

Universidad Complutense de Madrid Facultad de Ciencias Geológicas Departamento: Geodinámica



Programa de Doctorado: "Geología Dinámica y Ambiental"

Trabajo de Investigación de Tercer Ciclo

ESTUDIO SÍSMICO DE ISLA DECEPCIÓN (ANTÁRTIDA)

Luis Miguel Agudo Bravo



<u>Directores del trabajo:</u> Dr. Diego Córdoba Barba, Dr. Alfonso Muñoz Martín Y Dr. Andres Carbó Gorosabell

Mayo de 2003

Programa de Doctorado Geología Dinámica y Ambiental

Departamento de Geodinámica Facultad de Ciencias Geológicas Universidad Complutense de Madrid

Tema de Investigación de Tercer Ciclo "Estudio geofísico de Isla Decepción y su entorno"

Estudio sísmico de Isla Decepción (Antártida)

Dirigido por los Dres. Diego Córdoba Barba*, Alfonso Muñoz Martín** y Andres Carbó Gorosabell** Profesores Titulares *Departamento de Física de la Tierra, Astronomía y Astrofísica I (Geofísica y Meteorología), Facultad de CC. Físicas **Departamento de Geodinámica, Facultad de CC. Geológicas

Madrid, Mayo de 2003

V°B° Los Directores Fdo.: Diego Córdoba Barba

Alfonso Muñoz Martín

Andres Carbó Gorosabell



Índice	i
Índice de Figu	rasv
Índice de Tabla	as y Cuadros
Índice de Fotog	grafíasxv
CAPÍTULO 1:	INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS 1
1.1.	Objetivos del proyecto GEODEC-MAR
1.2.	Objetivos de la memoria4
1.3.	Estructura de la memoria5
CAPÍTULO 2:	MARCO GEOLÓGICO, TECTÓNICO Y GEODINÁMICO7
2.1.	Estado del arte, conceptos tectónicos9
	2.1.1 Litosfera oceánica y continental9
	2.1.2 Zonas de subducción11
	2.1.3 Arcos de Islas
	2.1.4 Cuencas Tras-Arco (Back-Arc Basins)
2.2.	Marco geológico y cinemático, la Cuenca de Bransfield16
2.3.	Sismicidad y vulcanismo20
2.4.	Modelos propuestos
2.5.	Isla Decepción25
2.6.	Antecedentes



3.1. Introducción
3.2 Fuentes de energía41
3.3. Control de tiempo y posición de disparo
3.4. Adquisición de datos sísmicos
3.5. Procesado, filtrado y representación de datos sísmicos de gran ángulo46
3.6. Identificación y correlación de las diferentes fases sísmicas
3.7. Modelización y métodos de interpretación
3.8. Limitaciones en la interpretación de datos sísmicos de gran ángulo 53

4.1.	Planificación de la campaña GEODEC-MAR	. 57
4.2.	Datos y métodos sísmicos empleados	59

5.1.	Introducción	.65
5.2.	Perfiles sísmicos en el interior de Isla Decepción	.65
	5.2.1 Perfil 1	67
	5.2.1.1 Estación D8-Perfil 1	68
	5.2.1.2 Estación D5-Perfil 1	68
	5.2.2 Perfil 2	68
	5.2.2.1 Estación D4-Perfil 2	70

-	
62	
	•
	- 1

5.2.2.2 OBS (DOB)-Perfil 2		
5.2.2.3 Estación D8-Perfil 2		
5.2.3 Perfil 3		
5.2.3.1 Estación D3-Perfil 3		
5.2.3.2 Estación D8-Perfil 3		
5.2.4 Perfil 5		
5.2.4.1 Estación D6-Perfil 5		
5.2.4.2 OBS (DOB)-Perfil5		
5.2.4.3 Estación D2 -Perfil 5		
5.3. Perfiles sísmicos en el exterior de Isla Decepción		
5.3.1 Perfil JLB-Estación Juan Carlos I (Isla Livingstone)		
5.3.2 Perfil NLM-Estación D1		
5.3.3 Perfil TLHF-D I (Sección ESE a Isla Decepción)		
CAPÍTULO 6: MODELOS DE SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO83		
6.1. Modelos de velocidad sísmica de los perfiles externos a ID		
6.1.1 Modelo de velocidad sísmica JLB-Estación Juan Carlos I87		
6.1.2 Modelo de velocidad sísmica NLM-Estación D1		
6.1.3 Modelo de velocidad sísmica TLHF-Estación D1		
6.2. Modelos de velocidad sísmica de los perfiles internos a ID		
6.2.1 Modelo de velocidad sísmica Línea 1		
6.2.2 Modelo de velocidad s ísmica Línea 2		



6.2.3	Modelo de velocidad sísmica Línea 3	. 99
6.2.4	Modelo de velocidad sísmica Línea 5	100

7.1. Interpretación - discusión del modelo regional de velocidades sísmicas 105

7.2. Interpretación -discusión del modelo local de velocidades sísmicas 106

CAPÍTULO 8: CONCLUSIONES

EFERENCIAS

ÍNDICE DE FIGURAS

Página

2.1	10
Placas litosféricas principales y menores. Las flechas indican velocidades relativas de los márgenes activos en mm año ⁻¹ .	
2.2	10
Límites entre las placas tectónicas (línea blanca) y edad de la litosfera oceánica (color). La litosfera continental se muestra en color gris oscuro. DPE: Dorsal Pacífico Este; DMA: Dorsal Mesoatlántica; DISE: Dorsal del Indico Sudeste; DISW: Dorsal del Indico Sudoeste.	
2.3	12

Tipos de zonas de subducción, basadas en el tipo y edad de la litosfera. a) Tipo Chileno, la corteza oceánica subduce bajo corteza continental. b) Tipo Mariana, donde la corteza oceánica de mayor edad subduce bajo corteza oceánica mas joven y por tanto menos densa.

2.4.-

Sección esquemática de la parte superior, los primeros 140 km, de una zona de subducción (modificado de Stern, 2001). Se muestran los componentes principales de la corteza y el manto superior, y su interacción.

2.5.-

Variabilidad tectónica encontrada por debajo de los arcos magmáticos, usando como ejemplo el de los Andes Bolivianos y el de la Cuenca de Lau. La parte oscura corresponde a la litosfera y la parte inferior blanca corresponde al manto. No hay exageración vertical en ninguna de las secciones.(Stern, 2002). Podemos observar la tectónica diferente que existe detrás del arco volcánico, extensión y generación de una cuenca back-arc en el caso de Lau (1.6a, 1.6b), y compresión con formación de una cordillera en el caso de los Andes Bolivianos (1.6c, 1.6d).

2.6.-

Marco geográfico y Tectónico de la zona de estudio.

13

15



Reconstrucción para hace 20 Ma de las regiones del Pacífico Sudeste y la Península Antártica (modificado de *Barker*,1982; *Mayes et al.*, 1990). Las zonas de fractura y los centros de expansión han sido tomados de *Larter y Barker*.

2.8.-

Mapa de anomalías de aire libre en la región.

2.9.-

Esquema morfotectónico del Estrecho de Bransfield. Las letras A a F muestran los principales volcanes en la zona (modificado de *Gracia et al.*, 1996).

2.10.-

Representación de la actividad Sísmica de la zona con los epicentros de la base de datos relocalizados de *Enghdal et al.* (1998), y los mecanismos focales del catálogo CMT de Harvard, hasta 70 km de profundidad focal (*Dziewonski y Woodhouse*, 1983).

2.11.-

Sección de un perfil de sísmica de reflexión multicanal (modificado de *Baker y Austin*, 1998). En el mismo podemos observar las estructuras NFPR descritas por los autores que producirían el levantamiento que se asocia con el magmatismo fisural en la región.

2.12.-

Explicación esquemática de el inicio del efecto de rollback en la subducción en la Fosa de las Shetland del Sur (modificado de *Baker y Austin*, 1998). Dependiendo si en el movimiento con respecto a la astenosfera está fija la placa cabalgante o la antigua dorsal, los autores proponen dos modelos. A) El primero de ellos, denominado "banda transportadora", en este modelo esta fija la placa cabalgante. Debido a las fuerzas generadas por la placa al subducir, por ser mas densa que la placa cabalgante, la dorsal se aproxima cada vez más a la fosa, viaja de la posición X a la posición X['], el efecto es análogo al generado por una banda transportadora, pero este modelo no explicaría la extensión que existe en la placa cabalgante en la región del Estrecho de Bransfield. B) En este modelo lo que se mantiene fijo con respecto al manto es la antigua dorsal, la placa que subduce al ser mas densa, lo sigue haciendo, y se acomoda debido a un efecto de roll-back, el hueco generado por la

18

20

17

21



migración de la placa subducente es rellenado por material del manto y por la placa cabalgante, esto último es lo que produciría la extensión existente en el Estrecho de Bransfield. C) En esta figura podemos observar como la migración de una ventana en la placa subducente podría haber facilitado el flujo mantélico atraves de esta y como resultado el cambio de regimen de la figura 2.11a a la figura 2.11b.

2.13.-

24

Modelo tectónico propuesto por *González Casado et al.* (2000) que implica una extensión en el estrecho de Bransfield asociada a un movimiento transcurrente siniestro entre las Placas Antártica y de Scotia.

2.14.-

26

27

29

Mapa geológico sintético de la Isla Decepción (modificado de Smellie, 2001).

2.15.-

Topografía de la Isla Decepción.

2.16.-

Sucesión estratigráfica en Isla Decepción , modificado de Smellie (2001).

31

Cartografía de la traza aproximada de un cuerpo anómalo de alta velocidad (y profundidad en el EB). La zona más densamente rayada presenta una mejor definición y una mayor profundidad (*Janik et al.*, 1997).

2.18.-

Modelo sísmico de la litosfera entre el Pasage de Drake y la Península Antártica propuesto por *Grad et al.* (1993). (1) sedimentos $v_p=2.5-4.2 \text{ km s}^{-1}$; (2) corteza superior $v_p=5.4-6.3 \text{ km s}^{-1}$; (3) corteza media $v_p=6.4-6.8 \text{ km s}^{-1}$; (4) corteza inferior y cuerpo de alta velocidad en el Estrecho de Bransfield $v_p>7.0 \text{ km s}^{-1}$; (5) Discontinuidad del Moho $v_p>8.0 \text{ km s}^{-1}$; (6) Límite donde se produce la reflexión en la litosfera inferior.

2.19.-

Modelo sísmico de la corteza superior propuesto por *Grad et al.*(1992) para Isla Decepción y su entorno

33

38

39

43

45

46

48

49

51

3.1.-

Dispositivo de generación de señales sísmicas, propagación y registro de las mismas en estaciones sísmicas terrestres (ES) y en los sismómetros de fondo oceánico (OBS).

3.2.-

Esquema con los diferentes tipos de trayectorias de las ondas sísmicas al propagarse en el interior de La Tierra. a) Trayectorias de ondas refractadas o diving waves. b) Trayectorias de ondas refractadas con un ángulo crítico o head waves. c) Trayectoria de ondas reflejadas.

3.3.-

Esquema de los sistemas empleados durante la campaña GEODEC-MAR para el control del momento y posición del disparo.

3.4.-

Esquema en el que se representa la adquisición de datos en campo.

3.5.-

Ejemplo de ensamblaje. En el eje de abcisas se presenta la distancia y en el eje de ordenadas el tiempo en forma reducida.

3.6.-

Esquema del procesado de la señal en bruto hasta la obtención de los ensamblajes.

3.7.-

Ejemplo de correlación de fases a partir del ensamblaje modelo de la figura 3.5.

3.8.-

Esquema de los diferentes pasos a la hora de realizar la modelización mediante el paquete informático de Zelt & Smith (1992).



4.1.-

Mapa con líneas de navegación con adquisición de datos de gravimetría, geomagnetismo y batimetría, realizados en el exterior de Isla Decepción en el proyecto GEODEC-MAR.

4.2.-

Configuración del array de cañones de proa a popa, empleado en la campaña GEODEC, con una distancia entre puertos de 1.9 metros y a 6 metros de profundidad. La capacidad viene dada en p.c. (pulgadas cúbicas).

4.3.-

Mapa batimétrico y topográfico del Estrecho de Bransfield donde se muestra la localización y disposición de los perfiles sísmicos realizados en el exterior de Isla Decepción durante la campaña GEODEC-MAR, con la localización de las estaciones terrestres (círculos azules) y los OBS (triángulos rojos).

4.4.-

Modelo digital de Isla Decepción donde se muestra la localización y disposición de los perfiles sísmicos realizados en el interior de Isla Decepción durante la campaña GEODEC-MAR, con la localización de las estaciones terrestres (círculos rojos) y el OBS fondeado en el interior de Puerto Foster (triángulo azul).

5.1.-

Ensamblajes correspondientes al perfil 1 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D8. b) Desde la estación D5.

5.2.-

Ensamblajes correspondientes al perfil 2 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D4. b)Desde el OBS fondeado en el interior de la caldera. c) Desde la estación D8.

5.3.-

Ensamblajes correspondientes al perfil 3 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D3. b) Desde la estación D8.

57

59

60

61

67

69-70

5.4.-

Ensamblajes correspondientes al perfil 5 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D6. b)Desde el OBS fondeado en el interior de la caldera. c) Desde la estación D2.

5.5.-

a) Perfil profundidad-distancia de la línea JLB. b)Ensamblaje interpretado, correspondiente a la sección del perfil JLB desde la estación situada en la Base Juan Carlos I en la Isla de Livingstone (Fig. 4.3). ID (Isla Decepción).

5.6.-

Ensamblaje correspondiente al perfil NLM-Estación D1 (Figs. 4.3 y 4.4).

5.7.-

Ensamblaje correspondiente a la sección del perfil TLHF-Estación D1 (Figs. 4.3 y 4.4).

6.1.-

a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación Juan Carlos I en Isla Livingstone para el perfil JLB (Fig. 4.3), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.1c., aplicando una velocidad de reducción de 6 km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.2). c) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo del perfil JLB, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de la estación utilizada y de la Isla Decepción.

6.2.-

a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D1 en la Isla Decepción, para la sección del perfil NLM que discurre al este de Isla Decepción (Figs. 4.3 y 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.2c., aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.2). c) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo de la



74-75

79

80

81

87-88





sección del perfil NLM, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de la estación utilizada.

6.3.-

a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D1 en la Isla Decepción, para una sección del perfil TLHF que discurre, a lo largo de 35 km, al sureste de Isla Decepción (Figs. 4.3 y 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.2c., aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.2). c) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo de la sección del perfil TLHF, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de la estación utilizada.

6.4.-

a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D8 en la Isla Decepción, para la Línea 1 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D5 en la Isla Decepción, para la Línea 1 (Fig. 4.4). c) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.4d y la estación D5, aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.1). d) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 1, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

6.5.-

a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D4 en la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos del OBS fondeado en el interior de la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas en los registros sísmicos del oBS fondeado en el interior de la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D8 en la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4). d) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.5e y la estación D4, aplicando una velocidad de reducción de 6km s¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los

91-92

94-96



99-100

ensamblajes (Tabla 5.1). e) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 2, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

6.6.-

a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D3 en la Isla Decepción, para la Línea 3 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D8 en la Isla Decepción, para la Línea 3 (Fig. 4.4). c) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.6d y la estación D3, aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.1). d) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 3, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

6.7.-

a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D6 en la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos del OBS fondeado en el interior de la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros del OBS fondeado en el interior de la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D2 en la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4). d) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.7e y el OBS, aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.1). e) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 5, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

101-102

ÍNDICE DE TABLAS Y CUADROS Página

2.1	11
a) Estructura sísmica y litológica promedio de la corteza oceánica.b) Estructura sísmica y litológica de la corteza continental.	
3.1	44
Características de las estaciones desplegadas en tierra.	
4.1	62
Tabla de estaciones desplegadas durante la parte de la campaña de sísmica de refracción llevada a cabo en el exterior de Isla Decepción (Fig. 4.3).	
4.2	62
Tabla de estaciones desplegadas durante la parte de la campaña de sísmica de refracción llevada a cabo en el interior de Isla Decepción (Fig. 4.4).	
5.1	66
Interpretación de las fases identificadas en los registros sísmicos de los perfiles realizados en el interior de Isla Decepción y utilizados en la presente memoria.	
5.2	77
Interpretación de las fases identificadas en los registros sísmicos	

de los perfiles externos a Isla Decepción y utilizados en la presente

memoria.

xiii

(S) ______ ÍNDICE DE FOTOGRAFÍAS

Página

4.1	59
a) Foto de un sismómetro de fondo marino (OBS) en el laboratorio.b) Fondeo de un (OBS) durante la campaña GEODEC - MAR.	
3.1	38

Cañones de aire pertenecientes al BIO/Hespérides.



Capítulo 1

Introducción



1. INTRODUCCIÓN Y OBJETIVOS

El método sísmico de refracción-reflexión de gran ángulo constituye una herramienta muy importante para el estudio de la estructura del interior de la Tierra. Su fiabilidad se ve acrecentada gracias a la constricción con datos gravimétricos y magnéticos. En general, se podrá dar una mejor interpretación de los datos al limitar mejor el modelo con datos geológicos y geomorfológicos.

Durante el mes de Mayo de 2000 fue remitida al Ministerio de Ciencia y Tecnología (MCyT) una solicitud de Proyecto de Investigación, que coordinaba tres sub-proyectos, uno de ellos liderado por el Real Instituto y Observatorio de la Armada (ROA). Este proyecto tenía como objetivo principal el efectuar el estudio de la geodinámica local que se presenta en la Isla Decepción como consecuencia de la actividad volcánica que en ella se produce enmarcada en la geodinámica regional existente. Para ello, se tendrían en cuenta los datos geodésicos y geofísicos existentes como resultado de campañas anteriores, y se completarían con los adquiridos mediante una serie de actuaciones concretas de cada grupo participante, encuadrados en distintos campos científicos (Geofísica, Geodesia, Matemática Aplicada, Cartografía, etc.). Todas estas disciplinas son complementarias entre sí, y sin el compendio de todas ellas no sería posible la consecución del objetivo global del análisis de la actividad geodinámica de la Isla Decepción.

1.1 Objetivos del proyecto GEODEC-MAR

Esta campaña se puede considerar, en parte, una continuación ampliada, de la campaña DECVOL, realizada en el mes de diciembre de 1999.

El subproyecto del ROA, titulado "Estructura del complejo volcánico de Decepción y su entorno a partir de técnicas de geofísica marina" (GEODEC-MAR), fijaba los siguientes objetivos concretos:

- Realización de perfiles sísmicos de reflexión/refracción externos e internos a la isla Decepción empleando como fuente de energía los cañones de aire del BIO/*Hespérides*.
- b. Complementar el barrido de la malla interior a I. Decepción, realizado durante la campaña DECVOL empleando el BIO/*Hespérides*, con adquisición de datos geomagnéticos, gravimétricos y de sonda.
- c. Barrido de una malla exterior a la I. Decepción empleando el BIO/*Hespérides* y con adquisición de datos geomagnéticos, gravimétricos y de sonda.
- d. Fondeo de los sismómetros de fondo marino (OBS/SOPAS) del BIO/Hespérides.



- e. Instalación de estaciones sísmicas portátiles en puntos seleccionados de la Isla Decepción y área circundante.
- f. Generación de mapas de anomalías geomagnéticas y gravimétricas de la Isla Decepción y su entorno, a partir de los datos de la campaña propuesta, los adquiridos en la campaña "DECVOL" y en campañas previas en que ha participado el ROA.
- g. Generación de un modelo de estructura de la corteza y parte superior del manto para I. Decepción y su entorno, a partir de los datos de perfiles sísmicos, gravimétricos y geomagnéticos, integrando la información disponible de campañas previas en áreas próximas, y publicada por diversos autores.
- h. Evaluación de anisotropías corticales en la velocidad de propagación de ondas sísmicas a partir del modelo propuesto
- i. Interpretación geodinámica de los modelos obtenidos, enmarcada en la tectónica global de la zona.
- j. Contribuir a la elaboración de los mapas de riesgo y peligrosidad de la isla Decepción.
- k. Contribuir a la elaboración de un Sistema de Información Multidisciplinar de Apoyo Científico (SIMAC) para la Isla Decepción y su entorno.

El proyecto GEODEC-MAR fue finalmente aprobado por el MCyT con número de referencia REN2000-0975-C03-03, incluyendo una campaña de Geofísica Marina, denominada asimismo "GEODEC-MAR", a desarrollarse a bordo del BIO "Hespérides" durante la campaña antártica 2001/2002.

1.2 Objetivos de la memoria.

El objetivo principal del presente trabajo es obtener un modelo estructural de Isla Decepción y su entorno a partir de los datos de sísmica de refracción de gran ángulo tomados durante la campaña GEODEC-MAR. Asimismo, se plantea una discusión en un contexto geodinámico sobre la formación y la naturaleza de la corteza superior en la Isla Decepción. Para ello, se ha desarrollado un procedimiento que consiste en resolver los siguientes objetivos parciales:

- Identificación y correlación de las diferentes fases sísmicas registradas durante la campaña
- Descripción de la configuración interna de la corteza superior en términos de gradientes y contrastes de velocidades sísmicas.
- Determinación del espesor y límites de la corteza superior de la Isla Decepción.



- Evaluación de anisotropías corticales en la velocidad de propagación de ondas sísmicas a partir del modelo propuesto.
- Interpretación geodinámica del modelo obtenido, enmarcada en la tectónica global de la zona.
- Discusión de la naturaleza y origen de la Isla Decepción.

1.3 Estructura de la memoria.

Esta memoria se ha dividido en 8 Capítulos. El primer Capítulo de introducción, incluye el planteamiento del trabajo y los motivos para realizar este estudio, una enumeración de los objetivos del Proyecto GEODEC-MAR y una descripción de los objetivos y la estructutra de la presente memoria.

En el Capítulo 2 se presenta una breve sintesis de diferentes conceptos tectónicos a escala global, una descripción de las características geológicas y tectónicas del área, y de los antecedentes geofísicos existentes en la zona.

En el Capítulo 3 se presenta la metodología utilizada, que incluye tanto los métodos de procesado de datos aplicados en el presente trabajo como la meotodología de interpretación.

En el Capítulo 4 se hace una descripción de los datos considerados en este trabajo. Se describen brevemente los levantamientos que se llevaron a cabo y la localización de los perfiles sísmicos de refracción-reflexión de gran ángulo.

En los Capítulos 5 y 6 se estudian los pefiles sísmicos de gran ángulo utilizados en el presente trabajo y se describen las correlaciones en los ensamblajes y los modelos obtenidos. En el Capítulo 5 se discute en detalle las correlaciones en los perfíles de gran ángulo. En el Capítulo 6 se muestran el trazado de rayos de las secciones y los modelos de distribución de velocidad de propagación de las ondas P.

En el Capítulo 7 se hace una comparación de los resultados obtenidos en el presente estudio con los de otros autores y se discuten los rasgos característicos más importantes. Se hace una interpretación conjunta de todos los datos, integrando la información existente, tanto geofísica como geológica.

Por último, en el Capítulo 8 se muestra un resumen de las conclusiones obtenidas a partir del desarrollo del presente estudio.



Capítulo 2

<u>Marco geológico,</u> <u>Tectónico y geodinámico</u>



2. MARCO GEOLÓGICO, TECTÓNICO Y GEODINÁMICO

En el presente Capítulo se realiza una descripción de las características geodinámicas, tectónicas y geológicas de la región de estudio. Para ello primero introduciremos un apartado en el que se describen los conceptos tectónicos fundamentales a la hora de entender los siguientes apartados.

Posteriormente se describe en primer lugar el entorno geológico y geodinámico de la región conocida como Estrecho de Bransfield, y en segundo lugar las características geológicas y tectónicas de Isla Decepción.

Finalmente se describen los numerosos antecedentes geofísicos existentes en la zona. Principalmente los trabajos de sísmica de refracción de gran ángulo, los cuales son de especial interés en el trabajo.

2.1 Estado del arte, conceptos tectónicos

2.1.1 Litosfera oceánica y litosfera continental

La superficie de la Tierra está constituida por una capa sólida y relativamente rígida que recibe el nombre de litosfera (*Barrel*, 1915). Esta capa se divide en dos niveles litológicos, la corteza y el manto superior, y su límite inferior esta definido por una isoterma (~1600° K) que se localiza a unos 100 km de profundidad en los océanos y a más de 200 km en los continentes. Por debajo de la litosfera, las condiciones de presión y temperatura de la astenosfera motivan que se comporte como un fluido viscoso en la escala de tiempo geológico (~Ma). Así, en términos mecánicos, se considera que la litosfera flota sobre la astenosfera. Otras definiciones alternativas de la litosfera se basan en sus propiedades térmicas y sísmicas, que también permiten caracterizarla y diferenciarla de los niveles profundos utilizando distintos observables geofísicos. La determinación de la estructura y las propiedades físicas de la litosfera a partir de estos observables es de suma importancia para comprender los mecanismos dinámicos que gobiernan la evolución del planeta.

Actualmente se sabe que la litosfera terrestre está constituida por siete placas tectónicas principales (la mayor es la del Pacífico) y seis secundiarias (p.e., Nazca ó Scotia) (Fig. 2.1). Los límites que separan estas placas son de tres tipos: (1) *Divergentes*, donde se genera nueva corteza y las placas se separan. Este tipo de límites está representado por las dorsales mesoceánicas (p.e., Pacífico Este, Atlántico); (2) *Convergentes*, en los que se consume la placa generada en las dorsales y se manifiesta en las zonas de subducción (p. e., extremos occidental y oriental del Pacífico) y (3) *Transformantes*, en los que la litosfera se desplaza lateralmente sin crearse o consumirse, representados por fallas transformantes (p.e., la falla de San Andrés).



Fig. 2.1.- Placas litosféricas principales y menores. Las flechas indican velocidades relativas de los márgenes activos en mm año⁻¹.

Tanto la corteza como la litosfera presentan notables variaciones en su espesor edad, propiedades físicas y composición, en muchas ocasiones dentro de los límites de una misma placa tectónica. A tenor de estas diferencias se han definido dos asociaciones corticales (litosféricas): la oceánica y la continental (Fig. 2.2).



Fig. 2.2.- Límites entre las placas tectónicas (línea blanca) y edad de la litosfera oceánica (color). La litosfera continental se muestra en color gris oscuro. DPE: Dorsal Pacífico Este; DMA: Dorsal Mesoatlántica; DISE: Dorsal del Indico Sudeste; DISW: Dorsal del Indico Sudoeste.



Las características generales de la corteza para ambas asociaciones son las siguientes: La corteza oceánica cubre las tres quintas partes de la superficie terrestre, es joven (0-170 Ma), delgada (6-7 km), densa ($<\rho>-2.9$ g/cm³) y su composición es eminentemente basáltica. En la tabla 2.1.a, podemos ver un perfil de las variaciones de velocidad de las ondas P con la profundidad para la corteza oceánica. La corteza continental, que cubre las dos quintas partes restantes de la superficie, es mucho más antigua (hasta ~4000 Ma), gruesa (~35 km), menos densa ($<\rho>-2.7$ g/cm³) y tiene composición granítica. En la tabla 2.1.b, podemos ver un perfil de las variaciones de velocidad de las ondas P con la profundidad para la corteza.





2.1.2 Zonas de subducción

Las zonas de subducción son la parte descendente de las células de convección mantélicas y son las que dominan los sistemas físicos y químicos del interior de la Tierra. Son estructuras de orden mayor donde la corteza cceánica de mayor densidad se hunde por debajo de la corteza continental o de otra corteza oceánica mas joven y por tanto de menor densidad. El hundimiento de la litosfera en las zonas de subducción genera la mayoría de las fuerzas necesarias para que se produzca el movimiento de las placas litosféricas.



Son los sistemas de reciclaje de nuestro planeta, en ellas es donde la litosfera oceánica, los sedimentos y el agua del mar se mezclan con el manto, accionando la fusión del mismo y por tanto accionando la creación de corteza continental (Stern, 2002). Lo que no es reciclado en la parte superior (unos 670 kilómetros) de una zona de subducción se mezclara hasta el límite núcleo-manto, donde este residuo será calentado durante miles de millones de años o hasta que resurja como una pluma del manto (Hofmann, 1997).

Las zonas de subducción son muy asimétricas para los primeros cientos de kilómetros. Sus dimensiones son definidas en superficie por profundas fosas y líneas de volcanes paralelas a las fosas (arcos volcánicos), y en profundidad por un plano inclinado definido en su parte superior por un conjunto de hipocentros profundos. Este plano, conocido como "*plano de Wadati-Benioff*" desciende desde la fosa, por debajo de los volcanes hasta unos 670 km de profundidad. Los terremotos en las zonas de subducción tienen lugar a profundidades mucho mayores que en el resto de La Tierra, donde la sismicidad se limita a los 50 km más superficiales. Esto requiere que las condiciones frágiles se extienden a una profundidad mucho mayor, ó que existan causas inusuales para la sismicidad en las zonas de subducción (*Stern*, 2002).

Como se dijo anteriormente existen dos tipos de posibilidades en las zonas de subducción. La primera que la convergencia de las placas se realice entre corteza oceánica frente a corteza continental, en ese caso la placa subducente será la oceánica puesto que tiene una mayor densidad y la tectónica existente detrás del arco volcánico será de carácter compresivo. La segunda posibilidad sería una convergencia entre dos bordes de placas de naturaleza oceánica, en ese caso la corteza oceánica de mayor edad subducirá por debajo de la corteza más joven, al ser esta última menos densa que la anterior. En este segundo caso la tectónica existente detrás del arco volcánico tendrá un carácter extensional, además al subducir lo hará con un ángulo mayor que en el caso anterior (Fíg. 2.3)



Fig. 2.3.- Tipos de zonas de subducción, basadas en el tipo y edad de la litosfera. a) Tipo Chileno, la corteza oceánica subduce bajo corteza continental. b) Tipo Mariana, donde la corteza oceánica de mayor edad subduce bajo corteza oceánica mas joven y por tanto menos densa.



Las zonas de subducción están definidas por el complejo arco-fosa (Fig. 2.4). Los arcos son el resultado del cabalgamiento de una litosfera oceánica sobre otra y de los procesos de deformación, metamorfismo y vulcanismo asociado.



Fig. 2.4.- Sección esquemática de la parte superior, los primeros 140 km, de una zona de subducción (modificado de Stern, 2001). Se muestran los componentes principales de la corteza y el manto superior, y su interacción.

La relación entre las zonas de subducción y los márgenes convergentes de placa se aprecia mejor cuando observamos la representación típica de ambos. Márgenes convergentes de placa aparecen en la figura 2.1, mientras que las zonas de subducción se muestran habitualmente en las secciones de las figuras 2.3 y 2.4. Representaciones de las zonas de subducción en tres dimensiones han sido mostradas por *Chiu et al.* (1991).

La longitud total de los márgenes convergentes es >55.000 km (*Lallemand*, 1999), aproximadamente igual a la de las dorsales meso-oceánicas (60.000 km (*Kearey y Vine*, 1990)) (Fig. 2.1). La mayoría de los científicos están de acuerdo en que el movimiento de las placas es producido, además de por el empuje de la dorsal, por el hundimiento de la litosfera en las zonas de subducción (*Forsyth y Uyeda*, 1975; *Davies y Richards*, 1992). La escala y el papel de las zonas de subducción nos indican que son una de las características tectónica más importante de nuestro planeta.



2.1.3 Arcos de Islas

Hay tres conjuntos tectónicos principales donde una parte fundida del manto es observable en la superficie terrestre: los arcos de isla , las dorsales meso-oceánicas y los *"hot spots"*. Cada uno es causa de diferentes procesos y se manifiesta en la corteza de manera diferente. En el caso que nos atañe, y como primera aproximación, los arcos magmáticos son estructuras lineales definida por un conjunto de puntos fuente de magmatismo en la parte más superficial del manto en las zonas de subducción (*Marsh*, 1979).

Aunque son relativamente un componente menor de las zonas de subducción en términos de masa, los arcos son muy importantes porque de ellos tenemos ejemplos accesibles de los productos de interacción del manto con los materiales subduccidos. Los arcos son también el lugar donde comienza a generarse la corteza continental, mediante la fusión parcial de material de la corteza oceánica, sedimentos y agua, que han sido subducidos en las fosas. Para que tenga lugar la actividad volcánica es necesario que el gradiente térmico supere las líneas de sólidus, lo que, en presencia de agua sucede a unos 100 km de profundidad.

Los arcos magmáticos son actualmente más parecidos a bandas que a líneas de volcanes. Con un promedio de 100 km de ancho. El frente magmático marca el límite entre el bajo flujo de calor en la parte frontal y el alto flujo de calor bajo el arco magmático y la región tras-arco (Fig. 2.4). La actividad ígnea esta concentrada en las cercanías del frente magmático y disminuye cuando aumenta la distancia a la fosa. El espaciado entre volcanes puede estar controlado por el espesor de la placa litosférica superior (*Vogt*, 1974), la inestabilidad gravitacional en la zona de fusión (*Marsh*, 1979), o la distancia entre los "*hot fingers*" en la zona más superficial del manto (*Tamura et al.*, 2002).

2.1.4 Cuencas Tras-Arco (Back-Arc Basins)

Las cuencas *back-arc* son zonas extensionales situadas en la placa cabalgante por detrás del arco magmático y pueden mostrar un rango muy ancho de estilos en los procesos tectónicos y magmáticos dependiendo de la clase de esfuerzos a los que se vea sometido (Figs. 2.3 y 2.5).

En varias zonas de subducción una extensión activa, *rifting* y expansión del fondo oceánico, es característica de las regiones back-arc: Detrás del arco de las Marianas en la fosa de Las Marianas, detrás de el arco Tonga-Kermadec en la fosa de Lau-Havre, la Cuenca de las Fiji Norte detrás del arco de Vanuatu, La Cuenca de Manus al NE de Nueva Guinéa y la Cuenca del mar de Scotia detrás del arco de las Islas Sándwich del Sur, son excelentes ejemplos de cuencas *back-arc* con una activa extensión del fondo oceánico. La tasa de expansión se aproxima a la observada en las dorsales meso-oceánicas: desde las rápidas (16 cm año⁻¹ en la Cuenca de Lau) a las lentas (4 cm año⁻¹ en la fosa de las Marianas).



Los sistemas de expansión en las cuencas *back-arc* son similares a los de las dorsales meso-oceánicas. Una rápida extensión en la cuenca dan frecuentemente lugar a elevadas morfologías en la dorsal, siendo la base un eje magmático (*Turner et al.*, 1999), mientras una lenta extensión de la cuenca da lugar a ejes con morfología de *rift* y ocasionalmente con exposición del manto y secciones de la corteza inferior (*Ohara et al.*, 2002). Es común, a lo largo de la extensión de los *rift* en las cuencas *back-arc*, la existencia de regiones de venas hidrotermales, aunque la composición de los fluidos y los depósitos es distinta a las dorsales meso-oceánicas.



Fig. 2.5.- Variabilidad tectónica encontrada por debajo de los arcos magmáticos, usando como ejemplo el de los Andes Bolivianos y el de la Cuenca de Lau. La parte oscura corresponde a la litosfera y la parte inferior blanca corresponde al manto. No hay exageración vertical en ninguna de las secciones.(Stern, 2002). Podemos observar la tectónica diferente que existe detrás del arco volcánico, extensión y generación de una cuenca back-arc en el caso de Lau (1.6a, 1.6b), y compresión con formación de una cordillera en el caso de los Andes Bolivianos (1.6c, 1.6d).



Al igual que en los *rifting* continentales el *rift* de las cuencas *back-arc* puede ser amagmático ó volcánico. Las cuencas *back-arc* con extensión del fondo oceánico tienen espesores corticales que son indistinguibles de los existentes en cortezas oceánicas normales (*Bibee et al.*, 1980). Las lavas producidas en estas cuencas son comúnmente denominadas como basaltos de cuencas *back-arc* (BABB), pero este término enmascara las diferencias entre los diferentes fundidos que pueden existir debido a los diferentes estados de evolución en la fusión del manto.

2.2 Marco geológico y cinemático, la Cuenca de Bransfield

La Isla Decepción (ID) se encuentra localizada en el Estrecho de Bransfield (EB), en la prolongación del eje de expansión de la Cuenca de Bransfield, una cuenca muy joven (> 2Ma), situada entre la Península Antártica y el archipiélago de las Shetland del Sur (ISS) (Fig. 2.6). El EB ha sido interpretado por numerosos autores como una cuenca tras-arco (*"back-arc"*) asociada al arco volcánico de las ISS.



El proceso de extensión cortical que genera la Cuenca de Bransfield, con una orientación NE-SO y de más de 500 km de longitud, parece que se relaciona con la zona de subducción situada al NO de las Islas Shetland del Sur, límite convergente de las placas Antártica y Phoenix durante los últimos 200 Ma (*Barker et al.*, 1991; *Dalziel*, 1984). Hace 4 Ma. el movimiento de convergencia entre ambas placas cesó, cuando el eje de expansión


de la placa de Phoenix (Dorsal Aluk) dejó de ser activo. En el momento actual se puede observar un proceso de extensión de la corteza al SE de la fosa, es decir en el EB.

Este tipo de cuencas marinas se denominan "*back-arc*", debido a que se desarrollan entre la posición de arcos de islas volcánicos y zonas continentales. Si este proceso de extensión con aporte de materiales ígneos continúa el tiempo suficiente, se llega a formar una auténtica corteza oceánica.

El límite de placas en la actualidad se puede observar en la reconstrucción (*Barker*, 1982; *Mayes et al.* 1990) de la figura 2.7. Estos autores sugieren que al menos un centenar de kilómetros de la Placa de Phoenix han subducido por debajo del Estrecho de Bransfield desde hace 50 Ma. Entre los 50 y 43 Ma., un segmento de el centro de expansión ANT-PHO, entre las fracturas de Tharp y Heazen subdujo bajo la placa Antártica(Fig 2.7).



Fig. 2.7.- Reconstrucción para hace 20 Ma de las regiones del Pacífico Sudeste y la Península Antártica (modificado de Barker,1982; Mayes et al., 1990). Las zonas de fractura y los centros de expansión han sido tomados de Larter y Barker



Hace 20 Ma., la fosa de las Shetland del Sur tenía una longitud dos veces mayor que 14 Ma. después, cuando las zonas de fractura de Adelaide y Anvers fueron subducidas. Posteriormente, otros segmentos de la dorsal han sido subducidos en la parte NE, hasta hace 4 Ma., cuando el centro de expansión, inmediatamente al SO de la fractura de Hero, llego a la fosa (*Barker*, 1982). El último segmento del centro de expansión ANT-PHO (entre las fracturas de Hero y de Shackleton) dejo de ser activo y la última parte de la placa de Phoenix pasó a formar parte de la placa Antártica (*Hole y Larter*, 1993).

La edad de la subducción de la Placa de Phoenix en la fosa de las Shetland del Sur aumenta desde 14 Ma. en el SW en las proximidades de la fractura de Hero hasta 23 Ma. en las cercanías de la zona de fractura de Shackleton (Barker, 1982). Entre ambas zonas, hay al menos dos zonas de fractura adicionales, D y E (Fig. 2.7). Estas fracturas adicionales se extienden cruzando al menos la zona neovolcánica del Estrecho de Bransfield. En la fosa la edad difiere desde 3 Ma. en la Zona de Fractura D hasta los 3.5 Ma. en la Zona de Fractura E (*Larter y Barker*, 1991).

Otras cuencas marginales deben haberse formado a lo largo del borde externo de la placa Antártica, en respuesta a la subducción de los segmentos de la dorsal a el SO de la zona de fractura de Hero (*Gambôa y Maldonado*, 1990), aunque ninguna de estas cuencas parece haber llegado al avanzado estado del Estrecho de Bransfield. Datos de gravedad obtenidos del GEOSAT desde 72°S hacia el NE a lo largo del margen oeste de la Península Antártica (*Lawver et al.*, 1993) muestran una baja gravedad marginal que se extiende desde George VI Sound (70°S, 70°W) entre Isla Alexander y la Península, hasta el margen meridional de la Isla Anvers (65°W) (Fig. 2.8). Estos valores de gravedad son similares a los existentes en el Estrecho de Bransfield.





Las líneas de sísmica de reflexión monocanal a lo largo de este margen (*Anderson et al.* 1990) muestra características que se asemejan a fosas y antiguas cuencas de tipo forearc que deben ser interpretadas como precursoras del EB. *Larter y Barker* (1989) sugieren que la cuenca forearc al sur del EB fue simplemente una elevación y erosión pero no una extensión después de la colisión dorsal-fosa de subducción.

Antes de la desaparición del centro de expansión ANT-PHO, la Zona de Fractura de Shackleton al norte del EB, sería el limite entre la placa Antártica y la de Phoenix en un lado y la placa de Scotia en el otro lado.

La extensión del fondo oceánico paró al oeste del Mar de Scotia, inmediatamente al lado de la Zona de Fractura de Shackleton, hace 6 Ma. (*Barker y Burell*, 1977). Hace aproximadamente 4 Ma., cuando la Placa de Phoenix remanente llego a ser parte de la placa Antártica, el limite de placas Scotia-Phoenix paso a ser parte del límite de placas Scotia-Antártida.

Desde hace 4 Ma. hasta la actualidad, el límite de placas Scotia-Antártida, al norte del EB tendió hacia el NW-SE (Zona de Fractura de Shackleton), mientras al este del EB ha tendido hacia el E-W (South Scotia Ridge). La consecuencia de estos 110° de giro en el limite de placas será la compresión dentro de la curva y extensión en la parte exterior de la curva. Esto produciría extensión en el norte de la Cuenca de Bransfield, en la zona del Estrecho de Bransfield, entre la Isla de Bridgeman y la Isla de Clarence.

Perfiles de sísmica monocanal a lo largo de la zona norte de la Cuenca de Bransfield (*Lawver y Villinger*, 1989), muestran bloques basculados hacia el continente, reminiscencias de los modelos de extensión cortical de *Wernicke* (1981). Las evidencias de la compresión incluyen la extraordinariamente escarpada cara SW de la Isla Clarence, que varía desde -1200 m. a +2.300 m. en una distancia de 10 km o menos. El metamorfismo de baja temperatura y alta presión encontrado en la Isla Clarence y en la mitad este de la Isla Elefante (*Dalziel*, 1984) apoya la idea de compresión y elevación asociado al giro de la placa, anteriormente descrito.

Existe una controversia sobre la existencia de una corteza oceánica incipiente en la zona axial de la Cuenca de Bransfield (*e.g. Lawver et al.*, 1995; *Baker*, 1982; *Grad et al.*, 1992). La batimetría de esta cuenca (*e.g. Grácia et al.*, 1996; *Lawver et al.*, 1996; *Canals et al.*, 1997) muestra la existencia de numerosas estructuras volcánicas submarinas alargadas en dirección NE-SO (Fig 2.9).

Por otra parte, los perfiles sísmicos (e.g. Prieto et al., 1997; Barker y Austin, 1998) reflejan además la existencia de numerosas fallas normales NE-SO, que permiten calcular que la extensión en la zona superficial de la corteza está próxima al 25% (González-Casado et. al., 1997). Sin embargo, datos geofísicos (sísmica y gravimetría) indican que la corteza de la Cuenca de Bransfield no se encuentra excesivamente adelgazada (e.g. Ashcroft, 1972; Grad et al., 1997; Barker y Austin, 1998; Barker et. al., 2003) y que, por consiguiente, el proceso de formación de corteza oceánica se encuentra en un estado muy incipiente, o todavía no ha comenzado (Lawver et al., 1996).



Fig. 2.9.- Esquema morfotectónico del Estrecho de Bransfield. Las letras A a F muestran los principales volcanes en la zona (modificado de Gracia et al., 1996).

En la actualidad, la placa subudcida puede ser detectada bajo las Islas Shetland del Sur (Grad et. al., 1993) buzando con un ángulo de 25° hacia el SE (Fig. 2.18), aunque no se ha observado actividad sísmica asociada con la placa que se encuentra subducida (Pelayo y Wiens, 1989). Esto puede ser explicado por la lentitud, descenso asísmico de la placa, o por que la placa que esta debajo de las Islas Shetland del Sur esta "congelada" en la posición actual, no hay movimiento relativo detectable entre la placa y la astenosfera que se encuentra por debajo.

2.3 Sismicidad y vulcanismo

La actividad sísmica de la zona está concentrada en la Dorsal del Sur de Scotia y en la zona de Fractura de Shackleton y Hero. *Pelayo* y *Wiens* (1989) calcularon mecanismos focales de magnitud >5 (Fig. 2.10), y *Galindo-Zaldívar et. al.* (1996) analizaron los sismos calculando un régimen general de compresión horizontal NE-SO bajo régimen de desgarres.

Existe vulcanismo cuaternario en el E.B. con edificios emergidos en las Islas de Decepción, Penguin y Bridgeman (*Weaver et al.*, 1979) y en la serie de volcanes submarinos a lo largo de la cuenca mencionados anteriormente (*Grácia et al.*, 1996)



(Fig 2.9). Las muestras de roca recogidas mediante dragas son basaltos frescos y cristalinos con una edad menor de 300.000 años, y han sido clasificados como basaltos de cuenca trasarco, un híbrido entre los basaltos típicos de arcos y los MORB (*Keller y Fisk*, 1992). La petrología sugiere una transición desde un rifting ensialico a una cuenca marginal con extensión del fondo marino, lo cual es consistente con las evidencias sísmicas. Las rocas de los volcanes subaéreos (Isla Bridgeman e Isla Decepción) tienen más fuertes afinidades con los materiales de un arco volcánico.



Fig. 2.10.- Representación de la actividad Sísmica de la zona con los epicentros de la base de datos relocalizados de Enghdal et al. (1998), y los mecanismos focales del catálogo CMT de Harvard, hasta 70 km de profundidad focal (Dziewonski y Woodhouse, 1983).

Se pueden realizar varias observaciones generales acerca del magmatismo en el Estrecho de Bransfield. Primero, el magmatismo relacionado al rift no es lo suficientemente voluminoso como para poder compararlo con otros márgenes volcánicos existentes (*e.g., White y McKenzie*, 1989; *Mutter et al.*, 1988). Sin embargo las evidencias sísmicas de un claro levantantamiento hacia el SW (*Barker y Austin*, 1998) sugieren que el volcanismo debido a la extensión puede tener lugar todavía. Segundo, el Estrecho de Bransfield esta experimentando una actividad magmática que no esta focalizada en un solo centro de expansión del fondo marino (*e.g., Karner et al.*, 1993).

La complejidad del los sistemas de plumas magmáticas está ilustrado por la aparente asociación de cuerpos intrusivos con estructuras extensionales en el margen de la Península Antártica (*Barker y Austin*, 1998). Finalmente, el magmatismo se asocia constantemente al levantamiento producido por las "*estructuras de fallas normales con polaridad inversa*"



(*NFPR*)" que generan las formas que se pueden observar en los perfiles de sísmica de reflexión multicanal (*Barker y Austin*, 1994, 1998 (Fig. 2.11)).



Vertical Exaggeration x 4.2 @ 1500 m/s

Fig. 2.11.- Sección de un perfil de sísmica de reflexión multicanal (modificado de Baker y Austin, 1998). En el mismo podemos observar las estructuras NFPR descritas por los autores que producirían el levantamiento que se asocia con el magmatismo fisural en la región.

2.4 Modelos propuestos

Actualmente existen dos modelos para intentar explicar la extensión de la corteza en el EB:

A) El primero (Fig. 2.12) relaciona su formación con la migración de las ISS hacia el NO, debido a un efecto de retroceso ("*roll-back*") de la fosa de las Shetland del Sur (*Smellie et al.*, 1984; *Maldonado et al.*, 1994; *Lawver et al.*, 1995, 1996, *Barker et al.* 1982, 1991, 1998). El proceso de extensión que genera la cuenca de Bransfield afecta a toda la corteza y parece estar relacionado con la zona de subducción situada al NW de las ISS, consistente en un límite de placas convergente, en el que la mas densa (Placa de Phoenix) se introduce por debajo de la menos densa (Microplaca de Shetland). Esto lleva implícito el cese de la extensión Antártida-Phoenix en el Pasage del Drake para que de comienzo el proceso de *roll-back* en la subducción.





Fig 2.12.- Explicación esquemática de el inicio del efecto de rollback en la subducción en la Fosa de las Shetland del Sur (modificado de Baker y Austin, 1998). Dependiendo si en el movimiento con respecto a la astenosfera está fija la placa cabalgante o la antigua dorsal, los autores proponen dos modelos. A) El primero de ellos, denominado "banda transportadora", en este modelo esta fija la placa cabalgante. Debido a las fuerzas generadas por la placa al subducir, por ser mas densa que la placa cabalgante, la dorsal se aproxima cada vez más a la fosa, viaja de la posición X a la posición X['], el efecto es análogo al generado por una banda transportadora, pero este modelo no explicaría la extensión que existe en la placa cabalgante en la región del Estrecho de Bransfield...



Fig.2.12.(continuación)-...B) En este modelo lo que se mantiene fijo con respecto al manto es la antigua dorsal, la placa que subduce al ser mas densa, lo sigue haciendo, y se acomoda debido a un efecto de roll-back, el hueco generado por la migración de la placa subducente es rellenado por material del manto y por la placa abalgante, esto último es lo que produciría la extensión existente en el Estrecho de Bransfield. C) En esta figura podemos observar como la migración de una ventana en la placa subducente podría haber facilitado el flujo mantélico atraves de esta y como resultado el cambio de regimen de la figura 2.11a a la figura 2.11b

B) Otro modelo mas reciente explica la extensión NO-SE que aparece en el Estrecho de Bransfield dentro de un régimen de compresión NE-SO entre las Placas de Scotia y la Antártica a lo largo de la dorsal Sur de la Placa de Scotia (*González-Casado et al.*, 2000). Estos autores a partir de datos de mecanismos focales de terremotos utilizando la base de datos CMT (*Dziewonsky y Woodhouse*, 1983) y de un análisis poblacional de fallas en la zona, deducen cuatro soluciones tensoriales para la zona: tres tensores transpresivos con compresión NE-SO en el contacto entre las Placas de Scotia y Antártida y un tensor extensional NO-SE en el Estrecho de Bransfield (Fig. 2.13). Estos tensores de esfuerzos se ajustan al modelo cinemático propuesto previamente para el límite de placas de la Dorsal del Sur de Scotia y para la región del Bransfield (*e.g. Lawver et al.*, 1996). Sin embargo, bajo este campo de esfuerzos el limite de placas representado por la Zona de Fractura de Shackleton tendría un carácter convergente y no transcurrente, como se había propuesto anteriormente (Fig. 2.13a).



Fig. 2.13.- Modelo tectónico propuesto por González Casado et al. (2000) que implica una extensión en el estrecho de Bransfield asociada a un movimiento transcurrente siniestro entre las Placas Antártica y de Scotia.



Los autores proponen como modelo cinemático, un simple modelo de cizalla (Fig. 2.13b), que explica los grandes desplazamiento que se observan en las estructuras tectonicas. La extensión que tiene lugar en la Cuenca de Bransfield y en las Islas Shetland del Sur, sería consecuencia del movimiento sinestral entre la placa Antártica y la placa de Scotia, empujando la antigua placa de Phoenix hacia el noroeste. Si no hay una retracción de la fosa (que parece ser el caso puesto que no hay actividad sísmica en el área de la Fosa de las Shetland del Sur), no habría un proceso de *roll-back*. En ese caso la fosa podría transmitir los esfuerzos orientados noroeste-sureste hacia la Cuenca de Bransfield y las Islas Shetland del Sur (Fig. 2.13c).

La apertura de la cuenca de Bransfield no estaría relacionada al mecanismo de *roll-back* sugerido anteriormente. Según los autores si el *roll-back* fuera la causa de la extensión en la Cuenca de Bransfield, entonces toda la región de las Shetland del Sur debería estar bajo un régimen de extensión de dirección NW-SE, pero la compresión NW-SE observada indicaría que la no retracción de la fosa y el esfuerzo transmitido desde la fosa serían las causantes de la compresión en la región de las Islas Shetland del Sur.

En cualquier caso la extensión de la corteza produce un adelgazamiento de la misma, y la generación de fallas normales paralelas al eje del Estrecho de Bransfield y oblicuas entre las zonas extensionales (*Baker y Austin*, 1998). El desarrollo de fracturas, y el ascenso de material caliente que se produce por el adelgazamiento cortical favorece la salida al exterior de estos materiales, produciéndose volcanes a lo largo del eje de la zona de extensión. Estos volcanes pueden ser subaéreos si los materiales salen en zonas emergidas (Islas Decepción, Bridgeman y Penguin) o submarinos si lo hacen por debajo del mar, donde hay seis edificios principales, (*Grácia et al.*, 1996 (Fig. 2.9)).

De este modo la corteza continental, gruesa y ligera es adelgazada por la extensión, y su densidad aumentada por el aporte de materiales ígneos (volcánicos y plutónicos). No obstante como se indico anteriormente, y a pesar de la controversia existente entre varios autores, los datos sísmicos en la cuenca de Bransfield indican que la corteza no se encuentra demasiado adelgazada, por lo que el proceso de formación estaría todavía en un estado muy incipiente, o aún por comenzar.

2.5 Isla Decepción

Esta isla, localizada en el EB, es la parte superior de un volcán en escudo muy joven y el más activo de la región de la Península Antártica; cuyas últimas erupciones tuvieron lugar en 1967, 1969 y 1970. El edificio se caracteriza por la presencia de una gran caldera de hundimiento, con unos 8 km de diámetro y una profundidad máxima de 185 m, cuya parte central está inundada actualmente por el mar, debido al estrecho paso (Fuelles de Neptuno) que la pone en contacto con el Océano Antártico.

Los materiales que afloran hoy en día en la Isla Decepción (Fig. 2.14) son mayoritariamente depósitos piroclásticos, siendo las coladas de lava muy escasas. Casi



todos ellos tienen una composición andesítica, aunque también se encuentran en mucha menor medida, basaltos, andesitas basálticas y dacitas (*Aparicio et al.*, 1997). Estos materiales están en muchos casos muy alterados (palagonitizados).



POST-CALDERA



Escorias estrombolianas y lavas postcaldera de erupción fisural

Fig. 2.14.- Mapa geológico sintético de la Isla Decepción (modificado de Smellie, 2001).

PRE-CALDERA



La isla se levanta casi 500 m sobre el nivel del mar (Fig. 2.15), y el espesor total de los estratos de la isla es de aproximadamente 1.5 km estando por tanto la mayor parte sumergida. La edad aproximada del origen de la isla no esta clara. *Birkenmajer et. al.*, (1991) proponen una edad de Terciario superior (Eoceno) a partir de nanofósiles.

Según los datos magnetoestratigráficos (*Valencio et al.*, 1979) la edad de estos materiales es menor de 0,75 Ma, edad de la última inversión de polaridad que ha tenido lugar, ya que todos ellos presentan polaridades magnéticas positivas . Las dataciones radiométricas de algunas rocas (K-Ar, *Keller et al.*, 1992) dan valores de 150 ka. \pm 50 ka.



Fig. 2.15.- Topografía de la Isla Decepción.

La caldera de hundimiento presente permite agrupar a los materiales volcánicos que forman la isla en dos grandes unidades litológicas: los depósitos pre-caldera y los post-caldera (*e.g. Tanner et al.*, 1982; *Dalziel.*, 1984; *Smellie et al.*, 1997). Además el interior de la caldera constituye una cuenca sedimentaria natural cerrada, con aportes laterales de sedimentos terrígenos, mayoritariamente finos de origen volcánico, fluvioglaciar, eólico y marino con componentes biodetríticos.

Los datos sobre fracturación en la isla son escasos. Algunos autores han propuestos la existencia de fallas concéntricas, en anillo, asociadas con la formación de la caldera (e.g.



Hawkes, 1961; *Barker et al.*, 1975; *Birkenmajer*, 1992) nientras que otros asocian esta estructura con la actividad de fallas extensionales, de carácter regional y de orientación NE-SO (*e.g. Smellie*, 1989, *Ortiz et al.*, 1992; *Rey et al.*, 1990 y 1995; *Smellie et al.*, 1997, *González-Casado et. al.*, 1999). En un estudio reciente de microfracturación (*González-Casado et. al.*, 1999), no se han observado fallas concéntricas alrededor de la caldera. Las orientaciones y distribuciones de las fracturas medidas parecen apoyar la hipótesis de que la formación de esta caldera volcánica y las deformaciones posteriores están asociadas con fallas orientadas mayoritariamente NE-SO, subparalelas al eje de la Cuenca de Bransfield y que producen una extensión NO-SE, concorde con la evolución tectónica regional. También se observan fallas orientadas NO-SE, de carácter más direccional, que representan dentro de el esquema geodinámico las fallas de transferencia del grupo anterior. Otras evidencias concretas de la existencia de fracturas NE-SO derivan de la interpretación de los datos sísmicos submarinos de Puerto Foster (*Rey et al.*, 1990 y 1995; *Martí et al.*, 1996) y de la cartografía geológica (*Smellie y López Martinez*, en prensa) y geomorfológica (*López-Martinez et al.*, en prensa).

Las morfologías submarinas y las características deposicionales de Puerto Foster, sugieren un fuerte control tectónico sobre la fisiografía submarina. El reconocimiento morfológico de las diferentes formas submarinas en los sedimentos de Puerto Foster, permite distinguir dos sectores: uno occidental con morfologías más accidentadas y dominadas por la presencia de taludes con pendiente muy acusada y otro oriental en el cual prevalecen los fenómenos erosivos manifestados por canales y surcos de sección en U (*Rey et al.*, 1992).

La ID ha sufrido una evolución volcánica bastante compleja (*Smellie*, 2001). Los primero depósitos precaldera (Fig. 2.16) se formaron durante erupciones de baja energía (*Fumarola Bay Formation*). A pesar de su gran extensión en la isla, los afloramientos fueron generados desde gran cantidad de pequeños centros eruptivos. Esto es muy similar al "*volcán poligenético*" considerado por *Hawkes* (1961) y*Smellie* (1988, 1989). El final de la actividad de los centros eruptivos que dieron lugar a esta Formación fue más explosiva (*Stratified Lapilli Tuff Member*), generando oleadas de piroclastos. El cambio de estilo en las erupciones posiblemente ocurrió durante la emersión subaerea de los centros eruptivos, que se encontraban sumergidos.

La sucesiva actividad (*Basaltic Shield Formation*) consistente en efusión de lava subaerea y erupciones magmáticas de tipo Stromboliano o Hawaiano, genero un pequeño volcán en escudo en el lado NW de la isla.

El gran tamaño de la erupción que dio lugar a la *Outer Coast Tuff* (Fig 2.16) fue única en la isla. Por el tamaño de la depresión de la caldera se supone que aproximadamente 30 km³ de material fueron eyectados. A este proceso sucedió el colapso de la caldera (*Smellie*, 2001). La erupción fue esencialmente hidrovolcánica y generó múltiples flujos piroclasticos, principalmente densos. El gran volumen de la erupción implica que la cantidad de agua implicada en el proceso fue muy importante, por lo que se sugiere que fue agua de mar, consistente con la alteración mineralógica (*Martí y Baraldo*, 1990).



Complejo Volcanico de Isla Decepción



Fig. 2.16.- Sucesión estratigráfica en Isla Decepción, modificado de Smellie (2001)

Como anteriormente se mencionó, los primeros trabajos postulaban un sistema de fallas concéntricas, en forma de anillo (*e.g. Hawkes*, 1961; *Baker et al.*, 1975). Para ellos, aunque las fallas no están expuestas, reconstruyen su orientación mediante el diseño dejado por los centros eruptivos post-caldera. Sin embargo, *Smellie* (1988, 1989), *Martí et al.* (1996) y *Gonzalez-Casado et. al.* (1999, 2000) postulan una influencia mucho mayor de la tectónica regional en la isla y la formación de la caldera. Sugieren que el colapso ocurrió a lo largo de una falla normal ortogonal reactivada, de dirección NE-SO, relacionada con la extensión del Estrecho de Bransifield.

En los modelos posteriores, Puerto Foster es una depresión creada por un colapso pasivo controlado por la tectónica y una erupción. Esta interpretación es consistente con la inclusión de un miembro superior de pequeño volumen con centros cónicos de cenizas en la



Yellow Tuff Formation (Martí y Baraldo, 1990), sugieren que el colapso no ocurrió inmediatamente después de la voluminosa erupción que dio lugar al miembro superior de la Yellow Tuff Formation (ahora Outer Coast Tuff Formation). Smellie (2001), sugiere que la Outer Coast Tuff Formation es la última unidad volcánica erupcionada antes de la formación de la caldera, un vinculo entre la erupción y el consecuente colapso. Además hay evidencias de la existencia de dos magmas de diferente composición en la Outer Coast Tuff Formation (Smellie et al. 1992). La inclusión de un segundo magma dentro de una gran cámara magmática preexistente es un posible disparador y origen de la enorme e inusual erupción que dio lugar a la Outer Coast Tuff Formation. El colapso tendría lugar a lo largo de la intersección de fallas reactivadas, que se habrían generado anteriormente en la isla debido a la extensión regional existente.

La actividad post-caldera esta caracterizada principalmente por erupciones freatomagmáticas pero con algunas erupciones efusivas que producirían abundante escoria y lavas clastogenéticas. Después una temprana extensión, preservo de forma dispersa la actividad de conos de ceniza, la posterior formación de conos de ceniza y maares están todos localizados cerca del nivel del mar en el interior de la caldera, principalmente a 1.5 km. de sus márgenes. Por el contrario, los centros de escoria y lava fueron situados a lo largo del exterior de la caldera, particularmente a lo largo de las alineaciones que dan las cumbres de la caldera y como conos de escoria alineados en la Terraza Kendall. Esta es probablemente la principal diferencia entre los diferente estilos eruptivos post-caldera (magmático frente a hidromagmático), son un reflejo de los diferencias hidrogeológicas de los distintos eventos (*Barker et al.*, 1975).

2.6 Antecedentes

Existen numerosos antecedentes geofísicos en la zona de estudio, especialmente de sísmica de reflexión multi y monocanal (*Acosta et al.*, 1992; *Barker y Austin*, 1994; *Prieto et al.*, 1998), magnéticos (*Roach*, 1978; *Renner et al.*, 1985), estructurales (*González-Casado et al.*, 2000; *Grácia et al.*, 1996, 1997; *Baraldo y Rinaldi*, 2000).

Además de los trabajos de geofísica marina, existen levantamientos gravimétricos y magnéticos de detalle realizados en las islas Livingston y Decepción (*Carbó et al.*, 2001), así como una serie de bases gravimétricas (*Ortiz et al.*, 1992), que han permitido el enlace de las observaciones gravimétricas marinas con la red gravimétrica terrestre en Ushuaia (Argentina), la Base Antártica Española Juan Carlos I (Isla Livingston), y la base gravimétrica Argentina en Isla Decepción. Además, recientes trabajos estratigráficos en la Isla Decepción (*Baraldo y Rinaldi*, 2000) incluyen los cálculos de susceptibilidad magnética, muy útiles en la realización de los modelos magnéticos.

La morfología del fondo marino es un aspecto para identificar el volcanismo en el Estrecho de Bransfield. Mapas batimétricos (*Grácia et al.*, 1996; *Lawver et al.*, 1996) muestran una serie de montículos espaciados entre ~40-60 km (Fig. 2.9). Estos autores han sugerido que estos centros volcánicos son las sucesivas etapas de una evolución, aunque los datos de sísmica multicanal muestran que la morfología del fondo submarino no predice con suficiente confianza el volumen de volcanismo bajo el eje central



De especial interés en nuestro trabajo y para la modelización son los trabajos de sísmica de refracción ya existentes en la zona o en las zonas adyacentes (*Grad et al.*,1992, 1993, 1997; *Guterch et al.*, 1985, 1998; *Œoda et al.*,1997, 2001; *Janik*, 1997; *Barker et al.*, 2003). Estos trabajos son la base de partida de los modelos.

Por tanto podríamos dividir esta serie de trabajos de sísmica de refracción en dos grupos diferentes:

A) El grupo Polaco (*Grad, M., Guterch, A., Janik, T., Œoda, P., et al.*): Estos autores determinan un cuerpo anómalo de alta velocidad (CAV) en los sectores centrales y oriental del Estrecho de Bransfield (Vp=7.4-7.8 km/seg) a profundidades entre 10 y 30 km (Fig. 2.17). Para la discontinuidad del Moho dan una profundidad aproximada de 10 km bajo la fosa de las Shetland del Sur, entre 30-32 km en la Cuenca de Bransfield y 40 km de profundidad bajo la península Antártica, y una Vp=8.1 km/seg (*Grad et al.*, 1997; *Janik*, 1997; *Guterch et al.*, 1998)(Fig. 2.18).



Fig. 2.17.- Cartografía de la traza aproximada de un cuerpo anómalo de alta velocidad (y profundidad en el EB). La zona más densamente rayada presenta una mejor definición y una mayor profundidad (Janik et al., 1997).

Los resultados presentados en sus trabajos refuerzan la tesis de una fuerte actividad de los procesos que están conectados con la intrusión de material del manto superior en el basamento cristalino de la Cuenca Central. Sin embargo. La modelación de la



discontinuidad del Moho en la transición entre CAV y el manto superior viene indicada por una reflexión débil *Grad et al.*, 1997), este hecho esta conectado con la intrusión de material de la parte superior del manto en el Moho citada antes. Aunque en la interpretación no han conseguido encontrar discontinuidades para probar roturas en el Moho que podrían permitir la intrusión de material del manto superior.

También describen una lenta extensión del Estrecho de Bransfield, que hace posible, a distancias muy lejanas, la posible inyección de material magmático (*Janik*, 1997), similar al descrito al descrito en la Cuenca de Yamato en el Mar de Japón (Hirata et al., 1989).



Fig. 2.18.- Modelo sísmico de la litosfera entre el Pasage de Drake y la Península Antártica propuesto por Grad et al. (1993). (1) sedimentos $v_p=2.5-4.2 \text{ km s}^{-1}$; (2) corteza superior $v_p=5.4-6.3 \text{ km s}^{-1}$; (3) corteza media $v_p=6.4-6.8 \text{ km s}^{-1}$; (4) corteza inferior y cuerpo de alta velocidad en el Estrecho de Bransfield $v_p>7.0 \text{ km s}^{-1}$; (5) Discontinuidad del Moho $v_p>8.0 \text{ km s}^{-1}$; (6) Límite donde se produce la reflexión en la litosfera inferior.

En sus trabajos no encuentran evidencias de corteza oceánica bien desarrollada, sino que aún se encuentra la zona en una etapa muy temprana en el desarrollo de una cuenca back-arc.



También han realizado un estudio mas centrado en la zona de Isla Decepción (*Grad et al.*, 1992). En este trabajo describen la estructura de la corteza superior en la zona (Fig. 2.19), en el mismo observan una falla que divide la corteza bajo la Isla Decepción en dos bloques y que se asocia a la delgada línea volcánica existente en el Estrecho de Bransfield.



Fig. 2.19.- Modelo sísmico de la corteza superior propuesto por Grad et al.(1992) para Isla Decepción y su entorno.

B) El grupo Americano (Barker, D.H.N., Dalziel, I.W.D., Austin, J.A., Christeson, G.L., et al.): Para estos autores los datos de sísmica de refracción anteriormente publicados de la geometría del rift tienen muchas limitaciones, lo que condujo a estimaciones corticales contrarias espesor estimado por otros métodos para la Cuenca de Bransfield. Según ellos los datos adquiridos durante el 2000 definen la profundidad del Moho sobre la mayor parte de la Cuenca Central del Estrecho de Bransfield, confirmando que la mayor extensión tuvo lugar en el NE, con un incremento del espesor cortical hacia el SW, desde 10 km. a 14-16 km aprox., por tanto afirman que la propagación del rift tuvo lugar desde el NE hacía el SW, pero no como se define para una cuenca oceánica (Hey, 1977), porque el estrecho no contiene corteza oceánica todavía, según sugerirían las velocidades sísmicas encontradas. El adelgazamiento es más prominente a lo largo del eje del estrecho, donde la corteza tiene un espesor ente aprox. de 9-11 km. Por contraste, el espesor cortical bajo la Península Antártica y el margen inactivo de las Islas Shetland del Sur es de aproximadamente 18 km. y 24 km. respectivamente. Todo esto da una fisiografía asimétrica a la estructura del Estrecho.

Estos autores hacen una comparación de la cuenca de Bransfield con la cuenca invertida de Rocas Verdes (Baker, et. al. 2003). Los autores sugieren que la propagación del rift y focalización de la extensión en las cercanías de la fosa serían características de una cuenca *backarc* joven. La asimetría resultante puede facilitar la observación de la obducción del fondo de la cuenca *backarc* y el arco sobre los



márgenes continentales durante la orogénesis compresional. Muchos complejos ofiolíticos en cinturones de cabalgamientos podrían representar fragmentos de pequeñas cuencas marginales en vez de grandes cuencas oceánicas, observando las estructuras de la Cuenca de Bransfield serían representaciones geológicas de las estructuras precursoras de la formación y emplazamiento de ofiolitas.

Previos trabajos de sísmica multicanal en el Estrecho de Bransfield. (1) Centrados en la estratigrafía de las capas superficiales (e.g., Jeffers y Anderson, 1990), (2) enfocados a dilucidar la estructura en profundidad (e.g., Acosta et. al., 1992; Gambôa y Maldonado, 1990; Baker y Austin, 1994, 1998). Dentro de este tipo de técnicas resultan de especial interés los trabajos de Barker y Austin (1994, 1998), los perfiles con orientación NE-SW muestras que la fisografía está relacionada con la estructura, como debe esperarse de un rift activo. El magmatismo esta íntimamente relacionado a el curso de las fallas normales existentes en la zona, concretamente se observan unas formas en los perfiles que se asocian a las "estructuras de fallas normales con polaridad inversa (NFPR)" (Barker y Austin, 1994, 1998, (Fig 2.11).



Capítulo 3

Método sísmico

MÉTODO SÍSMICO

3.1 Introducción

Uno de los métodos más potentes para la investigación de la estructura del interior de la Tierra está basado en el estudio de los tiempos de propagación y de las amplitudes de las ondas sísmicas, producidas con fuentes artificiales, en función de la distancia desde la fuente.

Los métodos de exploración sísmica comprenden básicamente el mismo tipo de mediciones que la sismología de terremotos; sin embargo, las fuentes de energía están controladas y son móviles. Los explosivos, los cañones de aire y otras fuentes de energía, se usan para generar ondas sísmicas y los tendidos de los sismómetros (geófonos o hidrófonos), para detectar el movimiento resultante del terreno. Los datos se registran en forma digital, de modo que se puedan procesar por computadora para acentuar las señales con respecto al ruido, extraer la información significativa y presentar visualmente estos datos para efectuar una interpretación geológica.

La utilización de fuentes artificiales tiene varias ventajas sobre los terremotos naturales para determinar la estructura interna de La Tierra. Primero, la profundidad del foco es prácticamente cero, eliminando por tanto un error en la fuente. Segundo, la localización del epicentro se conoce con gran precisión. Tercero, el tiempo origen es conocido con precisión. Cuarto, el conocer de antemano el tiempo origen aproximado, permite poner en marcha los instrumentos portátiles de registro en lugares estratégicos de acuerdo con el diseño del experimento. Quinto, las explosiones pueden ser usadas para determinar la estructura en regiones donde los terremotos naturales son escasos.

La técnica básica de la exploración sísmica consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo requerido para que éstas viajen desde la fuente hasta una serie de receptores, distribuidos generalmente a lo largo de una línea recta orientada hacia la fuente. Si se conocen los tiempos de viaje hasta los diversos receptores y la velocidad de propagación en el medio, entonces se pueden reconstruir las trayectorias de las ondas sísmicas (Fig. 3.1).

Las ondas sísmicas generadas por la fuente de energía y propagadas por el interior de la Tierra, se pueden registrar en una línea de sensores (*"streamer"*) situados próximos a la fuente (sísmica de reflexión vertical) o en estaciones situadas a distancias convenientemente elegidas, por lo general, lejos de la fuente, en función de los objetivos estructurales que se van a estudiar (sísmica de refracción ó sísmica de gran ángulo). Esos equipos están diseñados, en unos casos para ser instalados en islas o en zonas continentales, estaciones sísmicas terrestres, o para ser instalados en el fondo del mar, sismómetros de fondo oceánico. En lengua inglesa estos últimos se suelen identificar por las siglas OBS (*"Ocean Bottom Seismometer"*) (foto 3.1). De este modo, las ondas generadas por h fuente de energía se propagan por las capas del interior de la corteza y manto superior y se



registran en los sismómetros de fondo oceánico y en las estaciones terrestres situadas en las zonas emergidas (sísmica de gran ángulo), en los sensores situados en el "*streamer*" (sísmica de reflexión), o en ambos a la vez.



Fig. 3.1.- Dispositivo de generación de señales sísmicas, propagación y registro de las mismas en estaciones sísmicas terrestres (ES) y en los sismómetros de fondo oceánico (OBS).

a)





Foto 3.1.- a) Foto de un sismómetro de fondo marino (OBS) en el laboratorio. b) Fondeo de un (OBS) durante la campaña GEODEC-MAR .



La información estructural se deriva principalmente de las trayectorias que corresponden a tres categorías principales:

• *Trayectorias de ondas refractadas ó diving waves*, en las cuales las trayectorias de las ondas sísmicas se realizan a lo largo de la interfase entre dos capas de roca debido a gradientes verticales de velocidad, donde las trayectorias se curvan y las ondas regresan a la superficie (Fig. 3.2a).

• *Trayectorias refractadas críticas ó head waves*, en las cuales las ondas se desplazan críticamente entre la interfase de dos capas (Fig. 3.2b).

• *Trayectorias reflejadas* en las que las ondas se desplazan inicialmente hacia abajo y en algún punto se reflejan regresando a la superficie (Fig.3.2c).



Fig. 3.2.- Esquema con los diferentes tipos de trayectorias de las ondas sísmicas al propagarse en el interior de La Tierra. a) Trayectorias de ondas refractadas o diving waves. b) Trayectorias de ondas refractadas con un ángulo crítico o head waves. c) Trayectoria de ondas reflejadas.



Para estos tipos de trayectorias, los tiempos de viaje dependen de las propiedades de las rocas y la geometría de las capas. El principal objetivo en exploración sísmica consiste en deducir información acerca de la geometría de las capas, a partir de los tiempos de llegada y de las variaciones de la amplitud, frecuencia y forma de la onda.

La sísmica de reflexión vertical permite identificar las zonas donde existen discontinuidades de los parámetros elásticos de la corteza y ha sido utilizada, en el pasado, principalmente por las compañías petroleras. Durante la última década, este método, se ha desarrollado para objetivos científicos en la investigación de la corteza. La incidencia del frente de ondas es casi vertical y aquellas zonas donde existe mayor contraste de velocidad de propagación dan como resultado ondas reflejadas de mayor amplitud. La sísmica de reflexión proporciona excelentes resultados para la definición de la estructura fina de la corteza superior. Sin embargo, a medida que el frente de ondas avanza hacia el interior de la Tierra, la energía se atenúa y las ondas reflejadas regresan hacia la superficie con una parte muy pequeña de energía que, en muchas ocasiones, se confunde con el ruido de fondo, dificultando su interpretación. Para resolver la estructura de la corteza inferior y manto superior, es más adecuado el método de sísmica de gran ángulo. Los frentes de ondas inciden en un amplio rango de ángulos en discontinuidades de la corteza produciéndose reflexiones y refracciones (ondas reflejadas y ondas refractadas).

A pesar de que la sísmica de reflexión vertical proporciona globalmente imágenes de gran resolución estructural, carece de un control adecuado de la distribución interna de velocidades y muestra dificultad en resolver estructuras complejas en profundidad. En cambio, los datos de gran ángulo permiten realizar un análisis de la distribución de velocidades con la profundidad y, por el hecho de registrar grandes distancias, permiten solventar problemas asociados a la estructuración superficial de las zonas de estudio.

La técnica de los perfiles sísmicos de refracción-reflexión de gran ángulo ya ha sido descrita detalladamente en numerosos trabajos por otros autores, como *Dobrin y Savit* (1988), y *Sheriff y Geldart*, (1991). Los equipos portátiles donde se registran las ondas producidas se distribuyen a intervalos más o menos regulares a lo largo de una línea recta, en nuestro caso los OBS en mar y estaciones sísmicas portátiles en tierra. Los registros en superficie de esas ondas que se refractan y reflejan en diversas discontinuidades nos proporcionan información de la distribución de velocidades y de las estructuras del terreno por las que se propagaron. La interpretación de los datos no se hace con sismogramas individuales, sino que se realiza en conjunto, identificando trenes de onda provenientes de las mismas discontinuidades, que se observan en un ensamblaje, gráfico tiempo-distancia donde se representan los sismogramas (Fig. 3.6)

Las posiciones de las estaciones de registro en el campo, con relación a los puntos de generación de señales sísmicas, quedan fijas previamente a la realización del experimento, en función de las estructuras que se requieren estudiar. La distribución más frecuente de las estaciones y de las fuentes de energía es la línea recta. La longitud de estas líneas depende de la profundidad que se desea alcanzar en la interpretación. En general, un perfil de 100-200 km permite obtener información de la corteza y manto superior en estudios de corteza continental, es decir, se alcanzan profundidades del orden de los 40 km. Para el caso de la corteza oceánica, por su menor espesor, las distancias requeridas para su estudio son más



cortas. A mayores distancias, en el rango de 200-600 km, se recoge información de ondas que penetran en las capas del manto superior.

3.2 Fuentes de energía

Las fuentes de energía utilizadas en las campañas de perfiles sísmicos son muy variadas, dependiendo si estas campañas son marinas o terrestres. La energía para la obtención de las ondas elásticas necesarias para la realización de perfiles sísmicos se consigue mediante explosiones controladas, detonaciones de cañones de aire, caída de pesos, etc. El control de la fuente exige el conocimiento exacto de la hora de origen en la que se produce la generación de ondas, su situación y la energía liberada.

El uso de cañones de aire comprimido supone que, mientras las estaciones de registro situadas en tierra o en mar mantienen fijas sus posiciones, en el mar el barco va disparando a lo largo de una línea. Esto combina las ventajas de una fuente de energía sencilla de disparar, con una producción de señal muy estable.

En los cañones de aire se utiliza la energía producida por el aire comprimido de una cámara, el cual se libera cuando se acciona un pistón o dispositivo adecuado. Los cañones neumáticos pueden utilizarse individualmente o en grupos (*array*) que actúan de forma simultánea, para tener una mayor penetración de la energía producida. Otra ventaja de los grupos de cañones es que reducen la reverberación en la forma de la onda, obteniéndose una señal de menor duración.

3.3 Control de tiempo y posición de disparo

Una de las ventajas mencionadas anteriormente del método sísmico, con respecto a la sismología, es el conocimiento con precisión de la posición y tiempo en el que se genero el evento que da lugar a las ondas sísmicas. La precisión es del orden de $\pm 50m$ para la posición y de ± 0.001 s en el tiempo.

Durante la campaña GEODEC-MAR, para el control de tiempo y posición de los disparos se diseñó y se utilizaron dos sistemas diferentes asegurándose así la eficacia de al menos uno de ellos durante la campaña. El sistema de GPS diferencial perteneciente al *BIO/Hespérides*, y un sistema de control de hora y posición de disparo diseñado por los técnicos del ROA:

1. Sistema de control de hora y posición perteneciente al *BIO/Hespérides*:

Recoge como momento de disparo el instante en el que el ordenador envía la señal que activa el disparo de los cañones, este tiempo es tomado de un receptor de GPS serie 4000 instalado en el buque quedando almacenada la señal. Por un segundo canal llega la señal de la batimetría aportada por la sonda monohaz EA500. Un tercer canal recoge, mediante el sistema interno del *BIO/Hespérides* basado en



el receptor de GPS serie 4000, los ficheros de navegación del buque de los que se adquiere la posición del barco que es trasladada a la posición de los cañones. De estos tres canales se genera un fichero con la batimetría, la posición de los cañones y el tiempo en el momento del disparo.

2. Sistema de control de hora y posición desarrollado por el ROA:

Este segundo sistema, desarrollado por el Capitán de Corbeta Antonio Pazos (ROA), se basa en un PC con una tarjeta GPS. Al mismo tiempo se instalan unos hidrófonos en las proximidades de los cañones de aire. En el momento del disparo el hidrófono recoge la señal generada por la burbuja de aire y graba por trigger los disparos, tomando el tiempo por la tarjeta GPS, mencionada anteriormente, y con un programa de detección de PPS (pulso por segundo) el momento del disparo. Al igual que en el caso anterior, un segundo canal recoge la batimetría aportada por la sonda monohaz EA500, y un tercer canal adquiere los ficheros de navegación del buque de los que se extrae la posición del barco que es trasladada a la posición de los cañones. Finalmente con la información almacenada también se genera un fichero final con la batimetría, la posición de los cañones y el tiempo en el momento del disparo.

El funcionamiento de los dos sistemas viene detallado en el esquema (Fig. 3.3).



SISTEMAS DE CONTROL DE HORA Y POSICIÓN DE DISPARO







3.4 Adquisición de datos sísmicos

Los sismómetros son equipos que registran las ondas sísmicas generadas por la fuente de energía y sus características técnicas pueden variar dependiendo si el estudio a realizar es en tierra o en mar. Por ejemplo, los geófonos (sismodetectores electromagnéticos) se utilizan en los trabajos sísmicos en tierra y los hidrófonos (sismodetectores piezoeléctricos) se utilizan en trabajos marinos. Los sismógrafos son los aparatos mediante los cuales se registran las señales enviadas por los sismodetectores, quedando almacenadas en forma digital en un soporte magnético (memoria RAM, unidad de disco, cinta magnética, etc.). La posición y la sincronización de hora de la estación se realiza mediante un receptor de GPS que se conecta a la estación. Los datos almacenados en la estación son volcados posteriormente por otro canal a un PC portátil, donde quedan almacenados los ficheros con los datos en bruto de la señal sísmica (Fig. 3.4).

Los datos registrados, ficheros con la señal sísmica y ficheros de posicionamiento y tiempo de disparo, se procesan en el laboratorio para ponerlos en un formato común y poder realizar su representación gráfica (Fig. 3.5). Como resultado final, se obtiene un conjunto de datos en un formato común (SEG-Y u otros) con el que se puede trabajar fácilmente con el software de tratamiento numérico, aplicándole filtros, cambiando la escala de representación (distancia o tiempos), seleccionando ventanas de tiempo, representando con amplitud normalizada, etc.

Los sismómetros utilizados en tierra en la campaña GEODEC-MAR son modelo L4-3D, con 3 componentes, una registrando los movimientos en la vertical, otra registrando los movimientos con dirección N-S en la horizontal, y una tercera componente que registraba los movimientos E-W en la horizontal. Este modelo de sismómetro posee una frecuencia propia de 1Hz. En el cuadro siguiente (cuadro 3.1) se describen las características de las diferentes estaciones desplegadas en tierra durante la campaña.

MODELO	MARCA	Nº DE ESTACIONES DESPLEGADAS	N° DE COMPONENTES REGISTRANDO	MEMORÍA DE ALMACENAMIENTO DE DATOS	RAZON DE MUESTREO	RESOLUCION DE AMPLITUD
PDAS-100	Teledyne Geotech	5	1	6 Mbytes-8 horas 9 Mbytes- 21 horas	50 Hz	16 bits
PCM 5800	Lennarth Electronic GmbH	2	3	1 Gb	125 Hz	12 bits
Marslitte	Lennarth Electronic GmbH	1	3	4 Gb	125 Hz	20 bits
Hathor 3	LEAS S.A.	3	3	6Gb	100 Hz	20 bits

Cuadro 3.1.- Características de las estaciones desplegadas en tierra.

Los OBS empleados durante la campaña GEODEC-MAR tienen un sistema desarrollado por la UTM (Unidad de Tecnología Marina) en colaboración con técnicos de



la Universidad de Cambridge. Registran por 4 canales diferentes, el hidrófono y 3 canales del geófono que se posa en el fondo marino (1 vertícal y 2 horizontales, aunque se desconoce como quedan orientados al posarse sobre el fondo). La capacidad de memoria de almacenamientos de datos es de 10 Gb. La razón de muestreo es programable pero durante la campaña se mantuvo fija en 256 Hz. La resolución de amplitud es de 24 bits (foto 3.1).



Fig. 3.4.- Esquema en el que se representa la adquisición de datos en campo.



3.5 Procesado, filtrado y representación de los datos sísmicos de gran ángulo

Una vez realizados los perfiles y registrados los datos en las estaciones y los OBS, se procede a su volcado, procesado de señal en laboratorio y elaboración de sismogramas. La información llega por dos canales independientes. Por uno se leen los ficheros de navegación que contienen la información de la posición, el tiempo y la profundidad para cada disparo realizado, por el otro se lee el registro en bruto de los datos de señal sísmica de las estaciones y OBSs (Fig. 3.4). Una vez almacenada la información, se utilizan diferentes programas para el tratamiento numérico de los datos, diseñados por el profesor D. Córdoba (UCM). Las operaciones realizadas por los programas se indican en el esquema de la figura (Fig. 3.6).

Las señales registradas por los equipos sísmicos se disponen por distancias al punto de tiro en el eje de abcisas, en el caso de perfiles en línea de sísmica de gran ángulo, frente a tiempos, en forma reducida, en el eje de ordenadas. A este tipo de secciones se las denomina ensamblajes (Fig. 3.5).



Fig. 3.5.- Ejemplo de ensamblaje. En el eje de abcisas se presenta la distancia y en el eje de ordenadas el tiempo en forma reducida



La reducción se calcula según la expresión siguiente:

$$t_r = t - (x / v_r)$$
 (3.1)

donde t es el tiempo de registro, t_r es el tiempo reducido, x es la distancia entre el equipo de registro y el disparo y v_r es la velocidad de reducción.

En general para el estudio de la estructura de la corteza, las secciones sísmicas son reducidas, con una velocidad de reducción de 6 km/s, velocidad promedio de propagación de las ondas P para la corteza, a fin de obtener una mejor separación entre los trenes de onda reflejados y refractados en el interior de la corteza y manto. En el caso de un estudio más enfocado a la estructura superior del manto, la velocidad de reducción empleada es de 8 km/s, velocidad promedio de propagación de las ondas P en el manto superior, quedando así separadas con diferente pendiente los trenes de onda con velocidades superiores a 8 km/s con respecto a los trenes de onda con velocidades inferiores.

Un filtro es un dispositivo que transforma una señal de entrada en otra señal de salida, de alguna manera determinista. Si la señal de entrada es fija, siempre se obtendrá la misma señal de salida. El dispositivo puede ser físico o tratarse de un algoritmo informático.

El filtro de frecuencias elimina aquellas frecuencias no deseadas consideradas como un ruido. En el presente trabajo se ha utilizado un filtro paso-banda, basado en el filtro de Buterwooth de 4 polos, para eliminar las frecuencias que no se encuentran dentro del rango de frecuencias emitidas por los cañones.



Fig. 3.6.- Esquema del procesado de la señal en bruto hasta la obtención de los ensamblajes.



3.6 Identificación y correlación de las diferentes fases sísmicas

Terminada la labor de procesado, filtrado y ensamblaje de los perfiles para las diferentes estaciones se procede a la identificación de las diferentes fases sísmicas, correlacionando unas trazas con otras, y midiendo, posteriormente, los tiempos de llegada.

La etapa del trazado de las correlaciones sísmicas de gran ángulo es la base para la obtención de un modelo final. Las líneas trazadas en la identificación de las correlaciones de las diferentes fases sísmicas serán la base para el modelado posterior. El trazado de las correlaciones es un punto fundamental de la interpretación, pues variaciones pequeñas en el trazado de una correlación pueden dar lugar a variaciones sustanciales en el modelo. Por ejemplo, no detectar una correlación significa no detectar una discontinuidad, causando errores en la determinación de velocidades y profundidades.

Hasta el momento, el método más común de detección de las señales sísmicas es el análisis visual de las trazas. Esta metodología depende, en gran medida, de factores tales como la capacidad y la experiencia de la persona, incluso, de resultados previos en la zona de estudio.

En la figura 3.7 se puede observar como ejemplo, la correlación de las diferentes fases sísmicas observadas en el ensamblaje presentado en la figura 3.5.



Fig. 3.7.- Ejemplo de correlación de fases a partir del ensamblaje modelo de la figura 3.5.



3.7 Modelización y métodos de interpretación

En la interpretación sísmica se hacen ciertas hipótesis:

• Los eventos coherentes, detectados en los ensamblajes y las secciones sísmicas corresponden a reflexiones o refracciones provenientes de contrastes de impedancia acústica en la Tierra.

• Esos contrastes están asociados con estratificaciones que representan la estructura geológica.

• El detalle sísmico (forma de onda, amplitud) está relacionado con el detalle geológico.

En la mayoría de los casos se ha utilizado un método directo de interpretación, calculando tiempos de recorrido y sismogramas sintéticos a partir de un modelo inicial de profundidades y velocidades de propagación de las ondas sísmicas. El modelo se modifica de un modo iterativo, para mejorar el ajuste en los tiempos de recorrido y en las amplitudes calculadas frente a las observadas en los ensamblajes.

En este trabajo se han elaborado modelos teóricos de la estructura cortical que aproximan, en la medida de lo posible, las correlaciones que se han encontrado en los ensamblajes. La interpretación de los datos en este trabajo se basa en los tiempos de recorrido y las amplitudes proporcionadas por las ondas P. Para poder comparar modelos y datos, se ha usado la técnica del cálculo de trazado de rayos, basada en el calculo de los tiempos que tardan las ondas en recorrer cada camino hasta los receptores situados en la superficie. Como se ha mencionado en el apartado anterior, la detección de las señales sísmicas se realiza de un modo visual, lo que conlleva una imprecisión de ± 0.1 s en los perfiles largos (externos a Isla Decepción) y entre ± 0.05 s en los perfiles cortos (interior de Isla Decepción)

La modelización de la estructura de velocidades sísmicas a partir de datos de refracción y gran ángulo se ha realizado utilizando los algoritmos de *Zelt & Smith* (1992), de inversión de trayectorias y tiempos de recorrido de las ondas sísmicas en medios 2-D.

El paquete informático de *Zelt & Smith* contiene varios subprogramas a partir de los cuales se puede realizar la modelización mediante el método directo de ensayo y error, trazando los rayos y variando manualmente el modelo, o bien a partir del método inverso en el cual el programa ajusta el modelo a los datos de tiempos de llegada de la señal sísmica medidos anteriormente. Además, los diferentes programas, de este paquete de *software*, permiten la posibilidad de aplicar el método de inversión de un modo automático, semiautomático (fijando algunos parámetros del modelo y dando la opción de que el programa modifique otros), o manual. Los diferentes programas utilizados y los procesos que realizan quedan detallados en el esquema de la figura 3.8.





Fig. 3.8.- Esquema de los diferentes pasos a la hora de realizar la modelización mediante el paquete informático de Zelt & Smith (1992).



Se parte de un modelo previo introduciendo nodos límite con los valores de profundidad y velocidad del techo y del muro de las diferentes capas sísmicas y sus variaciones en la horizontal. El subprograma *VMODEL* permite verificar que el modelo ha sido introducido correctamente y dibujar curvas velocidad profundidad en los lugares que se determine (Fig. 3.8).

El programa *TRAMP* permite ajustar el modelo introducido a los datos medidos mediante el método directo. El programa realiza una interpolación de las diferentes velocidades sísmicas que hemos introducido para cada capa y, posteriormente, calcula el trazado de rayos usando una solución numérica de las ecuaciones de propagación de ondas y una determinación automática de los ángulos generados al pasar los rayos por las distintas capas. Como resultado se obtiene una gráfica con el trazado de rayos y otra donde se representan los tiempos de recorrido de cada rayo y los observados en el ensamblaje. Si las diferencias son superiores al error estimado en la determinación de los tiempos observados, se varían los valores del modelo introducido tantas veces como sea necesario, hasta que los valores de tiempo de llegada del trazado de rayos del modelo introducido se aproxime al medido (*Zelt*, 1999). Este programa también perimite calcular las amplitudes teóricas generadas por el modelo. Estas amplitudes calculadas y guardadas en un fichero pueden ser introducidas en el programa *PLTSYN* que genera los sismogramas sintéticos

La ventaja de los métodos de inversión, en contraposición con los métodos de ensayo y error para la modelización es que proporciona estimaciones de resolución de los parámetros del modelo de acuerdo a unas normas especificadas. Además, el tiempo requerido para la interpretación de los datos se ve reducido notablemente.

El proceso de inversión es iterativo y se basa en un modelo de parametrización, definido por una serie de nodos para las velocidades y discontinuidades respectivamente, y un método de trazado de rayos, que se van adecuando al siguiente paso, hasta encontrar la solución óptima. El método de trazado de rayos es el mismo que en el caso anterior, usa una solución numérica de las ecuaciones de propagación de ondas, una determinación automática de los ángulos generados al pasar los rayos por las distintas capas, pero ahora además, realiza una simulación de los límites de capas que generan unos resultados de inversión más estables. Estos algoritmos también permiten calcular y dibujar los sismogramas sintéticos correspondientes a los registros sísmicos y comparar así tanto los tiempos de llegada calculados y observados como sus amplitudes relativas.

El modelo de parametrización utilizado usa capas compuestas por bloques de tamaño variable. Un número mínimo de parámetros independientes, como el número y posición de los parámetros del modelo, velocidad y nodos límite, son requeridos para representar modelos típicos de corteza y manto superior.

Los tiempos de viaje de un conjunto de rayos L entre la fuente y el receptor vienen dados, para una función continua de velocidad n(x,z), por la siguiente integral (3.2):

$$t = \int_{L} \frac{1}{v(x,z)} dl \tag{3.2}$$


La forma discreta (3.3):

$$t = \sum_{i=1}^{n} \frac{l_i}{v_i}$$
(3.3)

Donde l_i es la longitud del camino recorrido por el rayo en la capa i ésima y \mathbf{n}_i es la velocidad en la capa i ésima.

El primer paso de la inversión es la calculo analítico de las derivadas parciales (3.4) de los tiempos de viaje con respecto a el modelo de velocidades y la posición vertical de los nodos límite.

$$\frac{\partial t}{\partial v_i} = \int_L -\frac{1}{v^2} \frac{\partial v}{\partial v_i} dl$$
(3.4)

Donde v_j es el *j* valor de velocidad seleccionado para la inversión.

Estas derivadas parciales son calculadas iterativamente durante el trazado de rayos y deben corresponderse con las llegadas identificadas en los datos de tiempos de viaje de los sismogramas. El método de inversión por mínimos cuadrados es usado para ir determinando los parámetros del modelo que mejor se ajusten al trazado de rayos, calculando simultáneamente las velocidades y los nodos límite.

A través de los programas *RAYINV* y *DMPLSTSQR* se realiza la modelización mediante el método inverso. Si se ha realizado la modelización mediante el método indirecto, el modelo final resultante puede ser incluido en el programa *TRAMP*, calculando así las amplitudes teóricas para, posteriormente, elaborar los sismogramas sintéticos.

Las mayores ventajas de este paquete informático para realizar la modelización de datos sísmicos son la facilidad para introducir modelos de velocidades y la rapidez de ejecución (unos segundos por modelo).

3.8 Limitaciones en la interpretación de los datos sísmicos de gran ángulo

Las velocidades obtenidas directamente de los ensamblajes, a partir de las pendientes de las fases refractadas, son aparentes, resultando de la combinación de velocidades reales e inclinaciones de las capas. Para calcular inclinaciones y velocidades reales, es necesario disponer de perfiles registrados en ambos sentidos con fuentes de energía o receptores en ambos extremos de la línea y, de ser posible, también en puntos intermedios.

La alta densidad de registros por kilómetro y la alta frecuencia de las señales, dan una mayor resolución de los modelos que se pueden obtener. Las principales fases son visibles en los perfiles sísmicos de gran ángulo con fuentes de energía de cañones de aire comprimido, dando gran detalle de las pequeñas estructuras de la corteza y pequeñas



variaciones en el espesor de las capas. Además, el espaciado pequeño entre los registros permite que la correlación de eventos de poca amplitud sea posible. Los errores en el modelado se reducen, pues la identificación de las fases se puede hacer con seguridad, en comparación con la sísmica de gran ángulo clásica, la cual se lleva a cabo con explosivos y un número reducido de equipos de registro.

Los modelos que se obtienen con el paquete informático de Zelt & Smith (1992) suponen que la corteza está estructurada en capas, separadas por saltos bruscos de velocidad entre ellas. La hipótesis básica en este tipo de interpretación es que las llegadas de energía están formadas por refracciones y reflexiones procedentes de las discontinuidades de velocidad. Esto no es más que una simplificación razonable de la situación real (*Giese*, 1976). Sin embargo esta aproximación ha recibido críticas (*Long et al.*, 1993), pues en los perfiles de reflexión, más que discontinuidades claras, lo que se observa son conjuntos de reflexiones cortas o difracciones. En refracción-reflexión de gran ángulo, gracias a los perfiles de alta densidad de registro obtenidos, se puede observar que la envolvente de estos segmentos sigue formando un grupo continuo (correlación de grupo) y se pueden seguir trazando correlaciones, análogas a las que tradicionalmente se han trazado para perfiles clásicos de gran ángulo y baja densidad de registro, siguiendo los criterios de *Giese* (1976).

No siempre se puede estar seguro de la validez o precisión de una interpretación. Casi siempre son posibles algunas formas alternativas de interpretar los datos. Sin embargo, esta ambigüedad en la interpretación sísmica es menor que en la mayoría de los datos geofísicos. La única prueba de una interpretación es la congruencia con los datos sísmicos y con toda la información disponible, incluyendo datos gravimétricos, datos magnéticos, geología superficial, etc.



Capítulo 4

<u>Datos y métodos</u> <u>de adquisición</u>



4. DATOS Y MÉTODOS DE ADQUISICIÓN

4.1 Planificación de la campaña GEODEC-MAR

La planificación de esta campaña se ha realizado, en función de los objetivos previstos en la misma y de las investigaciones previas llevadas a cabo en la zona (*Grad et al.* 1992, 1993, 1997; *Gutcher et al.* 1985; *Gonzalez-Ferrán* 1986; *Pelayo y Wiens* 1989; etc). Tomando esta información como base de referencia se elaboró el plan de campaña de acuerdo con las siguientes actividades:

Malla de líneas marinas (Fig.4.1), con adquisición de datos de gravimetría, geomagnetismo y batimetría, orientadas en las drecciones predominantes NW/SE y NE/SW, con una separación interlineal de 4.5 millas náuticas (9.0 km), centrada en la Isla Decepción y cubriendo el SW del Mar de Brandsfield, incluyendo una parte del "Paso del Drake", aproximadamente desde el meridiano de la Isla Brabante hasta el meridiano de la isla Greenwich.



Fig. 4.1.- Mapa con líneas de navegación con adquisición de datos de gravimetría, geomagnetismo y batimetría, realizados en el exterior de Isla Decepción en el proyecto GEODEC-MAR.



- Líneas sísmicas marinas barridas utilizando los cañones de aire del BIO/Hespérides como fuente de energía, adquiriéndose además, datos de gravimetría, geomagnetismo y batimetría (Fig.4.3).
- Líneas sísmicas interiores en Puerto Foster (Isla Decepción), que serían barridas remolcando los cañones de aire del BIO "Hespérides", adquiriéndose además datos de gravimetría y batimetría (Fig. 4.4).
- Fondeo de Sismómetros (OBS) en posiciones seleccionadas de las líneas sísmicas
- Instalación de estaciones sísmicas portátiles en puntos seleccionados de la Isla Decepción, Isla Livingston (BAE y Península Byers), Isla Low y Base antártica "Primavera", localizada en la Península Antártica.
- Dadas las medidas de seguridad en la navegación adoptadas por el buque, tanto en el barrido de la malla externa como interna, se crean unas áreas en el perímetro interior y exterior de la isla Decepción, que sumadas a la propia extensión terrestre de la misma, provocan una extensa área "en blanco" con ausencia de datos gravimétricos y geomagnéticos, que dificultan la interpolación de las mallas correspondientes. Por ello es imprescindible contar con medidas realizadas en tierra en la propia isla, y de ser posible en las islas adyacentes, convirtiéndose en condiciones de contorno imprescindibles que restringen el problema, disminuyendo los efectos de los "artificios matemáticos" propios de todo proceso de interpolación y extrapolación. Por este motivo, a la par que las mallas marinas antes citadas, se fijó como necesidad realizar medidas gravimétricas y geomagnéticas en tierra. Dentro de las medidas realizadas en tierra se incluyo la adquisición de datos de gravedad que se realizaron, como calibración, en la base gravimétrica de Ushuaia al comienzo y final de la campaña, con el objetivo de enlazar las medidas efectuadas en la BAE "Juan Carlos I" con la red existente en el continente.
- Por el mismo motivo aducido en el punto anterior, se planificó un barrido geomagnético adicional en Puerto Foster, en sus zonas más someras, mediante un magnetómetro marino remolcado por una embarcación neumática (zodiac hidrográfica) del BIO/*Hespérides* (Fig.4.2b).
- Instalación de una estación geomagnética permanente en la Isla Decepción, a fin de ser utilizada como referencia para el barrido interior, y como duplicado a la estación geomagnética permanente de la Base "Juan Carlos I", para la malla exterior.

Durante la campaña, de las 3000 millas de líneas de investigación planificadas inicialmente, se realizaron más de 5000, superándose también el número de líneas sísmicas previstas.





4.2 Datos y métodos sísmicos empleados.

Los datos utilizados en este estudio fueron adquiridos durante la campaña GEODEC-MAR, en 2002. Enmarcados en los objetivos del Proyecto, durante la campaña se realizaron 8 perfiles sísmicos en el estrecho de Bransfield y Pasaje de Drake (Fig. 4.3), y 8 perfiles en el interior de Puerto Foster, en Isla Decepción (Fig. 4.4).

Se establecieron estaciones sísmicas en la base Juan Carlos I (Isla Livingstone), en la Península Byers, en Isla Low, en Bahía Primavera y en Isla Decepción, y se fondearon 8 OBSs, de los cuales solo pudieron ser recuperados 6, para la sísmica exterior a Isla Decepción (Fig. 4.3). Los perfiles sísmicos realizados en el interior de Isla Decepción fueron registrados en 8 estaciones repartidas por la isla y un OBS fondeado en el interior de Puerto Foster (Fig. 4.4)

En este trabajo se presentan los resultados de la interpretación de la sísmica interior de Isla Decepción (perfiles de la figura 4.4, y secciones de perfiles de larga longitud (>90 km) de la figura 4.3 cercanos a Isla Decepción).

La fuente de energía, empleada durante la campaña, fue generada por explosiones de aire comprimido producidas por los cañones de aire del *BIO/Hespérides* (Foto 4.1). El *array* de cañones de todas las líneas ha sido el que se acompaña en la figura 4.2 salvo en el caso de las líneas efectuadas en el interior de ID que se disparó con el *array* secundario compuesto por un *clustter* de dos cañones de 500 pulgadas cúbicas. La capacidad total para la configuración de la figura es de 2.690 pulgadas cúbicas.

			165 p.c.	255 p.c.
1000 p.c.	330 p.c.	500 p.c.		
			175 p.c.	265 p.c.

Fig. 4.2.- Configuración del array de cañones de proa a popa, empleado en la campaña GEODEC, con una distancia entre puertos de 1.9 metros y a 6 metros de profundidad. La capacidad viene dada en p.c. (pulgadas cúbicas).



Foto 4.1.- Cañones de aire pertenecientes al BIO/Hespérides.



La cadencia de disparo fue de un disparo por minuto salvo en el caso de la Sísmica interior (ID), que fue de un disparo cada 30 segundos. La señal emitida por los cañones tiene una frecuencia comprendida entre 6 y 8 Hz.







Fig. 4.4.- Modelo digital de Isla Decepción donde se muestra la localización y disposición de los perfiles sísmicos realizados en el interior de Isla Decepción durante la campaña GEODEC-MAR, con la localización de las estaciones terrestres (círculos rojos) y el OBS fondeado en el interior de Puerto Foster (triángulo azul).

Las características de las estaciones y OBS empleados y el modo de adquisición de datos durante la campaña fueron ya descritas anteriormente en el apartado 3.4, y en el cuadro 3.1

En las tablas 4.1 y 4.2 se enumeran las estaciones desplegadas durante la campaña y su localización.



ESTACIONES TERRESTRES DESPLEGADAS EN EL ESTRECHO DE BRANDSFIELD			
Estación	Latitud	Longitud	Modelo Estación
Juan Carlos I (Isla Livingstone)	62° 39' 44" S	60° 23' 43" O	PDAS
Península Byers	62° 40' 1" S	61° 06' 43" O	Hathor y MLITE
Primavera (Península Antártica)	64° 09' 19" S	60° 57' 13" O	Hathor
Isla Low	63° 18' 23" S	61° 57' 3" O	Hathor

Tabla. 4.1.- Tabla de estaciones desplegadas durante la parte de la campaña de sísmica de refracción llevada a cabo en el exterior de Isla Decepción (Fig. 4.3).

ESTACIONES TERRESTRES DESPLEGADAS EN EL INTERIOR DE ISLA DECEPCIÓN			
Estación	Latitud	Longitud	Modelo Estación
D1	62° 59' 10" S	60° 32' 42" O	Hathor y MLITE
D2	62° 56' 47" S	60° 35' 59" O	PDAS y PCM
D3	62° 55' 20" S	60° 37' 56" O	PDAS
D4	62° 55' 38" S	60° 41' 25" O	Hathor
D5	62° 57' 10" S	60° 42' 50" O	PDAS
D6	62° 58' 29" S	60° 42' 20" O	Hathor
D7	62° 59' 3" S	60° 39' 5" O	PCM
D8	62° 59' 59" S	60° 33' 19" O	PDAS y Hathor

Tabla. 4.2.- Tabla de estaciones desplegadas durante la parte de la campaña de sísmica de refracción llevada a cabo en el interior de Isla Decepción (Fig. 4.4).

Todas las secciones sísmicas utilizadas en este trabajo fueron reducidas, con una velocidad de reducción de 6 km/s, a fin de obtener una separación mejor entre los trenes de onda reflejados y refractados en el interior de la corteza y manto.

Las secciones sísmicas fueron filtradas en bandas entre 3 y 10 Hz (la señal de los cañones se encuentra entre 6-8 Hz., como anteriormente se ha mencionado).

Un característica que se ha presentado durante el procesado de los datos, ha sido el ruido generado por la ruptura de los glaciares al moverse en algunas zonas, principalmente en las estaciones situadas en la Península Antártica o cercanías. Estas rupturas producen ondas sísmicas de amplitud y frecuencia similares a las generadas por la fuente de energía empleada en este estudio, siendo difícil su eliminación con los filtros utilizados en este trabajo.



Capítulo 5

Perfiles sísmicos de gran ángulo



5. PERFILES SÍSMICOS DE GRAN ÁNGULO

5.1 Introducción

Como se indicó en el Capítulo 4, para tener una mejor visualización de las llegadas de las ondas refractadas y reflejadas en las capas profundas de la corteza, los ensamblajes sísmicos mostrados en este trabajo muestran la componente vertical de la velocidad del suelo y fueron representados con una velocidad de reducción de 6 km s⁻¹.

En una primera aproximación a la interpretación de los datos, se pueden describir ciertas características comunes en los ensamblajes, correlacionando fases similares. Además de las primeras llegadas de energía, es posible relacionar llegadas posteriores, correspondientes a reflexiones en el interior de la corteza. En las Tablas 5.1 y 5.2 se muestran los diferentes tipos de fases sísmicas identificadas en los perfiles utilizados en la memoria, así como su interpretación.

El presente Capítulo se ha dividido en dos apartados diferentes. En el primero se describen los diferentes perfiles realizados en el interior de Isla Decepción (Fig. 4.4). En el segundo apartado se describen las secciones de los perfiles, de mayor longitud que los anteriores, realizados en el Estrecho de Bransfield (Fig. 4.3) y que se han utilizado en la presente memoria.

5.2 Perfiles sísmicos en el interior de Isla Decepción

Los perfiles realizados en el interior de Puerto Foster en Isla Decepción tienen su longitud condicionada por el tamaño de la caldera, por lo tanto la longitud de los mismos varia de 4 a 10 km aproximadamente (Fig. 4.4). Por esa razón la información que nos proporcionan estos perfiles está restringida a los 5-8 primeros km de la corteza. La cadencia de disparo fue de 30s, aproximadamente un disparo cada 90m.

A continuación se describe cada una de las líneas realizadas y utilizadas en la memoria. Los ensamblajes muestran en el eje de las abcisas las distancias entre la fuente y el receptor en kilómetros, mientras que en el eje de ordenadas se tiene el tiempo reducido en segundos.

Una característica que presentan los datos obtenidos a lo largo de estos perfiles es la escasa nitidez de la señal en relación con el ruido, debido a la poca cohesión de los materiales aflorantes en Isla Decepción (sedimentos volcanoclásticos). Por otra parte, la onda del agua (P_w), oculta durante los primeros kilómetros las señales propagadas por las primeras capas, debido a la inevitable cercanía de la estación con el comienzo de la línea de disparo.



En la tabla siguiente (Tabla 5.1) se muestra los diferentes tipos de fases sísmicas identificadas y su interpretación, en los perfiles realizados en el interior de Isla Decepción y utilizados en la memoria.

COLOR	FASE	INTERPRETACIÓN
_	Pw	Onda del agua
	Ps	Refracción en la 1ª capa sedimentaria
	P ₁₋₂	Refracción crítica en la base de la 1ª capa sedimentaria
	P ₂	Refracción en la 2ª capa sedimentaria
_	P _c P	Reflexión en el techo de cuerpo anómalo
	P ₂ P	Reflexión en la base de la 2ª capa sedimentaria
	P ₃ P	Reflexión en la base del "basamento cristalino"

Tabla 5.1.- Interpretación de las fases identificadas en los registros sísmicos de los perfiles realizados en el interior de Isla Decepción y utilizados en la presente memoria.



5.2.1 Perfil 1

Este perfil tiene una dirección NO-SE y una longitud de 7.3 km. A lo largo del mismo, los cañones realizaron 97 disparos. Para su análisis se han utilizado los datos registrados en las estaciones terrestres D5 y D8 (Fig. 4.4), puesto que se encuentran en línea, en ambos extremos respectivamente, con el perfil. Los ensamblajes utilizados para la identificación de fases e interpretación de este perfil se muestran en la figura 5.1.



Fig 5.1.- Ensamblajes correspondientes al perfil 1 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D8. b) Desde la estación D5.



5.2.1.1 Estación D8-Perfil 1

Este equipo de registro se sitúa a 1.3 km del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

En este perfil (Fig. 5.1a), la primera llegada corresponde a una fase refractada en la primera capa de sedimentos (P_s), esta fase se identifica hasta 2.8 km de distancia a la estación. Posteriormente y hasta el final del ensamblaje, la primera llegada corresponde a ondas refractadas en la base de la primera capa de sedimentos (P_{1-2}).

Como posteriores llegadas de energía se puede observar, desde 4.5 km de distancia a la estación y hasta el final del perfil, otra fase que corresponde a ondas reflejadas en la base de una segunda capa de sedimentos (P_2P).

5.2.1.2 Estación D5-Perfil 1

Este equipo de registro se encontraba a 8.3 km del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

En este perfil (Fig. 5.1b) se consiguen discernir dos fases diferentes. La primera de ellas se observa durante el primer kilómetro del ensamblaje, corresponde a las ondas refractadas en la primera capa de sedimentos (P_s). La segunda, se observa hasta 5.8 km de distancia a la estación y corresponde a la onda P_{1-2} , refractada crítica en la base de la primera capa de sedimentos.

5.2.2 Perfil 2

Este perfil tiene una dirección NO-SE y una longitud de 8 km aproximadamente, cruzando casi en su totalidad el interior de Puerto Foster. A lo largo del mismo los cañones realizaron 118 disparos, los cuales se registraron en los extremos del perfil, en las estaciones terrestres D4 y D8 y en el OBS fondeado en el interior de ID (DOB) (Fig. 4.4). Los ensamblajes utilizados para la identificación de fases e interpretación de este perfil se muestran en la figura 5.2.







Fig 5.2...



Fig. 5.2.- Ensamblajes correspondientes al perfil 2 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D4. b)Desde el OBS fondeado en el interior de la caldera. c) Desde la estación D8.

5.2.2.1 Estación D4-Perfil 2

Este equipo de registro se sitúa a 2 km del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

En este perfil (Fig. 5.2.a) se identifica la fase P_s (refractada en la primera capa de sedimentos) hasta 2 km aproximadamente de distancia a la estación. A partir de aquí y hasta 4.5 km de distancia a la estación, la primera llegada corresponde a la fase P_{1-2} descrita anteriormente como refracción crítica en el límite entre las dos primeras capas de sedimentos. Posteriormente la primera llegada corresponde a una reflexión en el límite entre la segunda capa sedimentaria y el basamento cristalino, esta fase (P_2P) es interpretada entre 4.5 y 7 km de distancia. Finalmente, desde 4.5 a 8.5 km de distancia, se observa otra fase posterior (P_3P), que corresponde a la reflexión en el muro del basamento cristalino.

En el perfil se puede observar una atenuación importante de la señal entre 4 y 5 km, y entre 5.8 y 7.2 km de distancia. Esta atenuación de la señal en determinadas zonas es una característica en una buena parte de los perfiles realizados en el interior de Isla Decepción.



5.2.2.2 OBS (DOB)-Perfíl2

Este equipo de registro se encontraba a 2.2 km aproximadamente del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

En este perfil (Fig. 5.2.b) puede observarse claramente la fase de la onda directa (P_w), la cual viaja por la capa de agua, durante los primeros 1.200 m. Posteriormente, a distancias mas alejadas, entre 1.2 y 4.3 se observa la primera llegada de la fase P_{1-2} (onda refractada crítica). Debido a la corta longitud del perfil no se observa ninguna otra llegada.

5.2.2.3 Estación D8-Perfíl2

La estación de registro se encontraba más alejada del inicio de la línea de tiro, a 9 km aproximadamente del inicio de la línea (Fig. 4.4).

En la figura 5.2.c puede observarse el ensamblaje. En la parte más cercana a la estación se identifica la fase P_s (ondas refractadas en la primera capa de sedimentos). Posteriormente, desde 1.5 hasta 4.2 km, se correlaciona un grupo de ondas con pendiente diferente a la anterior, estas llegadas se han interpretado como ondas refractadas en una capa de sedimentos mas profunda (fase P_2).

Entre 4.3 y 8 km de distancia a la estación la primera llegada corresponde a la fase P_{1-2} . Detrás de esta primera llegada desde los 6 hasta los 8.2 km de distancia, a unos 2s de tiempo reducido aproximadamente, se puede identificar la fase P_3P (reflexión en el muro del basamento cristalino).

Al igual que en el ensamblaje de la figura 5.3a, se observa una atenuación en la señal, solo que en este caso es en una zona determinada y no en varias, desde 5 km de distancia a la estación hasta los 6km.

5.2.3 Perfil 3

Este perfil tiene una dirección NO-SE y una longitud de 6.5 km. A lo largo del mismo los cañones realizaron 97 disparos. Para su análisis se han utilizado los datos registrados en las estaciones terrestres D3 y D8 (Fig. 4.4). Los ensamblajes utilizados para la identificación de fases e interpretación de este perfil se muestran en la figura 5.3.





Fig. 5.3.- Ensamblajes correspondientes al perfil 3 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D3. b) Desde la estación D8.



5.2.3.1 Estación D3-Perfil 3

Este equipo de registro se encontraba a 1 km aproximadamente del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

En este perfil (Fig. 5.3.a). Las primeras llegadas, hasta 2.5 km de distancia a la estación, corresponden a la fase P_s (ondas refractadas en la primera capa de sedimentos). A partir de esa distancia y hasta el final del ensamblaje las primeras llegadas corresponden a la fase P_2 (ondas refractadas en la segunda capa).

Como segunda llegada, desde 6.5 km de distancia de la estación y hasta el final del ensamblaje, se puede identificar la fase P_3P (ondas reflejadas en el muro del basamento cristalino), aunque estas ondas tienen una amplitud débil en comparación a la amplitud dominante de la señal propagada por la capa de agua (P_w).

5.2.3.2 Estación D8-Perfil 3

Este equipo de registro se encontraba a 8.4 km del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

Las primeras llegadas, en este perfil (Fig. 5.3b), pertenecen a la fase P_s (ondas refractadas en la primera capa de sedimentos). La siguiente fase que se observa es la P_{1-2} , hasta aproximadamente 5.2 km de distancia a la estación.

Finalmente entre 6 y 7 km de distancia a la estación se puede observar una primera llegada que corresponde a las ondas reflejadas en el límite superior del basamento cristalino (fase P_2P).

5.2.4 Perfil 5

Este perfil tiene una dirección NE-SO, perpendicular a los perfiles anteriormente descritos, y una longitud de 4.5 km. A lo largo del mismo los cañones realizaron 63 disparos. Para su análisis se han utilizado los datos registrados en las estaciones terrestres D6 y D2 y el OBS fondeado en el interior de ID (DOB) (Fig. 4.4). Los ensamblajes utilizados para la identificación de fases e interpretación de este perfil se muestran en la figura 5.4.





Fig 5.4...



Fig 5.4.- Ensamblajes correspondientes al perfil 5 (Fig. 4.4). a) Desde la estación D6. b)Desde el OBS fondeado en el interior de la caldera. c) Desde la estación D2.

5.2.4.1 Estación D6-Perfil 5

El equipo de registro se encontraba a 1.1 km del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

Las primeras llegadas en este perfil (Fig 5.4a), hasta 1.8 km de distancia a la estación, pertenecen a la fase P_s , A partir de aquí y hasta 2.8 km la primera llegada corresponde a la fase P_{1-2} .

Desde 4 km hasta 5.2 km aproximadamente, se correlaciona un grupo de ondas de gran amplitud, que no habían conseguido observarse con los perfiles anteriores de orientación NO-SE. Esta fase (P_cP) se asocia a la reflexión en el techo de un cuerpo anómalo localizado en el interior de la 2ª capa de sedimentos y con unos límites laterales netos. La interpretación de este cuerpo será abordada en los Capítulos 6 y 7.



5.2.4.2 OBS (DOB)-Perfíl5

Este equipo de registro se encontraba a 2.3 km aproximadamente del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

La figura 5.4b corresponde al ensamblaje. Hasta 0.5 km puede observarse claramente la onda directa (P_w), la cual viaja por la capa de agua. Entre 0.5 y 1.5 km las primeras llegadas se asocian a la fase P_s . A partir de aquí y hasta el comienzo del perfil las primeras llegadas pertenecen a la fase P_{1-2} .

Como segunda llegada entre 1.8 y 2.5 km de distancia del OBS en dirección hacia la estación D6, vuelve a observarse la fase PcP (reflexión en un cuerpo anómalo), mencionada en el apartado anterior.

5.2.4.3 Estación D2-Perfil 5

Este equipo de registro se encontraba a 5.1 km del inicio de la línea de disparo de los cañones de aire comprimido (Fig. 4.4).

Desde el inicio del ensamblaje hasta 1.8 km de distancia a la estación, se observa la fase P_s . A partir de esa distancia las primeras llegadas pertenecen a la fase P_{1-2} .



5.3 Perfiles sísmicos en el exterior de Isla Decepción

Los perfiles realizados en la Cuenca del Bransfield (perfiles externos a ID) tienen una longitud superior a los anteriormente descritos, entre 50 y 200 km (Fig 4.3). Debido a esto nos proporcionan información de la corteza y manto superior. La cadencia de disparo fue de 60 segundos, un disparo cada 45m aproximadamente.

Se han diferenciado, además de la capa sedimentaria 4 niveles intracorticales (basamento cristalino, corteza superior tipo I, corteza superior tipo II y corteza inferior). Dentro de la corteza superior se ha conseguido distinguir 2 tipos diferentes dependiendo del perfil estudiado. Además, también se han detectado fases pertenecientes a ondas reflejadas en el Moho y en el interior del manto. En algún caso (Fig. 5.6) existen reflexiones de gran amplitud intracortical, aunque esta fase no se observa en todos los ensamblajes realizados en el exterior de ID (Estrecho de Bransfield) ni a todos los niveles de profundidad. La gran mayoría de las fases identificadas han sido interpretadas como refracciones críticas a distintos niveles intracorticales. De ello se infiere la corteza está estructurada en capas bien diferenciadas (discontinuidades de primer orden).

En la tabla siguiente (Tabla 5.2) se muestra los diferentes tipos de fases sísmicas identificadas y su interpretación, en los perfiles realizados en el exterior de Isla Decepción y utilizados en la memoria.

COLOR	FASE	INTERPRETACIÓN
	Ps	Refracción en la capa sedimentaria
-	Pg	Refracción crítica en la base de la capa sedimentaria
	Po	Refracción crítica en el límite inferior del basamento cristalino
	P1	Refracción crítica en laminación interna de la "corteza superior tipo II"
-	P ₂ P	Reflexión en el techo de la "corteza inferior"
	P ₂	Refracción crítica en el techo de la "corteza inferior"
_	P _m P	Reflexión en la Moho
	P _{m1} P	Reflexión en laminación del manto

Tabla 5.2.- Interpretación de las fases identificadas en los registros sísmicos de los perfiles externos a Isla Decepción y utilizados en la presente memoria.

A continuación vamos a describir cada una de las líneas realizadas y utilizadas en la memoria con las diferentes estaciones empleadas.



5.3.1 Perfil JLB-Estación Juan Carlos I (Isla Livingstone)

Este perfil tiene una dirección NNE-SSO, perpendicular a la dirección estructural principal. Tiene una longitud de 175 km aproximadamente, pero solo se han identificado y correlacionado señales hasta una distancia de 95 km a la estación, a partir de esta distancia el valor de la razón ruido-señal es muy alto. A lo largo de esta sección del perfil los cañones realizaron 635 disparos. Para su análisis se han utilizado los datos registrados en la estacion terrestre situada en la base española Juan Carlos I en la Isla Livingstone, (Fig. 4.3), a unos 10 km del comienzo del perfil. En la figura 5.5 se muestra el ensamblaje de este perfil.

Entre 10 y 28 km de distancia a la estación, se puede observar en primer lugar una fase con una velocidad aparente de 4.5 km s⁻¹, que ha sido identificada como una refracción crítica en el muro de el basamento cristalino (P₀). Posteriormente, también como primera llegada, se observa una segunda fase (P₁) asignada a la refracción crítica en la discontinuidad que separa las dos capas en las que se divide corteza superior de tipo II. Esta fase corresponde a la primera llegada entre 28 y 60 km de distancia y con una velocidad aparente de 5.6 km s⁻¹.

A partir de 55-60 km y hasta el final del ensamblaje la primera llegada corresponde a otra fase (P_2) con velocidad aparente de 6.5 km s⁻¹. Esta fase se ha atribuido a una refracción crítica en el límite entre la corteza superior y la corteza inferior.

Las fases profundas que se han identificado son las siguientes: en primer lugar, se observa una fase con una velocidad aparente de 8.2 km s⁻¹, el cual se ha interpretado como la onda reflejada en el Moho (P_MP). En segundo lugar y como una fase mas tardía, se observa un paquete de energía poco prominente y bastante disperso, esta fase (P_{M1}P) correspondería a una onda reflejada con una velocidad aparente de 8.4 km s⁻¹ y nos aporta información de la estructura interior del manto en la zona.



79



5.3.1 Perfil NLM-Estación D1

Este perfil tiene una dirección E-W, paralela a la dirección estructural principal. Tan solo hemos analizado la sección del perfil que discurre al Este de ID (Fig. 4.3). Tiene una longitud de 65 km aproximadamente. A lo largo del mismo los cañones realizaron 438 disparos. Para su análisis vamos a utilizar los datos registrados en la estaciones terrestre D1, situada en ID (Fig. 4.4). El ensamblaje utilizado para la identificación de fases e interpretación de este perfil se muestran en la figura 5.6.



Fig. 5.6.- Ensamblaje correspondiente al perfil NLM-Estación D1 (Figs. 4.3 y 4.4).

Al comienzo del ensamblaje la primera llegada corresponde a la fase refractada crítica en la base de la capa sedimentaria (P_g) con una velocidad aparente de 3.0 km s⁻¹, esta fase puede observase hasta los 15 km de distancia a la estación. A partir de aquí y hasta los 45 km aproximadamente la primera llegada corresponde a la fase P_0 , esta fase corresponde a la refracción crítica en la base del basamento cristalino. Posteriormente, se puede observar, como segunda llegada, desde 25 hasta 50 km de distancia, una fase reflejada correspondiente al límite entre la base de la corteza superior de tipo I y la corteza inferior.

Finalmente una fase profunda y de gran velocidad aparente (8.2 km \tilde{s}^1) es observada como tercera llegada. Esta fase (P_MP) se asocia con las ondas reflejadas en el Moho.



5.3.3 Perfil TLHF –D1 (Sección ESE a Isla Decepción)

El perfil TLHF-D1 tiene una dirección NO-SE (Fig. 4.3). En este trabajo solo se ha analizado la sección del perfil que discurre al SE de ID. A lo largo de esta sección, de 35 km de longitud, los cañones realizaron 221 disparos. Para su análisis se han utilizado los datos registrados en la estación D1 en Isla Decepción (Fig. 4.4). El ensamblaje, para la identificación de fases e interpretación de este perfil, se muestran en la figura 5.7.



Fig. 5.7.- Ensamblaje correspondiente a la sección del perfil TLHF-Estación D1 (*Figs. 4.3 y 4.4*).

La primera fase detectada, entre 4 y 6 km de distancia a la estación, corresponde a la refracción en el interior de la capa de sedimentos (P_s). La velocidad aparente de esta capa varía entre 2.3 y 3.0 km s⁻¹. Este gradiente vertical es el habitual en las capas sedimentarias, debido a los cambios bruscos de litologías y densidades. Esta variabilidad también es habitual en la horizontal debido a los cambios laterales de facies que puedan darse en estas capas sedimentarias.

Entre 7 y 17 km aproximadamente de distancia, la primera llegada corresponde a la fase P_g , refractada crítica en la base de la capa sedimentaria. Finalmente, desde 17 km y



hasta el final del ensamblaje la primera llegada corresponde a la fase P_0 interpretada como la refracción en el límite entre el basamento cristalino y la corteza superior de tipo I.



Capítulo 6

<u>Modelos de sísmica</u> <u>de gran ángulo</u>



6. MODELOS DE SÍSMICA DE GRAN ÁNGULO

En este Capítulo se describen los modelos de velocidades de propagación de ondas P obtenidos a partir de las correlaciones de los datos sísmicos de gran ángulo mostradas en el Capítulo anterior.

A continuación, se hará una descripción de los rasgos característicos de los modelos calculados. Para facilitar la descripción, en primer lugar se presentan las principales características de los modelos elaborados con los perfiles externos a Isla Decepción (Fig. 4.3) y que darán una idea más global de la estructura de la corteza y manto superior en la región. En un apartado posterior, se presentan los modelos elaborados con los perfiles del interior de Isla Decepción, de menor longitud que los anteriores (Fig. 4.4), y que permitirán discernir la estructura de las capas sedimentarias, del basamento cristalino y límite de la corteza superior.

Junto con cada modelo se muestra el trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de cada estación y OBS utilizados. En los perfiles externos a Isla Decepción empleados y en alguno de los perfiles realizados en el interior, además del modelo de velocidad de propagación de las ondas P y el trazado de rayos, también se muestran los sismogramas sintéticos generados por dicho modelo al realizar la inversión.

6.1 Modelos de velocidad sísmica de los perfiles externos a Isla Decepción

Las fases identificadas en los 3 ensamblajes citados en el apartado 5.3 (JLB-Estación Juan Carlos I, NLM-D1 y TLHF-D1), constituyen el conjunto de datos que se ha utilizado para determinar el modelo cortical de velocidades sísmicas 2-D de Isla Decepción y su entorno. Debido a que solo se utiliza una estación por perfil los modelos resultantes no permiten constreñir con exactitud las variaciones laterales de las diferentes capas existentes, pero si permiten definir el número de capas existentes, sus velocidades relativas y la profundidad a la que se encuentran bajo la Isla Decepción y su entorno.

En las figuras 6.1b, 6.2b y 6.3b, se presentan los sismogramas sintéticos obtenidos con cada modelo de velocidades, interpolando una traza cada kilómetro y aplicando una velocidad de reducción de 6 km s^1 . El criterio de colores es el que especifica en la Tabla 5.2.

En términos generales, se observa que el ajuste teórico de los tiempos de recorrido es adecuado en los 3 ensamblajes. Las discrepancias son inferiores a 0.1 s, y las fases más prominentes que se han identificado en los ensamblajes se definen con nitidez en los sismogramas sintéticos.



A partir de los 3 modelos obtenidos para cada perfil (Figs. 6.1c, 6.2c, 6.3c), se ha podido obtener un modelo global compuesto de 5 capas hasta el límite corteza-manto.

La primera capa corresponde a la cobertera sedimentaria, su forma y velocidad se ha podido determinar a partir de las fases P_s y P_g , refracción en el interior de la capa *(diving wave)* y refracción crítica en la base de la capa respectivamente. El espesor de esta capa varía entre 0.2 y 2 km, será mayor en los perfiles que aportan información de esta capa en las cercanías de Isla Decepción (NLM-D1 y TLHF-D1) que en el perfil (JLB-J1) que proporciona información de esta capa mas lejos de ID. La velocidad de las ondas P varía desde 2.3 hasta 3.0 km s⁻¹, aunque tanto la estructura y la forma de esta capa, como la distribución velocidades en la misma, se constriñen con mayor precisión gracias a los perfiles realizados en el interior de ID y que se describen en el siguiente apartado.

La segunda capa corresponde al basamento cristalino, determinada a partir de las fases $P_g \ y \ P_0$ (Tabla 5.2), presenta una pequeña variación en su espesor, debido principalmente a la variación en el espesor de los sedimentos, ya que la parte inferior de esta capa se mantiene casi horizontal. En dicha capa, la velocidad media de propagación de las ondas P es de 4.5 km s⁻¹. Para la parte más superficial, al igual que en el caso anterior, la estructura, forma y velocidades se definen de forma más precisa con los perfiles del interior de Isla Decepción.

La tercera capa es interpretada como la corteza superior. Sus características se constriñeron a partir de las fases P_0 y P_1 (Tabla 5.2). Su espesor varía adelgazándose desde las Islas Shetland del Sur (13 km de espesor) hacía la Península Antártica (9 km de espesor), como se determina en el modelo de la figura 6.1c Dentro de esta capa se han podido discernir dos tipos diferentes de corteza dependiendo del perfil analizado. En los modelos generados a partir de los perfiles NLM-D1-E y TLHF-D1-ESE (Figs. 6.2c y 6.3c), la velocidad media calculada es de 6.0 km s¹. A la corteza con este tipo de características se la ha denominado corteza de Tipo I.

En el modelo generado a partir del perfil JLB (Fig. 6.1c) se puede identificar una corteza superior estructurada en dos capas diferentes. Una primera con un espesor de 2.5 km que se mantiene constante y una velocidad de las ondas P que varía entre 5.5 y 5.6 km s⁻¹. Una segunda capa con una velocidad de propagación de las ondas P de 6.4 a 6.5 km s⁻¹, de techo a muro y un espesor que varía adelgazándose desde el NE hacía el SO. A la corteza con esta estructura en dos capas y este tipo de características, se la ha denominado corteza superior de Tipo II.

La cuarta capa se interpreta, a partir de las fases P_2P (reflexión en el techo de esta capa), P_2 (refracción crítica en el límite superior de la misma) y P_mP (reflexión en la Moho), como la corteza inferior. La velocidad de la misma varía entre 6.8 y 7.0 km s¹ de techo a muro. Su espesor, al igual que en los dos casos anteriores, varía adelgazándose desde las Islas Shetland del Sur hacia la Península Antártica (Fig. 6.1c), desde 17 km hasta 8 km de espesor respectivamente.



La quinta capa correspondería al manto superior. A partir de la fase P_mP (reflexión en la Moho) se estimó una velocidad promedio de propagación de las ondas P de 8.2 km s¹ (Figs. 6.1c y 6.2c) La discontinuidad del Moho también varía disminuyendo su profundidad desde 31 km en las Islas Shetland del Sur hasta 18 km en la Península Antártica. No se observa la fase P_n , pero si que se consigue correlacionar otra fase correspondiente a ondas reflejadas en el interior del manto ($P_{m1}P$) que nos puede dar idea de una posible estructura en la parte más superficial del manto, y que será interpretada en el capitulo siguiente.

6.1.1 Modelo de velocidad sísmica JLB-Estación Juan Carlos I (Isla Livingstone)

El modelo de la figura 6.1 se obtuvo a partir del calculo de trazados de rayos, tiempos de recorrido y sismograma sintético, para el perfil JLB, a partir de los datos recogidos en la estación situada en la base Juan Carlos I en la Isla de Livingstone (Fig. 4.3).



Fig. 6.1...



Fig. 6.1.- a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación Juan Carlos I en Isla Livingstone para el perfil JLB (Fig. 4.3), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.1c., aplicando una velocidad de reducción de 6 km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.2). c) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo del perfil JLB, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de la estación utilizada y de la Isla Decepción.


6.1.2 Modelo de velocidad sísmica NLM-Estación D1

El modelo de la figura 6.2 se obtuvo a partir del calculo de trazados de rayos, tiempos de recorrido y sismograma sintético, para la sección del perfil NLM que discurre al este de ID, a partir de los datos recogidos en la estación D1 situada en ID (Figs. 4.3 y 4.4).



Fig. 6.2...



Fig. 6.2.- *a)* Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D1 en la Isla Decepción, para la sección del perfil NLM que discurre al este de Isla Decepción (Figs. 4.3 y 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.2c., aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.2). c) Modelo 2D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo de la sección del perfil NLM, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenido y la posición de la estación utilizada.



6.1.3 Modelo de velocidad sísmica TLHF-Estación D1

El modelo de la figura 6.3 se obtuvo a partir del calculo de trazados de rayos, tiempos de recorrido y sismograma sintético, para la sección del perfil TLHF que discurre al sureste de ID a lo largo de 35 km, a partir de los datos recogidos en la estación D1 situada en ID (Figs. 4.3 y 4.4).



Fig. 6.3...



Fig. 6.3.- a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D1 en la Isla Decepción, para una sección del perfil TLHF que discurre, a lo largo de 35 km, al sureste de Isla Decepción (Figs. 4.3 y 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.2c., aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.2). c) Modelo 2-D de velocidadprofundidad obtenido a lo largo de la sección del perfil TLHF, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de la estación utilizada.



6.2 Modelos de velocidad sísmica de los perfiles internos a Isla Decepción

Las fases identificadas en los 10 ensamblajes de los 4 perfiles empleados, constituyen el conjunto de datos que se ha utilizado para determinar los 4 modelos, uno por cada línea (Figs. 6.4d, 6.5e, 6.6d, 6.7e), de la estructura y de velocidades sísmicas 2-D, de la cobertera sedimentaria y la parte más superficial de la corteza en Isla Decepción. En este caso, al contrario de lo que ocurría con los perfiles largos externos a ID, se han utilizado estaciones a ambos lados de los perfiles y en los perfiles de las líneas 2 y 5 además se han utilizado los datos del OBS fondeado en el interior de ID (Fig 4.4). Todo esto permite constreñir con mayor precisión la forma de las diferentes capas existentes, sus contrastes de velocidad y la profundidad a la que se encuentran bajo la Isla Decepción.

En las figuras 6.4c, 6.5d, 6.6c y 6.7d se presentan los sismogramas sintéticos obtenidos a partir de los modelos de velocidades utilizando solamente una estación por perfil. Para su obtención se ha interpolando una traza cada 200 metros y aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. El criterio de colores es el que especifica en la Tabla 5.1.

El ajuste de los tiempos de recorrido, observados y calculados a partir de los cuatro modelos anteriormente citados, es adecuado en los 10 ensamblajes, las discrepancias son menores de 0.1 s. Gracias a estos resultados, se ha podido obtener un modelo general compuesto de 4 capas para la cobertera sedimentaria y la parte más superficial de la corteza.

La primera capa corresponde a los sedimentos volcanoclásticos más superficiales y menos consolidados. Su forma y velocidad se ha determinado a partir de las fases P_s y P_{1-2} , refracción en el interior de la capa y refracción crítica en la base de la capa respectivamente. El espesor varía entre 0.8 y 1.10 km. La velocidad de esta capa es muy variable, entre 1.8 y 2.8 km s⁻¹, como es habitual en una capa compuesta de sedimentos volcanoclásticos provenientes de diferentes erupciones, lo que da una gran variabilidad de materiales tanto en la vertical como en la horizontal (cambios laterales de facies).

La segunda capa pertenece a los sedimentos más consolidados, debido a esto se ha homogeneizado la densidad de estos materiales en toda la isla por lo que presentan una variabilidad mucho menor en la velocidad de propagación de las ondas P, comparándola con la capa anterior. Las características de esta se han determinado a través de las fases P_{1-2} (refracción crítica entre la 1^a y 2^a capa sedimentaria), la fase P₂ (ondas refractadas en el interior de esta capa) y la fase P₂P (reflexión en el límite entre la cobertera sedimentaria y el basamento cristalino). El muro de esta capa varía entre 2.3 y 2.7 km de profundidad, y su velocidad varía entre 3.5 y 3.6 km s⁻¹ de techo a muro.

Además de las características anteriormente descritas, en esta segunda capa se ha conseguido discernir, a partir de dos ensamblajes de la línea 5 (figuras 5.4b y 5.4c), la existencia de un cuerpo de velocidad anómala y de dimensiones laterales reducidas (Fig. 6.7). En estos ensamblajes se observa la llegada de un tren de ondas de gran amplitud, que se interpretan como la reflexión en el límite superior de este cuerpo (fase P_cP). El hecho de no detectarse en el resto de perfiles interpretados, cuya dirección es perpendicular



(NO-SE) a la dirección del perfil de la línea 5 (NE-SO) (Fig. 4.4), y de su escasa dimensión lateral NE-SO observada, permite interpretar que se trata de un cuerpo alargado en la dirección NO-SE.

La tercera capa es interpretada como el basamento cristalino, a partir de la fases reflejadas P_2P y P_3P . La primera corresponde a la reflexión en el límite superior de esta capa y la segunda a la reflexión en el límite inferior de la misma.

Se ha podido discernir en diferentes perfiles la existencia de un salto brusco en la profundidad de la base de esta capa, cuya interpretación será abordada en temas posteriores. La velocidad de esta capa va desde 4.0 km s^{-1} en el techo hasta $4.7-4.9 \text{ km s}^{-1}$ en el muro.

La cuarta capa corresponde al límite más superficial de la corteza superior. Al igual que ocurría en los perfiles externos a ID se ha conseguido distinguir 2 tipos diferentes de corteza. La primera, o corteza superior de tipo I, con una velocidad de las ondas P de 5.5 km s⁻¹. La segunda, o corteza superior de tipo II, con una velocidad de 6.0 km s⁻¹.

6.2.1 Modelo de velocidad sísmica Línea 1

El modelo de la figura 6.4 se obtuvo a partir del calculo de trazados de rayos, tiempos de recorrido y sismogramas sintéticos, para la Línea 1, a partir de los datos recogidos en las estaciones terrestres D8 y D5 (Fig. 4.4).



Fig. 6.4...





Fig. 6.4...



Fig. 6.4.- a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D8 en la Isla Decepción, para la Línea 1 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D5 en la Isla Decepción, para la Línea 1 (Fig. 4.4). c) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.4d y la estación D5, aplicando una velocidad de reducción de 6km s¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.1). d) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 1, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

6.2.2 Modelo de velocidad sísmica Línea 2

El modelo de la figura 6.5 se obtuvo a partir del calculo de trazados de rayos, tiempos de recorrido y sismogramas sintéticos, para la Línea 2, a partir de los datos recogidos en las estaciones terrestres D4 y D8, y el OBS fondeado en el interior de ID (Fig. 4.4).





Fig. 6.5.- *a)* Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D4 en la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos del OBS fondeado en el interior de la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos del OBS fondeado en el interior de la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D8 en la Isla Decepción, para la Línea 2 (Fig. 4.4). d) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.5e y la estación D4, aplicando una velocidad de reducción de 6km s⁻¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.1). e) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 2, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.



6.2.3 Modelo de velocidad sísmica Línea 3

El modelo de la figura 6.6 se obtuvo a partir del calculo de trazados de rayos, tiempos de recorrido y sismogramas sintéticos, para la Línea 3, a partir de los datos recogidos en las estaciones terrestres D3 y D8 (Fig. 4.4).





Fig. 6.6.- a) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D3 en la Isla Decepción, para la Línea 3 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D8 en la Isla Decepción, para la Línea 3 (Fig. 4.4). c) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.6d y la estación D3, aplicando una velocidad de reducción de 6km s¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.1). d) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 3, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.

6.2.4 Modelo de velocidad sísmica Línea 5

El modelo de la figura 6.7 se obtuvo a partir del calculo de trazados de rayos, tiempos de recorrido y sismogramas sintéticos, para la Línea 5, a partir de los datos recogidos en las estaciones terrestres D6 y D2, y el OBS fondeado en el interior de ID (Fig. 4.4).



Fig. 6.7...



Fig. 6.7.- *a)* Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D6 en la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4), en el mismo se indican los valores de velocidad de propagación de las ondas P para las diferentes capas. b) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos del OBS fondeado en el interior de la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D2 en la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4). c) Trazado de rayos correspondiente a las fases sísmicas identificadas en los registros sísmicos de la estación D2 en la Isla Decepción, para la Línea 5 (Fig. 4.4). d) Sismograma sintético correspondiente al modelo obtenido en la figura 6.7e y el OBS, aplicando una velocidad de reducción de 6km s¹. Los trazos de color corresponden a las fases identificadas en los ensamblajes (Tabla 5.1). e) Modelo 2-D de velocidad-profundidad obtenido a lo largo la Línea 5, en el mismo se indican los valores de velocidad obtenidos y la posición de las estaciones utilizadas.



Capítulo 7

<u>Comparación de</u> <u>resultados con trabajos</u> <u>anteriores y discusión</u>



7. COMPARACIÓN DE LOS RESULTADOS CON TRABAJOS ANTERIORES Y DISCUSIÓN

En los capítulos anteriores se han expuesto, con detalle, los resultados obtenidos a partir de los datos de sísmica de refracción de alto ángulo, obtenidos durante la campaña GEODEC-MAR, que tuvo lugar durante el verano austral del 2001-2002.

En el presente capítulo se interpretan y discuten los resultados obtenidos en esta memoria y se comparan con estudios anteriores realizados cerca de la zona de investigación ya mencionados en el apartado 2.4.

7.1 Interpretación y discusión del modelo regional de velocidades sísmicas

A partir de los perfiles de mayor longitud interpretados (JLB-Estación Juan Carlos I, NLM-D1 y TLHF-D1), se ha conseguido obtener un modelo regional de límites sísmicos y velocidad de propagación de ondas P de la litosfera en el entorno de ID. La mayor parte de las fases identificadas han sido interpretadas como refracciones críticas y reflexiones (Tabla 5.2) a distintos niveles intracorticales. De ello se infiere que la corteza está estructurada en capas bien diferenciadas desde el punto de vista sísmico (discontinuidades de primer orden).

El modelo de velocidades obtenido (figuras 6.1c, 6.2c, 6.3c) muestra una corteza de hasta 30 km de espesor bajo las Islas Shetland del Sur que se adelgaza en dirección a la Península Antártica hasta alcanzar valores de 17 km (Fig. 6.1c).

El modelo regional consta de 5 capas diferentes (Figs. 6.1c, 6.2c, 6.3c). La primera interpretada como la cobertera sedimentaria, con una velocidad sísmica que varía entre 3.5 y 3.6 km s¹ de muro a techo, y cuyo espesor aumenta en la zona de Isla Decepción hasta alcanzar valores de 2.7 km, debido a la acumulación de sedimentos recientes de origen volcánico.

La segunda capa observada se corresponde con el basamento cristalino, con una velocidad de propagación de las ondas P que va desde 4.0 a 4.5 km s⁻¹. Como se ha mencionado en los capítulos 5 y 6, la estructura de esta capa y de la cobertera sedimentaria han sido definidas con mayor precisión a partir de los perfiles realizados en el interior de ID y cuya interpretación será tratada mas adelante.

La tercera capa se interpreta como corteza superior. Al igual que en el modelo obtenido por *Grad et al.* (1992,1993, figs. 2.18, 2.19) se han podido distinguir dos tipos de corteza superior diferentes en el entorno de ID. Una corteza, denominada de Tipo I, muy homogénea en su estructura, no se observa ninguna discontinuidad, y homogénea en la velocidad sísmica (6.0 km s⁻¹). Este tipo de corteza se observa en el lado E de Isla Decepción. La otra corteza, denominada de Tipo II, presenta una estructura en dos capas,



una superior con velocidades sísmicas que varían entre 5.5 y 5.6 km s^1 y una inferior que varía entre 6.4 y 6.5 km s^{-1} .

La cuarta capa correspondería a la corteza inferior, con unos valores de velocidad de propagación de las ondas P, que varían entre $6.8 \text{ y} 7.0 \text{ km s}^{-1}$, de techo a muro.

A partir de los perfiles JLB-Estación Juan Carlos I y NLM-D1, se ha interpretado el límite entre la corteza inferior-manto, gracias a la fase P_mP , reflexión en la discontinuidad de Mohorovicic.

Se han encontrado notables diferencias, no tanto en las características velocidades sísmicas, sino en la estructura y forma del modelo general de la región propuestos por *Grad et al.*, (1993, 1997, Fig. 2.18). A diferencia de estos autores, no se observa la existencia de un cuerpo anómalo de alta velocidad en la zona (Fig. 2.17), si no que la estructura es algo más sencilla, con un adelgazamiento general de la estructura cortical y una elevación del Moho desde las Islas Shetland del Sur hacía la Península Antártica (NO-SE). Este tipo de estructura sin un cuerpo anómalo, es similar a la propuesta en trabajos más recientes (*Baker et al.*, 2003) en zonas adyacentes.

En el modelo propuesto, el eje de máxima extensión no se localiza debajo de ID y el eje neovolcánico del Estrecho de Bransfield (Grácia et al., 1996), si no que se sitúa una dececena de kilómetros mas al sureste.

El perfil de mayor longitud interpretado (JLB-Estación Juan Carlos I) permite correlacionar otra fase ($P_{m1}P$), correspondiente a ondas reflejadas en el interior del manto, que indican la existencia de un manto superior no homogéneo con una posible estructura laminada.

7.2 Interpretación y discusión del modelo local de velocidades sísmicas

La parte más superficial (0-8 km de profundidad) del modelo de velocidades sísmicas, se ha determinado a partir de los perfiles realizados en el interior de ID, Línea 1 (Fig. 6.4d), Línea 2 (Fig. 6.5e), Línea 3 (Fig. 6.6d) y Línea 5 (Fig. 6.7e).

En buena parte de los ensamblajes realizados se puede observar una atenuación importante de la señal en determinados sectores, principalmente en la zona central de Isla Decepción. Este hecho puede interpretarse como la existencia de cambios laterales de facies y estructuras complejas (zonas de fractura, intrusiones, etc...) que dificultan la propagación de la señal en esas zonas.

En la zona de ID, puede observarse la existencia de una cobertera sedimentaria estructurada en dos capas bien diferenciadas. La primera, se asocia a los sedimentos volcanoclásticos recientes poco consolidados. Su morfología es muy variable, engrosándose hacia el centro de Puerto Foster (interior de ID) y perdiendo espesor en los bordes y el exterior de Isla Decepción. Desde el centro de ID hacia el sur, los valores de velocidad de propagación de las ondas P (1.8-2.9 km s⁻¹) aumentan mas rápidamente que



desde el centro hacia la parte norte de la isla. Esta característica indicaría una mayor actividad reciente en la parte central y septentrional la Isla, tal y como sugieren los últimos eventos históricos de vulcanismo (1967, 1969, 1970).

La segunda capa sedimentaria observada, tiene unos valores de velocidad sísmica mayores que en la capa anterior (entre 3.5 y 3.7 km s⁻¹). Se asocia a los sedimentos volcanoclásticos mas antiguos y consolidados de la isla. Esta capa resulta mucho más uniforme que la anterior, en general apenas presenta variaciones laterales de velocidad en los perfiles con dirección NO-SE observados (Línea 1, Línea 2 y Línea 3). La profundidad del muro de esta capa también es bastante constante, aunque se puede observar un ligero adelgazamiento de oeste a este, desde 2.7 a 2.3 km de profundidad, respectivamente.

A pesar de esa homogeneidad, el perfil y modelo correspondiente de la Linea 5 (Figs. 5.4. y 6.7e), con dirección SO-NE, presenta una correlación de un tren de ondas que se interpretan como una reflexión en el interior de la segunda capa (P_cP). Estas reflexiones están muy bien delimitadas lateralmente, lo que indica que se trata de una discontinuidad con unos límites laterales muy netos según la dirección SO-NE. El hecho de no observarse en los perfiles NO-SE, puede indicar la posibilidad de que este cuerpo anómalo, de mayor velocidad que el material de alrededor (4.0 km s¹) se encuentre alargado en esa dirección. A partir del modelo calculado (Fig. 6.7e) se puede ver que solo la Línea 2 atravesaría este cuerpo anómalo, donde no se observa la fase P_cP , debido a que los ensamblajes realizados se encuentran normalizados a la máxima amplitud, lo que podría producir que llegadas de mayor amplitud, como sería la reflexión en la base del basamento cristalino (P_3P) enmascaren estas llegadas de una amplitud menor.

Rey et al. (1990) describen, a partir de datos de perfiles sísmicos de alta resolución, la existencia de un eje volcánico de dirección NO-SE y que se alargaría desde la zona SE de ID hasta el centro de la misma. La Línea 5 atraviesa este eje, con lo que ese cuerpo anómalo se puede interpretar como uno de los conos volcánicos intruidos a lo largo del mismo.

La tercera capa se interpreta como el basamento cristalino, con un gradiente de velocidad vertical que varía desde 4.0 a 4.9 km s¹. También se observa un cambio lateral en la base de esa capa, pasando de 4.9 a 4.7 km s¹. Ese cambio brusco coincide con la discontinuidad que separa lateralmente los dos tipos de corteza superior que existen por debajo del basamento cristalino. Esa discontinuidad podría continuarse por el basamento cristalino, pero sin que se llegue a observar su prolongación hasta el límite superior del mismo. También se observa un adelgazamiento del basamento cristalino asociado con esa discontinuidad, siendo de mayor espesor la capa situada en el bloque NE.

En estos perfiles cortos consigue discernirse el techo de una cuarta capa que coincide con el límite superior de la corteza superior. Al igual que en los perfiles externos a ID, de mayor longitud, se consiguen interpretar las características mas superficiales de los dos tipos de corteza existente (Tipo I y Tipo II) y el límite existente entre ambos. Este límite coincide con la discontinuidad mencionada en el párrafo anterior que se interpreta como una zona de fractura, que pone en contacto los dos tipos de corteza, una con 5.5 km s⁻¹ de velocidad sísmica y otra con 6.0 km s⁻¹. El salto vertical de la misma alcanza los 700 m.



En cuanto a la profundidad del techo de la corteza superior, podemos observar que difiere dependiendo del bloque en el que nos situemos. En la zona NO, se encuentra a unos 4.7 km de profundidad y en la zona SE se encuentra a unos 4.0 km de profundidad. El bloque hundido estaría situado al NO y que presenta la corteza de Tipo II, y el bloque levantado se localiza en la zona SE con la corteza superior de Tipo I. A partir de la situación de este límite en los 4 modelos calculados (Figs. 6.4d, 6.5e, 6.6d, 6.7e) se obtiene una dirección NNE-SSO para esta zona de fractura.

Además de la dirección estructural principal NE-SO, en la región (capítulo 2), y de su dirección conjugada NO-SE, descrita por diversos trabajos (*Grad et al.*, 1992, 1993; *Lawer et al.*, 1995; *Prieto et al.*, 1997; *Baker et al.*, 1998; *Gonzalez-Casado et al.*, 2000; *Carbó et al.*, 2001), varios autores, *Carbó et al.* (2001), a partir de datos geomagnéticos y gravimétricos, *Rey et al.* (1990), a partir de datos de sísmica de reflexión de alto ángulo y *Gonzalez-Casado et al.* (1999), a partir del análisis de la microfracturación en ID, también proponen la existencia de otra dirección estructural NNE-SSO en la Isla Decepción. Esta última dirección es coincidente con la deducida a partir de los modelos de velocidad sísmica propuestos.

Grad et al. (1992), presentan un modelo sísmico, obtenido a partir de datos de perfiles de sísmica de refracción de alto ángulo, con dirección NNE-SSO (Fig 2.19). Los autores también proponen un modelo muy similar al presentado en la memoria para la estructura de la corteza superior en la zona, con una cobertera sedimentaria con una velocidad sísmica de 2.2 km s⁻¹, un basamento cristalino con una velocidad que varía entre 4.0 y 4.2 km s¹, y una corteza superior con dos tipos diferentes de características, que coinciden aproximadamente con las calculadas en este trabajo. Auque presentan alguna diferencia en los valores de profundidad en los que se sitúan, proponen una cobertera sedimentaria mas adelgazada y, por lo tanto, la profundidad del límite entre el basamento cristalino y la corteza superior es menor que en los modelos propuestos en el capítulo 6.

Esos autores, proponen una zona de fractura en el sur de ID que separa esos dos tipos de corteza. También proponen la posible existencia de otra zona de fractura en la zona norte de la Isla, aunque con una mayor incertidumbre en su localización, que en los resultados obtenidos en este trabajo no se ha observado. Los autores determinan una orientación NE-SO, para la primera zona de fractura mencionada, coincidente con la dirección estructural principal, existiendo un bloque en la zona norte de la Isla, con las características de la corteza superior de Tipo I y un bloque en la zona sur, con las características de la corteza superior de Tipo II. Esta zona de fractura, de carácter extensional, controlaría el proceso de colapso de la caldera, esta idea también ha sido propuesta por otros autores (*Gonzalez-Casado et al.*, 1999).

A partir de los modelos obtenidos en este trabajo, se interpreta que los procesos tectónicos en ID, no sólo están gobernados por esa dirección principal NE-SO y su conjugada NO-SE, si no que existe otra dirección NNE-SSO. La Isla estaría dividida en diferentes bloques levantados y hundidos, cuyos límites estarían controlados por estas tres direcciones estructurales. Por lo tanto, los procesos que dieron lugar al colapso de la caldera



serían mas complejos, debido a la existencia de los bloques y las fracturas anteriormente mencionadas, que jugarían un papel activo en el proceso del colapso.

Un estudio mas detallado de los perfiles adquiridos durante la campaña GEODEC-MAR y su interpretación conjunta con los datos gravimétricos, geomagnéticos y batimétricos adquiridos, permitirán una delimitación mejor de los diferentes bloques y un mejor ajuste de la estructura 3D e interpretación de los procesos geodinámicos, tanto para la Isla Decepción como para el Estrecho de Bransfield.



Capítulo 8

Conclusiones

8. CONCLUSIONES

Para finalizar y a modo de síntesis, se enumeran las aportaciones más notables del presente trabajo, a nivel de resultados e interpretación.

Hay que señalar que este estudio ha aportado información útil y necesaria para discutir alguno de los problemas que han suscitado mas controversia en la zona de estudio. Estos problemas han sido tratados ampliamente a lo largo del trabajo, por lo que aquí se resumen únicamente los puntos más sobresalientes.

- Se ha conseguido discernir la estructura y propiedades sísmicas de la litosfera en el entorno de Isla Decepción a partir de 3 perfiles realizados en el Estrecho de Bransfield (Fig. 4.3) y 4 perfiles realizados en el interior de ID (Fig. 4.4) durante la campaña antártica GEODEC-MAR.
- Se han distinguido 5 capas diferentes desde el punto de vista sísmico para la región del Estrecho de Bransfield, a partir de los perfiles de mayor longitud interpretados.
 - a) La primera capa corresponde a la cobertera sedimentaria $(1.8-2.8 \text{ km}^{-1})$.
 - b) La segunda capa observada se interpreta como basamento cristalino (4.5 km⁻¹).

c) La tercera capa correspondería a la corteza superior. Dentro de la corteza superior, atendiendo a las características sísmicas de los materiales, se consiguen diferenciar dos tipos. Corteza superior de Tipo I, situada al este de ID, muy homogénea en su estructura, presenta una velocidad de propagación de las ondas P de 6.0 km s⁻¹. Corteza de Tipo II, localizada al oeste de ID, presenta una estructura en dos capas, la superior con velocidades sísmicas que varían entre 5.5 y 5.6 km s⁻¹ de muro a techo, y la inferior con velocidades sísmicas que varían entre 6.4 y 6.5 km s⁻¹.

d) La cuarta capa es interpretada como la corteza inferior ($6.8-7.0 \text{ km s}^{-1}$).

e) La quinta capa correspondería a la zona superior del manto (8.2 km s^{-1}) .

- Se ha evidenciado un adelgazamiento generalizado cortical desde las Islas Shetland del Sur en dirección a la Península Antártica (NO-SE), encontrándose el Moho a 31 km y a 17 km de profundidad respectivamente. El eje de máxima extensión se sitúa al sur del eje neovolcánico existente en la zona (*Grácia et al.*, 1996).
- Se han distinguido fases sísmicas que dan evidencias de un manto superior no homogéneo, con una posible estructura laminada en su techo.
- A partir de los perfiles realizados en el interior de ID se ha determinado con mayor precisión la estructura y velocidades sísmicas de la parte más superficial de la corteza. Se han distinguido cuatro capas.



a) Las dos primeras corresponderían a la cobertera sedimentaria. La superior a los sedimentos volcánicos más recientes y menos consolidados (1.8-2.9 km s⁻¹), y la inferior a los sedimentos mas consolidados de mayor edad (3.5-3.6 km s⁻¹).

b) La tercera capa se interpreta como basamento cristalino (4.0-4.9 km s⁻¹).

c) Finalmente la cuarta capa pertenece a la parte más superficial de la corteza superior, distinguiéndose también los dos tipos de corteza con características diferentes observados en los perfiles de mayor longitud (Tipo I6.0 km s⁻¹, Tipo II- 5.5 km s^{-1}).

Se ha determinado la posición de la discontinuidad que pone en contacto los dos tipos de corteza bajo ID, interpretándose como una zona de fractura de dirección NNE-SSO, con un salto vertical de 700 m aproximadamente. Esta dirección estructural, descrita en trabajos anteriores (*Rey et al.*, 1990, *Gonzalez-Casado et al.*, 2000, *Carbó et al.*, 2001), jugaría un papel activo en el proceso de colapso de la caldera. De este modo se pone en evidencia una complejidad estructural mayor que la descrita en trabajos previos, tanto en la formación de la caldera de la ID como en lo referente a los procesos tectónicos actuales de la región.

Agradecimientos

Este trabajo se ha financiado a través del Proyecto GEODEC-MAR (CICYT. REN2000-0551-C03-03 ANT).

No podría haber realizado este trabajo sin los consejos y apoyo incondicional de mis directores de la UCM (Doctores Diego Córdoba Barba, Alfonso Muñoz, Andrés Carbó) y del Real Instituto y Observatorio de la Armada (Doctores José Martín Dávila y Manuel Catalán y licenciado Antonio Pazos). A si mismo deseo expresar mi máximo agradecimiento a toda la dotación del B.I.O./*Hespérides* y de *Las Palmas*, y a los técnicos de la U.T.M. su apoyo y colaboración. No quiero dejar de dar las gracias a los licenciados Paco, Isabel y Raúl, y sobre todo a tí Rosa.

Finalmente quisiera dedicar un pequeño homenaje al Comandante Ripollets, Jefe de la Base "Gabriel de Castilla" en Isla Decepción durante mi estancia allí, y desaparecido en accidente aéreo hace breves días. Gracias por esos días tan divertidos caminando entre lobos marinos.



Acosta, J., Herranz, P., Sanz, J.L. y Uchupi, E. (1992): "Antarctic continental margin: geologic image of the Bransfield Through, an incipiente ocean basin". Geologic Eovolution of Atlantic Continental Rises. Poag, C.W. Graciansky, P.C. (Ed.). Van Nostrand Reinhold, New York, 49-61.

Anderson, J.A., Pope, P.G. y Thomas, M.A. (1990): "Evolution and hydrocarbon potential of the northern Antartica Peninsula continental shelf" Antartica as an Exploration Frontier: Hydrocarbon Potential, Geology and Hazards. B. St. John, ed., Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, 31:1-12.

Aparicio, A., Risso, C., Viramonte, J.G., Menegatti, M., Petrinovic, I. (1997): Bol. Geol. Min., 108-3:235-258.

Ashcroft, W.A. (1972): "Crustal structure of the South Shetland Island and Bransfield Strait" British Antartic Survey Scientific Reports, 66:43 pp.

Baraldo, A. y Rinaldi, R.A. (2000): "Stratigraphy and structure of Deception Island, South Shetland Islands, Antarctica". Journal of South American Earth Sciences, (2000):785-796.

Barker, P.F., Mcreath, I., Harvey, M.R., Roobol, M.J. y Davies, T.G. (1975): "*The geology of the South Shtland Islands: V. Volcanic evolution of Deception Island*". *British Antarctic Survey Scientific Reports*, 78:81 pp.

Barker, P.F. y Burrell, J. (1977): "The opening of Drake Passage". Mar. Geol, 25:15-34.

Barker, P.F. (1982): "The Cenozoic subduction history of the pacific margin of the Antartic Pensinsula: Ridge crest-trench interactions". Journal Geol. Soc. London, 139:787-801.

Barker, P.F., Dalziel, I.W.D. y Storey, B.C. (1991): "Tectonic development of the Scotia Arc region" en: Tingey: R.J. (ed.) Antartic Geology: Oxford, UK, Osford University Press:215-248.

Barker, D.H.N. y Austin, J.A. (1994): "Crustal diapirism in Bransfield Strait, west Antártica: Evidence for distributed extension in marginal-basin formation". Geology, 22:657-660.

Barker, D.H.N. y Austin, J.A. (1998): "*Rift propagation, detachment faulting, and associated magmatism in Bransfield Strait, Antartic Peninsula*". Journal of Geophysical Research, 103:24.017-24.043.



Barker, D.H.N., Christeson, G.L., Austin, J.A., Dalziel, I.W.D. (2003): "Backarc basin evolution and cordilleran orogenesis: Insights from new ocean-bottom seismograph refraction profiling in Bransfield Strati, Antarctica". Geology, 31(2):107-110.

Barrel, J. (1915): "The strength of the earth's crust" J. Geol., 23: 425-443

Bibee, L.D., Shor, J.G.G., y Lu, R. S. (1980): "Inter-arc spreading in the Mariana Trhough". Marine Geology, 35:183.197

Birkenmaher, K., y Dudziak, J. (1991): "Nannoplankton evidence for Tertiary sedimentary basement of the Deception Island volcano, West Antartica: a revised lithostratigraphic standard". Studia Geologica Polonica, 101:27-82.

Birkenmayer, K., (1992): "Volcanic sucession at Deception Island, West Antarctica: a revised lithoestratigraphic standard". Stud. Geol. Polon., 101:27-82.

Canals, M., Grácia, E. y GEBRA Group (1997): Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 93:53-61.

Carbó, A., Muñoz-Martín, A., Martín-Dávila, J., Catalán, M y García, A. (2001): "Análisis de nuevos datos gravimétricos marinos en el entorno de Isla Decepción (Islas Shetland del Sur, Antártida)". Rev. Soc. Geol. España, 14(3-4):189-197.

Chiu, J.M., Isaaks, B.L. y Cardwell, R.K. (1991): "3-D configuration of subducted lithosphere in the western Pacific". Geophys. J. Int., 106:99-111.

Dalziel, I.W.D. (1984): "Tectonic Evolution of a Forearc Terrane, Southern Scotia Ridge, Antarctica". Geol. Soc. Amer. Spec. Paper, 200:32pp.

Davies, G.F. y Richards, M.A. (1992): "Mantle convection". J. Geol., 100:151-206.

Dobrin, M.B. y Savit, C.H. (1988): "Introduction to geophysical prospecting". McGraw-Hilll Ed., New York, 867 pp.

Dziewonski, A.M. y Woodhouse, J.H. (1983): "An experiment in the systematic study of global æismicity: Centroid-Moment solutions for 201 moderate to large earthquakes of 1981". Journal of Geophysical Research, 88: 3247-3271.

Engdahl, E.R., Van der List, R.D. y Buland, R. (1998): "Global teleseismic earthquake relocation with improved travel times and procedures for depth relocation". Bull. Seism. Soc. Am., 88: 722-743.

Forsyth, D. y Uyeda, S. (1975): "On the relative importance of the dirving forces of plate motions". Geophys. J. R. Astron. Soc., 43:163-200.

Galindo-Zaldívar, J., Jabaloy, A. y Maldonado, A. (1996): "Continental fragmentations along the South Scotia Ridge transcurrent plate boundary (NE Antartic Peninsula)". Tectonophysics, 259: 275-301.



Gambôa, L.A.P. y Maldonado, P.R. (1990): "Geophysical investigation in the Bransfield Strait and in the Bellingshausen Sea, Antartica". Antartica as an Exploration Frontier: Hydrocarbon Potential, Geology and Hazard. (B. St. Jhon, Ed.). Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, 31:127-141.

Giese, P. (1976): "General remarks on travel time data and principles of correlation" *Explosion seismology in central Europe. Data and results.* (P. Giese, C. Prodehl, y A. Stein, Ed.). Springer-Verlag, Berlín and New Yor, 130-136.

González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Durán, J.J. y Bergamín, J.F. (1997): Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 93:181-188.

González-Casado, J.M., López-Martínez, J., Giner, J., Durán, J.J. y Gumiel. P. (1999): "Análisis de la microfracturación en la Isla Decepción, Antártida Occidental". Geogaceta, 26:27-30.

González-Casado, J.M., Giner-Robles, J. Y López-Martínez, J. (2000): "Bransfield Basin, Antartic Peninsula: Not a normal backarc basin". Geology, 28: 1043-1046.

González-Ferrán, O. (1982): "The Antartic Cenozoic tectonic process". en: (Craddock, C. Ed.). Antartic Geoscience: Madison, Univ. Wisconsin Press: 687-694.

Grácia, E., Canals, M., Farrán, M., Prieto, M.J., Sorribas, J. y GEBRA team. (1996): "Morphostructure and evolution of the Central and Eastern Bransfield Basins (NW Antartic). Mar. Geophys. Res., 18: 429-448.

Grácia, E., Canals, M., Farrán, M., M.J., Sorribas, J. y Payas, R. (1997): "The Central an Eastern Bransfield basins (Antarctica) from high-resolution swath-bahimetry data. Antarctic Science, 9(2):168-180.

Grad, M., Guterch, A. y Sroda, P., (1992): "Upper Crustal of Deception Island area, Bransfield Strait, West Antarctica". Antartic Science, 4(4):469-476.

Grad, M., Guterch, A., and Janik, T. (1993): "Seismic structure of the lithosphere across the zone of subducted Drake plate under the Antartic plate, West Antarctica". Geophys. J. Int., 115:586-600.

Grad, M., Shiobara, H., Janik, T., Guterch, A. y Shimamura, H. (1997): "Crustal model of the Bransfield rift, West Antarctica, from detailed OBS refraction experiments". Geophysical Journal International, 130:506-518.

Guterch, A., Grad, M., Janik, T., Perchuc, E. y Pajchel, J. (1985): "Seismic studies of the crustal structure in west Antarctica 1979-1980-Preliminary results". Tectonophysics, 114:411-429.

Guterch, A., Grad, M., Janik, T., Œroda, P. (1998): "Polish Geodynamics Expeditions-seismic structure of West Antarctica". Polish Polar Research, 19(1-2):113-123.



Hawkes, D.D. (1961): "The geology of the South Shetland Islands: II. The geology and petrology on Deception Island". Falkland Islands Dependencies Survey Scientific Reports, 27:43 pp.

Hey, R.N. (1977): "A new class of pseudofaults and their bearing on plate tectonics: A propagating rift model" Earth an Plantetary Science Letters, 37:321-325.

Hirata, N., Tokuyama, H. y Chung, T.W. (1989). "An anomalously thick beding of the crust of the Yamato Basin, southeastern Sea of Japan: the final stage of back-arc spreading". *Tectonophysics*, 165:303-314.

Hofmann, A. W. (1997): "Mantle geochemistry: The message form oceanic volcanism". Nature, 385:219-229.

Hole, M.J. y Larter, R.D. (1993): "Trench-proximal volcanism following ridge crest-trench collision along the Antartic Peninsula". Tectonics, 12:897-910.

Janik, T. (1997): "Seismic crustal structure of the Bransfield Strait, West Antarctica". Polish Polar Research, 18(3-4):171-225.

Jeffers, J.D. y Anderson, J.B. (1990): "Sequence stratigraphy of the Bransfield basin, Antarctica: Implications for tectonic history and hydrocarbon potential" Antartica as an Exploration Frontier: Hydrocarbon Potential, Geology and Hazard. (B. St. Jhon, ed.). Am. Assoc. Petrol. Geol., Studies in Geology, 31:13-29, 1990.

Karner, G.D., Driscoll, N.W. y Weissel, J.K. (1993): "Response of the lithosphere to inplane force variations". Earth Planet. Sci. Lett., 114:397-416.

Kearey, P. y Vine, F.J. (1990): "Global Tectonics". Blackwell Sci., Malden, Mass.

Keller, R.A., Fisk, M.R., White, W.M. y Birkenmajer, K. (1992): "Isotopic and trace element constraints on mixing and melting models of marginal basin volcanism, Brandfield Strait, Antarctica". Earth Planet. Sci. Letters, 111:287-303.

Keller, R.A., Fisk, M.R., (1992): "Quaternary marginal Basin volcanism in the Bransfiel Strait as a Moderm Analogue of the Southern Chilean Ophiolites". Geol. Soc. Sp. Pub., 60:155-169.

Lallemand, S. (1999): "La Subduction Oceanique". Gordon and Breach, Newark, N.J.

Larter, R.D. y Barker, P.F. (1989): "Seismic stratigraphy of the Antartic Peninsula Pacific margin: A record of Pliocene-Pleistocene ice volume and paleoclimate". Geology, 17:731-734.

Larter, R.D. y Barker, P.F. (1991): "Effects of ridge crest-trench interaction on Antartic-Phoenix spreading: forces on a young subducting plate". J. Geophys. Res., 96:19.583-19.607.



Lawver, L.A. y Villinger, H. (1989): "North Bransfield Basin: R/V POLAR DUKE cruise PD VI-88". Antartic J. Sci., 23:117-120.

Lawver, L.A., Dalziel, I.W.D., Sandwell, D.T. (1993). "Antartic plate: tectonics from a gravity anomaly and infrared satellite image". Geol. Soc. Amer. Today, 3:117-122.

Lawver, L.A., Keller, R.A., Fisk, M.R., y Strelin, J.A. (1995): "Bransfiel Basin, Antartic Peninsula: active extension behind a dead arc" en: (Taylor, B. Ed.). Back arc basins: tectonic and magmatism. Amsterdam, Plenum Press: 315-342.

Lawver, L.A., Sloan, B.J., Barker, D.H.N., Ghidella, M., Von Herzen, R.P., Keller, R.A., Klinkhammer, G.P. y Chin, C.S. (1996): "Distributed, active extension in Bransfield Basin, Antartic Peninsula: evidence from multibeam bathymetry". Geol. Soc. Amer. Today, 6-11:1-6.

Long, R.E., Matthews, P.A., y Graham, D.P. (1993). "*The nature of crustal boundaries: combiened interpretation of wide-angle and normal-incidence seismic data*". *Tectonophysics*, 233:309-318.

Maldonado, A., Larter-R.D. y Aldaya, F. (1994): "Forearc tectonic evolution of the South Shetland margin, Antartic Peninsula". Tectonics, 13,6:1345-1370.

Marsh, B.D. (1979): "Island arc development: Some observations experiments, and speculations". J. Geol., 87:713-867.

Martí, J. y Baraldo, A. (1990): "Pre-Caldera pyroclastic deposits of Deception Island (South Shetland Islands)". Antartic Science, 2:345-352.

Martí, J., Vila, J. y Rey, J. (1996): "Deception Island (Bransfield Strait Antartica): an example of a volcanic caldera developed by extensional tectonics". Volcano instability on the Earth an other planets. Geol. Soc. London, Spec. Pub., 110:253-265.

Mayes, C.L., Lawver, L.A., y Sandwell, D. T. (1990): "Tectonic history and new isochron chart of the South Pacific". J. Geophys. Res., 95:8543-8568.

Mutter, J.C., Buck, W.R. y Zehnder, C.M. (1988): "Convective partial melting, 1, A model for the formation of thick basaltic sequences during the initiation of spreading". J. Geophys. Res., 93:1031-1048.

Ohara, Y., Stern, R.J., Ishii, T., Yurimoto, H. y Yamazaki, T. (2002): "Peridotites from the Mariana Trough backarc basin". Contrib. Mineral. Petrol., 143:1-18.

Ortiz, R., Vila J., García, A., Camacho, A. G., Diez, J.L., Aparicio, A., Soto, R., Viramonte, J.G., Risso, c., Menegatti, M., y Petrinovic, I. (1992): "Geophysical features of Deception". Recent Progress in Antartic Earth Science. Terrapub. Tokio. 443-448.



Pelayo, A.M. y Wiens, D.A. (1989): "Seismotectonics and relative plate motions in the Scotia Sea Region". Journal of Geophysical Research, 94:7293-7320.

Prieto, M.J., Canals, M., Ercilla, G., Grácia, E., y De Batist, M. (1997): Bol. R. Soc. Esp. Hist. Nat., 93:73-84.

Prieto, M.J., Canals, M., Ercilla, G., Grácia, E., y De Batist, M. (1998): "Structure and geodynamic evolution of the Central Bransfield Basin (NW Antártica) from seismic reflection data". Marine Geology, 149:17-38.

Renner, R.G.B., Sturgeon, L.J.S., y Garret, S.W. (1985): "Reconnaissance gravity and aeromagnetic surveys of the Anntarctic Peninsula". Brit. Antarct. Surv. Sci. Rep., 110.

Rey, J., De Andres, J.R., y Fernández López J.M. (1990): "Tectónica reciente en los depositos submarinos de la Bahía Decepción". Actas III Simposium Español de Estudios Antárticos, 258-270. CICYT, Madrid.

Rey, J., Somoza, L., y Hernández-Molina, F.J. (1992): "Formas de los sedimentos submarinos superficiales en Puerto Foster, Isla Decepción, Shetland del Sur". Geología de la Antartida Occidental. J. López-Martinez (Ed.) III Congreso Geológico de España, T 3:163-172.

Rey, J., Somoza, L. y Martínez-Frias J. (1995): "Tectonic, volcanic, and hidrothermal event sequence on Deception Island (Antarctica)". Geo-Marine Letters, 15:1-8.

Roach, P.J. (1978): "The nature of back-arc extension in Bransfield Strait". Geophysical Journal Research Astronomy Society, 53:165.

Sheriff, R.E. y Geldart, L.P. (1991): "Exploración sismológica. Vol.II. Procesamiento e interpretación de datos". Limusa, México, 275 pp.

Smellie, J.L., Pankhurst, R.J., Thomson, M.R.A. y Davies, R.E.S. (1984): "The geology of South Shetland Islands: VI. Stratigraphy, geochemistry and evolution". Brithish Antartic Survey Scientific Report, 85:99-113.

Smellie, J.L. (1988): "Recent observations on the volcanic history of Deception Island, South Shetland Islands". British Antartic Survey Bulletin, 81:83-85.

Smellie, J.L. (1989): "Tectonics of the Scotia Arc, Antartica". 28th Inter. Geol. Congr. Field Trip Guidebook, T180:146-152.

Smellie, J.L., Hofstetter, A. y Troll, G. (1992): "Fluorine and boron geochemistry of an ensialic marginal basin volcano: Deception Island, Bransfield Strait Antartica". Journal of Volcanology and Geothermal Research, 49:255-267.



Smellie, J.L., López-Martínez, J., Rey, J. y Serrano, E. (1997): "Geological and geomorphological maps of Deception Island, South Shetland Islands". The Antartic Region: Geological Evolution and Processes. Terra Antartica Pub. Siena, 1195-1198.

Smellie, J.L. (2001): "Lithostratigraphy and volcanic evolution of Deception Island, South Shetland Islands". Antartic Sciences, 13(2): 188-199.

Œroda, P., Grad, M. y Guterch, A. (1997): "Seismic Models of the Earth's Crustal Structure between the South Pacific and the Antarctic Peninsula". The Antarctic Region: Geological Evolution and Process. Terra Antartica Pub. Siena, 685-689.

Œroda, P. (2001): "Three-dimentional modelling of the crustal structure in the contact zone betwenn Antarctic Peninsula and South Pacific from seismic data". Polish Polar Research, 22(2):129-146.

Stern, R.J. (2002): "Subduction Zones". Reviews of Geophysics, 40(4):3,1-3,37.

Tamura, Y., Tatsumi, Y., Zhao, D., Kidoa, Y. y Shukunoa H. (2002): "Hot fingers in the mantle wedge: New insights into magma genesis in subduction zones". Earth Planet. Sci. Lett., 197:105-116.

Tanner, P.W.G., Pankhurts, R.J., y Hyden, G. (1982): Jour. Geol. Soc. (London), 139:683-690.

Turner, I.M., Pierce, C. y Sinha, C. (1999): "Seismic imaging of the axial region of the Valu Fa Ridge, Lau Basin-The acretionari processes of an intermediate back-arc spreading ridge". Geophys. J. Int., 138:495-519.

Valencio, D.A., Mendía J.E. y Vilas, J.F. (1979): "Palaeomagnetism and K-Ar age of Mesozoic and Cenozoic igneous rocks from Antarctica". Earth Planet. Sci. Letters, 45:61-68.

Vogth, P.R. (1974): "Volcano spacinf, fractures, and thickness of the lithosphere". Earth Planet. Sci. Lett., 21:235-252.

Weaver, S.D., Saunders, A.D., Pankhurst, R.J. y Tarney, J. (1979): "A geochemical study of magmatism associated with the initial stages of Back-Arc Spreading: The Quaternary volcanics of Bransfield Strait from South Shetland Islands". Contr. Miner. Petrol., 68:151-169.

Wernicke, B. (1981): "Low-angle normal faults in the Basin and Range province: Nappe tectonics in an extending orogen". Nature, 291:645-648.

White, R.S. y Mc Kenzie, D. (1989): "Magmatism at rift zones: the generation of volcanic contimental margins and flood basalts". J. Geophys. Res., 94:7685-7729.



Zelt, C.A. y Smith, R.B. (1992): "Seismic traveltime inversion for 2-D crustal velocity structure". Geophys. J. Int., 108:16-34.

Zelt, C.A. (1999): "Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltime data". Geophys. J. Int., 139:183-204.