocimientos geológicos y restricciones geofísicas de la zona.

En el caso del perfil ESCIN-4, donde sí se ha mantenido la interpretación en términos de PmP para las llegadas al Norte del talud, la corteza más gruesa modelizada en el continente, permite que los rayos puedan trazarse hasta esas distancias asumiendo un adelgazamiento cortical progresivo y velocidades

geológicamente razonables, siendo plausible interpretar estas llegadas en términos, tanto de PmP como de Pn, como ya se ha discutido.

Los simogramas sintéticos presentados en las figuras 4.21 a 4.27 reproducen adecuadamente la distancia crítica de la PmP y la relación de amplitudes entre las diferentes fases sísmicas.

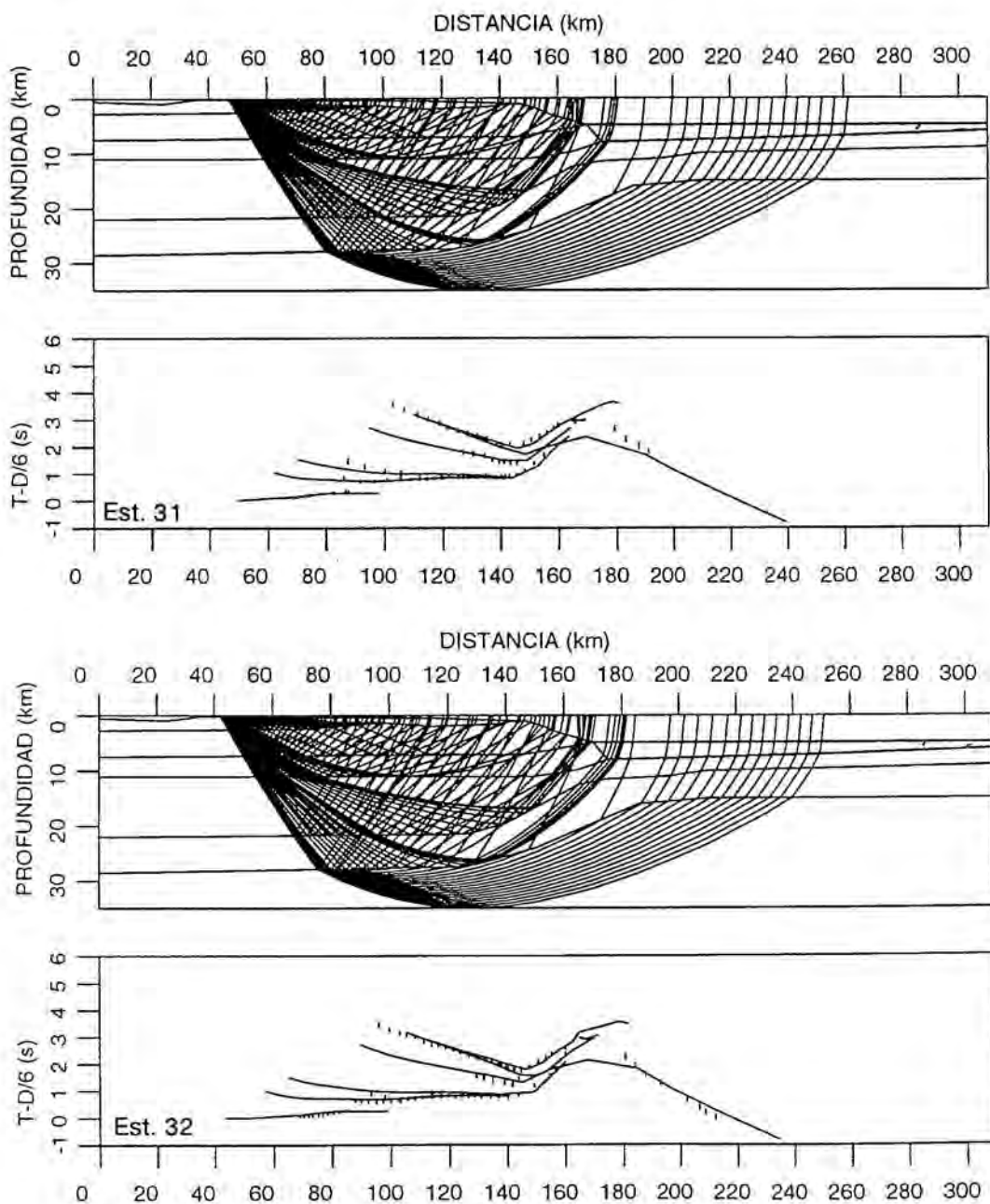


Figura 4.28. Trazado de rayos para las estaciones 31 y 32 del perfil IAM-12.

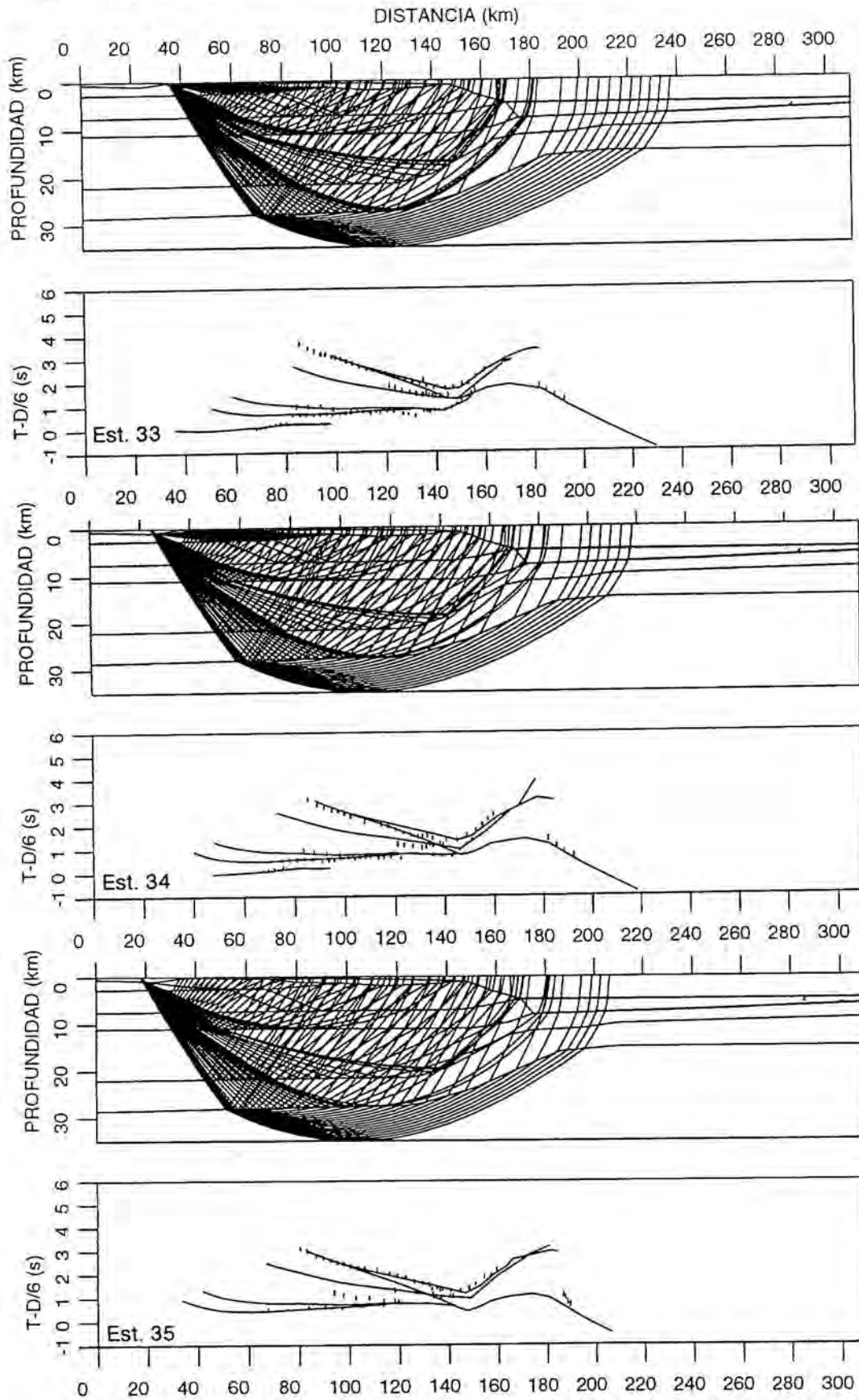


Figura 4.28. (cont.). Trazado de rayos para las estaciones 33, 34 y 35 del perfil IAM-12

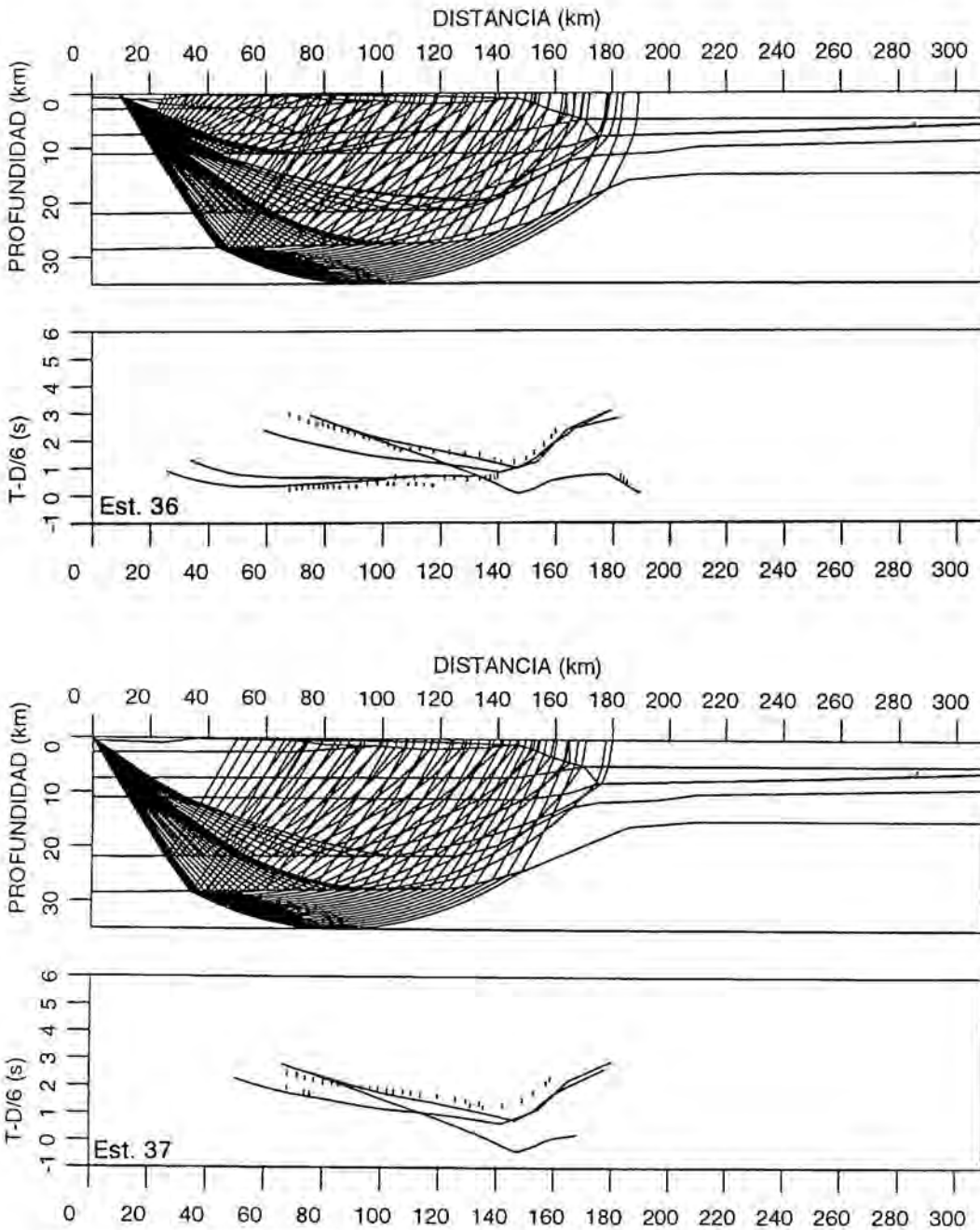


Figura 4.28.(cont.). Trazado de rayos para las estaciones 36 y 37 del perfil IAM-12.

#### 4.4.2 Modelo de velocidad

La figura 4.28 muestra el trazado de rayos para cada una de las estaciones analizadas y en la figura 4.29 se puede ver el modelo de velocidades obtenido para la línea IAM-12.

La parte superior del modelo corresponde a la capa de agua, con una velocidad estándar de 1.5 km/s. La batimetría se ha obtenido a partir de la línea sísmica de reflexión.

Para explicar la fase Pg, que aparece siempre en torno a los 0 s como primera llegada y con una velocidad aparente menor de 6 km/s, es necesario considerar la presencia de una estructura veloz en la parte más superficial del modelo. Así pues, se ha introducido un cuerpo de alta velocidad, 6.15 km/s en la superficie, bajo una delgada capa de sedimentos meteorizados de velocidad 5.8 km/s, pertenecientes a este mismo cuerpo, que corresponde a los afloramientos máficos y ultramáficos del Complejo de Ordenes y que ya se había individualizado en los anteriores perfiles de refracción en la zona (Córdoba y Banda, 1988). Estos autores describen el Complejo como una estructura en forma de cubeta con una velocidad de 6.1 km/s, con fuertes variaciones laterales de velocidad, rodeado por materiales de velocidad en torno a los 5.7 km/s y un espesor de varios kilómetros. Hablan de dos velocidades diferentes dentro del Macizo, de 5.5 y 6.1 km/s asociadas a los metasedimentos y neises félsicos respectivamente de la Unidad de Betanzos-Arzúa.

En el modelo aquí presentado, el complejo tiene un espesor máximo de 3 km acuñándose hacia la plataforma donde la cuenca sedimentaria solapa los materiales del Complejo. Esta cuenca sedimentaria tiene unas velocidades entre 3.0 y 3.6 km/s y una potencia media de 1.5-2 km.

Las velocidades medias obtenidas para el Complejo son de unos 6.1 km/s con cambios laterales sobre todo en la zona superficial. Dada la geometría de registro no es posible determinar subniveles dentro de la unidad.

Por debajo del Complejo y de la cuenca sedimentaria aparece el resto de la corteza superior, que se ha interpretado como estratificada en dos niveles de diferente velocidad y gradiente. La fase PiiP se reflejaría en el primer horizonte, con un salto entre 5.9 y 6.1 km/s; y la fase PiP, correspondería a la fase reflejada en el límite corteza superior-corteza media. Para los materiales situados inmediatamente debajo del complejo ultramáfico se considera una velocidad de 5.8-5.9 km/s que aumenta suavemente con la profundidad, y que constituirían una zona de baja velocidad relativa.



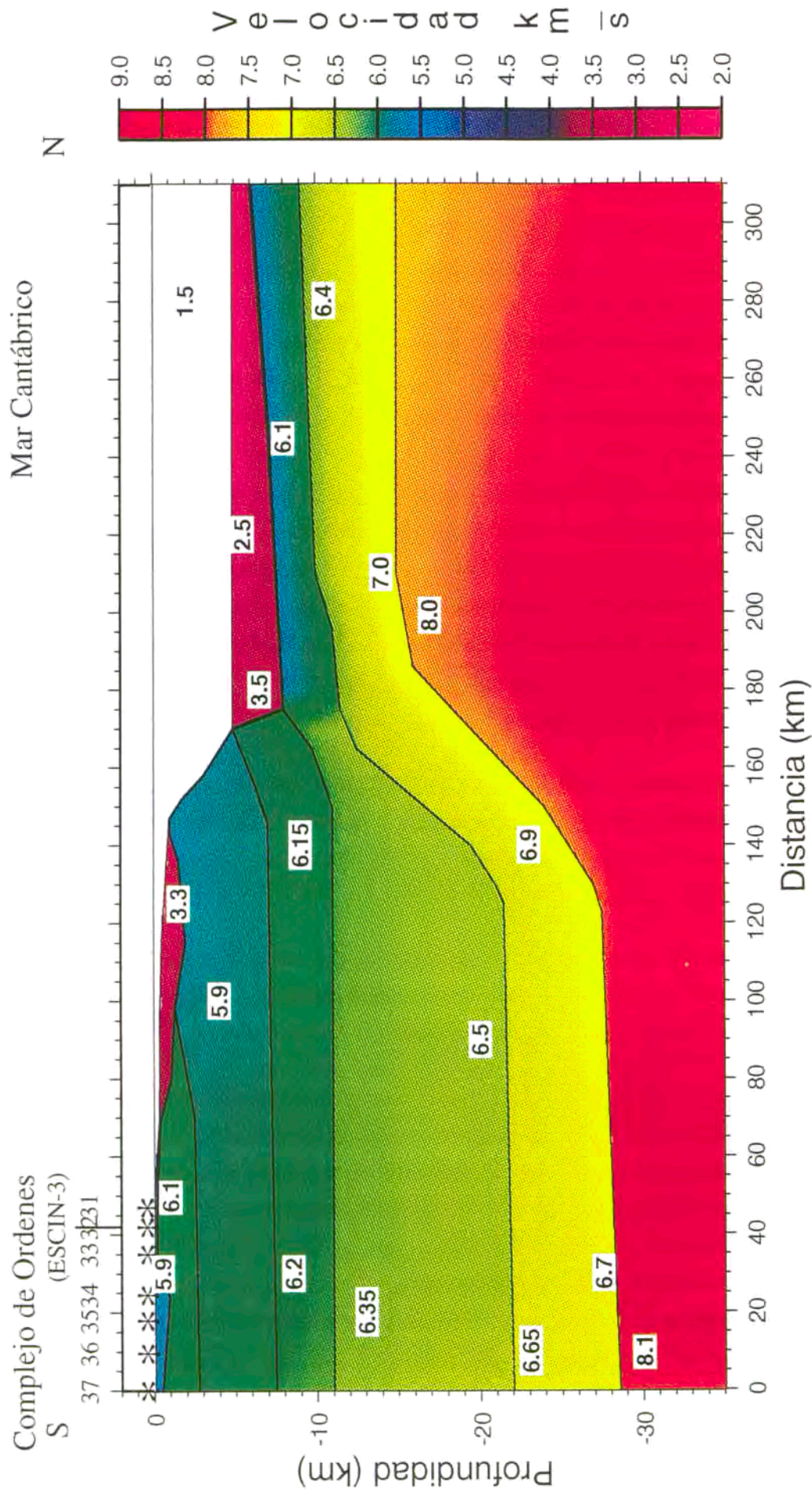


Figura 4.29. Modelo de velocidades para el perfil IAM-12

La corteza superior tiene su límite en torno a los 12 km de profundidad, valor que es ligeramente inferior al obtenido para perfiles situados más al Este. La corteza media aparece más homogénea y llega hasta los 22 km de profundidad en tierra con una velocidad alta, entre 6.3 y 6.5 km/s.

La corteza inferior presenta velocidades entre 6.6 y 6.8 km/s en la zona continental con unos 7 km de espesor y el Moho se sitúa a unos 29 km de profundidad. En la sección multicanal se observan reflexiones en la zona profunda de la plataforma que parecen corresponder con la corteza inferior de nuestro modelo.

La zona de transición y el dominio oceánico no se encuentran bien delimitados debido al dispositivo de registro y a la ausencia de perfiles inversos o sismómetros en el mar. No obstante, las amplitudes y tiempos de llegada de las fases más lejanas, PmP y Pn, sí permiten proponer una disminución drástica del espesor de la corteza para explicar la ausencia de observaciones PmP a distancias mayores a las equivalentes a la distancia al talud continental, así como una mayor velocidad media desde esta estructura hacia el Norte, que interpretamos como la transición continente-océano. La corteza en el dominio oceánico ha sido modelizada con unos 10 km de espesor y con un gradiente de velocidad que varía entre los 5.8 km/s inmediatamente por debajo de la cobertera sedimentaria y los 7.1 km/s en la base de la corteza. Este espesor tendría en cuenta los sedimentos del prisma de acreción.

La Pn correlacionada en las estaciones septentrionales ha permitido interpretar un manto superior con velocidades de 8.1-8.2 km/s en su parte superior en la zona continental y con un gradiente moderado de unos  $0.05 \text{ s}^{-1}$  para explicar tanto su ausencia en las estaciones más lejanas, como la pendiente observada para esta fase en los ensamblajes. La velocidad del manto disminuye hacia el mar hasta los 8.0-7.9 km/s.

Por último, las figuras 4.30 y 4.31 muestran el resultado del procesado multicanal aplicado a la reflexión PmP para este perfil, siguiendo la secuencia detallada en el perfil ESCIN-4. En la sección de gran ángulo, se observa un suave buzamiento del reflector hacia tierra, que estaría situado a unos 8.8 s TWT en la línea de costa. En el perfil ESCIN-4, el Moho era claramente más profundo puesto que las reflexiones se situaban hacia los 11 s TWT en la línea de costa. Este resultado puede tener relación con las velocidades medias consideradas al

realizar la corrección NMO, que eran de 6.2 km/s para el ESCIN-4 y de 6.3 km/s para el IAM-12. También se obtiene al igual que en el modelo de refracción una geometría bastante plana para el Moho a lo largo de toda la plataforma continental, siendo en la parte final de la sección donde presenta una mayor inclinación, aunque la resolución de este horizonte en la imagen multicanal disminuye rápidamente al acercarse al talud.

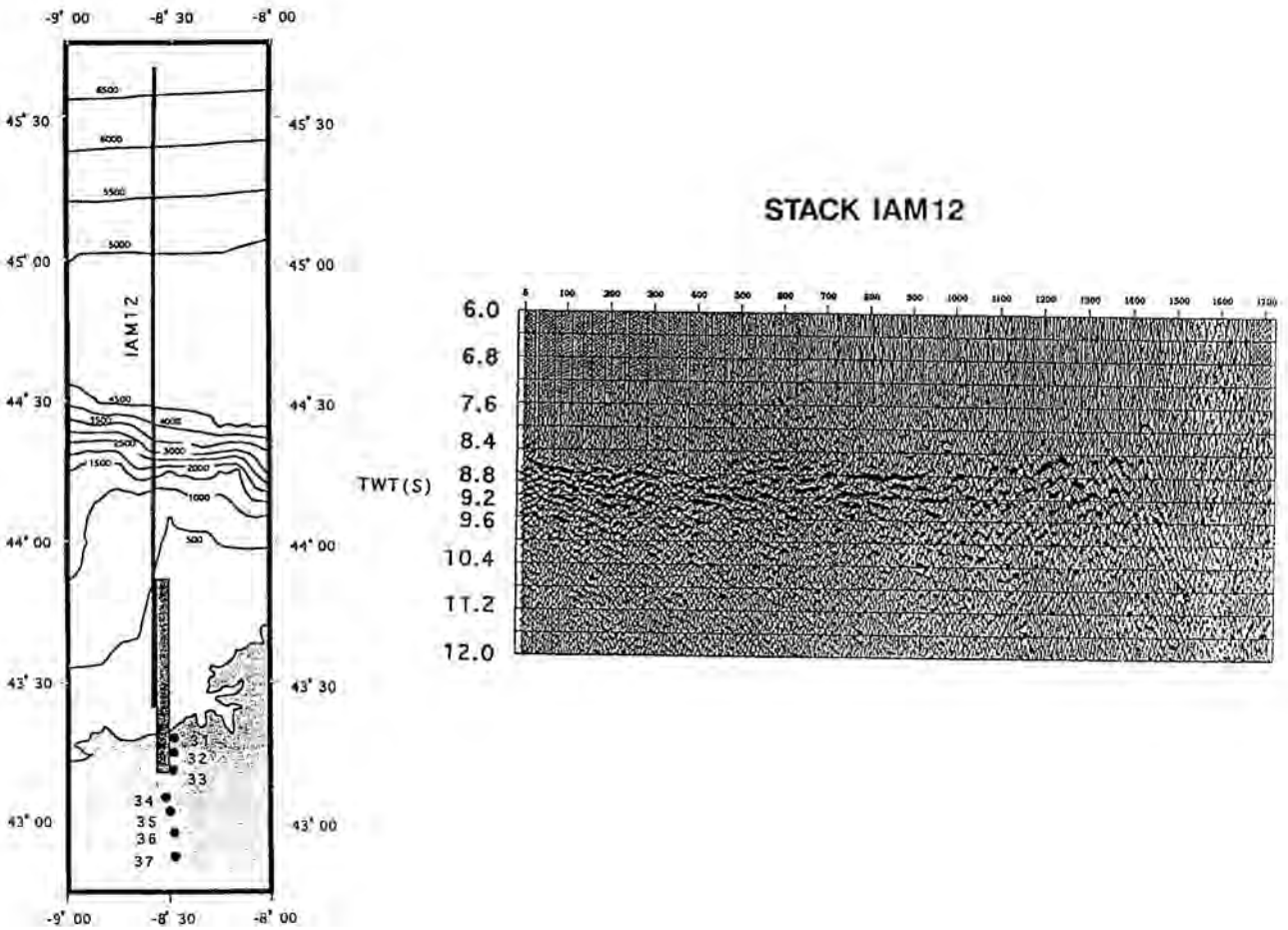
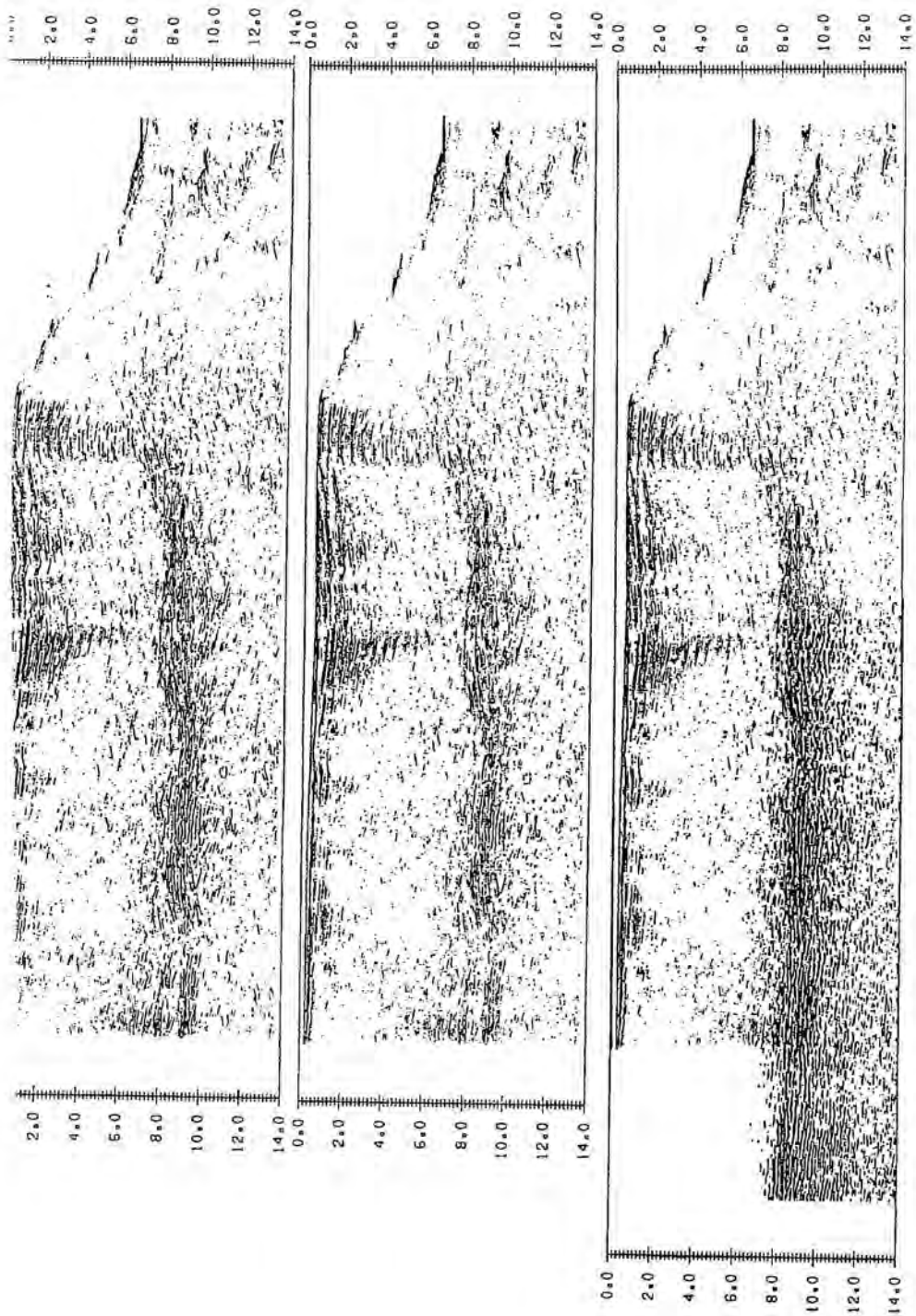


Figura 4.30. Análisis multicanal de la reflexión PmP y cobertura alcanzada en el perfil IAM-12.



**Figura 4.31.** Imagen combinada de la línea sísmica vertical IAM-12 y la reflexión de gran ángulo PmP tratada con el análisis multicanal.