

Tomografía sísmica local en el territorio colombiano

Carlos A. Vargas J.

Departamento de Geociencias, Grupo de Geofísica
Universidad Nacional de Colombia
Ciudad Universitaria
Bogotá, Colombia
Tel.: 57-1-316 50 00, ext. 16521; Fax: 57-1-316 53 90
e-mail: cavj@hotmail.com

Lluís G. Pujades

Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica
Universidad Politécnica de Cataluña
Gran Capitán, s/n, Módulo D-2
08034 Barcelona, España
Tel.: 34-93-401 72 58; Fax: 34-93-401 65 04
e-mail: lluis.pujades@upc.es

Arantza Ugalde

Observatori de l'Ebre
Horta Alta, 38
43520 Roquetes (Tarragona), España
Tel.: 34-977-50 05 11; Fax: 34-977-50 46 60
e-mail: augalde@obsebre.es
<http://www.obsebre.es>

José A. Canas

Departamento de Ingeniería del Terreno y Cartográfica
Universidad Politécnica de Cataluña
Gran Capitán, s/n, Módulo D-2
08034 Barcelona, España
Tel.: 34-93-401 68 84; Fax: 34-93-401 65 04
e-mail: josep.antoni.canas@upc.es

Resumen

Se ha realizado la inversión de modelos de velocidad V_p en 3D para el territorio colombiano mediante la utilización de 642 eventos bien localizados (7565 observaciones de tiempos de llegada de la onda P) siguiendo la propuesta de inversión simultánea planteada por Thurber³⁸ y trazado de rayos por “pseudo-bending” (Um y Thurber⁴³, Haslinger¹², Husen¹³). Dentro de los resultados hallados se destaca la presencia de una franja de baja velocidad que recorre el occidente de Colombia interrumpida por anomalías de alta velocidad hacia la latitud 4 °N, así como la presencia de zonas de baja velocidad que siguen los ejes de las cordilleras Central y Oriental y el eje de las cadenas de volcanes activos. Correlaciones con datos gravimétricos y de gradiente geotérmico ofrecen coherencia en la presencia de anomalías para las mismas zonas y una compleja zona de subducción.

Palabras clave:

Tomografía sísmica local, subducción, modelo Vp en 3D.

LOCAL EARTHQUAKE TOMOGRAPHY IN COLOMBIAN TERRITORY**Summary**

A Vp 3D model has been developed for the Colombian territory using 642 well located events (7565 observations of P-wave arrival times) by means of a simultaneous inversion method proposed by Thurber³⁸ with pseudo-bending ray tracing (Um and Thurber⁴³, Haslinger¹², Husen¹³). The results suggest a low velocity belt along the western part of Colombia, which is broken by high velocity anomalies at latitude 4 °N, as well as the presence of low velocity zones along the Central, Oriental and active volcanic ranges axis. Some correlations using additional geothermal and gravimetric data show coherence with the presence of anomalies in the same zones and a complex subduction zone structure.

Key words:

Local earthquake tomography, subduction, Vp 3D model.

INTRODUCCIÓN

Diversas técnicas sismológicas tales como inversión de modelos de velocidad 3D a partir de telesismos (Aki *et al.*²) y perfiles de sísmica de refracción continental (Smithson *et al.*³³, Oliver²⁸) han sido instrumentadas para demostrar la complejidad de la corteza continental en múltiples zonas. Sin embargo, sólo en las últimas décadas se han realizado ajustes sustanciales en métodos tomográficos tradicionales (Aki y Lee¹, Crosson⁶, Thurber³⁸) para la modelización cortical en áreas pequeñas. Nos referimos a la tomografía como el conjunto de técnicas con capacidad de reconstruir imágenes a partir de proyecciones o señales indirectas que en nuestro caso serán ondas sísmicas (Nolet²⁶, Kissling¹⁷, Spakman³⁴, Iyer y Hirahara¹⁶). En sismología se aplica la técnica tomográfica conocida como INVERSIÓN SIMULTÁNEA, para indicar que la ubicación espacial de los terremotos locales se llevó a cabo simultáneamente con la determinación de estructuras de velocidad de una región mediante el uso de los rayos que la atraviesan (Thurber³⁹).

En el desarrollo del esquema general de tomografía sísmica con datos de terremotos locales (Tomografía sísmica local-LET), Thurber³⁷ implementó el programa SIMUL que posteriormente fue revisado y extendido por Eberhart-Phillips⁸, Um y Thurber⁴³, Thurber⁴⁰ y Haslinger¹². En este trabajo hemos utilizado la versión SIMULPS14 extendida por este último autor, la cual permite el uso de tiempos de llegada de ondas P y S en la reconstrucción de modelos 3D de velocidad de la estructura cortical.

TOMOGRAFÍA SÍSMICA DE VP CON EVENTOS LOCALES

Para el desarrollo de este trabajo hemos realizado una inversión simultánea de parámetros hipocentrales y de un modelo 3D de velocidad de onda P (Vp) mediante el uso del programa SIMULPS14, cuyo algoritmo inicialmente desarrollado por Thurber^{37,38} utiliza tiempos de arribo de eventos locales en un proceso iterativo de inversión amortiguada por mínimos cuadrados. Para el efecto, partimos de una localización de eventos en un modelo 1D (Crosson⁶, Kissling¹⁷); en este caso, se incorporó el mínimo modelo 1D y las localizaciones asociadas a la inversión mediante el programa VELEST (Kissling *et al.*¹⁸, Kissling *et al.*¹⁹). Este programa ofrece modelos 1D con capas de velocidades que representen el mejor promedio de pesos acumulados para los rayos que atraviesan cada capa y correcciones por estación que igualmente son promedio de los retardos por estación para todas las observaciones.

De acuerdo con Thurber³⁸ el residuo entre el tiempo de llegada observado y el calculado desde un hipocentro es

$$\Delta T_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} \quad (1)$$

donde los subíndices ij denotan la i -ésima observación para el j -ésimo sismo. De modo tal que la ecuación general para el tiempo de llegada es

$$T_{ij} = t_{ij}^o + t_{ij}^s(x_j^o, y_j^o, z_j^o, v(s), x, y, z) \quad (2)$$

con t_j^o el tiempo de origen del sismo, t_{ij}^s el tiempo de viaje de la onda sísmica a lo largo del trayecto s , desde la fuente (x_j^o, y_j^o, z_j^o) a la estación (x, y, z) y $v(s)$ la velocidad a lo largo del camino s . T_{ij}^{cal} , $(t_j^o, x_j^o, y_j^o, z_j^o)$ son los parámetros hipocentrales estimados del procedimiento de localización hipocentral y s es el camino resultante del trazador de rayos hacia adelante a través del modelo de velocidad. Una aproximación de primer orden de los residuos relacionados con la integral del tiempo de viaje entre la fuente y el receptor se puede escribir como

$$\Delta T_{ij} = \Delta t_j^o + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial x_{kj}^0} \Delta x_{kj}^0 + \sum_{l=1}^L \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial v_l^0} \Delta v_l^0 \quad (3)$$

donde Δt_j^o , Δx_k^0 y Δv_l^0 son el tiempo de origen, hipocentro y parámetros de velocidad. Podemos ahora inducir correcciones $\Delta \mathbf{m}$ producto de los residuos ΔT_{ij} con un sistema de ecuaciones linealizado

$$\Delta \mathbf{d} \cong \mathbf{G} \Delta \mathbf{m} \quad (4)$$

La matriz jacobiana $\mathbf{G}$ contiene todas las derivadas parciales y $\Delta \mathbf{m}$ contiene Δt_j^o , Δx_k^0 y Δv_l^0 . Para facilitar la manipulación computacional de este tipo de inversiones, Thurber³⁸ incorporó la separación de parámetros (Pavlis y Booker³⁰, Spencer y Gubbis³⁵), donde es dividida en una parte que contiene parámetros de velocidad y en otra que contiene parámetros hipocentrales, sin sacrificar el acople entre parámetros hipocentrales y de velocidad, así que (4) se puede escribir como

$$\Delta \mathbf{d} = \mathbf{G} \Delta \mathbf{m} = \mathbf{H} \Delta \mathbf{h} + \mathbf{V} \Delta \mathbf{v} \quad (5)$$

donde $\mathbf{H} \Delta \mathbf{h}$ contiene la parte hipocentral y $\mathbf{V} \Delta \mathbf{v}$ la parte de velocidad. Usando descomposición QR (Lawson y Hanson²⁰), podemos llegar para cada evento a

$$\Delta \mathbf{d}'_j = \mathbf{V}'_j \Delta \mathbf{v}' \quad (6)$$

Si reemplazamos (4) en (6) para todos los eventos, llegamos a que (5) puede ser resuelta para correcciones en el modelo de velocidad $\Delta \mathbf{v}'$ y las correcciones hipocentrales son estimadas con el modelo de velocidad actualizado en una inversión rutinaria de localización de eventos.

De acuerdo a lo anterior algunos autores han evaluado diversos aspectos de LET con cierto detalle (Toomey y Foulger⁴¹, Thurber³⁹, Kissling *et al.*¹⁸, Le Meur *et al.*²², Haslinger¹², Husen¹³) y han permitido destacar que con un cuidadoso diseño del modelo inicial, el conocimiento de la naturaleza de los datos y los efectos intrínsecos de las soluciones lineales los resultados pueden ser coherentes con otras técnicas. En el mejor de los casos, los resultados de LET pueden verse como una imagen filtrada de la distribución de velocidades sísmicas en un volumen de la corteza de la tierra.

El programa SIMULPS que utilizamos para la inversión del modelo de velocidad 3D plantea la necesidad de definir una retícula de nodos que no implica regularidad en su espaciado. Las velocidades en cualquier punto son obtenidas por interpolación lineal entre los ocho nodos vecinos alrededor del punto que definen una sección cúbica cuyo centro es el punto de interés. El trazado de rayos en este medio se lleva a cabo en dos etapas: en primer lugar, en un conjunto de planos con buzamiento variable se calculan tiempos de viaje para rayos con trayectorias circulares mediante la variación del radio del círculo (ART – Thurber³⁸). En segundo lugar el trayecto con el tiempo de viaje más corto es ajustado por “pseudo-bending” (PB – Um y Thurber⁴³) (Figura 1).

Figura 1. Aproximación 3D del trazado de rayos (ART) y “pseudo-b ending” para determinar el tiempo de propagación más corto y correspondiente camino entre la fuente y el receptor. Tomado de Husen¹³

Finalmente, la calidad de una inversión tomográfica puede ser estimada mediante la determinación de los elementos diagonales de la matriz de resolución (RDE). En este caso, diremos que el acople entre la solución y los parámetros del modelo se puede describir mediante la matriz de resolución $\mathbf{R}$. Usando las ecuaciones (4) y (5) y abreviando la inversa generalizada como $\mathbf{G}^{-g}$, la resolución del modelo se puede definir como

$$\Delta \mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{-g} \Delta \mathbf{d} = \mathbf{G}^{-g} \mathbf{G} \Delta \mathbf{m}^{true} = \mathbf{R} \Delta \mathbf{m}^{true} \quad (7)$$

$\Delta \mathbf{m}^{est}$ son las correcciones del modelo estimado producto de la inversión y $\Delta \mathbf{m}^{true}$ son los verdaderos valores a los que debería llegar las correcciones del modelo mediante la solución de la ecuación (4). $\mathbf{R}$ llega a representar el filtro a través del cual el modelo estimado se obtiene a partir del modelo verdadero³⁸. Los elementos diagonales de $\mathbf{R}$, comúnmente utilizados como parámetro estándar para describir la calidad de solución de una inversión, dependen fuertemente del valor de amortiguamiento escogido¹⁰, así como del número de parámetros del modelo (indirectamente del tamaño del área en cuestión).

TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL EN EL TERRITORIO COLOMBIANO

Red Sismológica Nacional de Colombia

El territorio de Colombia se encuentra monitorizado desde el punto de vista sísmico por varias redes sismológicas, una de ellas de carácter nacional y otras de carácter regional y volcánico. En particular, la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) está constituida por 20 estaciones distribuidas entre 0,86–11,1 °N y 72,67–78,77 °W que cubren principalmente la región septentrional de los Andes. Dichas estaciones son verticales, de corto período y digitales (16 bits) que transmiten su señal vía satélite hacia una estación maestra ubicada en Santafé de Bogotá. Para el desarrollo de este trabajo fueron utilizados datos de 16 estaciones de la RSNC ubicadas en el rango 0,86–8,3 °N y 72,6–77,45 °W (Figura 2). La razón para desechar 4 de las 20 estaciones fue la lejanía respecto a las zonas sismogénicas, así como por poseer poca densidad de información.

Figura 2. Distribución de estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia . Las estrellas son las estaciones utilizadas en este trabajo. Los triángulos son las estaciones no tenidas en cuenta

Información instrumental

La sismicidad instrumental en el territorio colombiano tratada en este trabajo hace alusión a la información proveniente de la base de datos de la RSNC para el período Dic/1992

a Jun/1999. En este catálogo sísmico que incluye más de 14 000 eventos digitales (principales y réplicas) para magnitudes $M_l > 1,0$ se pudo observar que sólo 755 eventos presentaron un número superior o igual a 5 estaciones para el registro de la fase P y un número total de fases superior o igual a 8 (P y S). Estos eventos en su localización preliminar calculada mediante el programa HYPOCENTER (Lienert y Havskov²³) se encuentran distribuidos principalmente dentro de la región andina en un rango de profundidades entre 0 y 190 km.

Figura 3. Distribución de estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (estrellas) y sismicidad utilizada para la inversión del Mínimo Modelo 1D y la posterior inversión del modelo de velocidad 3D (área encerrada por rectángulo con nodos regularmente espaciados). Los números representan las principales fuentes sismogénicas presentes en la zona de estudio: (1) Eje Cafetero, (2) Zona de Deformación de Istmina, (3) Honda–Mariquita, (4) Murindó, (5) Bucaramanga, (6) Tumaco, (7) Páez y (8) Borde Llanero

A pesar de las restricciones que impone la inversión simultánea para propósitos de LET respecto a la suposición de tierra plana, se diseñó una malla de 513 puntos (27 x 19) para la región comprendida entre 0,7 a 8,3 °N y 73,0 a 78,0 °W (Figura 3). En este área tienen influencia varias fuentes sísmicas de carácter destructivo como la del Eje

Cafetero, probablemente relacionada con la subducción de Nazca bajo Sudamérica; la Zona de Deformación de Istmina y el Sistema de Fallas de Romeral (Paris y Romero²⁹, AIS³, Taboada *et al.*³⁶); la fuente sísmica de Honda–Mariquita, que parece estar relacionada con el Sistema de Fallas Salinas (AIS³, Vergara *et al.*⁴⁴); la fuente sísmica de Murindó relacionada a la actividad del Sistema de Fallas Uramita y la posible subducción de la microplaca de Panamá y/o el choque del Bloque Chocó contra Sudamérica (AIS³, Taboada *et al.*³⁶), la fuente sísmica de Bucaramanga, un reducido volumen a 136 km de profundidad relacionado con la subducción de la Placa Caribe bajo Sudamérica (Rivera³¹, AIS³, Taboada *et al.*³⁶); la fuente sísmica de Tumaco, que parece estar relacionada con subducción de Nazca bajo Sudamérica (AIS³, Trenkamp *et al.*⁴²); la fuente sísmica Páez, una zona sismogénica que parece estar relacionada a la actividad superficial de varios ramales del Sistema de Fallas de Romeral en el sur de Colombia y finalmente la sismicidad a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero.

Varios trabajos que han ilustrado la aplicabilidad de LET para propósitos regionales han evidenciado la efectividad de esta técnica para zonas de unos pocos cientos de kilómetros (Eberthart–Phillips y Reyners⁹, Haslinger¹², Husen¹³). Para nuestro caso, una zona de $7,6^\circ \times 5,0^\circ$ puede llegar a tener errores importantes debido a la curvatura de la tierra (Thurber, comunicación escrita). Aunque los errores calculados pueden llegar al orden de 65 km en la vertical, la cobertura de estaciones y la distribución de los eventos en la región seleccionada ofrecen argumentos para la aplicación de LET de forma preliminar, que permita correlacionar otras propiedades geofísicas en torno al entendimiento tectónico del territorio colombiano. De este modo, se procedió a la identificación de estaciones, eventos y un modelo preliminar 1D dentro de la zona como punto de partida para la modelización de velocidades en 3D.

Modelo de velocidad 1D

Siguiendo los principios expuestos anteriormente, relacionados con la inversión simultánea de los parámetros hipocentrales, se procedió a la identificación de los eventos a utilizar en la inversión del modelo 1D para la región de estudio. En principio fueron seleccionados 755 eventos con un número de fases de la onda P mayor a 5 y al menos dos observaciones de la fase S. Los eventos seleccionados fueron entonces relocalizados con el uso del programa VELEST tomando como referencia la estación Tolima (TOL), pues se encuentra aproximadamente en el centro, además de tener el mayor número de registros. En dicho proceso se desecharon algunos eventos por ubicarse fuera de la red o generar inestabilidad numérica.

Finalmente, 715 eventos en un rango de profundidades entre 0 y 170 km y con un número de fases entre 5 a 13 de la onda P y 1 a 9 de la onda S (Figura 4) permitieron deducir un modelo de velocidad 1D a partir del modelo propuesto por Ocola *et al.*²⁷ (Tabla I). Como se puede observar en la Figura 4, a partir de la localización final se detecta un gran número de eventos con profundidades entre 120 a 160 km, pertenecientes principalmente a la fuente sísmica del Nido de Bucaramanga. En general, un importante número de eventos aportaron entre 5 y 9 fases de onda P y de 5 a 7 fases de onda S principalmente (Figuras 4b y 4c). Se nota que las estaciones que más datos aportaron fueron BAR, CHI, HEL, PARA y TOL (Figura 4d y 4e).

Por su parte, el modelo 1D hallado como producto de varios cientos de iteraciones y un análisis de estabilidad de los modelos, basado en el cambio de localización hipocentral y la capacidad de convergencia hacia los parámetros hipocentrales similares a los originales, permite detectar una región alrededor de los 60 km con cambios importantes en el comportamiento de V_p y V_s (Figura 4f, Tabla II). Es posible que a esta profundidad se encuentre ubicada en promedio la discontinuidad de Mohorovicic y que estaría de acuerdo con las observaciones en los Andes chilenos (Bath⁴) (Figura 5).

Figura 4. Distribución de observaciones: a) número de eventos contra profundidad; b) número de eventos contra número de fases de la onda P; c) número de eventos contra número de fases de la onda S; d) distribución de las observaciones en todas las estaciones para la onda P; e) distribución de las observaciones en todas las estaciones para la onda S; f) en línea punteada tenue, modelo Vp propuesto por Ocola *et al.*²⁷; en línea gruesa continua modelo Vp y gruesa punteada modelo Vs hallados a partir de VELEST en este trabajo

Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
0	5,5
6	6,1
30	6,8
52	7,3
66	7,8
100	9,1

Tabla I. Modelo de Vp propuesto por Ocola *et al.*²⁷

Profundidad (km)	Vp (km/s)	Vs (km/s)
0	6,05	3,31
6	6,06	3,47
30	6,84	3,88
52	6,84	3,88
66	8,25	4,64
100	8,68	4,86

Tabla II. Modelos de Vp y Vs hallados en este trabajo para Colombia

Figura 5. Vp y Vs de algunos resultados típicos de exploración sísmica en Europa, Asia, África, Australia, Nueva Zelanda y Sudamérica. C – Conrad, M – Moho. Modificado de Bath⁴

STN	LAT	LON	Alt.	Tp	Ts
BAR	6.6434N	73.1764W	1860	0.18	.15
BET	2.6814N	75.4413W	540	-0.78	-1.09
CHI	4.6330N	73.7306W	3100	0.07	-.24
CRU	1.4987N	76.9523W	2740	0.86	-.74
CUM	.8600N	77.8418W	3420	0.68	-.19
FLO	1.5138N	75.6326W	360	-0.52	-1.11
HEL	6.2341N	75.5477W	2790	-0.10	-.93
MAL	4.0136N	77.3353W	50	0.58	-.24
MUN	2.4693N	76.9569W	3010	0.06	-.56
NOR	5.5964N	74.8929W	510	-0.49	-1.09
OCA	8.2388N	73.3194W	1264	-0.68	-0.83
PRA	3.6953N	74.9013W	410	-0.96	-1.41
ROS	4.8560N	74.3301W	3020	0.57	.94
RUS	5.9272N	73.0755W	3360	0.54	.69
SOL	6.3700N	77.4576W	50	-0.92	-1.42
TOL	4.5887N	75.3399W	2520	0.00	-1.31

Tabla III. Correcciones del tiempo (Tp y Ts) para las estaciones de la RSNC

Como se puede apreciar, se encuentran variaciones importantes entre el modelo inicial y el mínimo modelo 1D hallado en este trabajo para Colombia. No obstante, y como se puede inferir del proceso de inversión, además de los modelos de velocidad es necesario incorporar a procesos rutinarios de localización las correcciones de estación que llegan a minimizar efectos no lineales en la determinación de los parámetros hipocentrales. Las correcciones por estación se relacionan en la Tabla III.

Figura 6. Distribución de tiempos residuales (RMS) para los eventos localizados a partir del modelo 1D

El modelo 1D hallado tuvo una reducción importante del RMS total para los tiempos residuales finales de 3,8260 a 0,5853 s. En general la distribución de RMS fue predominantemente entre 0,3 y 0,5 s (Figura 6).

Modelo de velocidad 3D

A partir de los eventos relocalizados con el mínimo modelo 1D final, se procedió con la definición de una retícula de puntos regularmente espaciada y lo suficientemente gruesa como para detectar anomalías a escala cortical. Esta retícula se confeccionó como una matriz en X–Y de 27×19 con un espaciamiento de $31,2 \times 29,2$ km para las profundidades 10 km, 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km, y 160 km. Dentro de las primeras pruebas de inversión varios eventos fueron excluidos por su cercanía a zonas límite o inestabilidades de la localización, con lo que el número de eventos se redujo a 641 y un total de 7 565 observaciones de tiempos de llegada de la onda P. El trazado de rayos proyectados en superficie permite observar un cubrimiento relativamente denso de la región de interés (Figura 7). Continuas inestabilidades numéricas en el proceso de inversión con datos de tiempos de llegada de ondas S impidieron la determinación de un modelo Vs en 3D.

Figura 7. Proyección horizontal del trazado de rayos. En general se observa un cubrimiento relativamente denso en la región comprendida entre $0,7^{\circ}\text{N}$ a $8,3^{\circ}\text{N}$ y $73,0^{\circ}\text{W}$ a $78,0^{\circ}\text{W}$

Por su parte la determinación del amortiguamiento ideal para la inversión siguió el esquema propuesto por Eberhart–Phillips⁸ buscando de modo sistemático un punto donde la varianza de los datos y la varianza del modelo para una serie de diferentes amortiguamientos fuera compensable. Finalmente se seleccionó un amortiguamiento de 0,05 (Figura 8).

Figura 8. Curva de varianza del modelo respecto a la varianza de los datos para la selección del óptimo valor de amortiguamiento

RMS Modelo inicial	RMS Mínimo modelo 1D	RMS Modelo 3D
3,8260 s	0,5853 s	0,1767 s

Tabla IV. Reducción del RMS total de los eventos utilizados para la inversión del modelo de velocidad (V_p) en 3D

Después de un proceso iterativo de búsqueda de mejores soluciones para el modelo 3D se pudo reducir el RMS total de las localizaciones realizadas con el mínimo modelo 1D (Tabla IV). En general las nuevas localizaciones estuvieron relativamente cerca de las calculadas mediante el modelo 1D con desplazamientos netos que oscilaron entre 0,004 a 51,909 km y con marcada tendencia en el rango 0–10 km (Figuras 9 y 10). Los resultados de la inversión en 3D mostrados en términos de porcentaje de variación respecto de la velocidad media de cada capa permiten detectar varias zonas anómalas para la región de estudio que se pueden sintetizar así (Figura 11):

- Zonas de baja velocidad en las regiones de los complejos volcánicos hasta profundidades de 60 km. Estas zonas pueden ser interpretadas en términos de estructuras que alimentan el volcanismo activo más septentrional de Sudamérica.
- Una región de alta velocidad con tendencia SW-NE que segmenta las regiones volcánicas en 1,5 a 2,1 °N y entre los 2,5 a 4,2 °N y llega hasta los 60 km de profundidad. Particularmente, la región entre los 2,5 a 4,5 °N es en promedio la región montañosa más alta de los Andes de Colombia y junto con la región entre los 1,5 a 2,1 °N no existen evidencias de actividad volcánica reciente.
- Una zona de contrastes de alta y baja velocidad hacia los 77,5 °W–4 °N, en el sector de la Costa Pacífica, que persiste más allá de los 140 km de profundidad. Esta zona tiene la misma orientación que la Falla Garrapatas, en cuyo caso, dichas velocidades podrían sugerir la presencia de contrastes litológicos fuertes asociables a la Zona de Deformación de Istmina o al límite sur del Bloque Chocó.

Figura 9. Vectores de desplazamiento epicentral desde localización a partir de modelo 1D hasta localización de modelo 3D

Figura 10. Frecuencia de desplazamientos netos desde localizaciones hipocentrales a partir del mínimo modelo 1D hasta el modelo 3D

- Zonas de baja velocidad alrededor de 74°W – 7°N y 74°W – 5°N a profundidades hasta 60 km. A partir de los 80 km y hasta los 160 km de profundidad, estas zonas tienden a convertirse en una sola y a fusionarse para formar un cinturón de baja velocidad que llega hasta los $77,5^{\circ}\text{W}$ – $3,5^{\circ}\text{N}$.

Figura 11.

Figura 11. Porcentaje de cambio de velocidad de la onda P relativo al modelo inicial 1D producto de la inversión 3D. Se ilustran ocho planos a profundidades: a) 10 km, b) 20 km, c) 40 km, d) 60 km, e) 80 km, f) 100 km, g) 120 km y h) 160 km desde el nivel del mar. La grilla esta representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas y los triángulos representan los actuales volcanes activos de los Andes Septentrionales de Sudamérica

Figura 12.

Figura 12. Elementos diagonales de la matriz de resolución para la inversión V_p en 3D. Se ilustran ocho planos a profundidades: a) 10 km, b) 20 km, c) 40 Km, d) 60 km, e) 80 km, f) 100 km, g) 120 km y h) 160 km desde el nivel del mar. La grilla esta representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas y los triángulos representan los actuales volcanes activos de los Andes Septentrionales de Sudamérica

- La Figura 13 permite detallar dos perfiles E-W hacia los 4,5 °N y los 2,0 °N. En general se observa una estructura de subducción producto de los contrastes de velocidad; dichos contrastes reflejan la presencia de losas de alta velocidad fragmentadas que subducen e interactúan con material de menor velocidad (plumas de material de la astenosfera o corteza oceánica parcialmente fundida). Una comparación entre estos dos perfiles sugiere un mayor ángulo de subducción hacia los 4,5 °N.

a)

b)

Figura 13. Perfiles de V_p en las secciones: a) 4,5 °N y b) 2,0 °N. Los tonos azules y rojos hacen referencia a zonas de anomalías de alta y baja velocidad respectivamente respecto a la velocidad promedio de la región de estudio. Los tonos grises a negros asociados a cada perfil hacen referencia a los elementos diagonales de la matriz de resolución

Para tener idea de la incertidumbre de las anteriores observaciones, se ha representado espacialmente la distribución de los elementos diagonales de la matriz de resolución (EDR). Cuando estos valores son altos (cerca de 1,0), los escenarios de direccionalidad y densidad de los rayos así como el peso de las fases de las ondas ofrecen buenas perspectivas de incertidumbre e interpretación. No obstante, zonas con bajos EDR deben ser cuidadosamente interpretados en el marco de nueva información geofísica que sustente las hipótesis del modelo invertido (Eberhart–Phillips¹⁰). Como se puede apreciar en la Figura 12, las capas 40 km, 60 km, 80 km y 120 km ofrecen un escenario con valores de EDR relativamente altos hacia el centro y bajos en los sectores perimetrales de las fuentes sísmicas del Eje Cafetero, Isthmina y Bucaramanga. Igualmente, la capa de 160 km ofrece valores EDR importantes hacia la región del Nido Sísmico de Bucaramanga.

Correlaciones geofísicas con el modelo Vp en 3D

Para apoyar los anteriores resultados e interpretar adecuadamente las anomalías sísmicas de las zonas de estudio, se han retomado los trabajos gravimétricos de Bermúdez *et al.*⁵ e IGAC e INGEOMINAS¹⁴ para el territorio de Colombia (Figura 13). Como se puede observar, una extensa zona de altos gravimétricos hacia la Costa Pacífica colombiana parece estar interrumpida hacia la latitud 4 °N, en la misma zona donde aparecieron contrastes de velocidad asociados a la Zona de Deformación de Isthmina y la Falla Garrapatas. De igual modo, bajos gravimétricos siguen los ejes de las cordilleras Central y Oriental y la tendencia general de los ejes volcánicos. Asociaciones entre altas velocidades y bajos gravimétricos y viceversa fueron también reportadas en el SW de Colombia por Meyer *et al.*²⁵ durante las campañas del proyecto NARIÑO. Asimismo, resultados de gradiente geotérmico evaluado para Colombia por INGEOMINAS¹⁵ permiten detallar una extensa franja con gradientes relativamente bajos a lo largo de la Costa Pacífica, que es interrumpida por una zona de altos geotérmicos hacia la latitud 4 °N (Figura 14). Se vuelven a observar altos gradientes geotérmicos que recorren los ejes de las cordilleras Central y Oriental, así como los ejes de las cadenas volcánicas. En general, aparecen en varias zonas asociaciones entre velocidad, anomalías gravimétricas y gradiente geotérmico que guardan alta coherencia entre sí (alrededor de los siguientes puntos medios: 73,5 °W–6,5 °N; 76,0 °W–7,0 °N; 73,0 °W–8,0 °N; 76,0 °W–3,0 °N). Estas zonas son explicables si recordamos que la velocidad de las ondas P está inversamente relacionada con la densidad del medio (gravedad) y, a su vez, los sistemas de alta entropía tienden a tener bajas densidades.

El anterior esquema puede además entenderse bajo el contexto geotectónico en que se encuentra el NW de Sudamérica. Si reconocemos el movimiento del Bloque Chocó contra Sudamérica y aceptamos que la Zona de Deformación de Isthmina (sobre los 4 °N de latitud) se constituye en una zona de choque (Duque–Caro⁷, Paris y Romero²⁹, Guzmán *et al.*¹¹, Taboada *et al.*³⁶), las condiciones de compresión podrían favorecer cambios de rigidez que se reflejarían en contrastes de la velocidad de las ondas sísmicas. Esta hipótesis parece estar demostrada a la luz de los anteriores resultados pero, sin embargo, también deberíamos esperar que el espesor de la corteza en esta zona aumente, aspecto que fue sutilmente sugerido por Meissner *et al.*²⁴. Si atendemos al trabajo de Singh y Herrmann³² donde se correlacionaron cualitativamente espesores corticales con el factor de calidad Q₀ para Estados Unidos, podríamos confirmar la apreciación de aumento cortical y choque entre el Bloque Chocó y Sudamérica.

Figura 14. Mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer – rojos y grises: altos gravimétricos; amarillos y azules: bajos gravimétricos. Modificado del mapa gravimétrico de Colombia (IGAC e INGEOMINAS¹⁴)

Figura 15. Mapa de gradiente geotérmico. Modificado de INGEOMINAS¹⁵

CONCLUSIONES

Se ha realizado la inversión de modelos de velocidad V_p en 3D para la región comprendida entre 0,7 a 8,2 °N y 73 a 78 °W para un total de 642 eventos y 7 565 observaciones de tiempos de llegada de la onda P. Dentro de los resultados hallados a partir de la inversión V_p en 3D y correlaciones con datos gravimétricos y gradiente geotérmicos destacan:

- Zonas de baja velocidad en las regiones de los complejos volcánicos hasta profundidades de 60 km. Estas zonas pueden ser interpretadas en términos de estructuras que alimentan el volcanismo activo más septentrional de Sudamérica.
- Una región de alta velocidad y bajos gravimétricos con tendencia SW-NE que segmenta las regiones volcánicas en 1,5 a 2,1 °N y entre los 2,5 a 4,2 °N y llega hasta los 60 km de profundidad. Particularmente, la región entre los 2,5 a 4,5 °N es en promedio la región montañosa más alta de los Andes de Colombia y junto con la región entre los 1,5 a 2,1 °N no existen evidencias de actividad volcánica reciente.
- Una zona de contrastes de alta y baja velocidad hacia los 77,5 °W–4 °N en el sector de la Costa Pacífica, que persiste más allá de los 140 km de profundidad y se correlaciona una región de bajos gravimétricos y altos geotérmicos. Esta zona sugiere la presencia de contrastes litológicos fuertes asociables a la Zona de Deformación de Istmina o al límite sur del Bloque Chocó.
- Zonas de baja velocidad alrededor de 74 °W–7 °N y 74 °W–5 °N a profundidades hasta 60 km. A partir de los 80 km y hasta los 160 km de profundidad estas zonas tienden a convertirse en una sola y a fusionarse para formar un cinturón de baja velocidad que llega hasta los 77,5 °W–3,5 °N.
- Una estructura de subducción donde se observa la presencia de losas de alta velocidad fragmentadas que subducen e interactúa con material de menor velocidad (plumas de material de la astenosfera o corteza oceánica parcialmente fundida).
- Un mayor ángulo de subducción hacia el sector norte de la región analizada.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos la colaboración del Instituto de Investigaciones e Información Geocientífica, Minero–Ambiental y Nuclear de Colombia – INGEOMINAS en nombre de: Dr. Adolfo Alarcón, Dr. Fernando Muñoz, Ing. María L. Bermudez, Ing. Fernando Gil, Geól. Alvaro P. Acevedo, Ing. César Carvajal, Ing. Héctor Mora y en general a todo el personal de esta institución por los datos suministrados para el presente trabajo. Queremos hacer un reconocimiento a muchas personas que operan la Red Sismológica Nacional de Colombia, y los diferentes observatorios sismológicos y vulcanológicos de Manizales, Popayan y Pasto, pues su ardua labor permite la consolidación de valiosa información potencialmente útil para el reconocimiento del subsuelo colombiano.

Agradecemos a los autores de GMT software que permitió la confección de varios mapas incluidos en este trabajo.

REFERENCIAS

- 1 K. Aki y W.H.K. Lee, “Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes”, Parte 1: “A homogeneous initial model”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **81**, pp. 4381–4399, (1976).
- 2 K. Aki, A. Christofferson y E.S. Husebye, “Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **82**, pp. 277–296, (1977).

- 3 AIS, “Estudio general de amenaza sísmica de Colombia”, Bogotá, (1996).
- 4 M. Bath, “*Introduction to Seismology*” 2ª edición, Birkhauser Verlag, (1979).
- 5 A. Bermúdez, R. Acosta y M. Garzón, “Mapa gravimétrico de anomalías simples de Bouguer”, INGEOMINAS, Santafé de Bogotá, (1985).
- 6 R.S. Crosson, “Crustal structure modeling of earthquake data”, Parte 1: “Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **81**, pp. 3036–3046, (1976).
- 7 H. Duque-Caro, “The Choco Block in the northwestern corner of South America: structural, tectonostratigraphic and paleogeographic implications”, *J. South Am. Earth. Sci.*, Vol. **3**, pp. 71–84, (1990).
- 8 D. Eberhart-Phillips, “Three-dimensional velocity structure in Northern California Coast Ranges from inversion of local earthquake arrival times”, *BSSA*, Vol. **76**, N° 4, pp. 1025–1052, (1986).
- 9 D. Eberhart-Phillips y M. Reyners “Continental subduction and three-dimensional crustal structure: The northern South Island, New Zealand”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **102**, pp. 11843–11861, (1997).
- 10 D. Eberhart-Phillips, “Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalinga Region, California”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **95**, pp. 15343–15363, (1990).
- 11 J. Guzmán, G. Franco, M. Ochoa, G. Paris y A. Taboada, “Evaluación neotectónica”, Proyecto para la mitigación del riesgo sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal, CARDER, Pereira, Col., (1998).
- 12 F. Haslinger, “Velocity structure, seismicity and seismotectonics of Northwestern Greece between the Gulf of Arta and Zakynthos”, Tesis doctoral, Swiss Federal Institute of Technology Zurich, (1999).
- 13 S. Husen, “Local earthquake tomography of a convergent margin, North Chile”, Tesis doctoral, Kiel University, (1999).
- 14 IGAC e INGEOMINAS, “Mapa gravimétrico de Colombia, anomalía total de Bouguer de escala 1: 2 000 000”, Santafé de Bogotá, Colombia, (1998).
- 15 INGEOMINAS, “Mapa geotérmico de Colombia”, Informe interno, INGEOMINAS, Santafé de Bogotá, Colombia, (1999).
- 16 H.M. Iyer y K. Hirahara, “*Seismic tomography: Theory and practice*”, Chapman Hall, London, (1993).
- 17 E. Kissling, “Geotomography with local earthquake data”, *Reviews of Geophysics*, Vol. **26**, pp. 659–698, (1988).
- 18 E. Kissling, W.L. Ellsworth, D. Eberhart-Phillips y U. Kradolfer, “Initial reference models in seismic tomography”, *J. Geophys. Res.*, Vol. **99**, pp. 19635–19646, (1994).
- 19 E. Kissling, S. Scharbert y M. Cattaneo, “Vestest users guide”, Internal report, Institute of Geophysics, ETH Zurich, (1995).
- 20 C.L. Lawson y R.J. Hanson, “Solving least squares problems”, Prentice-Hall, Englewood Cliffs, pp. 340, (1974).
- 21 W.H. Lee y J.C. Lahr, HYPO71PC (revisado): “A computer program for determining hypocenter, magnitude and first-motion pattern of local earthquakes”, U.S. Geol. Surv., Open-File Rep., pp. 75–311, (1975).

- 22 H. Le Meur, J. Virieux y P. Podvin, "Seismic tomography of the Gulf of Corinth: A comparison of methods", *Ann. di Geof.*, Vol. **40**, pp. 1–24, (1997).
- 23 B.R.E. Liener y J. Havskov, "A computer program for locating earthquakes both locally and globally", *Seismological Research Letters*, Vol. **66**, pp. 26–36, (1995).
- 24 R.O. Meissner, E.R. Flueh, F. Stibane y E. Berc, "Dynamics of the active plate boundary in SW Colombia according to recent geophysical measurements", *Tectonophysics*, Vol. **35**, pp. 115–136, (1976).
- 25 R.P. Meyer, W.D. Mooney, A.L. Hales, C.E. Helsley, G.P. Woollard, D.M. Hussong y J.E. Ramírez, "Refraction observation across a leading edge, Malpelo Island to Colombian Cordillera Occidental", in: "*The geophysics of the Pacific Ocean basin and its margin*", *Geophysical Monograph*, Vol. **19**, pp. 105–132, (1976).
- 26 G. Nolet, "Seismic wave propagation and seismic tomography", en: "*Seismic Tomography*", G. Nolet. Ed., pp. 11–23, Boston, (1987).
- 27 L.C. Ocola, L.T. Aldrich, J.F. Gettrust, R.P. Meyer y J.E. Ramírez, "Project Nariño I: Crustal structure under Southern Colombian-Northern Ecuador Andes from seismic refraction data", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **65**, N° 6, p. 1681, p. 1695, (1975).
- 28 J.E. Oliver, "Seismic exploration of the continental basement: Trends for the 1980's", in: "*Continental Tectonics*", pp. 117–126, National Academy of Sciences, Washington, D.C., (1980).
- 29 G. Paris y J. Romero, "Fallas activas en Colombia: Mapa neotectónico preliminar" *Bol. Geol.*, Vol. **34**, INGEOMINAS, Bogotá, pp. 42, (1994).
- 30 G.L. Pavlis y J.R. Booker, "The mixed discrete-continuous inverse problem: application to the simultaneous determination of earthquake hypocenter and velocity structure" *J. Geophys. Res.*, Vol. **85**, pp. 4801–4810, (1980).
- 31 L.A. Rivera, "Inversion du enseur de contraintes a partir des données de polarité pour une population de séismes: aplication au Nid de Bucaramanga", Tesis doctoral, pp. 266, IPGS, Francia, (1989).
- 32 S. Singh y R.B. Herrmann, "Regionalization of crustal coda Q in the continental Unites States", *J. Geophys. Res.*, Vol. **88**, pp. 527–538, (1983).
- 33 S.B. Smithson, P.N. Shive y S.K. Brown, "Seismic velocity, reflections and structure of the crystalline crust, in the Earth's Crust", *Geophys. Monogr. Ser.*, Vol. **20**, J.G. Heacock (ed.), pp. 254–270, AGU, Washington, D.C., (1977).
- 34 W. Spakman, "Upper mantle delay time tomography", Ph.D. Thesis, Geologica ultraiectina, University Utrecht, The Netehrlands, (1988).
- 35 C. Spencer y D. Gubbins, "Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media", *Geophys. J. R. Ast. Soc.*, Vol. **63**, 95–116. (1980).
- 36 A. Taboada , L.A. Rivera, A. Fuenzalida, A. Cisternas, H. Philip, H. Bijwaard y J. Olaya, "Geodynamics of Northern Andes: subduction and intra-continental deformation (Colombia)", *Tectonics*, Vol. **19**, N° 5, pp. 787–813, (2000).
- 37 C.H. Thurber, "Earthquake structure and earthquake locations in the Coyote Lake Area, Central California", Ph.D. Thesis, M.I.T., pp.331, (1981).
- 38 C.H. Thurber, "Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, Central California", *J. Geophys. Res.*, Vol. **88**, N° B10, pp. 8226–8236, (1983).

- 39 C.H. Thurber, "Hypocenter – velocity structure coupling in local earthquake tomography", *Phys. Earth Planet. Int.*, Vol. **75**, pp. 55–62, (1992).
- 40 C.H. Thurber, "Local earthquake tomography: velocities and Vp/Vs - theory", en: Seismic tomography" Iyer y Hirahara (eds.), Chapman y Hall, Londres, pp. 563–583, (1993).
- 41 D.R. Toomey y G.R. Foulger, "Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill–Grensdalur central volcano complex, Iceland", *J. Geophys. Res.*, Vol. **94**, pp. 17495–17510, (1989).
- 42 R. Trenkamp, J. Kellog, J.T. Freymueller y H. Mora, "Wide plate margin deformation, southern Central America and northwestern South America, CASA GPS observations", *Journal of South american Earth Sciences*, Vol. **15**, pp. 157–171, (2002).
- 43 J. Um y C.H. Thurber, "A fast algorithm for two-point seismic ray tracing", *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. **77**, pp. 972–986, (1987).
- 44 H. Vergara, A. Taboada, J. Romero y E. Castro, "Principales fuentes sismogénicas de la región central de Colombia", *Men. VII Cong. Col. Geol.*, p. 13, (1996).