

ESTRUCTURA CORTICAL DE CHILE CENTRAL (32.5° – 34.5° S) UTILIZANDO METODO DE VELOCIDAD APARENTE MINIMA DE ONDAS P

Patricio Acevedo y Mario Pardo

Departamento de Geofísica, Universidad de Chile.
Casilla 2777, Santiago, Chile.

RESUMEN

Utilizando el método de velocidades aparentes, se ha estudiado la estructura de la corteza en Chile Central. Los resultados entregan un modelo preliminar para los espesores de capas y velocidades de ondas P en ellas.

Estas capas tienen su mayor espesor bajo la Cordillera de los Andes, encontrándose la discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad de 50 km en los 70.2° W; bajo la longitud 71.6° W, esta profundidad alcanza los 24 km.

La distribución de velocidades corresponde a dos capas con velocidades de onda P:

$$V_1 = (4,9 - 5,6) \text{ Km/seg}$$

$$V_2 = (6,4 - 7,1) \text{ Km/seg}$$

La velocidad bajo el Moho fluctúa desde 7.7 a 8.1 Km/seg., entre la línea de costa y la Cordillera de los Andes.

ABSTRACT

Crustal structure of Central Chile (32.5° – 34.5° S) from minimal apparent velocity of P waves

The structure of the crust in Central Chile is studied using the apparent velocity method. A preliminary model for thicknesses and P wave velocities for crustal layers is obtained.

These layers are thicker beneath the Andes Cordillera, with the Mohorovicic discontinuity at a depth of 50 Km at 70.2° W. Beneath the longitude 71.6° W, this depth reaches 24 Km.

The velocity distribution corresponds to two layers with P wave velocities:

$$V_1 = (4.9 - 5.6) \text{ Km/seg}$$

$$V_2 = (6.4 - 7.1) \text{ Km/seg}$$

The velocity under the Moho fluctuates from 7.7 to 8.1 Km/seg between the coast line and the Andes Cordillera.

1. INTRODUCCION

Uno de los problemas fundamentales en la sismología es la determinación de la distribución de velocidades para ondas sísmicas en la Tierra. Las relaciones velocidad-profundidad, son útiles para el estudio de los materiales que componen el interior de la tierra y, además, son esenciales para la determinación correcta de hipocentros.

Un concepto importante se relaciona con el parámetro $p = dT/d\Delta$, que es el recíproco de la velocidad aparente (V_A) y que tiene relación con la velocidad de la capa de máxima penetración, siendo independiente de las velocidades de las capas más superficiales. Este parámetro permanece constante a lo largo de todo el rayo sísmico.

2. METODO APLICADO

Se usan datos sísmicos de eventos regionales para determinar la estructura de la corteza. El método aquí presentado es denominado como el método de la Velocidad Aparente Mínima. Utilizaremos en adelante la sigla VAM.

Sobre una superficie de un medio estratificado, la velocidad aparente (VA) de una onda incidente puede medirse como:

$$VA = d\Delta/dT \quad (1)$$

donde $d\Delta$ es la diferencia en distancia epicentral y dT la diferencia de los tiempos de llegada, para una fase determinada, entre dos estaciones sismológicas.

En general, en un medio estratificado la velocidad aparente está dada por:

$$VA = V_i / \text{sen } \theta_i \quad (2)$$

donde V_i es la velocidad y θ_i el ángulo de incidencia medido en la capa i -ésima (respecto a la normal).

Para analizar el caso de multicapas, se escribe como $\theta_{n,i}$ el ángulo de incidencia en la base de la capa i -ésima para el rayo que se refracta totalmente en la capa n -ésima.

Por definición del ángulo θ , la ley de Snell resulta en que:

$$\text{Sen } \theta_{n,i} = V_i / V_{n+1} \quad (3)$$

Consideremos el caso de dos capas planas horizontales sobre un semiespacio (Fig. 1).

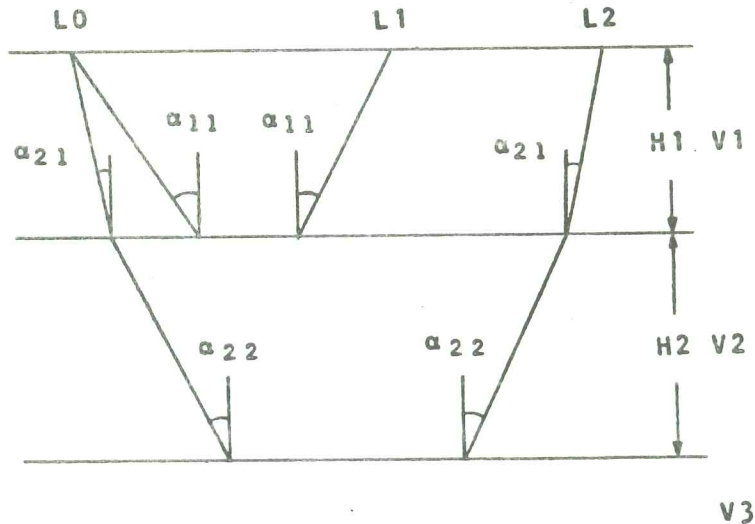


Fig. 1

Supongamos que para distancias a la fuente (L_0) menores que L_1 , las ondas directas desde L_0 corresponden a primeras llegadas. Entre L_1 y L_2 las primeras llegadas son las ondas refractadas en la base de la primera capa. Para distancias mayores que L_2 , las ondas refractadas en la base de la segunda capa son las primeras llegadas.

Luego, para distancias menores que L_1 , la velocidad aparente (VA) está ligada a la llegada de ondas directas desde la fuente en la superficie (L_0) y es igual a V_1 . Para distancias entre L_1 y L_2 , la VA se ve incrementada abruptamente a V_2 , mientras que para puntos más allá de L_2 , la VA toma el valor V_3 .

En general L_n es la distancia crítica para ondas refractadas en la base de las capas $(n-1)$ y n .

Para velocidades aparentes V_i ($i = 1, n+1$) y sus correspondientes distancias críticas L_i ($i = 1, n$), obtenidas a partir de un diagrama de VAM, el tiempo de recorrido de una onda refractada en la capa n -ésima está dado por

$$T_n = \sum_{i=1}^n \frac{2H_i \cos \theta_{n,i}}{V_i} + \frac{L}{V_{n+1}} \quad (4)$$

donde L es la distancia epicentral ($L_n \leq L < L_{n+1}$), H_i es el espesor de la capa i -ésima y $\theta_{n,i}$ es el mismo definido en (3).

Si consideramos una distancia crítica $L = L_n$, tendremos que en ese punto

$$T_n = T_{n+1} \quad (5)$$

Reemplazando (4) en (5), obtenemos

$$\sum_{i=1}^n \frac{2H_i \cos \theta_{n,i}}{V_i} + \frac{L_n}{V_{n+1}} = \sum_{i=1}^{n+1} \frac{2H_i \cos \theta_{n+1,i}}{V_i} + \frac{L_n}{V_{n+1}}$$

$$= \sum_{i=1}^n \frac{2H_i}{V_i} \cos \theta_{n+1,i} + \frac{2H_{n+1}}{V_{n+1}} \cos \theta_{n+1,n+1} + \frac{L_n}{V_{n+2}}$$

Reordenando y despejando H_{n+1} se tiene:

$$H_{n+1} = \frac{V_{n+1}}{\cos \theta_{n+1,n+1}} \left[\frac{L_n (V_{n+2} - V_{n+1})}{2V_{n+1} V_{n+2}} + \sum_{i=1}^n \frac{H_i}{V_i} (\cos \theta_{n,i} - \cos \theta_{n+1,i}) \right];$$

llevando $n+1 \rightarrow n$:

$$H_n = \frac{V_n}{\cos \theta_{n,n}} \left[\frac{L_n (V_{n+1} - V_n)}{2V_{n+1} V_n} + \sum_{i=1}^{n-1} \frac{H_i}{V_i} (\cos \theta_{n-1,i} - \cos \theta_{n,i}) \right] \quad (6)$$

Las ecuaciones (6) y (3) permiten obtener los espesores a partir de las velocidades (V_i) y distancias críticas (L_i).

3. CONSIDERACIONES GENERALES

El método de VAM es válido si las capas son planas, horizontales, homogéneas y, por supuesto, si las ondas recibidas en las estaciones usadas en el análisis siguen el mismo horizonte de refracción. Cualquier tipo de inhomogeneidad, lateral o vertical en una capa, provocará una dispersión en las determinaciones de las velocidades aparentes.

El espaciamiento entre estaciones adyacentes de la red usada determina la resolución que puede obtenerse para la estructura en análisis. En general, no se detectará una capa con espesor mucho menor que el espaciamiento en el arreglo de estaciones. Por lo tanto, el diagrama de VAM, correspondiente al esquema de la Fig. 1, es de la forma:

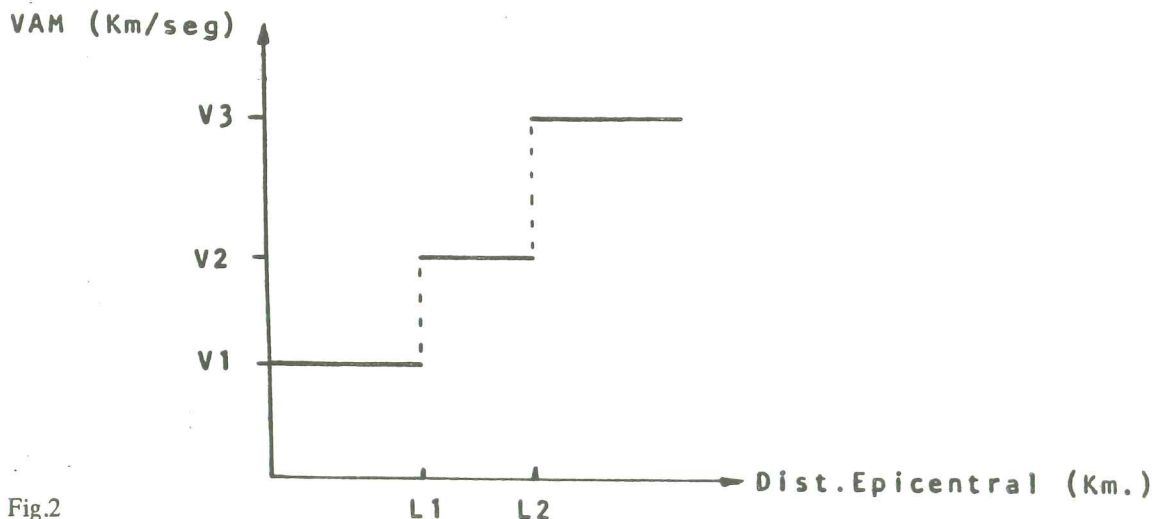


Fig.2

De lo anterior podemos concluir que las velocidades en las capas están definidas por las velocidades aparentes mínimas (VAM), mientras que el espesor de las capas puede determinarse desde las distancias críticas y velocidades aparentes mínimas (Matumoto et al., (1977)).

La presencia de interfaces no horizontales resulta en variaciones azimutales de las velocidades aparentes. Para evitar este efecto, presente en las capas que conforman la corteza en Chile Central, se consideraron eventos sísmicos ubicados azimutalmente de manera que los rayos sísmicos generados viajen en dirección perpendicular al manto principal o verdadero en su trayectoria hacia las estaciones registradas (perfiles P_1 , P_2 , P_3 , en Fig. 3).

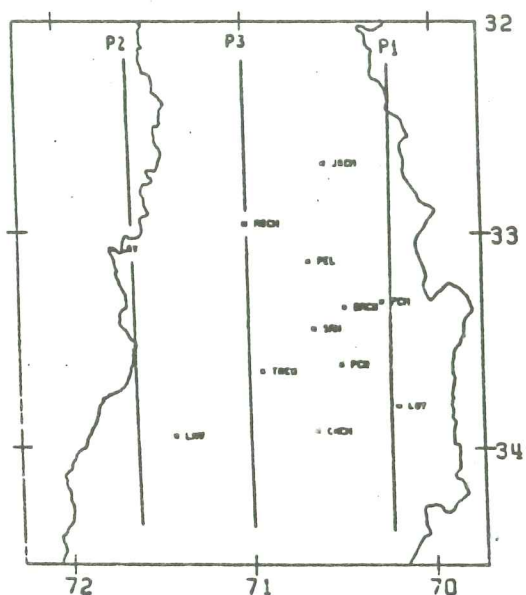


Fig. 3 Ubicación de Estaciones Sismológicas y perfiles utilizados en este trabajo: P_1 , P_2 , P_3 .

4. APLICACION DEL METODO VAM EN LA ZONA DE CHILE CENTRAL

Se han considerado un número de 44 eventos sísmicos, localizados por el Servicio Sismológico de la U. de Chile, utilizando datos de la red telemétrica en la zona de Chile Central. Estos datos se presentan en Tabla 1.

Los cálculos de los parámetros sísmicos —hora, origen, latitud, longitud y profundidad de los sismos— se realizaron a través de un programa de computación (HIPO DG) que utiliza un modelo de estructura como el que se muestra en la Tabla 2, consistente en dos capas planas horizontales sobre un semiespacio.

La Fig. 4 presenta los diagramas de VAM, con los resultados para los valores V_i y L_i correspondientes a los tres perfiles considerados en el presente estudio.

Con esta información, y utilizando las ecuaciones (3) y (6), es posible realizar la inversión de los datos, obteniéndose los resultados que se entregan en la Tabla 3 y Fig. 5.

TABLA 1
Parámetros de Sismos utilizados

Nº	FECHA	HORA	LAT. (°S)	LONG. (°O)	PROF. (km)
1	01 01 81	03:40:42.7	37.22	70.43	156
2	01 01 81	10:09:03.9	33.94	70.59	88
3	08 01 81	14:10:18.0	31.75	70.82	163
4	09 01 81	13:47:05.3	31.51	70.25	162
5	12 01 81	17:16:16.2	28.17	66.27	20
6	20 01 81	00:33:07.9	28.15	71.18	316
7	20 01 81	20:35:47.8	22.81	68.31	20
8	27 01 81	07:02:10.7	34.58	73.58	68
9	02 03 81	23:55:07.9	33.82	71.41	45
10	15 03 81	01:54:59.9	29.70	71.83	20
11	16 03 81	13:41:04.2	34.27	70.97	120
12	23 03 81	19:28:07.6	33.64	72.25	13
13	30 03 81	14:01:56.1	32.49	72.33	104
14	02 04 81	05:58:06.6	35.28	73.26	75
15	06 04 81	14:33:59.7	35.49	71.47	110
16	10 04 81	09:18:19.1	31.57	72.03	28
17	14 04 81	04:43:24.1	31.82	71.67	75
18	18 04 81	19:53:49.8	30.36	72.08	22
19	20 04 81	12:38:58.2	28.72	71.63	60
20	22 04 81	09:48:30.8	32.75	71.80	25
21	06 08 81	00:09:26.7	34.37	70.48	105
22	19 08 81	17:22:24.1	32.20	71.81	50
23	21 08 81	01:15:09.1	34.13	70.36	124
24	22 08 81	20:22:37.2	37.27	70.99	104
25	14 10 81	03:27:37.6	33.21	70.51	116
26	22 10 81	11:39:49.3	33.39	73.07	110
27	07 11 81	03:29:52.0	32.36	71.60	75
28	13 11 81	04:30:41.5	32.44	71.74	30
29	13 11 81	22:33:56.3	32.27	71.84	33
30	15 11 81	02:47:34.1	32.68	72.21	69
31	12 12 81	07:10:51.2	31.32	71.15	153
32	13 12 81	15:24:49.5	32.88	71.84	50
33	14 12 81	03:54:21.5	33.50	70.63	8
34	01 03 82	03:42:31.5	31.81	72.22	138
35	03 03 82	05:55:48.5	34.29	70.74	64
36	14 03 82	12:01:59.2	32.74	70.30	90
37	19 11 82	10:07:02.2	32.64	71.94	10
38	31 03 83	06:48:13.3	33.03	70.13	123
39	31 03 83	10:49:18.4	33.04	70.48	95
40	26 04 83	08:42:39.6	32.48	71.78	20
41	27 04 83	16:46:16.0	33.86	71.82	100
42	26 04 83	20:41:45.8	34.79	71.13	133
43	30 04 83	22:53:23.6	31.24	67.98	214
44	07 05 83	01:07:13.5	27.86	72.52	200

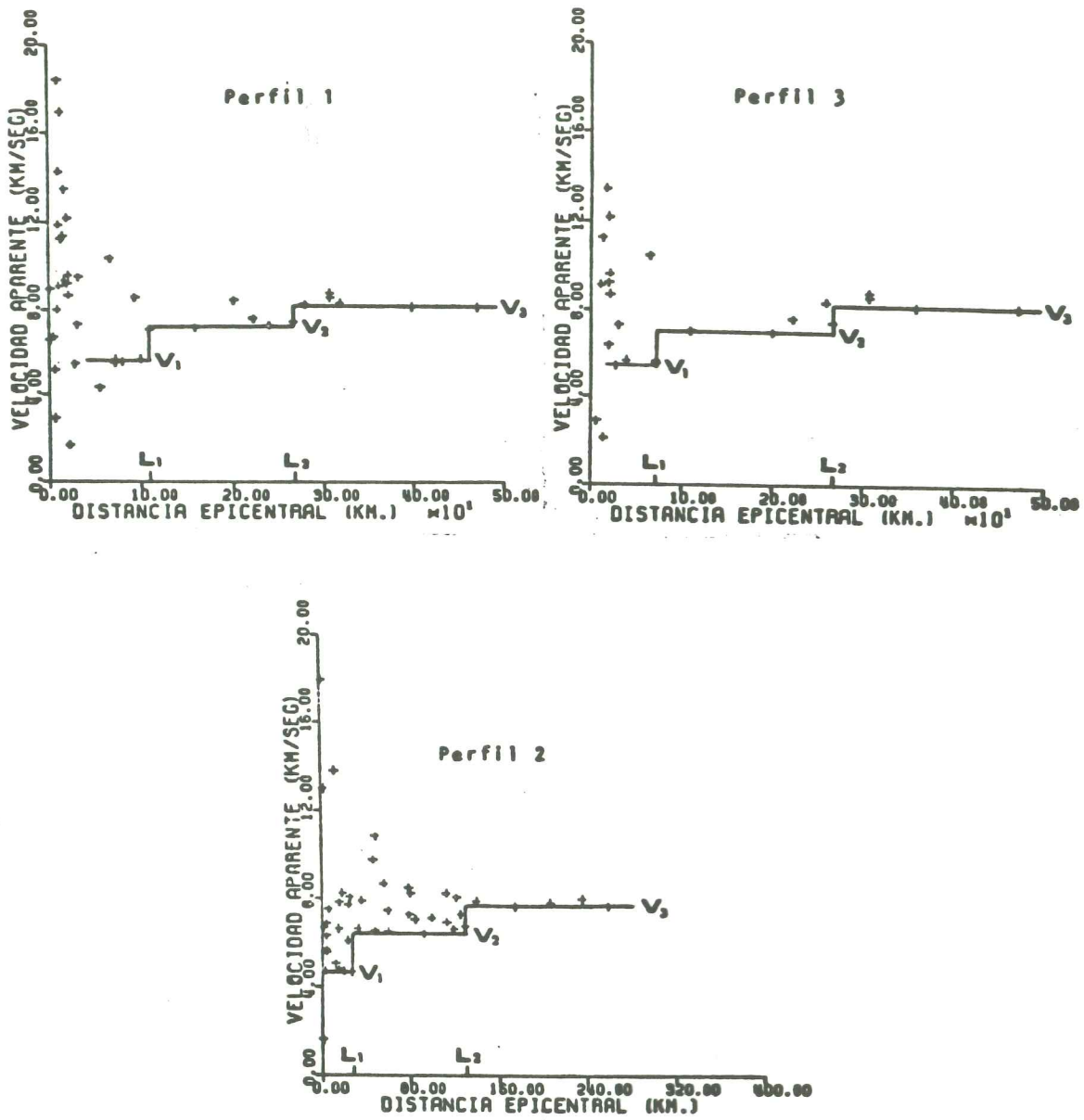


Fig. 4 Diagramas de VAM. En los perfiles 1 y 3 la distancia epicentral está amplificada en un factor 10.

TABLA 2
Modelo de Estructura

Esesor (Km)	Velocidad (Km/seg)
10	5.4
10	6.3
semiespacio	7.8

TABLA 3
Resultados de la inversión de datos

Perfil	Capa	V [Km/s] \pm .2	L [Km] \pm 1	H [Km]
1	1	5.6	110	18.9 \pm 2
	2	7.1	270	30.7 \pm 5
	3	8.2		
2	1	4.9	28	5.1 \pm 1
	2	6.4	131	18.4 \pm 2
	3	7.7		
3	1	5.6	73	12.2 \pm 1
	2	7.0	270	34.1 \pm 5
	3	8.2		

V = velocidad para ondas P en la capa.

L = distancia crítica.

H = espesor de la capa.

5. CONCLUSIONES

La Fig. 5 muestra el resultado obtenido para el modelo preliminar de la corteza terrestre en la zona de Chile Central. Este modelo indica la existencia de dos capas inclinadas con manteos hacia el Este y espesores variables. Estos espesores son mayores a medida que se acercan a la raíz de la Cordillera de los Andes (aproximadamente a 70° W de longitud).

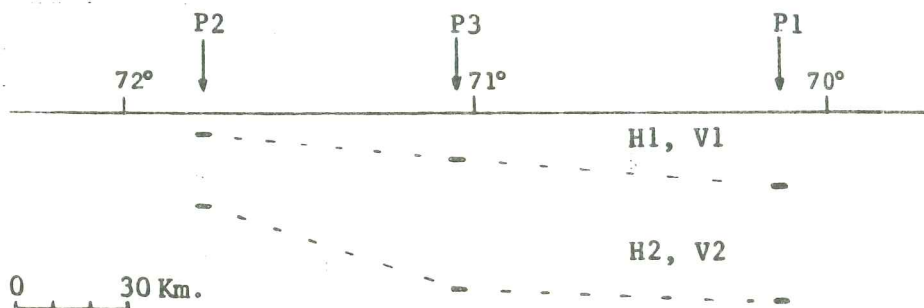


Fig. 5 Modelo preliminar de la corteza terrestre en Chile Central
(32.5° - 34.5° S)

El ángulo de inclinación de la primera capa es de 5° . La segunda capa presenta dos manteos, uno entre las longitudes $71^\circ\text{W} - 72^\circ\text{W}$, con un ángulo de 23° , y otro entre las longitudes $70^\circ\text{W} - 71^\circ\text{W}$, con manteo casi horizontal (2°). Estos resultados son consistentes con los obtenidos por Kausel y Lomnitz (1969) y Dragicovic (1970).

A partir de esta información, es posible calcular un modelo aproximado para la estructura de la corteza formado por dos capas planas horizontales sobre un semiespacio, con el fin de mejorar el modelo utilizado en los programas de computación para el cálculo de hipocentros. Este modelo simplificado (Tabla 4), corresponde a un promedio de los perfiles P_1 y P_3 , los cuales representan la estructura de la corteza bajo la red de estaciones sismológicas. El promedio calculado es del tipo armónico simple.

TABLA 4

Modelo simplificado de estructura

Prof. base de la capa (Km)	Velocidad (Km/seg.)
15.5 ± 2	$5.5 \pm .2$
47.9 ± 5	$7.0 \pm .2$
	$8.1 \pm .2$

El cálculo de error propagado se realizó suponiendo un error en las lecturas de tiempos de llegada de 0.1 seg y de 2 Km en las distancias epicentrales. Se utilizaron las fórmulas generales de estadística para el cálculo de error involucrado en las diferentes operaciones matemáticas.

6. REFERENCIAS

- DRAGICEVIC M., (1960). Carta Gravimétrica de los Andes Meridionales e interpretación de las anomalías de gravedad de Chile Central. Publicación N°93, Facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, Universidad de Chile, 42 pp.
- KAUSEL E. y LOMNITZ C., (1969). Tectonics of Chile. En: Pan-America Symposium on the Upper Mantle, 2: 46-67.
- MATUMOTO T., M. OHTAKE, G. LATHAM, J. UMANA, (1977). Crustal structure in Southern Central America. Bull. Seism. Soc. Am. 67, 121-134.