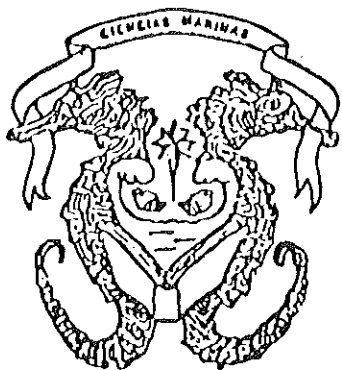


**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE
BAJA CALIFORNIA**
FACULTAD DE CIENCIAS MARINAS

SISMOGRAMAS SINTÉTICOS, IMPLEMENTACION, DESARROLLO
Y APLICACIONES PARA MEDIOS OCEANICOS



TESIS
QUE PARA OBTENER EL TITULO DE
OCEANOLOGO
PRESENTA
JAIME CARLOS VILLEGAS

ENSENADA, B.C., JUNIO 1991

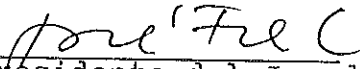
"SISMOGRAMAS SINTETICOS, IMPLEMENTACION, DESARROLLO
Y APLICACIONES PARA MEDIOS OCEANICOS"

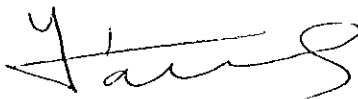
T E S I S


QUE PRESENTA:


JAIME CARLOS VILLEGAS

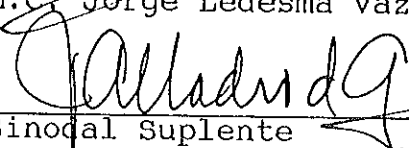
Aprobada por:


Presidente del Jurado
Dr. José Frez Cárdenas


Sinodal Propietario
M.C. Salvador Farreras Sanz


Sinodal Suplente
M.C. Oscar Delgado González


Sinodal Propietario
M.C. Jorge Ledesma Vazquez


Sinodal Suplente
M.C. Juan Madrid González

RESUMEN

Esta Tesis trata del cálculo de sismogramas sintéticos y su aplicación a modelos estructurales de una Tierra esférica, lateralmente homogénea y anelástica. Específicamente se reporta la implementación, mejoramientos, pruebas numéricas y aplicaciones de dos paquetes de programas de computación. Un paquete calcula sismogramas completos utilizando la técnica de suma de modos normales. El segundo paquete utiliza la aproximación WKBJ (Wenzel, Kramers, Brillouin y Jeffreys) para calcular el sismograma de un rayo en particular. Los cálculos se hacen para períodos mayores a 10 s. Se comparan (con fines de validación) los resultados de ambos programas, para lo cual se estandarizaron sus entradas. Los programas quedaron suficientemente documentados para su uso rutinario.

Ambos programas se aplican en estudios de fuente y de estructura sísmica para medios oceánicos; en particular, para tratar de ajustar sismogramas de dos temblores, cuyas funciones fuente eran conocidas aproximadamente. Los sismogramas observados provienen de estaciones de la red mundial estandarizada (WWSSN). Se logró un buen ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos (por prueba y error). Como consecuencia, se obtuvieron estimaciones aproximadas de los parámetros que definen el mecanismo de falla para cada temblor, y las estructuras sísmicas regionales.

Dado que las ondas sísmicas se transmiten a velocidades de un orden más alto que la de maremotos, se hicieron varias pruebas numéricas tratando de discernir en un sismograma si el temblor proviene de una falla normal o inversa (que hipotéticamente producen los maremotos) o de una falla con puro movimiento horizontal. Los resultados son negativos en este respecto.

INDICE

LISTA DE TABLAS.....	V
LISTA DE FIGURAS.....	IX
1 INTRODUCCION.....	1
1.1 Planteamiento del Problema.....	5
1.2 Antecedentes.....	7
1.3 Objetivos.....	11
1.4 Contenido.....	12
2 CONCEPTOS GENERALES.....	14
2.1 Ley de Snell. Ondas Superficiales.....	19
2.2 Principales Capas de la Tierra.....	22
2.3 Modos Normales. Elasticidad y Anelasticidad (ATENUACIÓN).....	24
2.4 Fuente Sísmica; Magnitud, Intensidad y Momento Sísmico.....	26
2.5 El Sistema de la Cuerda Vibrante Como Modelo Simple del Caso Sismológico.....	30
2.5.1 Modos Normales de una Cuerda.....	31
2.5.1.1 Ondas Sinusoidales Estacionarias....	34
2.5.2 Sismogramas Sintéticos de una Cuerda.....	40
2.6 Sismogramas Sintéticos en un Modelo de Tierra Lateralmente Homogéneo.....	48
2.7 Tsunamis.....	57
3 MATERIALES Y METODOS.....	61
3.1 Digitización de los Sismogramas Observados de Componente Horizontal (E-W).....	62

3.2	Sismogramas Observados de Componente Vertical.....	64
3.3	Aspectos del Cálculo de Sismogramas Sintéticos....	79
3.4	Sismogramas Sintéticos por Sumatoria de Modos (Caso SH).....	89
3.4.1	Descripción del Paquete de Programas.....	90
3.4.2	Modificaciones.....	96
3.5	Sismogramas Sintéticos por el Método WKBJ.....	98
3.5.1	Descripción del Paquete WKBJ.....	100
3.5.2	Problemas de Implementación.....	102
3.5.2.1	Definición de los Rayos.....	102
3.5.2.2	Patrón de Radiación.....	111
3.6	Intento de Determinación Inicial del Mecanismo Focal.....	121
4	APLICACION DE SISMOGRAMAS SINTEPICOS.....	127
4.1	Estructura y Mecanismos Focales Iniciales.....	127
4.2	Sismogramas Sintéticos SH (suma de modos) para las Estructuras y Mecanismos Focales Iniciales....	135
4.2.1	Comparación de Sismogramas Sintéticos SH (suma de modos) con Observados.....	138
4.3	Sismogramas Sintéticos P-SV para las Estructuras y Mecanismos Focales Iniciales.....	144
4.3.1	Comparación de Sismogramas Sintéticos P-SV con Observados.....	154
4.4	Ajuste de Sismogramas Sintéticos P-SV con los Observados.....	155
4.4.1	Construcción de las Estructuras de Prueba.....	155
4.4.2	Determinación del Mecanismo Focal.....	185

4.5	Sismogramas Sintéticos SH en el tren S (S, sS, ScS y sScS) para Estructuras Regionales en Segunda Corrección e Inicial y Mecanismos Focales Corregidos.....	102
4.5.1	Suma de Rayos.....	216
4.5.2	Suma de Modos Normales.....	220
4.6	Modos Normales y Maremotos.....	227
5	RESULTADOS Y DISCUSIONES.....	231
5.1	Resultados Específicos.....	231
5.2	Resultados Generales.....	110
6	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	235
7	LITERATURA CITADA.....	241

LISTA DE TABLAS

TABLA	PAGINA
I. Código, nombre, país, distancia epicentral (Δ) y azimut de seis estaciones registradoras de las cuales se tienen sismogramas de componente horizontal (E-W).	65
II. Coordenadas de las estaciones de componente horizontal (E-W), usadas en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964 y el del 28 de febrero de 1970.	65
III. Código, nombre, país, distancia epicentral (Δ) y azimut de las estaciones registradoras de las cuales se tienen sismogramas de componente vertical.	66
IV. Coordenadas de las estaciones de componente vertical, usadas en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964; polaridad de la onda P (POL), observada en los sismogramas de componente vertical; y ángulo de salida en la fuente sísmica (I_h), medido con respecto a la vertical.	66
V. Código, nombre, país, distancia epicentral (Δ) y azimut de las estaciones registradoras de las cuales se tienen sismogramas de componente vertical.	67
VI. Coordenadas de las estaciones de componente vertical, usadas en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970; polaridad de la onda P (POL), observada en los sismogramas de componente vertical; y ángulo de salida en la fuente sísmica (I_h), medido con respecto a la vertical.	68
VII. Espacio de soluciones muestreado para los ángulos que definen al mecanismo focal del temblor del 26 de diciembre de 1964.	188

- VIII. Espacio de soluciones muestreado para los ángulos que definen al mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970. 190
- IX. Resultados de la comparación entre sismogramas sintéticos y observados para el temblor del 26 de diciembre de 1964. 191
- X. Comportamiento de los sismogramas sintéticos, correspondientes a las estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 26 de diciembre de 1964, con la variación del azimut de la falla desde 41.36° hasta 1.36° , en incrementos de 5° , y para tres valores de γ (85° , 90° y 95°). 192
- XI. Comportamiento de los sismogramas sintéticos, correspondientes a las estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 26 de diciembre de 1964, con la variación de γ desde 85° hasta 95° , en incrementos de 5° , y valores fijos de $\epsilon=31.36^\circ$ y $\delta=90^\circ$ (columna dos). 196
- XII. Resultados de la comparación entre sismogramas sintéticos y observados, correspondientes a estaciones (primer columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, para $\epsilon=349^\circ$, $\gamma=90^\circ$ y $\delta=57^\circ$. 200
- XIII. Comportamiento que debe tener la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos correspondientes a estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970. 201
- XIV. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primera columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 62° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° , 90° y 95° . 201

- XV. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y SP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 62° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° , 90° y 95° .
- 203
- XVI. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y SP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 62° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° , 90° y 95° .
- 203
- XVII. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y SP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 72° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° , 90° y 95° .
- 204
- XVIII. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y SP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 72° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° , 90° y 95° .
- 204
- XIX. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y SP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla desde 85° hasta 95° , en incrementos de 5° , para cinco valores del azimut de la falla: 349° , 354° , 359° , 4° y 9° .
- 205

XX. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el azimut de la falla desde 349° hasta 9° , en incrementos de 5° , para un valor del ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla igual a 85° y un echado igual a 52° .

LISTA DE FIGURAS

FIGURA	PAGINA
1. Transformación de Tierra plana de un modelo esférico (a) para obtener un modelo con capas planas (b).	3
2. Tipos de ondas sísmicas.	18
3. Función escalón (a) y función rampa (b) usadas como funciones fuente en el cálculo de sismogramas sintéticos.	27
4. Patrón de onda estacionaria.	38
5. Propagación de una perturbación con forma de una función cajón.	46
6. Propagación de la perturbación cuando se golpea en distintos lugares de la cuerda y se observa también en distintos lugares de ella.	49
7. Modos propios de la Tierra.	53
8. Distribución de amplitud del modo de oscilación esferoidal en una esfera elástica de material uniforme.	56
9. Sismogramas observados de componente E-W que registran aproximadamente el movimiento SH y que son utilizados en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964.	69
10. Sismogramas observados de componente E-W que registran aproximadamente el movimiento SH y que son utilizados en el estudio del temblor del 28 de	

- febrero de 1970. 70
11. Sismogramas abservados de componente vertical usados en el ajuste del mecanismo focal del sismo del 26 de diciembre de 1964. 71
12. Sismogramas abservados de componente vertical usados en el ajuste del mecanismo focal del sismo del 28 de febrero de 1970. 72
13. Idem figura 12 73
14. Idem figura 12 74
15. Idem figura 12 75
16. Idem figura 12 76
17. Idem figura 12 77
18. Idem figura 12 78
19. Convenciones para medir los ángulos y parámetros que definen la geometría del mecanismo de foco sísmico, y que se usan en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de modos normales. 84
20. Sismogramas teóricos (SH) del desplazamiento, calculados a varias distancias epicentrales ($\theta=15, 30, 90, 120, 150$ y 165 grados), debidos a un esfuerzo torsional localizado alrededor del polo. 85
21. Ejemplos de recorridos de rayos y las notaciones usadas para las ondas marcadas en la figura 20.

- 86
22. Sismogramas de desplazamientos en que no se toma en cuenta la contribución del modo fundamental. 87
23. (a) Respuesta instrumental de un sismómetro WWSSN con un período de amortiguación crítica igual a 15 s; (b) 'Taper' o filtro gaussiano con una frecuencia de corte igual a 0.1 Hz. 93
24. Sismogramas sintéticos en que se varía el parámetro τ . 99
25. Angulo de salida en el foco sísmico (I_h), medido desde la vertical. 103
26. Convenciones utilizadas en el programa WKBJ (índice k), para describir el efecto de una discontinuidad plana en la propagación de un rayo. 105
27. Valores de los índices IS e IR utilizados en el programas WKBJ, que definen el tipo y dirección del rayo cuando sale de la fuente (a) y, cuando llega al receptor (b). 106
28. Un ejemplo de como se define un rayo. 107
29. Trayectorias y notaciones usadas para denotar las fases que viajan por el manto (a) y las que llegan hasta el núcleo de la Tierra (b). 108
30. Fases más comunes registradas en los sismogramas: componentes vertical (Z), horizontal Norte-Sur (N) y horizontal Este-Oeste (E). 109
31. Tiempos de recorrido de las fases usadas en este trabajo para una profundidad del foco sísmico de 159.8 km que es del orden de las profundidades de los dos sismos en estudio. 110

32. Tiempos de recorrido de las fases sísmicas más conocidas para una profundidad del foco igual a cero. (Tomado de Jeffreys y Bullen, 1967). 112
33. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (a) representa una falla de rumbo lateral izquierdo y (b) una vertical normal. 114
34. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (c) representa una falla normal con echado de 45° y (d) una falla normal con componente lateral derecho. 115
35. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (e) representa una falla de rumbo lateral izquierdo y (f) una vertical normal. 116
36. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (g) representa una falla normal con echado de 45° y (h) una falla normal con componente lateral derecho. 117
37. Patrones de radiación a una distancia fija, de las tres componentes del movimiento (P, SV y SH), para una falla de rumbo con $\epsilon=0^\circ$, $\delta=90^\circ$ y $\lambda=180^\circ$. 118
38. Patrones de radiación a una distancia fija, de las tres componentes del movimiento (P, SV y SH), para una falla vertical con $\epsilon=0^\circ$, $\delta=90^\circ$ y $\lambda=-90^\circ$. 119
39. Convenciones usadas en el programa MOMEN para medir los ángulos que definen la falla sísmica y la dirección de un rayo. 120
40. Sistema de ejes X, Y, Z, T y P sobre la esfera focal. 122
41. Diagrama del patrón de radiación de la componente radial del desplazamiento debido a un doble par de fuerzas. 123

42. Proyección de la polaridad de la onda P sobre la esfera focal. Los datos de polaridad provienen de los sismogramas de componente vertical del sismo de 1964. 125
43. Proyección de la polaridad de la onda P sobre la esfera focal. Los datos de polaridad provienen de los sismogramas de componente vertical del sismo de 1970. 126
44. Recorridos entre el epicentro y las estaciones sísmicas que se utilizan en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964, para el caso en que los sismogramas se calculan por sumatoria de modos normales. 128
45. Recorridos entre el epicentro y las estaciones sísmicas que se utilizan en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970, para el caso en que los sismogramas se calculan por sumatoria de modos normales. 129
46. Estructura inicial utilizada en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de modos normales. 130
47. Primeros 300 km de la estructura inicial utilizada en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de modos normales. 132
48. Estructura inicial usada en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos. Esta estructura es equivalente a la de en la figura 46, pero en su representación puntual. 134
49. Sismogramas calculados por suma de modos normales, correspondientes a las estaciones utilizadas en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964. 136
50. Sismogramas calculados por suma de modos normales, correspondientes a las estaciones utilizadas en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970. 137

51. Fases sísmicas incluídas en los sismogramas sintéticos para el caso SH.	139
52. Fases sísmicas incluídas en los sismogramas sintéticos para el caso P-SV.	145
53. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964.	146
54. Idem figura 53.	147
55. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970.	148
56. idem figura 55.	149
57. idem figura 55.	150
58. idem figura 55.	151
59. idem figura 55.	152
60. idem figura 55.	153
61. Estructuras regionales, construídas tomando en cuenta los caminos de recorrido ilustrados en las figuras 66 y 67.	157
62. Idem figura 61.	158

63. Idem figura 61.	159
64. Idem figura 61.	160
65. Idem figura 61.	161
66. Recorridos entre el epicentro y las estaciones registradoras para las cuales se tienen sismogramas de componente vertical y usados en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964.	162
67. Recorridos entre el epicentro y las estaciones registradoras para las cuales se tienen sismogramas de componente vertical y usados en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970.	163
68. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964.	164
69. Idem figura 68.	165
70. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970.	166
71. Idem figura 70.	167
72. Idem figura 70.	168
73. Idem figura 70.	169

74. Idem figura 70.	170
75. Idem figura 70.	171
76. Estructuras regionales, en primera corrección.	173
77. Idem figura 76.	174
78. Idem figura 76.	175
79. Idem figura 76.	176
80. Idem figura 76.	177
81. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a sismogramas de componente vertical usados en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964.	178
82. ídem figura 81.	179
83. Estructuras regionales, en segunda corrección.	180
84. Idem figura 83.	181
85. Idem figura 83.	182
86. Idem figura 83.	

	183
87. Idem figura 83.	184
88. Atenuación de las ondas sísmicas P y S para cada una de las tres estructuras regionales WKM4, WKM5 y WKM6 en segunda corrección y para la estructura M66BMN.2.	186
89. Mecanismo focal obtenido por Knopoff (1974) para el sismo del 26 de diciembre de 1964.	194
90. Mejor ajuste logrado en el espacio de soluciones muestreado para el mecanismo focal del sismo del 26 de diciembre de 1964.	197
91. Idem figura 90.	198
92. Mejor ajuste logrado en el espacio de soluciones muestreado para el mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970.	206
93. Idem figura 92.	207
94. Idem figura 92.	208
95. Idem figura 92.	209
96. Idem figura 92.	210
97. Idem figura 92.	211
98. Idem figura 92.	

- 212
99. Idem figura 92. 213
100. Idem figura 92. 214
101. Idem figura 92. 215
102. Sismogramas sintéticos por suma de rayos, correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964. 217
103. Sismogramas sintéticos por suma de rayos correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usan las estructuras regionales en segunda corrección y el mecanismo focal final. 218
104. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo de 26 de diciembre de 1964. Se usa la estructura inicial (M66BMN.2) y el mecanismo focal final. 221
105. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964. Se usa la estructura WKM4 (regional, en segunda corrección) y el mecanismo focal final. 222
106. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usa la estructura inicial (M66BMN.2) y el mecanismo focal final. 223
107. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usan

estructuras regionales en segunda corrección y el mecanismo focal final.

224

108. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales. Se usa la estructura M66BMN.2 y se sitúa el foco a 6 km de profundidad. Al lado de cada sismograma se indica el mecanismo focal y el tipo de movimiento que éste representa.

228

109. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales. Se usa la estructura M66BMN.2 y se sitúa el foco a 6 km de profundidad. Al lado de cada sismograma se indica el mecanismo focal y el tipo de movimiento que éste representa.

229

1. INTRODUCCION

Casi toda la información para estudiar las fuentes sísmicas y la estructura interna de la Tierra se encuentra en los sismogramas los que, idealmente, deben analizarse tan completamente como sea posible. Este análisis requiere su comparación con los sismogramas 'sintéticos', es decir los surgidos de la síntesis de elementos que resultan del modelado matemático. Sólo con la aparición de las computadoras ha sido posible calcular sismogramas sintéticos relativamente completos. Su cálculo y uso se ha venido extendiendo en los últimos 20 años. Anteriormente, los principales datos sismológicos utilizados para inferir propiedades internas de la Tierra eran los tiempos y amplitudes (incluyendo la polaridad) de los primeros arribos de un sismograma. Con estos datos, se pudo determinar, en las primeras décadas de este siglo, a las principales regiones de la estructura interna de nuestro planeta.

Así, surge la necesidad de calcular sismogramas sintéticos, también llamados sismogramas calculados o teóricos. De una manera general, un sismograma sintético es la serie de tiempo que describe la perturbación generada

en el foco sísmico y transmitida por el interior y la superficie de la Tierra hasta ser captada por un instrumento en un punto de su superficie.

En la actualidad, es posible calcular sismogramas sintéticos completos para medios lateralmente homogéneos (es decir, cuyas propiedades no dependen de las coordenadas horizontales) suponiendo que se tiene la capacidad computacional adecuada. Algunos aspectos matemáticos de lo que aquí se describe cualitativamente serán desarrollados con más detalles en el Capítulo II. Geométricamente, la estructura de la Tierra puede ser modelada plana o esférica (figura 1). Se llama espectro de la señal sísmica al conjunto de sus componentes monocromáticas, según una descomposición de Fourier. La amplitud de cada componente indica la proporción de ella que está contenida en la señal sísmica. Se dice que una onda sísmica es de alta o de baja frecuencia según la parte de su espectro que predomine con mayor amplitud.

En esta Tesis, trabajaremos con componentes espectrales correspondientes a períodos entre 10 s y 200 s aproximadamente, lo que corresponde a longitudes de onda del orden de 50 a 1000 km si consideramos una velocidad promedio de 5 km/s. Por lo tanto, no nos preocupan detalles de estructura horizontal o de fuentes menores,

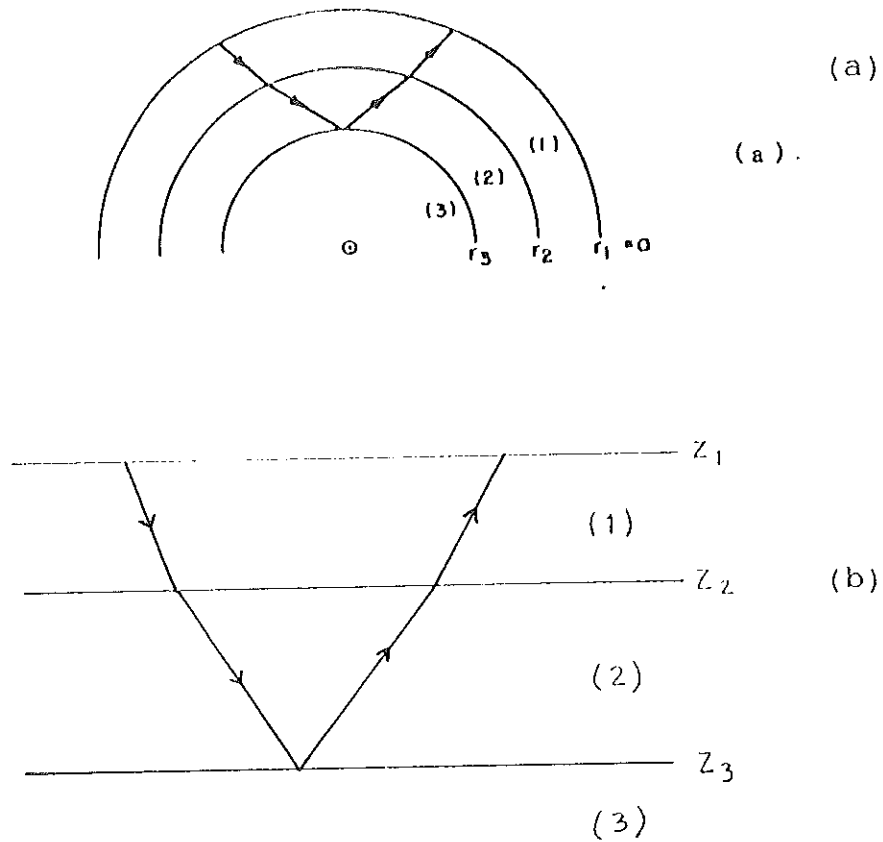


Figura 1. Transformación de Tierra plana de un modelo esférico (a) para obtener un modelo con capas planas (b). (El centro de la Tierra se va al infinito en la representación plana).

aproximadamente, a los 50 km y 10 s para escalas en espacio y tiempo, respectivamente.

El ajuste de sismogramas sintéticos a un sismograma observado se hace difícil por los errores de observación, por el mal funcionamiento de los aparatos y por deficiencias en el modelado. Dentro de los errores de modelado, la existencia de la heterogeneidad lateral en la estructura real de la Tierra hace que muchas fases viajen por caminos distintos a una geodésica, complicando los sismogramas en la parte que sigue a los arribos más directos. Esta es la fuente de error sistemático más importante en el ajuste entre sismogramas sintéticos y observados que, desafortunadamente, no se puede solucionar fácilmente. Esto se debe a que no se ha desarrollado un algoritmo eficiente y barato que calcule sismogramas sintéticos exactos y completos en medios lateralmente heterogéneos por la falta de capacidad de almacenamiento en las computadoras, ya que los métodos que se ven como adecuados deberían hacer uso de mallas tridimensionales con un paso suficientemente fino como para tomar en cuenta la contribución de períodos (o longitudes de onda) relativamente cortos en los cálculos.

Según la teoría de placas (ver, por ejemplo, Hallam, 1973), la estructura bajo los océanos puede considerarse

como una estructura bidimensional, producida por el enfriamiento paulatino de la litósfera que nace en las cordilleras oceánicas y se mueve alejándose de ellas. Así, la hipótesis de homogeneidad lateral no está demasiado alejada de la realidad. Los continentes, por otro lado, son extremadamente heterogéneos ya que han crecido en forma asimétrica a partir de núcleos precámbricos. Debido a ésto, el uso de los sismogramas sintéticos calculados para medios lateralmente homogéneos resulta más realista cuando se aplica al estudio de estructuras y fuentes sísmicas oceánicas que para el caso continental.

1.1 Planteamiento del Problema

El problema general de esta Tesis consiste en utilizar la técnica de sismogramas sintéticos para el estudio de fuentes y recorridos sísmicos en medios oceánicos. Su punto de partida es la infraestructura e investigación hecha en esta área (v. gr., Lesage y Frez, 1990) que se ha realizado en el Grupo de Sismología Computacional de la División de Ciencias de la Tierra del Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE. La dificultad inicial del problema de Tesis era que, por una discontinuidad de trabajo, se hacía

necesario poner en funcionamiento nuevamente dos paquetes de programas de computación para el cálculo de sismogramas sintéticos. Una tarea importante en este sentido consistía en clarificar en mayor forma el significado tanto de estos cálculos como de las entradas y salidas de ellos y corregir errores y ambigüedades, esto último, debido a la escasa documentación disponible para estos programas.

De este modo, en esta Tesis se plantea primeramente un trabajo técnico-computacional. Resuelto esto, el problema central consiste en utilizar estos dos paquetes de programas para una investigación detallada acerca de dos fuentes sísmicas y de varias estructuras oceánicas recorridas por las ondas excitadas por estas fuentes. Los dos temblores en estudio se seleccionaron bajo el criterio de disponer de sismogramas observados útiles para el propósito general de esta investigación y tomando en cuenta la técnica computacional que se pretende aplicar.

También se plantea como problema el de encontrar características en los sismogramas que pudieran darnos información acerca del tipo de movimiento en la falla sísmica asociada al temblor. La solución de este problema permitiría predecir si un sismo producirá o no un maremoto.

1.2 Antecedentes

Dos maneras muy diferentes de calcular sismogramas son las siguientes. En una de ellas, se integran numéricamente las ecuaciones en derivadas parciales de la elastodinámica, obteniéndose sismogramas sintéticos completos si es que se postulan modelos matemáticos o numéricos realistas de la fuente y estructura sísmica. Además, debe agregarse como datos en el cálculo a la profundidad del foco y a la disposición geométrica de la línea que va de la fuente a la estación receptora. Una forma específica de hacer esto es desarrollando el sismograma sintético en ciertas funciones bases que se llaman modos normales. La segunda manera más popular para calcular sismogramas sintéticos consiste en tomar al sismograma como un conjunto de pulsos que provienen de la interacción del pulso original que sale de la fuente con las diversas discontinuidades estructurales que encuentra en su recorrido. Varias aproximaciones para hacer esto se basan en las diversas teorías de rayos, las que, en general, son adecuadas en el rango de frecuencias altas.

La aproximación más simple en este último sentido es la teoría geométrica de rayos para la cual la característica ondulatoria de una onda prácticamente no

existe. Esta propiedad la hace muy efectiva a frecuencias extremadamente altas, o, lo que es equivalente, a períodos o longitudes de onda muy pequeñas. De este modo, la teoría geométrica de rayos no toma en cuenta los efectos de difracción que resultan de la interacción de un frente de onda con bordes o discontinuidades de cuerpos o capas reflectoras/refractoras, y que se deben a la longitud finita de la onda.

La teoría de vibraciones de cuerpos finitos y su desarrollo en modos normales es una parte clásica de la física matemática (Butkov, 1972). Su aplicación en estudios sismológicos parte de los trabajos clásicos de Lord Kelvin, H. Lamb, Love y Lord Rayleigh hechas a fines del siglo pasado y comienzos del presente. Los terremotos de Chile de 1960 y el de Alaska de 1964 fueron registrados en numerosas estaciones y el análisis de los sismogramas correspondientes determinó la existencia de frecuencias propias de la Tierra. Esto llevó a investigadores como Pekeris et al (1961b); Usami y Sato (1972) y otros a desarrollar métodos teórico-computacionales para el cálculo de los modos normales de la Tierra y de sismogramas sintéticos basados en estas funciones bases. Una referencia general en este tópico es Lapwood y Usami (1981). Los desarrollos posteriores se refieren a alcanzar frecuencias

suficientemente altas y la inclusión de efectos inelásticos en dichos cálculos de tal manera que los sismogramas calculados sean suficientemente realistas como para compararlos con sismogramas observados (ver, por ejemplo, Liao et al, 1978; Nakanishi et al, 1977; Mantovani et al, 1977; Kausel et al, 1977; además de la referencia general Lapwood y Usami, 1981).

En cuanto a teoría de rayos, la técnica WKBJ incluye efectos no geométricos (es decir, de difracción) en la construcción de sismogramas calculados (Chapman et al, 1988). El término WKBJ proviene de los apellidos de Wenzel, Kramers, Brillowin y Jeffreys quienes desarrollaron una técnica matemática que permite aproximar la solución de ecuaciones diferenciales, en particular de la ecuación de onda.

Hasta ahora los sismogramas observados más utilizados a escala mundial en estudios de estructura y fuente sísmica provienen de la World Wide Standardized Seismograph Network (WWSSN) que es una red estandarizada que consta de más de 100 estaciones distribuidas en la superficie de la Tierra. Cada estación consta de tres instrumentos (uno vertical y dos horizontales) tanto de períodos cortos (período característico aproximadamente de 1 s) como de períodos largos (período característico de 15 s o 30 s). Estos

sismogramas se pueden obtener en forma de microfilms los que se pueden copiar en papel fotográfico a su tamaño original, es decir, tal que un minuto corresponde a 6.0 cm (componentes de período corto) y 1.5 cm o 3.0 cm (componentes de período largo). Enseguida la traza se puede digitizar para el análisis posterior. No existen hasta el momento métodos que permitan obtener directamente de los sismogramas a los parámetros de fuente y de estructura sísmica correspondientes. Lo que existe son procedimientos numéricos que utilizan parte del sismograma para inferir las propiedades mencionadas. La técnica más natural, aunque costosa, para estos efectos es calcular muchos sismogramas y compararlos directamente con los observados. Si los sismogramas que se calculan están muestreando representativamente todas las variaciones posibles de los parámetros que son incógnitas en el modelado, esta técnica tendría buen éxito. Sin embargo, esto implica una carga computacional que no es posible obtener con las computadoras actuales, por lo cual generalmente se usa una simplificación en que se eligen regiones más restringidas de muestreo. Estas regiones se seleccionan a partir de criterios físicos o de conocimiento previo en cuanto al valor de las incógnitas.

Todo lo anterior se puede realizar con alguna facilidad si es que la aproximación de considerar a la

Tierra como lateralmente homogénea es suficientemente buena para los períodos mínimos de los simogramas en estudio. Gracias a los estudios anteriormente realizados, ya se había comprobado que la capacidad computacional del CICESE, con una computadora PRIME-750, es adecuada para llevar a cabo este tipo de investigación.

Referencias generales para los antecedentes expuestos son Bullen y Bolt (1985), Lapwood y Usami (1981), entre otros.

1.3 Objetivos

El cumplimiento del propósito central de esta Tesis obliga a resolver la siguiente dificultad. Esta consiste en implementar en la computadora PRIME-750 del CICESE un programa que calcula los modos normales de una Tierra lateralmente homogénea, esférica e inelástica. El programa fue originado por el trabajo de investigadores de la Universidad de California de Los Angeles, UCLA.

En la parte central de la Tesis se intenta utilizar la técnica de los sismogramas sintéticos en dos áreas de aplicación: a) estudios de fuente sísmica y de estructura

en medios oceánicos y b) estudios de la relación entre las fuentes sísmicas y la posible generación de maremotos. Estos intentos no son demasiado formales, en el sentido de que se harán por inspección directa y por prueba y error. Para satisfacer el objetivo b), se utilizarán sismogramas sintéticos calculados sólo por sumatoria de modos normales.

Además, se echará a andar otro paquete computacional que calcula sismogramas sintéticos utilizando la aproximación WKBJ. Como ya se mencionó, este método aplica teoría de rayos, en el sentido de que calcula el sismograma de cada fase (rayo) que se desea incluir y luego se suma la contribución de varios de ellos. El programa escrito originalmente por C. H. Chapman, se recibió con escasa documentación y no se tenía de él un dominio claro en cuanto al significado de sus parámetros de entrada.

1.4 Contenido

El trabajo de la Tesis consta de las siguientes partes. El capítulo II detalla algunos conceptos básicos que, se espera, harán más clara la metodología y su aplicación. Dada la complejidad matemática subyacente a la metodología empleada, se ha creído pedagógico entregar

algunos desarrollos matemáticos y comentarios en relación al problema de transmisión de ondas y vibración de una cuerda con límites fijos. En esta sección, se hace énfasis en la relación que existe entre el método de modos normales y el de pulsos (rayos) para este tipo de situación. De esta forma, explicaremos las matemáticas de un problema similar pero mucho más simple que tiene también una solución simple, al nivel de una Tesis de Licenciatura. Su estudio nos permitirá entender conceptualmente el problema de modos normales de la Tierra, de la cual la cuerda puede ser un modelo unidimensional. El análisis relacionado con la teoría de modos normales en un modelo de Tierra verticalmente heterogéneo es bastante más complicado y de él sólo se entregarán resultados más bien cualitativos.

El Capítulo III describe la metodología, el área de estudio y las observaciones a emplear. Adicionalmente, se documentan ambos paquetes de programas, detallando sus entradas y salidas. Al mismo tiempo, se da cuenta de las modificaciones hechas en el código y de las aclaraciones que ha sido necesario agregar en la documentación.

En el Capítulo IV se describe la aplicación de la metodología, cumpliendo el objetivo central de la Tesis. Los resultados se reportan en el Capítulo V para finalizar con las conclusiones y recomendaciones, que aparecen en el

Capítulo VI.

2. CONCEPTOS GENERALES

Ondas P, SV y SH. Cuando la energía se propaga por un medio (en nuestro caso, elástico), decimos que tenemos una onda. La propagación de la energía de deformación elástica depende de varios parámetros de la estructura del medio; en particular, la densidad y los coeficientes de elasticidad (por ejemplo, el coeficiente de rigidez). Si el medio de propagación es la Tierra, la onda se llama onda sísmica. La onda va deformando el medio en que se propaga, lo cual significa que realiza trabajo y, por lo tanto, gasta parte de la energía elástica que se desplaza. Esta energía es recuperada por la onda gracias a la capacidad de reacción elástica del medio. De este modo, el medio absorbe energía (potencial elástica) y, luego, la libera (energía cinética).

El desplazamiento de las partículas del medio durante el paso de la onda, puede ser en cualquier dirección, más comúnmente en forma perpendicular o paralela a la de la propagación. Cuando la vibración ocurre en una sola dirección, se dice que la onda correspondiente está polarizada linealmente.

Cada pulso que se pueda distinguir en un sismograma es también llamado 'fase sísmica'. El punto del sismograma en el que llega una fase sísmica es llamado arribo y el tiempo correspondiente es llamado tiempo de arribo de la fase. Cuando un arribo es súbito, es decir, cuando comienza con un movimiento grande y empinado, que permite distinguirlo claramente a pesar del ruido, se llama impulsivo. Son típicos de sismos cercanos y/o con gran energía. El caso contrario, en que el arribo es gradual y resulta difícil determinar su comienzo, se llama emergente. Son típicos de telesismos y de fases que tienen relativamente poca energía.

Al conjunto de puntos en el espacio que son alcanzados simultáneamente por una onda se le llama frente de onda. Si se trazan líneas (imaginarias) perpendiculares a los frentes de onda, se determina la dirección en que viajan las ondas. Estas líneas se llaman rayos y son muy útiles para describir las trayectorias de recorrido de la energía sísmica.

Un modelo simple de Tierra isótropo (es decir, que sus propiedades no cambian con la dirección) se parametriza generalmente por los valores de dos velocidades sísmicas y la densidad. Esto se debe a que las velocidades tienen un sentido más intuitivo que los coeficientes elásticos.

Mirando con más detalle, resulta que la Tierra tiene también propiedades de anisotropía, es decir, en que las propiedades dependen de la dirección en que se realiza la deformación elástica. Esto puede deberse, por ejemplo, a que los cristales que forman el medio quedaron alineados (ordenados) desde el momento de la solidificación del material o a la existencia de cámaras magmáticas atrapadas horizontalmente por la fuerza de gravedad. Sin embargo, en esta Tesis supondremos modelos de Tierra que son isótropos y lateralmente homogéneos (las propiedades dependen solamente de una coordenada que es el radio o profundidad de la Tierra).

En un medio homogéneo isótropo, pueden existir dos tipos de ondas sísmicas fundamentales:

a) Ondas P, que se transmiten a través de compresiones y dilataciones sucesivas del medio (como las ondas sonoras) y son, por esto, ondas longitudinales. También se les llama ondas primarias, por ser la primera fase que se registra en los sismogramas, debido a que tienen la velocidad más alta. El rango de velocidad de las ondas P es de 1 a 11 km/s, aproximadamente. Valores de 1.0, 2.0, 4.0, 5.0, 6.0, 6.4, 7.1, 8.0 y 11.0 corresponden a velocidades típicas para el océano, sedimentos con agua, sedimentos, granitos, basaltos, promedio de la corteza,

fondo de la corteza, manto superior y centro de la Tierra, respectivamente.

b) Ondas S, que tienen un movimiento transversal a la dirección de propagación de la onda. También se les llama ondas secundarias por ser la segunda fase que se registra en los sismogramas. En una amplia gama de rocas de la corteza de la Tierra, su velocidad es igual a la velocidad de la onda P, dividida por $3^{\frac{1}{2}}$. La onda S no se propaga en los líquidos, ya que éstos no pueden soportar esfuerzos cortantes. Generalmente, la onda S tiene mayor amplitud que la onda P debido al tipo de fuentes sísmicas que existen en la Tierra.

El movimiento de la onda S se puede expresar como la suma de dos vectores, perpendiculares entre sí y contenidos en el plano normal al de propagación (figura 2). Supongamos una superficie externa, que tomaremos como horizontal y plana y que la onda se transmite en el semiespacio. Una de las direcciones está contenida en el plano vertical determinado por el rayo (componente SV), mientras que la otra dirección es perpendicular a la anterior, es decir, está contenida en un plano horizontal (componente SH). Este tipo de descomposición no varía si las discontinuidades de la estructura interna de la Tierra son paralelas a la superficie externa o, más en general, si

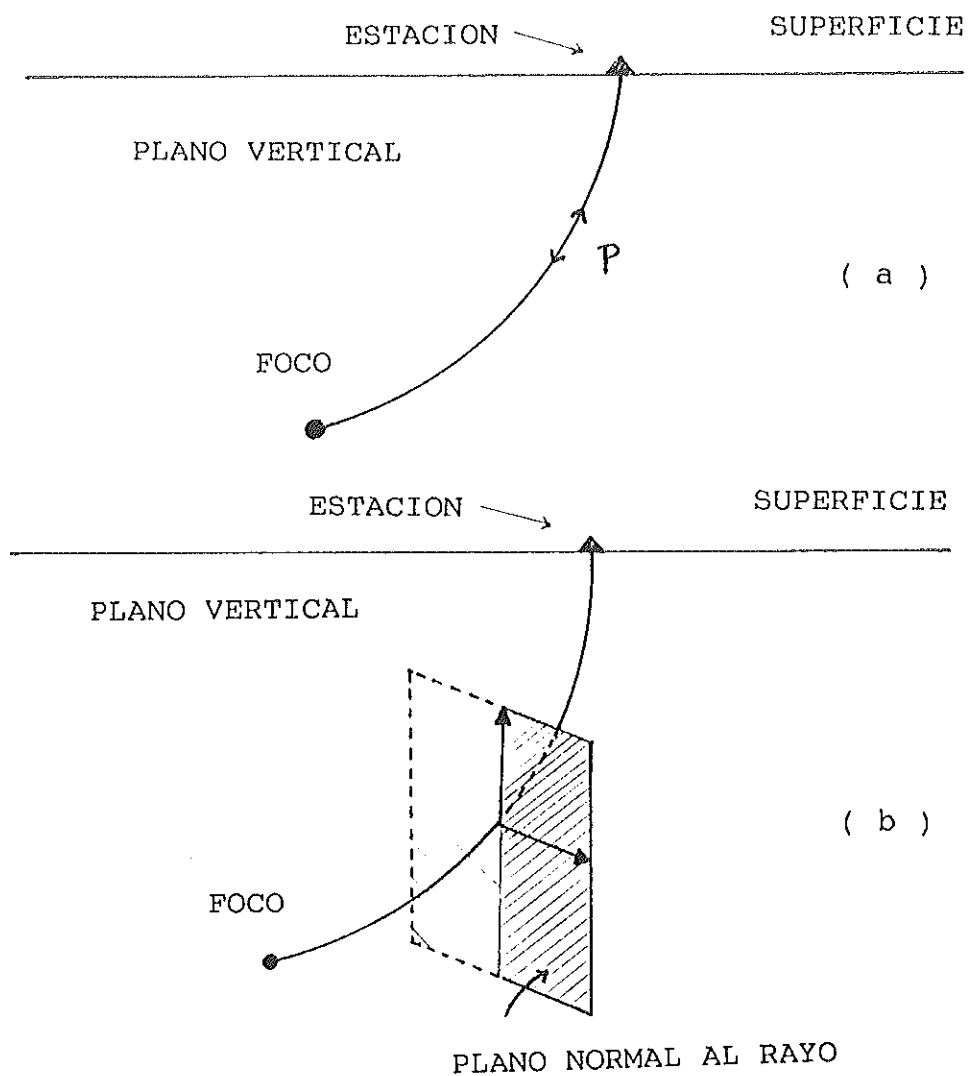


Figura 2. Tipos de ondas sísmicas: (a) Oscilación polarizada en la dirección de propagación (onda P); (b) Oscilación polarizada en el plano normal a la dirección de propagación (ondas SV y SH). El rectángulo achurado es perpendicular a la dirección del rayo; el foco está en el plano vertical.

las propiedades del medio no dependen de las coordenadas horizontales (medios lateralmente homogéneos).

La consecuencia más importante de lo anteriormente dicho es que, para medios lateralmente homogéneos, la onda SH se desacopla de las ondas P y SV. Estas dos últimas, por otro lado, se acoplan en cada discontinuidad en el sentido de que una onda P (o SV) incidente genera ambos tipos (P y SV) de reflexiones y refracciones. Un argumento paralelo se puede desarrollar para medios radialmente estratificados dentro de una esfera y, con ello, se puede demostrar el desacoplamiento entre ondas torsionales (SH) y esferoidales (P y SV).

2.1 Ley de Snell. Ondas Superficiales

Supongamos dos medios M_1 y M_2 , separados por una interfase paralela a la superficie externa de la Tierra. Cuando una onda viaja a través del medio M_1 e incide en la interfase, parte de la energía puede ser transmitida al medio M_2 (se refracta) y parte puede ser reflejada en el medio M_1 . Así, tenemos un rayo incidente i y un rayo reflejado r en el medio M_1 y un rayo refractado R en el medio M_2 . Si conocemos las velocidades V_1 y V_2 en los dos

medios M_1 y M_2 , respectivamente, y los ángulos β y α , que hacen los rayos R e i con la normal a la interfase, entonces

$$\text{sen}\alpha/\text{sen}\beta = v_1/v_2 \quad (\text{Ley de Snell}) \quad (1)$$

Cuando la onda incidente es una onda P , la onda reflejada o refractada puede ser otra onda P o una onda SV . En el último caso, se dice que la onda P incidente se ha convertido. Puede también haber una conversión de SV a P . Al fenómeno que genera este par de conversiones se le denomina 'acoplamiento P - SV '. Este acoplamiento hace más difícil el cálculo de sismogramas sintéticos. Como ya se mencionó, las ondas SH no se acoplan con las ondas P o SV en un medio lateralmente homogéneo. En este sentido, la onda SH es independiente. Así puede verse, que el cálculo de sismogramas sintéticos para el caso SH en un medio lateralmente homogéneo es más simple que para el caso P - SV .

Es posible entender, de este modo, que la introducción de dos discontinuidades, incluyendo en ella a la superficie externa de la Tierra, puede generar la propagación de ondas atrapadas (o parcialmente atrapadas) entre las discontinuidades. Esto se realiza por reflexión múltiple entre ambas discontinuidades. El atrapamiento es total cuando hay reflexión total. Esto último sucede cuando la

capa entre las dos discontinuidades tiene velocidades relativamente bajas con respecto a las velocidades de las capas inmediatas. Como resulta que, en general, las velocidades sísmicas crecen con la profundidad, con la excepción más importante de la zona de baja velocidad del manto superior, entonces siempre existen ondas que quedan atrapadas en las capas más superficiales. Por otro lado, se puede demostrar que el acoplamiento P-SV hace que parte de la energía se atrape en la superficie externa, a lo largo de la cual la energía se propaga.

Ambos efectos producen, de este modo, ondas atrapadas superficialmente, lo que produce el fenómeno de ondas superficiales. Estas existen junto a las ondas internas, las cuales se propagan por el interior de la Tierra. Como las ondas superficiales se propagan en una dimensión menos que las ondas internas (volumétricas) su decaimiento de amplitud con la distancia es menor que en el caso de las ondas internas. Como resultado, las ondas superficiales dominan el sismograma a distancias telesísmicas ($\Delta > 10^\circ$). Por otro lado, el grado de atrapamiento depende de la longitud de onda en cuestión; esto implica que las velocidades de cada componente monocromática de las ondas superficiales (modos normales) es distinta. La consecuencia de esto es que muchos modos normales pueden sintetizarse en un pulso (onda interna) pero el modo

fundamental llega desacoplado y, por lo tanto, en forma disipativa, como un largo tren de ondas al final del sismograma.

2.2 Principales Capas de la Tierra

La Tierra está formada, en forma global, por tres capas principales: corteza, manto y núcleo. Estas capas han surgido por un proceso de diferenciación química y de reacomodo interno con el motor básico de la fuerza de gravedad. Sin embargo, debe recordarse que la Tierra es en realidad lateralmente heterogénea, debido principalmente al tectonismo, es decir, a la dinámica de su estructura interna.

La corteza, que es la capa más superficial, tiene unos 40 km de espesor en promedio y contiene el material más 'ligero' como resultado de una diferenciación petroquímica. En profundidad, termina en una fuerte discontinuidad estructural llamada de Mohorovičić donde, típicamente, la velocidad de la onda P pasa de 7.5 a 8.1 km/s. En las montañas, se extiende hasta 70 km y en las partes más delgadas de los continentes puede tener 26 km de espesor. En general, la corteza oceánica es más delgada y homogénea

que la corteza continental teniendo unos 10 a 15 km de espesor. La corteza se diferencia químicamente del material que existe a mayores profundidades y está formada esencialmente por capas sedimentarias, graníticas y basálticas, además del océano cuando lo hay.

Debajo de la corteza se encuentra el manto con un espesor aproximado de 2850 km. A los primeros 1000 km del manto se le denomina manto superior. Se ha determinado la existencia de varias capas en el manto superior. Las dos primeras están relacionadas con la dinámica de las placas terrestres. Según ella (Hallam, 1973), varias capas rígidas y externas, de unos 100 km de espesor (incluyendo a la corteza) se trasladan lateralmente en la superficie de la Tierra. La acumulación de esfuerzos debido al constante movimiento tectónico produce rompimientos súbitos del material produciendo lo que se conoce como un temblor, terremoto o sismo. A esta capa rígida externa se le llama litósfera (lito = piedra, fuerte, sólido). La litósfera debe resbalar sobre una capa más plástica y viscosa, posiblemente debido a la presencia de material parcialmente fundido. Esta capa es la astenósfera (asthenos=débil) y está asociada a una baja velocidad de las ondas sísmicas, principalmente de la onda S, y a una alta atenuación de la energía sísmica. El manto superior cuenta, además, con dos regiones en que hay un rápido incremento de las velocidades

sísmicas y de la densidad, ubicadas a unos 400 y 650 km de profundidad. Estas discontinuidades en las propiedades del material estarían producidas por cambios de fases del material sólido, en que la estructura molecular se hace mucho más compacta debido a cambios de presión y de temperatura con la profundidad.

El núcleo tiene aproximadamente 3470 km de espesor. Las ondas cortantes no se propagan en la parte exterior del núcleo por lo que se lo ha dividido en núcleo externo y núcleo interno. Por lo tanto, se puede considerar que el núcleo externo tiene la propiedad básica de un líquido ideal.

2.3 Modos Normales. Elasticidad y Anelasticidad (Atenuación)

Consideremos un medio elástico, es decir, un medio en que, después de aplicársele una perturbación, recupera con rapidez su estado inicial. Si el medio elástico es finito, como en el caso de una cuerda con sus extremos fijos, el movimiento en un punto del medio elástico se puede descomponer matemáticamente en una suma de componentes de frecuencias discretas que representan las oscilaciones

elementales del sistema. A estas componentes las llamamos 'modos normales'. Cada componente está ponderada por un factor que proviene del efecto de la fuente.

La Tierra es, además, inelástica debido a la atenuación física. Este efecto es casi siempre pequeño y se interpreta como la pérdida de energía elástica debido a su transferencia a energía calórica por roce interno. En general, este pequeño efecto se agrega en el cálculo de los simogramas como una perturbación a la solución a través de un parámetro llamado factor de calidad Q . La definición de Q es (Rolf, 1986)

$$Q^{-1} = \Delta E / (2\pi E_{\max}) \quad (2)$$

donde E_{\max} es la energía elástica máxima que se propaga durante un ciclo, esto es, durante el paso de una onda sísmica, y ΔE es la pérdida de energía durante ese ciclo. El efecto de atenuación se agrega a cada componente espectral en la forma de un factor de decaimiento exponencial

$$\begin{aligned} & \exp[-\alpha_t(t-t_0)] \\ & \exp[-\alpha_\Delta(\Delta_2-\Delta_1)] \end{aligned} \quad (3)$$

donde el coeficiente de decaimiento α_t o α_Δ se supone generalmente proporcional a la frecuencia e inversamente proporcional a Q . En la fórmula (3), Δ representa la

distancia recorrida por el rayo de onda interna o superficial hasta la estación ubicada en la superficie de la Tierra. La primera relación sirve para oscilaciones libres (ondas estacionarias) o modos normales; la segunda, para ondas progresivas (internas o superficiales).

2.4 Fuente Sísmica; Magnitud, Intensidad y Momento Sísmico.

La fuente sísmica más simple se modela matemáticamente como un impulso vectorial que ocurre en un punto, en espacio y tiempo. El sismograma correspondiente es la respuesta impulsiva del medio correspondiente, también llamada en la literatura matemática como Función de Green. Más complicado es agregar el efecto de directividad propia del movimiento de una falla de cizalle, es decir, a un desplazamiento entre dos paredes planas con el movimiento relativo contenido en el plano común.

Para los sismos que manejamos en esta Tesis, la dependencia en el tiempo de la fuente consiste en una función escalón (figura 3a). Esto parece apropiado para los períodos de onda para los cuales se sintetiza los sismogramas, es decir, mayores a los 10 s. Para períodos

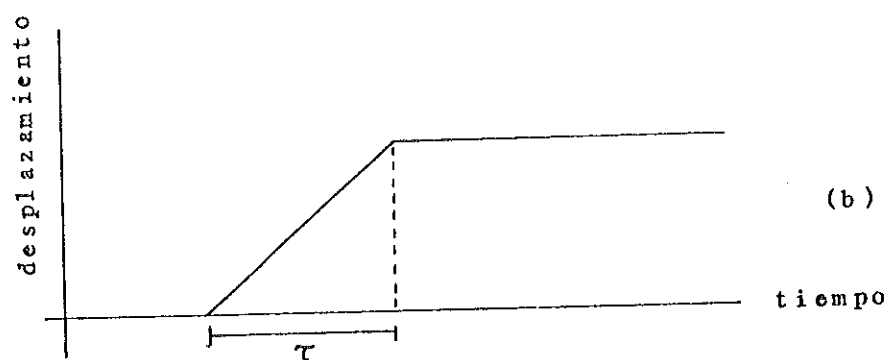
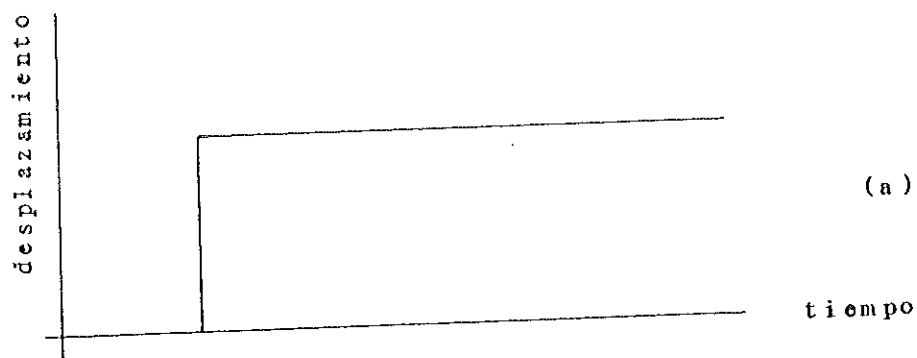


Figura 3. Función escalón (a) y función rampa (b) usadas como funciones fuente en el cálculo de sismogramas sintéticos. El parámetro τ representa al tiempo de subida.

más cortos, un modelo más adecuado de la dependencia en el tiempo de la fuente es una función rampa finita (figura 3b) en la que el tiempo de duración de la rampa se llama 'tiempo de subida'. Cuando este tiempo de subida es muy corto con respecto al período mínimo que se toma en cuenta en el sismograma, volvemos a la aproximación de la función escalón. Al revés, cuando se trabaja con períodos o longitudes de onda muy cortos, la función rampa puede ser muy grosera para modelar la dependencia en el tiempo de la función fuente.

Los terremotos ocurren cuando las rocas no soportan los esfuerzos a los que están sometidas y se rompen súbitamente, liberando energía elástica en forma de ondas sísmicas. Las propiedades de las rocas y las concentraciones de esfuerzos sobre éstas cambian tanto vertical como horizontalmente. Los grandes sismos, que rompen grandes áreas tienen generalmente fuentes complicadas. Esto puede entenderse ya que el área no se rompe al mismo tiempo, sino que la ruptura se propaga, aparentemente, a velocidades cercanas a las de las ondas de cizalle, tardando un cierto tiempo, llamado tiempo de ruptura, para alcanzar su extensión total. En este caso, la dependencia en el tiempo de la fuente es aún más complicada y depende también de coordenadas espaciales.

Hay tres formas principales para determinar el tamaño de un sismo: la intensidad, la magnitud y el momento sísmico.

La intensidad es una medida de los efectos causados por un sismo en un lugar determinado de la superficie terrestre. Cuando se habla de la intensidad de un sismo, sin indicar donde fue medida, ésta representa usualmente la correspondiente al área de mayor efecto observado.

La magnitud es una medida de la energía sísmica liberada por un terremoto en el hipocentro. La magnitud se mide usando el resultado de que, para una onda sinusoidal, la energía es proporcional al cuadrado de la amplitud. Generalmente, se toma la amplitud máxima de una fase del sismograma (onda P, S o superficial) a un período fijo y a este valor se le aplican correcciones (por distancia, profundidad y estructura de propagación) que ya están tabuladas.

Es razonable suponer que, a grandes distancias y a períodos (longitudes de onda) grandes, la fuente sísmica se pueda considerar como puntual. En el espectro, esto equivale a mirar la parte correspondiente a las frecuencias

más bajas que es aproximadamente plana. La altura de esta parte plana del espectro representa el 'momento (escalar) sísmico'.

2.5 El Sistema de la Cuerda Vibrante Como Modelo Simple del Caso Sismológico

El objetivo de esta sección es estudiar matemáticamente un problema simple de vibración (ondas estacionarias) y de propagación de ondas que sirva de base intuitiva al problema, mucho más difícil, pero conceptualmente equivalente al de un modelo esférico de Tierra elástica. El propósito fundamental es hacer notar la equivalencia en la representación del campo elastodinámico de un medio finito a través de ondas estacionarias y ondas progresivas, al mismo tiempo que ejemplificar conceptos matemáticos como el de la Función de Green. Por último, se enfatiza el hecho de que por un punto en un medio finito pasan múltiples pulsos.

2.5.1 Modos Normales de una Cuerda

Cuando a un medio elástico no atenuativo finito se le aplica una perturbación localizada en tiempo y espacio, por ejemplo por medio de un golpe, se forman ondas estacionarias. Físicamente, esto se debe a la inclusión de las condiciones de frontera que no permiten la fuga de energía fuera del medio. Estas condiciones de frontera sobredeterminan la solución de la ecuación diferencial correspondiente, produciendo restricciones en el modo de vibración del medio. Las restricciones requieren que las frecuencias de oscilación del sistema sean discretas. De ésto resulta que el movimiento oscilatorio total se puede descomponer en una suma de oscilaciones o 'modos', cada una de ellas con una de las frecuencias discretas y con una amplitud excitada por la función fuente. El caso más simple es el correspondiente a una cuerda vibrante con sus extremos fijos. Un caso en tres dimensiones es el de un modelo esférico de Tierra.

En esta Tesis, consideraremos fuentes de excitación puntuales. Esto quiere decir que trabajaremos con longitudes de onda mucho más grandes que las dimensiones de la fuente.

Para el caso de la cuerda, la energía que parte del punto de excitación regresa, reflejándose en las fronteras, y ésto se repite indefinidamente formándose al final, una serie de tiempo estacionaria. Para el caso del modelo esférico de Tierra sucede lo mismo, excepto que ahora, por un lado, la frontera es la superficie externa de ella y, por el otro, debe tomarse en cuenta que la superficie externa es cerrada. Así, el proceso de 'rebote' de energía es mucho más complicado.

Las fuentes de excitación más comunes pueden ocurrir en un intervalo muy corto de tiempo (un martillazo, una explosión, un impacto, etc.) o en un intervalo finito, pero pequeño (una serie de saltos, un desplazamiento finito entre las paredes de una falla, etc.). El primer caso nos lleva al concepto de fuente puntual en el tiempo y el segundo entrega mejores aproximaciones a la realidad.

Las ondas estacionarias debidas a fuentes puntuales producen una serie de tiempo repetitiva; ésto lleva matemáticamente (análisis de Fourier) al concepto de componentes armónicas. Cada componente armónica forma un patrón estacionario en el espacio, de tal forma que aparecen nodos (puntos en que no hay movimiento) y una oscilación entre nodos contiguos. Sin embargo, debe insistirse en que cada componente armónica es un artefacto

matemático que implica una serie de duración indefinida y, por lo tanto, irreal.

Desde un punto de vista intuitivo puede entenderse que una serie de tiempo se origine de una que tiene un espectro continuo al salir de la región donde ocurre el sismo. Sin embargo, una componente espectral de duración infinita de frecuencia (o longitud de onda) cualquiera puede que no exista en un medio finito. Esto se debe a que las oscilaciones tienden a tener interferencia positiva y negativa al pasar varias veces por el mismo punto. Por lo tanto, en el espectro de la secuencia resultante aparecen componentes que han sido eliminadas (por interferencia negativa) y otras que han sido reforzadas (por interferencia positiva). Así, aparece, como consecuencia, un espectro discreto en el que predominan sólo aquellas componentes monocromáticas con estricta interferencia positiva. Desde un punto de vista matemático, el espectro discreto resulta del carácter repetitivo (periódico) de la serie de tiempo resultante (Análisis de Fourier).

2.5.1.1 Ondas Sinusoidales Estacionarias

El desplazamiento transversal de una cuerda homogénea, en ausencia de fuerzas externas, es descrito por la ecuación en derivadas parciales

$$c^2 \partial^2 U / \partial x^2 = \partial^2 U / \partial t^2 \quad (4)$$

$$c = (\tau_0 / m_0)^{1/2}$$

donde U , x , t , y c son el desplazamiento transversal de la cuerda, la coordenada espacial, el tiempo y la velocidad de fase, respectivamente, a través de las cuales se introduce su función de excitación. La velocidad de fase es función de la tensión τ_0 y de la masa por unidad de longitud m_0 de la cuerda que en nuestro caso tienen valores constantes.

Usando el método de separación de variables, podemos resolver el problema (4). Este método supone una solución del tipo (Elmore y Heald, 1985)

$$U(x,t) = f(x)g(t) \quad (5)$$

donde las funciones $f(x)$ y $g(t)$ son independientes entre si. La forma general de estas dos funciones es

$$f(x) = A \cos(kx) + B \sin(kx)$$

$$g(t) = C\cos(\omega t) + D\sin(\omega t) \quad (6)$$

que producen la solución

$$U(x,t) = a\sin(kx)\cos(\omega t) + b\sin(kx)\sin(\omega t) + c\cos(kx)\cos(\omega t) + d\cos(kx)\sin(\omega t) \quad (7)$$

en que a, b, c y d son constantes apropiadas. Los parámetros k y ω son el número de onda y la frecuencia angular, respectivamente, que se definen como

$$k = 2\pi/\lambda$$

$$\omega = 2\pi/T$$

donde λ y T representan la longitud y el período de onda, respectivamente.

Aplicando las condiciones de frontera siguientes

$$U(0,t) = 0 \quad (8)$$

$$U(y,t) = 0$$

las cuales establecen que no hay movimiento en las dos fronteras de la cuerda (en $x=0$ y $x=y$), la solución (7) toma la forma

$$U(x,t) = \sin(k_n x) [a_n \cos(\omega_n t) + b_n \sin(\omega_n t)] \quad (9)$$

$$n=1, 2, 3, \dots$$

Esta fórmula expresa las posibles formas de vibración,

dadas por el índice n , de un segmento de cuerda con longitud l y extremos rígidos.

Al conjunto de funciones $\text{sen}(k_n x)$ se les llama funciones características y los valores $k_n = n\pi/l$ son los valores característicos del sistema. Sólo para estos valores del número de onda habrá funciones características que satisfagan las condiciones de frontera dadas. Las correspondientes frecuencias características están dadas por $\omega_n = Ck_n$.

Para conocer la 'naturaleza' de la solución (9), supongamos que dos ondas se desplazan sobre una cuerda homogénea en sentidos contrarios. En general, estas dos ondas se representan por las expresiones

$$\begin{aligned} U_1 &= \frac{1}{2}A \exp[i(kx - \omega t)] \\ U_2 &= -\frac{1}{2}A \exp[-i(kx + \omega t)] \end{aligned} \quad (10)$$

con la amplitud A real e $i = (-1)^{\frac{1}{2}}$. El signo menos que precede la segunda expresión asegura que la amplitud de la onda resultante será cero en el origen y los factores $1/2$ hacen que la amplitud máxima de la onda resultante sea A . Cuando las dos ondas están presentes

$$\begin{aligned} U &= U_1 + U_2 \\ U &= \frac{1}{2}A[\exp(ikx) - \exp(-ikx)]\exp(-i\omega t) \end{aligned} \quad (11)$$

Usando la identidad $\text{sen}(kx) = [\exp(ikx) - \exp(-ikx)] / (2i)$, se obtiene

$$U = iA \text{sen}(kx) \exp(-i\omega t) \quad (12)$$

Un poco de álgebra sobre esta ecuación, en que se aplica la identidad de Euler

$$\exp(ix) = \cos x + i \text{sen} x$$

y tomando la parte real, entrega

$$U = A \text{sen}(kx) \text{sen}(\omega t) \quad (13)$$

que no tiene las variables espacial y temporal explícitamente en la forma $x+ct$. Sin embargo, sustituyéndola en la ecuación de onda es una solución válida. La onda representada en (13) es llamada onda estacionaria puesto que no avanza a lo largo de la cuerda. En una posición fija $x=x_1$, la cuerda vibrará con amplitud $A \text{sen}(kx_1)$ (figura 4).

Puesto que la cuerda está sujeta a fronteras rígidas en $x=0$ y $x=\gamma$, entonces, para que la onda estacionaria exista con nodos en las dos fronteras, es necesario que el número de onda sea uno de los valores siguientes

$$k_n = n\pi/\gamma, \quad n=1, 2, 3, \dots \quad (14)$$

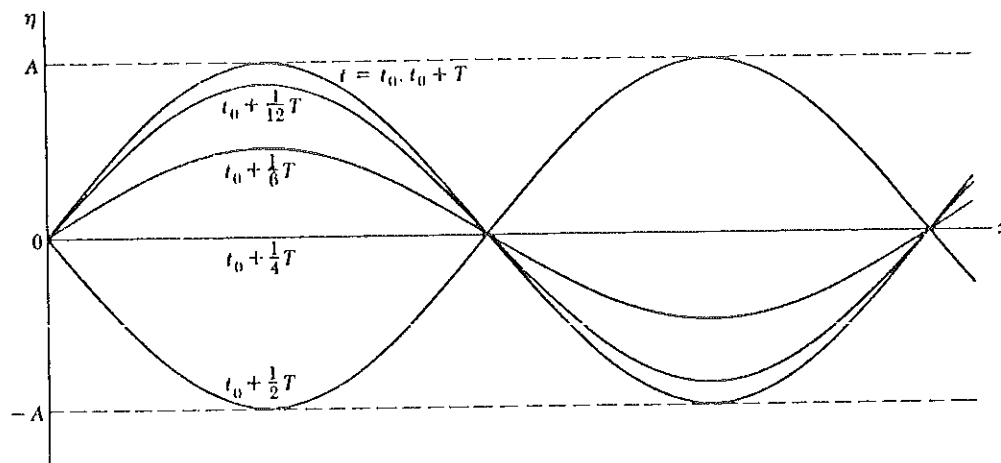


Figura 4. Patrón de onda estacionaria. A representa la amplitud, T al período y η , al desplazamiento de la onda. X es la coordenada espacial. Se dibujan diferentes estados de la oscilación en función del tiempo. El incremento del tiempo, con respecto al tiempo origen t_0 , se describe en relación al período de oscilación, T . (Tomado de Elmore, 1985).

para que el $\text{sen}(kx)=0$ en $x=0$ y en $x=\gamma$. Las frecuencias resonantes del segmento de cuerda son

$$\omega_n = Ck_n = n\pi C/\gamma = n\omega_1 \quad (15)$$

$$n=1,2,3,\dots$$

donde $\omega_1=\pi C/\gamma$ (o $f=C/2\gamma$, con $f=\omega_1/2\pi$) es la frecuencia del modo fundamental o más grave. Esto muestra que las frecuencias de los modos más altos, o sobretonos, son múltiplos enteros de la frecuencia del modo fundamental.

El análisis anterior muestra que la solución de la ecuación de onda (9), usando el método de separación de variables, está dada como una suma de ondas estacionarias.

Debido a la linealidad de la ecuación de onda, cada onda estacionaria con amplitud (pequeña) y fase arbitrarias puede existir simultánea e independientemente de las demás. La solución a una situación particular se puede escribir como la combinación de términos del tipo (13).

2.5.2 Sismogramas Sintéticos de una Cuerda

El problema de la cuerda homogénea vibrante, con extremos fijos y longitud l , es un ejemplo clásico de un problema de valor en la frontera. Este problema está asociado con la ecuación de onda (4), las condiciones de frontera expresadas por (8) y condiciones iniciales como las dadas por la expresión siguiente

$$\begin{aligned} U(x,0) &= f(x) \\ \partial U(x,0)/\partial t &= 0 \end{aligned} \tag{16}$$

para este caso, el desplazamiento inicial es dado por $f(x)$ y la velocidad inicial es cero.

Trabajaremos con la ecuación (4) normalizada para la velocidad de fase, es decir $C=1$

$$\partial^2 U / \partial x^2 = \partial^2 U / \partial t^2$$

de modo que el tiempo se medirá en unidades de longitud de la cuerda. Una unidad de tiempo representa el tiempo requerido por una onda para recorrer la longitud de la cuerda.

Cuando un medio elástico homogéneo y finito es excitado por una fuerza puntual y de duración muy pequeña,

como el golpe de un martillo con una punta muy aguda, matemáticamente representable por una función impulso o delta de Dirac en espacio y tiempo: $\delta(x)\delta(t)$, entonces la función que describe la propagación de la perturbación, en el espacio y en el tiempo, es la Función de Green.

La Función de Green correspondiente al problema ya descrito es (Lanczos, 1964)

$$\begin{aligned}
 G(x, \xi; t, \tau) &= 0; \quad t \leq \tau \\
 &= 2 \sum_{n=1}^{\infty} \frac{\text{sen}[k_n(t-\tau)]}{(n\pi)} \\
 &\quad \text{sen}(k_n x) \text{sen}(k_n \xi); \quad t \geq \tau
 \end{aligned}
 \tag{17}$$

donde (x, t) corresponde al punto de observación y (ξ, τ) , al de la posición de la fuente impulsiva. Antes de que ocurra la perturbación ($t < \tau$), no habrá excitación de ningún modo normal. Después de ocurrida la perturbación ($t > \tau$), hay excitación de ciertos modos normales, representados en la fórmula (17) por el índice n . Así, cada término en la suma de esta ecuación representa un modo normal con su factor de excitación. Cada término se puede separar de tal forma que los efectos de fuente y de transmisión aparecen factorizados. Así, los factores que contienen ξ y τ corresponden a los efectos de la fuente y los que tienen x y t , a los de transmisión.

Usando las expresiones de seno y de coseno para la suma de dos ángulos

$$\begin{aligned}\operatorname{sen}(A \pm B) &= \operatorname{sen}A \operatorname{cos}B \pm \operatorname{sen}B \operatorname{cos}A \\ \operatorname{cos}(A \pm B) &= \operatorname{cos}A \operatorname{cos}B \mp \operatorname{sen}A \operatorname{sen}B\end{aligned}\quad (18)$$

y la siguiente definición

$$F(p) = 1/(2\pi) \sum_{n=1}^{\infty} [\operatorname{sen}(k_n p)]/n \quad (19)$$

la Función de Green (17) puede ser expresada en la forma siguiente (Lanczos, 1964)

$$G(x, \xi; s) = F(s+x-\xi) + F(s-x+\xi) - F(s+x+\xi) - F(s-x-\xi) \quad (20)$$

con $s=t-\tau$. Esta expresión compacta resulta de la sencillez del problema. Para problemas más complejos no es posible, en general, encontrar una expresión tan compacta como en (20).

La expresión (17) muestra a la vez una propiedad interesante del movimiento de la cuerda: un sobretono que tenga un nodo en el punto donde el martillo golpea no puede estar presente en el espectro armónico de la cuerda vibratoria. En general, habrá excitación máxima cuando el punto de excitación corresponde al de amplitud máxima del modo de oscilación y la excitación será nula cuando el punto de excitación coincida con un nodo. De tal suerte

que el modo fundamental (cuyos únicos nodos son los extremos fijos de la cuerda) siempre será excitado, a menos de que la fuente se encuentre en una de las fronteras, en cuyo caso no se excitará ningún modo de oscilación, ya que todos ellos tienen puntos nodales en los dos extremos de la cuerda. La suma (17) representa la oscilación de cada partícula de la cuerda, si consideramos a x fija y describimos al movimiento como una función del tiempo.

El análisis armónico en tiempo nos conduce a la noción de que la cuerda realiza algún tipo de vibración como el nombre 'cuerda vibrante' lo indica. Es claro que tales vibraciones son posibles a partir de la forma matemática de las funciones características, siempre que se consideren en forma separada. Pero, esto no significa que bajo las condiciones ordinarias de poner la cuerda en movimiento, algún tipo de vibración ocurrirá. Es decir, lo que se verá es algún tipo de perturbación que se transmite a lo largo de la cuerda y no 'oscilaciones'.

La Función de Green (17) es útil siempre que esté asegurada su convergencia, de otra manera no tendría sentido físico. La identidad matemática

$$\sum_{n=1}^{\infty} [\text{sen}(nx)]/n = (\pi-x)/2; \quad (0 < x \leq \pi) \quad (21)$$

asegura la convergencia de la función $F(p)$ y a la vez la convergencia de la Función de Green (17). Usando esta identidad en la ecuación (19), se obtiene

$$F(p) = (\gamma - p) / (4\gamma) \quad (22)$$

con p en el intervalo $(0, \gamma]$, es decir $0 < p \leq \gamma$. La función $F(p)$ tiene las siguientes dos propiedades

$$F(p) = -F(\gamma - p) \quad (23)$$

$$F(\gamma + p) = -F(\gamma - p) \quad (24)$$

las cuales se derivan de las propiedades de la función seno, que es impar y periódica, es decir,

$$\text{sen}(-k_n p) = -\text{sen}(k_n p) \quad (25)$$

$$\text{sen}[k_n(\gamma + p)] = -\text{sen}[k_n(\gamma - p)] \quad (26)$$

La primera propiedad de la función $F(p)$ es directa. La segunda propiedad se demuestra sustituyendo la relación para el seno de la suma de dos ángulos (18a) en la expresión (26), obteniéndose así

$$\begin{aligned} \text{sen}(k_n \gamma) \cos(k_n p) + \text{sen}(k_n p) \cos(k_n \gamma) = \\ -\text{sen}(k_n \gamma) \cos(k_n p) + \text{sen}(k_n p) \cos(k_n \gamma) \end{aligned} \quad (27)$$

Los términos que contienen como factor al $\text{sen}(k_n \gamma)$ son cero ya que $k_n \gamma = n\pi$, de tal forma que se obtiene una igualdad con lo cual queda demostrada la segunda propiedad de la función $F(p)$.

Demostrada la convergencia de la Función de Green (17), veamos que pasa si se golpea la cuerda con un martillo y como se propaga la perturbación. Para visualizar la situación anterior, analicemos primero el caso en que se aplica el golpe del martillo en el centro de la cuerda, esto es, en el punto $\xi = \gamma/2$, y examinemos el desplazamiento de la cuerda en los dos puntos $x = (\gamma/2) \pm x_1$. Por simetría, la perturbación debe propagarse hacia la derecha e izquierda, de la misma manera pero en sentidos contrarios (figura 5). Por lo tanto, el desplazamiento que pertenece a esos dos puntos debe ser el mismo. Sustituyendo la fórmula (22) y los valores de ξ y x en (20), se obtiene (Lanczos, 1964)

$$U(x_1, s) = F(s+x_1) + F(s-x_1) - F(s+x_1+\gamma) - F(s-x_1-\gamma)$$

como

$$F(s-x_1-\gamma) = F(s-x_1+\gamma)$$

entonces

$$\begin{aligned}
 U(x_1, s) &= F(s+x_1) + F(s-x_1) - F(s+x_1+\gamma) - F(s-x_1+\gamma) \\
 &= \frac{1}{2}; & s > x_1 \\
 &= 0; & s < x_1
 \end{aligned}
 \tag{28}$$

Este resultado indica que la perturbación se propaga, partiendo del punto de excitación, a porciones cada vez más alejadas en la forma de una función cajón con altura $1/2$ y

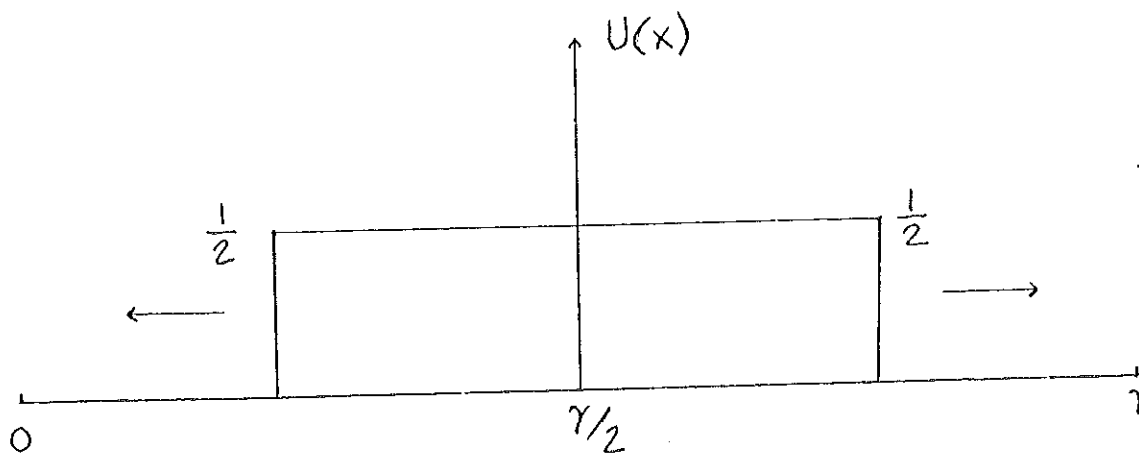


Figura 5. Propagación de una perturbación con forma de una función cajón. Se golpea a la cuerda en $x = \gamma/2$, y la perturbación se propaga hacia ambos lados con la misma forma a partir del punto en el que se aplicó el golpe. (Tomado de Lanczos, 1964).

velocidad unitaria (figura 5). Después de llegar a los límites de la cuerda, la función cajón retrocede con la misma velocidad y finalmente se colapsa a cero después del tiempo y ; después, pasa a tener altura $-1/2$ y repite el mismo ciclo, pero ahora en valor negativo. Después del tiempo $2y$ el ciclo se completa y se repite una y otra vez en forma idéntica.

El rasgo distintivo de este resultado, es que con la limitada energía cinética del golpe inicial, porciones cada vez más alejadas del punto de perturbación son excitadas, lo cual parece contradecir la ley de conservación de la energía. La expresión

$$V = \frac{1}{2} \tau_0 \int_0^Y (\partial U / \partial x)^2 dx \quad (29)$$

muestra que la energía potencial acumulada es cero ya que la función cajón es de altura constante y así $\partial U / \partial x = 0$. La energía cinética local

$$T = \frac{1}{2} m_0 \int_0^Y (\partial U / \partial t)^2 dx \quad (30)$$

tiende a cero, ya que los puntos de la función cajón, después de alcanzar la altura constante $1/2$ (ó $-1/2$), permanecen sin movimiento y su velocidad decae hasta cero. El cambio entre la energía potencial y cinética ocurre solamente en la subida de la función cajón.

Si el golpe del martillo se aplica lejos del centro de la cuerda, el único cambio es que la función cajón no retrocede en los límites de la cuerda al mismo tiempo. El movimiento de las partículas, en este caso, consiste en una subida repentina, a partir de la posición de equilibrio, hacia una posición máxima, permaneciendo así un tiempo y luego cayendo una vez más en la posición de equilibrio, con una repetición del mismo movimiento en secuencia invertida y signo cambiado, hasta que después del tiempo 2γ se completa todo el ciclo y comienza de nuevo. En la figura 6 se observan algunas características del movimiento cuando se golpea la cuerda a la mitad y a un cuarto de su longitud.

2.6 Sismogramas Sintéticos en un Modelo de Tierra Lateralmente Homogéneo

Love (1911) encontró la solución al problema de las oscilaciones libres de una esfera elástica homogénea. El valor que él calculó para el período de oscilación más largo de la Tierra fue de aproximadamente 60 minutos. Muchos años después, Benioff (1954) encontró oscilaciones con períodos alrededor de 60 minutos en los sismogramas del sismo de Kamchatka.

Punto de observación en

Golpe en

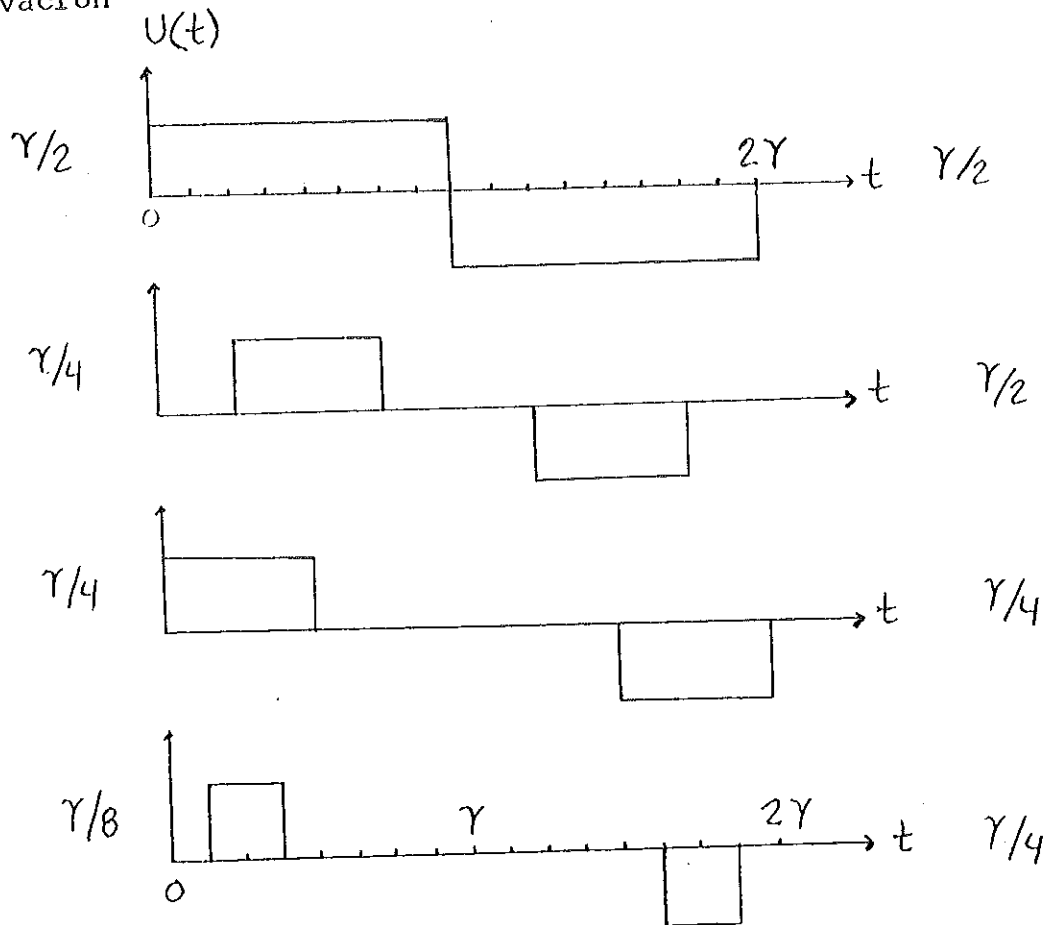


Figura 6. Propagación de la perturbación cuando se golpea en distintos lugares de la cuerda y se observa también en distintos lugares de ella. (Tomado de Lanczos, 1964).

La perturbación causada por el temblor chileno de 1960, tal vez el más grande de que se tiene noticia, fue registrada en todo el planeta. Los sismogramas se estudiaron aplicando análisis de Fourier. A partir del período más grave, un poco mayor que los 50 minutos, otros 50 períodos propios fueron detectados. Estos valores estuvieron generalmente de acuerdo con los cálculos teóricos, basados en modelos de Tierra propuestos por Jeffreys y Bullen (1967) y Gutenberg y Richter (1934, 1935, 1936, 1939). Los modelos globales de Tierra de estos autores se infieren a partir del análisis de tiempos de arribo de las ondas P y S. La discrepancia entre los valores observados y calculados ha sido usada para mejorar los modelos iniciales.

Paralelamente al estudio observacional, durante la década de los 50's y comienzos de los 60's el uso de computadoras permitió calcular el movimiento generado por temblores por medio de la superposición de modos. Se puede intuir esta idea a partir de la analogía con la vibración de una cuerda. Los períodos o las frecuencias libres de la vibración de una cuerda son los valores característicos del sistema, mientras que las funciones que describen la vibración del medio son las funciones características correspondientes. Sobreponiendo esas funciones características, debidamente ponderadas por la función de

excitación para cada modo, se puede reconstruir el movimiento total del sistema. Lamb (1904) se planteó el problema de encontrar el movimiento de un cuerpo elástico semi-infinito (con superficie externa plana) al aplicarle una fuerza, armónica en tiempo y limitada en espacio. Este problema es conocido como el problema de Lamb. La solución obtenida por Lamb tiene la forma de una integral definida. Esta integral fue luego evaluada y generalizada usando la técnica de la transformada integral de Fourier. De esta forma, la perturbación sobre la superficie fue calculada numéricamente.

En la solución dada por Lamb existen dos tipos de ondas: (i) ondas de cuerpo (propagadas en el interior del medio elástico -ondas P, longitudinales y ondas S, transversales), y (ii) ondas de superficie (propagadas a lo largo de la superficie del medio, en el caso del problema de Lamb, ondas de Rayleigh).

Las oscilaciones de una esfera elástica homogénea están clasificadas en dos tipos, a saber, la esferoidal y la torsional, esta última también llamada toroidal. La primera se manifiesta por un cambio en el volumen alrededor de la partícula en oscilaciones (dilatación/compresión). Por lo tanto, habrá también un cambio en la densidad y un efecto en el campo gravitatorio. Para la segunda, el

movimiento es tangencial a la superficie de la esfera produciéndose una torcedura o cizalle sin que haya un cambio de volumen asociado a la oscilación; por lo tanto, la gravedad no afecta a este tipo de oscilación (figura 7).

En general, un sistema oscilante, como el formado por una cuerda (modelo unidimensional) tiene una serie de frecuencias características expresadas como p_i ($i=1,2,3,\dots$), mientras que un sistema bidimensional, como el formado por una membrana de un tambor, tiene frecuencias características que pueden ser expresadas por un arreglo bidimensional $P_{n,i}$ ($n, i = 1, 2, 3, \dots$). Generalizando para el caso de una esfera elástica, donde un modelo simple de Tierra puede ser un ejemplo, las frecuencias características están dadas por un arreglo tridimensional $P_{n,m,i}$. Se supone que n y m son los parámetros de las funciones armónicas superficiales esféricas

$$P_n^m(\cos\theta) \frac{\cos}{\sin} m\phi \quad (31)$$

y pueden ser asociadas con los números de onda en las direcciones θ y ϕ (θ, ϕ son los ángulos colatitudinal y azimutal de las coordenadas esféricas, respectivamente). El índice i denota el orden de la oscilación en la coordenada radial.

Sin embargo, en una esfera elástica lateralmente

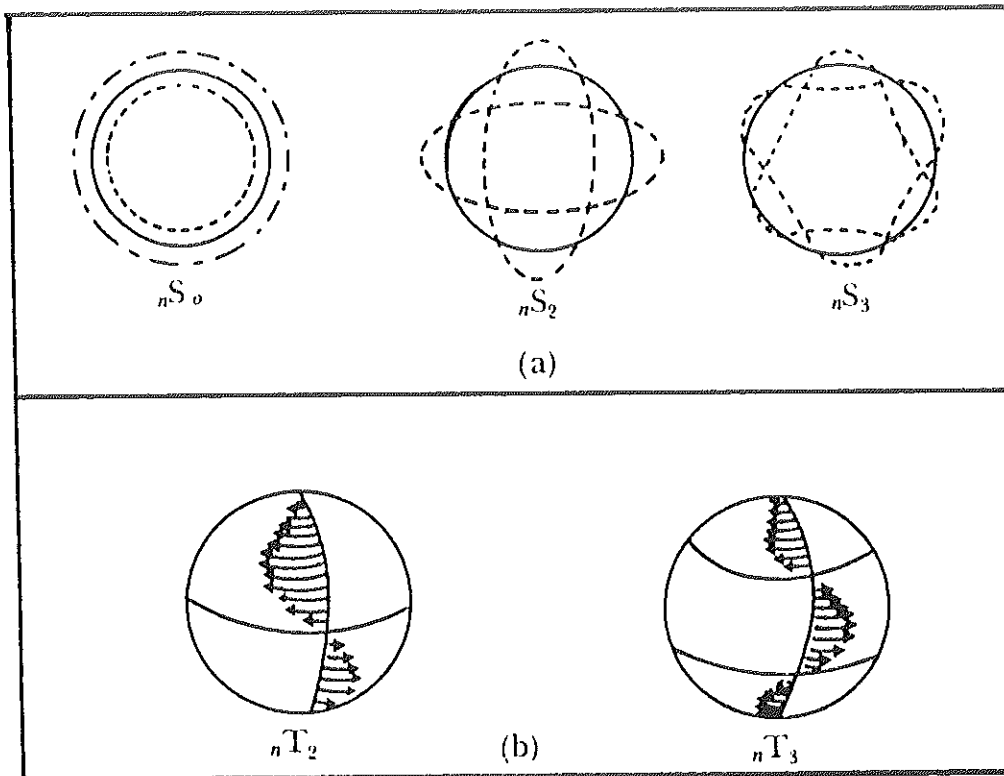


Figura 7. Modos propios de la Tierra. (a) Modos esferoidales: modos radiales nS_0 (puro movimiento radial), y dos modos esferoidales propiamente tales (P-SV); (b) Modos torsionales (SH). (Tomado de Jeffreys y Bullen, 1967).

homogénea y radialmente heterogénea, hay una degeneración que consiste en que las frecuencias características sólo están representadas por un arreglo bidimensional de índices $P_{n,i}$ ($n=0,1,\dots$, $i=1,2,\dots$). Esto se debe a que no hay diferencia esencial entre las dos coordenadas laterales (ellas 'degeneran' en una sola).

Desde un punto de vista matemático, la suposición de homogeneidad lateral implica que a las ecuaciones de la elastodinámica y de potencial gravitatorio en derivadas parciales se le aplica un desarrollo en funciones armónicas esféricas (transformada de Legendre), resultando que la homogeneidad lateral se describe a través de las funciones asociadas de Legendre

$$Y_n(\theta, \phi) = P_n^m(\cos\theta) \exp(im\phi) \quad (32)$$

siendo θ la latitud y ϕ la longitud.

De este modo, la ecuación en derivadas parciales se reduce a un sistema de ecuaciones diferenciales ordinarias en el argumento 'radio de la Tierra'. Las funciones características se reducen en el caso esferoidal a tres funciones que dependen de la profundidad (U, V, ψ). Para el caso toroidal, tenemos sólo una función que depende de la profundidad (W). En el cálculo posterior de los sismogramas, se componen dichas funciones utilizando

las transformadas inversas de Legendre y de Fourier.

La figura 8 muestra U y V para la oscilación esferoidal de una esfera uniforme. En esta figura la amplitud de U se normaliza a un valor de 1.0 en la superficie. Esta figura muestra que el desplazamiento decae generalmente a cero antes de llegar al centro de la esfera. Se denomina 'profundidad de desvanecimiento' a la profundidad donde el desplazamiento es casi nulo.

Si se fija el índice i , entonces la profundidad de desvanecimiento es más chica con el aumento de n , y si n se mantiene constante, la profundidad de desvanecimiento es más grande con el aumento de i .

Para el modo fundamental, $i=1$, la función característica toma una forma simple y la amplitud es máxima en la superficie. Esto significa que la concentración de energía ocurre cerca de la superficie. Entonces se puede suponer que las ondas de superficie serán representadas por la superposición de modos fundamentales.

Volviendo al problema de la generación de las ondas internas (P y S), éstas se propagan por el interior de la esfera hasta alcanzar algún punto de la superficie. Por otro lado, si se observa la figura 8, los modos más altos,

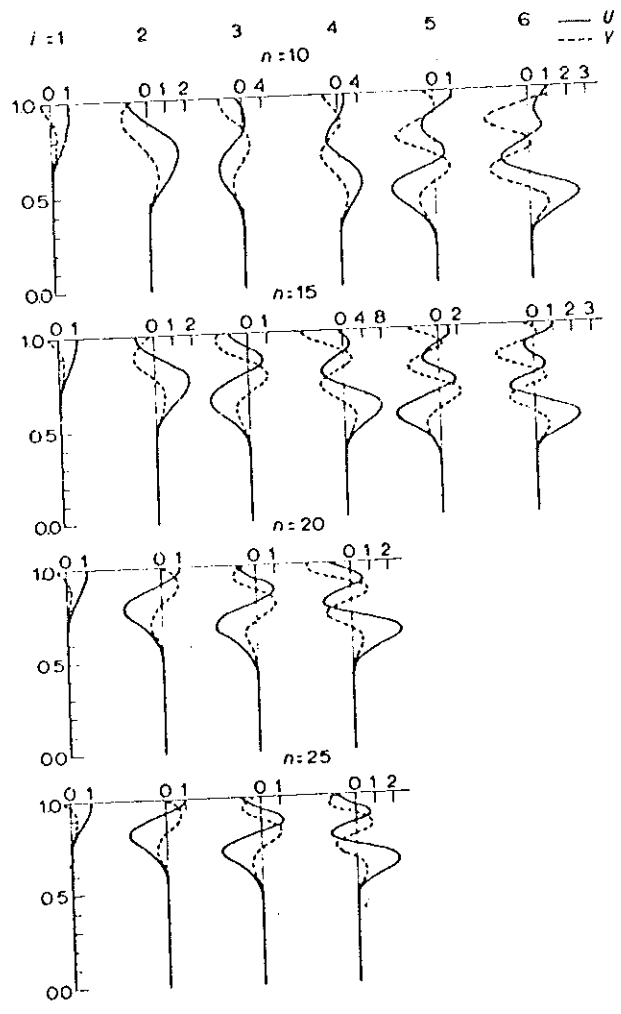


Figura 8. Distribución de amplitud del modo de oscilación esferoidal en una esfera elástica de material uniforme. U y V son las componentes radial y colatitudinal del desplazamiento, respectivamente. En esta figura, n es el grado de los armónicos esferoidales superficiales e i , es el orden de la oscilación en la dirección radial. (Tomado de Usami y Sato, 1972).

digamos $i=4$, tienen amplitudes máximas justo arriba de los puntos de desvanecimiento. De tal forma que en estos modos de oscilación, la mayor parte de la energía se concentra alrededor de estos puntos y no cerca de la superficie como ocurre con el modo de oscilación fundamental ($i=1$). Ya que la energía de las ondas internas es transmitida a través de la porción profunda de la Tierra, se supone que estas ondas resultan de la composición de los modos más altos.

2.7 Tsunamis

Un tsunami o maremoto consiste en un conjunto o tren de ondas de gravedad largas (longitud de onda mayor que la amplitud) en la cual la energía cinética debida al flujo en la columna del océano, se intercambia con la energía gravitatoria, debida al movimiento de las partículas de agua en el campo gravitacional de la Tierra (Okal, 1988).

La amplitud final de un maremoto al llegar a una costa es una combinación de dos factores: la amplitud que tenía el tsunami en mar abierto y la respuesta de la topografía de la costa. Dado un modelo adecuado de la batimetría de la costa, estos efectos pueden ser calculados usando técnicas numéricas como la de elementos o diferencias

finitas (Iida et al., 1983). Sin embargo, para predecir la amplitud final del tsunami, estos métodos requieren de un conocimiento de la amplitud de las ondas en mar profundo.

Investigaciones observacionales y computacionales, sugieren que la amplitud de la onda de tsunami puede incrementarse por un factor desde 2 hasta 20 (ver, por ejemplo, Hwang y Lin, 1970) debido al contacto con un medio más somero y a la resonancia.

La amplitud de un tsunami está generalmente relacionada linealmente al momento sísmico M_0 (Kanamori, 1972; Abe, 1973) y a características del comportamiento de las fuentes sísmicas a períodos largos. El momento sísmico es otra medida del 'tamaño' de un sismo y se usa alternativamente a la magnitud. En general, parece lógico que un maremoto se genere por un fallamiento con componente vertical (fallas normales o inversas) y no por uno que contenga puro movimiento horizontal. Por otro lado, la generación de maremotos está asociada con varios otros factores entre los que se encuentran, además del momento sísmico, la profundidad de la fuente, el espesor de la columna oceánica, el mecanismo de la fuente y el área de la ruptura (Okal, 1988).

Kanamori (1972) y Fukao (1979) han estudiado los

'temblores tsunami', cuyos tsunamis tienen amplitudes más grandes (típicamente por un factor de 5 hasta 10) que los que podrían predecirse basándose en las características del foco sísmico. Como ejemplos, se pueden incluir el temblor ocurrido en las Islas Kuriles el 20 de octubre de 1963, el del 10 de junio de 1975, en Nemuro-Oki, y el sismo del 19 de diciembre de 1982, en Tonga.

Existen dos teorías principales para describir la excitación y propagación de tsunamis. La primera es la teoría de la onda de gravedad que, en su forma más simple, considera el sistema formado por una capa oceánica incompresible de espesor H y densidad ρ sobre un semi-espacio rígido. La velocidad de fase de la onda, $c = [(g/k)\tan(kH)]^{\frac{1}{2}}$ es aproximada por $(gH)^{\frac{1}{2}}$ en el límite de longitud de onda larga $kH \ll 1$, donde k es el número de onda y g es 9.81 m/s^2 . La segunda es la teoría de modo normal, que fue introducida por Ward (1980). Esta teoría considera los tsunamis como oscilaciones libres de una Tierra gravitatoria cuya capa más externa es un océano de espesor H . Esta teoría incluye (i) la posibilidad de usar un modelo realista de la estructura de la Tierra bajo el océano, incluyendo una descripción adecuada de las capas sedimentarias; (ii) la posibilidad de estudiar la excitación con facilidad usando los coeficientes de excitación de los modos normales; y (iii) la integración

automática del movimiento de la interface agua-roca en el tiempo y sobre el piso oceánico. La teoría de modo normal funciona bien en períodos y longitudes de onda grandes las que predominan en las ondas de tsunami.

3. MATERIALES Y METODOS

En este trabajo de Tesis se estudian dos sismos. El primero ocurrió el 26 de diciembre de 1964 a las (hr:min:seg) 14:30:30.3 con magnitud 5.7. Este sismo se localizó en las coordenadas 51.89° de latitud norte y 156.73° de longitud este y tuvo una profundidad de 145 ± 4 km. El segundo sismo ocurrió el 28 de febrero de 1970 a las 10:52:31.3 con magnitud 6.0; se localizó en las coordenadas 52.59° de latitud norte y 175.04° de longitud oeste; y con una profundidad igual a 161 ± 3.7 km. Las determinaciones hipocentrales fueron tomadas del boletín del ISC (International Seismological Center).

La selección de estos dos eventos se realizó en base a su magnitud y profundidad. La magnitud debe estar entre 6 y 7 aproximadamente, para que se pueda registrar en toda la superficie de la Tierra pero sin que la traza sature los sismogramas; además, debe tener suficiente profundidad (digamos mayor que 100 km), para que las amplitudes del modo fundamental de las ondas superficiales no dominen en el sismograma.

3.1 Digitización de los Sismogramas Observados de Componente Horizontal (E-W)

El tipo de papel en que están fotocopiados los sismogramas observados es grueso y opaco. Esto dificulta su comparación con los sismogramas calculados. La digitización de los sismogramas observados permite compararlos directamente con los sintéticos en escalas iguales. La digitización se realizó en una máquina TEKTRONIX, en CICESE. Sin embargo, el paso de digitización utilizado debió ser variable debido a restricciones de la máquina, por lo mismo, la digitización se realizó por secciones. Después de un proceso, que involucra interpolación y juntar los archivos de digitización correspondientes a las secciones del sismograma digitizado, se fija un paso de muestreo constante. La coincidencia del paso de muestreo de los sismogramas observados y calculados, permite su mejor análisis y comparación. La programación para fijar el paso de muestreo en un valor constante (por interpolación) y aplicar correcciones (como por ejemplo el efecto helicoidal producido porque el papel donde se registran los sismogramas está enrollado en un tambor giratorio) a los archivos de digitización de los sismogramas observados fue escrita y probada por P. Lesage, J. Frez, J. Carlos y M. Murillo.

Ya que con la técnica de suma de modos normales se calculan sismogramas para la componente SH del movimiento, entonces las estaciones que registran los sismogramas que se usan como datos deben tener las siguientes características:

i) La estación debe registrar sólo el movimiento SH. Esto se cumple si el registro es horizontal (E-W o N-S).

ii) Por lo tanto, las coordenadas de la estación registradora deben coincidir aproximadamente en latitud o en longitud con las coordenadas del sismo. En el primer caso, la componente N-S registra el movimiento SH y, en el segundo caso, la componente E-W es la que lo registra.

iii) La distancia entre el epicentro del sismo y la estación registradora debe estar en el rango de 30° a 90° aproximadamente (un grado es igual a 111 km). Para distancias menores de 30° , el efecto de la heterogeneidad lateral es demasiado importante; por lo tanto, el modelo estructural usado en el cálculo juega un papel demasiado crítico. Para distancias mayores de 90° , comienzan a importar los efectos de las ondas que llegan por ambos lados a la estación receptora lo que es difícil de modelar.

Considerando los anteriores puntos, además de la

calidad de los sismogramas existentes, se seleccionaron sismogramas de las estaciones HNR y PMG, en la componente E-W, para el sismo de 1964 y de las estaciones ADE, AFI, STU y VAL, también en su componente E-W, para el sismo de 1970.

En las figuras 9 y 10 se muestra parte de cada sismograma observado correspondiente a cada una de las seis estaciones descritas en las tablas 1 y 2.

3.2 Sismogramas Observados de Componente Vertical

Para el sismo de 1964 se seleccionaron sismogramas de nueve estaciones (tablas 3 y 4) en la componente vertical. Para el sismo de 1970 se seleccionaron sismogramas de catorce estaciones (tablas 5 y 6) en la componente vertical. Los sismogramas observados provienen de la WWSSN. Estos no fueron digitizados; por lo tanto, las figuras 11 a la 18 muestran las trazas copiadas directamente de los sismogramas originales.

Tabla I. Código, nombre, país donde se ubica, distancia epicentral (Δ) y azimut de seis estaciones registradoras de las cuales se tienen sismogramas de componente horizontal (E-W). La distancia epicentral se expresa en grados (un grado es igual a 111 km). El azimut se expresa en grados.

CODIGO	NOMBRE	PAIS	TEMBLOR	Δ	AZIMUT
HNR	Honiara	Islas Solomon	1964	61.13	176.38
PMG	Port Moresby Papua	Nueva Guinea	1964	61.61	190.75
ADE	Adelaide (Mount Bonythan)	Australia	1970	96.06	216.63
AFI	Afiamalu	Islas Samoa	1970	66.28	176.54
STU	Stuttgart	República Federal Alemana	1970	66.95	357.09
VAL	Valencia	Irlanda	1970	75.07	9.68

Tabla II. Coordenadas de las estaciones de componente horizontal (E-W), usadas en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964 y el del 28 de febrero de 1970. La latitud y longitud se expresan en grados, minutos y segundos; las letras mayúsculas 'N', 'S', 'E' y 'W' significan norte, sur, este y oeste, respectivamente.

ESTACION	LATITUD	LONGITUD	TEMBLOR
HNR	9 25 53.9 S	159 56 47.6 E	1964
PMG	9 24 33.0 S	147 9 14.0 E	1964
ADE	34 58 1.0 S	138 42 32.0 E	1970
AFI	13 54 33.6 S	171 46 38.1 W	1970
STU	48 46 15.0 N	9 16 36.0 E	1970
VAL	51 56 0.0 N	10 15 0.0 W	1970

Tabla III. Código, nombre, país donde se ubica, distancia epicentral (Δ) y azimut de las estaciones registradoras de las cuales se tienen sismogramas de componente vertical. Estos sismogramas se usan en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964. El azimut se expresa en grados. La distancia epicentral se expresa en grados.

CODIGO	NOMBRE	PAIS	Δ	AZIMUT
COL	College Outpost	Alaska, USA	30.72	43.96
BAG	Baguio City	Filipinas	45.52	232.52
SHL	Shillong	India	54.92	267.53
NHA	Nha Trang	Vietnam	54.96	241.72
BOZ	Bozeman	USA (Montana)	56.88	56.92
HNR	Honiara	Islas Solomon	61.13	176.38
NDI	Nueva Delhi	India	61.72	281.16
QUE	Quetta	Pakistan	66.75	289.55
ALQ	Albuquerque	USA (N. México)	67.23	62.21

Tabla IV. Coordenadas de las estaciones de componente vertical, usadas en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964; polaridad de la onda P (POL), observada en los sismogramas de componente vertical; y ángulo de salida en la fuente sísmica (I_h), medido con respecto a la vertical. La latitud y longitud se expresan en grados, minutos y segundos. I_h se expresa en grados. El signo '+' indica una compresión (en el sismograma observado el pulso es hacia arriba) y el signo '-' indica una dilatación (en el sismograma observado el pulso es hacia abajo).

ESTACION	LATITUD	LONGITUD	POL	I_h
COL	64 54 00.0 N	147 47 36.0 W	+	42
BAG	16 24 39.0 N	120 34 47.0 E	-	36
SHL	25 34 00.0 N	091 53 00.0 E	-	33
NHA	12 12 36.0 N	109 12 42.0 E	-	33
BOZ	45 36 00.0 N	111 38 00.0 W	+	32
HNR	09 25 53.9 S	159 56 47.6 E	+	30
NDI	28 41 00.0 N	077 13 00.0 E	-	30
QUE	30 11 18.0 N	066 57 00.0 E	-	29
ALQ	34 56 33.0 N	106 27 27.0 W	+	28

Tabla V. Código, nombre, país donde se ubica, distancia epicentral (Δ) y azimut de las estaciones registradoras de las cuales se tienen sismogramas de componente vertical. Estos sismogramas se usan en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970. El azimut se expresa en grados. La distancia epicentral se expresa en grados.

CODIGO	NOMBRE	PAIS	Δ	AZIMUT
AFI	Afiamalu	Islas Samoa	66.28	176.54
COP	Copenhagen	Reino Unido	71.92	355.56
ESK	Eskdalemuir	Reino Unido	72.25	4.89
VAL	Valencia	Irlanda	75.07	9.68
STU	Stuttgart	Republica Federal Alemana	78.95	357.09
CTA	Charters Towers	Australia	79.81	216.67
PTO	Porto (Cerro de Pila)	Portugal	85.91	10.23
ATU	Athens University	Grecia	88.34	345.27
DUG	Dugway	USA (Utah)	43.36	80.83
GDH	Godhavn	Groenlandia	51.19	22.95
GUA	Guam (Santa Rosa)	Islas Marianas (Guam)	50.32	234.40
SJG	San Juan	Puerto Rico	86.73	64.33
TUC	Tucson	USA (Arizona)	49.77	87.51
WES	Weston	USA (Massachusetts)	64.85	52.67

Tabla VI. Coordenadas de las estaciones de componente vertical, usadas en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970; polaridad de la onda P (POL), observada en los sismogramas de componente vertical; y ángulo de salida en la fuente sísmica (I_h), medido con respecto a la vertical. La latitud y longitud se expresan en grados, minutos y segundos. I_h se expresa en grados. El signo '+' indica una compresión (en el sismograma observado el pulso es hacia arriba) y el signo '-' indica una dilatación (en el sismograma observado el pulso es hacia abajo).

ESTACION	LATITUD			LONGITUD			POL	I_h
DUG	40	11	42.0 N	112	48	48.0 W	+	37
TUC	32	18	35.0 N	110	46	56.0 W	+	35
GDH	69	15	00.0 N	053	32	00.0 W	-	34
ESK	55	19	00.0 N	3	12	18.0 W	-	27
VAL	51	56	00.0 N	010	15	00.0 W	-	26
STU	48	46	15.0 N	009	16	36.0 E	-	25
CTA	20	05	18.0 S	146	15	16.0 E	-	24
PTO	41	08	19.0 N	008	36	08.0 W	-	22
COP	55	41	00.0 N	012	26	00.0 E	-	27
AFI	13	54	33.6 S	171	46	38.1 W	-	29
SJG	18	06	42.0 N	066	09	00.0 W	-	22
ATU	37	58	20.0 N	23	43	00.0 E	-	21
GUA	13	32	18.0 N	144	54	42.0 E	-	35
WES	42	23	04.9 N	71	19	19.5 W	-	30

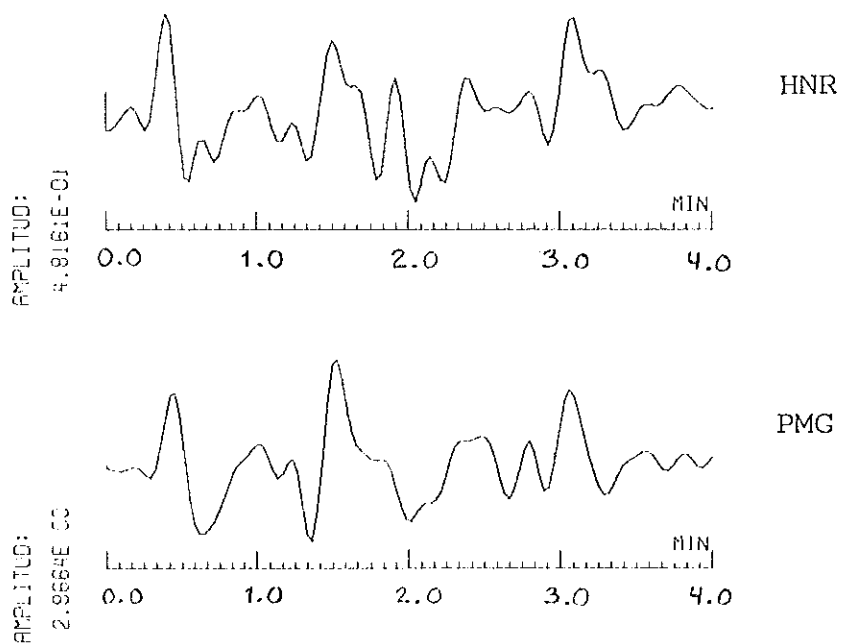


Figura 9. Sismogramas observados de componente E-W que registran aproximadamente el movimiento SH y que son utilizados en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964. La parte que aquí aparece corresponde a la de los primeros arribos de ondas internas. Las amplitudes (en cm.) corresponden al valor máximo. Las estaciones pertenecen a la WWSSN.

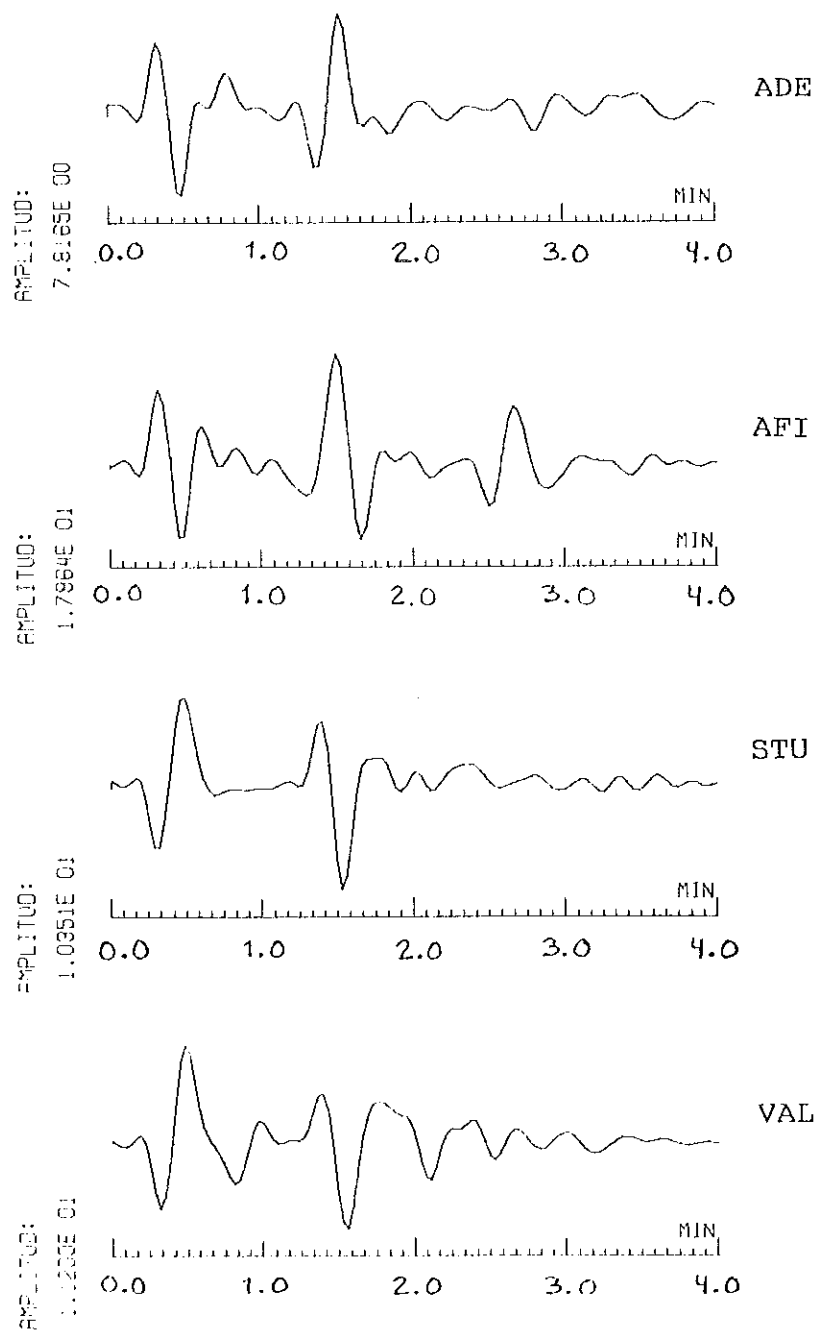


Figura 10. Sismogramas observados de componente E-W que registran aproximadamente el movimiento SH y que son utilizados en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970. La parte que aquí aparece corresponde a la de los primeros arribos de ondas internas. Las amplitudes (en cm.) corresponden al valor máximo. Las estaciones pertenecen a la WWSSN.

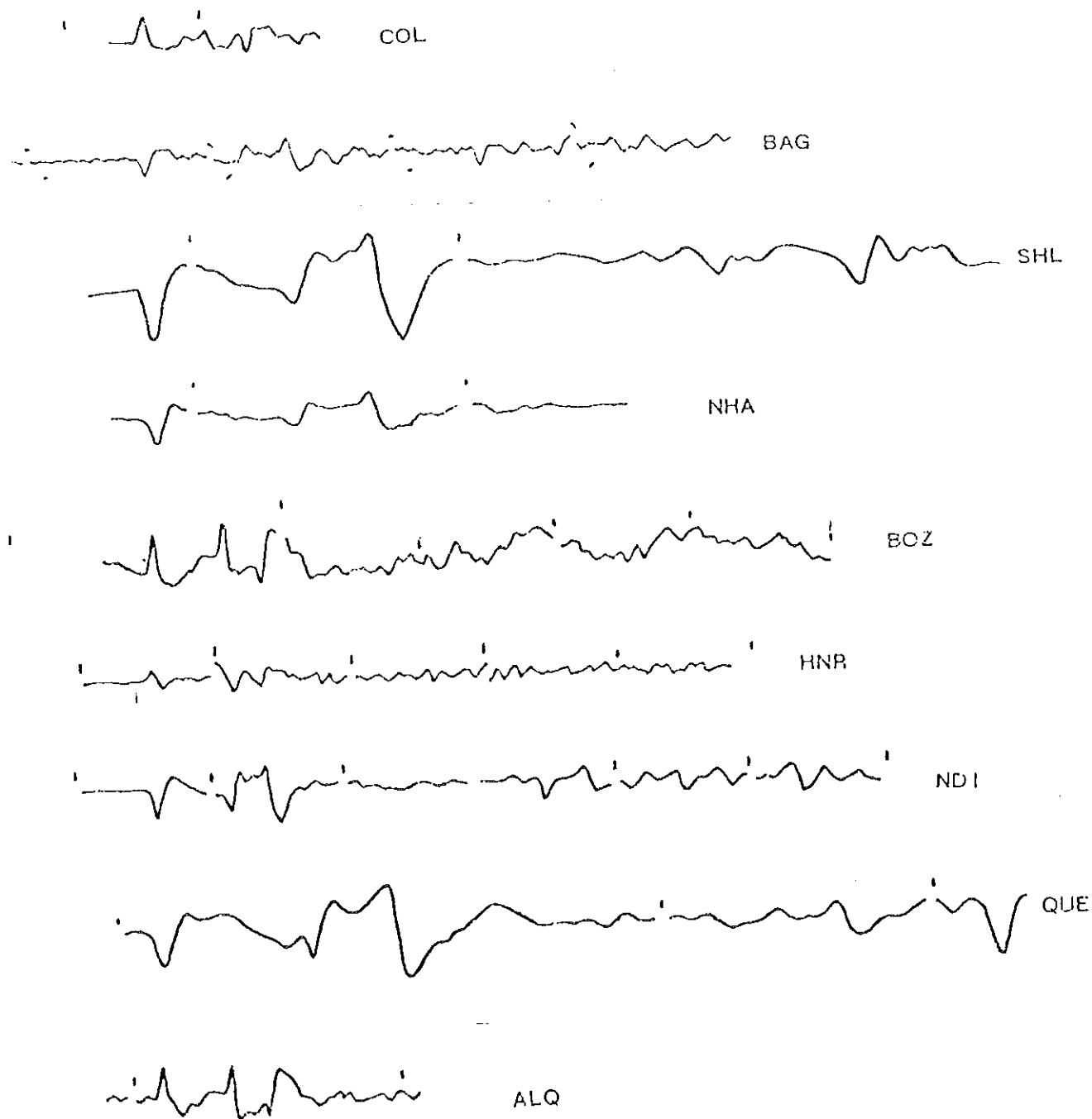


Figura 11. Sismogramas observados componente vertical usados en el ajuste del mecanismo focal del sismo del 26 de diciembre de 1964.

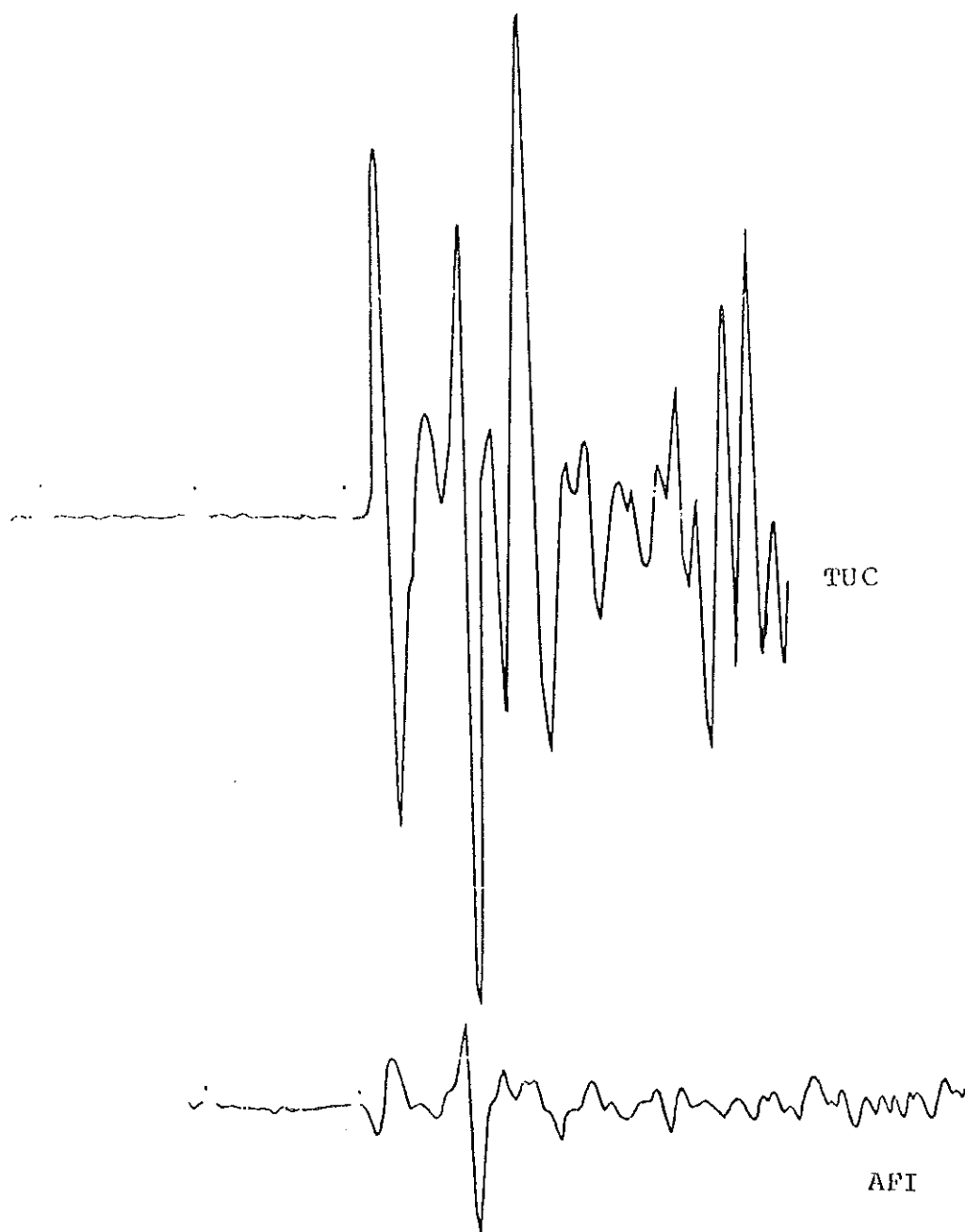


Figura 12. Sismogramas observados componente vertical usados en el ajuste del mecanismo focal del sismo del 28 de febrero de 1970.

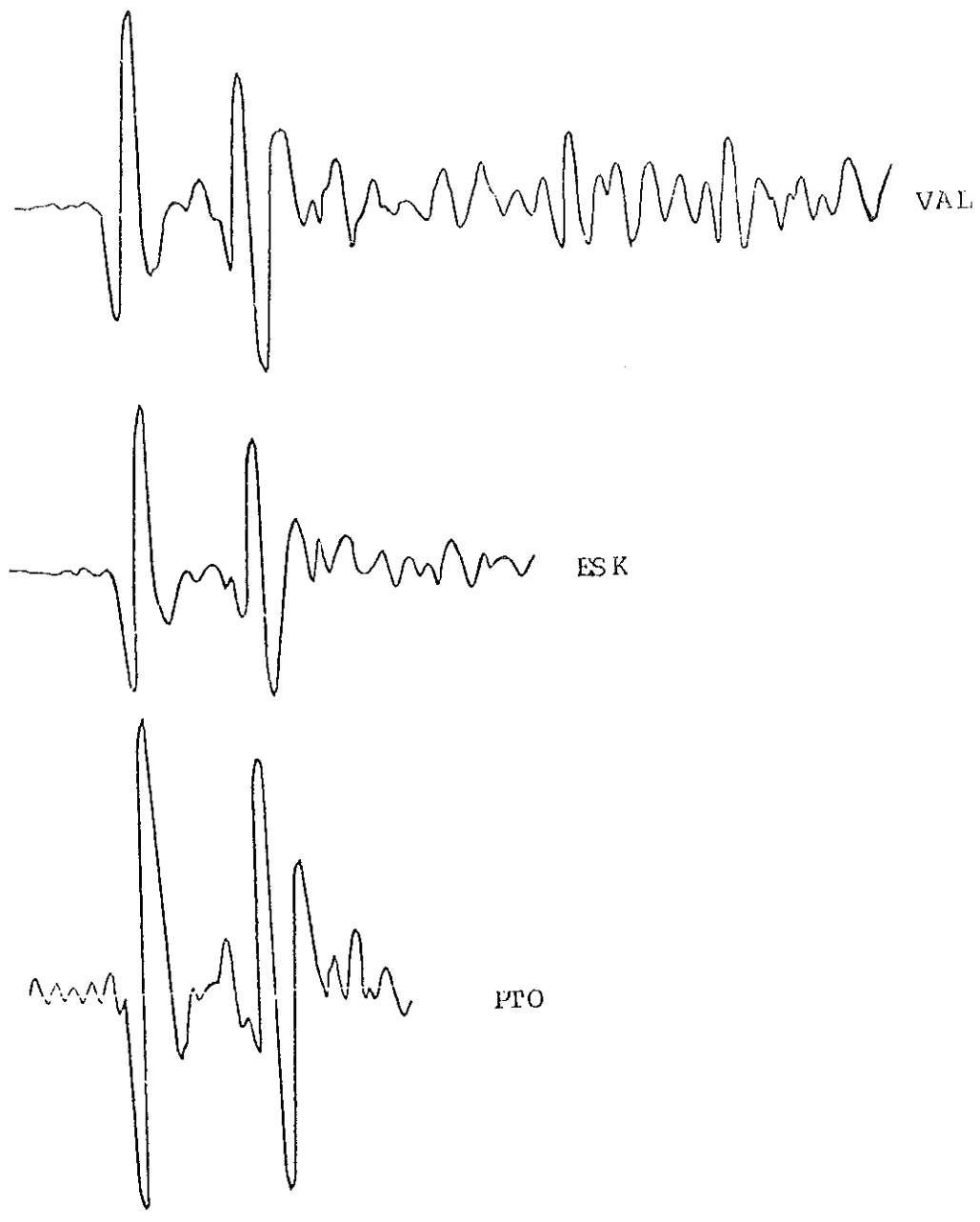


Figura 13. Idem figura 12.

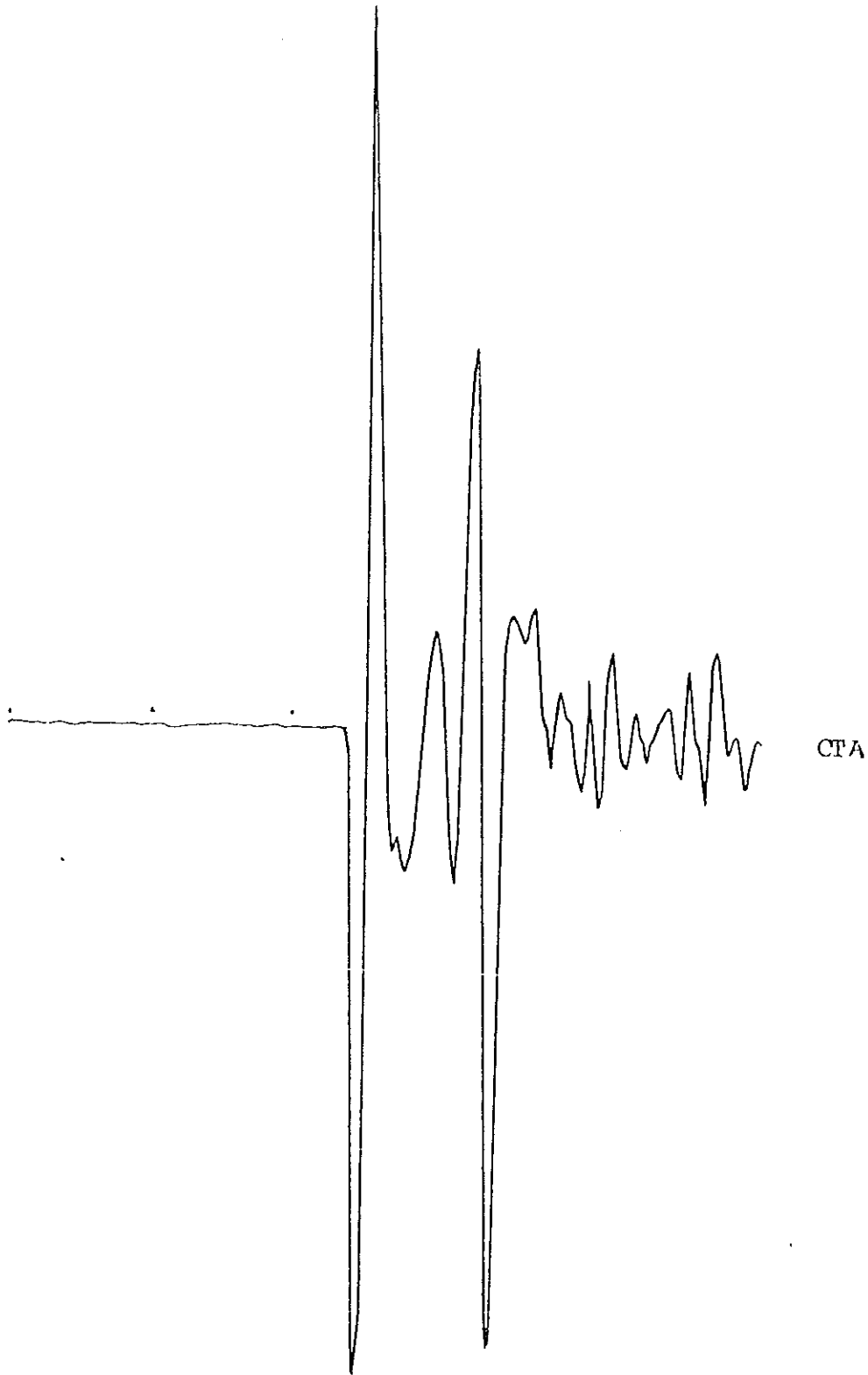


Figura 14. Idem figura 12.

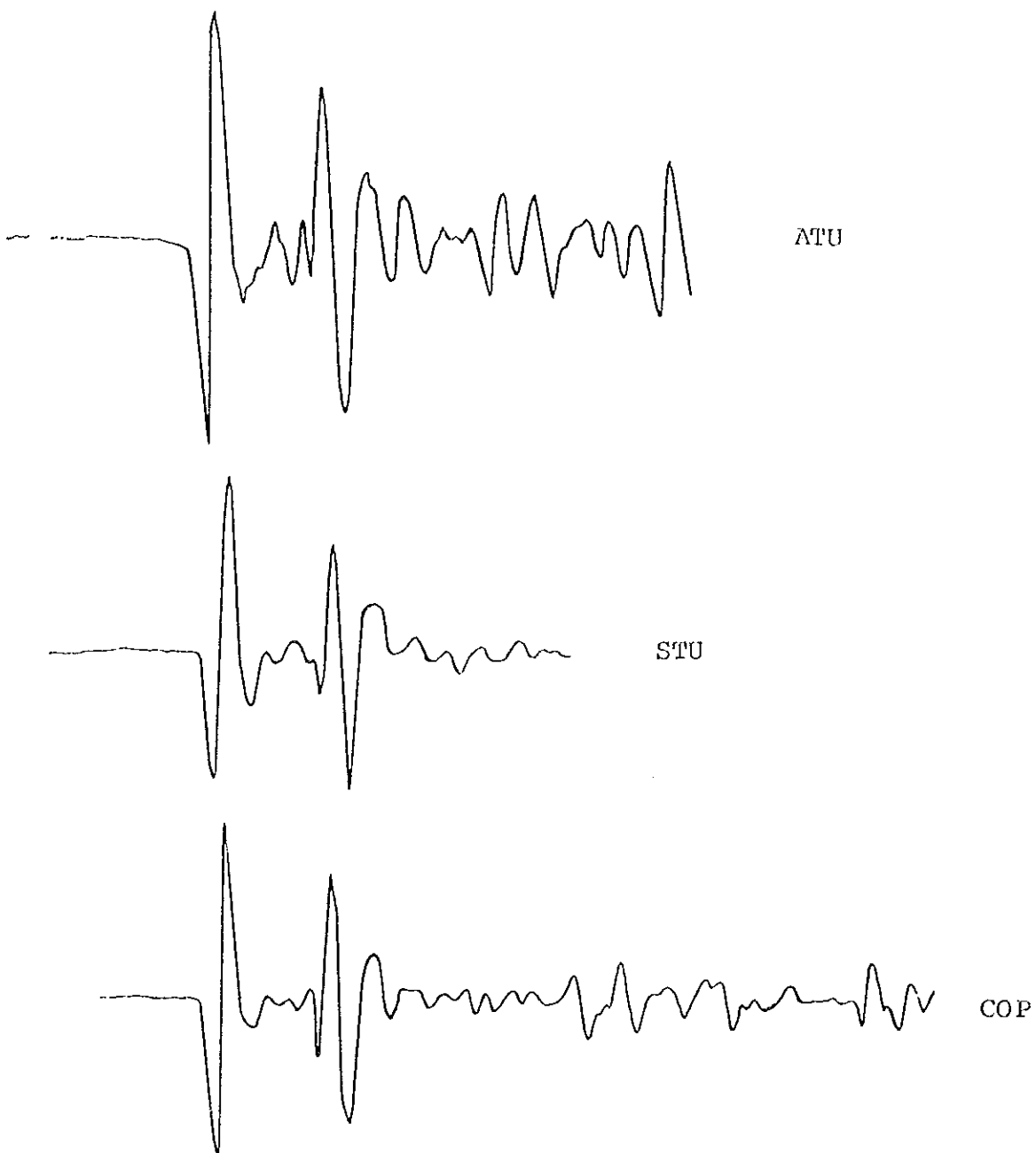


Figura 15. Idem figura 12.

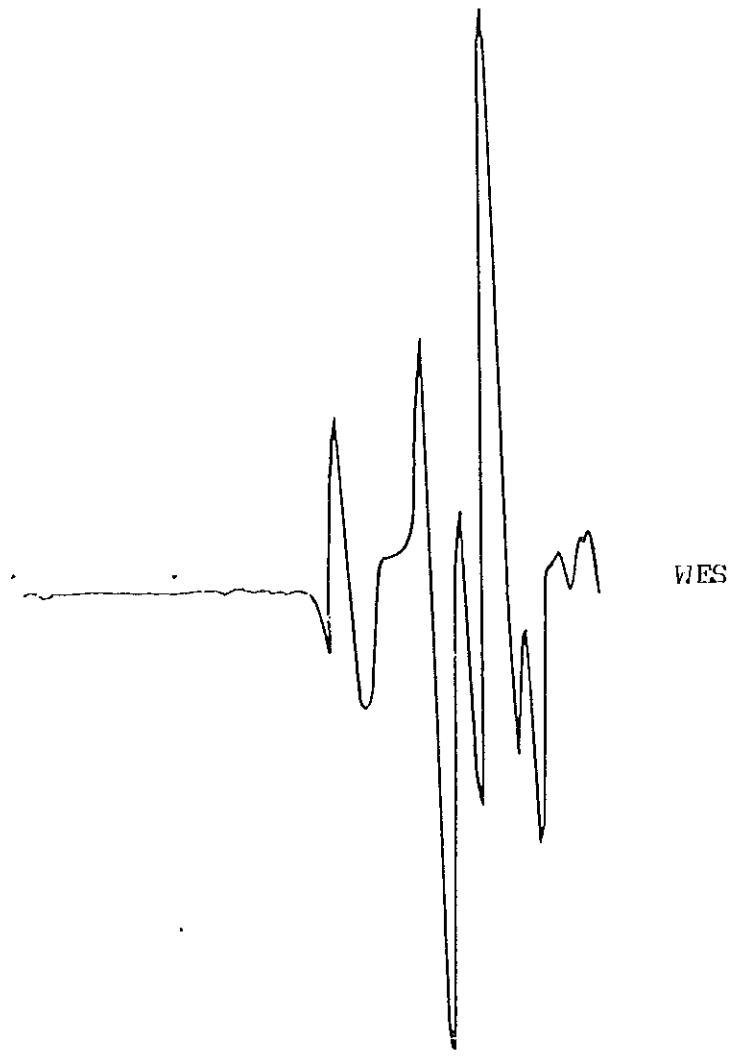


Figura 16. Idem figura 12.

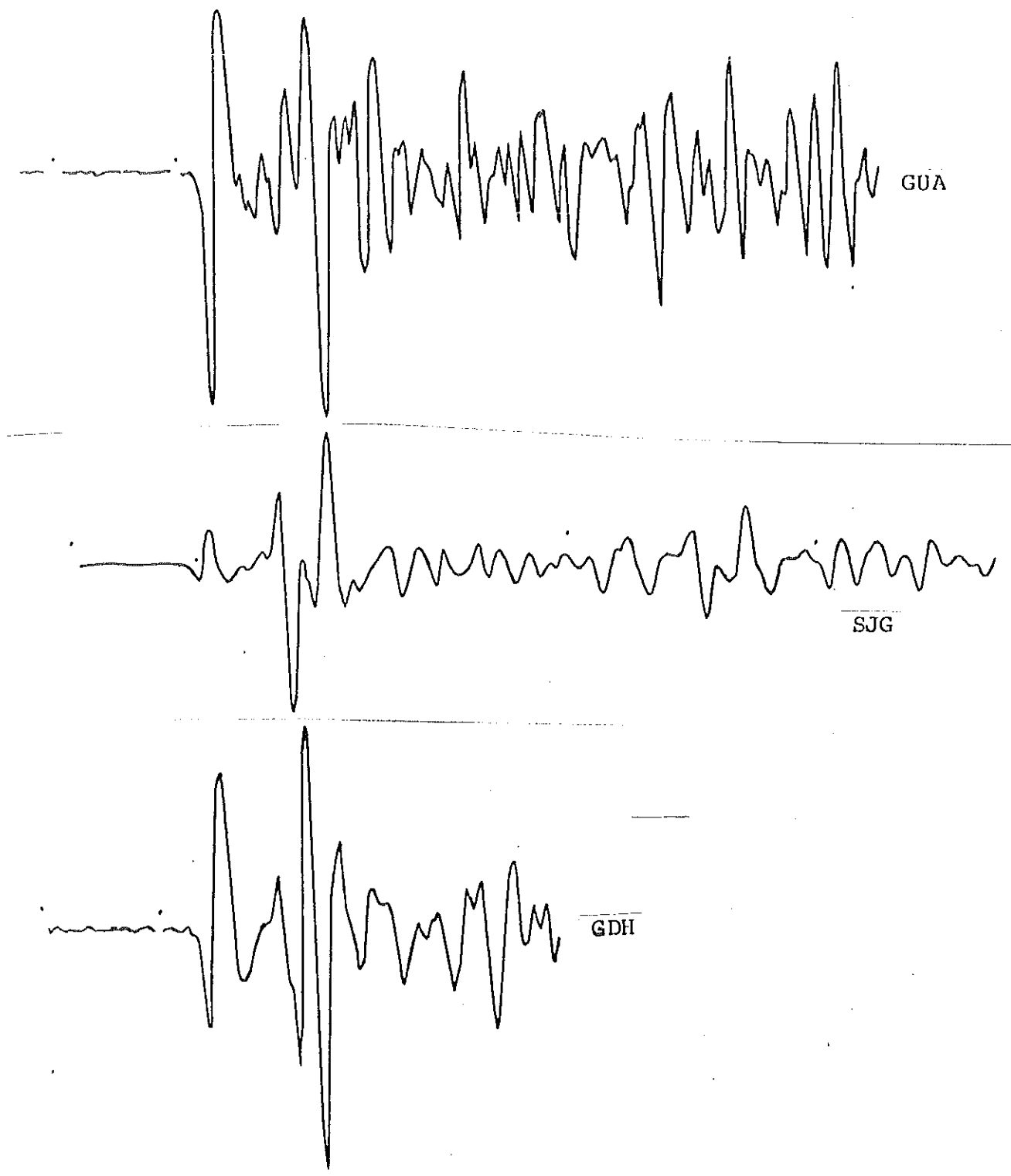


Figura 17. Idem figura 12.

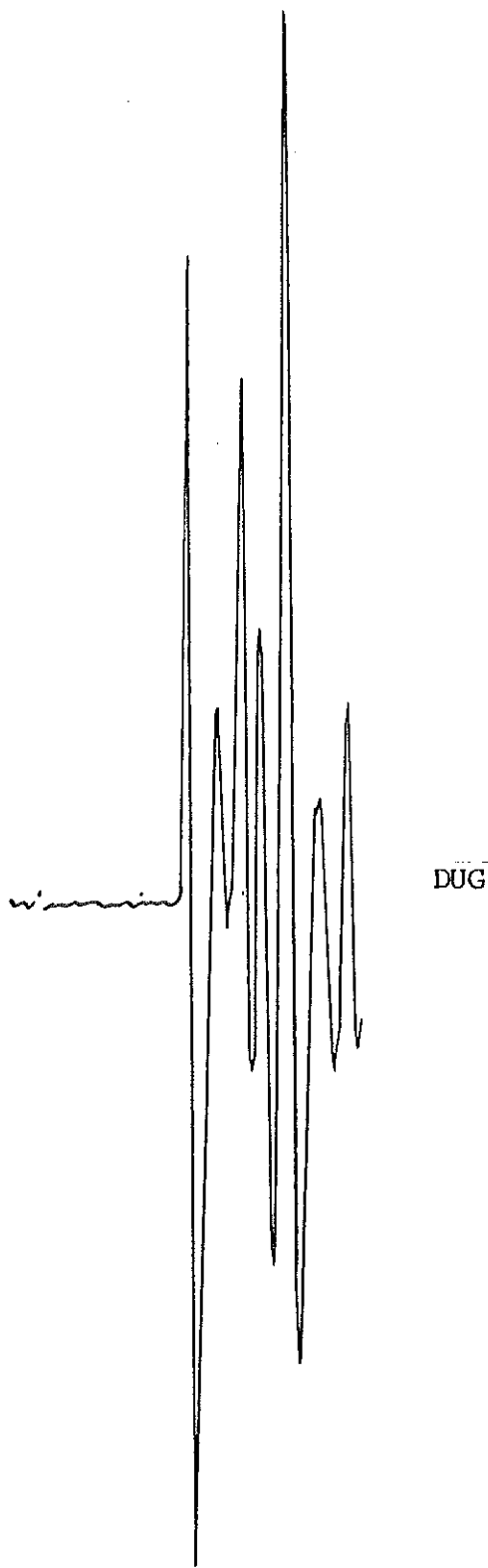


Figura 18. Idem figura 12.

3.3 Aspectos del Cálculo de Sismogramas Sintéticos

Hay muchas formas de encontrar soluciones a la ecuación de onda. Para algunos de los problemas más elementales, como el de la cuerda vibrante, se puede encontrar una solución explícita que satisfaga las condiciones iniciales y de fronteras. Sin embargo, no es posible en la mayoría de las veces encontrar una solución a través de expresiones matemáticas explícitas. La alternativa es resolver las ecuaciones por medio de métodos numéricos. En este sentido, hay dos tipos de soluciones a la ecuación de onda que son de particular importancia. El primero corresponde a una aproximación que produce la ecuación eikonal cuya solución se puede obtener en términos de rayos. Ello involucra una aproximación para frecuencias altas. El otro tipo es un desarrollo en modos normales. En ambos casos, la solución se expresa como una superposición o suma. Para el caso de suma de modos, se obtiene el sismograma completo. Para el caso de suma de rayos, se requiere sumar un número muy alto de rayos lo cual resulta muy complicado. En resumen, para pocas fases se pueden usar rayos y para el caso en que se quiera un sismograma más completo, es más fácil usar modos. Sin embargo, en principio, ambos métodos se pueden comparar y complementar. En esta Tesis, se aplican ambos métodos para

el caso de un modelo de Tierra isotrópico, anelástico, lateralmente homogéneo y radialmente heterogéneo perturbado por dos tipos de fuentes. Primero, se utiliza una fuente impulsiva y, luego, una fuente finita en tiempo y espacio.

Muchos de los problemas teóricos encontrados en sismología no permiten soluciones compactas, en términos de rayos geométricos. Esto se debe a efectos complicados en la propagación de las ondas. Por ejemplo, efectos muy complicados de interferencia a partir de reflexiones y refracciones en las interfaces y a efectos de conversión de las ondas P a SV y SV a P. También es necesario considerar los fenómenos de difracción que, particularmente a frecuencias bajas, no son descritos por las aproximaciones geométricas de rayos. En este sentido, el cálculo de sismogramas por sumatoria de modos normales tiene ventaja ya que entrega (para el tipo de modelo estructural ya especificado) los sismogramas completos incluyendo la contribución que no se puede obtener por teorías simples de rayos. Su desventaja es que el cálculo es caro y es difícil identificar los arribos que aparecen en los sismogramas sintéticos. Por otro lado, en los sismogramas construídos por la contribución de unos pocos rayos, se puede identificar claramente a éstos y su cálculo ocupa un tiempo y espacio mucho menor de máquina.

Desde un punto de vista matemático, modos normales son funciones-base en términos de las cuales se pueden desarrollar ciertas funciones, en este caso, los sismogramas, las funciones de excitación sísmica y las funciones de Green. Estas funciones-base resultan de resolver un problema de valores característicos de el operador diferencial de la teoría elastodinámica. Para el caso de vibraciones, los valores característicos corresponden a las frecuencias propias (libres o normales) de la oscilación. En un medio de transmisión parcialmente finito, el campo que aparece atrapado (guiado, 'amarrado') por las capas más superficiales se puede desarrollar en términos de un espectro discreto, mientras que la energía que fluye hacia el infinito corresponde al espectro continuo. Supongamos una estructura en forma de un medio semi-infinito. En términos de ondas, el espectro discreto corresponde al campo que por refracción crítica, puntos de retorno o reflexiones vuelve una y otra vez a la superficie. Mirado de esta forma, corresponde al flujo de energía que se transmite paralelamente a la superficie libre. Por otro lado, el espectro continuo corresponde a la energía que viaja hacia el infinito y no regresa. Como, en promedio, la estructura de la Tierra tiene velocidades que aumentan con la profundidad (aún tomando en cuenta la existencia de capas de baja velocidad), la inclusión del espectro discreto, o sea, de los modos normales, puede,

poco a poco, incluir la mayor parte del sismograma. Para el caso de un modelo de Tierra esférica con una atenuación pequeña (que se toma como perturbación), los modos normales forman una serie de funciones en que se desarrolla todo el sismograma.

La componente azimutal del desplazamiento debido a las oscilaciones torsionales (ondas SH) en una esfera radialmente heterogénea, para una dependencia en el tiempo de la fuente y un fallamiento de cizalle está dada por (Kausel y Schwab, 1973)

$$\begin{aligned}
 U_{n,l}(t) = & \sum_{n,s} \{ [(2s+1)/[4\pi s(s+1)]] \\
 & \cdot (\omega_{n,l}^2 I)^{-1} \} \\
 & \cdot \{ Y_2(a-h)/[\mu(a-h)] (d/d\theta) [P_1^1(\cos\theta)] \\
 & \cdot (d_1 \sin\phi + d_2 \cos\phi) \\
 & + Y_1(a-h)/(a-h) (d/d\theta) [P_1^2(\cos\theta)] \\
 & \cdot [d_3 \sin(2\phi) + d_4 \cos(2\phi)] \} \cos(\omega_{n,l}^2 t)
 \end{aligned}
 \tag{33}$$

donde

$$\begin{aligned}
 I &= \int_0^a \rho(r) r^2 Y_1^2(r) dr \\
 d_1 &= \cos\lambda \cos\delta \\
 d_2 &= -\sin\lambda \cos(2\delta) \\
 d_3 &= \frac{1}{2} \sin\lambda \sin(2\delta) \\
 d_4 &= \cos\lambda \sin\delta
 \end{aligned}
 \tag{34}$$

y los parámetros de la geometría de la fuente están definidos en la figura 19.

Se supone que el epicentro está en el polo de la esfera, es decir $\theta=0$, usando coordenadas esféricas (r, θ, ϕ) ; a es el radio de la esfera; h es la profundidad del foco; ω es la frecuencia angular; μ es la rigidez; ρ es la densidad; y Y_1 y Y_2 son los factores radiales del desplazamiento y del esfuerzo, respectivamente.

En la figura 20 se presentan sismogramas sintéticos para distancias de $\theta=15, 30, 60, 90, 120, 150$ y 165 grados. La notación ${}_6T_{60}$ indica que se sumaron los primeros seis modos y se corrió el índice n desde 1 hasta 60, ${}_1T_{60}$ para el modo fundamental ($i=1$). En la figura 21 se muestran las notaciones para las ondas internas marcadas con una flecha en la figura 20.

La figura 22 muestra los sismogramas sintéticos de la figura 20 sin la contribución del modo fundamental. En esta figura se ven más claras las ondas internas que en la figura 20. La diferencia entre ${}_1T_{60}$ y ${}_6T_{60}$ es pequeña para las ondas superficiales, en este caso ondas Love denotadas por G_n , mientras que la principal diferencia entre las dos curvas se nota en las ondas internas. Este hecho indica,

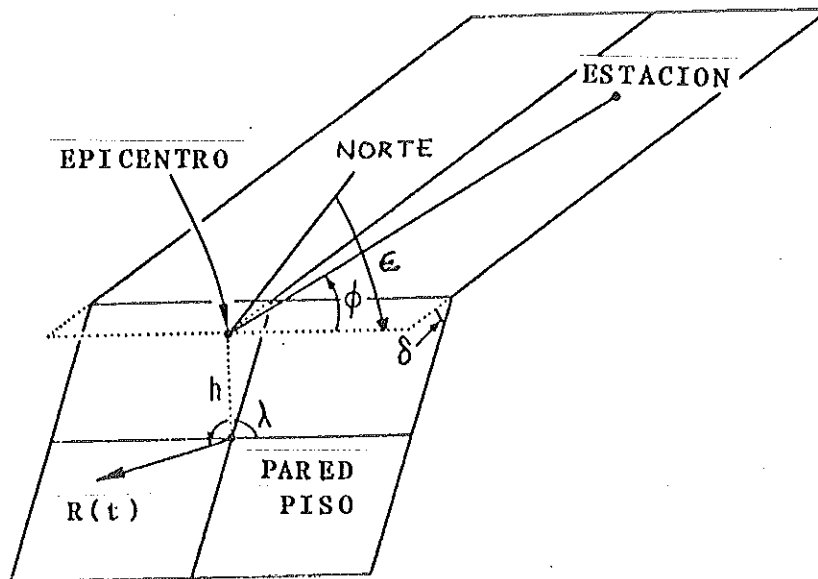


Figura 19. Convenciones para medir los ángulos y parámetros que definen la geometría del mecanismo de foco sísmico, y que se usan en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de modos normales. $R(t)$ es el vector unitario del desplazamiento de la pared techo con respecto a la pared piso; δ , es el echado; λ , es el ángulo que hace $R(t)$ con respecto a la dirección de rumbo; ϕ , es el ángulo entre la línea de rumbo y la línea que une el epicentro con la estación registradora; h es la profundidad del temblor; y ϵ , es el azimut de la falla.

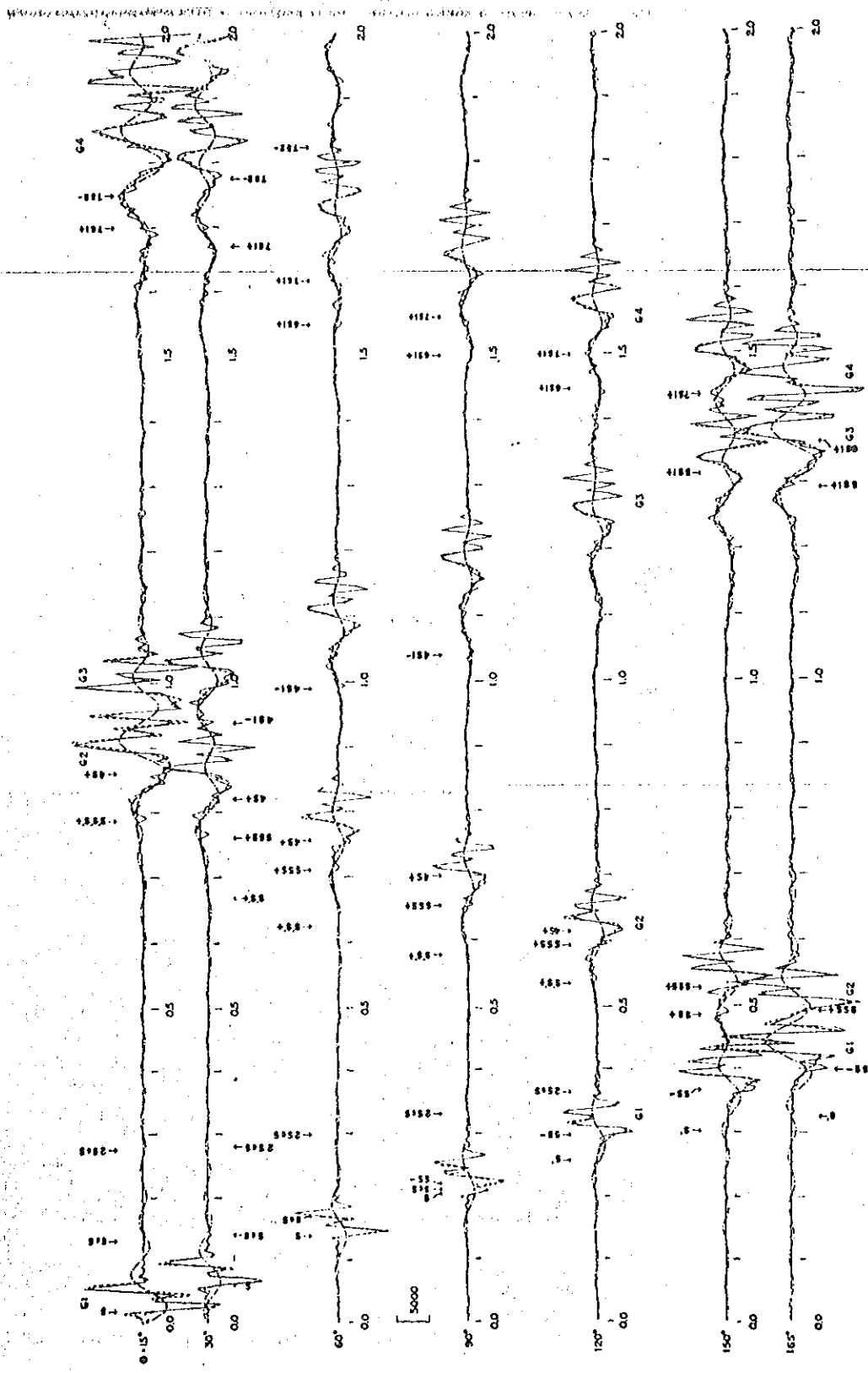


Figura 20. Sismogramas teóricos (SH) del desplazamiento, calculados a varias distancias epicentrales ($\theta=15, 30, 90, 120, 150$ y 165 grados), debidos a un esfuerzo torsional localizado alrededor del polo. Las flechas muestran el tiempo de arriba calculado de varias fases usando teoría de óptica geométrica. Las líneas sólidas denotan T_{ω} , las líneas entrecortadas T_{ω_0} y las líneas de cadenas T_{10} . La notación T_x indica el modo de oscilación mas alto que se incluye en la construcción del sismograma. (Tomado de Sato et al, 1963).

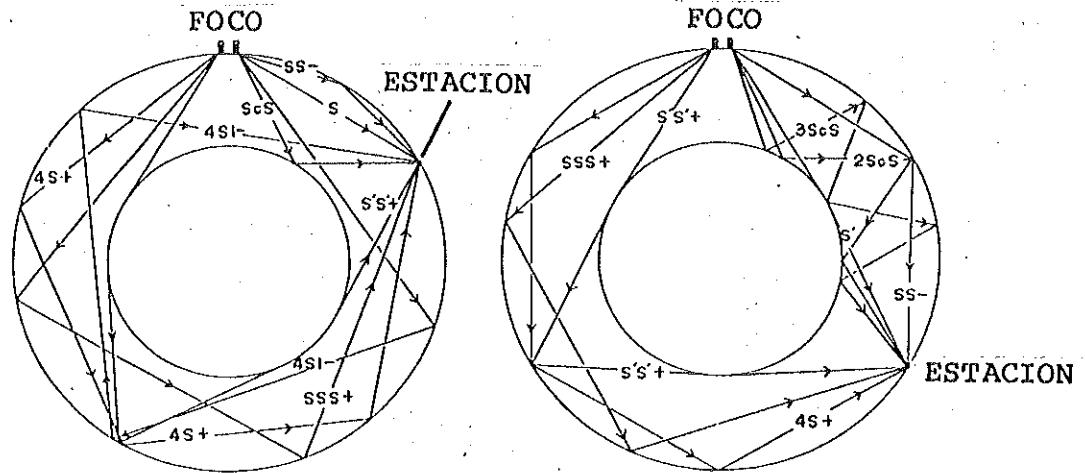


Figura 21. Ejemplos de recorridos de rayos y las notaciones usadas para las ondas marcadas en la figura 20. La notación $nSm\pm$ denota una onda S que se reflejó $(n-1)$ veces en la superficie y que arribó en un punto de la superficie de la esfera a una distancia epicentral $\theta+2m\pi$ para $nSm-$ y $-\theta+2(m+1)\pi$ para $nSm+$, después de viajar a través del arco mayor (signo +) o menor (signo -). El modelo consiste en una esfera hueca homogénea. (Tomado de Sato et al, 1963).

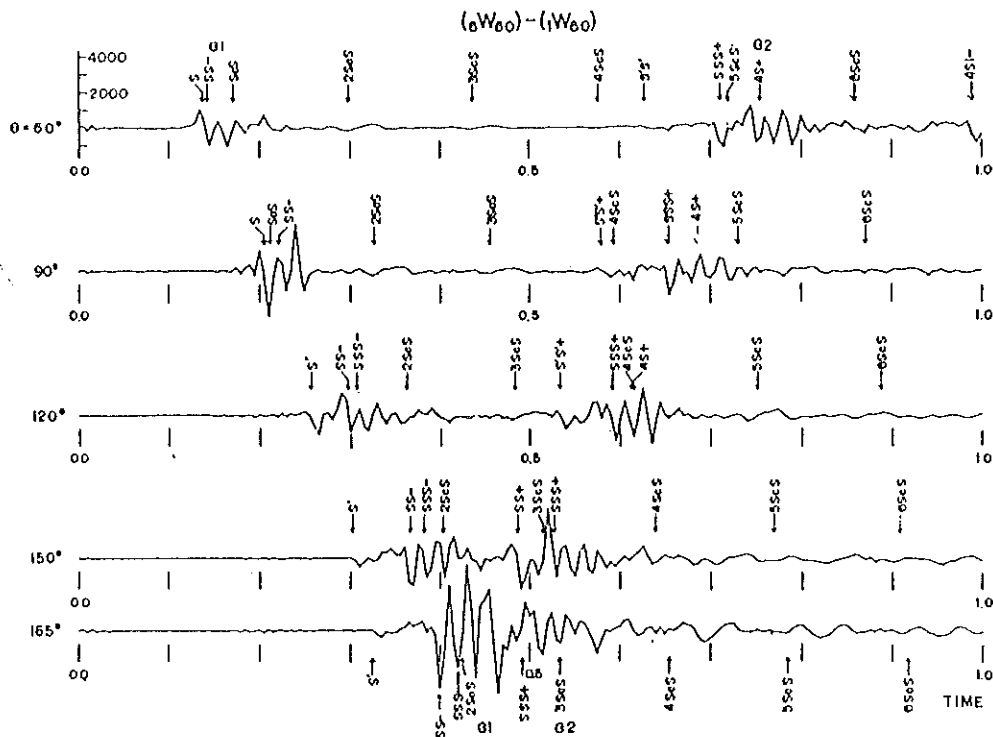


Figura 22. Sismogramas de desplazamientos en que no se toma en cuenta la contribución del modo fundamental, es decir, $eT_{60} - iT_{60}$. Los arribos de las ondas internas aparecen más claras que en la figura 20. (Tomado de Sato et al, 1963).

una vez más, que las ondas superficiales resultan de la contribución del modo radial fundamental, y las ondas de cuerpo de la contribución de los modos radiales altos.

Hasta la década de los 50's, el análisis de las ondas sísmicas estaba restringido al uso de los tiempo de arribo de ondas internas. La amplitud y el período de las ondas, y las formas de onda no eran frecuentemente utilizados. En los estudios más recientes, se supone un mecanismo de fuente y una estructura realista con los que se calculan sismogramas teóricos que se pueden comparar con los observados. De este modo, se verifica la validez de las suposiciones hechas, en otras palabras de los modelos de fuente sísmica y del medio de propagación (estructura de la Tierra). Enseguida, los modelos pueden ser modificados, hasta producir una coincidencia óptima entre los valores teóricos y los observados.

El ajuste de sismogramas teóricos y observados en un trabajo de simulación numérica, como hemos visto, puede realizarse para modelos unidimensionales de la estructura de la Tierra y modelos simples de fuentes sísmicas. Sin embargo, la Tierra real tiene océanos y montañas, por lo tanto, una heterogeneidad tanto en la coordenada vertical como en la horizontal. Por consiguiente, los sismogramas teóricos de las figuras 20 y 22 que además no están

contaminados por ruido observacional, son sólo una aproximación cuya bondad de ajuste depende de la bondad de las suposiciones con que están calculados.

Parte de los propósitos de esta Tesis es ajustar sismogramas, calculados bajo las suposiciones simples a las que ya nos hemos referido.

3.4 Sismogramas Sintéticos por Sumatoria de Modos (Caso SH)

En esta sección se explican las características generales de los programas usados para el cálculo de los sismogramas por suma de modos y se explican las modificaciones hechas a los programas. En el Capítulo siguiente se aplica la técnica para estudiar características de las fuentes sísmicas de dos temblores, y de estructuras sísmicas recorridas por las ondas generadas en la fuente y registradas en una estación sobre la superficie de la Tierra.

3.4.1 Descripción del Paquete de Programas

El paquete de programas fue construido en el IGPP (Institute of Geophysics and Planetary Physics) de la Universidad California de Los Angeles (UCLA) bajo la dirección de F. Schwab. Originalmente fue diseñado para una computadora IBM. El paquete fue traído a CICESE y puesto en funcionamiento por P. Lesage y J. Frez. Como parte del trabajo de esta Tesis, se ha vuelto a poner en funcionamiento el programa, se han resuelto varios problemas pendientes y se le ha dejado suficientemente documentado como para que se le utilice en trabajo de rutina.

El paquete consiste de los siguientes programas:

PARTEL

Calcula, en el dominio de la frecuencia, todos los modos normales hasta un período mínimo de 10 s de las oscilaciones torsionales de una Tierra esférica, anelástica y radialmente heterogénea. La estructura esférica de entrada es transformada en su análoga plana a través de una transformación exacta.

Entradas: Estructura esférica de la Tierra compuesta por capas. Cada capa se define por su espesor, densidad, velocidad de la onda P y su atenuación, además de la velocidad de la onda S y su atenuación.

Salidas: Además de los parámetros de entrada, se obtienen los modos normales, cada uno definido por los siguientes parámetros:

- identificación del modo;
- la frecuencia;
- la velocidad de fase y su atenuación;
- la velocidad de grupo y su atenuación;
- la integral de energía; y
- el índice de la interface desde la cual, en profundidad, ya no hay contribución significativa para el modo y a partir del cual se paran los cálculos. (Debe recordarse que las funciones características, en su dependencia en profundidad, decrecen exponencialmente a las profundidades máximas).

PARTE2

El objetivo de este programa es interpolar las salidas de PARTE1 en el dominio de la frecuencia para reducir el intervalo de muestreo y eliminar la posibilidad de que haya

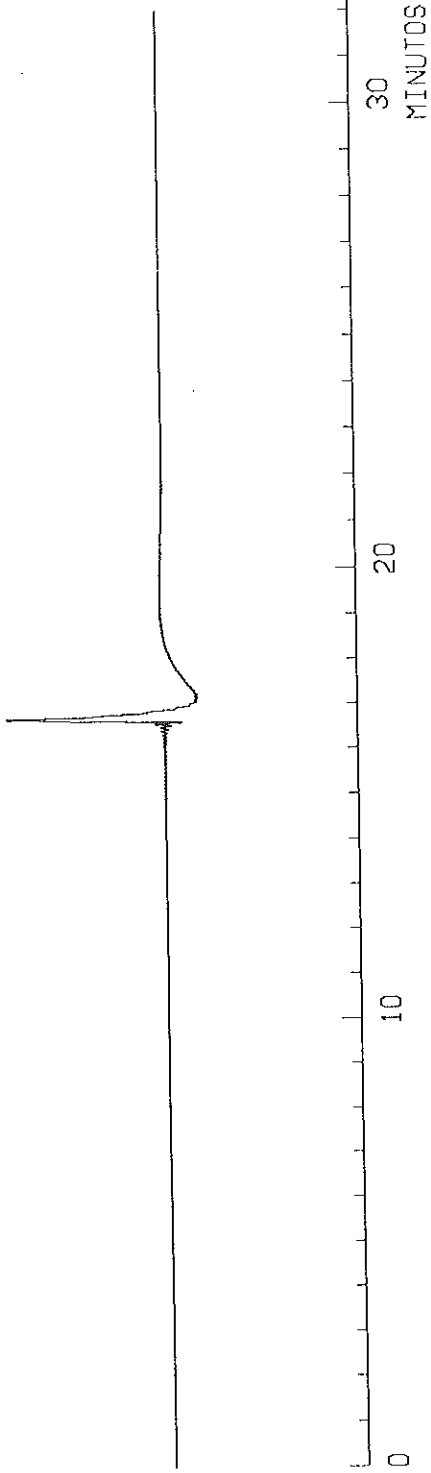
'aliasing' en el dominio del tiempo. Esto implica que se incrementa el tiempo máximo en la serie de tiempo. El tipo de interpolación puede ser lineal o cúbica, en el último caso por 'splines'. La interpolación fue introducida en el paquete por J. Frez y P. Lesage.

PARTE3

Este programa calcula el sismograma sintético para la componente azimutal del desplazamiento. Se incluye para ello, el efecto de la dependencia en el tiempo de la fuente sísmica, la respuesta instrumental (figura 23a), un filtro (taper) que elimina los efectos espúreos debido al corte de la función escalón a frecuencias altas (figura 23b) y, el efecto del mecanismo focal. (Al final de esta sección se explican las convenciones para medir los ángulos que definen al mecanismo focal mostrados en la figura 19). Por último, se aplica la transformada inversa de Fourier para pasar al dominio del tiempo. Hay tres opciones en el programa PARTE3.

Opción A: Se usa para fuentes localizadas en la superficie libre de la Tierra. Debido a que el desplazamiento y el esfuerzo normalizados en la fuente no necesitan un tratamiento explícito, ésta es la opción más simple.

AMPLITUD:
9.5787E-02



AMPLITUD:
9.9943E-02

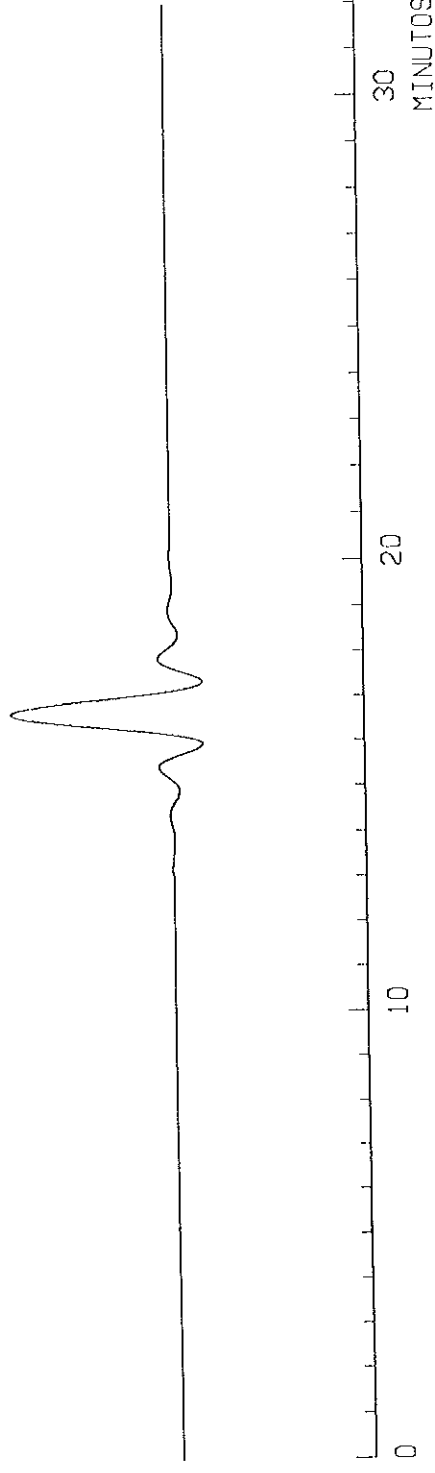


Figura 23. (a) Respuesta instrumental de un sismómetro WSSN con un período de amortiguación crítica igual a 15 seg; (b) 'Taper' o filtro gaussiano con una frecuencia de corte igual a 0.1 Hz. Ambas figuras se presentan en el dominio del tiempo y son utilizadas en el cálculo de los sismogramas sintéticos SH por suma de modos normales.

Entradas: Estructura y modos normales (salida de PARTE2 o de PARTE1; este último caso, si no se interpoló).

Salidas: La serie de tiempo (sismograma).

Opción B: Se usa para fuentes localizadas en una interface bajo la superficie de la Tierra. El desplazamiento y el esfuerzo normalizados en la fuente son computados en la subrutina AIJ.

Entradas: Estructura y modos normales (salida de PARTE2 o de PARTE1; este último caso si no se interpoló).

Salidas: i) La información de entrada.

ii) La serie de tiempo (sismograma).

Opción C: Se usa para fuentes localizadas en una interface bajo la superficie libre de la Tierra. En esta opción, el desplazamiento y el esfuerzo normalizados en la fuente no se calculan nuevamente y se usan las salidas generadas previamente con el uso de la opción B.

Entradas: Las salidas generadas por la opción B.

Salidas: La serie de tiempo (sismograma).

LISPLOT

Este programa corresponde a la parte de graficado. El dibujo del sismograma se obtiene en una impresora VERSATEC. Las rutinas de graficado que se utilizan pertenecen al paquete IRVPLTV.

Las convenciones para medir los ángulos que definen al mecanismo focal en el programa PARTE3 se ilustran en la figura 19 y son las siguientes:

- a) La pared de referencia corresponde a la pared piso.
- b) El rumbo de la falla es la dirección en la que una persona mira cuando se para en la pared piso y la pared techo se ubica a su derecha.
- c) El ángulo ϕ es el ángulo entre el rumbo de la falla y la línea que une el epicentro con la estación registradora. Este ángulo se mide en el sentido contrario al de las manecillas del reloj a partir del rumbo de la falla.
- d) El echado de la falla, δ , se mide hacia abajo a partir de la horizontal.

e) El ángulo λ describe al vector unitario del desplazamiento relativo, $R(t)$, entre las dos paredes de la falla. Este ángulo se mide en dirección contraria a la de las manecillas del reloj en el plano de la pared piso, a partir de la dirección de rumbo.

f) La profundidad del foco sísmico se denota por la letra h . En un modelo de Tierra esférica, el epicentro se determina por el punto sobre la superficie libre de la Tierra que es intersectado por la proyección de la línea recta que une el centro de la Tierra y el foco (también llamado hipocentro). Entonces, la profundidad es la distancia entre el epicentro y el hipocentro.

g) El ángulo ϵ corresponde al azimut de la dirección de rumbo de la falla.

3.4.2 Modificaciones

El paquete de programas tiene modificaciones hechas por P. Lesage y J. Frez en CICESE. Para los propósitos del trabajo que se presenta enseguida en esta Tesis, fue necesario hacer otras modificaciones al paquete de programas. Estas modificaciones se refieren al graficado y

a la inclusión de una función fuente.

La función fuente originalmente usada en el programa PARTE3 era una función escalón (figura 3a). Matemáticamente, ella representa la opción más sencilla. Esta función fuente implica que el desplazamiento total de la falla ocurre en un intervalo de tiempo infinitamente pequeño. Esto requiere que la velocidad de ruptura de la falla sea infinita, lo cual no es realizable físicamente. Sin embargo, esta opción constituye una aproximación útil, como se comprueba con el experimento numérico que se explica en los siguientes párrafos.

Con el fin de aproximarnos un poco más a la realidad, se introdujo una dependencia en el tiempo de la fuente consistente en una función rampa (figura 3b). Esta función representa una dependencia lineal con el tiempo hasta alcanzar el desplazamiento total. Al intervalo de tiempo en que el desplazamiento es lineal se le llama 'tiempo de subida' (del inglés, 'rise time'). La expresión para incluir, en el dominio de la frecuencia, la dependencia en el tiempo de la fuente, dada por la función rampa, es

$$F_2(\omega) = F_1(\omega) \operatorname{sinc}(\omega\tau/2) \exp(-i\omega\tau/2) \quad (35)$$

donde $F_1(\omega)$ es la transformada de Fourier de la función caja (figura 3a), τ es el tiempo de subida, y la función

sinc se define por

$$\text{sinc}(\omega\tau/2) = [\text{sen}(\omega\tau/2)]/(\omega\tau/2) \quad (36)$$

La figura 24 muestra el efecto del tiempo de subida en el cálculo de sismogramas sintéticos. Como se puede apreciar, la diferencia entre el efecto de una función escalón y una función rampa, con tiempo de subida considerado realista para sismos de magnitud alrededor de 6 si es muy pequeña y puede considerarse no significativa en el rango de frecuencias en que estamos trabajando.

3.5 Sismogramas Sintéticos por el Método WKBJ

En esta sección se explican las características generales de los programas que forman el paquete para calcular sismogramas aplicando la aproximación WKBJ y se explican los problemas y modificaciones hechas a los programas. En el Capítulo siguiente se aplica la técnica de los sismogramas sintéticos para estudiar características de las fuentes sísmicas de dos temblores, y de estructuras sísmicas. Esto último, para complementar el estudio realizado cuando utilizamos sismogramas calculados por suma de modos normales.

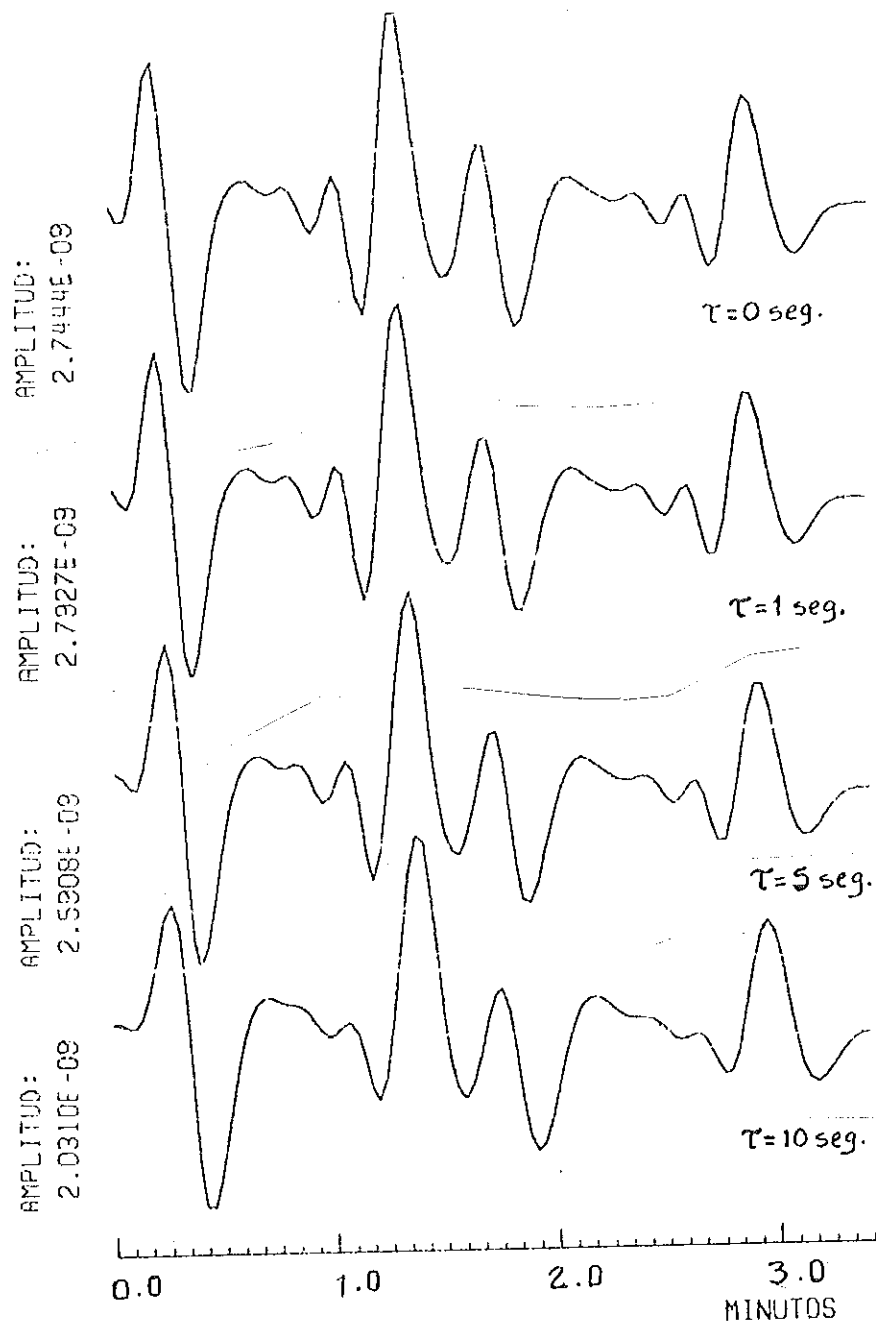


Figura 24. Sismogramas sintéticos en que se varía el parámetro τ . Este parámetro corresponde al 'tiempo de subida' (del inglés 'rise time') de un modelo simple de fuente sísmica. Nótese el efecto de suavización a medida que τ aumenta.

3.5.1 Descripción del Paquete WKBJ

El paquete está compuesto por tres programas.

WKBJ.SH

Este programa fue escrito por C. H. Chapman del Departamento de Física de la Universidad de Toronto, Ontario, Canada. Calcula las funciones de Green para una estructura puntual de Tierra lateralmente homogénea.

Entradas: Estructura puntual de la Tierra. Para cada punto de la estructura se define su profundidad o radio, la velocidad de la onda P, la velocidad de la onda S y la densidad.

Salidas: Funciones de Green.

MOMEN2

Este programa hace la composición del sismograma, a partir de las funciones de Green, añadiendo la dependencia en el tiempo de la fuente, el mecanismo focal, la respuesta

instrumental y un factor que representa al efecto de la atenuación física.

Entradas: Funciones de Green (salida de WKBJ.SH).

Salidas: Serie de tiempo (sismograma).

LISPLOT

Grafica los sismogramas.

Entradas: Serie de tiempo (sismograma).

Salidas: Dibujo del sismograma en la impresora VERSATEC.

3.5.2 Problemas de Implementación

El paquete de programas se recibió sin documentación para su uso, excepto algunos comentarios que eran incompletos o poco claros. Fue necesario realizar un conjunto de pruebas numéricas para esclarecer el papel de los parámetros de entrada en los programas. Los resultados de este trabajo se presentan en las dos subsecciones siguientes.

3.5.2.1 Definición de los Rayos

Para medios esféricos y lateralmente homogéneos, un rayo queda definido por el ángulo I_h que forma con la vertical en el foco sísmico (figura 25); por la velocidad V_h en el foco; y por la distancia r medida desde el centro de la Tierra hasta el foco sísmico. La razón $r \sin(I_h)/V_h$ (o $\sin(I_h)/V_h$ para medios planos, figura 1b) se conserva en todo el recorrido del rayo y se le conoce como el parámetro de rayo.

El modelo de Tierra es puntual. Una interface se define por dos puntos, repitiendo la profundidad en la

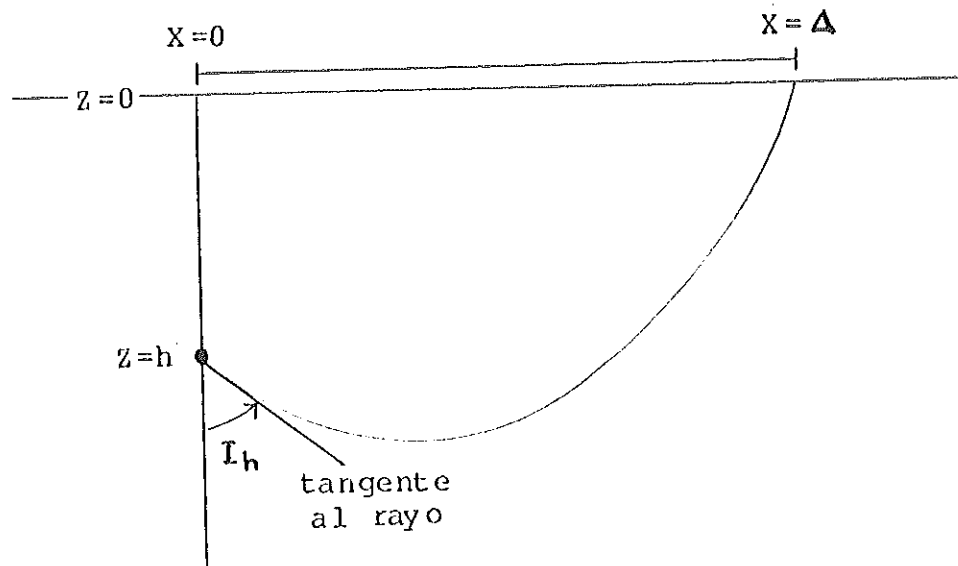


Figura 25. Ángulo de salida en el foco sísmico (I_h), medido desde la vertical. Este ángulo está relacionado directamente con la distancia desde el epicentro hasta la estación registradora, Δ .

estructura y especificando los valores de las velocidades y densidad a ambos lados de la discontinuidad. Una capa se considera como el espesor entre dos interfaces contiguas. Por definición, la superficie externa de la Tierra representa una interface. Un semi-espacio es una capa de espesor indefinido. El número de capas queda, entonces, definido por el número de interfaces, tomando en cuenta al semiespacio.

La definición de un rayo requiere que se especifique su forma de propagación a través del medio hasta llegar al punto de observación. Esto se hace definiendo los índices que indican si hay reflexión o refracción en las interfaces y especificando el número y tipo de segmentos del rayo en cada capa del medio (figuras 26 y 27). En la figura 28 se da un ejemplo de como se define un rayo. La figura 29 muestra las trayectorias y notaciones que se usan para denotar las fases que se propagan en el manto y las que se transmiten hasta el núcleo. En la figura 30 se muestran las fases más comunes que pueden tomarse en cuenta en la composición de un sismograma.

Fases sísmicas y tiempos de arribo que son típicos se muestran en la figura 31. Esta curva fue diseñada como trabajo en esta Tesis basada en las curvas de camino-tiempo de Jeffreys y Bullen (1967). La profundidad del foco

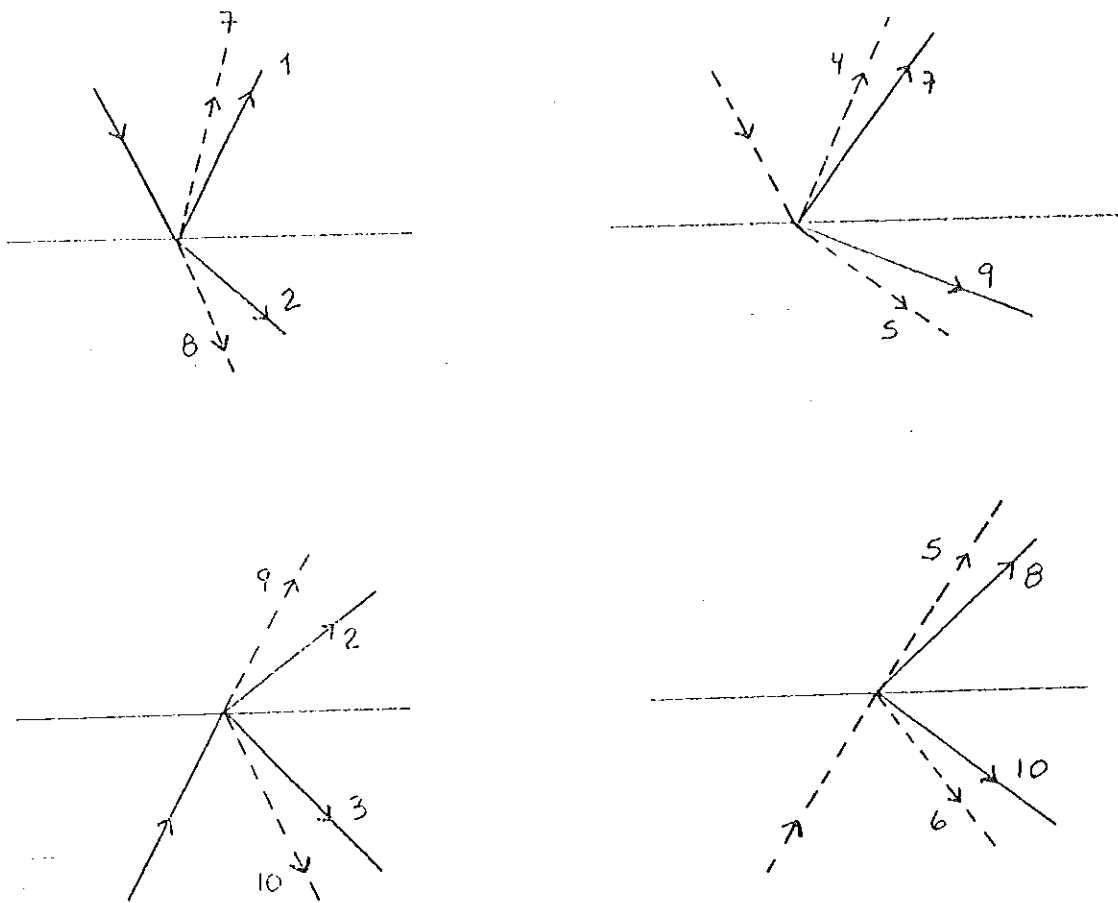


Figura 26. Convenciones utilizadas en el programa WKBJ (índice k), para describir el efecto de una discontinuidad plana en la propagación de un rayo. Las líneas continuas señalan rayos P, y las discontinuas, rayos S. La flecha indica la dirección en que se propaga el rayo. El valor correspondiente a una refracción es independiente del sentido con que el rayo incide sobre la interface. El índice k se especifica para cada interface de la estructura. $k=1$: reflexión de una onda P, incidente por la capa superior; $k=2$: refracción de una onda P; $k=3$: reflexión de una onda P, incidente por la capa inferior; $k=4$: reflexión de una onda S, incidente por la capa superior; $k=5$: refracción de una onda S; $k=6$: reflexión de una onda S, incidente por la capa inferior; $k=7$: reflexión y refracción de ondas S y P, incidentes por la capa superior; $k=8$: refracción y conversión de una onda P, incidente por la capa superior, o de una onda S, incidente por la capa inferior; $k=9$: refracción y conversión de una onda P, incidente por la capa inferior, o de una onda S, incidente por la capa superior; $k=10$: reflexión y conversión de ondas S y P, incidentes por la capa inferior. (Tomado de Chapman, 1988).

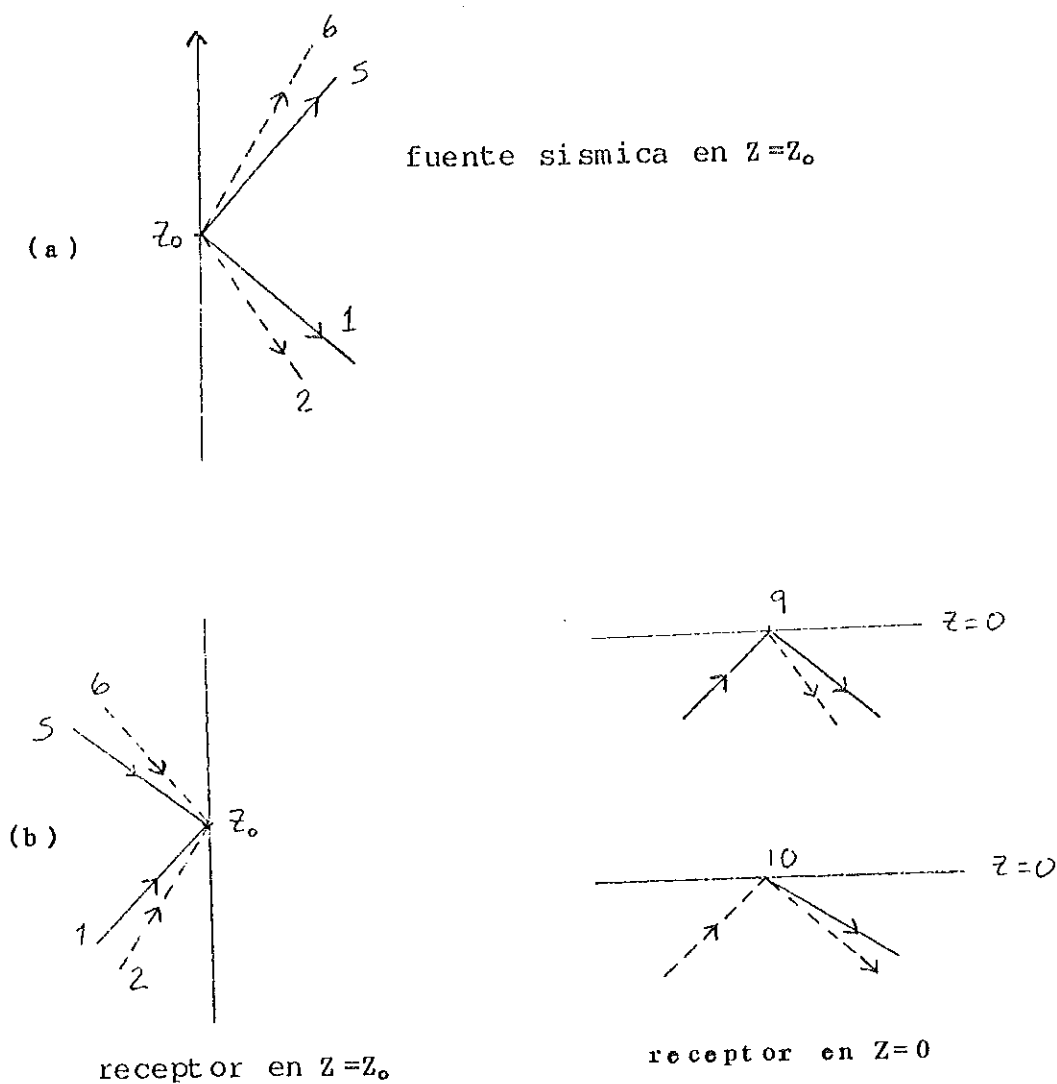


Figura 27. Valores de los índices IS e IR utilizados en el programas WKBJ, que definen el tipo y dirección del rayo cuando sale de la fuente (a) y, cuando llega al receptor (b). Las líneas continuas señalan un rayo P, y las discontinuas, uno SV. IS=1 señala una onda P hacia abajo; IS=2, una onda S hacia abajo; IS=5, una onda P hacia arriba; e IS=6, una onda S hacia arriba. Por otro lado, IR=1 señala una onda P hacia arriba; IR=2, una onda S hacia arriba; IR=5, una onda P hacia abajo; IR=6, una onda S hacia abajo (en el material); IR=9, una onda P hacia arriba (en la superficie libre); e IR=10, una onda S hacia arriba (en la superficie libre). (Tomado de Chapman, 1988).

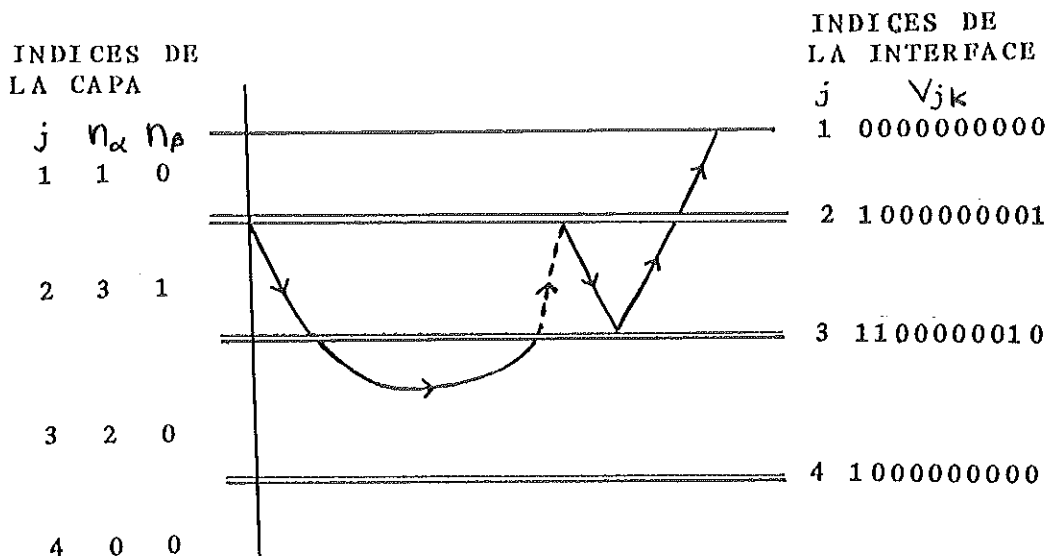


Figura 28. Un ejemplo de como se define un rayo. La letra j indica el número-índice de la capa y de la interface, n_α es el número de segmentos de onda P, n_β es el número de segmentos de onda S, k es el índice que indica si hay refracción o reflexión en la interface (ver figura 25) y V_{jk} es la multiplicidad del rayo. Si la multiplicidad es igual a cero, significa que no hay rayos; y si tiene valores mayores a cero, indica el número de rayos que interactúan con la interface (reflejándose, reflejándose y convirtiéndose, refractándose o refractándose y convirtiéndose). (Tomado de Chapman, 1988).

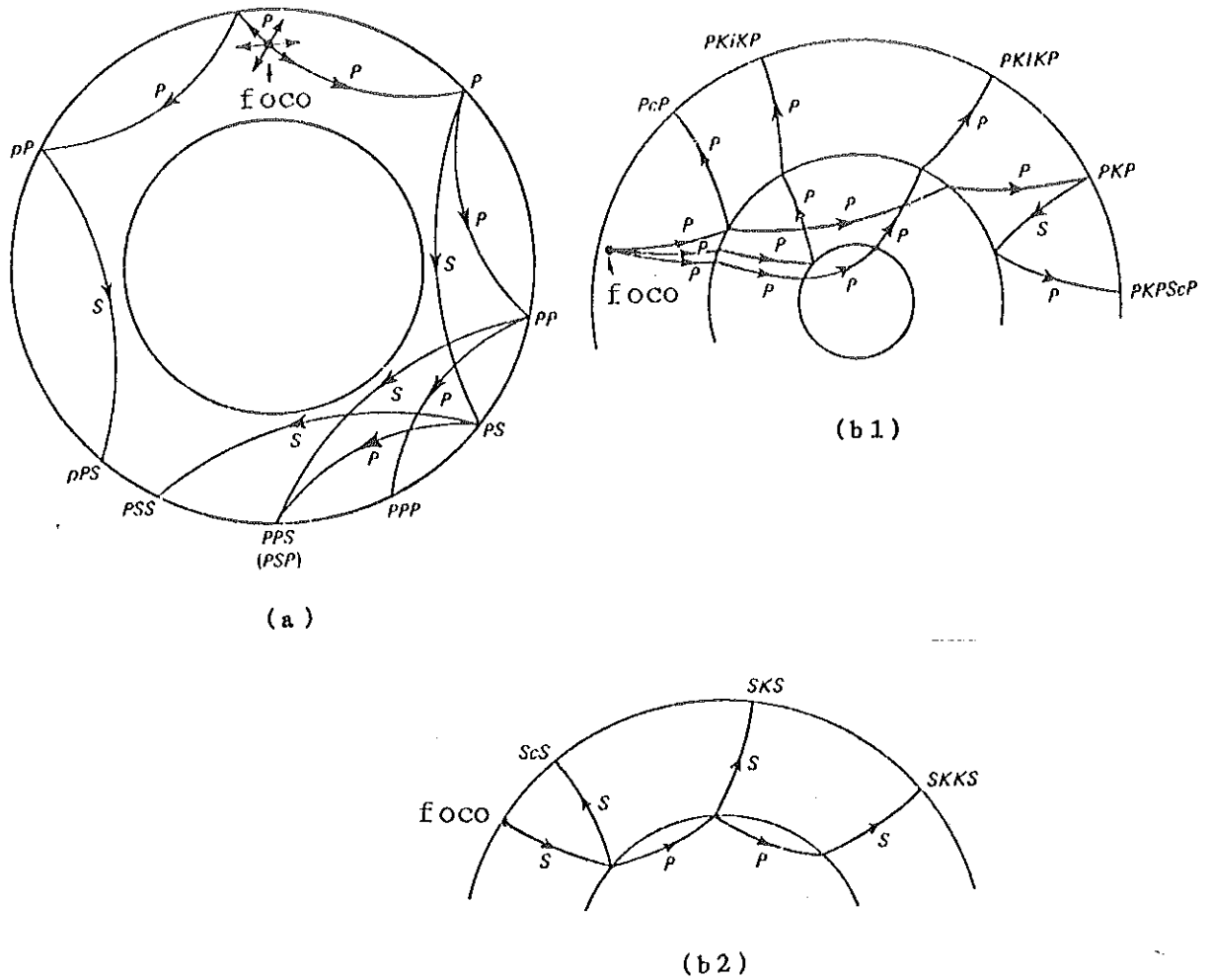


Figura 29. Trayectorias y notaciones usadas para denotar las fases que viajan por el manto (a) y las que llegan hasta el núcleo de la Tierra (b). (Tomado de Bullen y Bolt, 1985).

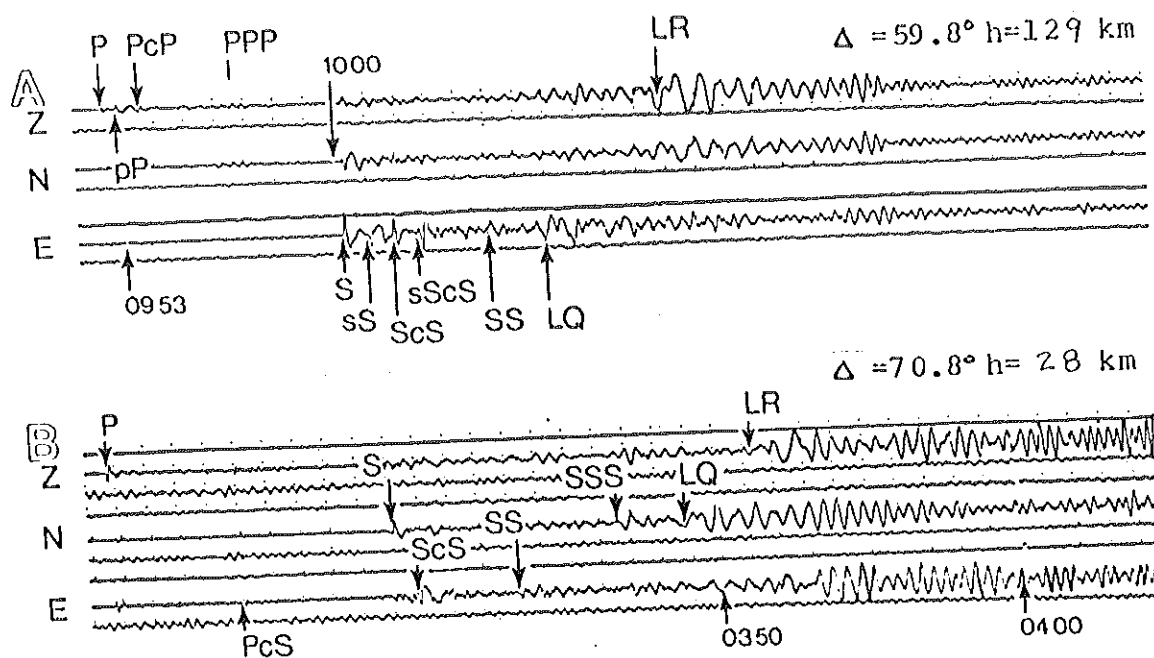


Figura 30. Fases más comunes registradas en los sismogramas: componentes vertical (Z), horizontal Norte-Sur (N) y horizontal Este-Oeste (E). Se marcan también las ondas Love (LQ) y las de Rayleigh (LR), ambas son ondas superficiales. (Tomado de Simon, 1979).

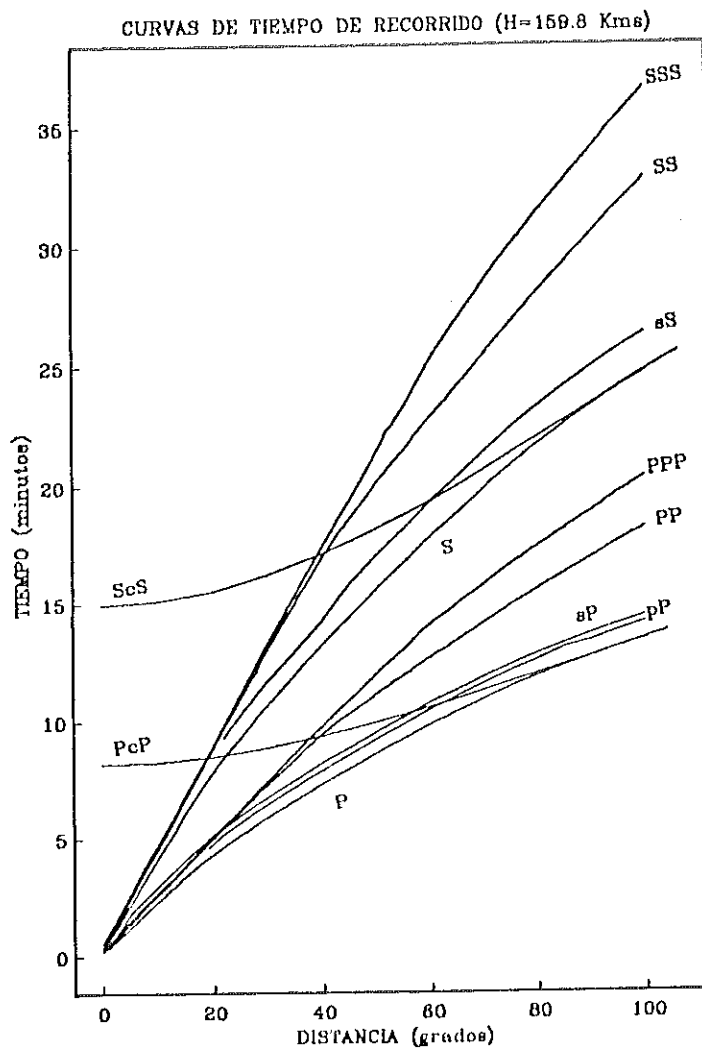


Figura 31. Tiempos de recorrido de las fases usadas en este trabajo para una profundidad del foco sísmico de 159.8 km que es del orden de las profundidades de los dos sismos en estudio.

sísmico que se usa en los cálculos es igual a 159.8 km. Esta profundidad es muy parecida a la de los dos sismos que se estudian en esta Tesis. La figura 32 ilustra una tabla de camino-tiempo para sismos superficiales y para la mayoría de las fases sísmicas conocidas.

3.5.2.2 Patrón de Radiación

La amplitud de un tren de ondas nos indica varias cosas. Primero, la magnitud del sismo, es decir, la energía liberada en el foco sísmico; segundo, la pérdida de energía por efectos geométricos y físicos (atenuación) a lo largo del camino recorrido por la energía sísmica, desde el foco hasta el receptor; y, por último, indica cómo cambia la función de amplitud en el foco con las coordenadas espaciales; ésto es lo que se llama patrón de radiación. Como consecuencia, tenemos que la amplitud del pulso es una combinación de los tres factores mencionados. Es posible obtener el patrón de radiación, en la superficie de la Tierra, calculando sismogramas para una distancia constante y distintos valores del azimut del receptor. Luego, se grafica la amplitud de la onda correspondiente en función del azimut del receptor.

Comparando cuidadosamente las ecuaciones que definen los patrones de radiación en el programa MOMEN2 con las dadas por Simila (1983), se concluyó que el programa tenía un error para el caso SH. Esto se corrigió con la inclusión de la igualdad siguiente en el programa: $\theta = \varepsilon - \varepsilon_S$. El ángulo θ es la diferencia entre el azimut de la falla y el de la estación receptora. En las figuras 33, 34, 35 y 36 se muestran los patrones de radiación en la superficie de la Tierra aplicando la corrección anterior para los casos correspondientes, y usando la amplitud de los sismogramas sintéticos. Los resultados están de acuerdo con los patrones de radiación de las figuras 37 y 38 para los casos correspondientes.

Las convenciones para medir los ángulos que definen la geometría foco-estación receptora en el programa MOMEN2 se ilustran en la figura 39 y son las siguientes:

a) La pared de referencia es la pared piso.

b) La dirección de rumbo de la falla es la que una persona mira cuando se para en la pared piso, teniendo la pared techo a su derecha. El ángulo ε es el rumbo de la falla expresado como azimut; es decir, se mide en la dirección de las manecillas del reloj desde la dirección norte.

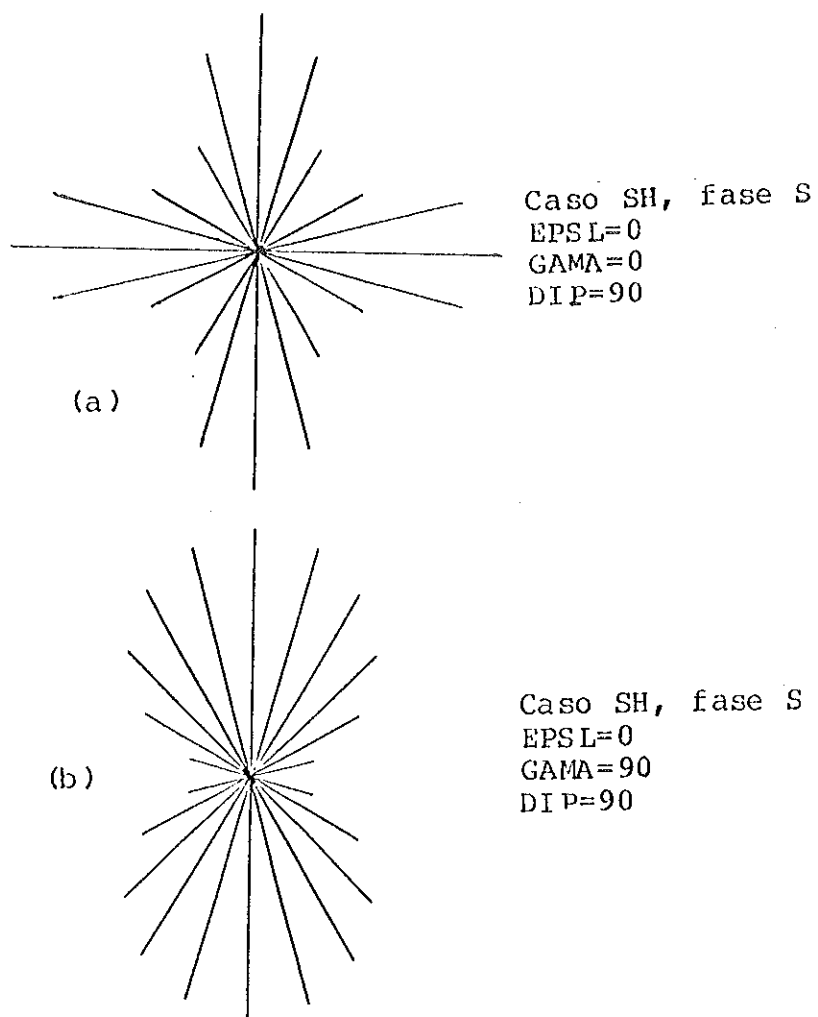
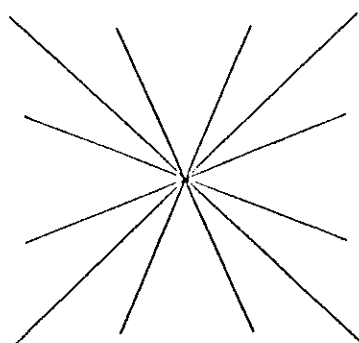
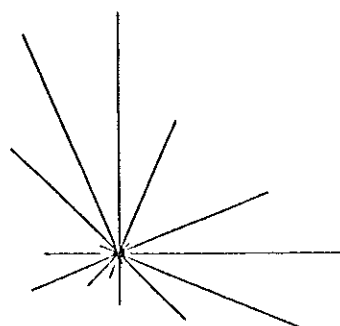


Figura 33. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (a) representa una falla de rumbo lateral izquierdo y (b) una vertical normal.



(c)

Caso SH, fase S
EP_{SL}=0
GAMA=90
DIP=45



(d)

Caso SH, fase S
EP_{SL}=0
GAMA=30
DIP=70

Figura 34. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (c) representa una falla normal con echado de 45° y (d) una falla normal con componente lateral derecho.

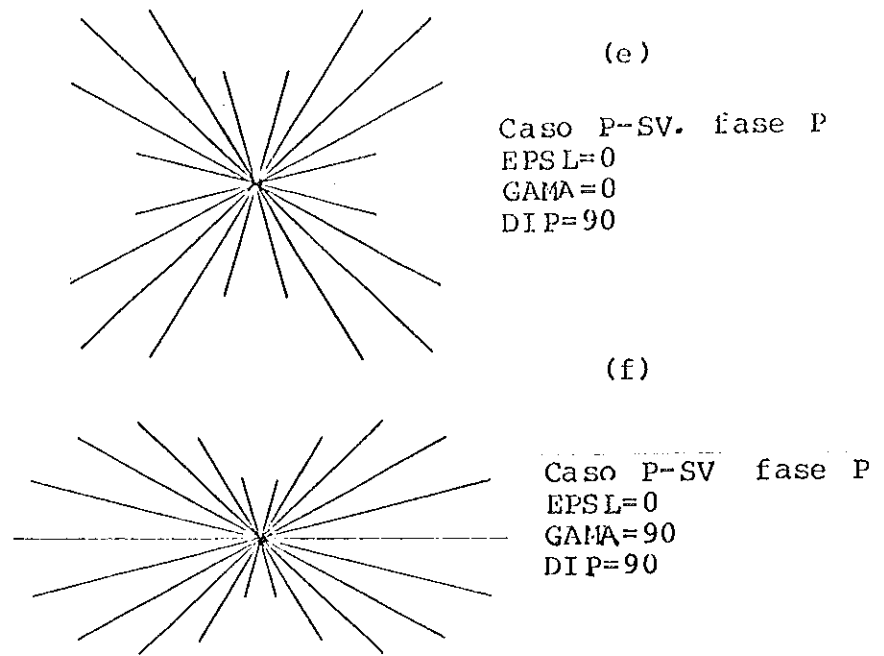


Figura 35. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (e) representa una falla de rumbo lateral izquierdo y (f) una vertical normal.

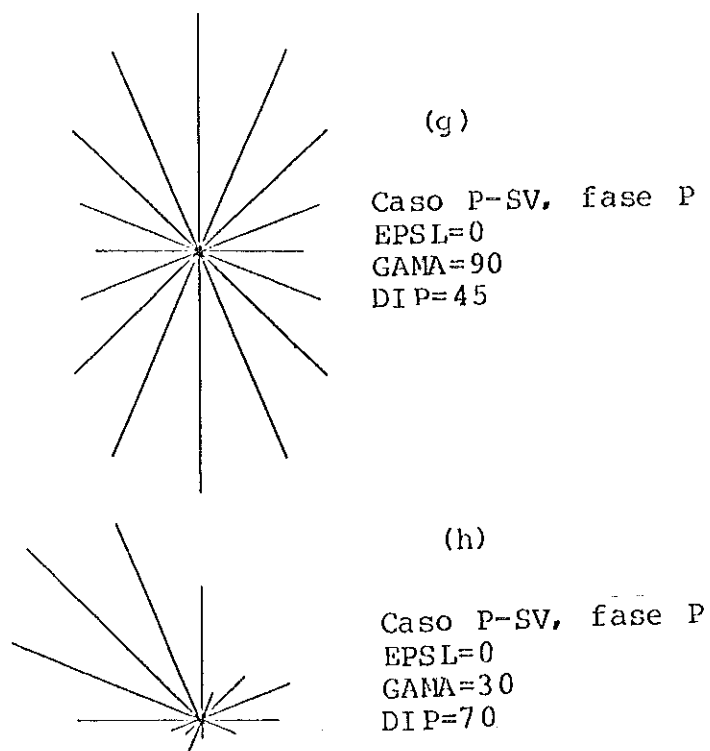


Figura 36. Patrones de radiación obtenidos después de la corrección hecha al programa MOMEN. (g) representa una falla normal con echado de 45° y (h) una falla normal con componente lateral derecho.

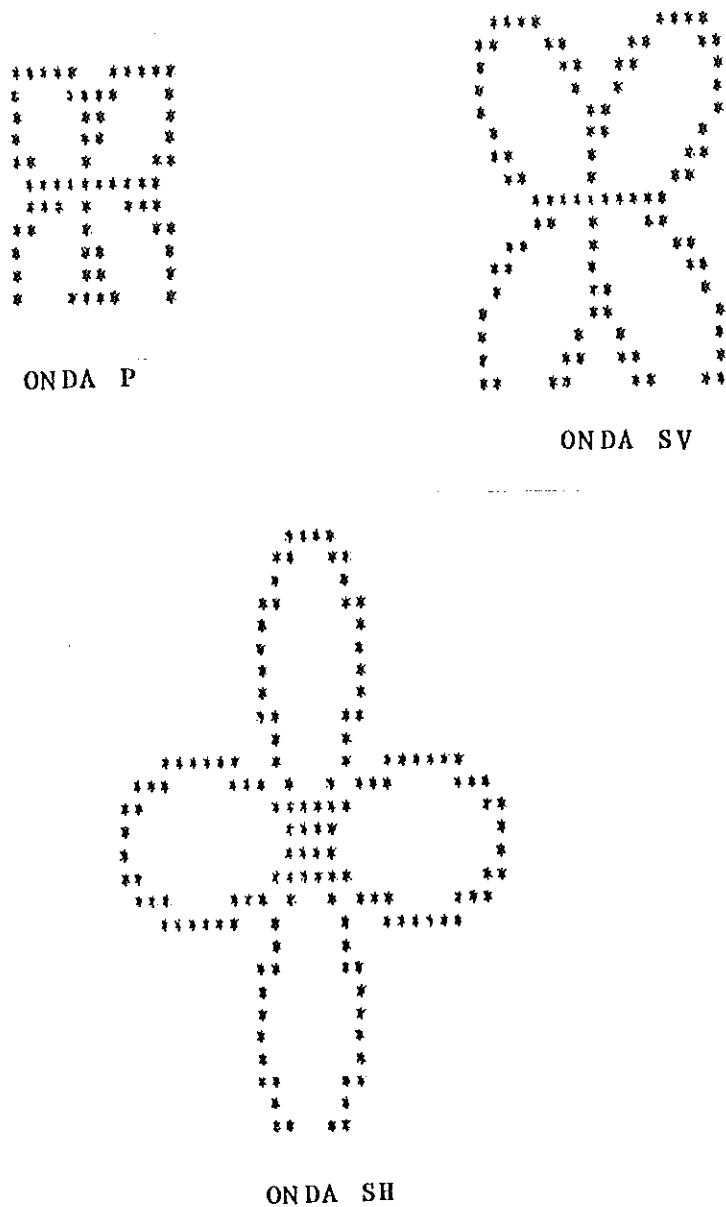


Figura 37. Patrones de radiación a una distancia fija, de las tres componentes del movimiento (P, SV y SH), para una falla de rumbo con $\epsilon=0^\circ$, $\delta=90^\circ$ y $\lambda=180^\circ$. La amplitud del movimiento se grafica en función del acimut y con respecto a la dirección de rumbo de la falla. (Tomado de Simila, 1983).

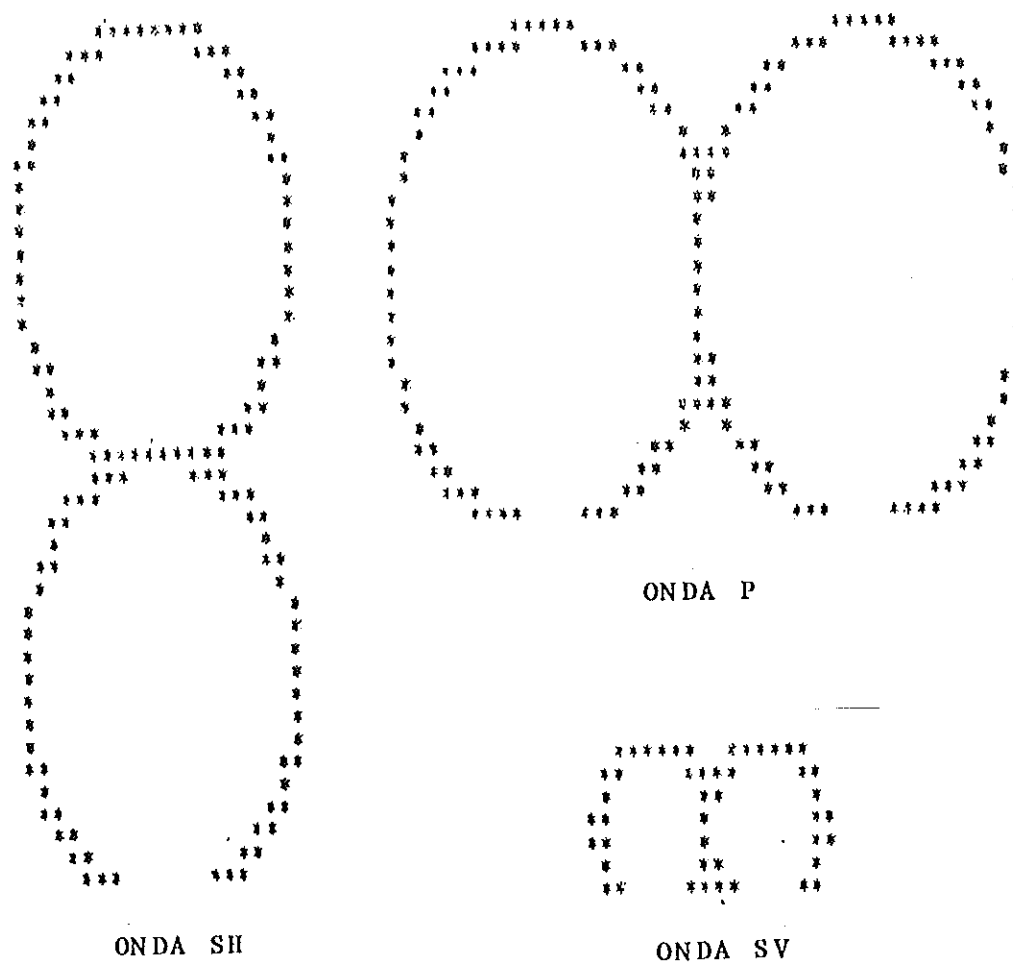


Figura 38. Patrones de radiación a una distancia fija, de las tres componentes del movimiento (P, SV y SH), para una falla vertical con $\epsilon=0^\circ$, $\delta=90^\circ$ y $\lambda=-90^\circ$. La amplitud del movimiento se grafica en función del acimut y con respecto a la dirección de rumbo de la falla. (Tomado de Simila, 1983).

c) y es el ángulo que define al vector (unitario) del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla, medido en el sentido de las manecillas del reloj, en el plano de la pared piso desde la dirección de rumbo.

d) El echado de la falla, ζ , se mide hacia abajo a partir de la horizontal.

e) El ángulo ε_S corresponde al azimut de la estación receptora.

3.6 Intento de Determinación Inicial del Mecanismo Focal

Un método estándar para determinar el mecanismo focal consiste en proyectar los datos de polaridad del primer arribo (compresión o dilatación) de la fase P en la esfera focal y, luego, trazar los planos nodales, además de los ejes de presión y tensión, indicados por la distribución de compresiones y dilataciones de tal modo que se logre separarlos por cuadrantes con signos de polarización alternados (figura 40). Tomando en cuenta que la amplitud de la onda P es máxima en los ejes P y T y que va disminuyendo a medida que nos acercamos a los planos nodales (figura 41b), podemos, a través de una serie de

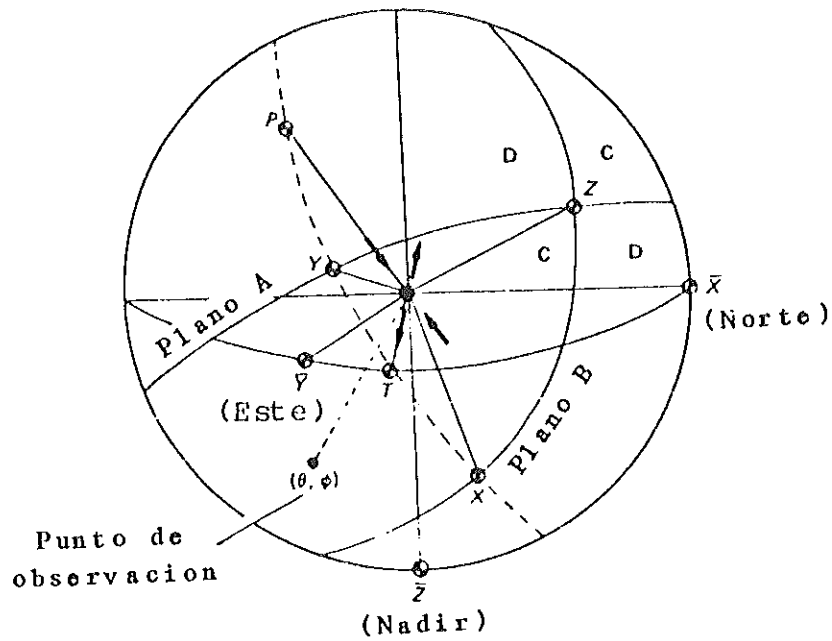


Figura 40. Sistema de ejes X , Y , Z , T y P sobre la esfera focal. El eje de presión P está a 45° del eje Y y el eje de tensión T a 45° del eje X . Una C denota compresión y una D dilatación. (Tomado de Bullen y Bolt, 1985).

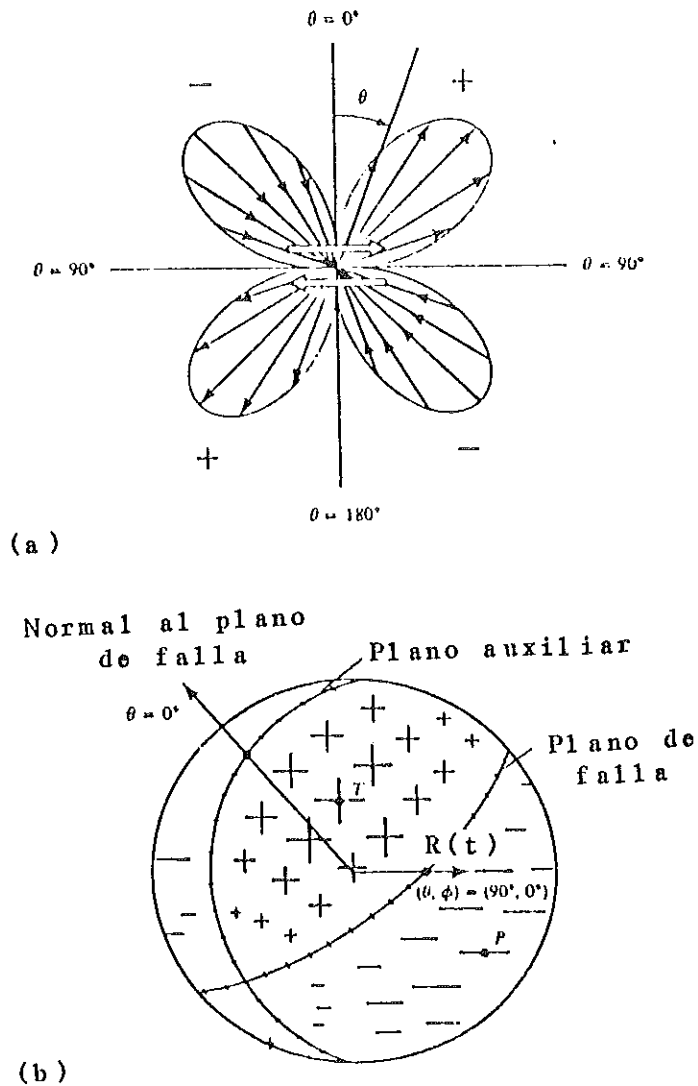


Figura 41. Diagrama del patrón de radiación de la componente radial del desplazamiento debido a un doble par de fuerzas. (a) El diagrama es para un plano de acimut constante y el par de flechas en el centro denotan la dislocación de cizalle. (b) Vista del patrón de radiación sobre una esfera centrada en el origen. El signo '+' indica compresión (en el sismograma el pulso es hacia arriba) y el signo '-' una dilatación (en el sismograma el pulso es hacia abajo); su tamaño es proporcional a la magnitud del movimiento. La proyección usada es la de igual área. Los puntos P y T son los ejes de presión y de tensión, respectivamente. (Tomado de Aki y Richards, 1980).

aproximaciones sucesivas, acercarnos a un mejor ajuste entre los sismogramas y los valores de los ángulos que definen al mecanismo focal.

Los sismogramas observados de componente vertical son los que generalmente se usan para la determinación de los mecanismos focales. Esto se debe a que son más fácil de interpretar por componerse idealmente de puro movimiento P-SV, mientras que las componentes horizontales llevan comúnmente una combinación de movimiento P-SV y SH. En las figuras 42 y 43 se dibuja la polaridad de la onda P observada en los sismogramas de componente vertical de los sismos de 1964 y 1970, respectivamente. La polaridad de la onda P se tomó de las tablas 4 y 6. Se usa una proyección equiareal de la esfera focal en el hemisferio ecuatorial. Se puede ver que la distribución en azimut y distancia de las estaciones sísmicas no es adecuada o suficiente para hacer una buena determinación del mecanismo focal.

MECANISMO FOCAL
PROYECCION EQUIAREAL
DEL CAMPO DE RADIACION
HEMISFERIO INFERIOR

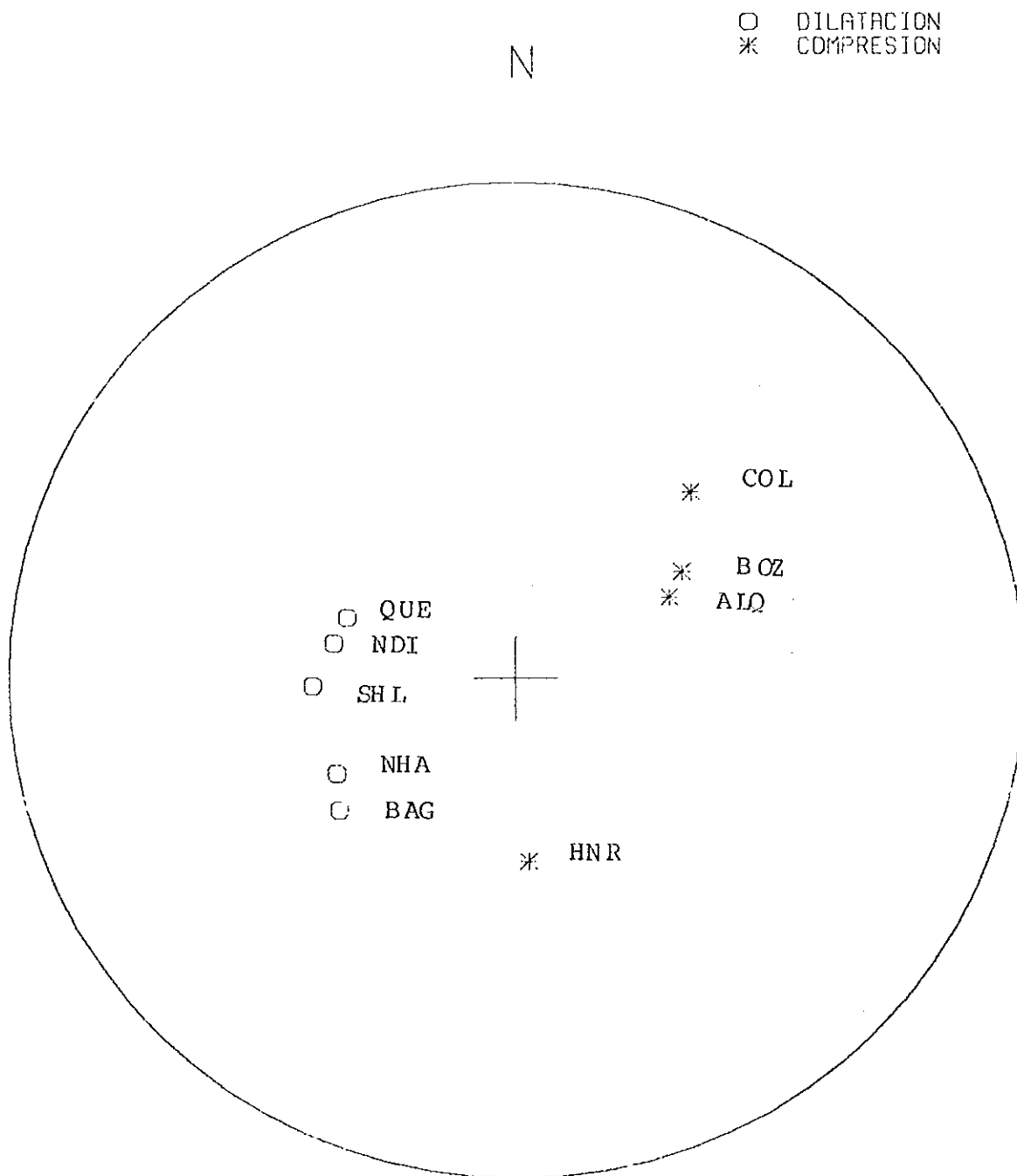


Figura 42. Proyección de la polaridad de la onda P sobre la esfera focal. Los datos de polaridad provienen de los sismogramas de componente vertical del sismo de 1964.

MECANISMO FOCAL
 PROYECCION EQUIAREAL
 DEL CAMPO DE RADIACION
 HEMISFERIO INFERIOR

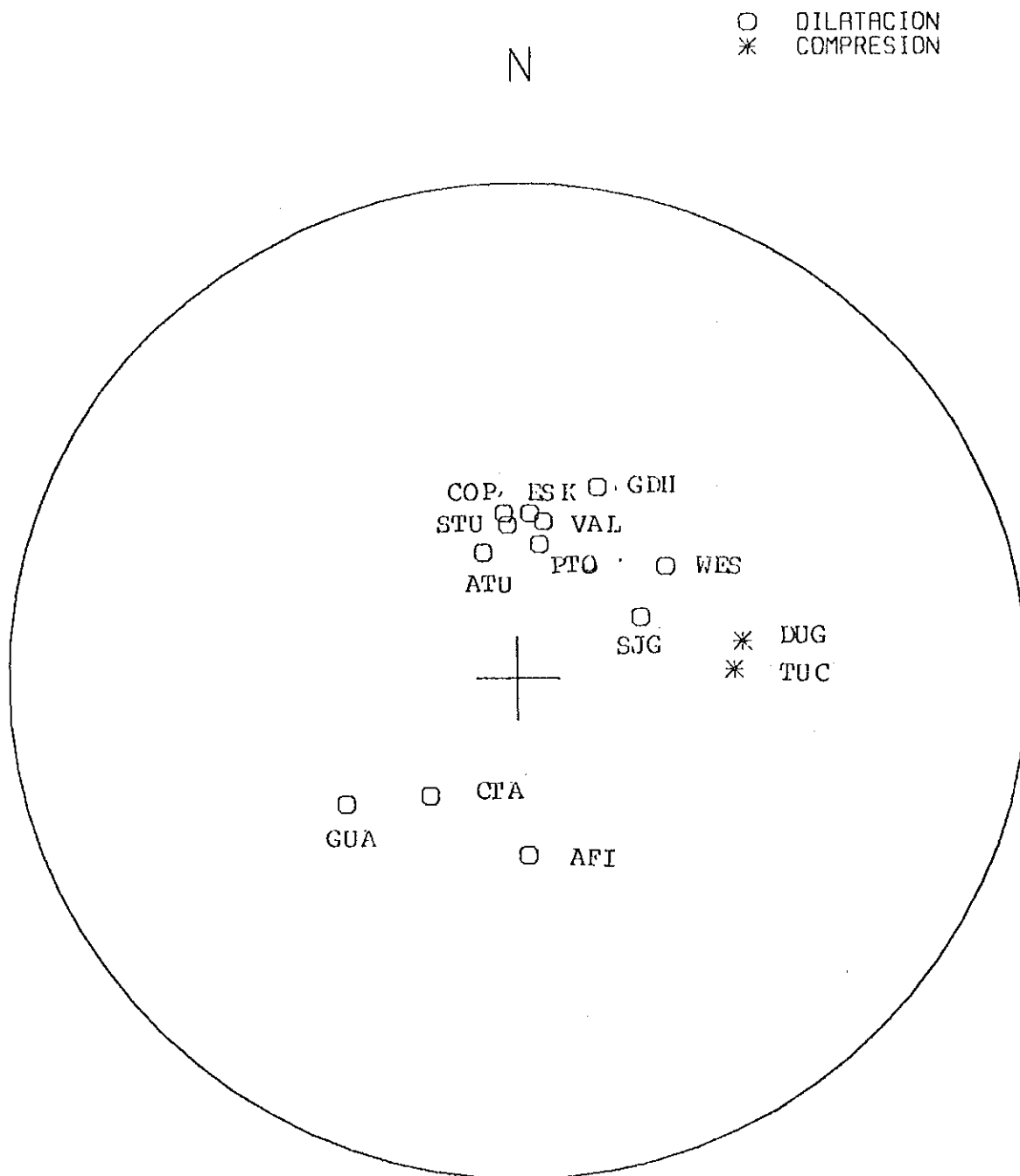


Figura 43. Proyección de la polaridad de la onda P sobre la esfera focal. Los datos de polaridad provienen de los sismogramas de componente vertical del sismo de 1970.

4. APLICACION DE SISMOGRAMAS SINTETICOS

En este capítulo se calculan sismogramas utilizando los dos paquetes de programas descritos en el Capítulo III. Esto, con el fin de cumplir con los objetivos planteados en el Capítulo I.

4.1 Estructura y Mecanismos Focales Iniciales

Los caminos de recorrido mínimos entre el epicentro y las estaciones para los dos sismos (figuras 44 y 45) sugieren usar una estructura con características oceánicas para las seis estaciones registradoras. Por lo tanto, la estructura inicial (figura 46), que llamamos M66BMN.2, corresponde a un modelo que promedia características del manto superior existentes debajo del Océano Pacífico. La parte inferior del manto superior y el resto de la estructura en profundidad proviene del modelo global 1066B de Gilbert y Dziewonski (1975), modelo ampliamente utilizado en la literatura. La corteza tiene 21 km de grosor y un valor constante para V_S igual a 3.4 km/s. La zona de baja velocidad está entre los 63.4 km y los 220.5

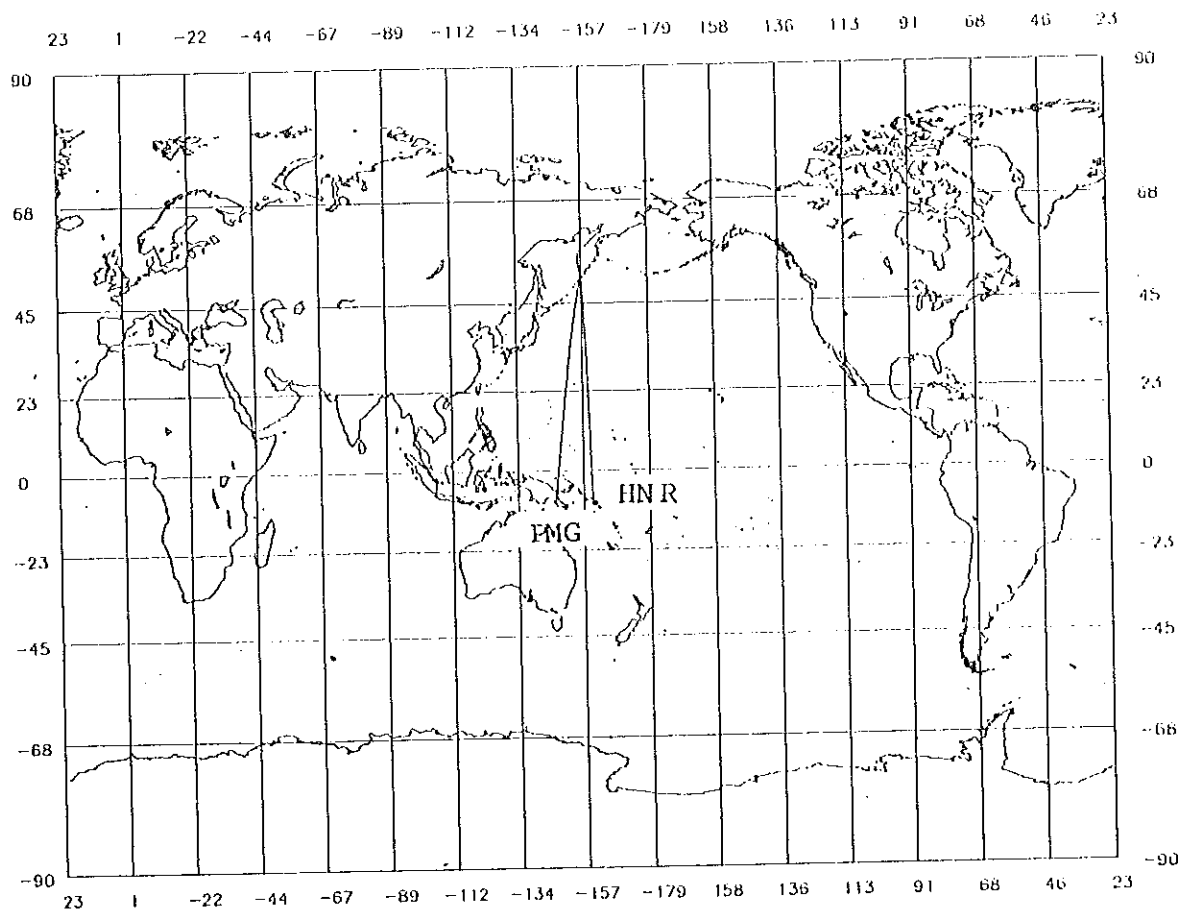


Figura 44. Recorridos entre el epicentro y las estaciones sísmicas que se utilizan en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964, para el caso en que los sismogramas se calculan por sumatoria de modos normales.

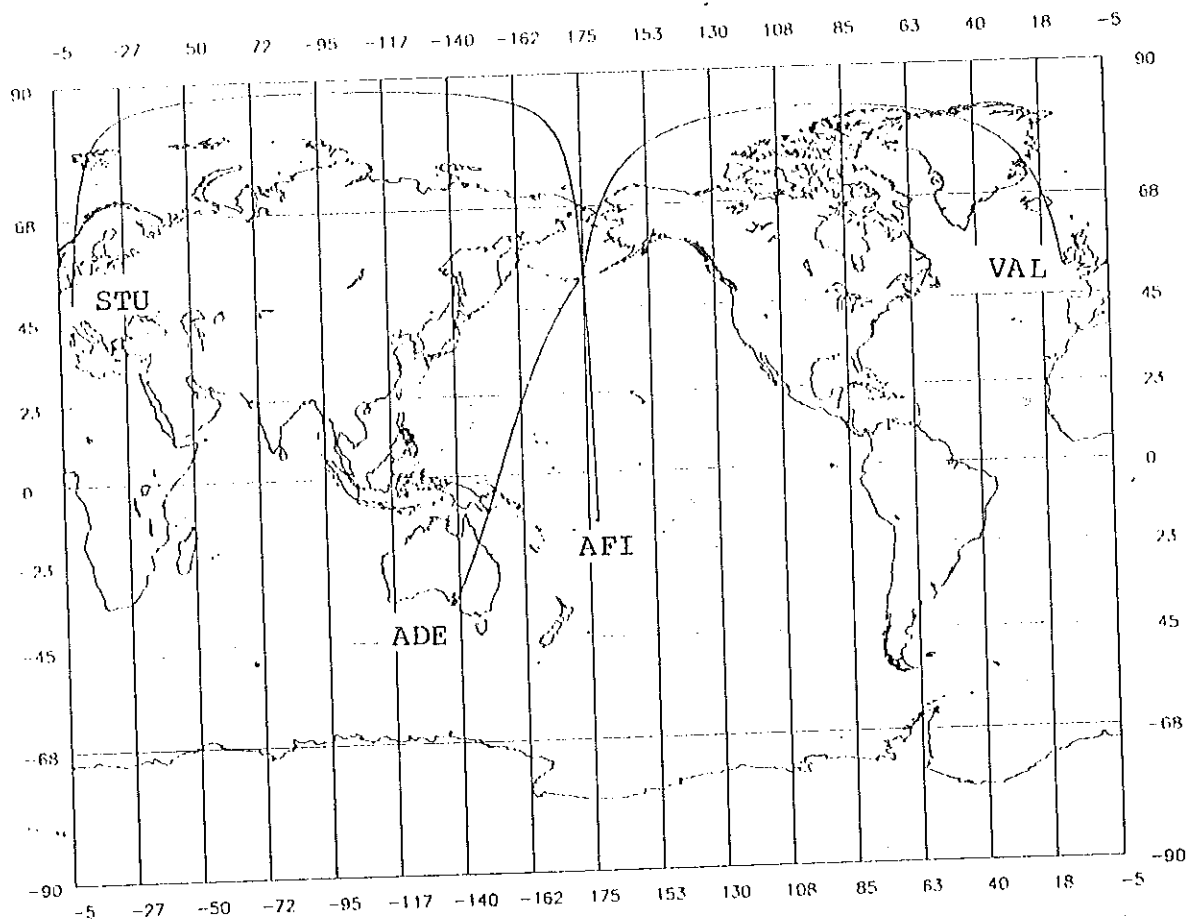


Figura 45. Recorridos entre el epicentro y las estaciones sísmicas que se utilizan en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970, para el caso en que los sismogramas se calculan por sumatoria de modos normales.

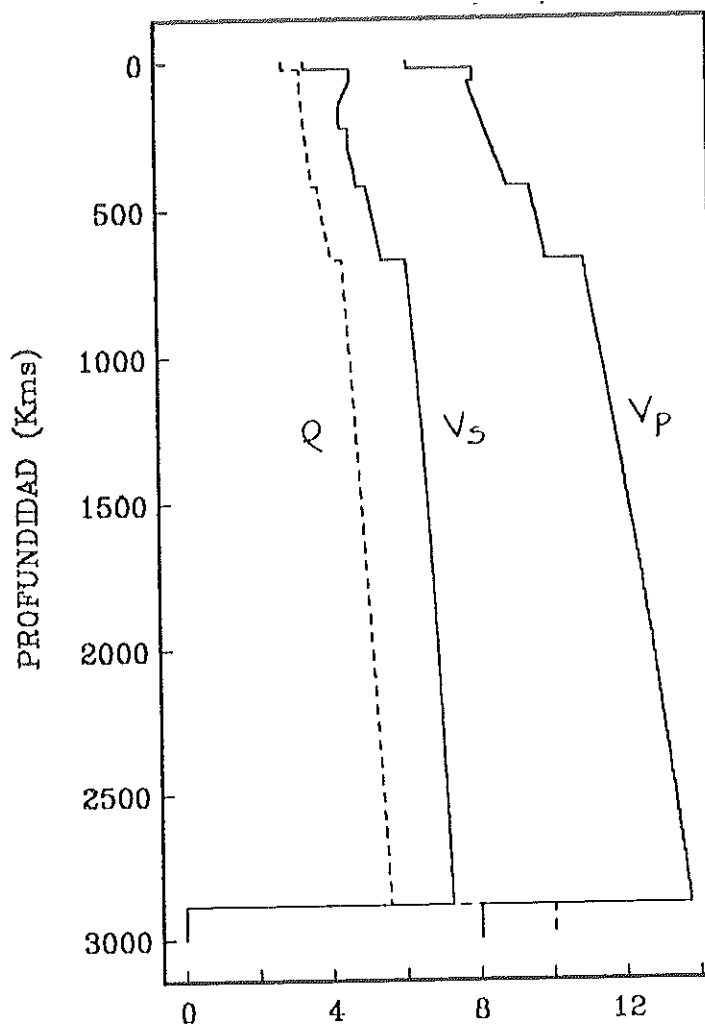


Figura 46. Estructura inicial utilizada en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de modos normales.

km de profundidad con valores para V_S igual a 4.341 km/s y 4.65 km/s, respectivamente. A partir de la zona de baja velocidad, V_S crece gradualmente hasta la interface manto-núcleo (ubicada a 2885 km de profundidad) pasando por dos rápidos incrementos de V_S en los 420 km y 671 km de profundidad. En los 420 km, V_S pasa de 4.79 km/s a 5.07 km/s y en los 671 km pasa de 5.46 km/s a 6.14 km/s. En el fondo del manto V_S es igual a 7.25 km/s. En la figura 47 se presentan los primeros 300 km de la estructura inicial. En esta figura se puede apreciar, mejor que en la figura 46, la distribución de velocidades y densidad en profundidad en la parte de la corteza y del manto superior.

Para el sismo de 1964, Liao et al (1978) reportan un mecanismo focal consistente en una falla vertical con azimut igual a 216.38° , un ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla igual a 90° , un echado igual a 90° y una profundidad del foco sísmico igual a 140 km (figura 5, Liao et al, 1978).

Para el sismo de 1970, House y Jacob (1983) reportan una solución para el mecanismo focal correspondiente a una falla normal con azimut igual a 352° , un ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla igual a 270° , un echado igual a 57° y una profundidad del foco sísmico igual a 150.8 km (tabla 1 y

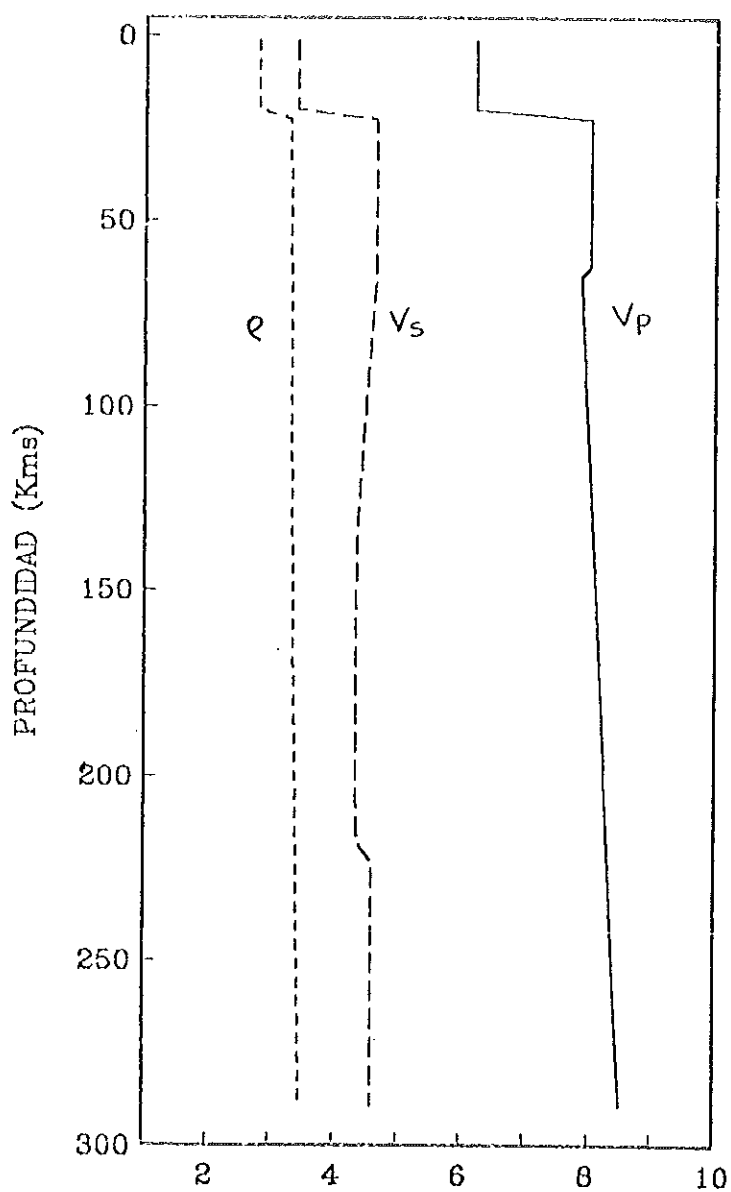


Figura 47. Primeros 300 km de la estructura, inicial utilizada en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de modos normales.

figura A2, House y Jacob, 1983).

La estructura de entrada en el programa WKBJ.SH es puntual a diferencia de la del programa PARTE1, en el que es por capas homogéneas. Por lo tanto, para comparar los resultados de ambos programas es necesario transformar la representación de una estructura definida por capas homogéneas a una puntual. La estructura inicial en su representación puntual se presenta en la figura 48 y corresponde a la mostrada en la figura 46.

Usando las convenciones para medir los ángulos que definen la falla sísmica en el programa MOMEN2, el mecanismo focal inicial para el sismo de 1964 corresponde a valores de $\epsilon=36.36^\circ$, $\gamma=90^\circ$ y $\delta=90^\circ$. La fuente se puso en una profundidad igual a 145 km. El mecanismo focal para el sismo de 1970 corresponde a valores de $\epsilon=352^\circ$, $\gamma=90^\circ$, $\delta=57^\circ$ y $h=161$ km. La profundidad del foco corresponde a la reportada por el ISC.

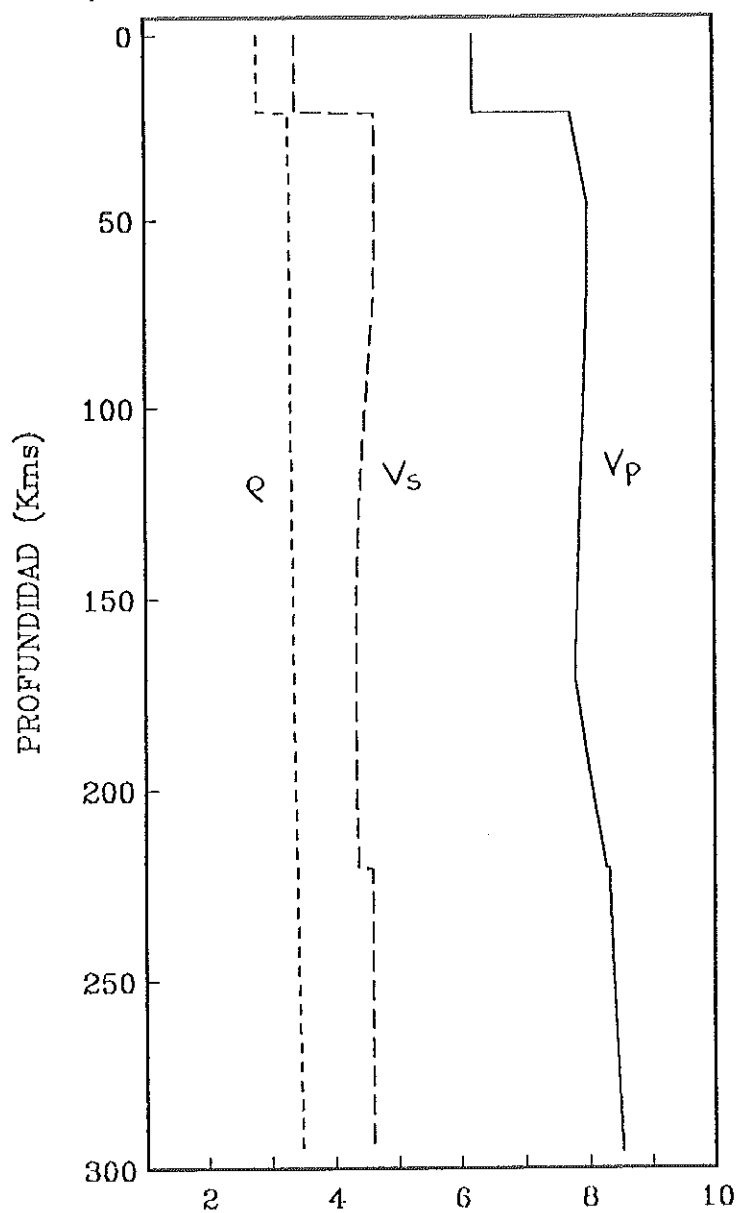


Figura 48. Estructura inicial usada en el cálculo de sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos. Esta estructura es equivalente a la de en la figura 46, pero en su representación puntual.

4.2 Sismogramas Sintéticos SH (suma de modos) para las Estructuras y Mecanismos Focales Iniciales

Para el cálculo de los sismogramas SH (suma de modos) del temblor de 1964 (figura 49) se usó el mecanismo focal reportado por Liao et al (1978) y la estructura inicial que se muestra en la figura 46. La estructura está definida por capas; por lo tanto, se tiene que considerar una profundidad 'promedio' para la fuente sísmica. Para este temblor, la fuente se ubicó a una profundidad igual a 138.2 km.

Los sismogramas sintéticos SH (suma de modos) del temblor de 1970 (figura 50) corresponden a la estructura inicial que se muestra en la figura 46 y al mecanismo focal reportado por House y Jacob (1983). Para este sismo, la fuente se puso a una profundidad igual a 163.13 km. Esta profundidad corresponde aproximadamente a la reportada por el ISC.

Los sismogramas sintéticos SH se calculan para 133.3 minutos; sin embargo, en este Capítulo se muestra sólo la sección que comprende al primer tren de arribos (ondas S, sS, ScS y sScS) ya que ellos son los que muestran con más claridad el efecto de la estructura del manto superior.

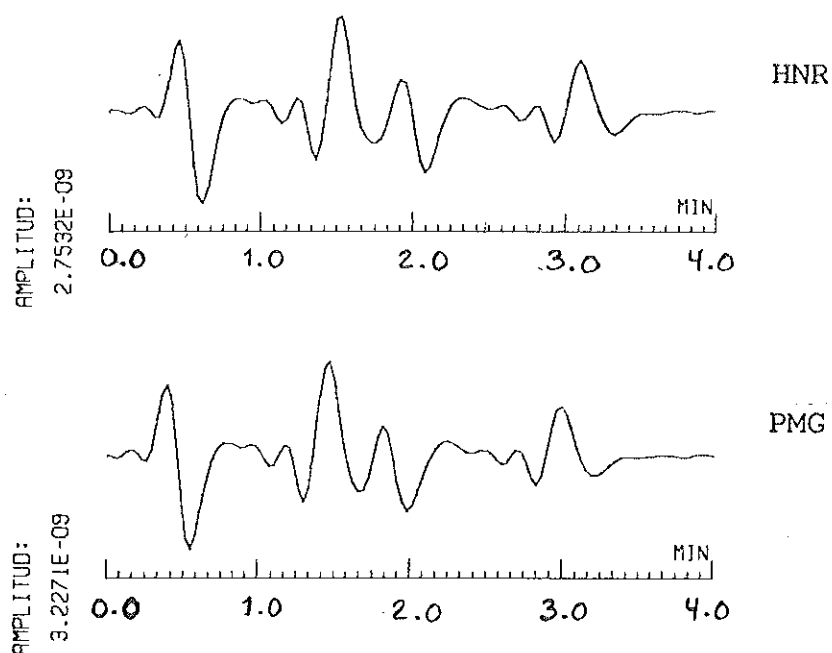


Figura 49. Sismogramas calculados por suma de modos normales, correspondientes a las estaciones utilizadas en el estudio del temblor del 26 de diciembre de 1964. El mecanismo de falla corresponde al reportado por Liao et al (1978), es decir, $\epsilon=216.38^\circ$, $\delta=90^\circ$, $\lambda=90^\circ$ y $h=138.2$ km. La estructura utilizada es M66BMN.2 (figura 46).

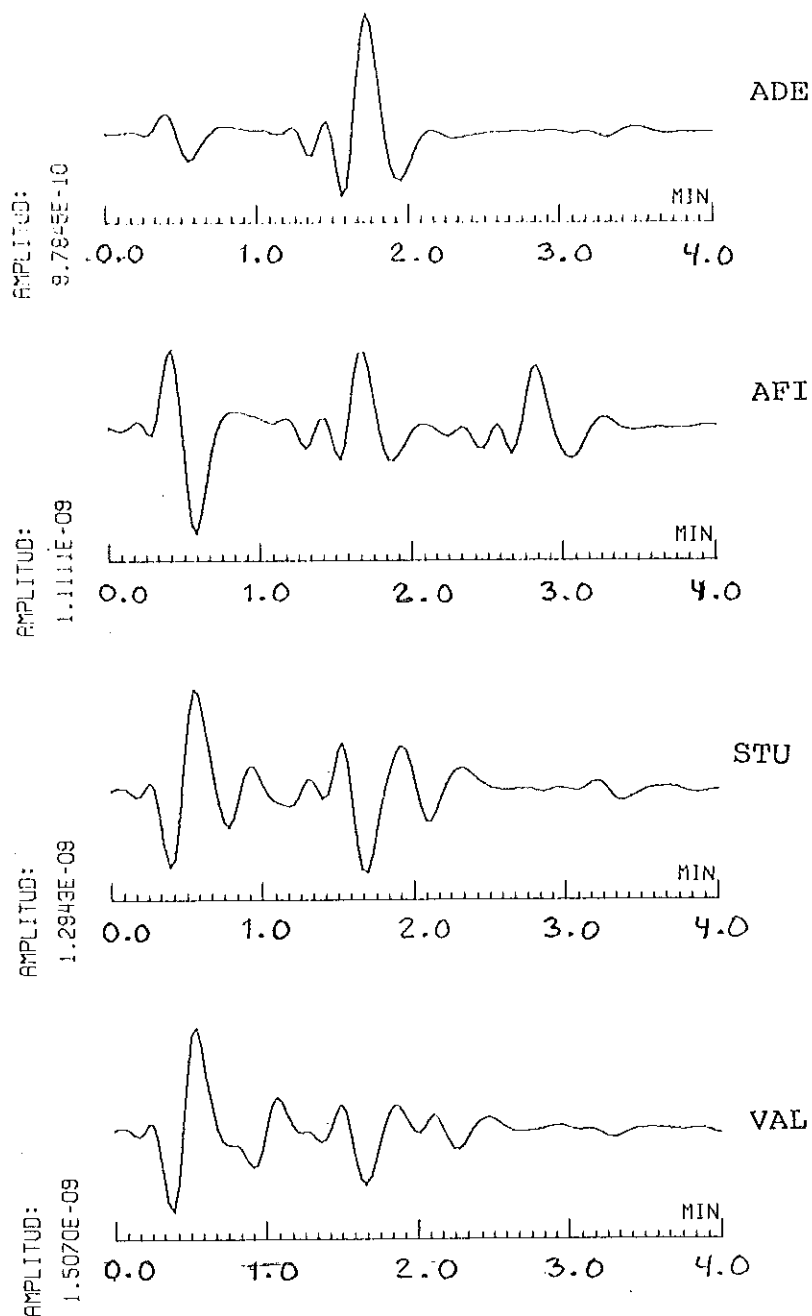


Figura 50. Sismogramas calculados por suma de modos normales, correspondientes a las estaciones utilizadas en el estudio del temblor del 28 de febrero de 1970. El mecanismo de falla corresponde al reportado por House y Jacob (1983), es decir, $\epsilon=352$, $\delta=57$, $\lambda=270$ y $h=163.13$ km. La estructura utilizada es M66BMN.2 (figura 46).

Para ejemplos de sismogramas completos, ver los de la sección 4.6.

4.2.1 Comparación de Sismogramas Sintéticos SH (suma de modos) con Observados

La figura 51 muestra las notaciones de las fases sísmicas S, sS, ScS y sScS que aparecen en los sismogramas calculados por suma de modos. El examen de este dibujo nos permite obtener algunos criterios para evaluar el grado de ajuste de los sismogramas computados con los observados. Las ondas S y sS muestrean el manto superior, haciéndolo en mayor grado la fase sS; por otro lado, las ondas ScS y sScS muestrean todo el manto. Sin embargo, las diferencias del tiempo de arribo entre las fases sScS y ScS depende fundamentalmente de la parte de la estructura sobre el foco sísmico. El hecho de que la atenuación de las ondas sísmicas se lleva a cabo fundamentalmente en la zona de baja velocidad que se sitúa en promedio (para estructuras oceánicas) entre los 80 y 220 km, nos ayuda también a encontrar una forma de conseguir mejor ajuste de las amplitudes con un cambio en los parámetros del mecanismo focal del sismo. Por último, es necesario destacar que la estructura que se utiliza de base en el

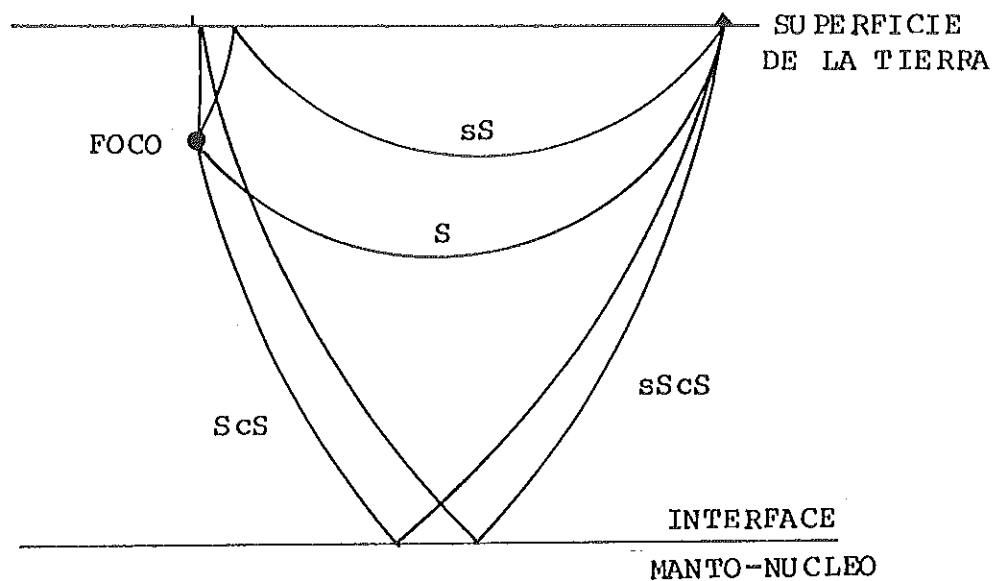


Figura 51. Fases sísmicas incluidas en los sismogramas sintéticos para el caso SH. La onda ss es la que rebota en la superficie libre, muy cerca del foco. La onda ScS rebota en la interfaz manto-núcleo. La onda S es la onda directa. La onda $sScS$ rebota en la superficie libre y, luego, en la interfaz manto-núcleo. Por comodidad, se utilizó una representación plana del modelo de Tierra.

manto medio e inferior (digamos, para profundidades mayores a los 300 km) satisface bien una gran cantidad de información sísmica. Por lo tanto, el cambio de estructura que trataremos de ajustar se refiere sólo a los primeros 300 km; esto se fundamenta también en el hecho de que es esta región la mayormente sujeta a variaciones producidas por el tectonismo terrestre (tectónica de placas).

La comparación de sismogramas sintéticos SH (suma de modos) con observados arroja los siguientes resultados:

a) En el sismograma de la estación HNR, las restas de tiempos de arribo sS-S, ScS-S y sScS-S son menores en los sismogramas sintéticos. Por otro lado, las restas de tiempos de arribo ScS-sS, sScS-sS y sScS-ScS son muy parecidas en los sismogramas sintéticos y observados. Estos resultados indican que la estructura inicial en los primeros 300 km tiene V_s mayor que la real. Las amplitudes de las fases ScS y sScS son menores en el sintético. La amplitud de la fase sS es más grande en el sintético; y la de S es muy parecida a la del observado.

b) En el sismograma de la estación PMG, las restas de tiempos de arribo sS-S, sScS-S y sScS-sS son muy parecidas a las de los observados; ScS-S y ScS-sS son difíciles de calcular debido a que la fase ScS no se puede ver con

claridad. Esto quiere decir que la estructura inicial en los primeros 300 km tiene V_S muy parecida a la real. Las amplitudes de las fases sS y sScS son menores en el sintético y la amplitud de la onda S es mayor en el sintético.

c) En el sismograma de la estación ADE parece que sólo hay dos arribos; esto se debe a que los tiempos de arribo de las fases S y ScS son muy parecidos al igual que los de las fases sS y sScS. La resta de tiempos de arribo sS-S es mayor en el sintético. Esto quiere decir que en los primeros 300 km de la estructura inicial V_S es menor que la real. La amplitud de la fase S es más chica en el sintético y la de sS es más grande en el sintético.

d) En el sismograma de la estación AFI, los tiempos de arribo de las fases sS y ScS son similares. Las restas de tiempos de arribo sS-S y ScS-S son más grandes en el sintético; ScS-sS es menor en el sintético. Esto significa que la estructura inicial en los primeros 300 km tiene V_S menor que la real. La amplitud de S es más grande en el sintético; la de sS es más chica en el sintético; y, por último, la de ScS es parecida en ambos sismogramas, observados y calculados.

e) En el sismograma de la estación STU, la fase ScS no

puede ser identificada porque llega poco después que la onda S y se pierde. Las restas de tiempos de arribo SS-S y ScS-S son mayores en el sintético. Esto quiere decir que la estructura inicial en los primeros 300 km tiene V_S menor que la real. Las amplitudes de S y de sScS son más grandes en el sintético; la de sS es más chica en el sintético.

f) En el sismograma de la estación VAL, las restas de tiempos de arribo ScS-S, sS-S y sScS-S son mayores en el sintético; sS-ScS se parece a la del observado; sScS-sS es más grande en el sintético. Esto quiere decir que la estructura inicial en los primeros 300 km tiene V_S menor que la real. La amplitud de S es más grande en el sintético; las de sS y sScS son menores en el sintético; y la de ScS es parecida a la del observado.

Podemos sintetizar los anteriores resultados en la forma siguiente:

i) La estructura inicial para los recorridos examinados tiene V_S menor que la real en los primeros 300 km, incluyendo la corteza y el manto superior.

ii) Los mecanismos focales de los dos temblores no son los más adecuados porque las amplitudes de las fases en los

sismogramas sintéticos no se parecen a las de los observados y cambios en la atenuación sísmica no las mejorarían.

Para lograr un mejor ajuste en los tiempos de arribo y amplitudes relativas de las fases presentes en los sismogramas, es necesario hacer muchas corridas; primero, modificando la estructura y, luego, el mecanismo focal. El cálculo de un sismograma requiere aproximadamente de cuatro horas de computación, además de una cantidad considerable de espacio de memoria en la computadora. Por lo tanto, el ajuste resulta muy costoso por este método. Surge, así, la necesidad de emplear un método alternativo para calcular sismogramas sintéticos que sea más barato. Esto nos llevó a considerar al método WKBJ, que gasta menos tiempo y memoria de computación.

El algoritmo WKBJ (descrito en la sección 3.5) calcula sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos con mayor exactitud que los métodos basados en una teoría de rayos geométrica. El algoritmo WKBJ contempla el cálculo de sismogramas sintéticos para los casos P-SV y SH. Esto permite un mejor estudio de los mecanismos focales de los dos sismos si es que se utilizan más sismogramas observados.

4.3 Sismogramas Sintéticos P-SV para las Estructuras y Mecanismos Focales Iniciales

El programa WKBJ.SH calcula sismogramas para los casos SH y P-SV. Esta sección corresponde al cálculo de sismogramas para el caso P-SV. La razón de ello es que queremos utilizar la información que está en los sismogramas observados de componente vertical para complementar la que obtuvimos de los de componente horizontal (E-W). De esta forma mejoraremos nuestra estimación de los valores de los ángulos que definen al mecanismo focal de cada temblor y de las estructuras sísmicas.

En la figura 52 se dibujan las fases sísmicas P, pP, sP y PcP que aparecen muy juntas en la primera parte (tren P) de los sismogramas sintéticos P-SV. Para el cálculo de los sismogramas P-SV del temblor de 1964 (figuras 53 y 54) se usó la estructura mostrada en la figura 48 y mecanismo focal inicial. Los sismogramas sintéticos P-SV del temblor de 1970 (figuras 55 a la 60) corresponden a la estructura que aparece en la figura 48 y al mecanismo focal inicial.

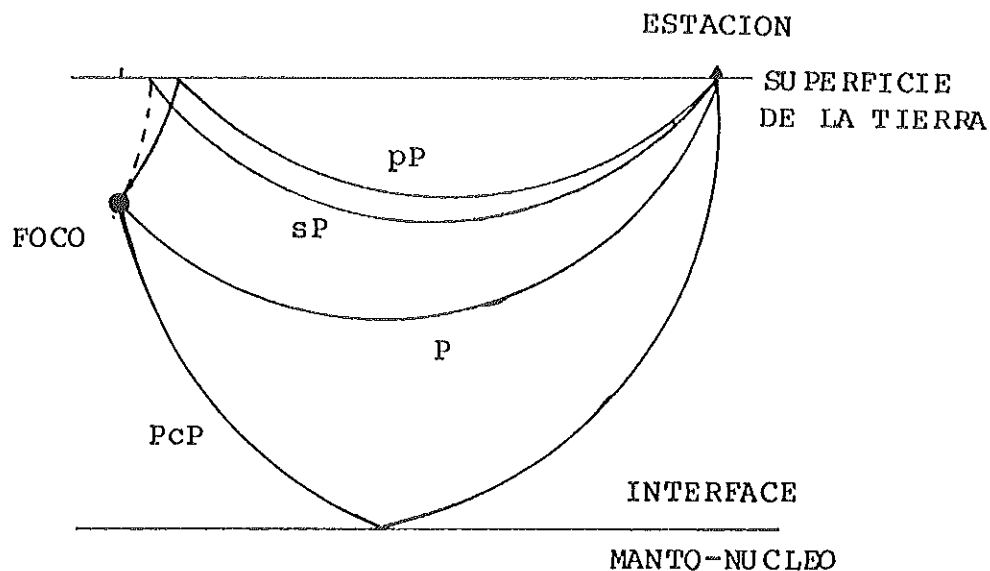


Figura 52. Fases sísmicas incluidas en los sismogramas sintéticos para el caso P-SV. La onda pP es la que rebota en la parte de la superficie libre casi encima del foco, la sP sale del foco como onda S y rebota en la parte de la superficie libre casi arriba del foco para convertirse en onda P, la onda P es la onda directa y por último la onda PcP rebota en la interfaz manto-núcleo.

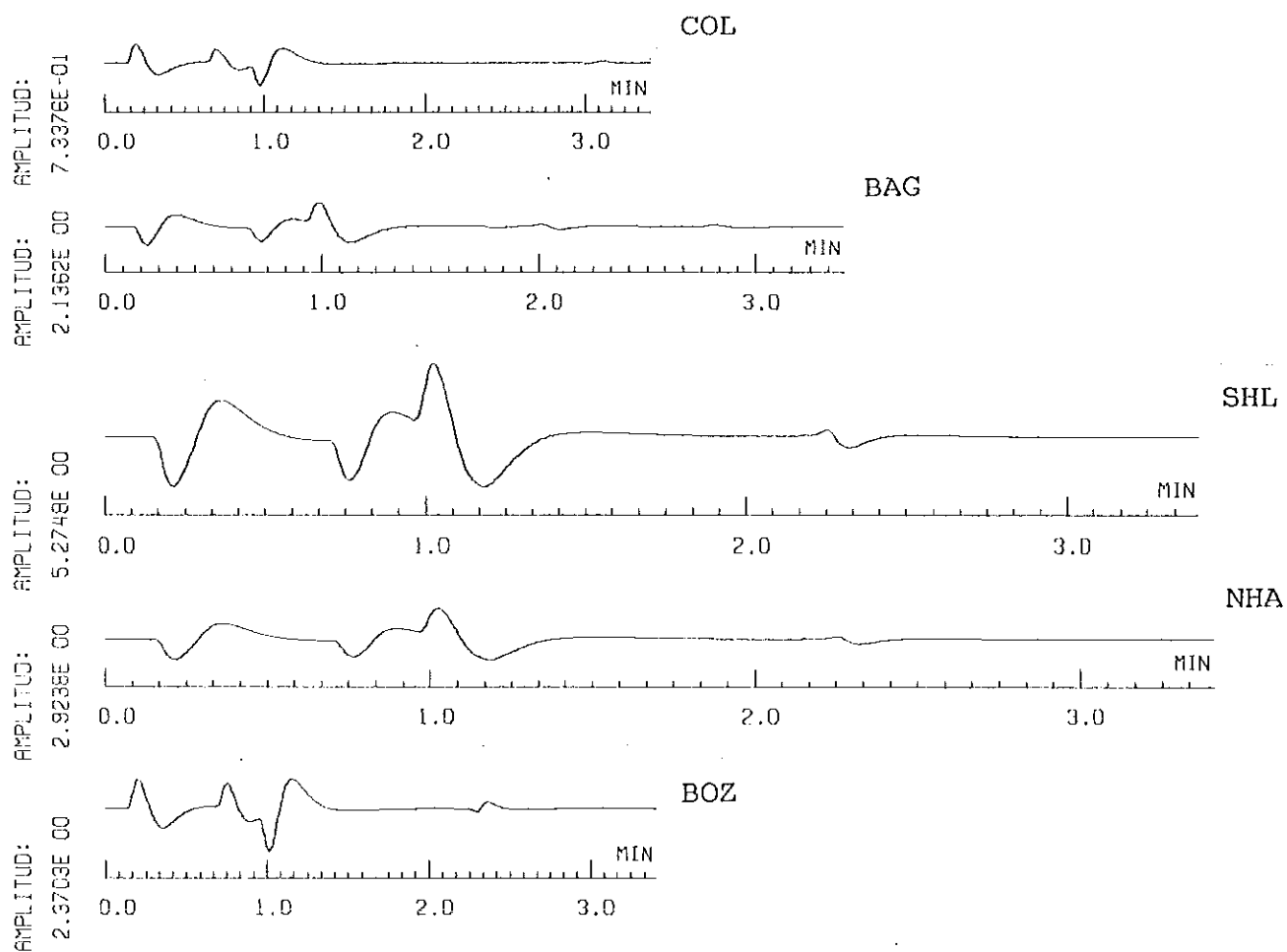


Figura 53. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964. Se usa la estructura inicial (figura 46) y el mecanismo focal inicial; $h=145$ km.

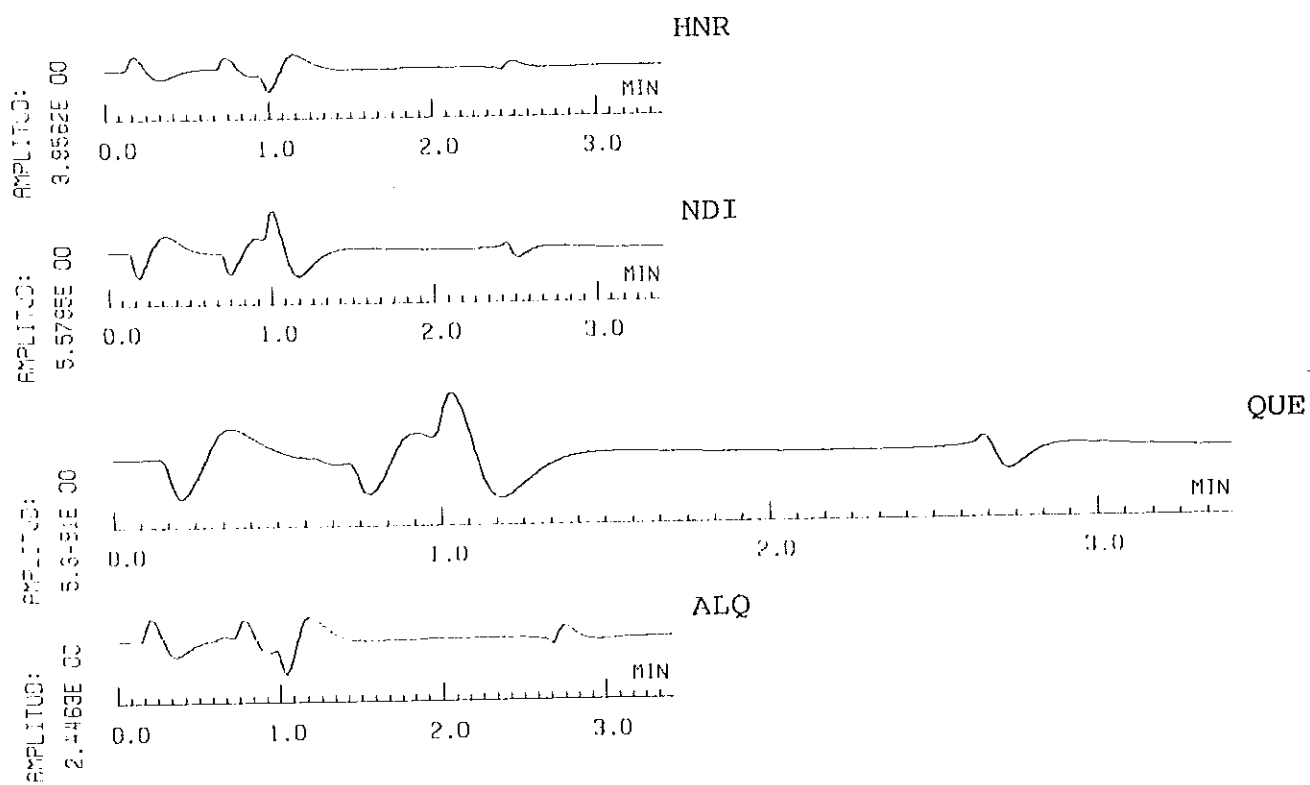


Figura 54. Idem figura 53.

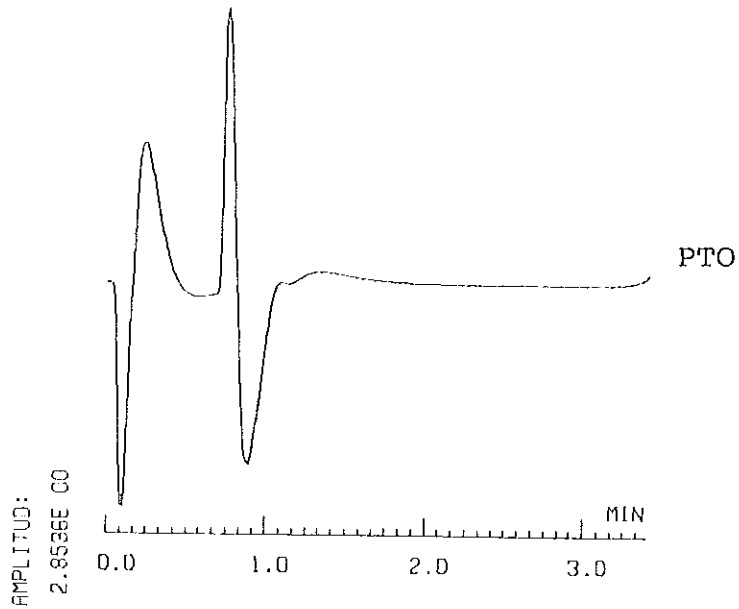


Figura 55. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usa la estructura inicial (figura 46) y un mecanismo focal muy parecido al inicial; $h=161$ km.

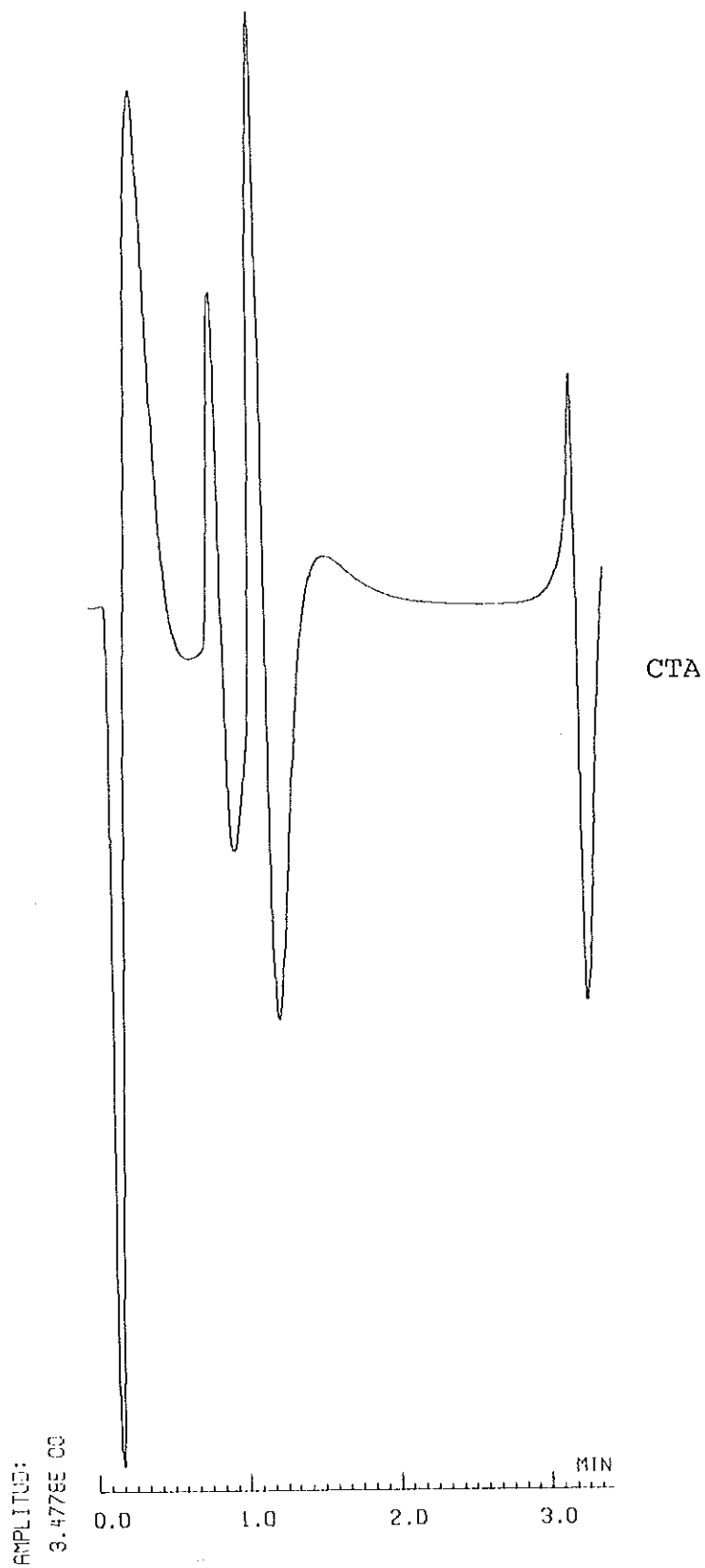


Figura 56. idem figura 55.

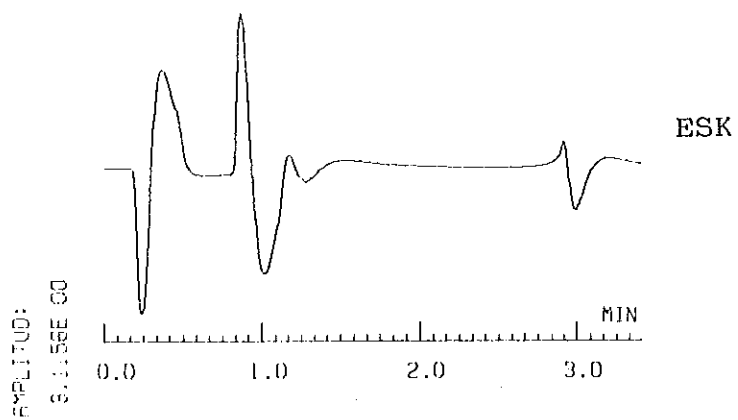
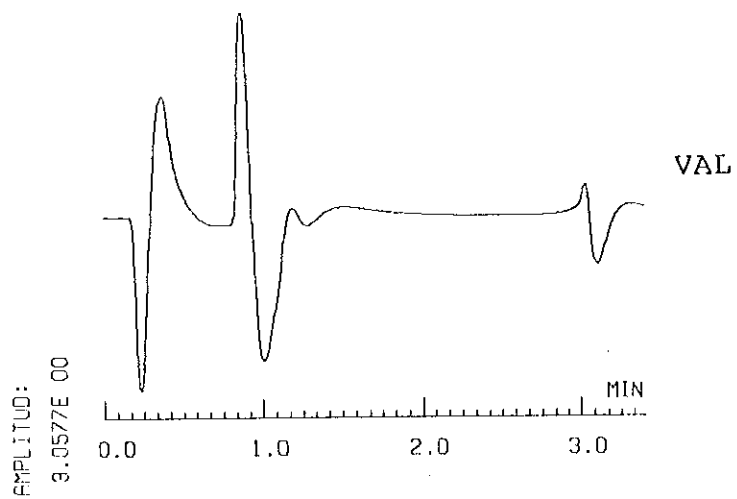


Figura 57. idem figura 55.

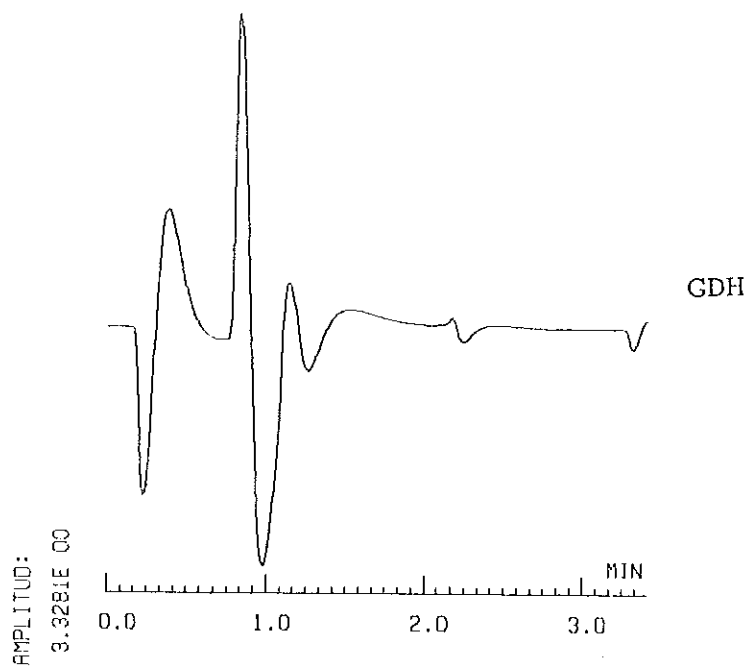
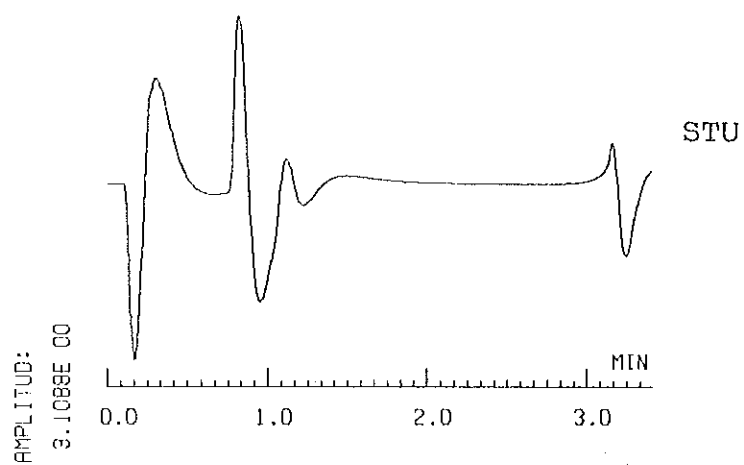


Figura 58. idem figura 55.



Figura 59. idem figura 55.



Figura 60. idem figura 55.

Para una mejor comparación, los sismogramas sintéticos se han calculado con la misma escala horizontal que los observados y ajustando la máxima amplitud de ambos sismogramas.

4.3.1 Comparación de Sismogramas Sintéticos P-SV con Observados

Comparando los sismogramas observados con los sintéticos P-SV correspondientes a la estructura de la figura 48 y al mecanismo focal inicial, se notan diferencias tanto en las amplitudes relativas como en los tiempos de arribo de las fases. Este resultado ya lo habíamos obtenido cuando comparamos los sismogramas sintéticos SH (suma de modos) con los observados. Para alcanzar un mejor ajuste, hemos usado una técnica de prueba y error que se describe en la sección siguiente.

4.4 Ajuste de Sismogramas Sintéticos P-SV con los Observados

Para ajustar mejor los sismogramas sintéticos P-SV a los observados, usaremos una técnica de prueba y error que consiste en modificar la estructura inicial de modo que se logre ajustar mejor los tiempos de arribo de las fases P, pP, sP y PcP; luego, se muestrea un 'espacio de soluciones' para los ángulos que definen al mecanismo focal alrededor de la solución inicial, buscando mejorar el ajuste de las amplitudes relativas de las fases P, pP, sP y PcP.

4.4.1 Construcción de las Estructuras de Prueba

Considerando que las profundidades de los dos sismos en estudio los ubican en la parte superior del manto superior, entonces las estructuras de la corteza y del manto sobre el foco sísmico se formaron con las características de la región en que se encuentran las estaciones sísmicas. Esto se justifica parcialmente, ya que de los rayos usados en el ajuste del mecanismo focal (P, pP, sP y PcP), los rayos pP y sP rebotan cerca de la

región donde está el foco sísmico (ver figura 52). Por otro lado, todos los rayos cruzan la estructura del manto superior abajo de la estación registradora. A pesar de este punto en contra, la restricción del uso de un modelo lateralmente homogéneo obliga a tomar la mejor decisión que se puede en este respecto.

En las figuras 61 a la 65 se muestran las estructuras con valores de V_p , V_s y ρ , consideradas adecuadas para la parte sobre el foco sísmico, y tomando en cuenta, hasta donde es posible, las estructuras promedio para los caminos de recorrido mínimos entre el epicentro y las estaciones sísmicas (figuras 66 y 67). Lo anterior supone que la principal fuente de heterogeneidad lateral está dentro de estos primeros 200 km, afectando principalmente a las fases pP y sP.

Con los mecanismos focales iniciales y las estructuras de las figura 61 a la 65, que llamaremos regionales, se calculan los sismogramas P-SV de las figuras 68 y 69 (temblor de 1964) y de las figuras 70 a la 75 (temblor de 1970) correspondientes a las estaciones de componente vertical. La comparación de los sismogramas sintéticos con los observados, muestra que los tiempos de arribo de las fases P, pP, sP y PcP, no ajustan bien. Por lo tanto,

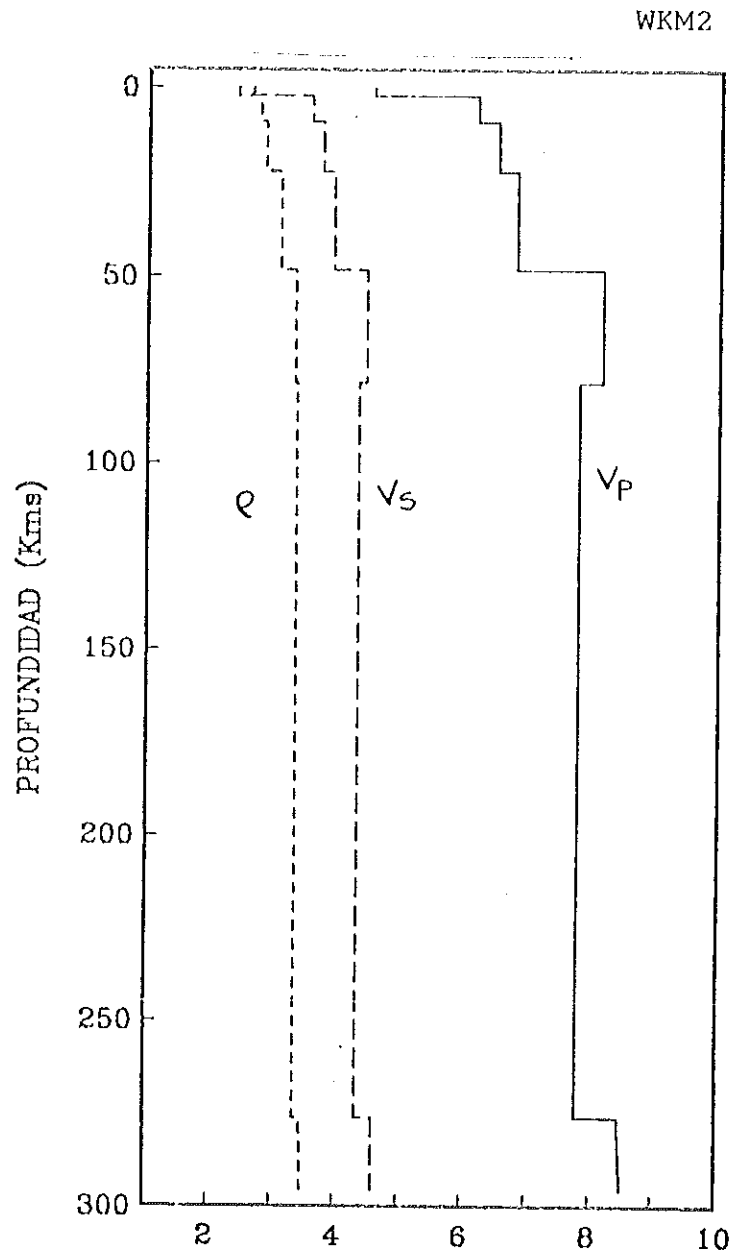


Figura 61. Estructuras regionales, construidas tomando en cuenta los caminos de recorrido ilustrados en las figuras 66 y 67.

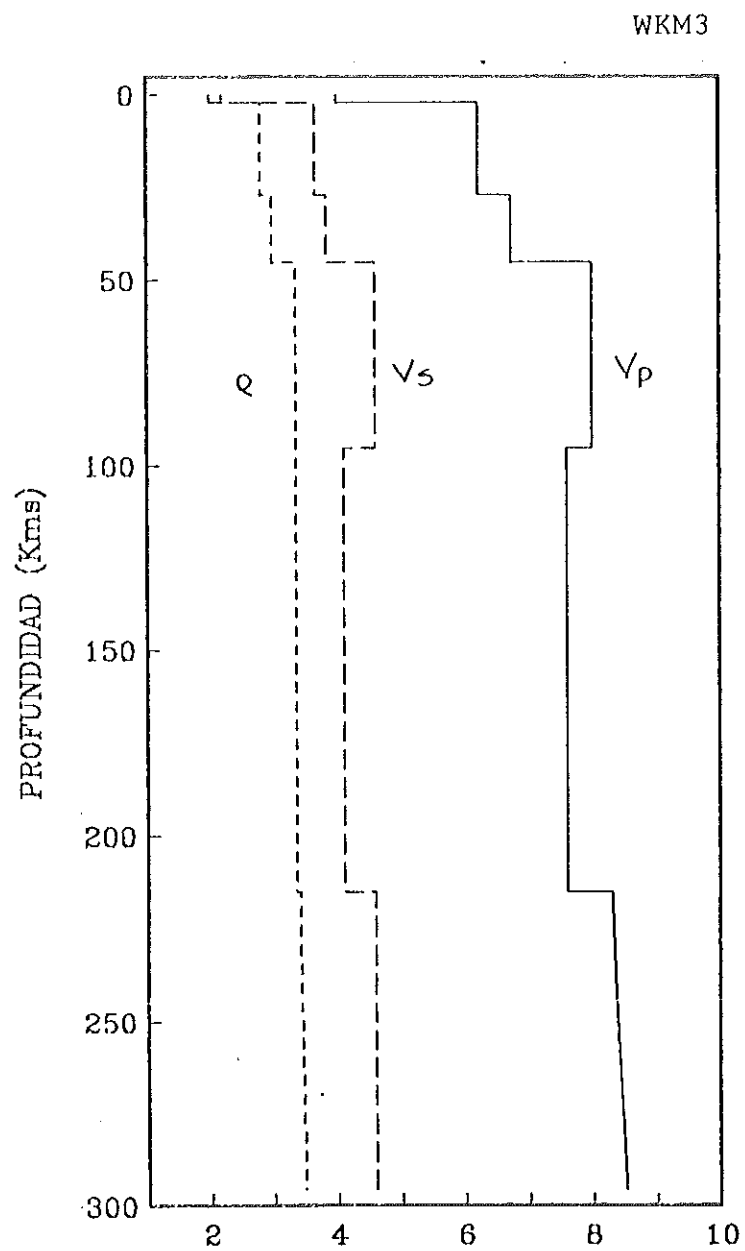


Figura 62. Idem figura 61.

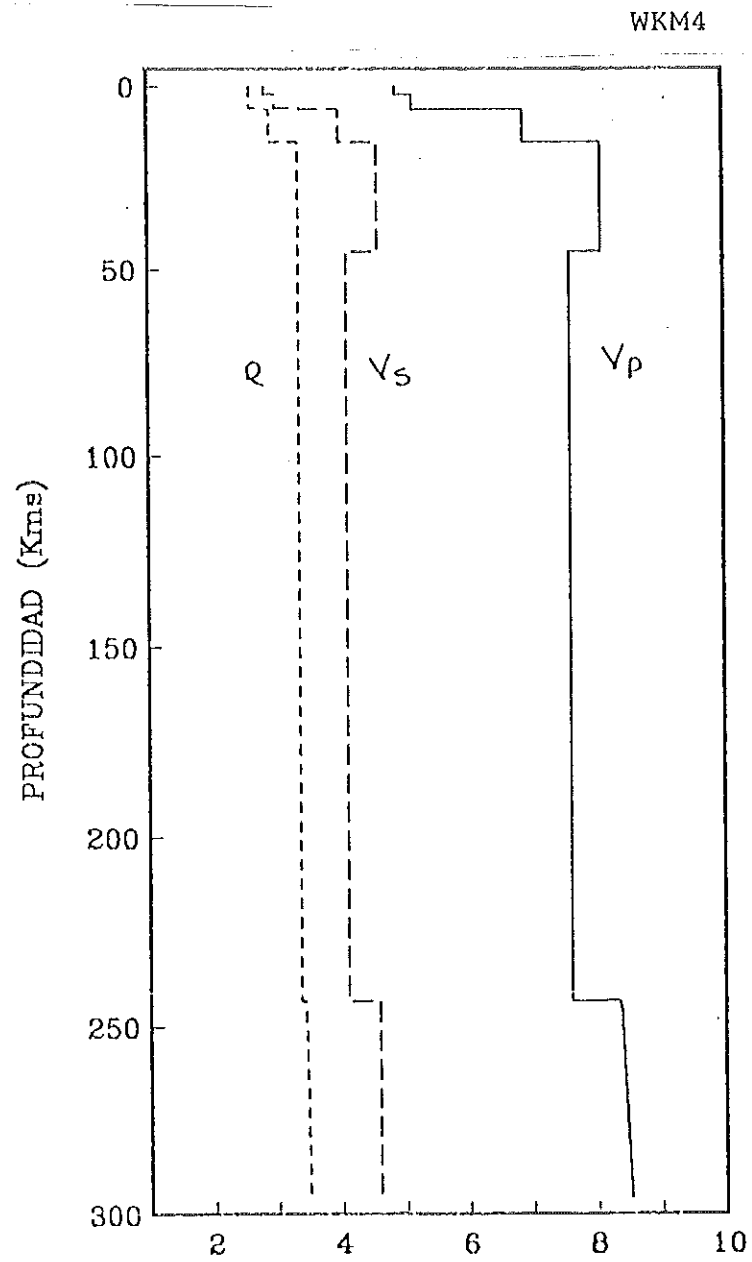


Figura 63. Idem figura 61.

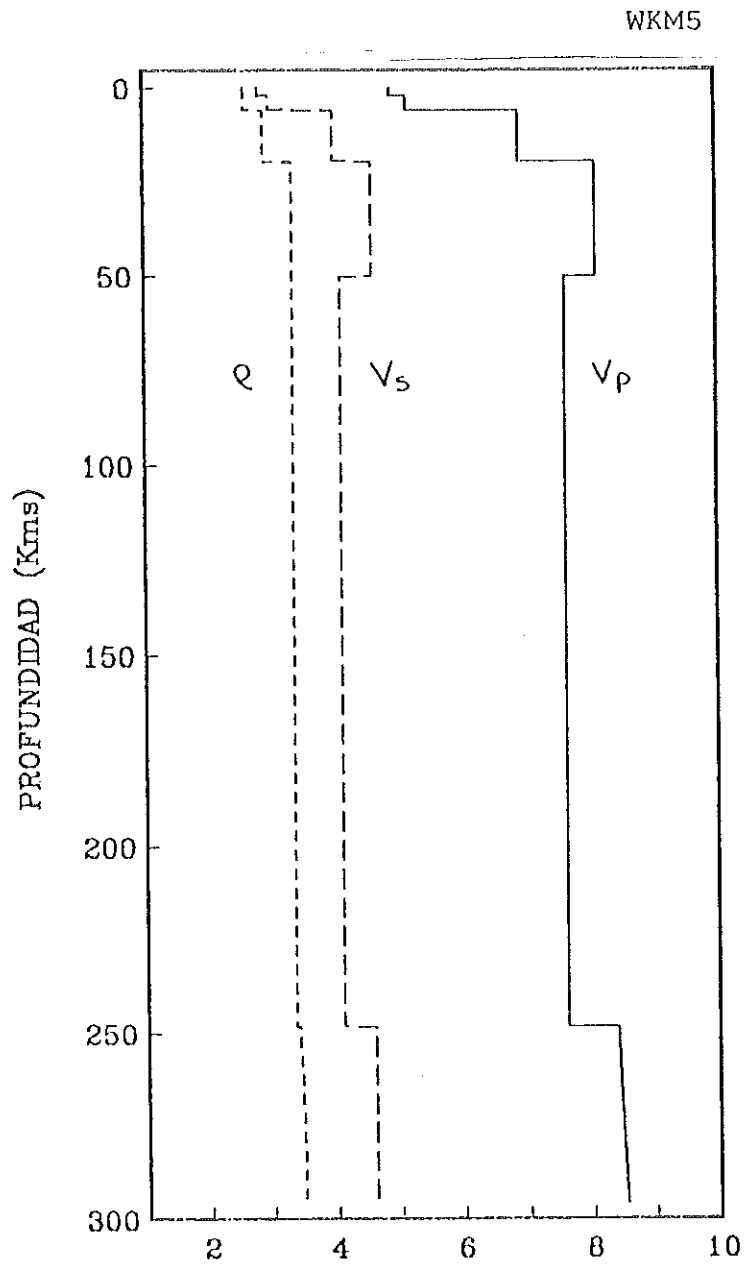


Figura 64. Idem figura 61.

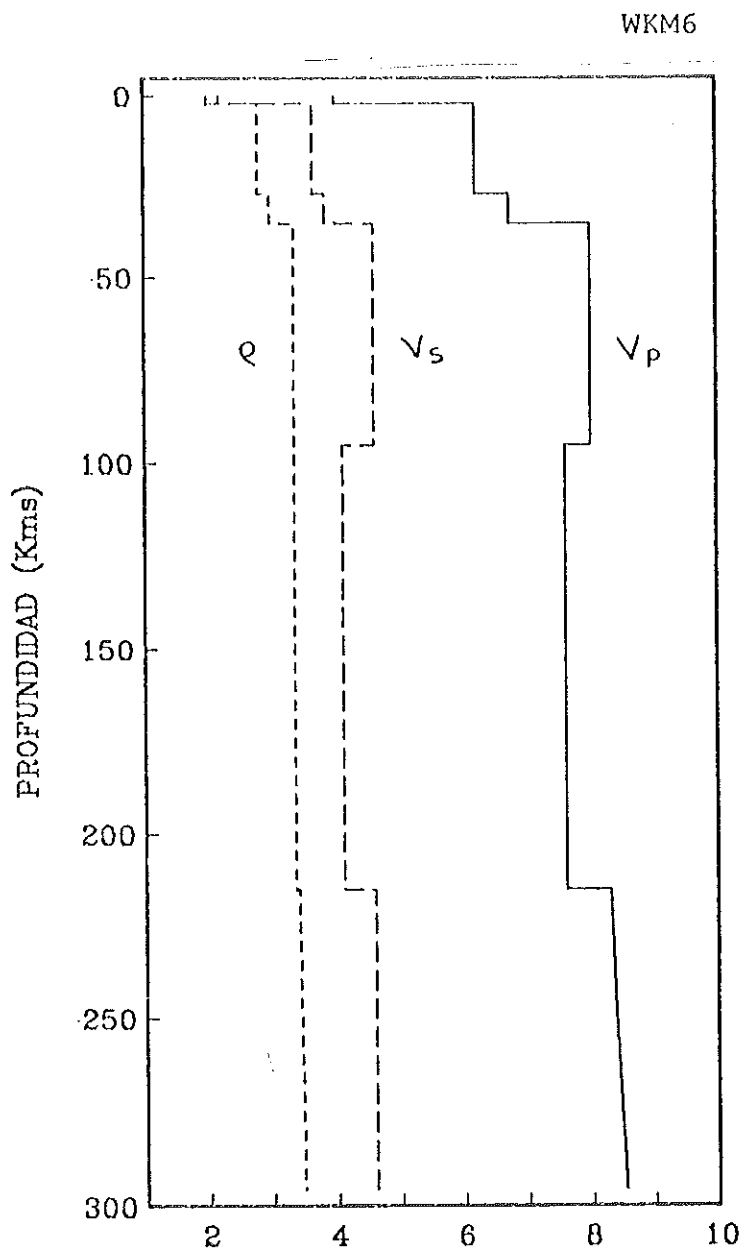


Figura 65. Idem figura 61.

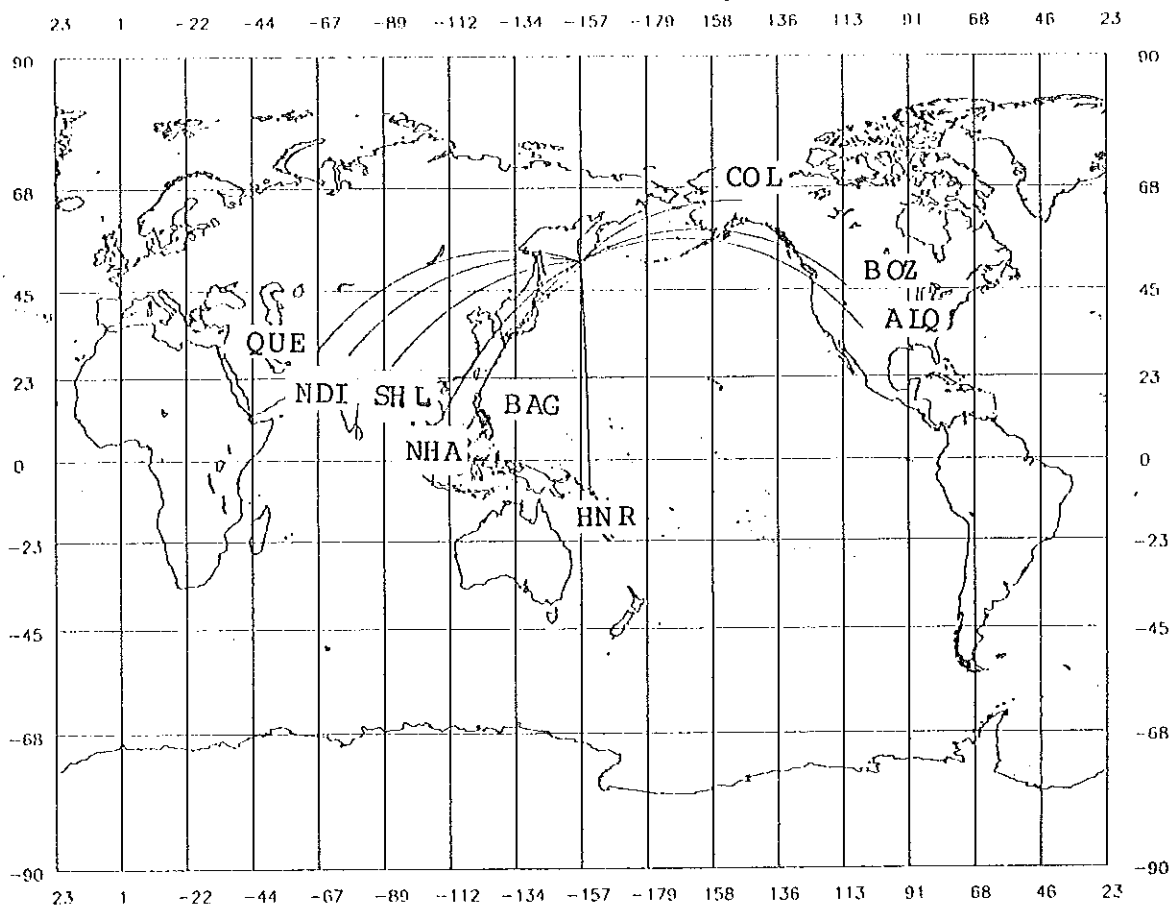


Figura 66. Recorridos entre el epicentro y las estaciones registradoras para las cuales se tienen sismogramas de componente vertical y usados en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964.

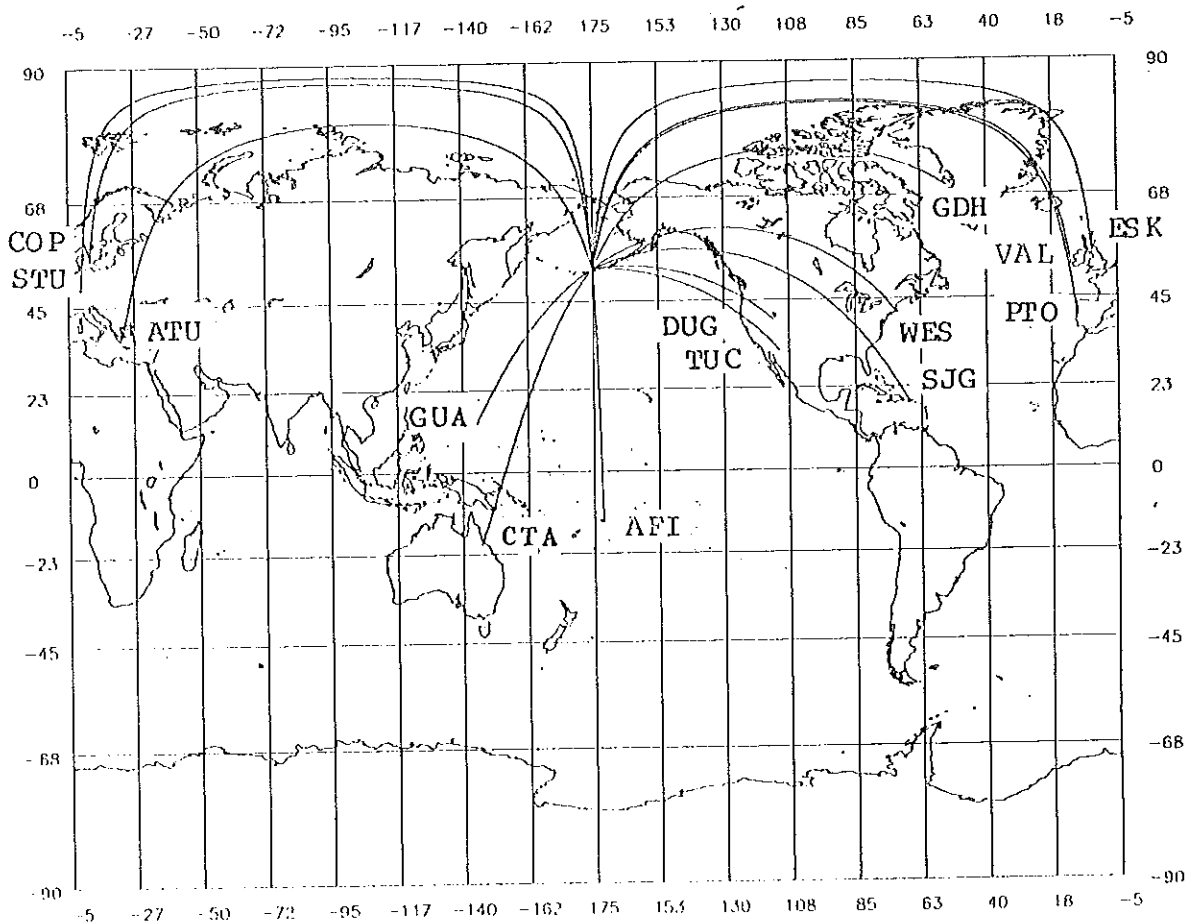


Figura 67. Recorridos entre el epicentro y las estaciones registradoras para las cuales se tienen sismogramas de componente vertical y usados en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970.

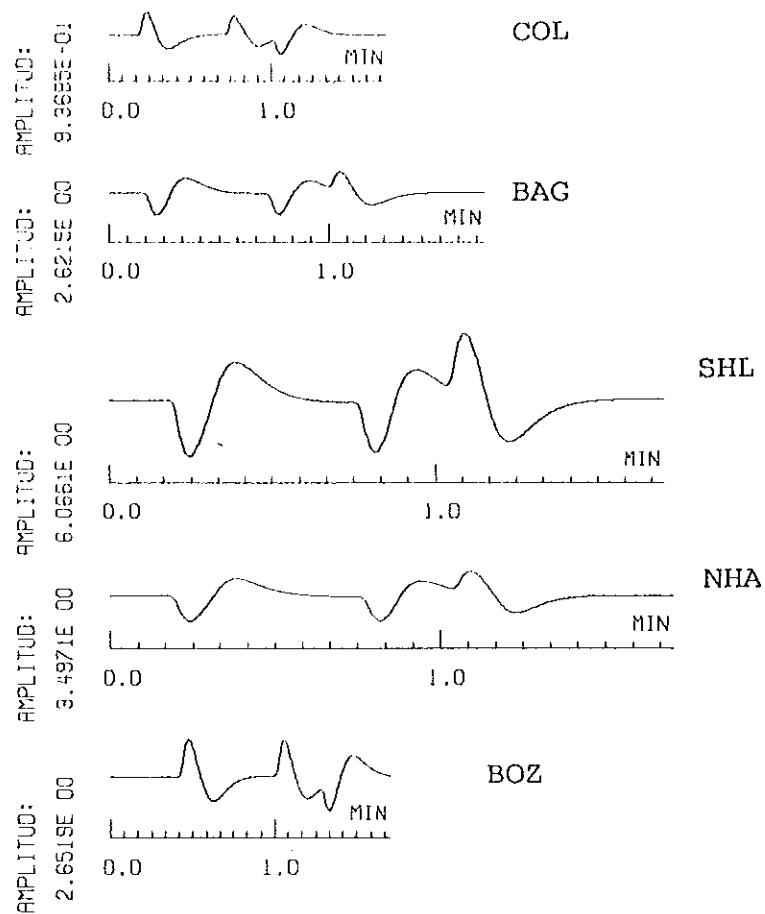


Figura 68. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964. Se usan las estructuras regionales y el mecanismo focal inicial; $h=145$ km.

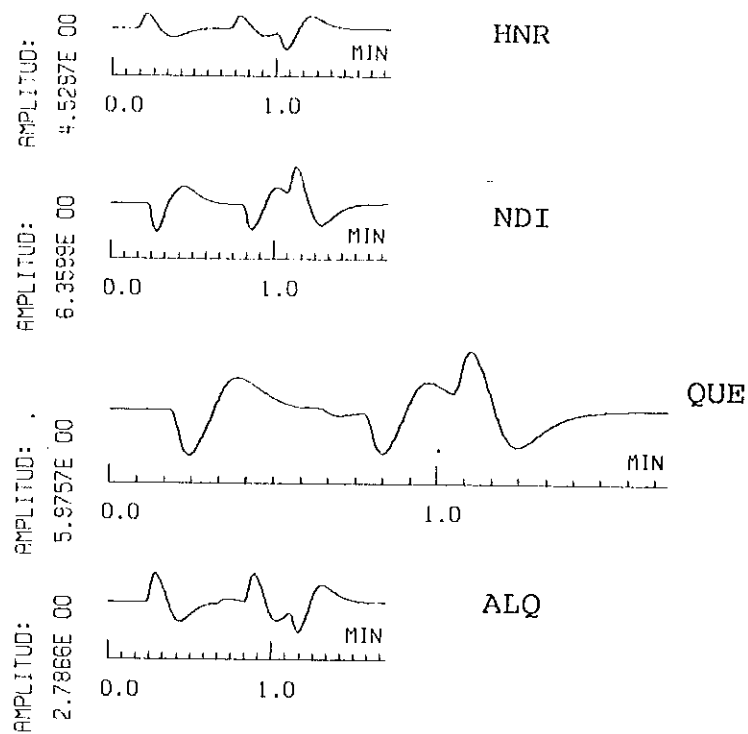


Figura 69. Idem figura 68.

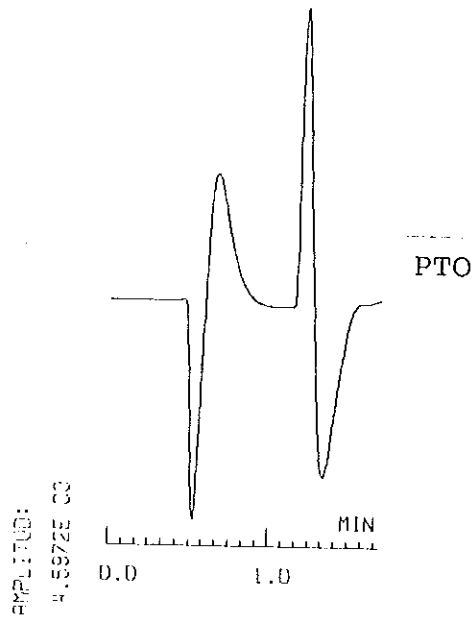


Figura 70. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a las estaciones de componente vertical usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usan las estructuras regionales y un mecanismo focal muy parecido al inicial; $h=161$ km.

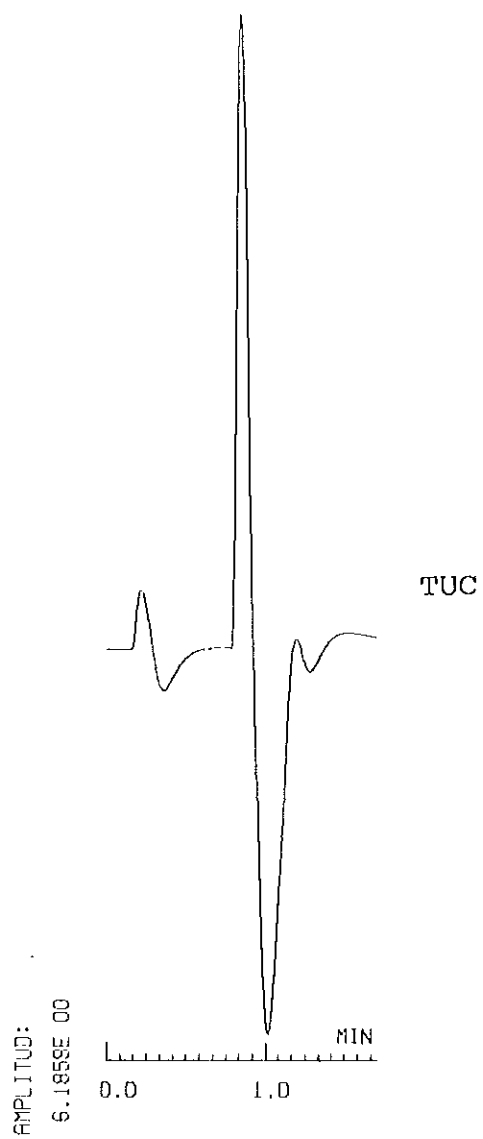


Figura 71. Idem figura 70.

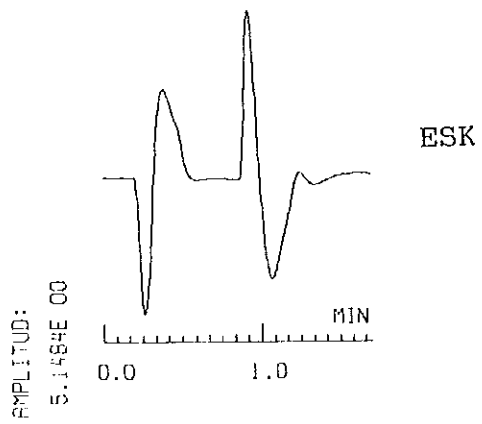
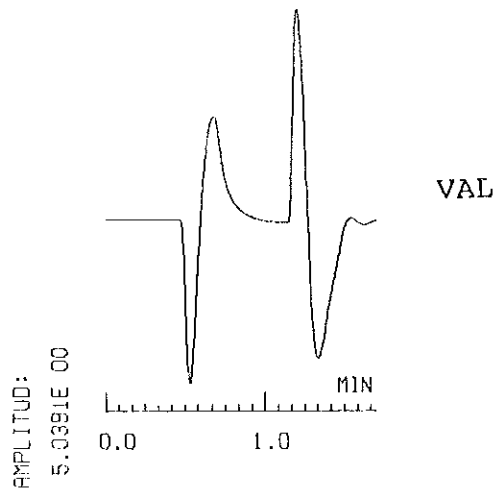


Figura 72. Idem figura 70.

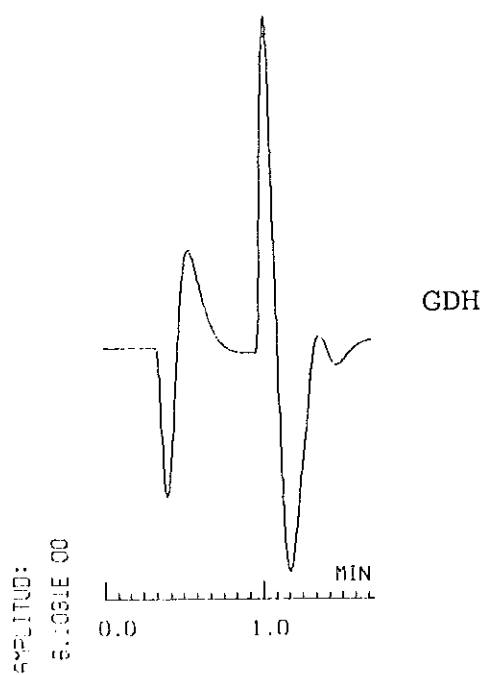
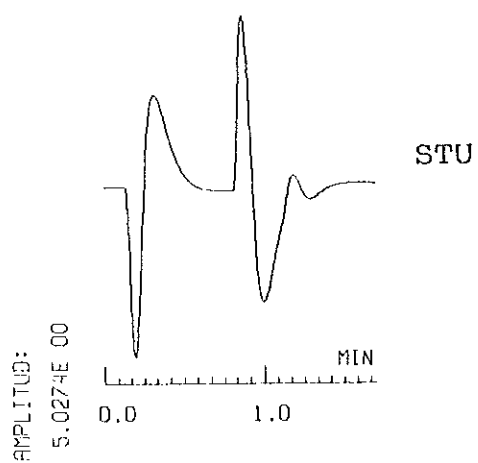


Figura 73. Idem figura 70.

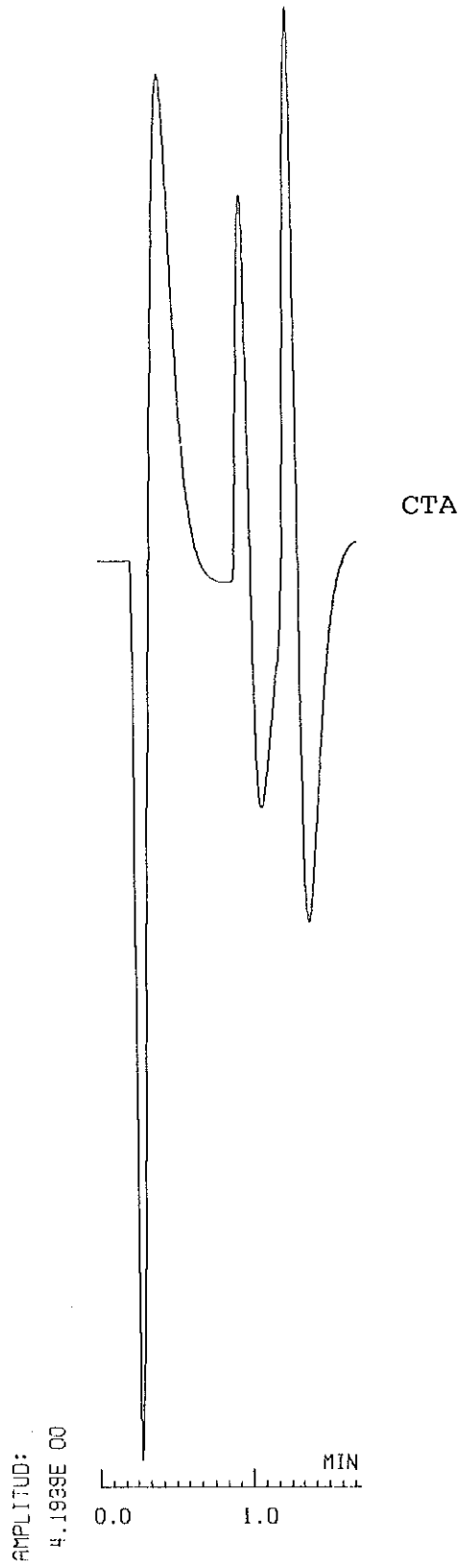


Figura 74. Idem figura 70.

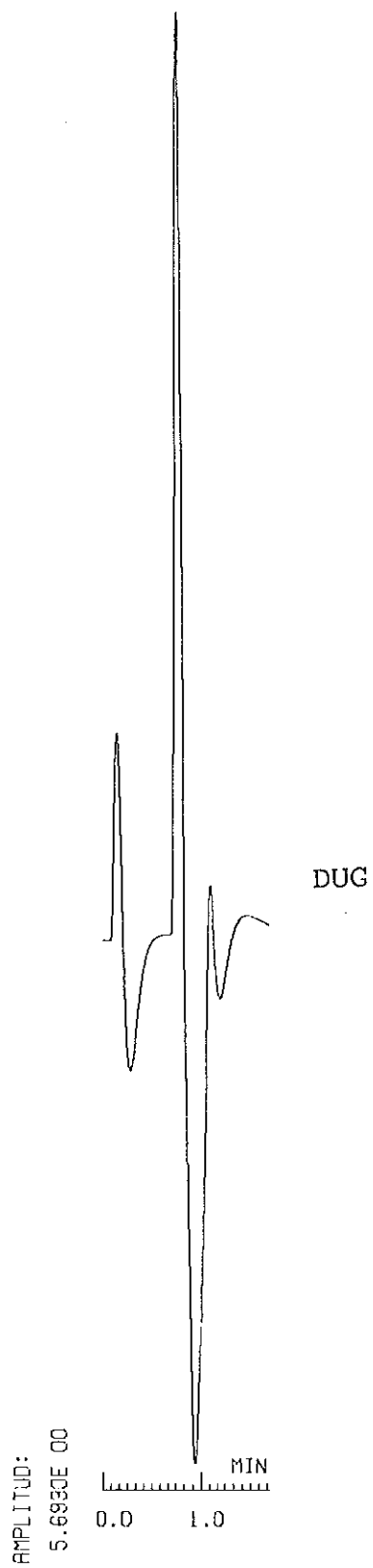


Figura 75. Idem figura 70.

haremos cambios de V_s y V_p en las estructuras regionales para mejorar el ajuste.

Usaremos los términos 'primera corrección' y 'segunda corrección' para referirnos a las estructuras regionales que incluyen la parte de la corteza y del manto sobre el foco sísmico modificadas por primera y segunda vez. Para diseñar las correcciones se aplicaron los criterios de tiempos de arribo de las fases P, pP, sP y PcP.

La primera corrección de las estructuras regionales se muestra en las figuras 76 a la 80. En las figuras 81 y 82 se muestran sismogramas sintéticos P-SV correspondientes a las estructuras regionales en primera corrección y mecanismo focal inicial para el sismo de 1964. Para el sismo de 1970 no se calcularon sismogramas con estas estructuras.

La comparación de los sismogramas sintéticos P-SV con los observados hizo necesaria una segunda corrección de las estructuras regionales. En las figuras 83 a la 87 se presentan las estructuras regionales en segunda corrección. Estas estructuras son las que se usan para mejorar nuestra estimación del mecanismo focal de cada sismo.

La diferencia básica entre las estructuras regionales

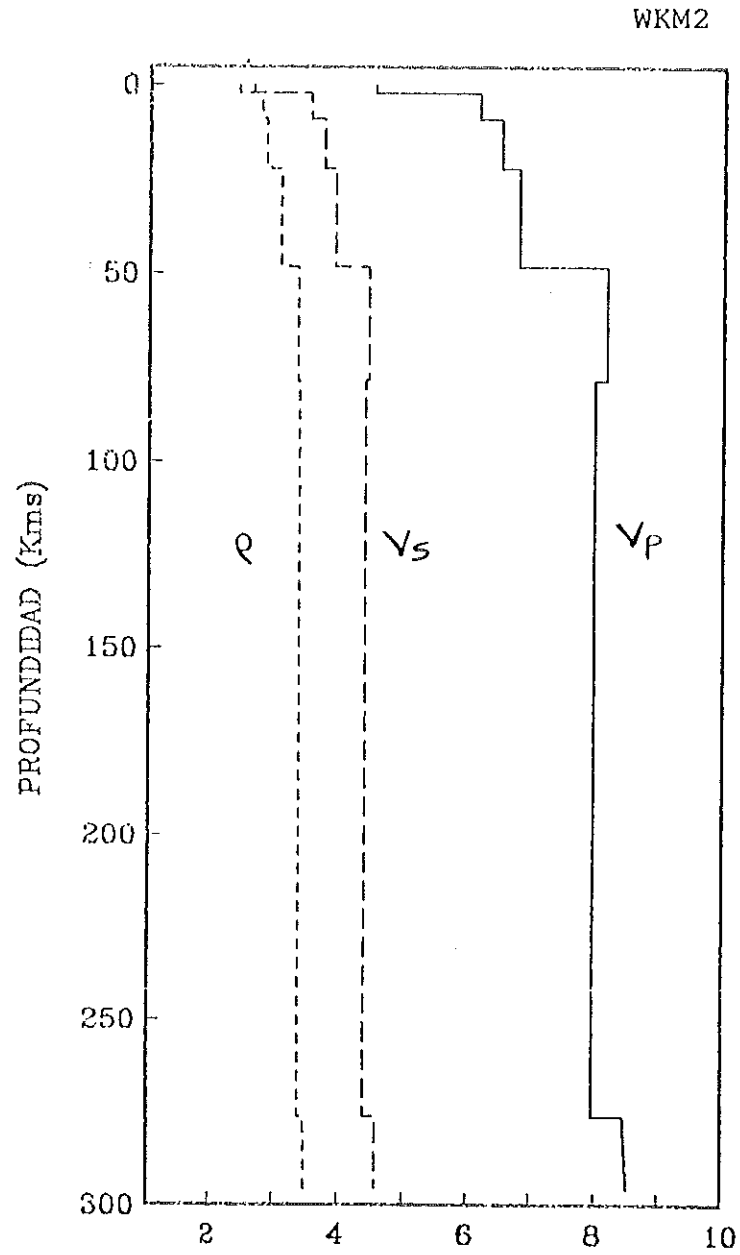


Figura 76. Estructuras regionales, en primera corrección.

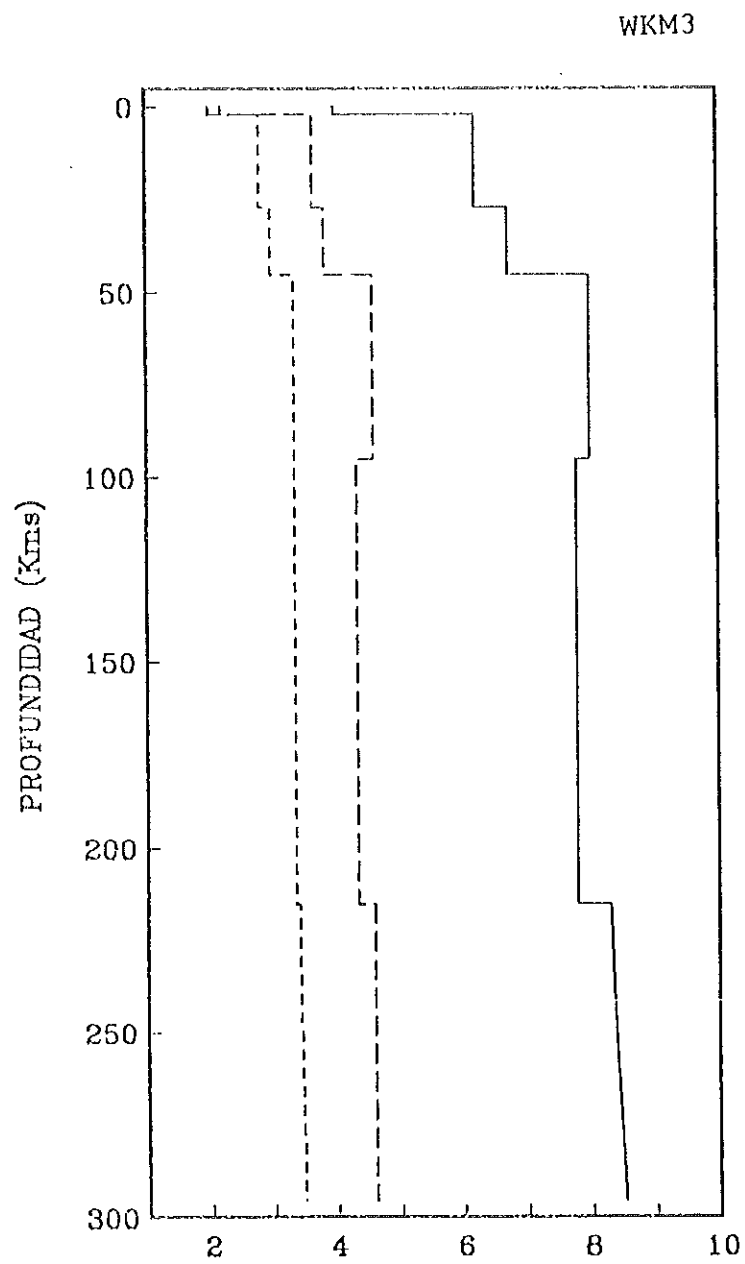


Figura 77. Idem figura 76.

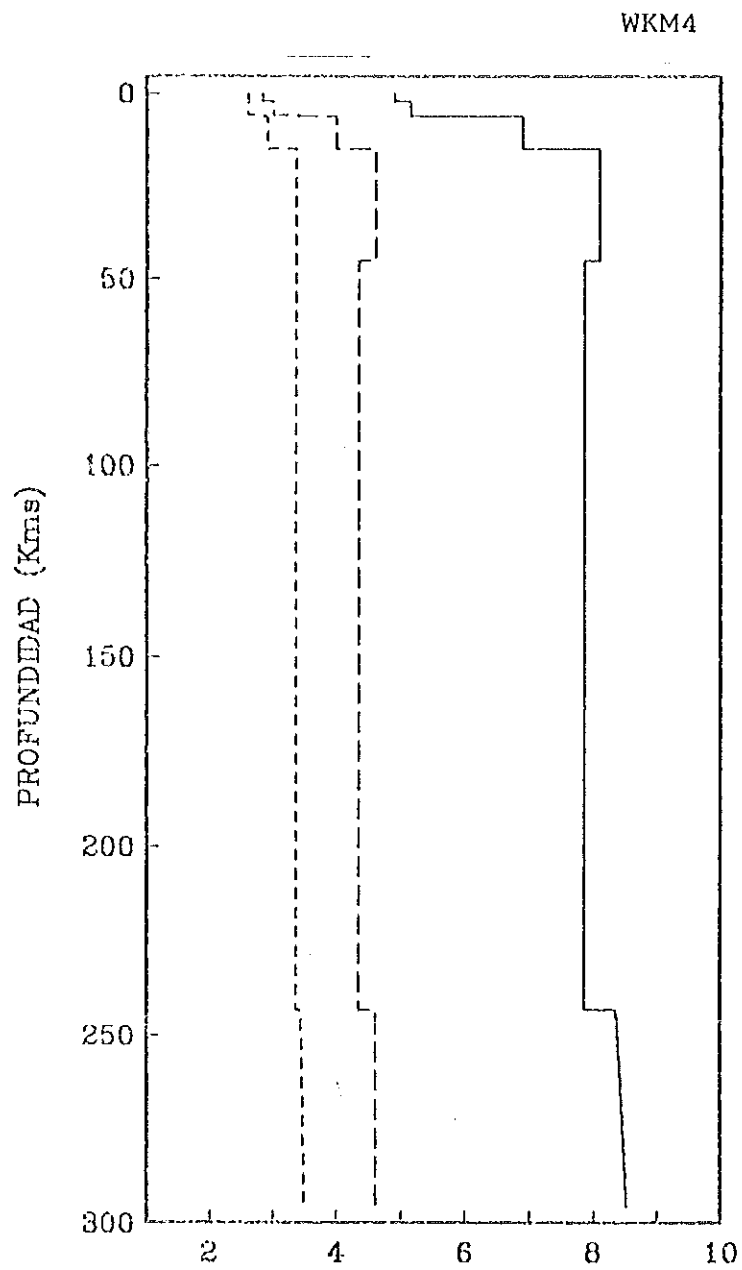


Figura 78. Idem figura 76.

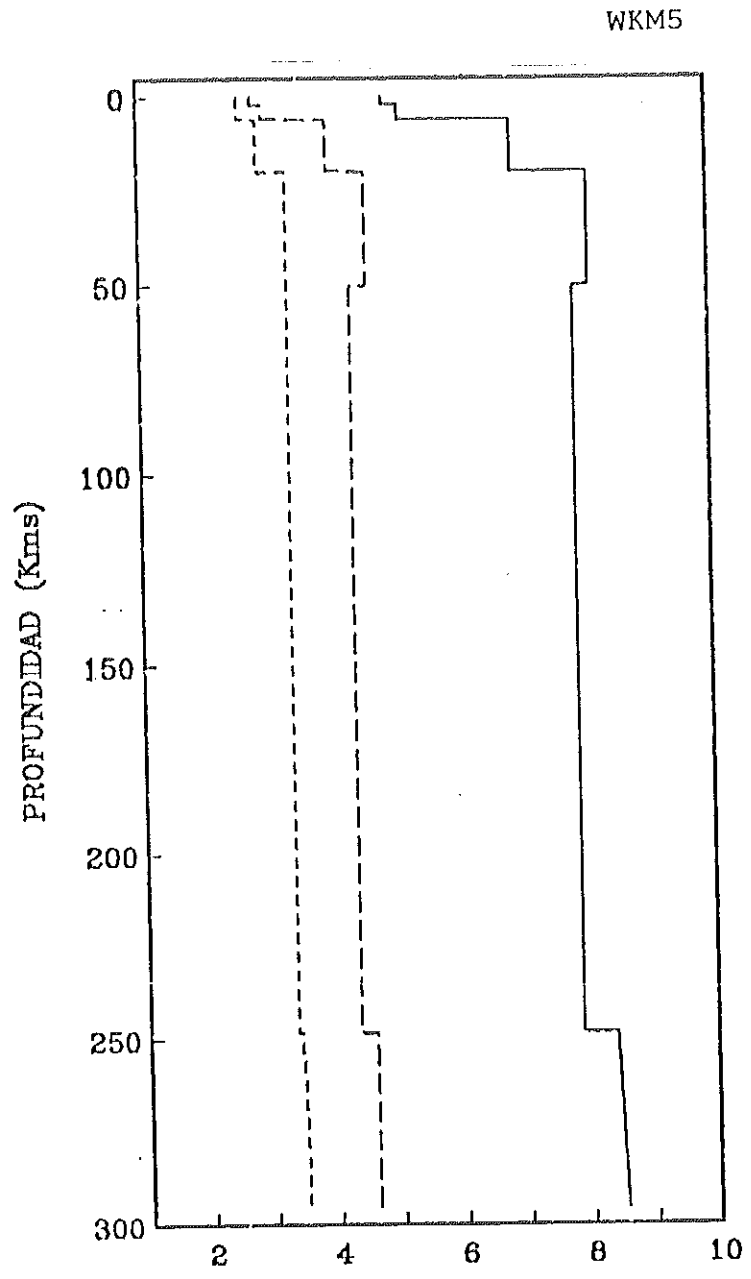


Figura 79. Idem figura 76.

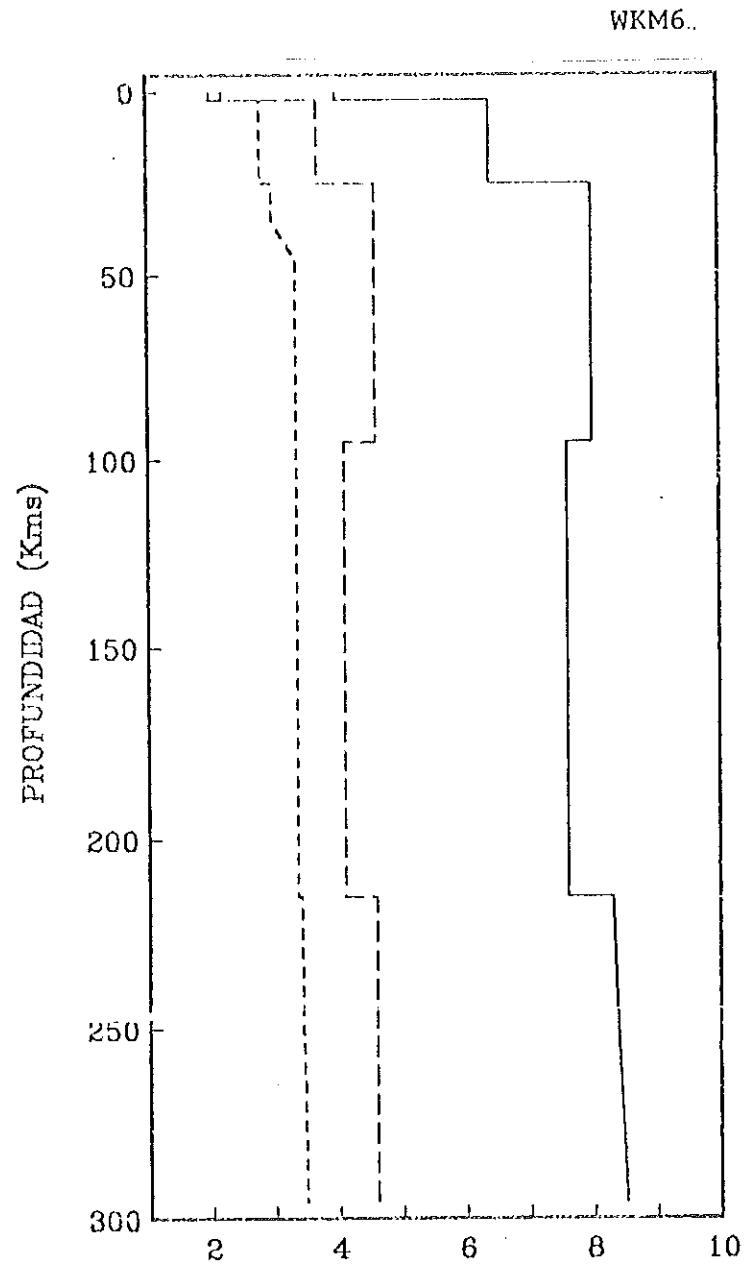


Figura 80. Idem figura 76.

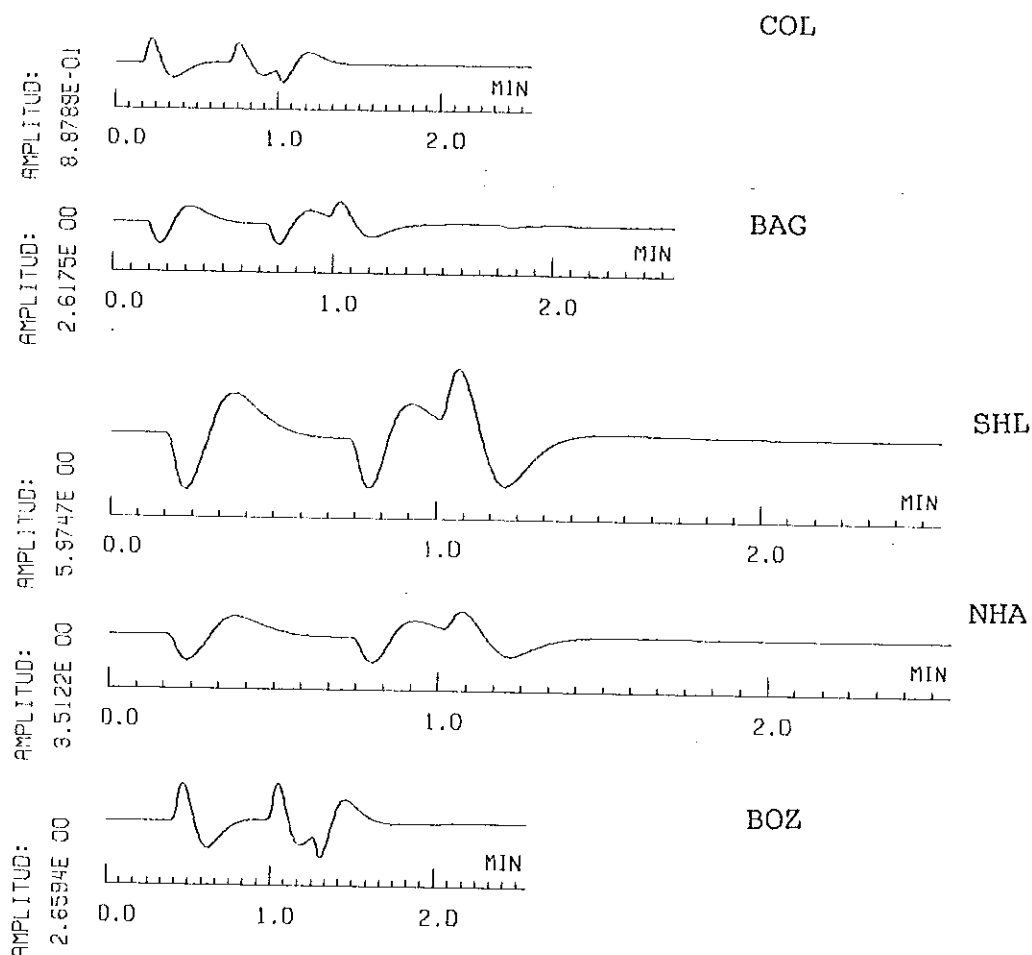


Figura 81. Sismogramas sintéticos por sumatoria de rayos correspondientes a sismogramas de componente vertical usados en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964. Se usan las estructuras regionales en primera corrección y el mecanismo focal inicial; $h=145$ km.

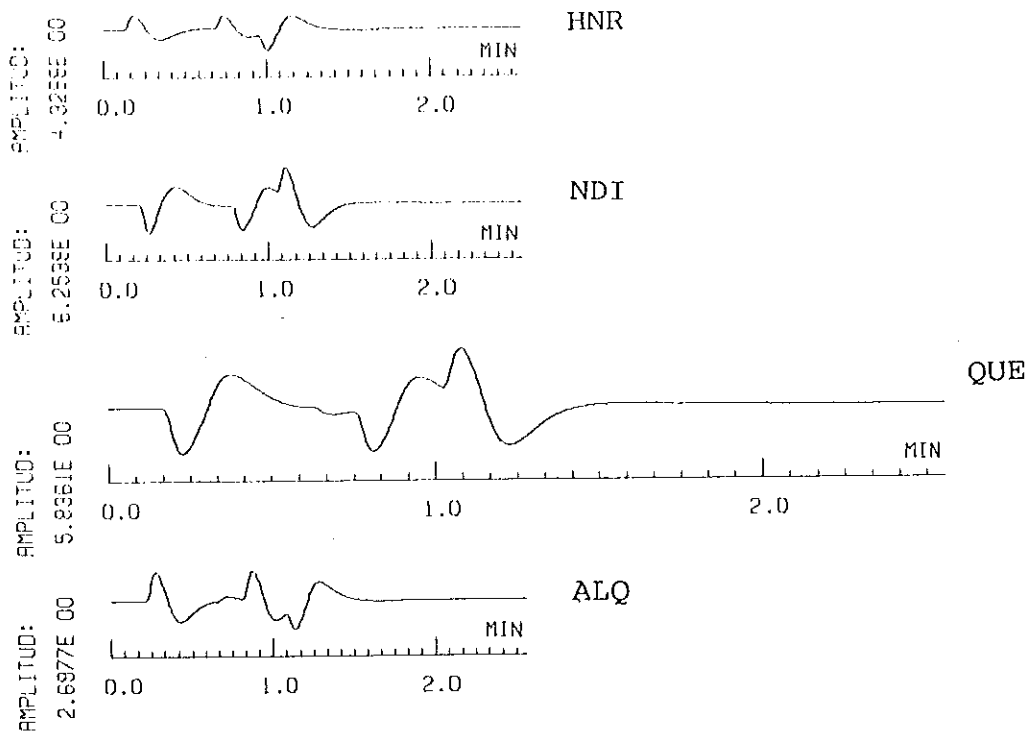


Figura 82. Idem figura 81.

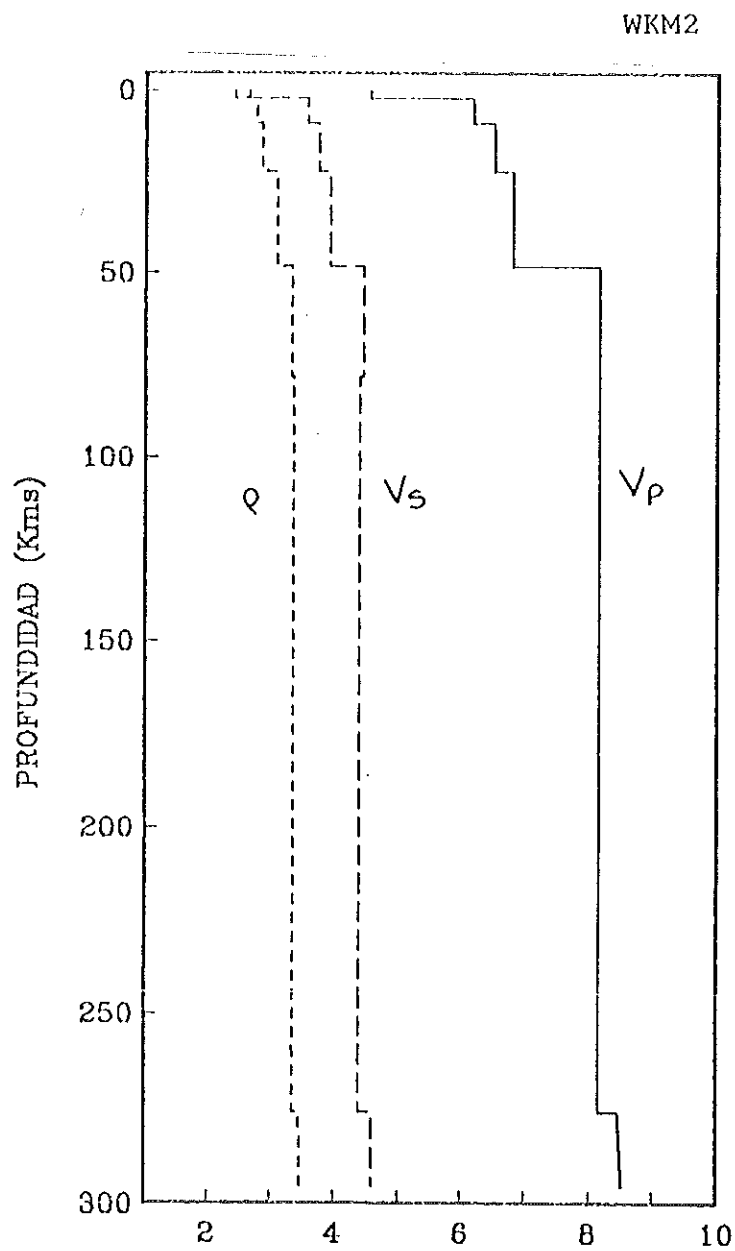


Figura 83. Estructuras regionales, en segunda corrección.

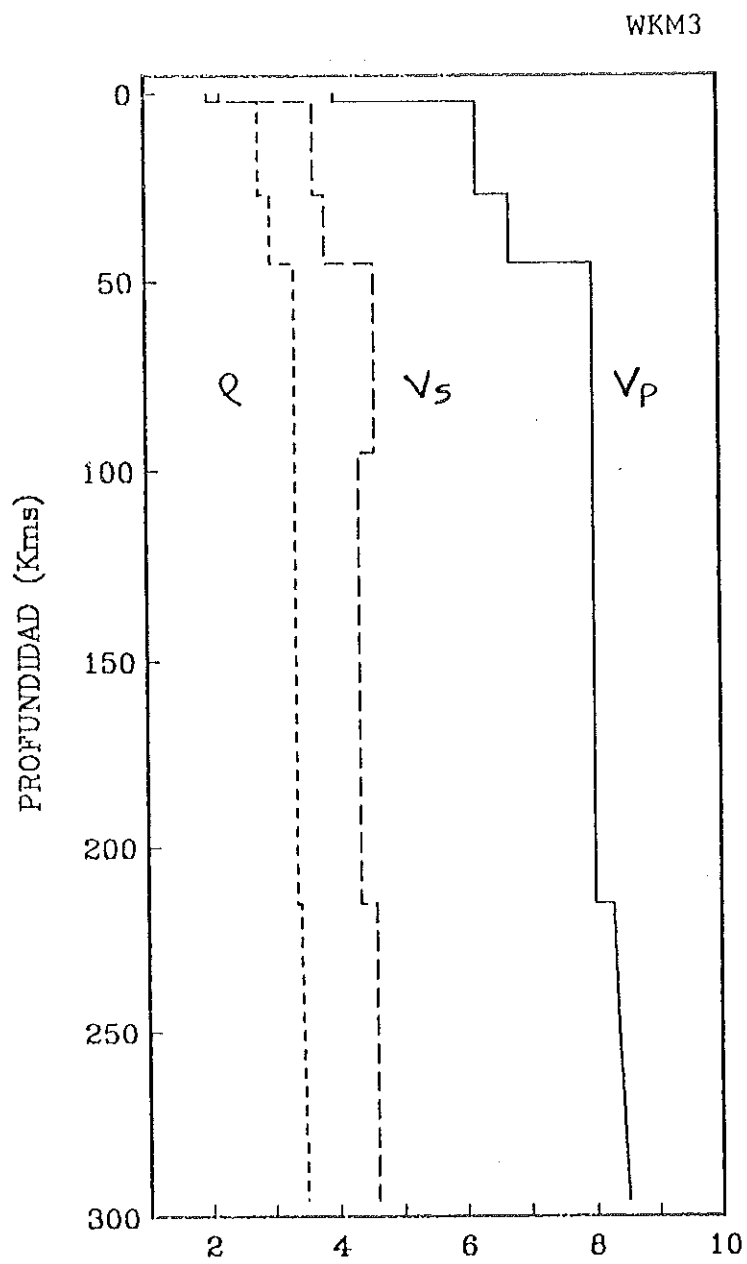


Figura 84. Idem figura 83.

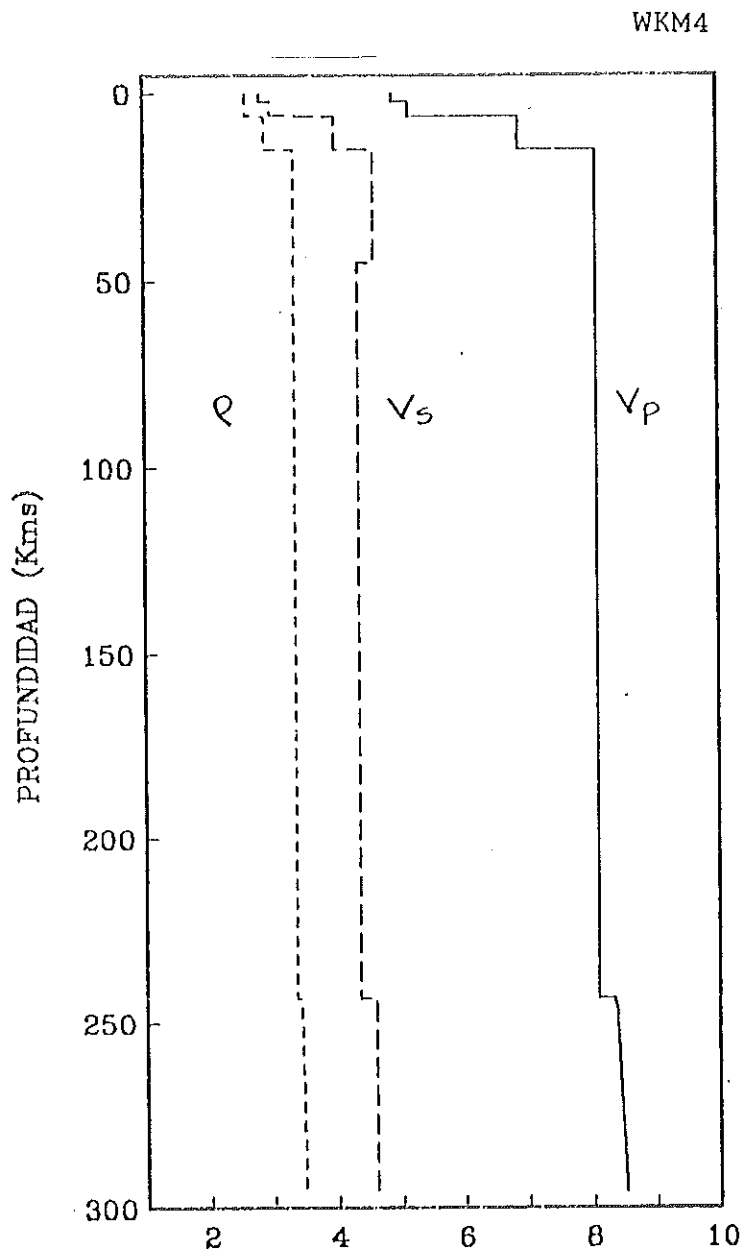


Figura 85. Idem figura 83.

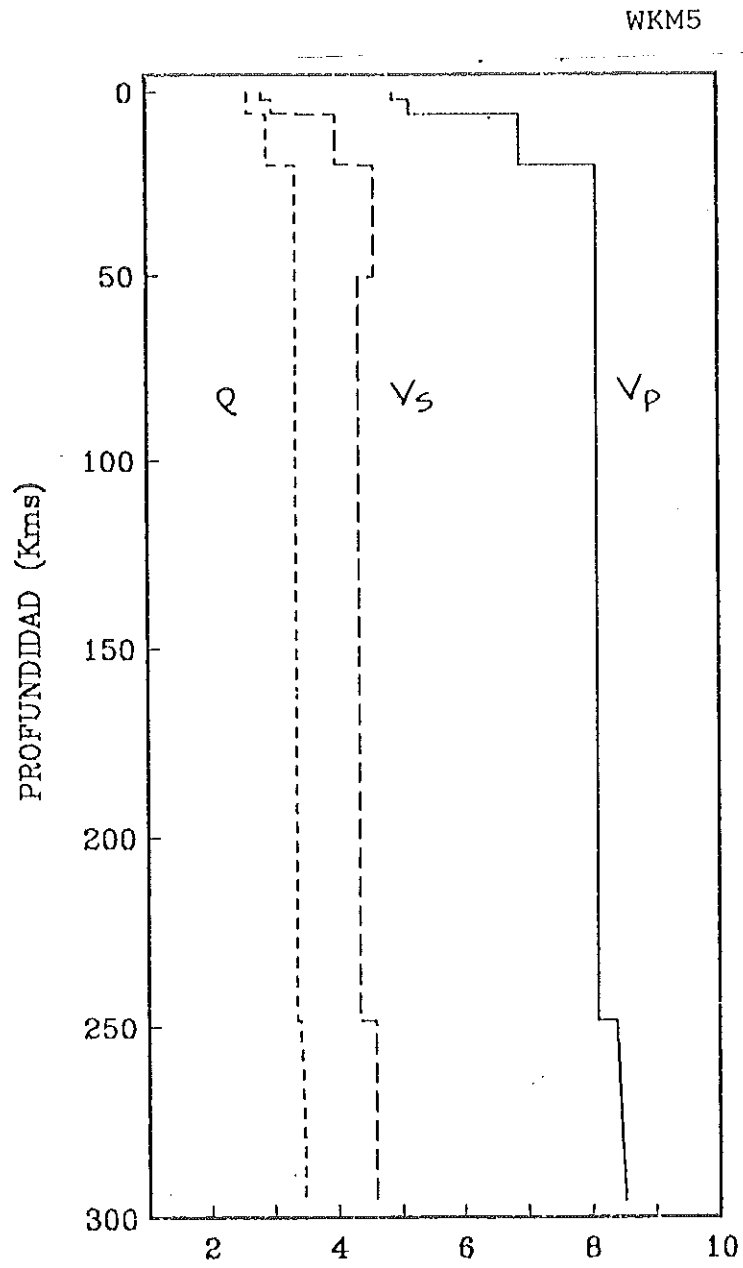


Figura 86. Idem figura 83.

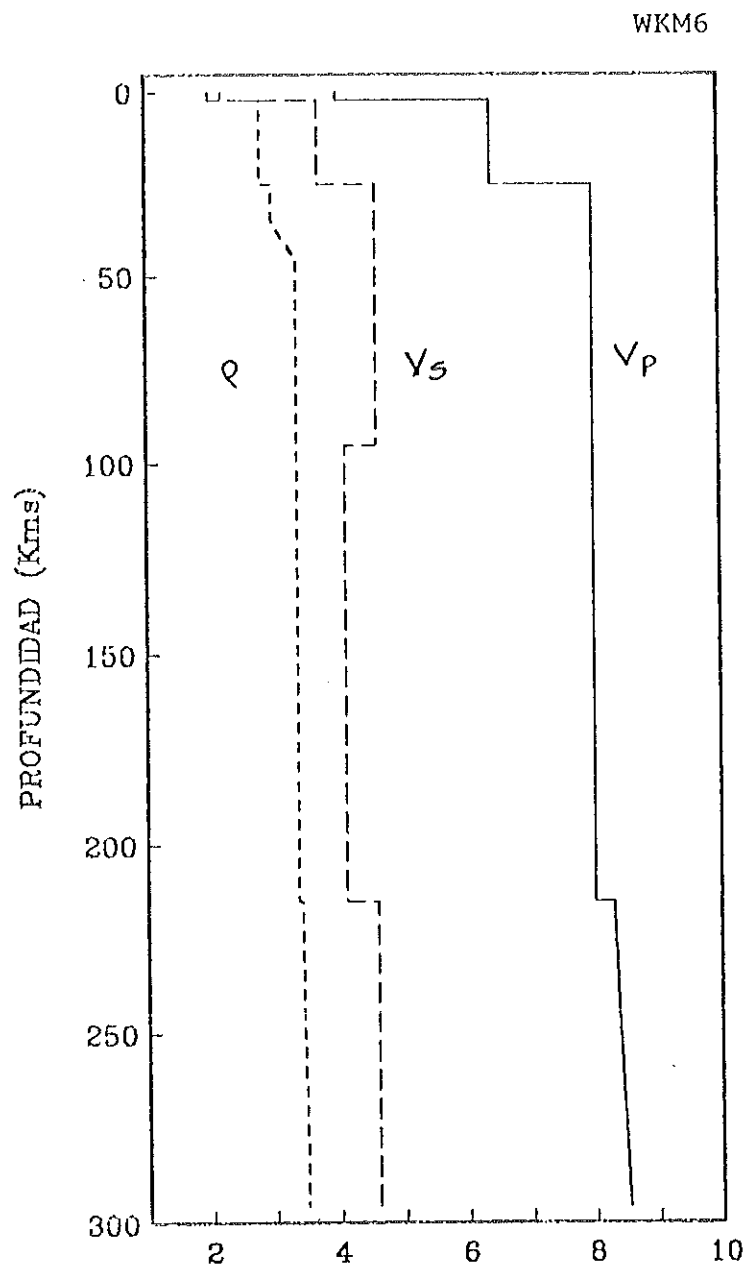


Figura 87. Idem figura 83.

en segunda corrección, está en el espesor y profundidad de su zona de baja velocidad. El espesor de la zona de baja velocidad cambia en diferentes lugares de la Tierra y en ocasiones no existe. Su existencia parece estar relacionada con cámaras magmáticas debido a fusión parcial del material. Generalmente, su efecto es más notorio para las ondas S que para las ondas compresionales. En la figura 88 se muestra, hasta los primeros 300 km, la distribución en profundidad de la atenuación de las velocidades P y S para la estructura M66BMN.2 y para las estructuras regionales en segunda corrección.

4.4.2 Determinación del Mecanismo Focal

Ya que el método más simple para determinar el mecanismo focal (ver sección 3.6) no entrega buenos resultados por falta de información, entonces, aplicaremos una técnica más complicada. Con el objeto de utilizar la mayor parte de la información disponible, se trata de ajustar los sismogramas observados a los sintéticos P-SV, muestreando sistemáticamente al 'espacio de soluciones' de los ángulos que definen al mecanismo focal, alrededor de la solución inicial. Para ello armamos una malla que discretiza los valores de los ángulos que determinan al mecanismo focal.

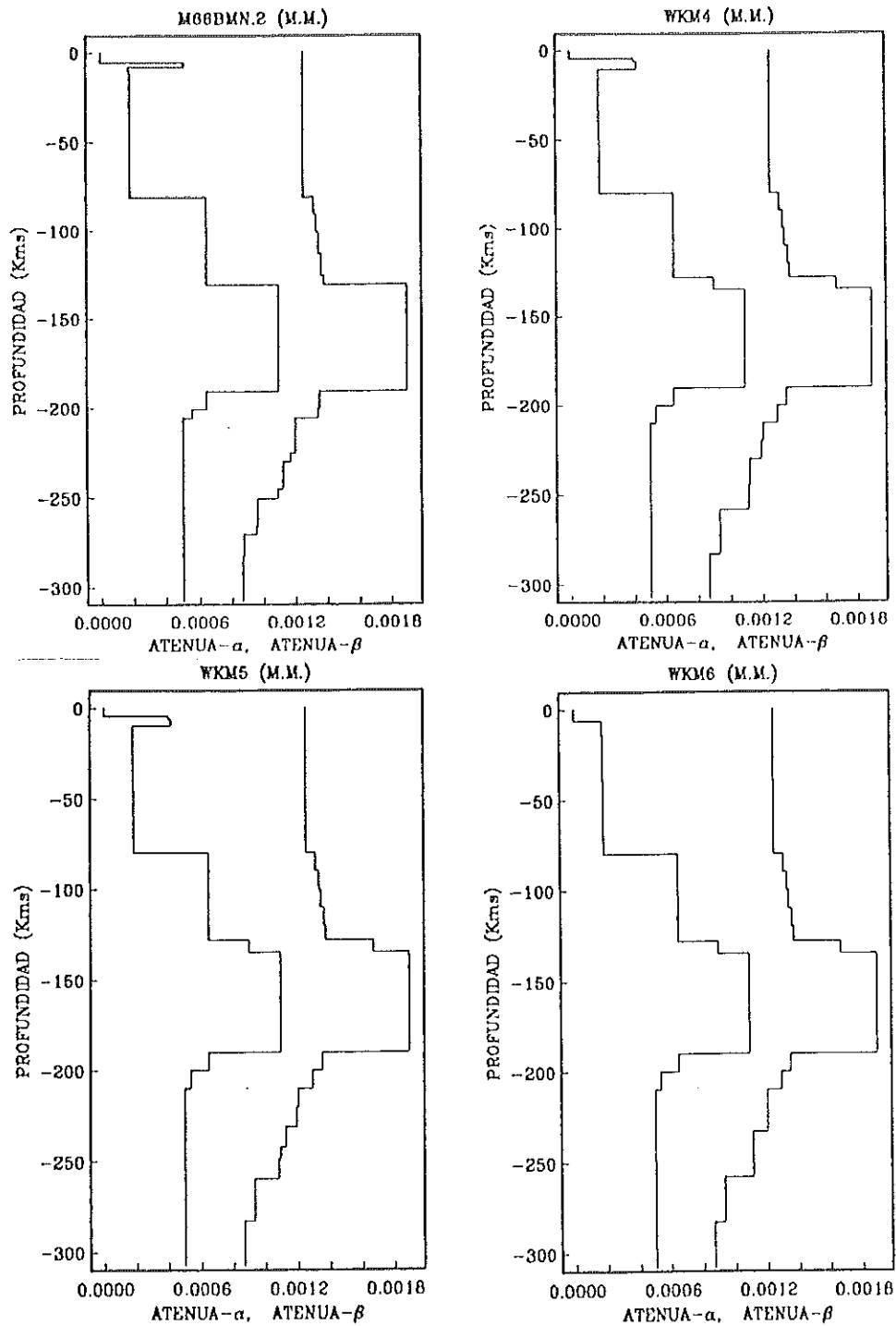


Figura 88. Atenuación de las ondas sísmicas P y S para cada una de las tres estructuras regionales WKM4, WKM5 y WKM6 (segunda corrección) y para la estructura M66BMN.2. Se presentan los primeros 300 km, que es la parte donde se hicieron los cambios en las estructuras.

En las tablas 7 y 8 se presenta el 'espacio de soluciones' muestreado de los parámetros que definen al mecanismo focal para el sismo del 26 de diciembre de 1964 y el del 28 de febrero de 1970, respectivamente.

Tenemos un total de nueve estaciones sísmicas con buenos sismogramas observados (componente vertical) del sismo del 26 de diciembre de 1964. Por otro lado, el 'espacio de soluciones' para parámetros del mecanismo focal consta de 101 soluciones. Por lo tanto, se calculan un total de 909 sismogramas para este sismo.

En la tabla 9 se presentan los resultados de la comparación entre sismogramas observados y sintéticos para el sismo de 1964, en el 'espacio de soluciones' muestreado de los ángulos que definen el mecanismo focal. Estos resultados demuestran que hay direcciones en las que no hay variación de las amplitudes relativas en los pulsos presentes en los sismogramas sintéticos, lo cual significa que en esas direcciones no se puede constreñir el mecanismo focal con la información a la mano. En resumen, podemos decir que un echado igual a 90° produce el mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados. El ajuste no es bueno para los siguientes valores de ξ : 181.36, 186.36, 191.36, 196.36, 201.36, 206.26, 211.36, 216.36 y 221.36 grados, por lo que no se incluyen en la tabla 9.

Tabla VII. Espacio de soluciones muestreado para los ángulos que definen al mecanismo focal del temblor del 26 de diciembre de 1964. Los ángulos ϵ , γ y δ se expresan en grados, y las convenciones para medirlos están en la figura 39.

ϵ	γ	δ	ϵ	γ	δ
1.36	80	85	191.36	260	85
1.36	80	90	191.36	265	85
1.36	85	85	191.36	270	85
1.36	85	90	191.36	275	85
1.36	90	85	191.36	280	85
1.36	90	90	196.36	260	85
1.36	95	85	196.36	265	85
1.36	95	90	196.36	270	85
1.36	00	85	196.36	275	85
1.36	00	90	196.36	280	85
6.36	80	85	21.36	90	75
6.36	80	90	21.36	90	80
6.36	85	85	21.36	90	85
6.36	85	90	21.36	90	90
6.36	90	85	26.36	90	75
6.36	90	90	26.36	90	80
6.36	95	85	26.36	90	85
6.36	95	90	26.36	90	90
6.36	00	85	201.36	270	75
6.36	00	90	201.36	270	80
1.36	80	85	201.36	270	85
1.36	80	90	206.36	270	75
1.36	85	85	206.36	270	80
1.36	85	90	206.36	270	85
1.36	90	85	31.36	85	85
1.36	90	90	31.36	85	90
1.36	95	85	31.36	90	85
1.36	95	90	31.36	90	90
1.36	00	85	31.36	95	85
1.36	00	90	31.36	95	90
6.36	80	85	36.36	85	85
6.36	80	90	36.36	85	90
6.36	85	85	36.36	90	85
6.36	85	90	36.36	90	90
6.36	90	85	36.36	95	85
6.36	90	90	36.36	95	90
6.36	95	85	41.36	85	85
6.36	95	90	41.36	85	90
6.36	00	85	41.36	90	85
6.36	00	90	41.36	90	90

Tabla VII (continuación)

ε	γ	δ	ε	γ	δ
1.36	60	85	41.36	95	85
1.36	65	85	41.36	95	90
1.36	70	85	211.36	265	85
1.36	75	85	211.36	270	85
1.36	80	85	211.36	275	85
6.36	60	85	216.36	265	85
6.36	65	85	216.36	270	85
6.36	70	85	216.36	275	85
6.36	75	85	221.36	265	85
6.36	80	85	221.36	270	85
			221.36	275	85

Tabla VIII. Espacio de soluciones muestreado para los ángulos que definen al mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970. Los ángulos ϵ , γ y δ se expresan en grados, y las convenciones para medirlos están en la figura 39.

ϵ	γ	δ	ϵ	γ	δ
349	85	52	4	85	52
349	85	57	4	85	57
349	85	62	4	85	62
349	90	52	4	85	67
349	90	57	4	85	72
349	90	62	4	90	52
349	95	52	4	90	57
349	95	57	4	90	62
349	95	62	4	90	67
354	85	52	4	90	72
354	85	57	4	95	52
354	85	62	4	95	57
354	90	52	4	95	62
354	90	57	4	95	67
354	90	62	4	95	72
354	95	52	9	85	52
354	95	57	9	85	57
354	95	62	9	85	62
359	85	52	9	85	67
359	85	57	9	85	72
359	85	62	9	90	52
359	90	52	9	90	57
359	90	57	9	90	62
359	90	62	9	90	67
359	95	52	9	90	72
359	95	57	9	95	52
359	95	62	9	95	57
			9	95	62
			9	95	67
			9	95	72

Tabla IX. Resultados de la comparación entre sismogramas sintéticos y observados para el temblor del 26 de diciembre de 1964. Los ángulos ϵ , γ y δ se expresan en grados, y las convenciones para medirlos están en la figura 39. Una X indica mal ajuste y una Y indica buen ajuste.

$$\epsilon = 41.36$$

$\delta \backslash \gamma$	85	90	95
85	X	X	X
90	Y	Y	Y
95	X	X	X

$$\epsilon = 36.36$$

$\delta \backslash \gamma$	85	90	95
85	X	X	X
90	Y	Y	Y
95	X	X	X

$$\epsilon = 31.36$$

$\delta \backslash \gamma$	85	90	95
85	X	X	X
90	Y	Y	Y
95	X	X	X

$$\epsilon = 26.36$$

$\delta \backslash \gamma$	90
75	X
80	X
85	X
90	Y
95	X
100	X
105	X

$$\epsilon = 21.36$$

$\delta \backslash \gamma$	90
75	X
80	X
85	X
90	Y
95	X
100	X
105	X

Tabla IX (continuación)

$$\varepsilon = 16.36$$

$\delta \backslash \gamma$	80	85	90	95	100
85	X	X	X	X	X
90	Y	Y	Y	Y	Y
95	X	X	X	X	X

$$\varepsilon = 11.36$$

$\delta \backslash \gamma$	80	85	90	95	100
85	X	X	X	X	X
90	Y	Y	Y	Y	Y
95	X	X	X	X	X

$$\varepsilon = 6.36$$

$\delta \backslash \gamma$	80	85	90	95	100
85	X	X	X	X	X
90	Y	Y	Y	Y	Y
95	X	X	X	X	X

$$\varepsilon = 1.36$$

$\delta \backslash \gamma$	80	85	90	95	100
85	X	X	X	X	X
90	Y	Y	Y	Y	Y
95	X	X	X	X	X

Tabla X. Comportamiento de los sismogramas sintéticos, correspondientes a las estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 26 de diciembre de 1964, con la variación del azimut de la falla desde 41.36° hasta 1.36° , en incrementos de 5° , y para tres valores de γ (85° , 90° y 95°). El echado de la falla es 90° en todos los casos. Los ángulos ε , γ y δ se muestran en la figura 13.

$\varepsilon \backslash \gamma$	85°	90°	95°
41.36 a 36.36	no cambio	no cambio	no cambio
41.36 a 31.36	no cambio	no cambio	no cambio
41.36 a 16.36	no cambio	no cambio	no cambio
41.36 a 11.36	no cambio	no cambio	no cambio
41.36 a 6.36	no cambio	no cambio	no cambio
41.36 a 1.36	no cambio	no cambio	no cambio

En la tabla 10 se muestra el comportamiento de los sismogramas sintéticos correspondientes a las estaciones de componente vertical del sismo de 1964, con la variación del azimut de la falla desde 41.36° hasta 1.36° , en incrementos de 5° , y tres valores de γ (85° , 90° y 95°). En todos los casos, el echado de la falla es 90° . Estos resultados demuestran que el azimut de la falla y el ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla no se pueden constreñir con precisión.

En la figura 89 se dibuja el mecanismo focal obtenido por Knopoff (1974) para un sismo localizado en la misma región que el del 26 de diciembre de 1964, utilizando la polaridad del primer arribo de la onda P. El azimut de esta falla queda determinado entre los 20° y 30° , y los sismogramas sintéticos no nos permiten mejorar una estimación similar a ésta. Por lo tanto, tomaremos un valor igual a 31.36° para el azimut de la falla; éste es un valor similar al utilizado por Liao et al (1978). El ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla no se pudo determinar con la información a la mano; por lo tanto, tomaremos el valor reportado por Liao et al (1978), igual a 90° .

Así, nuestra mejor estimación del mecanismo focal para el sismo de 1964, corresponde a una falla vertical con

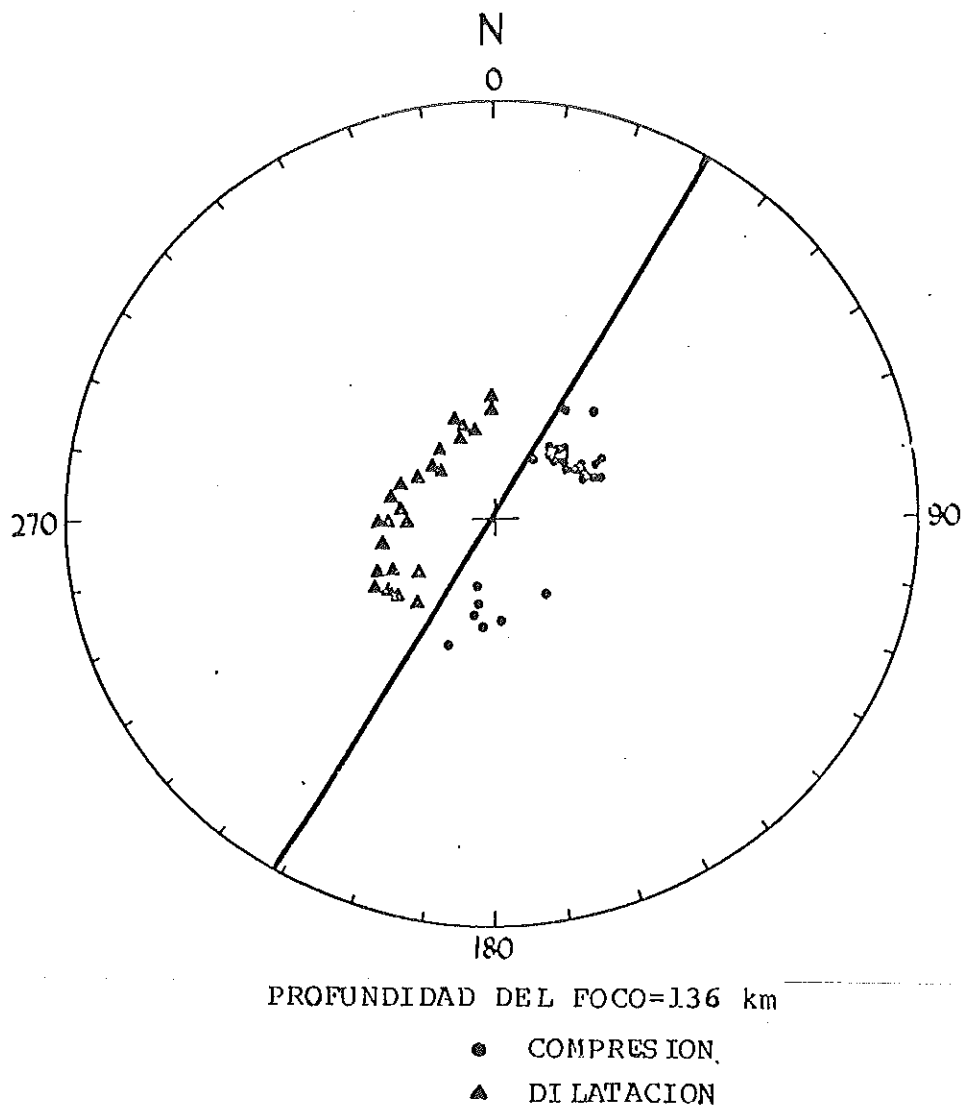


Figura 89. Mecanismo focal obtenido por Knopoff (1974) para el sismo del 26 de diciembre de 1964.

echado igual a 90° , un azimut de la dirección de la traza de la falla igual a 30° y un valor para el ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las paredes de la falla igual a 90° . En las figuras 90 y 91 se muestran los sismogramas sintéticos correspondientes a las estructuras regionales en segunda corrección y mecanismo focal obtenido.

En la segunda columna de la tabla 11, se muestra el comportamiento en las amplitudes de algunas de las fases incluídas en los sismogramas sintéticos P-SV, al variar el ángulo γ desde 85° hasta 95° , en incrementos de 5° , y valores fijos de $\epsilon=31.36^\circ$ y $\delta=90^\circ$. Estos resultados no permiten mejorar la estimación del ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla. En la tercera columna de la tabla 11, se presentan los resultados de la comparación entre sismogramas sintéticos y observados, para un mecanismo focal muy parecido al obtenido como mejor solución ($\epsilon=31.36^\circ$, $\gamma=90^\circ$ y $\delta=90^\circ$).

Para el sismo de 1970, tenemos catorce estaciones con sismogramas de componente vertical. El 'espacio de soluciones' muestreado de los ángulos que definen al mecanismo focal consta de 57 soluciones. Esto implica un cálculo de 798 sismogramas. Una vez calculados los sismogramas para las estructuras regionales en segunda

Tabla XI. Comportamiento de los sismogramas sintéticos, correspondientes a las estaciones usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 26 de diciembre de 1964, con la variación de γ desde 85° hasta 95° , en incrementos de 5° , y valores fijos de $\epsilon=31.36^\circ$ y $\delta=90^\circ$ (columna dos). En la columna tres se presentan los resultados de la comparación entre sismogramas sintéticos (S.S.) y sismogramas observados (S.O.) para valores de $\epsilon=31.36^\circ$, $\gamma=90^\circ$ y $\delta=90^\circ$.

ESTACION	SE OBSERVA QUE	S.S. VS S.O.
COL	P dis. y sP aum.	pP grande
BAG	P aum.	pP grande
SHL	P aum. y sP dis.	pP grande
NHA	P aum.	pP grande
BOZ	P dism.	pP retrasada aprox. 3 seg.
HNR	P aum.	pP chica
NDI	no cambian	buen ajuste
QUE	no cambian	buen ajuste
ALQ	P dism.	pP retrasada aprox. 3 seg.

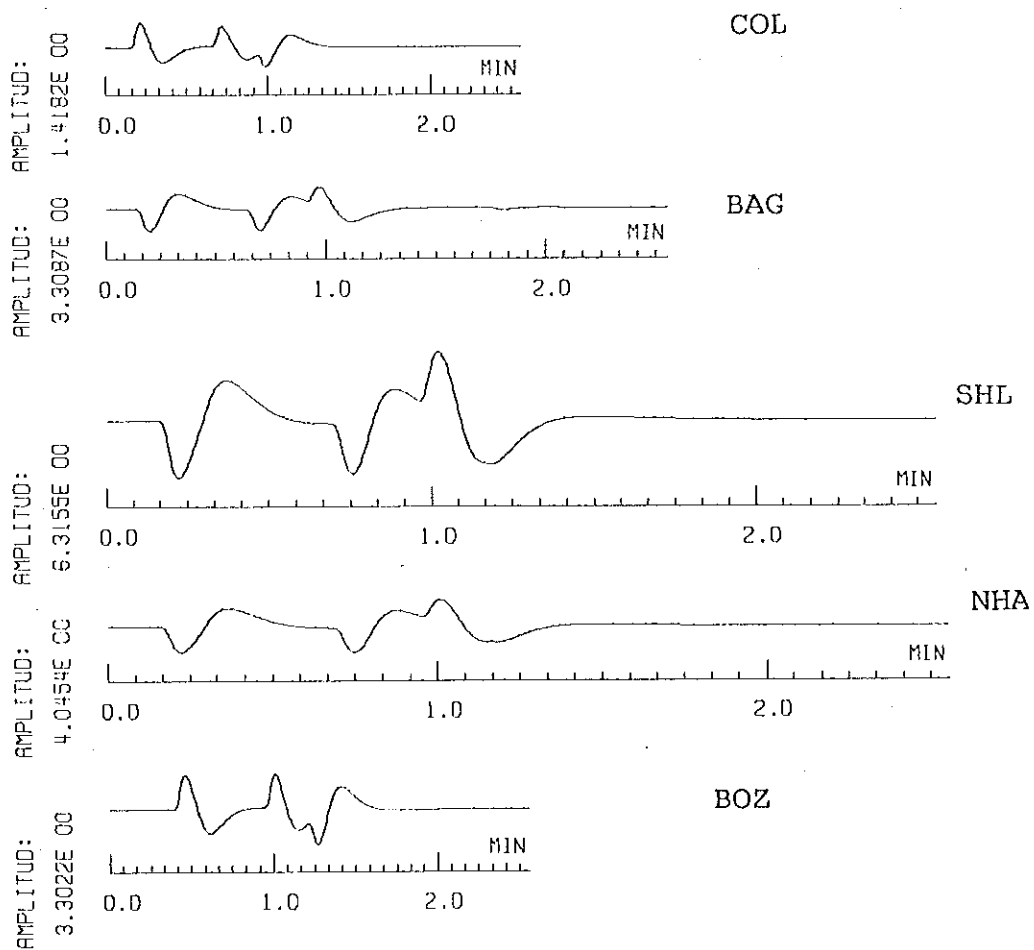


Figura 90. Mejor ajuste logrado en el espacio de soluciones muestreado para el mecanismo focal del sismo del 26 de diciembre de 1964. La falla es vertical y movimiento vertical, con $\epsilon=31.36^\circ$, $\gamma=90^\circ$, $\delta=90^\circ$ y $h=138$ km.

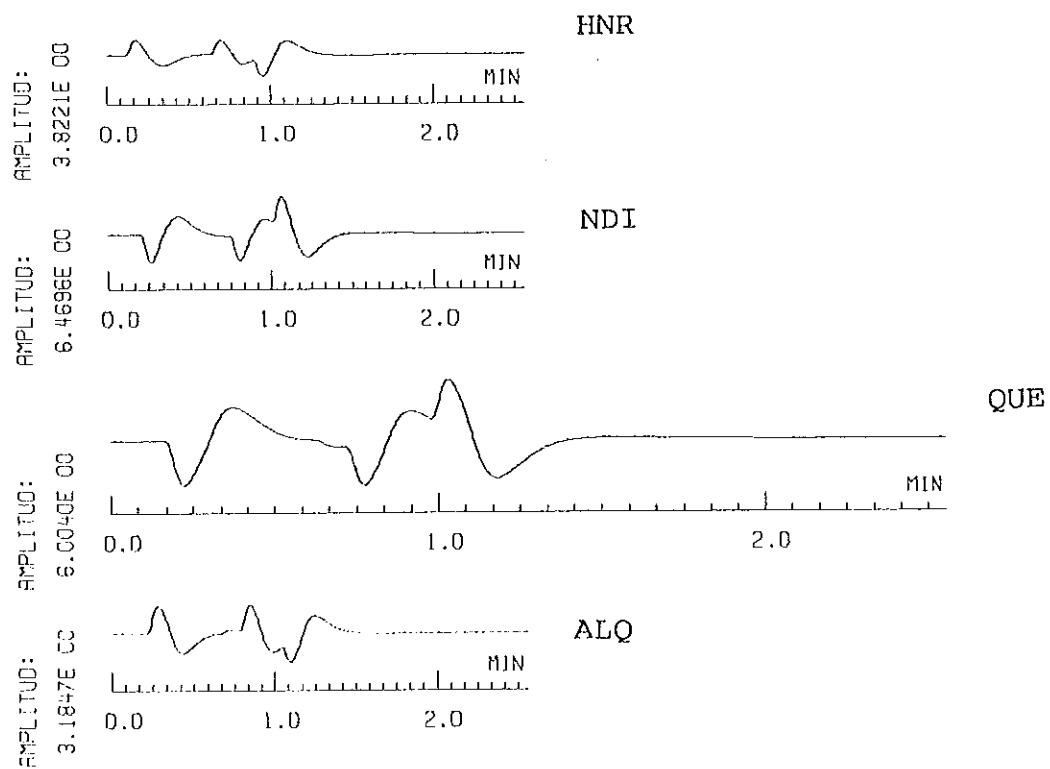


Figura 91. Idem figura 90.

corrección y todos los mecanismos focales del 'espacio de soluciones', el procedimiento para su análisis fue el siguiente. Primero, se compararon los sismogramas observados con los sintéticos para un mecanismo focal muy parecido al reportado por House y Jacob (1983). Los resultados de esta comparación inicial (tabla 12), muestran que hay diferencias en las amplitudes de las fases P, pP y sP, comparadas con las de las fases en los observados. Estas diferencias permiten establecer cómo deben comportarse las amplitudes de las fases P, pP y sP, cuando cambian los ángulos que definen al mecanismo focal; en otras palabras, sabremos en que dirección mejorará el ajuste entre sismogramas sintéticos y observados, sabiendo cómo se comportan las amplitudes de las fases en los sismogramas sintéticos cuando cambian los valores de los ángulos que definen al mecanismo focal. En la tabla 13 se presentan los requerimientos en las amplitudes de las fases P, pP y sP, de acuerdo a los resultados de la tabla 12. Se entiende por 'requerimientos' al comportamiento que deben seguir las fases P, pP y sP en el 'espacio de soluciones' propuesto para el mecanismo focal, a partir de una solución inicial (en este caso para valores de $\epsilon=349^\circ$, $\gamma=90^\circ$ y $\delta=57^\circ$).

Tabla XII. Resultados de la comparación entre sismogramas sintéticos y observados, correspondientes a estaciones (primer columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, para $\epsilon=349^\circ$, $\gamma=90^\circ$ y $\delta=57^\circ$. A continuación de cada estación, se anota el grado de bondad del ajuste entre las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos con las de los observados. La fase PCP no se incluye en la comparación porque su amplitud, comparada con la de las otras tres fases, es muy pequeña.

AFI	P grande	pP chica	sP grande
COP	P chica	pP grande	sP chica
ESK	P chica	pP grande	sP chica
VAL	P chica	pP grande	sP chica
STU	P chica	pP grande	sP chica
CTA	P chica	pP grande	sP chica
PTO	P chica	pP grande	sP chica
ATU	P chica	pP grande	sP chica

Tabla XIII. Comportamiento que debe tener la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos correspondientes a estaciones (primer columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970. Esta tabla se obtuvo a partir de la anterior.

AFI	P disminuya	pP aumente	sP disminuya
COP	P aumente	pP disminuya	sP aumente
ESK	P aumente	pP disminuya	sP aumente
VAL	P aumente	pP disminuya	sP aumente
STU	P aumente	pP disminuya	sP aumente
CTA	P aumente	pP disminuya	sP aumente
PTO	P aumente	pP disminuya	sP aumente
ATU	P aumente	pP disminuya	sP aumente

Tabla XIV. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primera columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 62° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° (columna dos), 90° (columna tres) y 95° (columna cuatro). En todos los casos el azimut de la falla es 349° . El signo '+' indica un aumento en la amplitud de la fase y, el signo '-', un decremento. Los signos '+' y '-' se ponen entre paréntesis, para indicar que el aumento o decremento en la amplitud de la fase en consideración, es dudoso y, por último, un signo de interrogación para indicar que no hay cambio apreciable.

	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP
AFI	+	-	+	+	-	+	(+)	-	+
COP	-	+	-	-	+	-	-	+	-
ESK	-	+	-	-	+	-	-	+	-
VAL	-	+	-	-	+	-	-	+	-
STU	-	+	-	-	+	-	-	+	-
PTO	-	+	-	-	+	-	-	+	-
ATU	+	-	+	+	-	+	+	-	+

En las tablas 14, 15, 16, 17, 18, 19 y 20 se presenta el comportamiento de las fases P, pP y sP de los sismogramas sintéticos, en el 'espacio de soluciones' de los ángulos que definen el mecanismo focal. Analizando las tablas 14, 15, 16, 17, 18, 19 y 20 y tomando en cuenta la tabla 13, se concluye que el mecanismo focal con el cual se produce el mejor ajuste, corresponde a una falla normal con echado igual a 62° , un ángulo para el vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla igual a 90° y un azimut de la falla igual a 9° . En las figuras 92 a la 101 se muestran los sismogramas sintéticos correspondientes al mecanismo focal final para este sismo y las estructuras regionales en segunda corrección.

4.5 Sismogramas Sintéticos SH en el Tren S (S, sS, sCS y sScS) para Estructuras Regionales en Segunda Corrección e Inicial y Mecanismos Focales Corregidos

Hasta aquí, hemos determinado una solución para el mecanismo focal, a través de un muestreo del 'espacio de soluciones' y buscando el mejor ajuste entre sismogramas sintéticos y observados. También hemos modificado la estructura inicial, para ajustar los tiempos de arribo de las fases presentes en los sismogramas. En lo que sigue,

Tabla XV. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primera columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 62° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° (columna dos), 90° (columna tres) y 95° (columna cuatro). En todos los casos el azimut de la falla es 354° . El significado de los signos '+', '-' y '?' es igual que en la tabla 14.

	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP
AFI	+	-	+	+	-	+	?	?	?
COP	-	+	-	-	+	-	?	?	?
ESK	-	+	-	-	+	-	-	+	-
VAL	-	+	-	-	+	-	-	+	-
STU	-	+	-	-	+	-	-	?	-
PTO	-	+	-	-	+	-	-	+	-
ATU	+	-	+	+	-	+	+	-	+

Tabla XVI. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primera columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 62° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° (columna dos), 90° (columna tres) y 95° (columna cuatro). En todos los casos el azimut de la falla es 359° . El significado de los signos '+', '-' y '?' es igual que en la tabla 14.

	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP
AFI	-	+	-	-	+	-	(-)	+	-
COP	+	-	+	+	-	+	+	-	+
ESK	-	+	-	-	+	-	-	+	-
VAL	-	+	-	-	+	-	-	+	-
STU	?	?	?	+	-	+	+	-	+
PTO	-	+	-	-	+	-	-	+	-
ATU	+	-	+	+	-	+	+	-	+

Tabla XVII. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primera columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 72° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° (columna dos), 90° (columna tres) y 95° (columna cuatro). En todos los casos el azimut de la falla es 4° . El significado de los signos '+', '-' y '?' es igual que en la tabla 14.

	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP
AFI	-	+	-	-	+	-	-	+	-
COP	(+)	-	+	+	-	+	+	-	+
ESK	?	?	?	?	?	?	?	?	?
VAL	-	+	-	-	+	-	-	+	-
STU	+	-	+	+	-	+	+	-	+
PTO	-	+	-	-	+	-	-	+	-
ATU	+	-	+	+	-	+	+	-	+

Tabla XVIII. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primera columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el echado de la falla desde 52° hasta 72° , en incrementos de 5° , para tres valores de γ : 85° (columna dos), 90° (columna tres) y 95° (columna cuatro). En todos los casos el azimut de la falla es 9° . El significado de los signos '+', '-' y '?' es igual que en la tabla 14.

	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP
AFI	-	+	-	-	+	-	-	+	-
COP	(+)	-	+	(+)	-	+	+	-	+
ESK	+	-	+	+	-	+	+	-	+
VAL	?	?	?	?	?	?	?	?	?
STU	+	-	+	+	-	+	+	-	+
PTO	-	?	-	?	?	-	?	?	-
ATU	+	-	+	+	-	+	+	-	+

Tabla XIX. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primer columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla desde 85° hasta 95° , en incrementos de 5° , para cinco valores del azimut de la falla: 349° (columna dos), 354° (columna tres), 359° (columna cuatro), 4° (columna cinco) y 9° (columna seis). En todos los casos el echado de la falla es 52° . El significado de los signos '+', '-' y '?' es igual que en la tabla 14.

	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP	P	pP	sP
AFI	+	-	+	+	-	+	+	-	+	+	-	+	+	-	+
COP	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	-
ESK	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	+	-	+	-
VAL	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	+	-	+	-
STU	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	+	-	+	-
PTO	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	+	-	+	-
ATU	-	+	-	-	+	-	-	+	-	-	+	+	-	+	-

Tabla XX. Comportamiento de la amplitud de las fases P, pP y sP en los sismogramas sintéticos, correspondientes a estaciones (primer columna) usadas en el ajuste del mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970, cuando se varía el azimut de la falla desde 349° hasta 9° , en incrementos de 5° , para un valor del ángulo del vector del desplazamiento relativo entre las dos paredes de la falla igual a 85° y un echado igual a 52° . El significado de los signos '+', '-' y '?' es igual que en la tabla 14.

	P	pP	sP
AFI	-	+	-
COP	+	-	+
ESK	+	-	+
VAL	+	-	+
STU	+	-	+
PTO	+	-	+
ATU	+	-	+

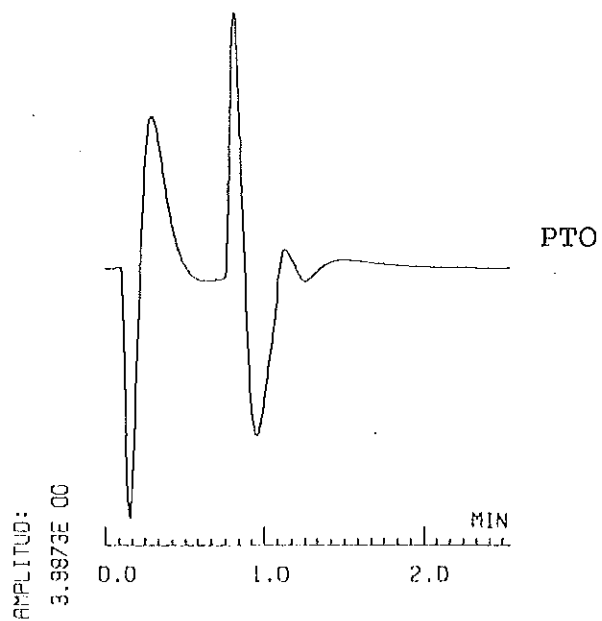


Figura 92. Mejor ajuste logrado en el espacio de soluciones muestreado para el mecanismo focal del temblor del 28 de febrero de 1970. El fallamiento es del tipo normal con $\epsilon=9^\circ$, $\gamma=90^\circ$, $\delta=62^\circ$ y $h=161$ km.

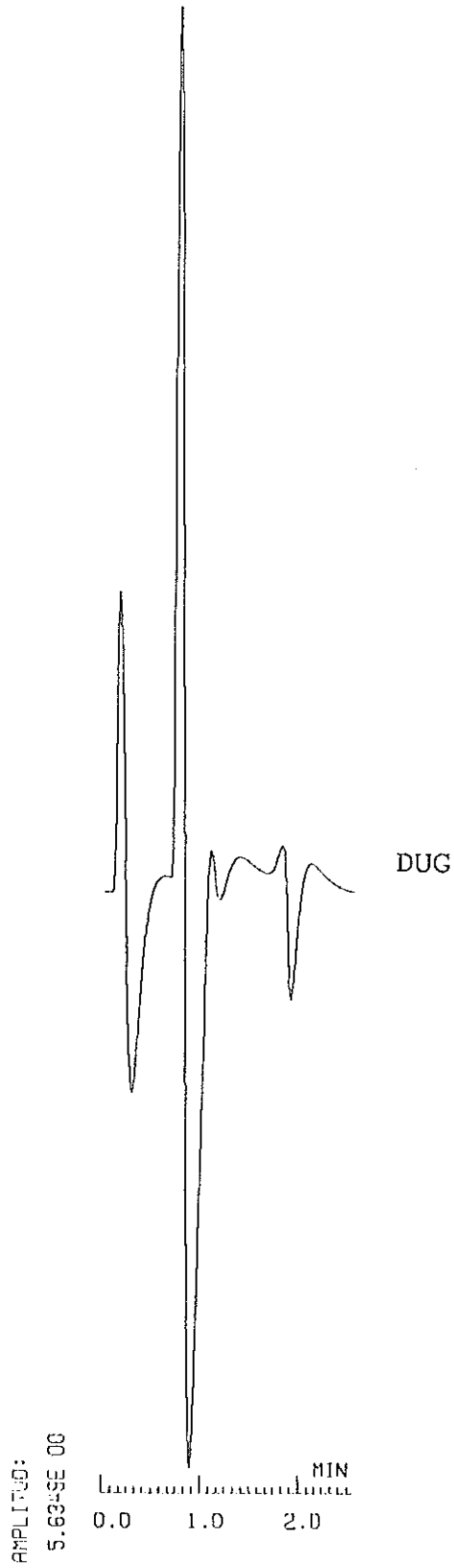


Figura 93. Idem figura 92.

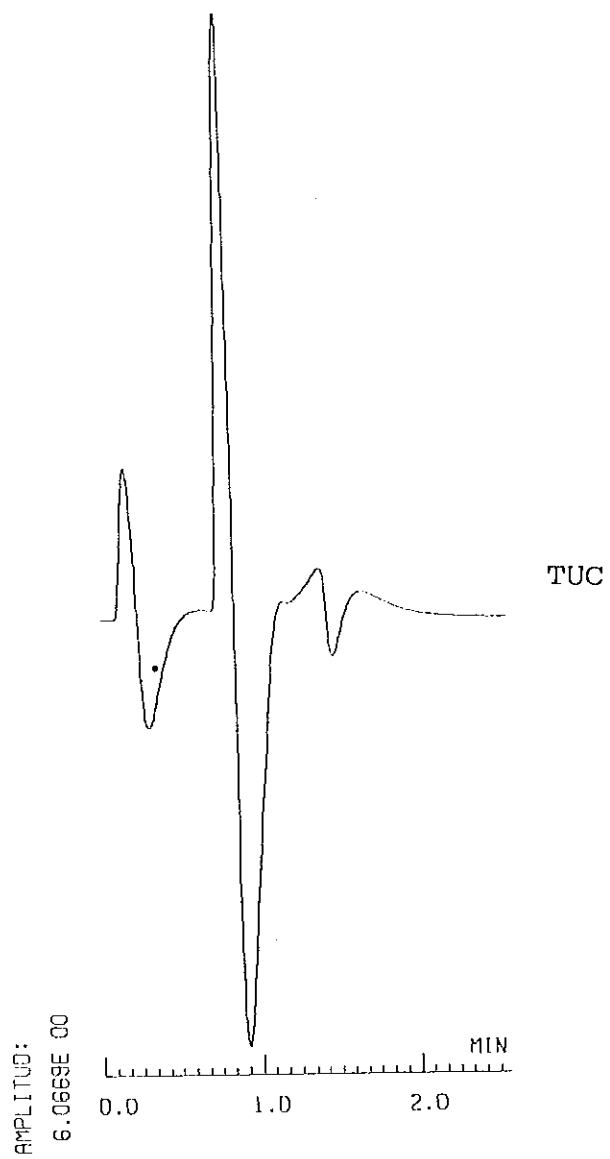


Figura 94. Idem figura 92.

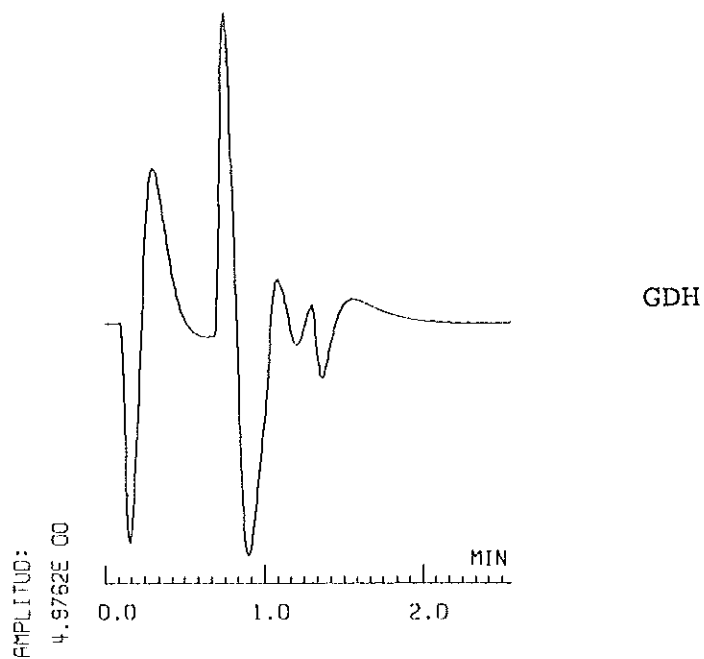
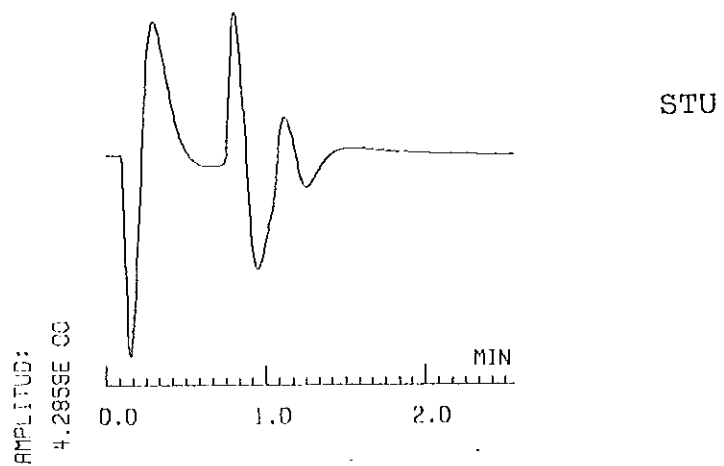


Figura 95. Idem figura 92.

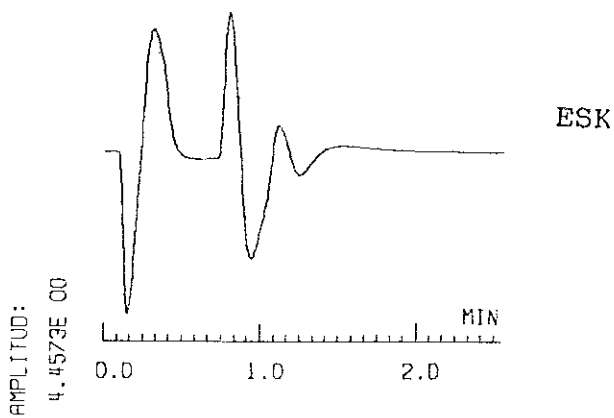
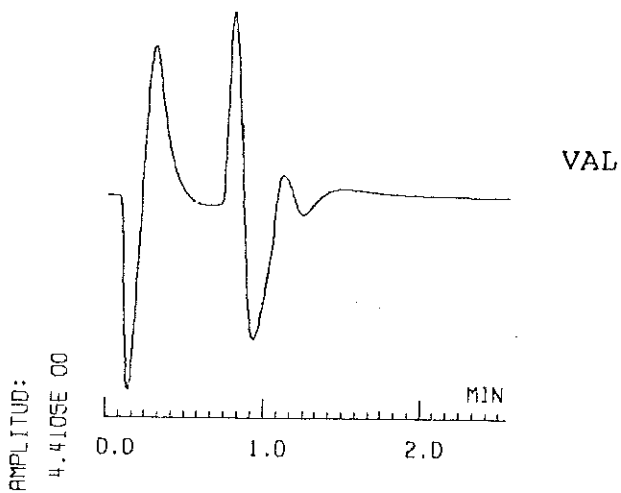


Figura 96. Idem figura 92.

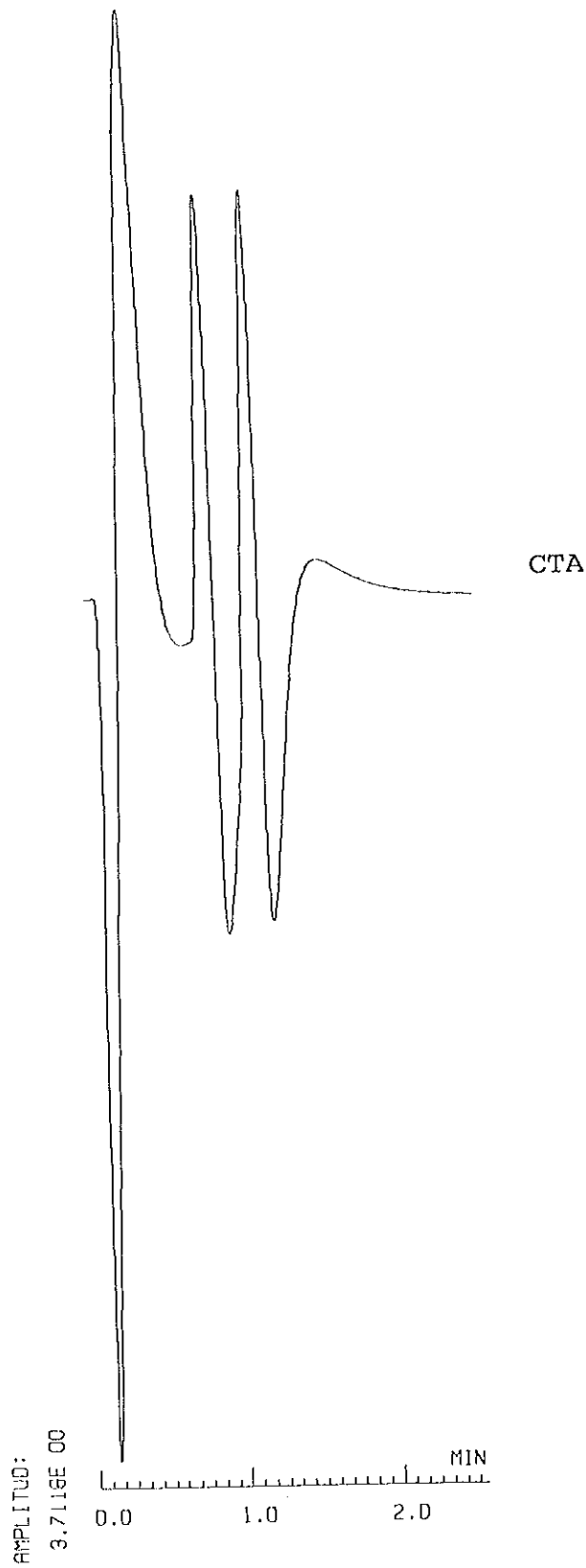


Figura 97. Idem figura 92.

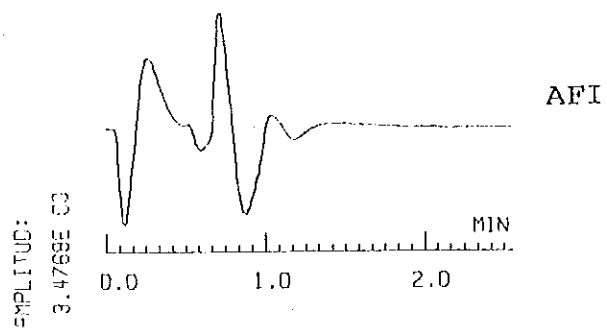
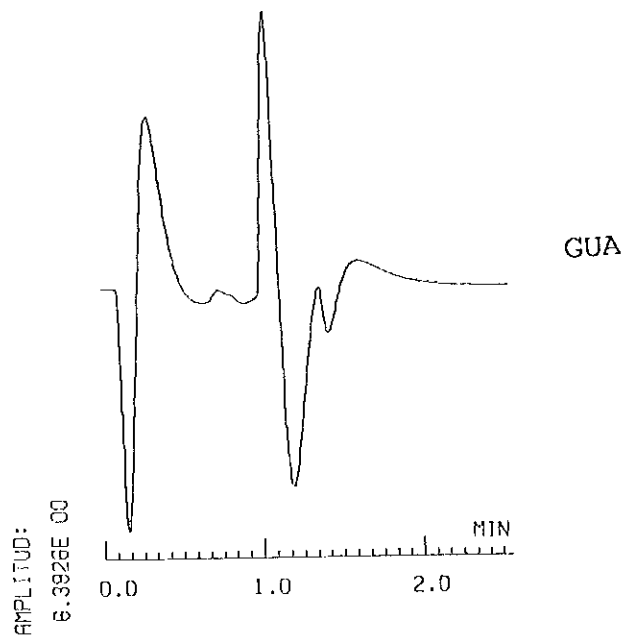


Figura 98. Idem figura 92.

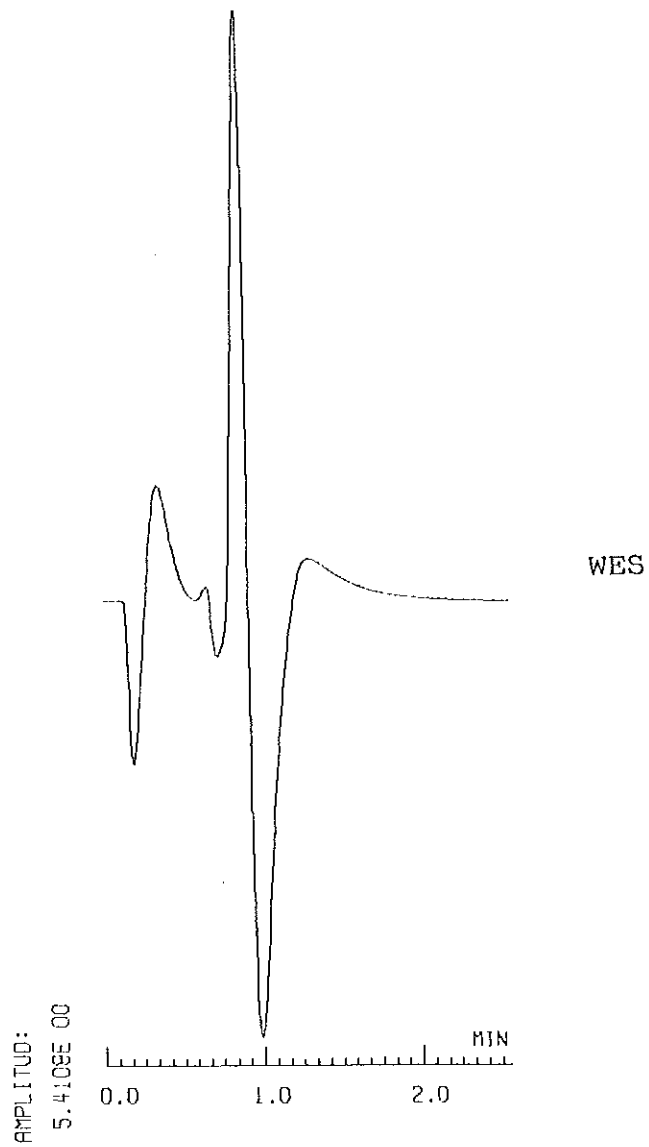


Figura 99. Idem figura 92.

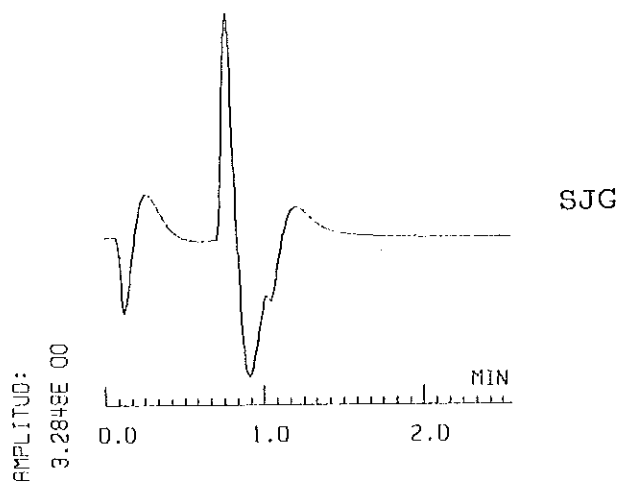
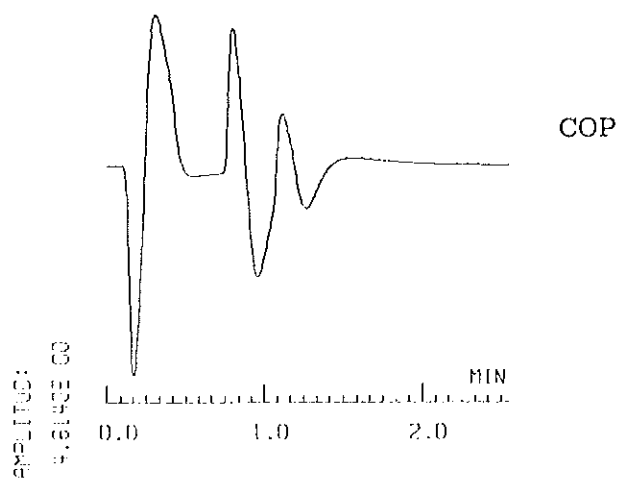


Figura 100. Idem figura 92.

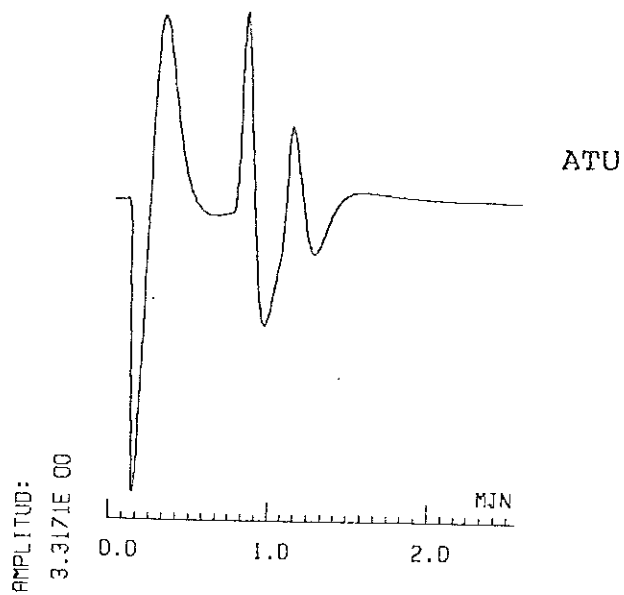


Figura 101. Idem figura 92.

se calculan sismogramas sintéticos SH (suma de rayos) para las estructuras regionales en segunda corrección y mecanismos focales corregidos; se calculan sismogramas sintéticos SH (suma de modos) para el mecanismo focal final y estructura inicial y regionales en segunda corrección.

4.5.1 Suma de Rayos

En la figura 102 se presentan sismogramas sintéticos SH (suma de rayos) correspondientes a las estaciones HNR y PMG del sismo de 1964. Se usa la estructura regional WKM4 en segunda corrección y el mecanismo focal final. En la figura 103 se presentan sismogramas sintéticos SH (suma de rayos) correspondientes a las cuatro estaciones del sismo de 1970. Se usan las estructuras regionales en segunda corrección y el mecanismo focal final.

Par las estaciones HNR y PMG, la comparación entre los sismogramas observados y los sintéticos correspondientes al mecanismo focal final y estructuras regionales en segunda corrección, muestra que los tiempos de arribo de las fases S, sS, ScS y sScS son muy parecidos a los de las fases en los observados. Sin embargo, las amplitudes relativas entre las cuatro fases difieren con las de las fases de los

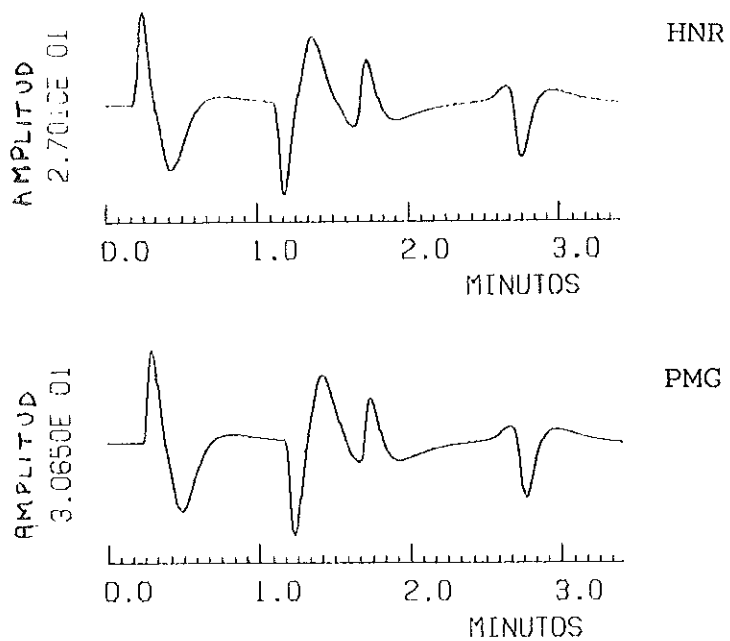


Figura 102. Sismogramas sintéticos por suma de rayos, correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 26 de diciembre de 1964. Se usa la estructura WKM4 (regional, en segunda corrección) y el mecanismo focal final.

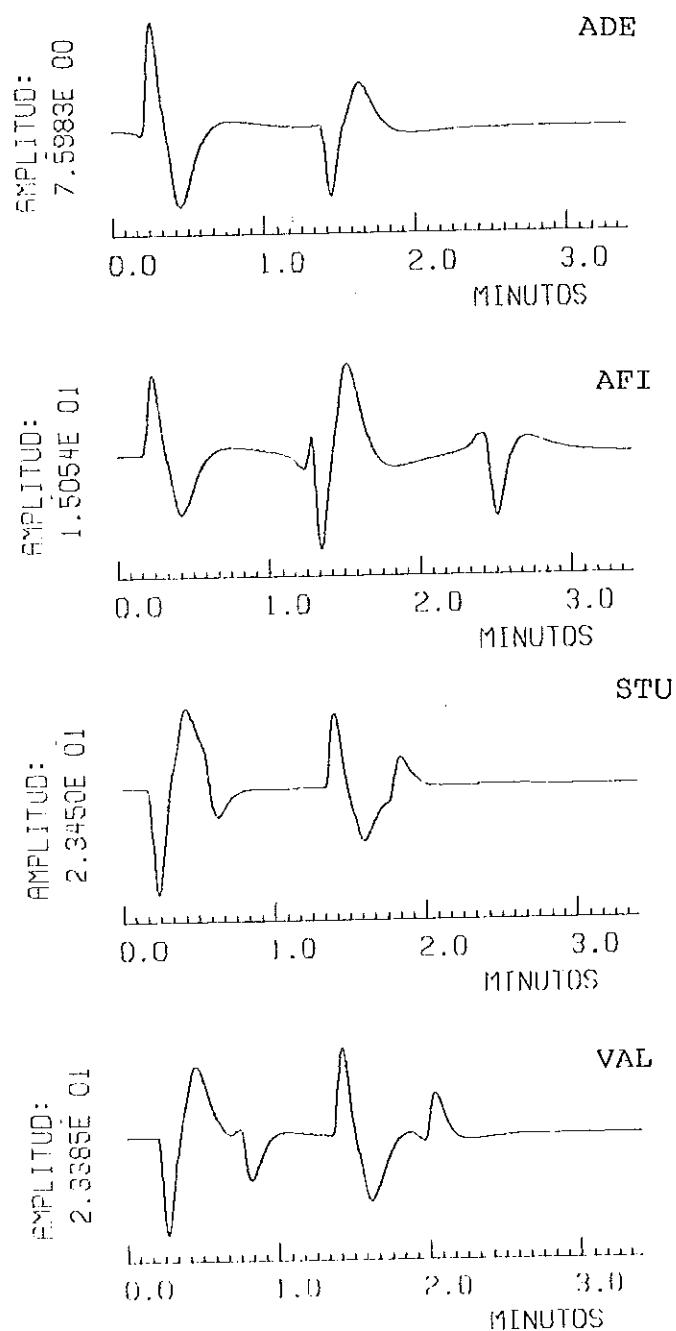


Figura 103. Sismogramas sintéticos por suma de rayos correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usan las estructuras regionales en segunda corrección y el mecanismo focal final.

observados.

En el sismograma observado de la estación HNR se puede ver con más claridad a la fase ScS, que en el de la estación PMG. La forma del sismograma observado de la estación PMG es más suave que la del sismograma de la estación HNR. Estas diferencias en los sismogramas observados de las estaciones HNR y PMG son significativas, ya que las dos estaciones están prácticamente a la misma distancia y con un azimut muy parecido; sin embargo, estas diferencias no se notan en los sismogramas sintéticos. Esto puede deberse a la existencia de fuerte heterogeneidad lateral, la cual produce estas diferencias significativas en la forma de los sismogramas de las estaciones HNR y PMG, y que el uso de una estructura lateralmente homogénea no permite reproducir.

Para las estaciones ADE, AFI, STU y VAL, la comparación entre los sismogramas observados y sintéticos SH (suma de rayos) para las estructuras regionales en segunda corrección y mecanismo focal final, muestra que los tiempos de arribo de las fases sS, ScS y sScS son más grandes en los sintéticos por aproximadamente 3 a 4 s. Esto quiere decir que las estructuras regionales en segunda corrección son más lentas que la estructura real, es decir, tienen V_s más pequeña que la real en los primeros 300 km,

incluyendo la corteza y el manto superior. Las amplitudes relativas entre las cuatro fases difieren de las de los sismogramas observados.

4.5.2 Suma de Modos Normales

Los sismogramas sintéticos SH (suma de modos) de las figuras 104 y 105 corresponden al mecanismo focal final y estructuras inicial y regionales en segunda corrección, respectivamente. En cada figura se presentan sismogramas de las estaciones HNR y PMG del sismo de 1964.

En las figuras 106 y 107 se presentan sismogramas sintéticos SH (suma de modos) correspondientes al mecanismo focal final y estructuras inicial y regionales en segunda corrección, respectivamente. En cada figura se presentan sismogramas de las estaciones ADE, AFI, STU y VAL del sismo de 1970.

Comparando los sismogramas sintéticos SH (suma de modos) de las estaciones HNR y PMG, para el mecanismo focal final y estructuras regionales en segunda corrección, con los correspondientes a la estructura inicial y mecanismo focal final, se obtienen los siguientes resultados:

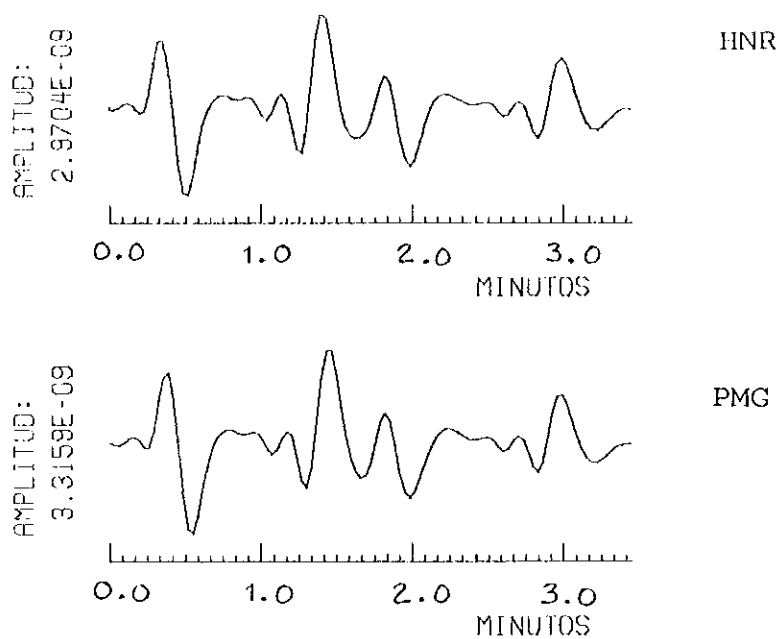


Figura 104. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo de 26 de diciembre de 1964. Se usa la estructura inicial (M66BMN.2) y el mecanismo focal final.

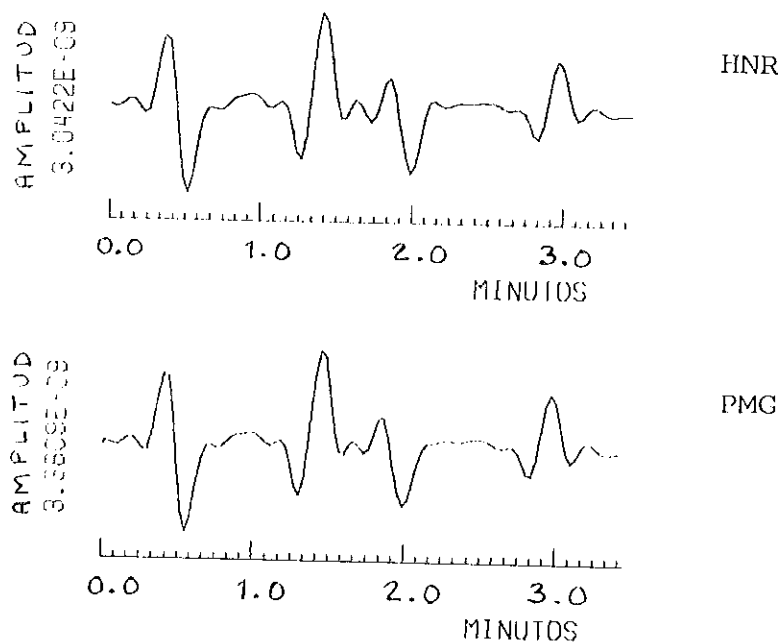


Figura 105. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo de 26 de diciembre de 1964. Se usa la estructura WKM4 (regional, en segunda corrección) y el mecanismo focal final.

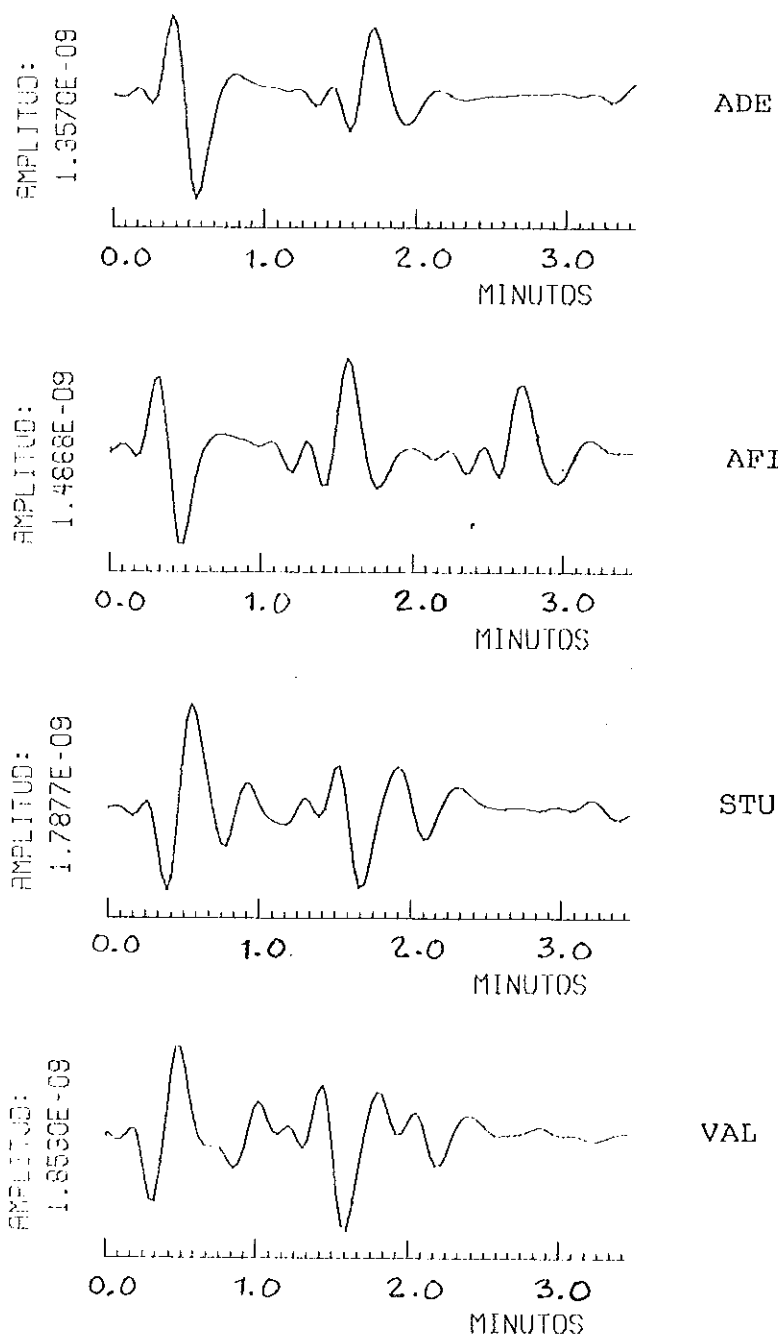


Figura 106. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usa la estructura inicial (M66BMN.2) y el mecanismo focal final.

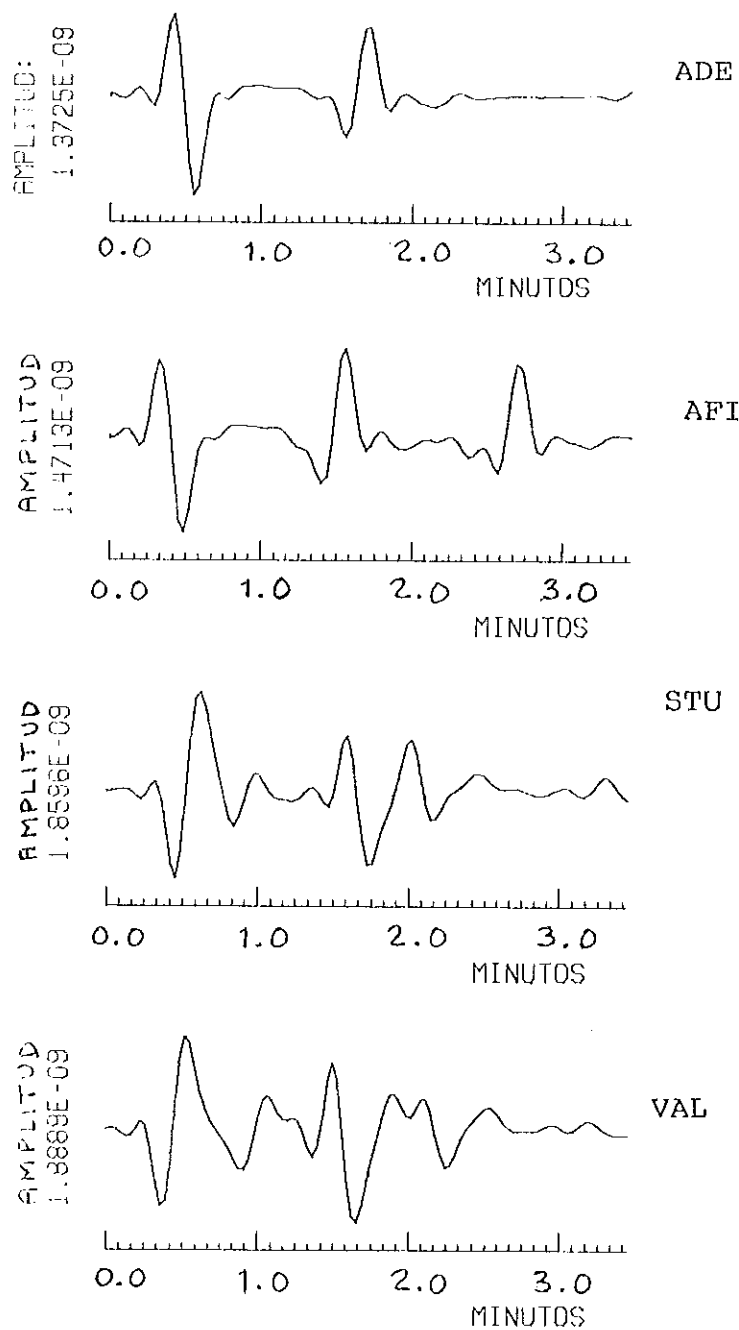


Figura 107. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales correspondientes a las estaciones usadas en el estudio del sismo del 28 de febrero de 1970. Se usan estructuras regionales en segunda corrección y el mecanismo focal final.

i) Las restas de tiempos de arribo $sS-S$ y $sScS-S$ son más grandes en los sismogramas para la estructura inicial que en los correspondientes a las estructuras regionales en segunda corrección; $ScS-S$ son muy parecidas para ambas estructuras.

ii) La forma general de los sismogramas es muy parecida para ambas estructuras; aunque, es de notarse un efecto de suavización en la forma global de los sismogramas sintéticos para las estructuras regionales (segunda corrección) comparados con los correspondientes a la estructura inicial.

iii) La estructura inicial comparada con las regionales (segunda corrección), ajusta mejor los tiempos de arribo de las fases presentes en los sismogramas de las estaciones HNR y PMG.

Comparando los sismogramas sintéticos SH (suma de modos) de las estaciones ADE, AFI, STU y VAL, para el mecanismo focal final y estructuras regionales en segunda corrección, con los correspondientes a la estructura inicial y mecanismo focal final, se obtienen los siguientes resultados:

i) Para las estaciones ADE y AFI, las estructuras regionales en segunda corrección son más rápidas que la estructura inicial.

ii) Para las estaciones STU y VAL, la estructura inicial y las regionales (segunda corrección) son equivalentes, es decir, ambas producen tiempos de arribo parecidos para las fases presentes en los sismogramas.

iii) Debido a que se utiliza el mecanismo focal final en ambos casos de estructuras, entonces, las amplitudes relativas de las fases S, sS, ScS y sScS son muy parecidas en los sismogramas calculados para la estructura inicial y para las estructuras regionales en segunda corrección; por lo tanto, las estructuras regionales en segunda corrección ajustan mejor que la estructura inicial, en los tiempos de arribo de las cuatro fases presentes en los sismogramas de las estaciones ADE y AFI.

iv) Para las estaciones STU y VAL, ambas estructuras producen el mismo ajuste.

Un conjunto de comentarios de estos resultados se entregan en la sección 5.1.

4.6 Modos Normales y Maremotos

La velocidad promedio de propagación de los tsunamis es del orden de los 700 km/hr en mar abierto; por otro lado, la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es del orden de los 25200 km/hr (para $V_p=7$ km/s). Supongamos que ocurre un temblor en Japón y que existe una estación registradora en Ensenada. La distancia entre Japón y Ensenada es aproximadamente 80° (8900 km). Si el temblor excita un tsunami, éste tardaría 12.7 hr en llegar a Ensenada; mientras que las ondas sísmicas tardarían sólo 21 minutos.

Como se puede ver, es factible realizar un estudio de los sismogramas para tratar de encontrar alguna característica que relacione la ocurrencia de un temblor con la excitación de tsunamis y, con ello, formar un plan de alerta. Para ilustrar esta posibilidad, en las figuras 108 y 109 se presentan sismogramas sintéticos SH (suma de modos) correspondientes a la estructura M66BMN.2, registrados en una estación hipotética ubicada en Ensenada (32° de latitud norte y 117° de longitud oeste). La fuente sísmica se puso a 6.5 km de profundidad en la costa este de Japón (38° de latitud norte y 140° de longitud este).

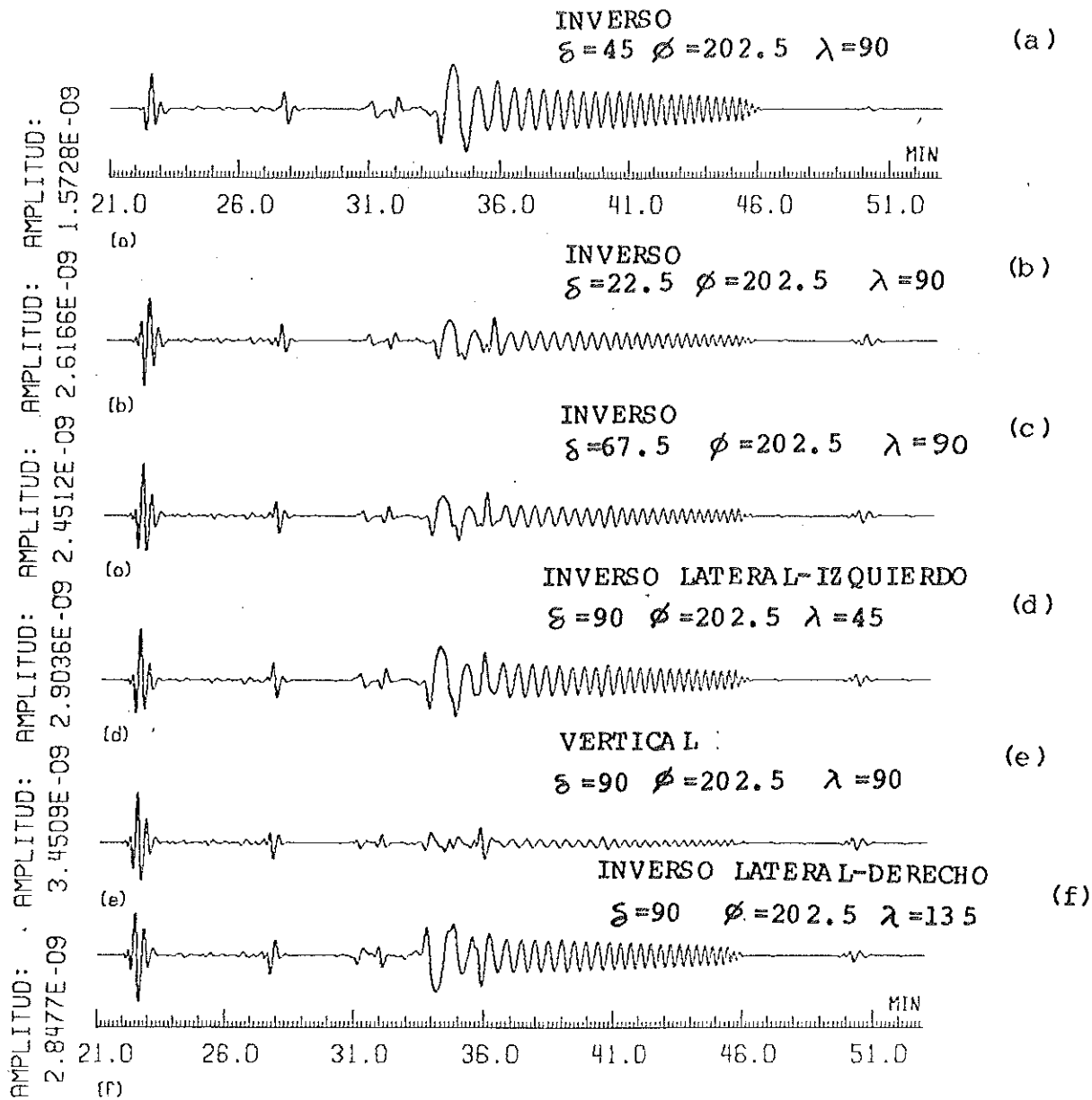


Figura 108. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales. Se usa la estructura M66BMN.2 y se sitúa el foco a 6 km de profundidad. Al lado de cada sismograma se indica el mecanismo focal y el tipo de movimiento que éste representa.

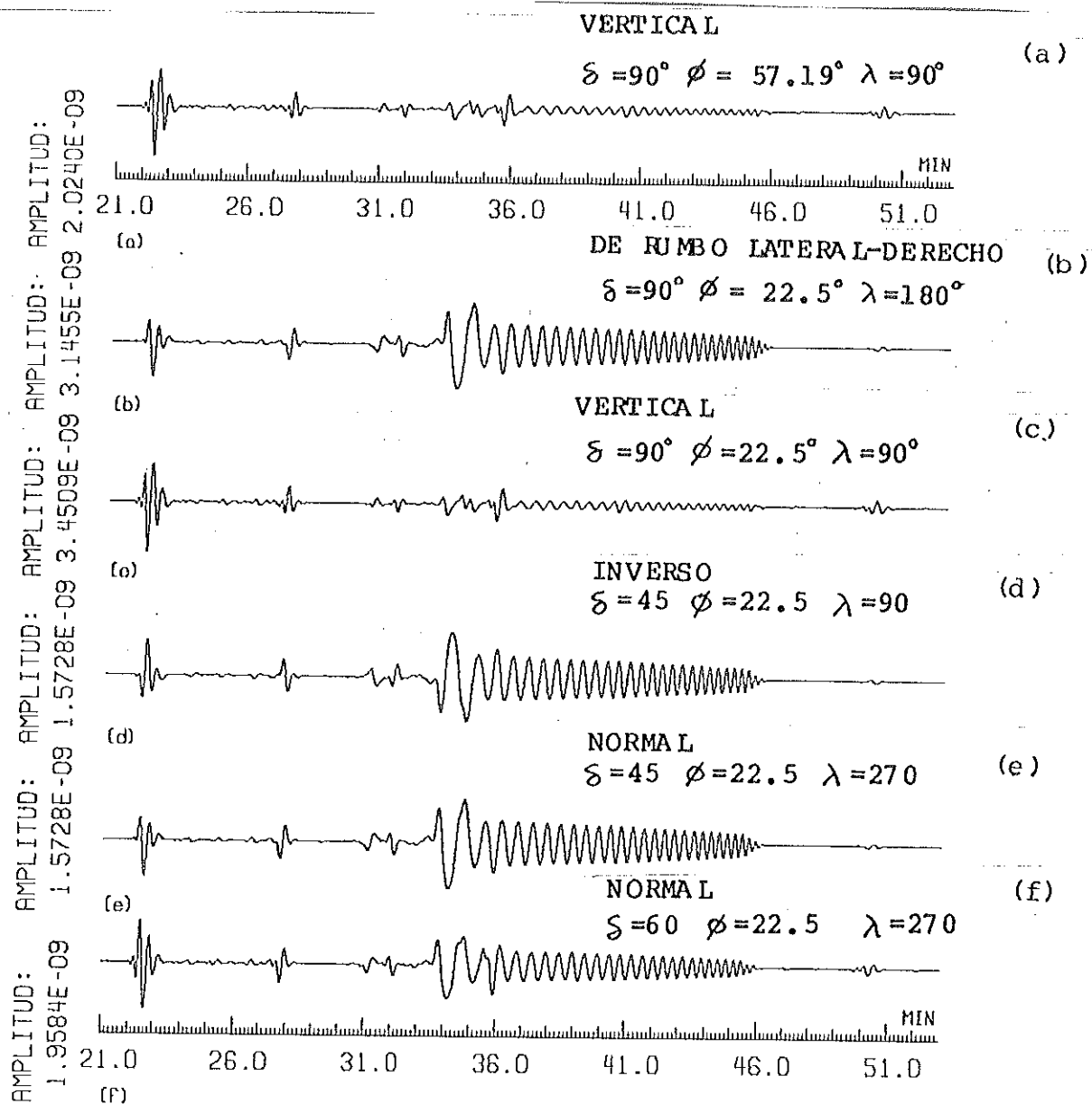


Figura 109. Sismogramas sintéticos por suma de modos normales. Se usa la estructura M66BMN.2 y se sitúa el foco a 6 km de profundidad. Al lado de cada sismograma se indica el mecanismo focal y el tipo de movimiento que este representa.

Se puede entender intuitivamente que una falla con movimiento de rumbo no puede generar tsunamis, ya que la columna de agua no soporta esfuerzos cortantes. Por otro lado, un movimiento vertical, normal o inverso produce una perturbación fuerte que genera un tsunami, es decir, una onda que se propaga por una capa oceánica.

El examen de los doce ejemplos numéricos (figuras 108 y 109) ofrece los siguientes resultados:

a) Los mecanismos de fuente con $\delta=90^\circ$ y $\lambda=90^\circ$ no excitan el modo fundamental (figuras 108e, 109a y 109c) tanto como en los demás casos presentados. Por lo tanto, en principio, se puede distinguir entre una falla vertical y una que no lo sea.

b) No se puede distinguir entre un movimiento normal o inverso y uno de rumbo.

5. RESULTADOS Y DISCUSIONES

Los dos paquetes de programas para calcular sismogramas sintéticos ya se encuentran funcionando en el sistema PR1ME de CICESE. Los experimentos numéricos descritos en esta Tesis demuestran que ellos trabajan adecuadamente y que su uso se puede hacer rutinariamente.

5.1 Resultados Específicos

Referente al uso de la técnica WKBJ, los resultados obtenidos se pueden resumir de la siguiente manera. La comparación de los sismogramas observados con los sintéticos SH (suma de rayos) para las estructuras regionales en segunda corrección y mecanismos focales finales, muestra que los mecanismos focales finales no son los más adecuado; sin embargo, son los mejores de los del 'espacio de soluciones' muestreado para cada uno de los dos temblores. Por otro lado, las estructuras regionales en segunda corrección ajustan bien para los sismogramas de las estaciones HNR y PMG; para las estaciones ADE, AFI, STU y VAL resultaron ser lentas, es decir tienen V_S menor que la

real en los primeros 300 km, incluyendo la corteza y el manto superior.

Respecto al uso de la técnica de modos normales, el resultado obtenido se puede resumir de la siguiente manera. Las estructuras regionales en segunda corrección producen diferencias de tiempos de arribo de sS-S entre 3 y 4 s más grandes que en los observados. Esto quiere decir que las estructuras regionales en segunda corrección son más lentas que la real en los primeros 200 km, incluyendo la corteza y el manto superior; es decir, tienen V_S menor que la real en esta parte de la estructura.

Los resultados de los experimentos numéricos referentes a la posible predicción de ocurrencia de un maremoto implican que, si se quiere determinar el mecanismo focal de un temblor, se debe tener acceso a registros de más estaciones para su análisis. En general, esto implica que una metodología que utiliza un solo sismograma no se puede utilizar en un plan de alerta para maremotos. Los experimentos numéricos desarrollados en esta Tesis pueden servir de base para un estudio más avanzado y combinarlo con otras técnicas para formar un plan conjunto de alerta contra maremotos.

5.2 Resultados Generales

La comparación entre sismogramas observados y sintéticos, obtenidos por suma de rayos y suma de modos, demuestra que se logró un buen ajuste en los parámetros que definen al mecanismo focal de los dos temblores estudiados. Sin embargo, la estructura sólo se logró ajustar para el caso P-SV, es decir se ajustó bien la velocidad de la onda P. Para el caso SH, las diferencias en los tiempos de arribo de las fases S, sS, ScS y sScS entre los sismogramas sintéticos y observados, demuestran que, en las estructuras regionales en segunda corrección, la velocidad de la onda S no es la más adecuada; sin embargo, produce un buen ajuste para las estaciones ADE, AFI, STU y VAL; para las estaciones HNR y PMG la estructura inicial es la que produce el mejor ajuste.

Dada la gran cantidad de trabajo ya realizado, el trabajo de Tesis se ha detenido a este nivel sin continuar buscando un mejor ajuste (por prueba y error) con la modificación de las estructuras regionales. A través de un esfuerzo común entre investigadores de la Universidad de California de Los Angeles, UCLA; la Universidad de Trieste, Italia; y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE, se está

desarrollando un paquete de programas para el cálculo de sismogramas sintéticos que incluyen el uso de estructuras lateralmente heterogéneas. Al mismo tiempo, se espera desarrollar métodos más rápidos que permitan obtener parámetros de estructura y de fuente sísmica a partir de sismogramas. Por lo tanto, este trabajo se continuará en un futuro inmediato con técnicas más avanzadas que las desarrolladas en esta Tesis.

6. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

El primer resultado de esta Tesis es haber dejado a dos complicados paquetes de programas de computación funcionando rutinariamente en la computadora PRIME-750 de CICESE. Para lograrlo, se resolvieron varios problemas. En particular, se aclaró el significado de las entradas y salidas de dichos programas. En este sentido, las descripciones que se entregan en esta Tesis forman, en la práctica, un manual de uso de dichos programas, los que se complementan con los comentarios que se han intercalado en el código. Además, se corrigió un error del paquete que utiliza la técnica WKBJ, el que producía resultados equivocados cuando se calculaban sismogramas sintéticos SH.

Con el objeto de comparar los sismogramas sintéticos SH que resultan de ambos paquetes, se aplicaron varias normalizaciones. Específicamente, se introdujo la misma dependencia en el tiempo de la fuente en ambos paquetes (función escalón y función rampa) y se escribió un programa de computación auxiliar para pasar una estructura en su representación puntual a la de capas homogéneas.

Los dos procedimientos para calcular sismogramas

sintéticos que se utilizan en la Tesis son complementarios. La limitación común de ellos es que se aplican para estructuras lateralmente homogéneas. Esta restricción explica que los sismogramas reales sean más complejos que los sintéticos. En particular, la coda o parte final, de los sismogramas observados de los trenes de arribos más importantes (tren S y tren P que se utilizaron en el Capítulo III) muestran oscilaciones y arribos formando un tren más complicado y largo. Esta mayor complejidad en los sismogramas reales se debe en gran parte a arribos múltiples secundarios que viajan por caminos laterales a los de tiempo mínimo propios de estructuras lateralmente homogéneas.

Los sismogramas contruidos por suma de modos normales son sismogramas completos que incluyen todos los arribos directos y los producidos por reflexiones y refracciones múltiples debido a las discontinuidades propias de la estructura; además, incluye efectos de difracción. El cálculo de los modos normales es caro desde el punto de vista computacional ya que deben obtenerse unas 94 curvas de dispersión de modos altos discretizadas a 200 frecuencias. Sin embargo, una vez que se calculan, estos resultados se pueden utilizar para calcular tantos sismogramas como se quiera, incluyendo los efectos de la fuente sísmica. Esta segunda etapa constituye un cálculo

más rápido que el de la primera etapa, es decir, de los modos normales. Lo que se hace en la práctica es almacenar en cinta magnética los valores numéricos correspondientes a las curvas de dispersión de cada modelo estructural para usos posteriores en los que se modifica sólo el tipo de fuente sísmica y la geometría relativa entre fuente y estaciones registradoras. Otra dificultad inherente a la técnica de modos normales es que los distintos arribos no siempre se pueden identificar fácilmente ya que aparecen como un resultado mecánico del algoritmo. Su interpretación se puede hacer a través del uso de tablas de tiempo-recorrido y de un estudio de las funciones características de los modos que se asocian a los arribos en cuestión. Este aspecto no se ha desarrollado en la Tesis debido a que los arribos que nos han interesado son de fácil interpretación e identificación en el sismograma como son los que forman el tren S (S, sS, ScS y sScS). La técnica de suma de modos normales también es muy adecuada para estudiar fases sísmicas que resultan por el atrapamiento de energía debido a la existencia de discontinuidades y de gradientes que forman zonas de baja velocidad. Ejemplos de sismogramas sintéticos completos que muestran arribos de ondas internas y superficiales se pueden encontrar en las figuras 108 y 109.

La técnica WKBJ permite calcular sismogramas para cada

rayo individual, por lo que el problema de identificación de los arribos está resuelto desde el comienzo. Sin embargo, es muy difícil determinar los rayos que significativamente contribuyen a la construcción de un sismograma en particular. Tampoco se pueden incluir todos los efectos de difracción y de atrapamiento de energía, ya que, por ejemplo, estos últimos incluyen reflexiones y refracciones muy múltiples que son difíciles de modelar. En el lado positivo, los cálculos son baratos y semejantemente a la técnica de modos normales, una vez construídas las funciones de Green, éstas se pueden combinar incluyendo adecuadamente el efecto de la función fuente.

El cálculo de los modos normales ocupa entre 2.5 y 3.0 horas de tiempo civil en la computadora PRIME-750; a lo que hay que agregar 30.0 minutos por sismograma para el cálculo de la serie de tiempo. Opuesto a lo anterior, el cálculo de sismogramas sintéticos por medio de la técnica WKBJ sólo ocupa unos minutos.

En esta Tesis la técnica de modos normales se aplica únicamente para el caso SH ya que el caso P-SV contiene dificultades algorítmicas y necesidades computacionales mucho más altas. En particular, se necesitaría construir muchas más curvas de dispersión para el caso P-SV que las

que hemos obtenido en el caso SH. Además, es posible que el caso P-SV no pueda ser resuelto utilizando una computadora mediana como a las que tenemos acceso en el Centro de Cómputo Electrónico de CICESE. Por el contrario, el caso P-SV puede ser tratado con relativa facilidad utilizando la técnica WKBJ y de hecho así lo hemos hecho en el desarrollo del trabajo de esta Tesis.

Por todo lo anterior, es aconsejable que ambas técnicas deban complementarse en estudios sismológicos como los emprendidos en esta Tesis, a saber, la determinación de parámetros estructurales y de fuente sísmica a través de sismogramas que resultan de recorridos relativamente simples como son los casi puramente oceánicos.

Ambas técnicas fueron aplicadas en el estudio de sismogramas de dos temblores. Hemos utilizado un método de prueba y error para la determinación de los parámetros y creemos que hemos mejorado nuestro conocimiento de las estructuras y de las fuentes sísmicas correspondientes. Al mismo tiempo, el autor de esta Tesis ha adquirido experiencia en este tipo de trabajo, la que se espera aplicar en desarrollos posteriores en estudios de posgrado. El trabajo práctico y la investigación desarrollados en esta Tesis forman parte de un esfuerzo conjunto entre investigadores de la Universidad de California de Los

Angeles, UCLA; la Universidad de Trieste, Italia; y el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada, CICESE. Este esfuerzo se continuará desarrollando, con la utilización de la experiencia adquirida, el desarrollo algorítmico-computacional y el trabajo de análisis de datos que se está realizando por alrededor de diez investigadores y estudiantes de posgrado en dichos institutos de investigación y de educación superior.

El ajuste entre simogramas sintéticos y observados se pudo haber realizado a un nivel más alto permitiendo una mayor variación de los parámetros de los modelos sismológicos correspondientes. Sin embargo, se ha creído conveniente terminar el trabajo de esta Tesis en la etapa que se presenta dada la envergadura de todo lo ya hecho.

En lo que respecta a utilizar sismogramas de una estación como criterio de alerta contra maremotos, nuestros resultados son más bien negativos. Específicamente, la determinación del mecanismo focal de un temblor necesita el acceso a varios registros. Dada la importancia de esta aplicación, debería continuarse un esfuerzo investigativo en esta dirección.

7. LITERATURA CITADA

- Abe, K., 1973. Tsunami and mechanism of great earthquakes. Phys. Earth Planet Inter., Vol. 7, pp. 143-153
- Aki, K. and Richards, P.G., 1980. Quantitative Seismology. Ed. Allan Cox, W.H. Freeman and Company, San Francisco.
- Benioff, H., Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1954. Seismological laboratory report. Trans. Am. Geophys. Union., Vol. 35, pp. 986.
- Bullen, K.E. and Bolt, B.A., 1985. An Introduction to the Theory of Seismology, 4th edn. Cambridge University Press.
- Butkov, E., 1972. Mathematical Physics. St. John's University, New York.
- Chapman, C.H., Jen-Yi, C. and Lyness, D.G., 1988. The WKBJ Seismogram Algorithm. In 'Seismological Algorithms'. Ed. D.J. Doornbos, pp. 47-74. Academic Press.
- Elmore, W.C. and Heald, M.A., 1985. Physics of Waves. Dover publications, Inc., New York.
- Fukao, Y., 1979. Tsunami earthquakes and subduction processes near deep-sea trenches. J. Geophys. Res., Vol. 84, pp. 2303-2314.
- Gilbert, F. and Dziewonski, A.M., 1975. An application of normal mode theory to the retrieval of structural parameters and source mechanisms from seismic spectra. Phil. Trans. Roy. Soc., Vol. A278, pp. 187-269.
- Gutenberg, B. and Richter, C.F., 1934, 1935, 1936, 1939. On seismic waves. Beitr. Geophys., Vol. 43, pp. 56-133; Vol. 45, pp. 280-360; Vol. 47, pp. 73-131; Vol. 54, pp. 94-136.
- Hallam, A., 1973. A Revolution in the Earth Sciences. Clarendon Press, Oxford.

- House, L.S. and Jacob, K.H., 1983. Earthquake, plate subduction, and stress reversals in the eastern aleutian arc. *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, No. B11, pp. 9347-9373.
- Iida, K., Suzuki, T., Inagaki, K. and Hasegawa, K., 1983. Finite element method for tsunami wave propagation in the Tokai district. In K. Iida and T. Iwasaki (eds.), *Tsunamis: Their Science and Engineering*, Terrapub, Tokyo, pp. 293-301.
- Jeffreys, H. and Bullen, K.E., 1967. *Seismological Tables*. In 'Earthquake Interpretations'. Reprinted by Smith & Ritchie Ltd., Edinburgh.
- Kanamori, H., 1972. Mechanism of tsunami earthquake. *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. 6, pp. 346-359.
- Kausel, E.G., Schwab, F. and Mantovani, E., 1977. Oceanic Sa. *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, Vol. 50, pp. 407-440.
- Knopoff, L., 1974. Regionalization of the arctic region, Siberia, and eurasian continental area. *Annual Technical Report*. Institute of Geophysics and Planetary Physics.
- Lamb, H., 1904. On the propagation of tremors over the surface of an elastic solid. *Philos. Trans. R. Soc. Lond.*, Vol. A203, pp. 1-42.
- Lanczos, C., 1964. *Linear Differential Operators*, 2nd edn. Ed. Van Nostrand, pp. 454-463.
- Lapwood, E.R. and Usami, T., 1981. *Free Oscillations of the Earth*. Cambridge University Press.
- Lesage, P. y Frez, J., 1990. Estudio comparativo de las fuentes de los temblores de Victoria, junio 9, 1980, del Valle Imperial, octubre 15, 1979 y de El Golfo, agosto 7, 1966. *Geofísica Internacional*, Vol. 29, Num 3, pp. 149-169.
- Liao, H., Schwab, F. and Mantovani, E., 1978. Computation of complete theoretical seismograms for torsional waves. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 68, No. 2, pp. 317-324.
- Love, A.E.H., 1911. *Some Problems of Geodynamics*. Cambridge University Press, Cambridge, 178 pp.

- Mantovani, E., Schwab, F., Liao, H. and Knopoff, L., 1977. Generation of complete theoretical seismograms for SH - II. Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 48, pp. 531-536.
- Nakanishi, K., Schwab, F. and Knopoff, L., 1977. Generation of complete theoretical seismograms for SH - I. Geophys. J. R. astr. Soc., Vol. 48, pp. 525-530.
- Okal, E.A., 1988. Seismic parameters controlling far-field tsunami amplitudes: A review. Natural Hazards, Vol. 1, pp. 67-96.
- Pekeris, C.L., Alterman, Z. and Jarosch, H., 1961b. Comparison of theoretical with observed values of the periods of free oscillations of the Earth. Proc. Nat. Acad. Sci., Vol. 47, pp. 91-98.
- Rolf, M., 1986. The Continental Crust, A Geophysical Approach. Ed. William L.D. Academic Press, Inc., Vol. 3 in International Geophysics Series.
- Sato, Y., Usami, T., Landisman, M. and Ewing M., 1963. Basic study on the oscillations of a sphere, part V. Reprint from the Geophys. J. R. Astr. Soc., Vol.8, No. 1, pp. 44-63.
- Simila, G.W., 1983. Computer application in undergraduate geophysics: fault-plane solutions, body-wave radiation patterns and amplitude ratios. Computers & Geosciences, Vol. 9, No. 1, pp. 65-76.
- Simon, R.B., 1979. Earthquake Interpretations. Woodward-Clyde Consultants.
- Usami, T. and Sato, Y., 1972. Theoretical seismograms -introductory explanation and basic concept. Earth-Sci. Rev., Vol. 8, pp. 291-301.
- Hwang, L.-S. and Lin, A., 1970. Experimental investigation of wave run-up under the influence of local geometry. In W. Adams (ed.), Tsunamis in the Pacific Ocean, East-West Center Press, Honolulu, pp. 407-426.
- Ward, S.N., 1980. Relationship of tsunami generation and an earthquake source. J. Phys. Earth, Vol. 28, pp. 441-474.
- Ward, S.N., 1986. Tsunamis. For publication in the Encyclopedia of Geophysics, Van Nostrand Reinhold Company, Inc.