

MODELO GRAVIMETRICO DEL ESPESOR DE LA CORTEZA TERRESTRE EN COLOMBIA

OSCAR EDUARDO HURTADO BRICEÑO
ERICK LEURO PARRA

Universidad Distrital "Francisco José de Caldas", Facultad de Ingeniería Catastral y Geodesía

Hurtado O., & E. Leuro. (2000): Modelo Gravimétrico del Espesor de la Corteza Terrestre en Colombia. Geofis. Colomb. 4:11-22. ISSN 0121-2974. Santa Fe de Bogotá, D.C. - Colombia.

RESUMEN

La determinación del espesor de la corteza terrestre en Colombia, a partir de datos gravimétricos, se hizo utilizando datos de Anomalía Total de Bouguer y altura topográfica suministrados por el Instituto Geográfico Agustín Codazzi. Estos fueron representados mediante series bidimensionales de Fourier, que al ser combinadas con expresiones matemáticas del potencial gravitacional terrestre, permitieron plantear el grosor cortical en términos observables (gravedad y altura) sobre la superficie terrestre. Los resultados han sido dispuestos en una malla de puntos que se interpolan a una superficie utilizando el algoritmo de mínima curvatura. Para la estimación de la confiabilidad de los resultados se ha realizado una confrontación con las deducciones geológicas obtenidas de algunas interpretaciones sísmicas realizadas en el país.

ABSTRACT

The gravimetric model of the crustal thickness of the earth in Colombia was made from Total Bouguer Anomaly and topographic height given by the Instituto Geográfico Agustín Codazzi. They were transformed to bidimensional series of Fourier, that combined with mathematics expressions of the gravitational potential, both, they made possible to find the crustal thickness starting from observable values across the earth's surface (gravity and topography). The results of several points were converted to surface through Minime Curvature algorithm. In order to obtain reliability of the results, seismic control was applied from another works.

1. INTRODUCCION

El conocimiento de la estructura interna del planeta Tierra es el objeto fundamental de la Geofísica, parte de ello corresponde al estudio de la corteza terrestre, la cual no sólo es la capa más externa, sino que además, en ella se presentan la mayor cantidad de fenómenos que afectan al hombre.

La determinación de la profundidad de la corteza terrestre, involucra conocer, en un espacio y tiempo dados, la dinámica de las características de la estructura terrestre tales como densidades, tectónica de placas,

valores de anomalía, etc., variables que se relacionan mediante el desarrollo de metodologías que pretenden ajustarse a las particularidades geológicas y físicas de cada región, con el objeto de acercarse a los valores más probables del grosor cortical terrestre.

No obstante el gran número de estudios de la corteza terrestre, el dimensionamiento de su espesor ha revestido dificultad en razón de la imposibilidad de poder formular metodologías deductivas que permitan unificar el tratamiento de las variables densidad, estructuras presentes, movilidad y dimensión entre otras. En el presente estudio se utiliza la metodología desarrollada por el Geofísico japonés Chuji Tsuboi

(1938a, 1938b, 1981), quien deduce la profundidad de la corteza a partir de la solución del potencial gravitacional apoyado en la hipótesis isostática de Airy. Adicionalmente, este procedimiento se compara con otras metodologías gravimétricas aplicables a escala mundial, con el propósito de establecer similitudes y grado de confiabilidad de los resultados obtenidos.

2. METODOLOGIA

La metodología desarrollada en el presente trabajo consiste en calcular el valor del espesor de la corteza terrestre a partir de la solución de la ecuación del potencial gravitacional expandido en series de Fourier. Este método tiene la característica de ser deductivo, porque, parte de una relación físico matemática, que es el potencial de gravedad, en donde una de sus soluciones está en función de la profundidad del plano subterráneo de masas, responsable del campo gravitatorio observado en superficie (Anomalía Total de Bouguer). De acuerdo al modelo de Airy existe una distribución de masas ρ veces el valor de la altura topográfica a lo largo de la superficie de la corteza terrestre con un promedio de espesor d . La Anomalía Total de Bouguer y la Altura Topográfica se expanden mediante el uso de las series de Fourier, que son de acuerdo con la teoría matemática, la función que mejor minimiza el error (Tsuboi, 1981), es decir, hace que el error mínimo cuadrático tienda a cero o, en otras palabras la serie de Fourier es la función que nos produce el mejor ajuste de mínimos cuadrados.

Otras metodologías parten de valores observados de gravedad, los que se ajustan por mínimos cuadrados a la función matemática más representativa, esta interpolación distorsiona las mediciones disminuyendo la precisión.

2.1 Solución de la Ecuación de Laplace para el Potencial Gravitacional

La solución de la ecuación de Laplace en coordenadas cartesianas puede ser utilizada para encontrar la distribución de las masas subterráneas responsables de las distorsiones gravitatorias observadas en superficie (Tsuboi, 1981).

En el caso bidimensional la ecuación de Laplace es:

$$\nabla^2 U = \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} = 0 \quad (1)$$

Donde z se toma positivo hacia el interior de la Tierra. Si se considera que el potencial es una cantidad escalar, cada miembro de la ecuación debe corresponder a un entero de igual magnitud y signo algebraico diferente, m^2 y $-m^2$ así:

$$\begin{aligned} \frac{\partial^2 U}{\partial x^2} &= \frac{1}{X} \frac{d^2 x}{dx^2} = m^2 \\ \frac{\partial^2 U}{\partial z^2} &= \frac{1}{Z} \frac{d^2 z}{dz^2} = -m^2 \end{aligned} \quad (2)$$

las soluciones para las ecuaciones (2) son:

$$\begin{aligned} X(x) &= \frac{\cos mx}{\sin mx} \\ Z(z) &= e^{\pm mz} \end{aligned} \quad (3)$$

el producto de las expresiones (3) soluciona el potencial $U(xz)$, que multiplicado por una constante A_m y expandido en series se presenta como :

$$U(xz) = \sum_m A_m \frac{\cos mx e^{\pm mz}}{\sin mx} \quad (4)$$

Se observa un doble signo algebraico en el término exponencial de mz . La elección del signo depende de la dirección en que el eje z se asuma positivo con respecto a su origen; para fines operacionales la dirección del eje z se toma positivo descendente y el origen $z = 0$ sobre el nivel medio del mar (Tsuboi, 1981).

2.2 Deducción de la fórmula para el espesor de la Corteza Terrestre

Estudios a nivel mundial indican que el campo gravitacional y la superficie del relieve están conectados muy cercanamente con el espesor de la corteza terrestre (Mironov, 1977). Algunos autores como Bowie, Heiskanen, Hayford, Wollard y otros intentaron determinar el mejor ajuste para el espesor de la corteza terrestre buscando qué valores satisfacían la condición de error mínimo cuadrático $\Sigma(\text{observado} - \text{calculado})^2$. "Un método mucho más simple y directo es buscando el espesor de la corteza terrestre a partir de las series de Fourier" (Tsuboi, 1981).

El desarrollo del modelo se basará en la hipótesis isostática de Airy ya que aparece generalmente, consistente con la evidencia sismológica (Dobrin, 1984); además, desde el punto de vista geológico es más verosímil (Mironov, 1977). Es necesario aclarar que la hipótesis de Pratt parece ser más acertada para ciertas regiones del globo en las que el espesor cortical es regular en lugares como planicies costeras y algunos tipos de montañas (Dobrin, 1984).

Si por alguna razón se prefiere el modelo de Pratt al de

consideración un factor de 2 (Tsuboi, 1981).

Supóngase una superficie topográfica expresada en series de Fourier:

$$H(x) = \sum_m H_m \frac{\cos mx}{\sin} \quad (5)$$

De acuerdo con la hipótesis de Airy, existe una distribución de masas ρ veces $H(x)$ a lo largo de la interface entre corteza y manto que coincide con el espesor de la corteza terrestre a un valor de profundidad d . La distribución de Anomalia Total de Bouguer sobre la superficie que es producida por esta distribución de masas es:

$$\Delta g_0(x) = -2\pi G\rho \sum_m H_m \frac{\cos mx e^{-md}}{\sin} \quad (6)$$

De otra parte, la Anomalia Total de Bouguer observada puede ser:

$$\Delta g_0(x) = \sum_m B_m \frac{\cos mx}{\sin} \quad (7)$$

De acuerdo con Airy las dos expresiones anteriores de $\Delta g_0(x)$ son iguales; despejando d y extendiendo a dos dimensiones se obtiene:

$$d = -\frac{1}{\sqrt{(m^2 + n^2)}} \log_e \left[-\frac{B_{mn}}{2\pi G\rho H_{mn}} \right] \quad (8)$$

La ecuación (8) corresponde a la deducción de la fórmula del espesor de la corteza terrestre en forma bidimensional de acuerdo con la hipótesis isostática de Airy y que en realidad "actúa como un filtro gravimétrico de tipo regional" (Díaz Ramiro. Comunicación personal. Departamento de Geociencias, Universidad Nacional) el cual, elimina todo efecto gravitatorio diferente al del espesor de la corteza terrestre (anomalías de frecuencia alta y media).

Si, los valores encontrados son el resultado de suponer que el espesor de la corteza terrestre se puede asumir como el de una ondulación $h(x)$ entre dos capas rocosas de densidad diferente ρ y ρ' , que corresponden a la corteza y el manto respectivamente, en dicha ondulación

(teóricamente) se condensa la masa correspondiente a la capa de menor densidad (corteza).

En la ecuación (8) se observa un signo menos en la parte derecha; para obtener valores positivos de d es necesario que:

$$\log_e \left[-\frac{B_{mn}}{2\pi G\rho H_{mn}} \right] \quad (9)$$

resulte negativo y esto requiere que:

$$|2\pi G\rho H_{mn}|$$

sea mayor que:

$$|B_{mn}|$$

También hay un signo menos en:

$$\left[-\frac{B_{mn}}{2\pi G\rho H_{mn}} \right]$$

Esta expresión tiene que resultar positiva, con el fin de aplicar logaritmo, por lo tanto B_{mn} y su correspondiente H_{mn} deben ser opuestos en signo algebraico. En consecuencia, existen dos condiciones necesarias que son:

- 1) B_{mn} y H_{mn} deben ser opuestos en signo algebraico.
- 2) $|2\pi G\rho H_{mn}| > |B_{mn}|$

A partir de esto B_{mn} y H_{mn} se denominan pares racionales de la función profundidad del plano de masas o profundidad de la corteza terrestre (Tsuboi, 1981).

2.3 Solución de los Coeficientes B_{mn} y H_{mn}

De acuerdo a la expresión (8), el espesor de la corteza terrestre está en función de la expansión bidimensional de Fourier para la Anomalia Bouguer Total y la altura topográfica, ello se logra haciendo:

$$\Delta g_0(xy) = \sum_m \sum_n B_{mn} \frac{\cos mx}{\sin n} \frac{\cos ny}{\sin n} \quad (10)$$

$$h(xy) = \sum_m \sum_n H_{mn} \frac{\cos mx}{\sin n} \frac{\cos ny}{\sin n}$$

Hallar los términos B_{mn} y H_{mn} significa encontrar los coeficientes discretos de Fourier. Si las observaciones están recolectadas en forma de malla, la longitud de onda fundamental en la dirección X_1 va a ser igual a la longitud del grupo de datos en aquella n_1 ; la longitud de onda fundamental en la dirección X_2 puede ser definida similarmente como n_2 . Así los coeficientes para cualquier armónico pueden ser encontrados a través de (Davis, 1984):

$$\begin{aligned} \alpha_{k_1 k_2} &= \frac{\kappa}{n_1 n_2} \sum_{i=0}^{n_1-1} \sum_{j=0}^{n_2-1} Y_{ij} \cos \frac{2\pi k_1 X_{1i}}{n_1} \cos \frac{2\pi k_2 X_{2j}}{n_2} \\ \beta_{k_1 k_2} &= \frac{\kappa}{n_1 n_2} \sum_{i=0}^{n_1-1} \sum_{j=0}^{n_2-1} Y_{ij} \cos \frac{2\pi k_1 X_{1i}}{n_1} \sin \frac{2\pi k_2 X_{2j}}{n_2} \\ \gamma_{k_1 k_2} &= \frac{\kappa}{n_1 n_2} \sum_{i=0}^{n_1-1} \sum_{j=0}^{n_2-1} Y_{ij} \sin \frac{2\pi k_1 X_{1i}}{n_1} \cos \frac{2\pi k_2 X_{2j}}{n_2} \\ \delta_{k_1 k_2} &= \frac{\kappa}{n_1 n_2} \sum_{i=0}^{n_1-1} \sum_{j=0}^{n_2-1} Y_{ij} \sin \frac{2\pi k_1 X_{1i}}{n_1} \sin \frac{2\pi k_2 X_{2j}}{n_2} \end{aligned} \quad (11)$$

donde:

$$\kappa = 1 \text{ si } k_1 = 0 \text{ y } k_2 = 0$$

$$\kappa = 2 \text{ si } k_1 = 0 \text{ ó } k_2 = 0 \text{ pero no ambos}$$

$$\kappa = 4 \text{ si } k_1 > 0 \text{ y } k_2 > 0$$

k_1 = número del armónico en la dirección X_1

k_2 = número del armónico en la dirección X_2

n_1 = número de puntos en la malla en la dirección X_1

n_2 = número de puntos en la malla en la dirección X_2

3. ESPESOR CORTICAL EN COLOMBIA DE ACUERDO CON TSUBOI

El método de Tsuboi se aplicó en una región cuadrada de 2376 Km de longitud, extendido entre $\lambda = 86^\circ W \sim \lambda = 64^\circ W$ y $\varphi = 7^\circ S \sim \varphi = 14^\circ N$. Cuyos datos de Anomalía de

Bouguer Total y altura topográfica se encuentran dispuestos en mallas espaciadas a 0,25 unidades de grado. Estos datos se expandieron a coeficientes discretos de Fourier aplicando la ecuación (11) que, al remplazarla en la ecuación (8) se obtienen los valores de espesor de corteza terrestre mostrados en la Fig.1. En esta figura se observa que el país presenta una tendencia general de 40 a 45 Km de espesor, siendo el mayor valor de profundidad cortical de 52 Km y el menor de 16 Km.

En la Región Oriental del país la tendencia es suave y oscila entre 35 y 45 Km, presentando una pendiente máxima de 7,5% ($\varphi = 5^\circ N$ y $\lambda = 70^\circ W$) y una pendiente mínima de 2,12% ($\varphi = 0^\circ$ y $\lambda = 70^\circ W$).

En la Región de los Andes su tendencia es abrupta y se presenta el mayor valor del país de 52 Km en ($\varphi = 2^\circ N$ y $\lambda = 76^\circ W$), sus espesores oscilan entre 45 y 52 Km, presentando una pendiente mínima de 0,9% (entre $\varphi = 6^\circ N$, $\lambda = 72^\circ W$ y $\varphi = 3^\circ N$, $\lambda = 74^\circ W$) y una pendiente máxima de 6,04% ($\varphi = 2^\circ N$ y $\lambda = 74^\circ W$).

En la Región Caribe su tendencia es homogénea, presenta espesores entre 40 y 45 Km, con una pendiente mínima de 4,92% ($\varphi = 9^\circ N$ y $\lambda = 73^\circ W$) y una pendiente máxima de 6,02% ($\varphi = 10^\circ N$ y $\lambda = 74^\circ W$).

En el Océano Pacífico su tendencia es suave presentando valores de 19 y 40 Km con tendencia a disminuir rápidamente mar adentro, el valor de pendiente mínima corresponde a 0,72% (entre $\varphi = 5^\circ N$ y $\varphi = 8^\circ N$, sobre $\lambda = 81^\circ W$) y un valor de pendiente máxima de 6,02% ($\varphi = 7^\circ N$ y $\lambda = 83^\circ W$). En el Océano Atlántico su tendencia es suave y presenta el menor valor del país de 16 Km, ($\varphi = 14^\circ N$ y $\lambda = 84^\circ W$), sus valores oscilan entre 16 y 43 Km, con tendencia a disminuir rápidamente mar adentro, el valor de pendiente mínima corresponde a 1% (entre $\varphi = 12^\circ N$, $\lambda = 74^\circ W$ y $\varphi = 14^\circ N$, $\lambda = 72^\circ W$) y un valor de pendiente máxima de 6,02% ($\varphi = 13^\circ N$ y $\lambda = 83^\circ W$).

En general la tendencia del país es suave y homogénea, aunque se observa que existe contraste entre las regiones geográficas con respecto a valores máximos y mínimos de espesor cortical, distribución de pendientes máximas y mínimas y diferenciación entre la corteza oceánica y la continental, a pesar que la transición entre las dos es bastante suave.

4. MODELOS GRAVIMETRICOS DEL ESPESOR DE LA CORTEZA TERRESTRE DE ACUERDO A OTROS AUTORES

Los modelos expuestos a continuación corresponden a metodologías desarrolladas para ser aplicadas en cualquier lugar de la Tierra, estos sirven como patrón de comparación con la metodología del presente trabajo.

4.1 Modelo gravimétrico del espesor de la corteza terrestre en Colombia según R.M. Demenitskaya

La fórmula empírica para calcular el valor más probable del espesor de la corteza terrestre en cualquier parte del globo según Demenitskaya es (Mironov, 1977):

$$H = 35(1 - \tanh 0,0037\Delta g) \quad (12)$$

donde:

H : Es el espesor de la corteza terrestre en Km

Δg : Es la anomalía Total de Bouguer.

Este modelo coincide satisfactoriamente con el desarrollado independientemente por Wollard en 1958 (Demenitskaya, 1969). El error relativo de determinación del espesor de la corteza oscila entre el 15 y el 40% siendo el promedio alrededor de un 20%. Para distintas regiones el error es diferente: en los océanos es de 1,3-4 Km, en los continentes de 5-8 Km.

En los valores de espesor de corteza terrestre mostrados en la Fig.2, se observa que el país presenta una tendencia general de 40 Km de espesor. El mayor valor de profundidad cortical corresponde a 55 Km y el menor de 20 Km.

En la Región Oriental del país la tendencia es suave y predomina un valor de 35 Km; en la Región de los Andes se presenta el mayor valor del país, 55 Km en $\varphi = 2.5^\circ$ y $\lambda = 76^\circ$ W, sus espesores oscilan entre 35 y 50 Km; en la Región Caribe presenta espesores entre 40 y 45 Km; en los Océanos Pacífico y Atlántico presenta valores de 35 y 20 Km con tendencia a disminuir rápidamente mar adentro.

4.2 Modelo gravimétrico del espesor de la corteza terrestre en Colombia según Wollard

El siguiente es el modelo desarrollado por Wollard en 1958 (Deminitskaya, 1969), donde:

$$H = 32 - 0,08\Delta g \quad (13)$$

H : profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en Km.

Δg : Anomalía Total de Bouguer.

En los valores de espesor de corteza terrestre mostrados en la Fig.3, se observa que el país presenta una tendencia general entre 30 y 40 Km de espesor. El mayor

valor de profundidad cortical corresponde a 40 Km y el menor de 20 Km.

En la Región Oriental del país la tendencia es suave y predomina un valor de 25 Km; en la Región de los Andes se presenta el mayor valor del país, 45 Km en $\varphi = 2^\circ N$ y $\lambda = 75^\circ W$, sus espesores oscilan entre 35 y 45 Km; en la Región Caribe presenta espesores entre 30 y 35 Km. En los Océanos Pacífico y Atlántico presenta valores de 30 y 20 Km con tendencia a disminuir rápidamente mar adentro.

4.3 Modelo gravimétrico del espesor de la corteza terrestre en Colombia según Wollard & Strange

El siguiente es el modelo desarrollado por Wollard y Strange en 1962 (Deminitskaya, 1969), donde:

$$H = 40,5 - \left(32,5 \tanh \frac{\Delta g + 75}{275} \right) \quad (14)$$

H : profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic en Km.

Δg : Anomalía Total de Bouguer.

En los valores de espesor de corteza terrestre mostrados en la Fig.4, al igual que lo mostrado en la sección anterior, se observa que el país presenta una tendencia general entre 30 y 40 Km de espesor. El mayor valor de profundidad cortical corresponde a 40 Km y el menor de 20 Km.

En la Región Oriental del país la tendencia es suave y predomina un valor de 25 Km; en la Región de los Andes se presenta el mayor valor del país, 45 Km en $\varphi = 2^\circ N$ y $\lambda = 75^\circ W$, sus espesores oscilan entre 35 y 45 Km; en la Región Caribe presenta espesores entre 30 y 35 Km. En los Océanos Pacífico y Atlántico presenta valores de 30 y 20 Km con tendencia a disminuir rápidamente mar adentro. Considerando que la forma de la Anomalía de Bouguer Total muestra la tendencia de la discontinuidad de Mohorovicic.

En las Figs.1-4 se muestra la coincidencia de los modelos entre sí, principalmente en los exponenciales.

Comparando los modelos gravimétricos entre sí se observa que el sugerido por Tsuboi mantiene la tendencia de los otros modelos, pero de una forma más suavizada. Es de anotar que los modelos exponenciales se parecen entre sí ya que su estructura matemática es muy semejante.

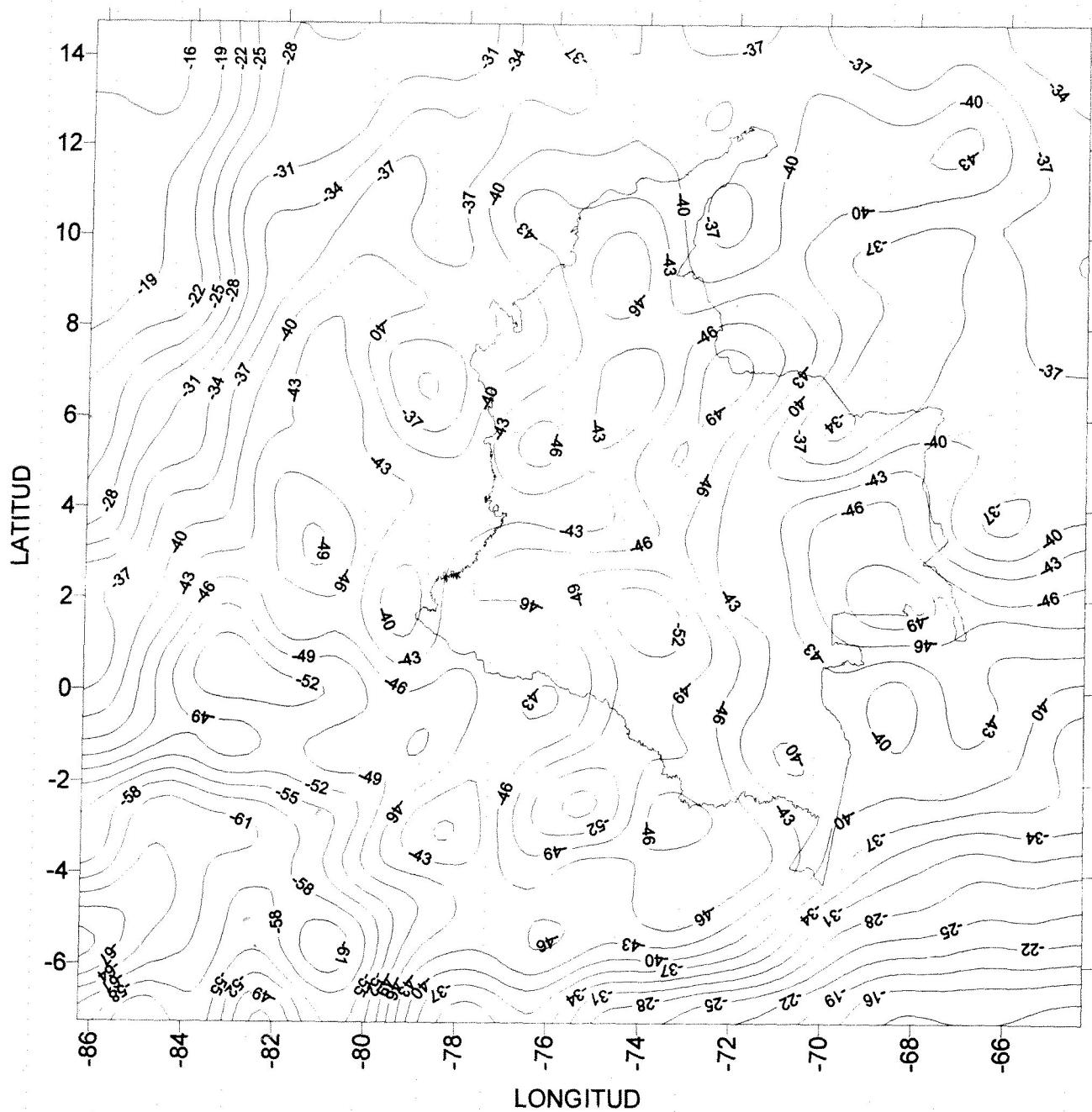


FIGURA 1. ESPESOR DE LA CORTEZA TERRESTRE SEGUN TSUBOI

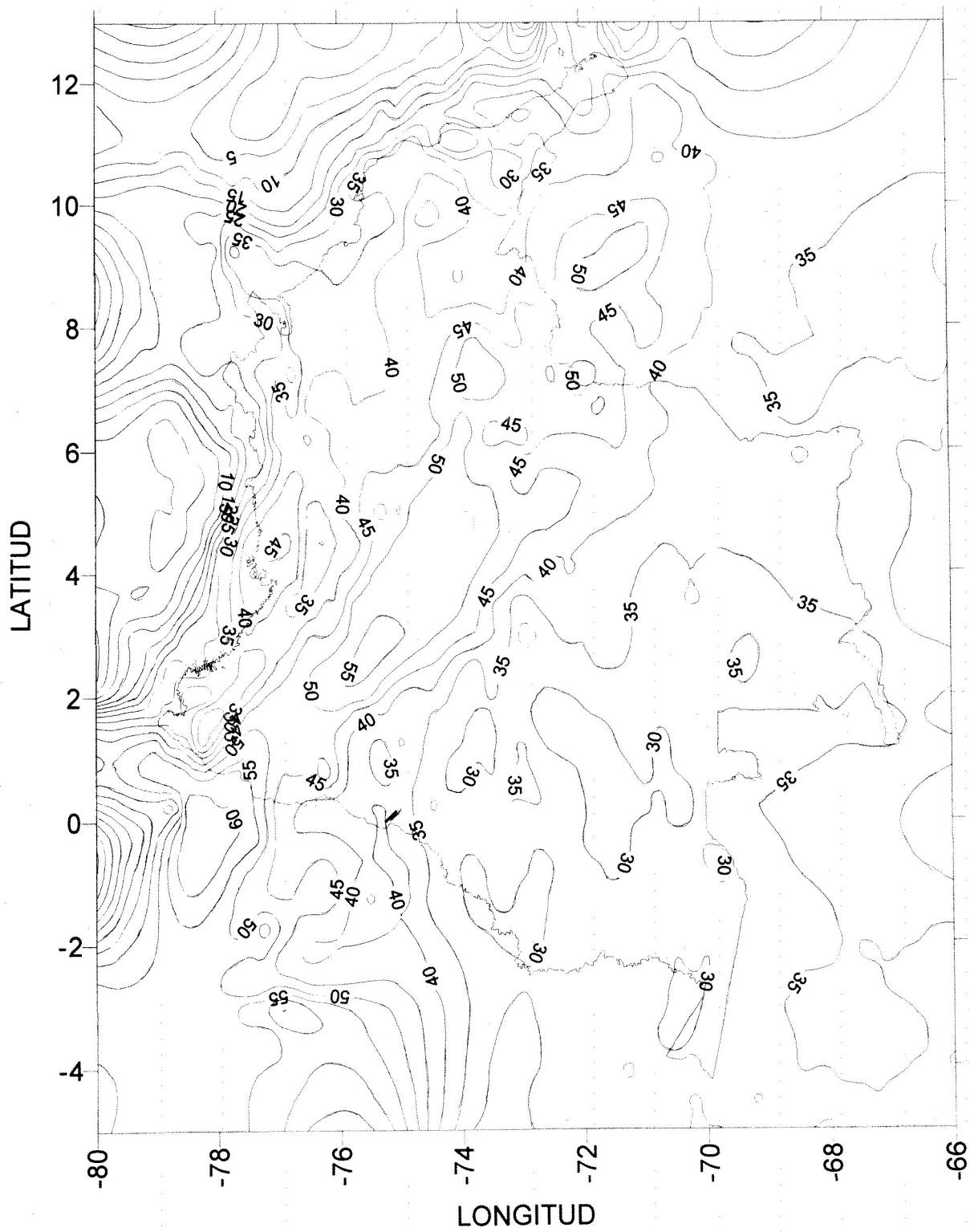


FIGURA 2. ESPESOR DE LA CORTEZA TERRESTRE SEGUN DEMENITSKAYA

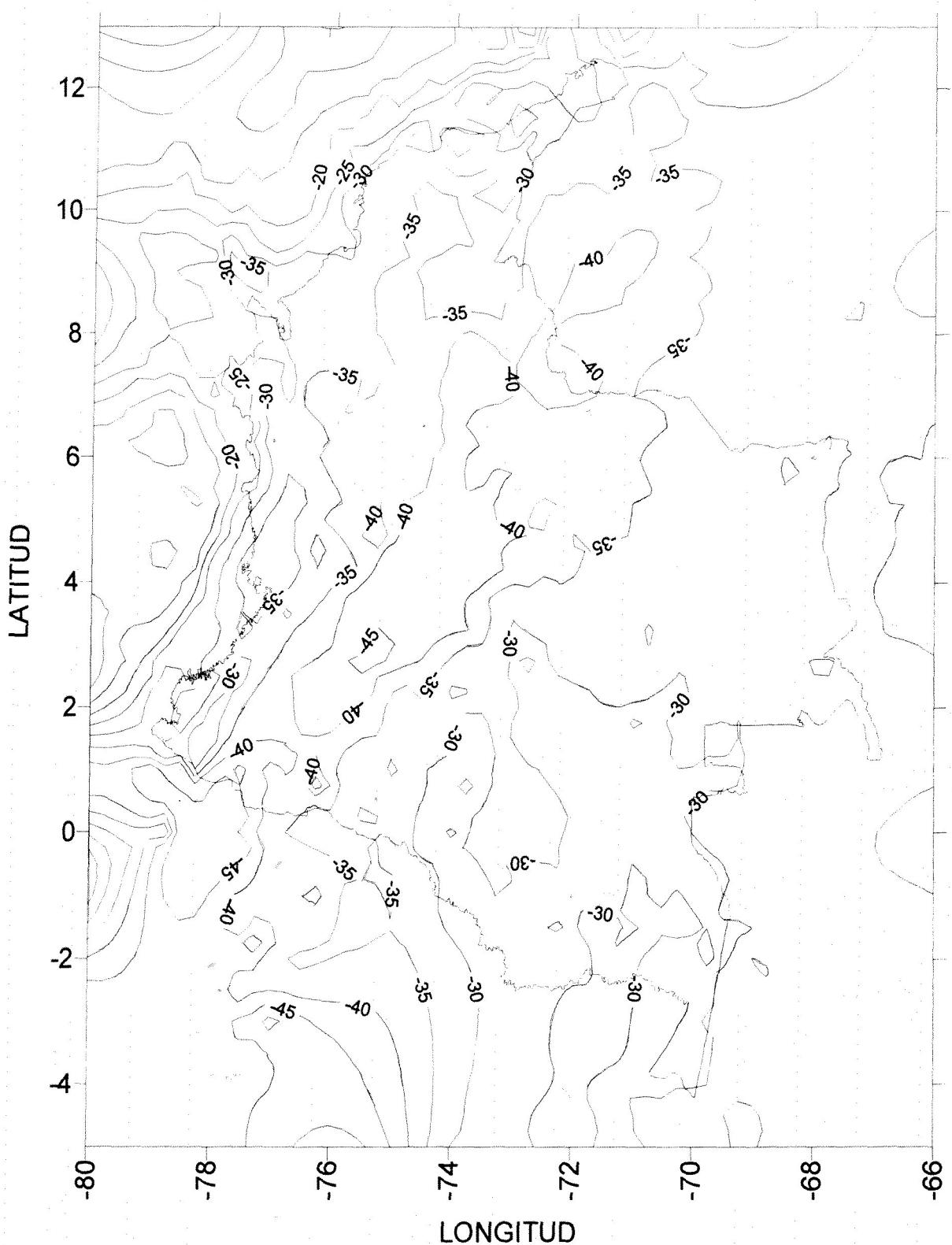


FIGURA 3. ESPESOR DE LA CORTEZA TERRESTRE SEGUN WOLLARD

LATITUD

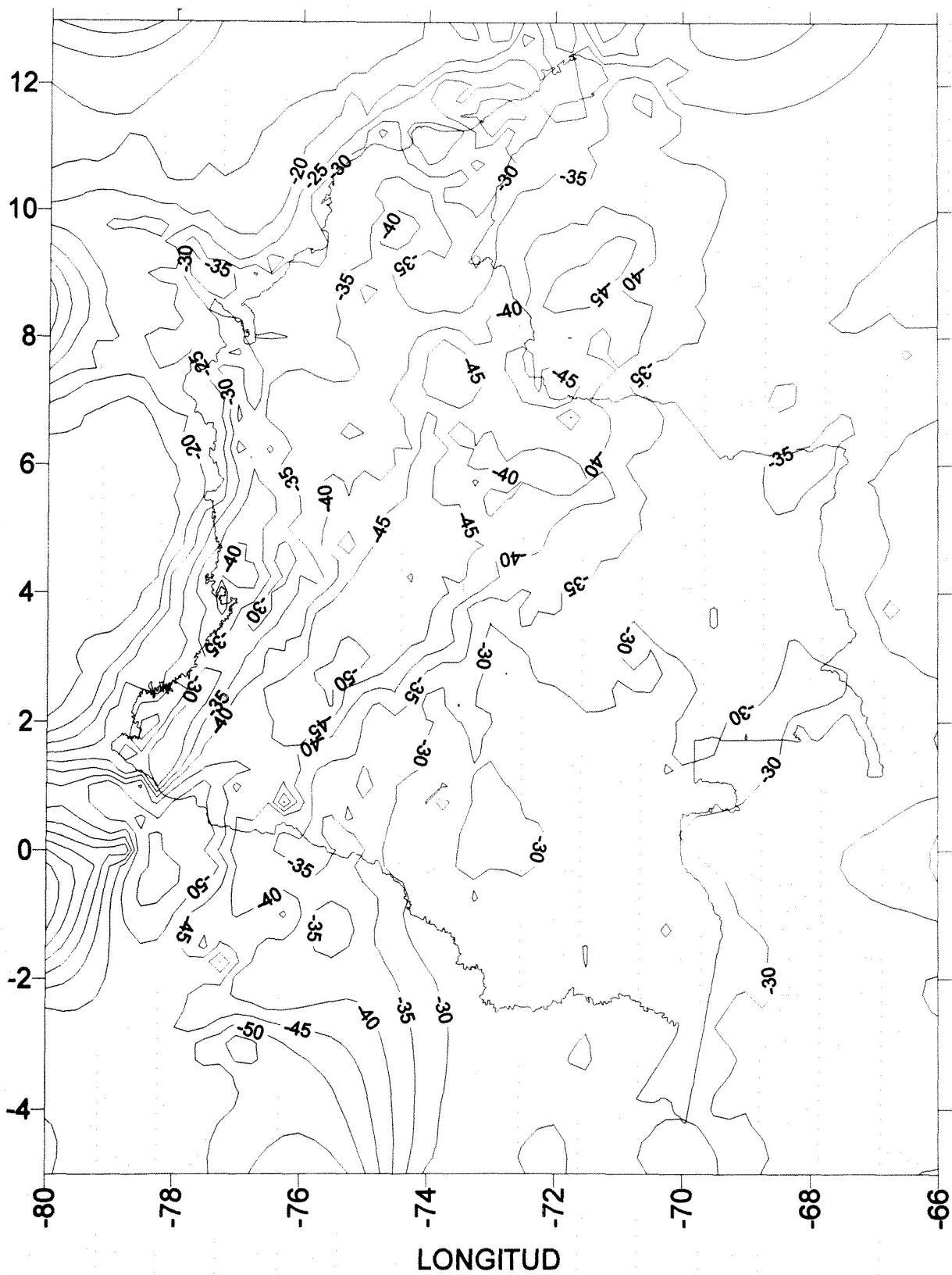


FIGURA 4. ESPESOR DE LA CORTEZA TERRESTRE SEGUN WOLLARD Y STRANGE

TABLA 1. CONTROL SISMICO DE LOS MODELOS GRAVIMETRICOS

REGION	TSUBOI Modelo por Series de Fourier en Km	DEMENI- TSKAYA Modelo Hiperbólico en Km	WOLLARD Modelo Lineal en Km	WOLLARD STRANGE Modelo Hiperbólico en Km	PROYECTO NARIÑO Modelo Sísmico en Km	RANGOS DE ANOMALIA BOUGUER Total en MGAL	ASPECTOS GEOLOGICOS
ORIENTAL	40	35	25	25	-	-41 a +20	Tipo de corteza: de continente medio Tectónicamente estable
ANDES	50	55	45	45	30	-30 a -150	Tipo de corteza: orogénesis reciente Fallamiento normal reciente volcanismo e intrusión; gran promedio en altura
	$\varphi = 5,5^\circ \lambda = 76^\circ \text{W}$	45	38	34	45		
	$\varphi = 5,5^\circ \lambda = 75,5^\circ \text{W}$	43	46	38	45		
	$\varphi = 2^\circ \lambda = 76^\circ \text{W}$	47	53	43	45		
CARIBE	40	40	30	30	-	-93 a +140	Corteza de planicies jóvenes
OCEANO	35	20	20	20	30	+30 a +250	Tipo de corteza: grandes arcos de isla
PACIFICO	40	22	19	18	20		Alta intensidad volcánica, fallamiento y plegamiento
	$\varphi = 3,6^\circ \lambda = 78,5^\circ \text{W}$	36	5	15	15		
	$\varphi = 5,5^\circ \lambda = 78^\circ \text{W}$	43	-	-	30		
OCEANO ATLANTICO	35	20	20	20	-	+150 a +250	Corteza oceánica. Ausencia de capa de sedimentos y capa basáltica

En el método de Tsuboi sobre el Océano Pacífico se presenta una divergencia del orden de 15 a 25 Km con respecto a los otros modelos y además la rata de decrecimiento en los océanos es muy lenta en dirección mar adentro. Para el Océano Atlántico el comportamiento es análogo.

En la corteza continental la similitud entre Tsuboi y todos los modelos en general es notable, con una divergencia mínima del orden de ± 5 Km sobre la Región de los Andes; presenta una divergencia del orden de ± 10 Km sobre la Región Oriental y, sobre la Región Caribe, el comportamiento es muy similar en cuanto a valores corticales y distribución de isolíneas.

5. CONTROL SISMICO DE LOS RESULTADOS OBTENIDOS A PARTIR DEL METODO GRAVIMETRICOS

Los datos gravimétricos del espesor de la corteza terrestre están en función de la hipótesis isostática elegida, por tanto, es imposible decidir cual de los modelos isostáticos está más cerca de la realidad, partiendo solo de datos de gravedad (Tsuboy, 1981). Se necesita apoyo de otras fuentes geofísicas como la refracción y reflexión sísmicas y la sismología.

Los valores de espesor obtenidos a partir de datos sísmicos se calculan considerando que "uno de los grandes contrastes de impedancia dentro de la litosfera es el límite de la corteza y el manto o Moho, el que se obtiene a partir de la generación de una prominente conversión de ondas P a S y Ps, después del arribo de la onda directa P, la medición del tiempo entre el arribo de la onda directa P a la Ps es una función tanto del promedio de las velocidades de la corteza y el espesor de ésta" (Beck et al., 1991). Los promedios para las velocidades de las ondas sísmicas dependen de las características del medio y los factores de deformación, esfuerzos propios de éste, las velocidades promedio en la corteza tienen un valor de 6,5 Km/s y en el manto un promedio de 8,5 Km/s (Dobrin, 1978).

Al contrastar valores promedios de espesores de la corteza terrestre mediante los métodos gravimétricos y sísmicos usualmente difieren en algunos grados; estas diferencias pueden atribuirse a (Demenitskaya, 1969):

- 1) Posibles errores en las determinaciones sísmicas, un exceso de ± 2 Km.
- 2) Cambios significativos en la composición de la corteza asociada a estructuras mayores en el orden geológico.
- 3) Inhomogeneidad en el manto.

Los trabajos efectuados sobre la determinación del valor esperado de la corteza terrestre en Colombia a partir de

registros sísmicos son: Proyecto Nariño (**Instituto Geofísico de los Andes**, 1977, 1981), Bogotá, 17 Km (**Tovar**, 1980) y Mar Caribe, Norte de Cartagena, 16 Km (**Ewing**, 1960; en **Tovar** 1980), en el control sísmico mostrado en la Tabla 1 se descartan los dos últimos valores ya que estos no coinciden con ningún modelo gravimétrico.

CONCLUSIONES

En este trabajo se construyó el primer modelo gravimétrico integral de variaciones del espesor de la corteza terrestre en Colombia.

El comportamiento de las isolíneas de la discontinuidad de Mohorovicic se ajusta al modelo isostático de Airy, ya que se observa que la tendencia de la altura topográfica es directamente proporcional al espesor de la corteza terrestre.

Adicionalmente se observa que el relieve de la discontinuidad de Mohorovicic sigue la tendencia de la Anomalía Total de Bouguer.

De acuerdo con las características geológicas del país se puede concluir que los valores de corteza obtenidos corresponden a los supuestos iniciales dados por el control sísmico como se observa en la Tabla 1.

De los resultados obtenidos de acuerdo al modelo cortical se concluye que el comportamiento del espesor de la corteza terrestre por zonas corresponde a la siguiente descripción:

- Océano Pacífico: Allí se observa que los valores de espesor cortical son mayores que los esperados para cuencas oceánicas, sin embargo este resultado coincide con los valores calculados por métodos sísmicos del Proyecto Nariño, en el que efectivamente los valores de profundidad son mayores de lo esperado para cuencas oceánicas, esto se debe a tres factores:
 - a) En primer lugar la presencia de una zona de subducción a causa del choque de las placas tectónicas de Suramérica y de Nazca, siendo esta última la que subduce.
 - b) En segundo lugar, los datos sísmicos ponen de manifiesto una zona blanda del manto oceánico, lo cual induce a un flujo térmico superior a lo normal haciendo que la corteza penetre más en el manto.
 - c) Por último, la presencia sobre la cuenca oceánica de las cordilleras oceánicas de Malpelo, Carnegie y Cocos lo cual obliga a un

reacomodamiento isostático superior al normal para una cuenca oceánica (**Instituto Geofísico de Los Andes, 1977**).

- Océano Atlántico: También allí se observa al borde de la planicie costera valores altos para una cuenca oceánica, esto se debe a un probable buzamiento lento de la discontinuidad de Mohorovicic de la Sierra Nevada de Santa Marta que penetra sobre el Océano.
- Región de los Andes: Observando el comportamiento de las isolíneas de la discontinuidad de Mohorovicic se ve que las tres cordilleras están compensadas por una única antiraíz, sin distinguir un ajuste isostático individual para las diferencias geológicas existentes entre cada cordillera, tales como: edades, composición de rocas y factores orogénicos. La gran profundidad de este sistema montañoso corresponde a regiones tectónicamente activas con su respectiva actividad sísmica y volcánica que elevan el espesor cortical.
- Región Oriental: A pesar de ser una gran planicie presenta altas variaciones del espesor cortical debido a la presencia del Macizo Guayanés que aflora en la Región del Orinoco colombiano, debido a su gran edad geológica le corresponde el valor promedio global de corteza de 35 a 45 Km.
- Región Caribe: Esta influenciada en su mayor parte por la Sierra Nevada de Santa Marta donde se observa la mayor descompensación isostática del país ya que la antiraíz de 45 Km obtenida no es suficiente para compensar una elevación montañosa de 5700 m.

De lo anterior se desprende que los modelos desarrollados concuerdan satisfactoriamente con los datos de control sísmico realizados en el proyecto Nariño dentro de la corteza continental, presentándose diferencias máximas de ± 5 Km, poniéndose de manifiesto la validez de la información gravimétrica y las metodologías desarrolladas.

De acuerdo con consideraciones físico-matemáticas se concluye que el modelo más confiable es el desarrollado por series de Fourier, a los correspondientes a análisis de regresión lineal y exponencial porque según la teoría matemática es la función que mejor minimiza el error medio cuadrático.

REFERENCIAS BIBLIOGRAFICAS

- Beck, S., I. Drake, S. Meyers, P. Silver, T. Wallace.** (1996): Crustal Thickness Variations in the Central Andes. *Geology.* 24: (5), pp. 407.
- Davis, J.C.** (1984): Data analysis in Geology. pp. 284. Willey. USA.
- Deminitskaya, R.** (1969): The Relation Between the Earth's Crust, Surface and Gravity Field in the URSS en The Earth's Crust and Upper Mantle, Pembroke and Hart, Washington D.C.
- Dobrin.** (1978): Introduction to Geophysical Prospecting. Second Edition. pp 31. Mac Graw Hill. NewYork.
- Dobrin.** (1984). Introduction to Geophysical Prospecting. Third Edition pp. 498. Mac Graw Hill. NewYork.
- Hurtado, O. & E. Leuro.** (1997): Modelo Gravimétrico del Espesor de la Corteza Terrestre en Colombia. Universidad Distrital Francisco José de Caldas. Tesis de Pregrado, Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Catastral y Geodesia.
- Instituto Geofísico de los Andes.** (1977): La Transición Océano - Continente en el Sur - Oeste de Colombia (Proyecto Nariño). Guadalupe, Santa Fe de Bogotá.
- Instituto Geofísico de los Andes.** (1981): Investigaciones Geofísicas Sobre las Estructuras Océano-Continentales del Occidente Colombiano. (Proyecto Nariño) Guadalupe. Santa Fe de Bogotá.
- Mironov, V.** (1977): Curso de Prospección Gravimétrica. Reverté, Barcelona.
- Tovar, J.** (1980). Estimación del Espesor de la Corteza Terrestre en Bogotá Mediante Registros Sísmicos. Tesis de Pregrado. Universidad de los Andes, Facultad de Ingeniería, Departamento de Ingeniería Civil. Santa Fe de Bogotá.
- Tsuboi, C.** (1938a). Relation between Gravity Anomalies and the Corresponding Subterranean Mass Distribution (II). No 15 pp. 272-283. Bulletin of Earthquake Research Institute, Tokio Imperial University.
- Tsuboi, C.** (1938b). Relation between Gravity Anomalies and the Corresponding Subterranean Mass Distribution (IV). No 17 pp. 384-410 Isostasy in the United States of America.. Bulletin of Earthquake Research Institute, Tokio Imperial University.
- Tsuboi, C.** (1981). Gravity. pp 204. Allen and Unwin. Londres.