



Tomografía Sísmica 3D del Nido Sísmico de Bucaramanga

FRANCIA JULLYETTE SEPÚLVEDA JAIMES

Universidad de Pamplona
Facultad de Ciencias Básicas
Departamento de Física y Geología
Programa de Geología
Villa del Rosario
2017

Tomografía Sísmica 3D del Nido Sísmico de Bucaramanga

FRANCIA JULLYETTE SEPÚLVEDA JAIMES

Tesis presentada como requisito para optar por el título de:
GEÓLOGA

Director:
Ph.D Francisco Cabrera Zambrano

Universidad de Pamplona
Facultad de Ciencias Básicas
Departamento de Física y Geología
Programa de Geología
Villa del Rosario
2017

Dedicatoria

*Dedicado a
mi abuela, quién nos dejó antes de tiempo,
mi mamá y papá, quiénes nunca dudaron de mí y siempre me apoyaron,
mi hermano Cafer, el amor de mi vida,
mi pequeña Sofia, mi terremoto personal y la luz de mis ojos.*

Agradecimientos

A la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) por proporcionarnos los datos de cada uno de los sismos utilizados en éste trabajo.

Al proyecto de investigación “MIGRACIÓN SÍSMICA PRE - APILADO EN PROFUNDIDAD POR EXTRAPOLACIÓN DE CAMPOS DE ONDA UTILIZANDO COMPUTACIÓN DE ALTO DESEMPEÑO PARA DATOS MASIVOS EN ZONAS COMPLEJAS” co-financiado por COLCIENCIAS –ECOPETROL” por el apoyo para la realización del trabajo.

Al Profesor Elkin de Jesús Salcedo Hurtado y todo el equipo técnico del Observatorio Sismológico del Suroccidente Colombiano (OSSO) por su cálida acogida y permitirme aprender de ellos.

A Cristian Reina, por su paciencia y enseñanza respecto a los Softwares *Velost* y *Simulps14*.

Al Profesor Francisco Cabrera, por la paciencia, dedicación y confianza que depositó en mí para el desarrollo de éste trabajo.

Al Grupo de Investigación en Geofísica y Geología, PANGEA, por permitirme entrar en el área de la Geofísica.

A mi mami, por ser mi ejemplo y mayor inspiración. Por estar siempre conmigo y apoyarme en las buenas y en las malas, por darme un abrazo y una palabra de aliento en el momento más oportuno; y enseñarme a nunca rendirme.

A mi padre, por su apoyo incondicional y siempre confiar en mí.

A mis hermanos, Cafer y Sofi, por ser mi motor y mi inspiración.

A mi abuela Elisa, por estar gran parte de mi vida conmigo, por llenarme las tardes de risas con sus historias, por cada una de sus enseñanzas. Por dejar una huella imborrable en mi vida.

Resumen

La tomografía sísmica es una técnica con la cual se genera una imagen del interior de la tierra utilizando los tiempos de llegada de las ondas sísmicas. En el presente trabajo se utilizó dicha técnica para generar un modelo de velocidades cuasi 3D de la onda P hasta una profundidad de 200 kilómetros con respecto a la superficie, en la zona del Nido Sísmico de Bucaramanga en dónde se presenta una alta actividad sísmica debido a la colisión de la placa de Nazca con la del Caribe bajo la placa Suramericana (Zarifi et al, 2007) que da lugar a sismos a profundidades intermedias.

En un principio se tuvo en cuenta un total de 1223 sismos ocurridos en el departamento de Santander, Colombia; entre las latitudes 6 y 8; y longitudes -74 y -72; en el periodo de Enero de 2012 y Junio de 2016 registrados por las estaciones sísmicas de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) distribuidas por el país, los cuáles se filtraron mediante unos parámetros específicos y finalmente se utilizaron 1138 de ellos para generar un primer modelo de velocidades 1D (utilizando el programa *Velest*), en el que se asumió una homogeneidad lateral y solo se tuvo en cuenta la variación de la velocidad en profundidad. Posteriormente, se utilizó el programa *Simulps14* para generar el modelo final de velocidades a 0 km, 5 km, 10 km, 15 km, 20 km, 30 km, 40 km, 50 km, 60 km, 70 km, 80 km, 100 km, 120 km y 150 km de profundidad.

En el Capítulo 1 se hace una introducción a los conceptos básicos de la Sismología, en dónde se describe todo lo relacionado a los sismos y las ondas sísmicas; y una vista general de la estructura interna de la tierra según sus características composicionales y propiedades físicas. En el capítulo 2, se trabaja la sismicidad desde el punto de vista general hasta llegar al Nido Sísmico de Bucaramanga el cuál es el área de interés en éste trabajo. En el capítulo 3, se hace una descripción de la Tomografía Sísmica y el Problema Inverso, como método utilizado para la generación de los modelos de velocidad; dónde se trata el problema de la localización de hipocentro, inversión simultánea e inversión de la velocidad. Y finalmente en el Capítulo 4 se describen los resultados obtenidos en el presente trabajo.

Índice general

Capítulos	Página
Agradecimientos	iv
Resumen	v
Objetivos	8
Objetivo general	8
Objetivos específicos	8
Introducción	9
1. Sismología y Estructura Interna de la Tierra	10
1.1 Sismos	10
1.1.1 Fuentes Sísmicas	10
1.1.1.1 Fuentes Naturales	10
1.1.1.2 Fuentes Antrópicas	12
1.1.2 Ondas Sísmicas	12
1.1.2.1 Ondas de Cuerpo	13
1.1.2.2 Ondas Superficiales	14
1.2 Estructura Interna de la Tierra	15
1.2.1 Características Composicionales	16
1.2.1.1 Corteza	17
1.2.1.2 Manto	17
1.2.1.3 Núcleo	20
1.2.2 Propiedades Físicas	21
1.2.2.1 Litósfera	21
1.2.2.2 Astenósfera	21
1.2.2.3 Mesósfera	21
1.2.2.4 Endósfera	21
2. Sismicidad	22
2.1 Tectónica de Placas	22
2.1.1 Bordes de Placa	23
2.1.1.1 Bordes divergentes	23
2.1.1.2 Bordes convergentes	23

2.1.1.3 Bordes transformantes	24
2.1.2 Cinturón de Fuego del Pacífico	26
2.2 Sísmicidad en Colombia	26
2.2.1 Sísmicidad en Santander	28
2.2.1.1 Nido Sísmico de Bucaramanga	29
3. Tomografía Sísmica	36
3.1 Teoría de Rayos y Tiempos de Llegada	36
3.1.1 Principio de Huygens	37
3.1.2 Principio de Fermat	37
3.1.3 Ley de Snell	38
3.2 Problemas Inversos	38
3.3 El problema Inverso de la Inversión Simultánea	42
3.4 Inversión Sísmica 3D para el Campo de Velocidades	45
3.5 Matriz de Resolución y Covarianza	47
4. Tomografía Sísmica en Colombia	49
4.1 Modelo de Velocidad 1D	51
4.2 Modelo de Velocidad 3D	56
Conclusiones	66
Recomendaciones	67
Bibliografía	68
ANEXOS	73

Objetivos

Objetivo general

- Elaborar un modelo geológico 3D del interior de la tierra en la zona del Nido Sísmico de Bucaramanga a partir de un modelo de velocidades obtenido mediante la aplicación de la tomografía sísmica a datos proporcionados por la RSNC de sismos ocurridos en la zona de estudio.

Objetivos específicos

- Entender y comprender el fundamento matemático de la tomografía sísmica
- Generar un modelo de velocidades 1D de la onda P mediante la tomografía sísmica en la zona del Nido Sísmico de Bucaramanga.
- Generar a partir del modelo 1D, un modelo de velocidades 3D de la onda P utilizando la tomografía sísmica en la zona del Nido Sísmico.
- Establecer un modelo geológico para el interior de la tierra en la zona de estudio mediante la interpretación del modelo de velocidades 3D generado.

Introducción

Los estudios en sismología datan desde siglos atrás cuando el ser humano sintió curiosidad por los fenómenos que percibían sus sentidos en el entorno en el cual habitaban. Las antiguas civilizaciones inventaron mitos y leyendas, con ellas daban explicación a las sacudidas violentas que tenía la tierra. Sin embargo el estudio de la sismología desde un enfoque científico para entender los sismos como fenómeno natural, es relativamente nuevo (Shearer, 2009).

Una de las aplicaciones de la sismología es la determinación de las velocidades de las ondas sísmicas generadas por los sismos y así, poder determinar la estructura interna de la tierra (Stein and Wysession, 2003), basada en la configuración mineralógica, química y el estado termal de su interior.

A causa de la singular posición geográfica en la que se encuentra Colombia, la actividad sísmica y tectónica del país es bastante alta. La dinámica terrestre producida por las placas tectónicas de los Cocos, Nazca, Caribe que limitan al territorio Colombiano y la placa Suramericana sobre la cual se encuentra ubicada causa la conocida subducción, en dónde las tres primeras se hunden bajo la cuarta.

El Nido Sísmico de Bucaramanga es una de las zonas más sismoactivas del mundo y la más activa del país, cuya franja sísmica empieza en dónde la cordillera oriental tiene su cambio brusco de orientación, por los cauces de los ríos Chicamocha y Suárez (Gómez-Padilla, 1980) posiblemente causada por los Sistemas de Falla presentes en la zona (Santa Marta – Bucaramanga, Suárez, Boyacá - Belén, Gachetá – Chicamocha, Carmen, San Vicente, Salinas), (Coral – Gómez, 1990).

Los sismos que se localizan en el Nido de Bucaramanga, poseen una zona focal en forma de cuña que se prolonga hasta 200 – 220 km de profundidad. Del mismo modo, sus hipocentros se encuentran más continuos en un intervalo de 120 – 180 km de profundidad (Coral – Gómez, 1990). Este trabajo se enfoca en la técnica conocida como tomografía sísmica. Ésta técnica tiene como objetivo principal la reconstrucción de la distribución del campo de velocidades en el subsuelo (caracterización litológica de este) a partir de las observaciones de los tiempos de viaje de las ondas entre la fuente sísmica y los receptores localizados en diferentes posiciones respecto a la estructura geológica (Becerra, 2008).

Capítulo 1

Sismología y Estructura Interna de la Tierra

La sismología es la ciencia que estudia los sismos, dentro de ese estudio se encuentra la interpretación de las ondas sísmicas generadas en cada evento que permite reconstruir una imagen aproximada de la estructura interna de la tierra, determinar la forma de propagación de las ondas y el origen de los movimientos telúricos (Shearer, 2010), de manera que se puedan establecer las medidas preventivas óptimas y acertadas para atenuar sus efectos destructivos.

1.1 Sismos

Un sismo o terremoto, es un desprendimiento de energía que se produce por una perturbación transitoria del equilibrio elástica en las rocas de la corteza y del manto terrestre (Ramírez, 1969); es decir, un sismo es una vibración repentina que es causada por la relajación repentina de la energía que se acumula por la deformación de la litósfera y se propaga en forma de onda sísmica. De manera general, una de las principales causas de los terremotos es la presencia de campos de esfuerzos tectónicos en la litósfera, que son causados por diferentes procesos internos como por ejemplo la deformación termoelástica, diferencias de densidades, flujo gravitacional de masas montañosas, entre otros (Magnitzky, 1965; Magnitzky and Artiushkov, 1978).

1.1.1 Fuentes Sísmicas

1.1.1.1 Fuentes Naturales

Los terremotos que se producen por fuentes naturales, son aquellos que se deben completamente a procesos en el interior de la tierra, dentro de las cuáles se encuentran:

- **Causas tectónicas**

Están asociados al movimiento de las placas tectónicas el cual genera una acumulación de esfuerzos y termina superando la resistencia del material rocoso, ocasionando una deformación, luego una ruptura súbita y violenta de la roca (Figura 1.1); se produce una dislocación, los esfuerzos se relajan; una parte de la energía elástica se disipa en

calor y en procesos no elásticos dentro de la zona de ruptura mientras que la otra parte se propaga en forma de ondas sísmicas. Se producen generalmente en las zonas de contacto entre las placas (fallas tectónicas) (Figura 1.2) y con menos frecuencia, dentro de las zonas de debilidad entre placas.

■ Causas volcánicas

Se producen en zonas afectadas por la actividad volcánica. Se pueden generar por la ruptura de rocas producida por la deformación a causa de los cambios de densidad en la zona (tectónicos) o a la explosión de las zonas en donde existe una gran acumulación de magma (explosivos).

■ Terremotos de colapso

Se deben al hundimiento de zonas con un estado local de esfuerzos diferentes al entorno, debido a la existencia de cavidades o áreas de baja densidad con huecos sometidos a cargas, sobretodo verticales. La mayoría de terremotos producidos por colapsos, están asociados a desplazamiento de masas de tierra, como la caída de grandes bloques o deslizamiento rápido de laderas.

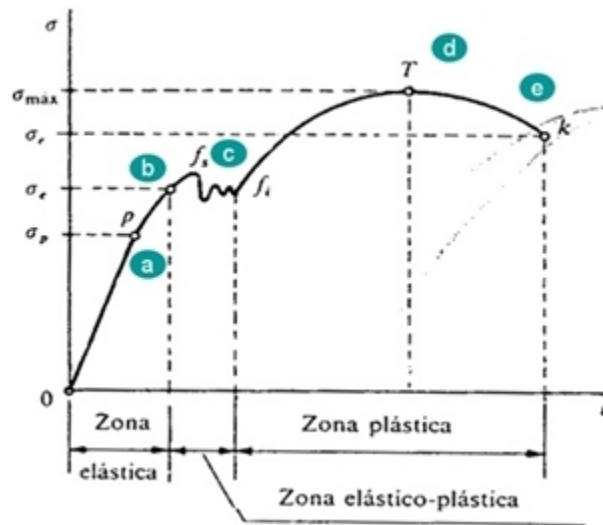


Figura 1.1 Gráfica esfuerzo – deformación de la roca en el interior de la tierra. a) Límite de proporcionalidad, b) límite de elasticidad, c) punto de fluencia, d) esfuerzo máximo y e) esfuerzo de rotura (Tomada de <http://mecatronica4b.blogspot.com.co/2011/11/diagrama-esfuerzo-deformacion-unitaria.html>).

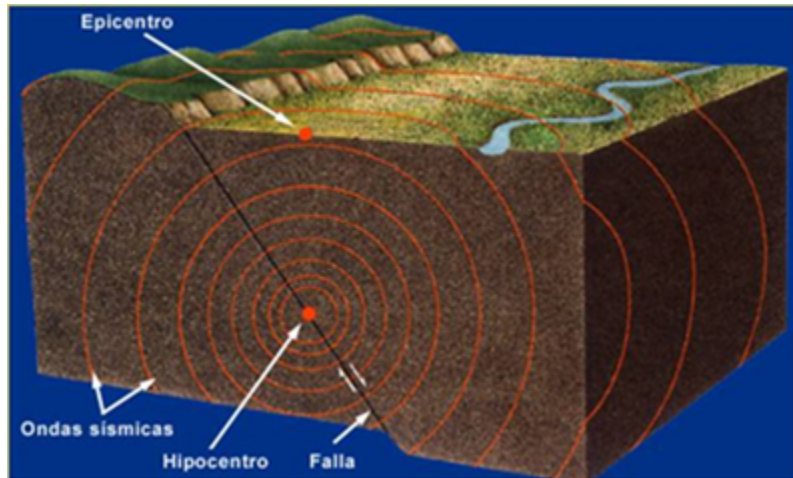


Figura 1.2 Esquema general de un sismo cuyo hipocentro se encuentra en el plano de una falla normal (Tomada de <http://lajornadanet.com/diario/archivo/2013/septiembre/20/11.php>)

1.1.1.1 Fuentes Antrópicas

Los terremotos con fuentes antrópicas, son terremotos artificiales que se producen por la actividad humana, tales como:

- **Grandes embalses**

Se deben a la gran cantidad de agua embalsada y a los cambios bruscos en ésta, lo que altera las condiciones locales de esfuerzos y libera energía de deformación previamente acumulada o facilita la relajación brusca de esfuerzos en zonas tectónicamente activas.

- **Explosiones nucleares**

En ocasiones las explosiones nucleares pueden producir una liberación de energía equivalente a la liberada por terremotos de magnitud 5 y 6, en la Escala de Richter.

- **Explosiones de minas y canteras**

Generalmente se producen terremotos de muy baja intensidad, pero de un efecto local notable dependiendo de las cargas.

- **Inyección o extracción de fluidos**

Al realizar una inyección de algún fluido en el subsuelo, se produce un aumento de sismos y microsismos incluso en zonas con una actividad sísmica muy baja. Lo mismo ocurre en algunos campos petrolíferos, en donde la extracción masiva del petróleo desestabiliza el estado local de esfuerzos provocando los movimientos telúricos (Vidal, 1994).

1.1.2 Ondas Sísmicas

Las ondas sísmicas son perturbaciones elásticas que se propagan de un punto a otro a través de un medio (Chelotti *et al.*, 2009). La mayoría se originan naturalmente por la liberación de energía provocada por los terremotos; sin embargo, también pueden ser generadas

artificialmente de modos muy diversos, lo cual es rutina en los trabajos de prospección sísmica.

Hay dos tipos de ondas sísmicas generadas por los terremotos que son las ondas de cuerpo y las ondas de superficie, que se describen a continuación:

1.1.2.1 Ondas de Cuerpo

Éste tipo de ondas se propagan dentro del cuerpo de la roca y se encuentran divididas a su vez en la onda primaria o longitudinal (Onda P) que se registra primero y la onda secundaria o transversal (Onda S) que se registra después de la Onda P.

■ Ondas P

Comprimen y expanden las rocas en la dirección de propagación de la onda (Tarbuck and Lutgens, 2005) (Figura 1.3a). Se propagan en medios sólidos como rocas graníticas, y en medios líquidos, como en el magma y el agua. Poseen altas velocidades y son las más utilizadas en prospección sísmica. Su velocidad está dada por la ecuación 1.1, en la Tabla 1.1 se registran las velocidades representativas de la Onda P en diferentes medios y en la Tabla 1.2 se registran las velocidades de la Onda en diferentes tipos de roca.

$$V_P = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad (1.1)$$

donde K , es el módulo de incompresibilidad, μ es el módulo de Lamé y ρ , la densidad del medio donde se propaga.

Material no consolidado		Material consolidado		Otros	
Capa meteorizada	0.3-0.9	Granito	5-6	Agua	1.4-1.6
Suelo	0.25-0.6	Basalto	5.4-6.4	Aire	0.3315
Aluviones	0.5-2	Metamórficas	3.5-7	Petróleo	1.2-1.4
Arcilla	1.1-2.5	Arenisca y shale	2-4.5		
Lodo	1.5-1.8	Caliza	2-6		
Arena					
Insaturada	0.2-1				
Saturada	0.8-2.2				
Arena y grava					
Insaturada	0.4-0.5				
Saturada	0.5-1.5				
Sedimentos glaciales					
Insaturados	0.4-1				
Saturados	1.7				
Compactados	1.2-2.1				

Tabla 1.1 Velocidades representativas de la Onda P en diferentes medios, expresadas en km/s (Tomada de Chelotti *et al.*, 2009).

Tipo de Roca	Velocidad de la Onda P
Marga	1.8-3.2
Lutita	1.6-4.1
Arenisca	1.4-.5
Conglomerado	2.5-5
Caliza	4-6
Dolomía	5-6
Carbón	3.9-6.1
Sal	4.5-6.5
Yeso	3-4
Anhidrita	3-6
Gneis	3.1-5.4
Cuarcita	5.1-6.1
Granito	5-6
Gabro	6.7-7.3
Dunita	7.9-8.4
Diabasa	5.8-7.1

Tabla 1.2 Velocidades de la Onda P en diferentes tipos de roca, expresadas en km/s

■ Ondas S

Sacuden las partículas de manera perpendicular a la dirección de propagación (Figura 1.3b) y solo se propagan en medios sólidos. Su velocidad es aproximadamente 0.7 veces la velocidad de la onda P y está dada por la ecuación 1.2:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.2)$$

1.1.2.2 Ondas Superficiales

Cuando se trata de medios homogéneos, isótropos no limitados; solo se propagan las ondas de cuerpo; sin embargo, si el medio se encuentra limitado, las ondas superficiales también se pueden propagar (Novotny, 1999). Su movimiento es algo más complejo, a medida que las ondas superficiales viajan a lo largo del suelo, hacen que éste y todo lo que descansa sobre él se mueva (Tarbuck and Lutgens, 2005).

■ Ondas Rayleigh (RL)

Se generan cuando las ondas de cuerpo llegan a la superficie. Son ondas con un periodo de 3 a 60s, que producen movimientos en las partículas tanto vertical como horizontalmente en un plano vertical apuntando a la dirección de propagación en un movimiento elíptico y retrogrado (Figura 1.3c). Su velocidad está dada por la ecuación 1.3:

$$V_{RL} \approx 0.9194 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.3)$$

■ Ondas Love (L)

Se propagan por múltiples reflexiones entre la superficie superior e inferior de la capa de baja velocidad cerca de la superficie. Las Ondas Love, a diferencia de las LR necesitan un tipo de guía de onda formada por un gradiente de velocidad para existir, debido a que si un rayo se refleja a un ángulo post crítico, toda esa energía que se libera quedará atrapada en una guía de onda (Love, 1911). Para éstas ondas, las vibraciones son de manera transversal, polarizadas horizontalmente (Figura 1.3d), y su velocidad está dada por la ecuación 1.4:

$$V_L \approx 0.9 \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.4)$$

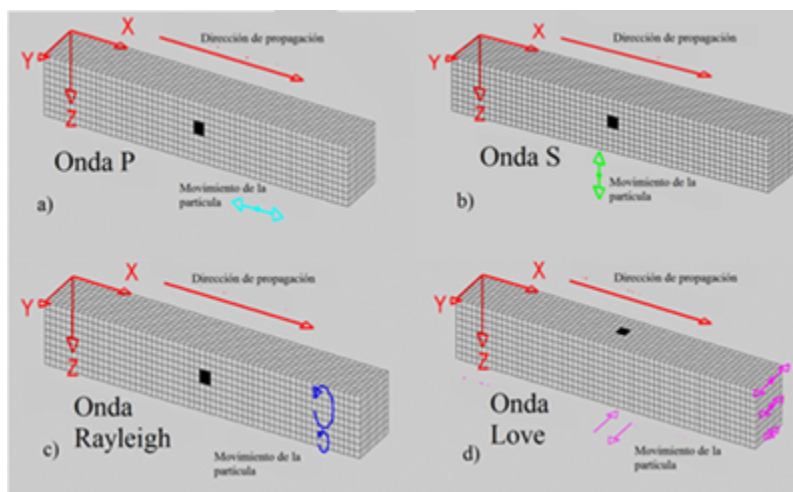


Figura 1.3 Diferentes tipo de ondas sísmicas generadas por un terremoto, a) movimiento longitudinal de la onda P; b) movimiento transversal de la onda S; c) movimiento elíptico retrógrado de la onda *Rayleigh*; y d) movimiento cortante de la onda *Love*.

1.2 Estructura Interna de la Tierra

Una de las principales aplicaciones de la sismología, es determinar las velocidades de las ondas sísmicas generadas por los movimientos telúricos y así, obtener un modelo de la estructura interna de la tierra basada en la configuración mineralógica, química y el estado termal de su interior (Stein and Wysession, 2003). Gracias al registro de las ondas sísmicas producidas por terremotos que arriban a cada una de las estaciones sismológicas, se ha podido generar un modelo preciso del interior de la tierra que se sabe es heterogéneo (Chelotti *et al.*, 2009). Si la Tierra fuera homogénea, las ondas de cuerpo viajarían en línea recta desde el hipocentro hasta cualquier punto de la superficie terrestre; sin embargo, la velocidad de las ondas sísmicas depende de las propiedades del medio como la densidad, rigidez e incompresibilidad. Cuando éstas varían en forma continua con la profundidad las ondas describen trayectorias curvas; en cambio, si varían en forma discontinua, se producen cambios bruscos en sus valores (como en la frontera entre dos materiales distintos) parte de la onda (o a veces

toda ella) puede ser reflejada por la discontinuidad (Nava, 1993).

Se conocen dos modelos de la estructura interna de la tierra, el primero se basa en sus características composicionales (Figura 1.4a) y el segundo, en sus propiedades físicas (Figura 1.4b); los cuales están asociados a la profundidad de origen de los diferentes sismos (Chelotti *et al.*, 2009):

- **Origen superficial:** hasta los 70 km de profundidad, en el dominio frágil de la litósfera.
- **Intermedios:** entre los 70 y los 250 km de profundidad, en el dominio plástico del manto superior dentro del cual se surmergen las cortezas oceánicas subductadas.
- **Profundos:** entre los 250 y 670 km de profundidad en el manto medio donde todavía las placas oceánicas no han sido asimiladas por completo al manto.

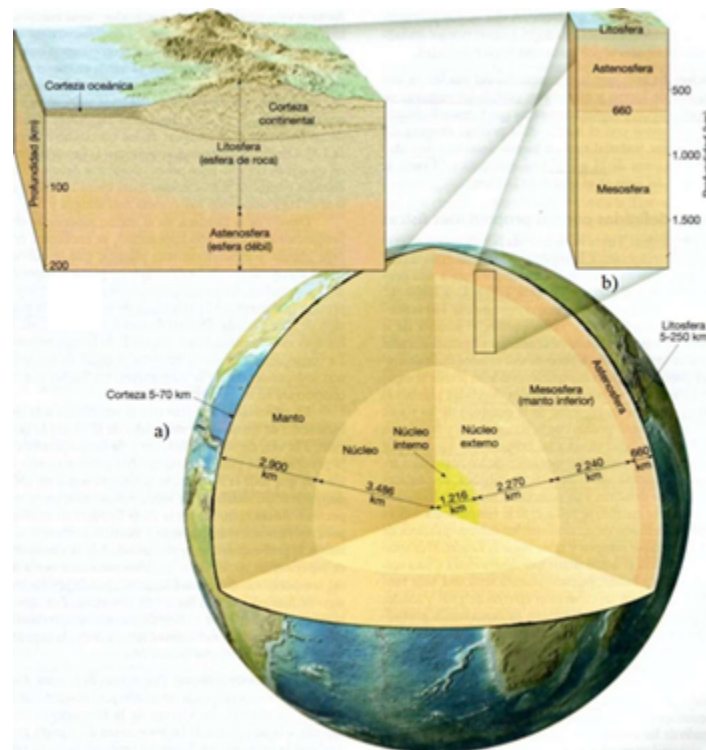


Figura 1.4 Modelo conocido de la estructura interna de la tierra, a) según las características composicionales de la tierra, se divide en tres capas: corteza, manto y núcleo; b) según sus propiedades físicas, se divide en cinco capas principales: litósfera, astenósfera, mesósfera, núcleo externo y núcleo interno (Tomada de Tarbuck and Lutgens, 2005).

1.2.1 Características Composicionales

Según su composición, el interior de la tierra está dividido en tres capas principales (Figura 1.4a):

1.2.1.1 Corteza

Es la parte más superficial de la tierra y está dividida en corteza oceánica y corteza continental. La primera es primordialmente de composición basáltica y tiene velocidades de las ondas P de unos 6.7 a 6.9 km/s, y su espesor medio es de unos 7 km. Por su parte, la corteza continental es de composición granítica, su espesor promedio varía entre los 30 y 40 km y, a profundidad presenta velocidades para ondas P de alrededor de los 6.0 a 6.5 km/s.

1.2.1.2 Manto

Es la capa entre la corteza y el núcleo, compuesto por roca silíceas, más ricas en hierro y magnesio que la corteza, que alcanza una profundidad promedio de 2900 kilómetros (Sorokhtin *et al.*, 2011). Mientras que el espesor de la corteza es una consecuencia de la convergencia horizontal de la superficie terrestre asociada a la formación de las montañas (Conrad, 2000), el espesor del manto ha sido propuesto como un proceso complejo que afecta también la formación de las montañas; sin embargo, al mismo tiempo se encuentra relacionado con la inestabilidad gravitacional de la densidad y el enfriamiento de la litósfera con respecto a la astenósfera caliente debajo de ella (Figura 1.5a) (Fleitout and Froidevaux, 1982; Houseman *et al.*, 1981).

Si el manto está suficientemente inestable, su parte inferior puede ser desplazada en un hundimiento de convección localizado que puede iniciar en la base del mismo (Howard, 1964)(Figura 1.5b), por consiguiente se elimina la litósfera fría y es reemplazada por el manto caliente que puede resultar en un levantamiento rápido de la superficie seguida por una extensión (Bird, 1979).

La figura 1.6 muestra que hay dos principales discontinuidades sísmicas en el manto, la primera discontinuidad se ubica a los 410 km de profundidad y es el resultado de la transición que hay del olivino a la espinela; y la segunda se encuentra a los 660 km de profundidad como consecuencia de la presencia de perovskita en el manto; ambas discontinuidades se deben al abrupto incremento de las densidades del manto y a los saltos en las velocidades sísmicas (Winter, 2001).

En el manto inferior, por debajo de 660 kilómetros, las velocidades sísmicas aumentan monótonamente con la profundidad hasta la región *D* que se encuentra a unos 200 km de distancia al límite entre manto y núcleo (Helfrich and Wood, 2001), siendo una región de baja gradiente de velocidades de las ondas sísmicas, que contiene estructuras de baja velocidad a gran escala y discontinuidades regionales (Lay *et al.*, 1998). Entre los 60 y 220 km de profundidad, se considera como la capa de baja velocidad debido a que las ondas sísmicas se ralentizan ligeramente, en comparación con la velocidad tanto por encima como por debajo de ella (Winter, 2001), el manto superior está compuesto principalmente por peridotita, una roca conformada por olivino, clinopiroxeno, ortopiroxeno y fases de aluminio que varían según la profundidad () (Frost, 2008)

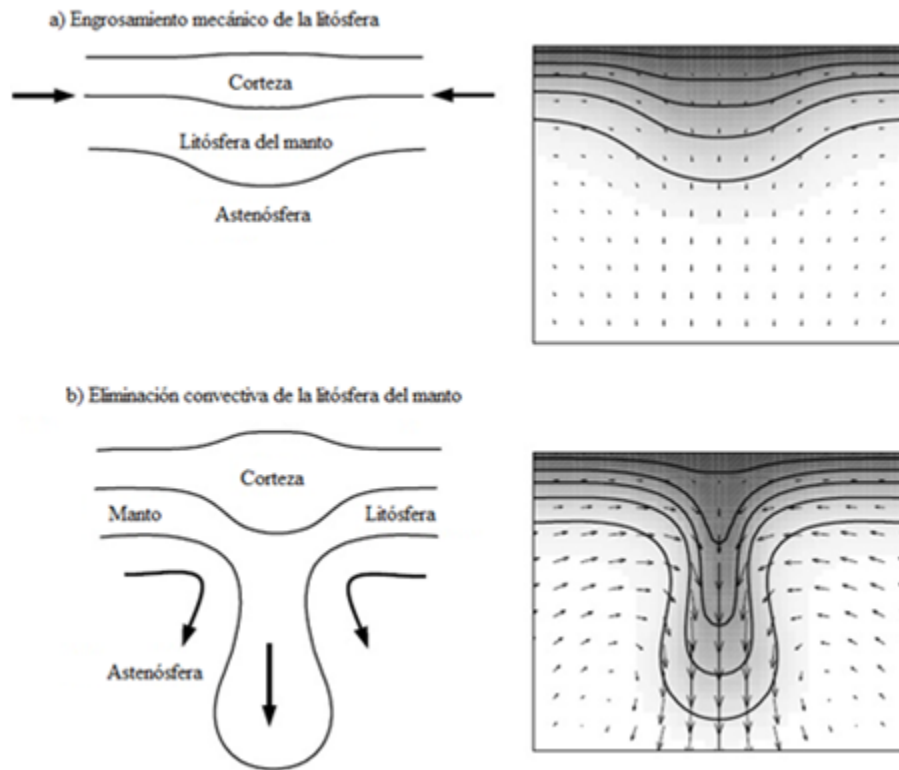


Figura 1.5 a) Acortamiento horizontal y engrosamiento de la litósfera, incluyendo una parte del manto. El engrosamiento mecánico debe mejorar con la inestabilidad gravitacional del enfriamiento, la densidad de la litósfera del manto con respecto a la astenósfera caliente que está por debajo, como se indica, b) La eliminación de la litósfera fría y reemplazamiento por el manto caliente puede causar un rápido levantamiento en la superficie. (Adaptado de Conrad, 2000).

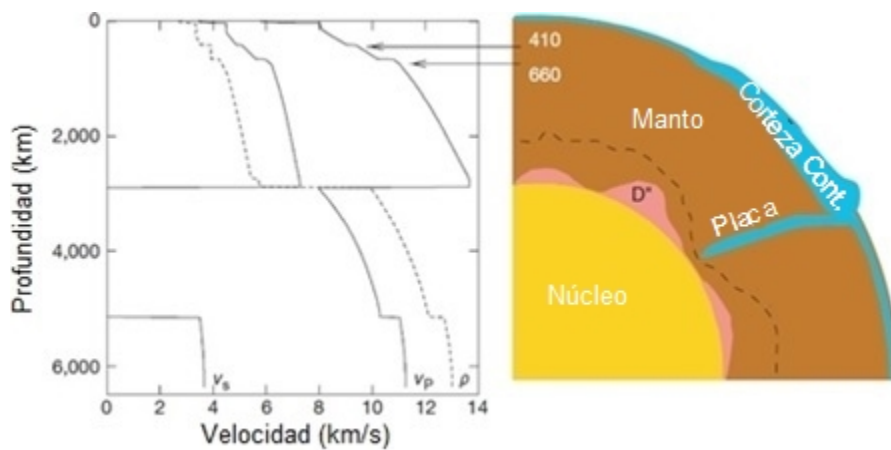


Figura 1.6 Las velocidades de las ondas sísmicas en la Tierra, muestran las principales discontinuidades a 410 y 660 km de profundidad, y la capa D'' en la base del manto. A la derecha se muestra una vista en corte de la Tierra, donde se evidencia una región de la corteza continental y una losa litosférica subducida extiende en el manto inferior. La capa D'' tiene un espesor irregular (Adaptada de Helfrich and Wood, 2001).

Mineral	Profundidad (km)	
Plagioclasa	< 30	
Espinela	30-70	↓ Transiciones
Granate	> 70	

Tabla 1.3 Variación en la profundidad de las fases de Al que componen las rocas silíceas del manto superior (Frost, 2008).

En la figura 1.7 se evidencian las zonas de transición de los minerales característicos del manto. Por una parte, la transición del olivino está asociada a las discontinuidades sísmicas que se conocen. La zona de transición da inicio a los 410 km de profundidad (14 GPa de presión) en donde el olivino comienza a transformarse en wadsleyita con una estructura más densa; el siguiente cambio se da a los 520 km de profundidad (17.5 GPa de presión) donde la wadsleyita se transforma en ringwoodite y finalmente a los 660 km de profundidad (24 GPa de presión) la ringwoodite se transforma en perovskita dando inicio al manto inferior (Frost, 2008).

Por otra parte, la transición también se realiza según los minerales ricos en Si y Al, en los primeros kilómetros del manto (3 GPa de presión) se tiene una roca peridotítica rica en granate; con el aumento de la presión tanto el ortopiroxeno como el clinopiroxeno se incorpora al granate como resultado de la transición en donde se libera Al y se acepta Mg, Fe y Si, y poco a poco se va convirtiendo en majorite. Aproximadamente a los 530 km de profundidad (18 GPa de presión) la perovskita comienza a salir del granate y finalmente a los 660 km de profundidad (24 GPa) el granate se transforma completamente en perovskita donde el contenido de aluminio aumenta durante los primeros 50 km del manto inferior.

El rango de profundidad de la fusión parcial del manto inferior, sin embargo, está limitada por un comportamiento de fusión que es significativamente diferente de la de la zona del manto y de transición superior, debido a las estructuras totalmente diferentes de los materiales (Boehler, 2000). A pesar de que la composición química exacta del manto inferior no se conoce, se puede suponer que hay tres componentes principales: *perovskita* rica en Mg y Fe, y magnesiowustita, lo que representa alrededor del 90 %, y *perovskita* cálcica (Kesson *et al.*, 1998).

La velocidad de la onda P en el manto superior está entre 7 y 8 km/s. Las velocidades sísmicas en los primeros 150 km del manto inferior exhiben un alto gradiente. Esto es probablemente debido a la transformación continua de solución sólida granate (granate más *majorite*) a *perovskita* y γ -espinela a *perovskita* más (Mg, Fe)S. Las reacciones que implican la estructura ilmenita también pueden estar implicados (Anderson, 1989). Entre aproximadamente 800 y 2.600 kilómetros de profundidad, el manto parece ser relativamente homogéneo, aunque se registra un ligero aumento de FeO con la profundidad (Gaffney y Anderson, 1973).

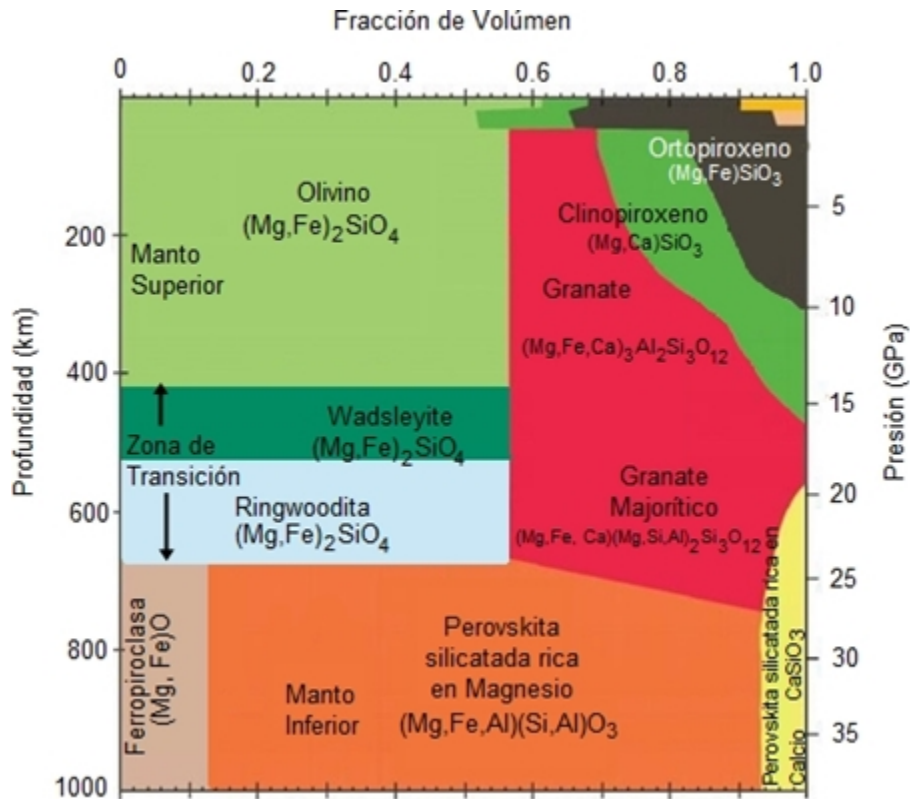


Figura 1.7 Transiciones del Olivino y los minerales ricos en Si y Al dependiendo de la profundidad y la presión (Adaptada de Frost, 2008).

1.2.1.3 Núcleo

Se encuentra separado del manto gracias a la discontinuidad de *Gutenberg* y aproximadamente a los 5150 km de profundidad se encuentra la discontinuidad de *Lehmann* que separa el núcleo externo del núcleo interno. Se cree que la composición del núcleo es una aleación de hierro y níquel con cantidades menores de oxígeno, silicio y azufre, elementos que forman fácilmente compuestos con el hierro (Tarbuck and Lutgens, 2005). En el núcleo externo, aumenta la densidad (de 5.5 a 10 g/cm^3) pero disminuye drásticamente la velocidad de las ondas P (de 10.5 a 8.0 km/s) y las ondas S no se propagan, lo que indica que el material del núcleo externo es líquido. El núcleo interno es sólido y llega hasta el centro de la Tierra situado a 6371 km de profundidad (radio ecuatorial), aquí tanto la densidad como la velocidad de las ondas P aumentan y las ondas S vuelven a propagarse.

Las tres discontinuidades mencionadas anteriormente (*Mohorovicic*, *Gutenberg* y *Lehmann*) han sido determinadas a partir de la alteración del curso de las ondas sísmicas de cuerpo (P y S) (Chelotti *et al.*, 2009), tanto por los cambios de velocidad como por la refracción y reflexión que dichos límites ocasionan en los frentes de onda (o su correlativa visualización mediante rayos).

1.2.2 Propiedades Físicas

Además de las capas definidas según su composición, se pueden establecer otras capas que se definen en relación con la presión, la temperatura, la densidad y el estado (líquido o sólido) en que se encuentran. Estas capas son: litosfera, astenósfera, mesosfera y endosfera (núcleo externo e interno), que se describen a continuación:

1.2.2.1 Litósfera

Es la capa más superficial de la Tierra que está formada por la corteza y por la parte más superficial del manto. Su espesor medio es de 100 Km, aunque puede alcanzar hasta unos 250 Km en zonas de grandes cadenas montañosas, lo cual se debe al fenómeno de isostasia. Su parte inferior tiene idéntica composición que la astenósfera, capa sobre la cual se apoya.

1.2.2.2 Astenósfera

Corresponde a la parte del manto superior que se encuentra entre la litósfera y el manto inferior o mesósfera (660 km). Los 150 Km más superficiales se encuentran en unas condiciones de fusión parcial, y definen un canal de baja velocidad en donde hay un descenso de la velocidad de las ondas sísmicas cuando lo atraviesan. La fusión parcial dentro de la astenósfera hace que se formen magmas que ascienden hacia la litósfera. Su composición mineralógica es idéntica a la del resto del manto. Tiene un comportamiento plástico.

1.2.2.3 Mesósfera

Es la capa más rígida que se encuentra ubicada entre los 660 y los 2900 km de profundidad, correspondiendo al manto inferior. A pesar de su resistencia, las rocas de la mesosfera están todavía muy calientes y son capaces de fluir de una manera muy gradual. En el límite entre el manto y el núcleo, en los 200 km inferiores, hay una región conocida como «capa D» donde la velocidad de las ondas P experimenta un descenso importante.

1.2.2.4 Endósfera

Corresponde a la zona del núcleo (externo e interno). Está compuesto principalmente por una aleación de hierro y níquel, se divide en dos regiones que muestran resistencias mecánicas muy distintas. Por una parte, el núcleo interno se comporta rígidamente como un sólido; mientras que el núcleo externo, se comporta como un fluido, donde se cree que puede haber corrientes de convección que explican la existencia del campo magnético terrestre, las cuales son provocadas por la diferencia de temperaturas causadas por la distinta acumulación de elementos radiactivos.

Capítulo 2

Sismicidad

2.1 Tectónica de Placas

La sismicidad que se produce en la litosfera terrestre está inducida por la liberación súbita de la energía que se encuentra acumulada en las rocas y que se libera cuando los esfuerzos a los que está sometida la litosfera, producen el movimiento a lo largo de una falla. La mayoría de estas fuerzas están relacionadas con el movimiento de las placas tectónicas. Esta teoría considera que la litósfera está dividida en un conjunto de placas rígidas que se desplazan una respecto a la otra (Figura 2.1), con velocidades de pocos centímetros por año (Vidal, 1994). Dichas placas son arrastradas por corrientes magmáticas del manto y empujadas por la nueva corteza que se forma en ciertas aberturas, principalmente submarinas (Rosenblueth *et al.*, 1992).

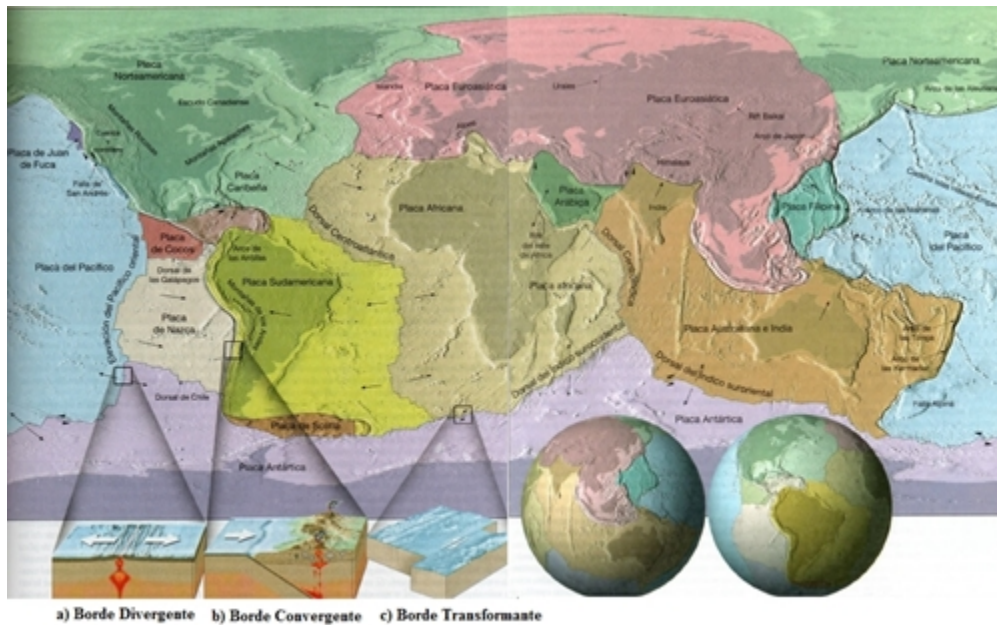


Figura 2.1 Distribución de las placas tectónicas en el mundo, y tipo de bordes entre ellas: a) borde divergente, las placas se separan, b) borde convergente, la placa oceánica subduce a

la placa continental, y c) borde transformante, las dos placas se desplazan lateralmente una respecto a la otra. (Tomado de Tarbuck and Lutgens, 2005)

Las placas principales reciben el nombre del continente sobre el que se encuentran (Placa Norteamérica, Placa Suramericana, y Placa Antártica) y son de gran extensión. Por otra parte, las placas secundarias son más pequeñas, pero no menos importantes en cuanto a la influencia que tienen sobre la estructura del planeta (Placa de Juan de Fuca) (Figura 2.1). La actividad geológica proviene de la interacción que se produce a lo largo de los bordes de las placas cuando éstas se acercan o separan (Tarbuck and Lutgens, 2005), allí se produce una zona relativamente estrecha de deformación donde se concentra la actividad sísmica, que da lugar a los terremotos tectónicos (Vidal, 1994). Estos bordes a su vez, indican cómo es el movimiento que se produce entre las placas y condicionan el tipo de actividad sísmica que se origina en ellos.

2.1.1 Bordes de Placa

Los bordes entre placas son de tres tipos:

- **Bordes divergentes:** las placas se separan (Figura 2.1a)
- **Bordes convergentes:** se produce la subducción (Figura 2.1b)
- **Bordes transformantes:** ocurre un desplazamiento lateral de una placa respecto a la otra (Figura 2.1c)

2.1.1.1 Bordes divergentes

Generalmente se presentan en zonas de corteza oceánica y se sitúan a lo largo de las dorsales oceánicas en donde las placas se separan dando origen a una nueva corteza, por lo que también se consideran bordes de placas constructivos (Tarbuck and Lutgens, 2005) (Figura 2.2). La sismicidad que se encuentra asociada a éstos bordes evidencia los procesos termodinámicos y mecánicos que controlan la evolución de la corteza oceánica (Vidal, 1994).

Este tipo de borde también se conoce como centros de expansión, porque es donde se produce la expansión del fondo oceánico debido a que a medida que las placas se van separando, las fracturas que se crean se llenan con roca fundida (magma) que va ascendiendo desde el manto caliente que se sitúa debajo. Este magma se enfría gradualmente generando una roca dura produciendo nuevos fragmentos de fondo oceánico.

2.1.1.2 Bordes convergentes

Cuando se produce la nueva litósfera, gracias al ascenso del magma que se da por el movimiento de las placas con bordes divergentes, las porciones más antiguas de la corteza oceánica descienden al manto y se empiezan a fundir. Dicho descenso ocurre en las placas con bordes convergentes, las cuales se mueven una hacia la otra y el movimiento se ajusta con el deslizamiento de una placa bajo la otra. La convergencia puede darse entre placa

oceánica y continental (Figura 2.3a) donde la litósfera oceánica se introduce bajo la placa continental, y se generan grandes terremotos superficiales (0 a 60 km), intermedios (60 a 300 km) y profundos (300 a 700 km) (Vidal, 1994); entre placas oceánicas (Figura 2.3b) donde una de las dos se subduce por debajo de la otra y se genera la actividad volcánica oceánica; y entre placas continentales (Figura 2.3c) donde no ocurre una completa subducción y los dos bloques colisionan, como ocurrió cuando la India como placa independiente chocó con Asia dando origen a la formación del Himalaya (Tarbuck and Lutgens, 2005).

2.1.1.3 Bordes transformantes

También se conocen como los bordes pasivos porque las placas se mueven de manera lateral una respecto a la otra, sin producir ni destruir litósfera, pero producen terremotos de gran magnitud (Vidal, 1994). Generalmente, las fallas que se generan por éste tipo de bordes desplazan dos segmentos alineados de una dorsal oceánica (Figura 2.4); sin embargo, también se generan en los bordes de placa, como la falla de San Andrés, que se encuentra en el límite entre la placa del Pacífico y la placa Norteamericana, separando la una de la otra.

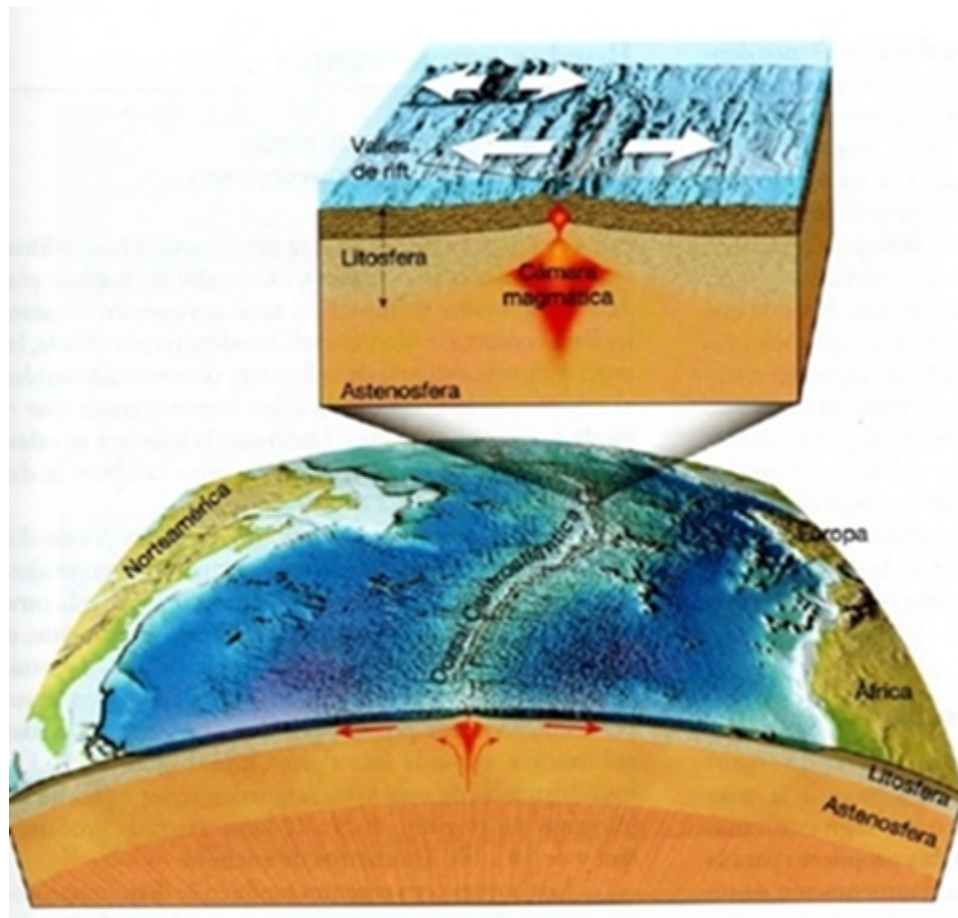


Figura 2.2 Borde de placas divergentes a lo largo de la Dorsal Centroamericana. El magma (cámara magmática) va ascendiendo desde el manto hasta la corteza, para llenar la fractura que se genera a partir de la separación de las placas. (Tomado de Tarbuck and Lutgens, 2005).

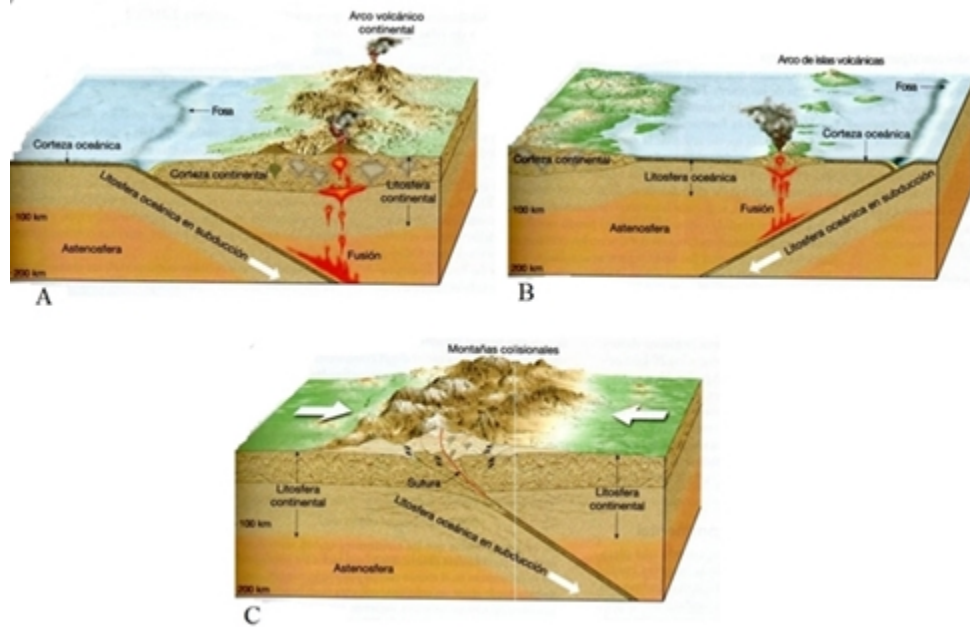


Figura 2.3 Bordos de placas convergentes, y su movimiento según las placas que interactúan. a) convergencia entre placa oceánica y placa continental, b) convergencia entre dos placas oceánicas y c) convergencia entre dos placas continentales. (Tomado de Tarbuck and Lutgens, 2005).

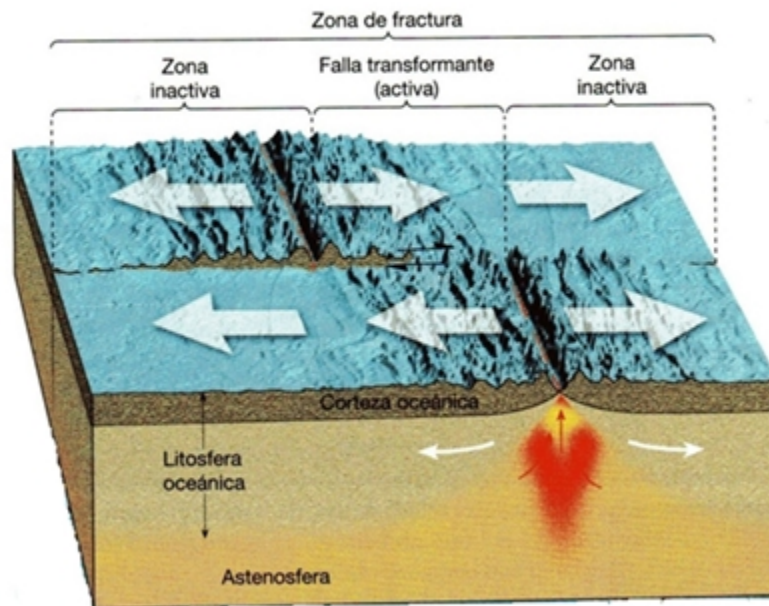


Figura 2.4 Borde de placas transformantes en dónde se aprecia el movimiento lateral a ambos lados de la falla (Tomado de Tarbuck and Lutgens, 2005).

2.1.2 Cinturón de Fuego del Pacífico

Está situado en las costas del océano Pacífico y se caracteriza por concentrar algunas de las zonas de subducción más importantes del mundo, lo que ocasiona una intensa actividad sísmica y volcánica en las zonas que abarca, siendo una región de numerosos sismos y erupciones volcánicas alrededor de la cuenca del Pacífico (Hixson, 2003). Tiene una extensión de 40.000 kilómetros e inicia con los Andes, una cadena montañosa que viene desde las costas del sur de Chile, sigue por las sierras del Perú y Ecuador y finalmente llega a las cordilleras de Colombia (Duque, 2006) y continúa por los territorios de Panamá, Costa Rica, Nicaragua, Honduras, El Salvador, Guatemala, México, costa occidental de los Estados Unidos y Canadá, gira al oriente por Islas Aleutianas y desciende nuevamente por las costas e islas de Rusia oriental, China, Japón, Taiwán, Filipinas, Indonesia, Australia y Nueva Zelanda (Figura 2.5)

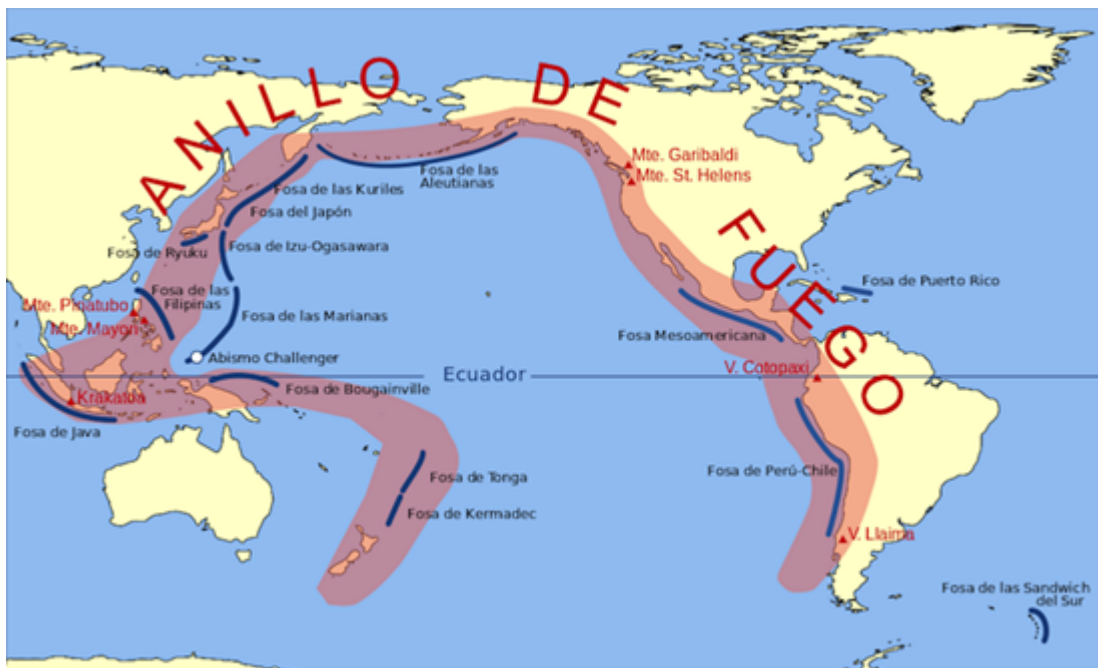


Figura 2.5 Localización del Cinturón del fuego a lo largo de la cuenca del Océano Pacífico.

El cinturón de fuego se formó debido a la actividad de las placas tectónicas y teniendo en cuenta que en sus límites tiende a concentrarse una gran cantidad de actividad geológica, es normal que a lo largo del cinturón se hayan acumulado numerosos volcanes y se generen intensos terremotos. Allí se tienen 75 por ciento de los volcanes activos del mundo, y en él se produce hasta el 90 por ciento de los terremotos.

2.2 Sísmicidad en Colombia

Debido a la posición geográfica de Colombia, la actividad sísmica dentro del país es bastante fuerte y activa. Además de encontrarse dentro del cinturón de fuego del Pacífico, también está influenciado por el movimiento de las placas de Nazca y Caribe, las cuáles

se subducen por debajo de la Suramericana, placa sobre la cual se encuentra situado el territorio colombiano (Figura 2.6); dicha actividad hace que se presenten numerosas fallas en la zona de la Cordillera de los Andes, la cual se originó por la colisión de las placas tectónicas Suramérica y Nazca debido a que a lo largo de la franja de choque de las placas (zona de subducción), las presiones acumuladas hacen que las rocas se fracturen súbitamente; el rompimiento se traduce en vibraciones que son más fuertes en la medida en que la zona de falla sea mayor (CAN *et al.*, 2009).

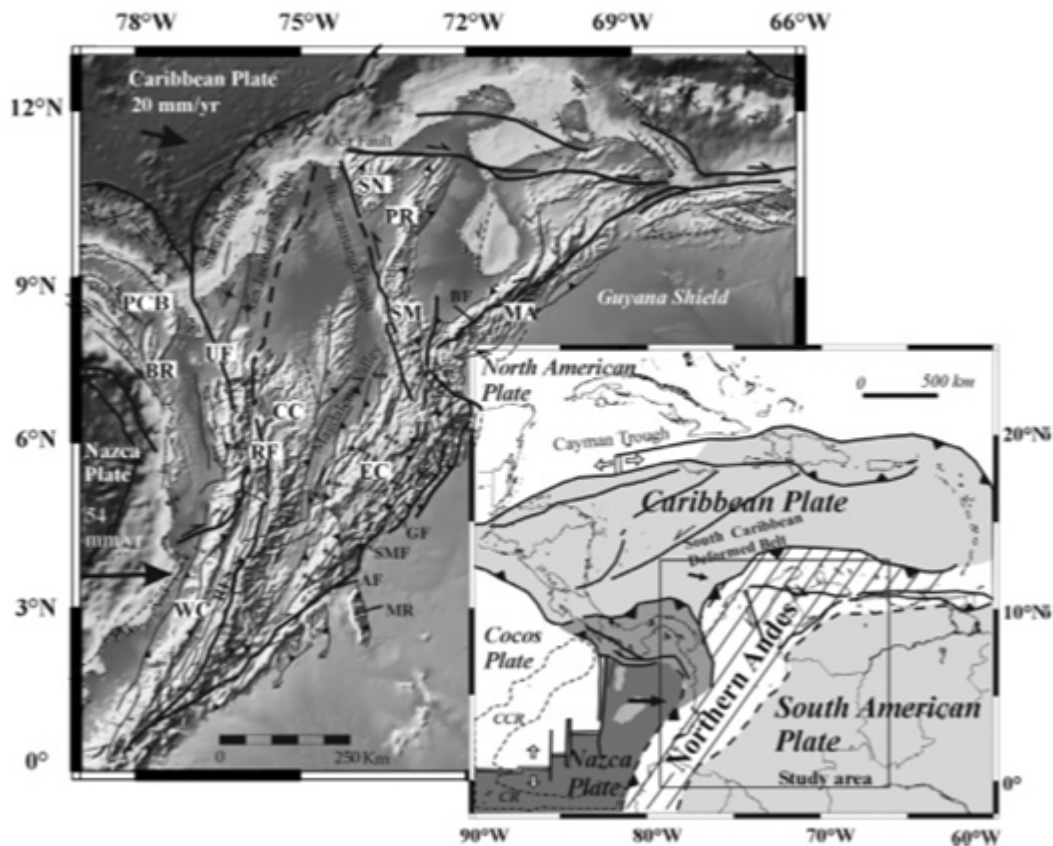


Figura 2.6 Ubicación de las placas de Nazca, Caribe y Suramericana; en dónde se ilustra el borde convergente entre Nazca-Suramericana, Caribe-Suramericana, dando a entender la subducción que ocurre (Tomado de Cortés *et al.*, 2006).

Las fuentes sismogénicas presentes en Colombia (Figura 2.7) pueden ser de tres clases:

- **Fuentes de subducción:** Están asociadas a las zonas de subducción pertenecientes al Cinturón de Fuego del Pacífico. Los hipocentros de sismos generados por la subducción, se sitúan a diferente profundidad sobre el Plano de Benioff (Benioff, 1949), aquellos de poca profundidad están relacionados con el inicio de la subducción y tienen su origen en la distensión que se produce cuando la placa que subduce se curva. Los sismos de profundidad media se relacionan con la liberación de las tensiones acumuladas por fricción entre las placas. Los sismos profundos se atribuyen a un proceso de contracción debido a la rápida aparición de estructuras cristalinas compactas.

- **Fuentes corticales generalizadas:** Estas fuentes están asociadas a los sistemas de fallas, entre los cuales se encuentran el Sistema de Fallas de Romeral, el Sistema de Fallas Cauca-Patía, el Sistema de Fallas del Margen Llanero, el Sistema de Fallas Santamarta-Bucaramanga, entre otras, y fallas potencialmente activas (Duque, 2007)
- **Fuentes de sismicidad intermedia:** Están asociadas a zonas de acumulación inusual de actividad sísmica, específicamente, el Nido Sísmico de Bucaramanga.

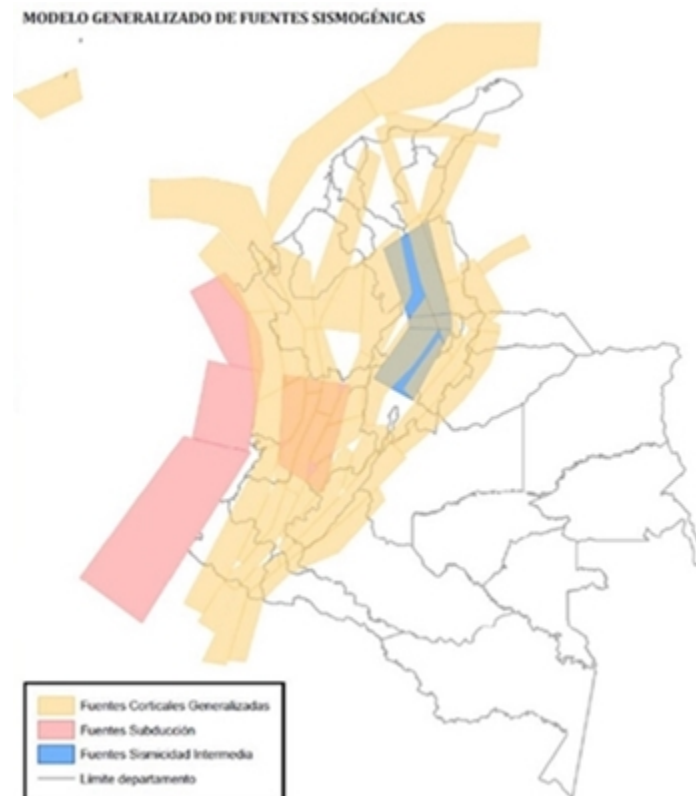


Figura 2.7 Distribución de las fuentes sísmogénicas en el territorio Colombiano. (Tomada de la Red Sismológica Nacional de Colombia).

2.2.1 Sismicidad en Santander

La franja sísmica en el departamento de Santander empieza en dónde la cordillera oriental tiene su cambio brusco de orientación (Figura 2.8), por los cauces de los ríos Chicamocha y Suárez posiblemente causada por los Sistemas de Falla presentes en la zona (Santa Marta – Bucaramanga, Suárez, Boyacá - Belén, Gachetá – Chicamocha, Carmen, San Vicente, Salinas)(Gómez-Padilla, 1980). Según estudios realizados por Coral – Gómez (1990), la sismicidad de Santander está sometida a condiciones de compresión subecuatorial que a su vez está condicionada al crecimiento de los esfuerzos tectónicos en la curva que se forma cuando la Cordillera Oriental cambia su orientación de NNE a NNO. En esa misma zona pero profundidades intermedias, entre los 120 y 180 kilómetros se encuentra en Nido Sísmico de Bucaramanga.

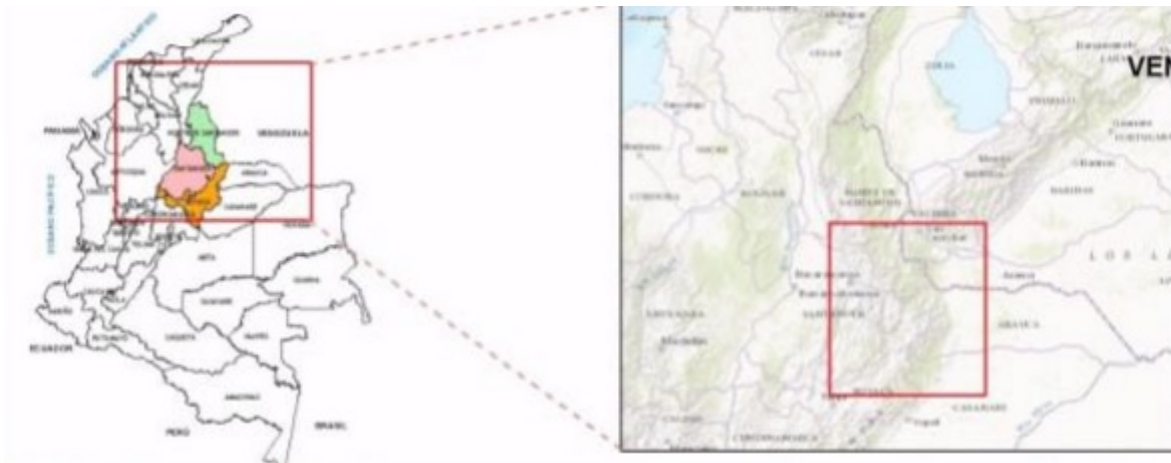


Figura 2.8 Franja sísmica del Nido de Bucaramanga ubicada en la zona en dónde la Cordillera Oriental cambia su dirección.

2.2.1.1 Nido Sísmico de Bucaramanga

Un nido sísmico es una región en donde se puede observar una concentración inusual de actividad sísmica de manera más o menos continua, y con mayor intensidad que en las zonas adyacentes, teniendo en cuenta que los hipocentros se encuentran concentrados en un pequeño volumen (Zarifi and Havskov, 2003) Los nidos intermedios o profundos están relacionados con las zonas de subducción; dentro de los cuáles se encuentran los nidos de Bucaramanga en Colombia, Vrancea en Rumania, y Hindu Kush en Afghanistan (Tryggvason and Lawson, 1970; Dewey, 1972; ; Frohlich et al., 1995); sin embargo, algunos autores han sugerido otros tres nidos sísmicos: Ecuador, Chile – Argentina y Fiji (Schneider *et al.*, 1987) (Fig 2.9).

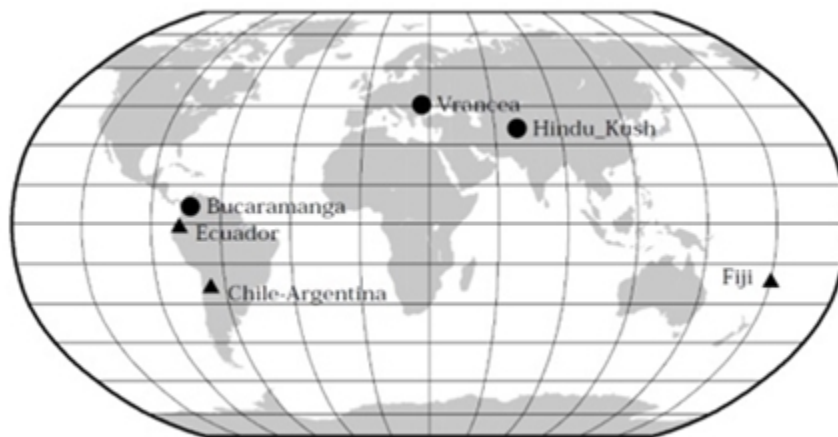


Figura 2.9 Localización de los nidos sísmicos en el mundo, teniendo en cuenta que los círculos corresponden a los nidos sísmicos conocidos y los triángulos, a los sugeridos (Tomado de Zarifi and Havskov, 2003).

El Nido Sísmico de Bucaramanga está situado en la parte nororiental del territorio colombiano (Zarifi and Havskov, 2003) (Figura 2.10), corresponde a la zona en dónde se encuentra una concentración única de actividad sísmica en el territorio colombiano (Prieto *et al.*, 2012), siendo el epicentro de los sismos de la zona de Santander que tienen su origen a profundidades mayores a los 120 km bajo la superficie terrestre (Perico-Martinez and Perico-Granados, 2014), registrándose aproximadamente un sismo con magnitud 4.7 por mes cerca de la ciudad de Bucaramanga (Prieto *et al.*, 2012).

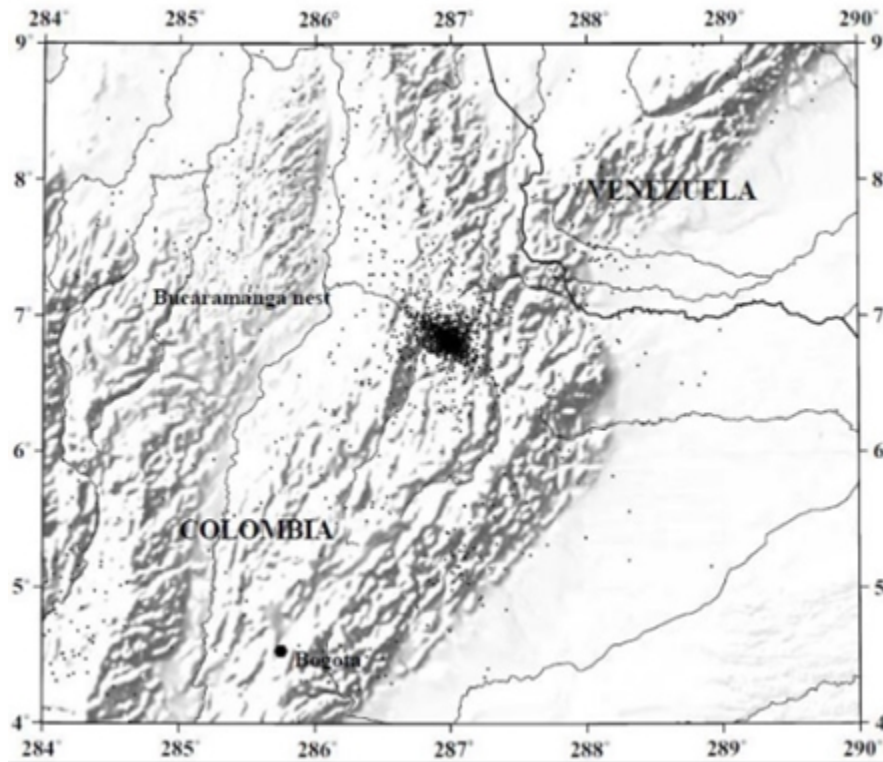


Figura 2.10 Localización del Nido Sísmico de Bucaramanga al nororiente del territorio colombiano (Tomado de Zarifi and Havskov, 2003).

El nido sísmico de Bucaramanga se caracteriza por gran actividad concentrándose en un volumen mucho más pequeño que los otros nidos a profundidades intermedias de la misma clase (nidos de Vrancea e Hindu Kush) (Schneider *et al.*, 1987; Zarifi and Havskov, 2003) (Figura 2.11); lo cual está asociado a la complejidad tectónica del territorio Colombiano (Zarifi and Havskov, 2003). Según los últimos modelos tectónicos de Colombia, se presenta una compleja deformación debido a la convergencia de cuatro placas (Taboada *et al.*, 2000): El bloque Norte de los Andes que hace parte de la Placa de Suramérica, el bloque de Panamá, el Caribe y la Placa de Nazca (Figura 2.12).

Debido a esta misma complejidad, se han generado diversos modelos que difieren entre ellos hasta estar en total desacuerdo uno del otro (Prieto *et al.*, 2012) por lo que es difícil establecer a qué bloque se encuentra relacionado el nido sísmico. Uno de los modelos sugiere que la placa del Caribe subduce hacia el sureste y el nido está localizado ahí, así mismo

la placa de Nazca subduce hacia el este pero al sur del nido (Cortes and Angelier, 2005; Pennington, 1983; Taboada et al., 2000). El segundo modelo propone que el nido sísmico se encuentra en la placa de Nazca, en el segmento redefinido como el Bloque de Bucaramanga (Van der Hilst and Mann, 1994); y el tercer modelo sugiere que la colisión entre ambas placas (Nazca y Caribe) es la causante de la sismicidad en el nido de Bucaramanga (Zarifi *et al.*, 2007).

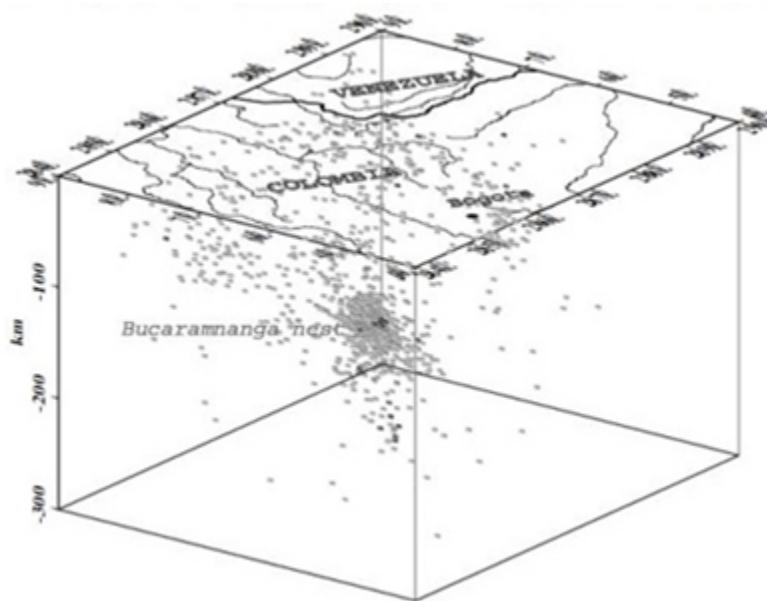


Figura 2.11 Vista en 3D del nido sísmico de Bucaramanga, en donde se aprecia que la mayor concentración de hipocentros se da entre los 120 y 180 kilómetros de profundidad; y los sismos más superficiales no se encuentran concentrados en una sola zona (Tomado de Zarifi and Havskov, 2003).

Hay dos bloques que se subducen bajo el territorio colombiano y al oeste de Venezuela, el bloque del norte tiene un ángulo de inmersión de 17° y alcanza una profundidad de 275 km (Van der Hilst and Mann, 1994) correlacionándose con la subducción de la placa Caribe en el cretácico tardío. El segundo bloque se encuentra más al sur, y tiene un ángulo de inmersión de 50° , alcanzando una profundidad hasta de 500 km, que se correlaciona con la subducción de la placa de Nazca. El nido sísmico está ubicado en éste segundo bloque con una dirección de inmersión promedio de 109° (Van der Hilst and Mann, 1994).

Estudios posteriores en la misma zona, indican que ambos bloques tienen diferente ángulo de inmersión entre ellos (Zarifi *et al.*, 2007); el bloque norte tiene un ángulo de 25° y el bloque sur, de 50° . El ángulo de inmersión del bloque del Nido Sísmico es de 29° , que se correlaciona con el bloque norte. Por su parte, la sismicidad en la placa del Caribe se da entre los 130 y 160 km (Zarifi *et al.*, 2007), en donde los mecanismos focales del nido sísmico para eventos reportados por NEIC (National Earthquake Information Center) con magnitud igual o mayor que 4, sugiere un proceso complejo de fracturamiento que incluye eventos de desgarre (Vargas *et al.*, 2011), mientras que la sismicidad para la placa de Nazca está alrededor de los 150 kilómetros.

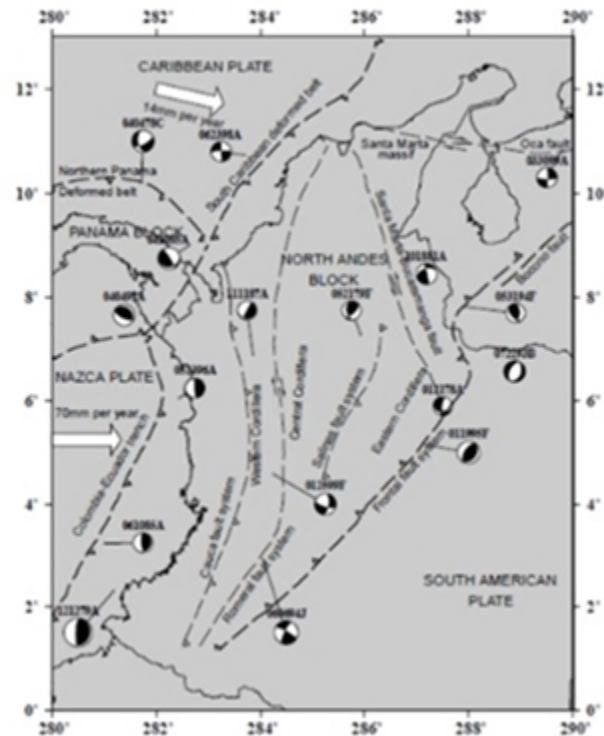


Figura 2.12 Principales características tectónicas en Colombia (Tomado de Ojeda and Havskov, 2001).

Una de las explicaciones que más favorecen el origen del Nido Sísmico, es la generación y migración de fluido acompañado de cambios de fase debido a la subducción de una dorsal oceánica o un arco de isla (Pennington, 1981); lo cual significa que la región se debilita por la migración de fluido activo, el cual es movilizado por el calentamiento y el cizallamiento a lo largo de los bloques de subducción (Schneider *et al.*, 1987; Shih *et al.*, 1991; Van der Hilst and Mann, 1994); o también, puede deberse a un complejo campo de tensión dentro del nido (Zarifi and Havskov, 2003).

La frecuente actividad sísmica se empezó a registrar en una compilación de los sismos ocurridos en el territorio Colombiano desde el S. XVI hasta el año 1963, en donde de los 597 sismos registrados, 111 tienen epicentro en territorio Santandereano (Ramírez, 1969) (Tabla 2.1), y se puede observar que a mayor concentración de sismos se localiza en Barrancabermeja y San Vicente. Hasta 1974, la actividad sísmica en el territorio Colombiano continuó y los registros muestran una constante y alta tasa de actividad en la zona del Macizo de Santander en donde además de destacarse Barrancabermeja y San Vicente como epicentros, también están Umpalá, Pamplona y Los Santos, como zonas de alta frecuencia de sismos (Salcedo, 1999).

Lugar	Número de sismos	Intensidad*	Profundidad (km)
Barrancabermeja	35	II	127 - 200
San Vicente	28	II	35 - 200
Umpalá	4	I	166 - 176
Los Santos	3	I	150
Betulia	3	I	No definida
Piedecuesta	3	I	143
San Andrés	2	I	221
Aratoca	2	I	108
Zapatoca	2	I	No definida
San Luis	2	I	No definida
Socorro	2	I	No definida
Curití	2	I	No definida
Girón	2	I	No definida
La Gómez	1	I	No definida
San Gil	1	I	No definida
Charalá	1	I	183
El Centro	1	II	150
San José	1	I	No definida
Capitanejo	1	I	No definida
Matanza	2	I	No definida
Güepsa	1	II	150
El Playón	1	I	No definida
Infantas	1	I	No definida

Tabla 2.1 Un total de 111 terremotos ocurridos en el departamento de Santander entre los años 1566 y 1963 (Tomada de Salcedo, 1999) en dónde se utilizó una escala triple con equivalencia a la escala de intensidad de Mercalli modificada, siendo I los grados III, IV y V; y II los grados VI, VII y VIII.

A partir de ésta continua actividad sísmica en la zona de Santander, se realizaron diversas campañas sismológicas para la detección de sismos en zonas próximas al Nido de Bucaramanga. Entre 1963 y 1968 se registraron alrededor de 220 sismos de magnitud promedio por debajo de 4.5 (Tryggvason and Lawson Jr., 1970). En 1976, el número de sismos asociados al Nido Sísmico que fueron registrados, fue 20 con magnitudes menores a 4.2 (Pennington *et al.*, 1981). Después de que se instaló una estación sismológica permanente en Bucaramanga, el registro de sismos cerca de la zona fue mucho más preciso; entre 1978 y 1980 se registraron 1725 sismos de los que 742 tuvieron epicentro en el Nido, con magnitud promedio menor de 4.7 y profundidades entre los 110 y 160 km (Gómez-Padilla, 1980). En 1985 se utilizaron alrededor de 16 estaciones sismológicas y se registraron 92 eventos asociados al Nido Sísmico de Bucaramanga (Rivera, 1989); mientras que hacia 1983 se utilizaron 12 estaciones, registrándose 140 sismos que se generaron en un limitado volumen de 128 km³ (Schneider *et al.*, 1987).

De manera general, la actividad sísmica presente en el Nido de Bucaramanga, es bastante

continúa; sin embargo, en promedio su magnitud no pasa de 4.7; de manera que se consideran sismos débiles a intermedios. Por su parte, se generan en un volumen relativamente pequeño a grandes profundidades (160-180 km) por lo que la energía sísmica que alcanza a llegar a la superficie es bastante débil, debido a que ya se ha disipado la mayor parte de ella debido a los procesos físicos que ocurren dentro de la tierra (Salcedo, 1999).

En la tabla 1.5 se registran 46 de los sismos más importantes ocurridos en el departamento de Santander entre Octubre de 2014 y Mayo de 2016, registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RNSC), de los cuáles 37 (cerca del 80 %) tienen su ocurrencia con epicentro en Los Santos (zona que en superficie se encuentra aproximadamente ubicada sobre el Nido Sísmico de Bucaramanga) y entre los 130 y 180 kilómetros de profundidad, encontrándose dentro del rango en dónde se presenta la alta actividad sísmica característica del enjambre sísmico.

Lugar	Fecha	Mw	Profundidad
Los Santos	Octubre 10 de 2014	4.3	155
Los Santos	Noviembre 20 de 2014	4.5	153.4
Los Santos	Noviembre 25 de 2014	5.1	153.4
Los Santos	Febrero 24 de 2015	4.5	153
Los Santos	Marzo 10 de 2016	6.3	158
Zapatoca	Abril 28 de 2016	3.5	141.8
Los Santos	Abril 29 de 2016	3.4	144
Cimitarra	Mayo 1 de 2016	2.7	Superficial ≤ 30
Los Santos	Mayo 1 de 2016	2.6	142.7
Los Santos	Mayo 2 de 2016	2.3	137.6
Zapatoca	Mayo 3 de 2016	2.5	153.5
Los Santos	Mayo 4 de 2016	2.6	144
Los Santos	Mayo 4 de 2016	3.3	149.1
Los Santos	Mayo 4 de 2016	2.6	144.1
Los Santos	Mayo 5 de 2016	2.6	146.1
Los Santos	Mayo 5 de 2016	2.2	143.4
El Playón	Mayo 6 de 2016	4	132.3
Los Santos	Mayo 6 de 2016	2.5	144
Los Santos	Mayo 6 de 2016	2.6	141.4
Los Santos	Mayo 7 de 2016	3.5	142.4
Los Santos	Mayo 7 de 2016	2.9	145.4
Los Santos	Mayo 7 de 2016	3.1	144.4
Los Santos	Mayo 7 de 2016	2.5	147.8
Los Santos	Mayo 7 de 2016	3.5	140.7
Onzaga	Mayo 7 de 2016	2.5	Superficial ≤ 30
San Joaquín	Mayo 7 de 2016	3.9	Superficial ≤ 30
Los Santos	Mayo 7 de 2016	2.9	143.7
Los Santos	Mayo 8 de 2016	3.6	145
Los Santos	Mayo 8 de 2016	3.3	151.2

Lugar	Fecha	Mw	Profundidad
Los Santos	Mayo 8 de 2016	3.5	143
Los Santos	Mayo 8 de 2016	2.5	144.6
Los Santos	Mayo 9 de 2016	2.2	145.5
Los Santos	Mayo 9 de 2016	2.6	147.4
Los Santos	Mayo 9 de 2016	3.6	146.7
Matanza	Mayo 9 de 2016	3.3	Superficial ≤ 30
Los Santos	Mayo 10 de 2016	3.3	145
Puerto Wilches	Mayo 10 de 2016	3.5	Superficial ≤ 30
Los Santos	Mayo 11 de 2016	4.2	158.2
Los Santos	Mayo 11 de 2016	2.3	143.2
Los Santos	Mayo 12 de 2016	2.6	147.4
Los Santos	Mayo 12 de 2016	3.7	147.3
Contratación	Mayo 12 de 2016	3.6	115.4
Los Santos	Mayo 13 de 2016	3.7	142.8
Los Santos	Mayo 13 de 2016	3.9	149.4
Los Santos	Mayo 13 de 2016	3.5	147.6
Los Santos	Mayo 14 de 2016	2.9	142

Tabla 1.5 Terremotos en el Departamento de Santander entre Octubre de 2014 hasta Mayo de 2016 (Datos tomados de la RSNC).

Capítulo 3

Tomografía Sísmica

La tomografía sísmica es un método iterativo que permite reconstruir una imagen de la estructura interna de la Tierra a partir de múltiples observaciones de los tiempos de viaje de las ondas entre la fuente sísmica y los receptores colocados en diferentes localizaciones geográficas (Becerra, 2008). Para lograrlo, es necesario tener en cuenta las características de la onda, que dependen de la fuente sísmica y el medio de propagación. Dichas características son, por ejemplo: el tiempo de llegada, la amplitud, la forma de la onda, la frecuencia, la dispersión y la atenuación (Stein and Wysession, 2003). Esta técnica se comenzó a utilizar a mediados de los años 70 para generar un modelo más aproximado del campo de velocidades del interior de la tierra a partir del conocimiento de los hipocentros de diferentes sismos, y así, utilizando éste nuevo modelo poder relocalizar con mayor precisión los hipocentros (Menke, 2000).

Las fuentes sísmicas que generan las ondas en los terremotos pueden ser de sismicidad natural, o fuente controlada (Lira, 2011), explicadas en el capítulo 1. Las fuentes de sismicidad natural son una herramienta básica en el análisis de los modelos de velocidad 3D en áreas volcánicas y sísmicamente activas (Thurber, 1992), como es el caso del Nido Sísmico de Bucaramanga.

Para determinar los hipocentros y los modelos de velocidad de las ondas sísmicas, es necesario entender la teoría de inversión donde es fundamental la minimización de la diferencia entre los tiempos calculados y los tiempos observados (Lira, 2011); esta metodología fue llamada inversión simultánea por Crosson (1976), Aki and Lee (1976) debido a que se obtiene información de la velocidad interna de la tierra al mismo tiempo que se determina la localización y tiempo de origen de los sismos (Kayal).

3.1 Teoría de Rayos y Tiempos de Llegada

La teoría de rayos sísmicos ha sido utilizada desde hace más de un siglo para la interpretación de datos sísmicos gracias a la simplicidad y aplicabilidad en los problemas de inversión, en la mayoría de los algoritmos de localización de terremotos, determinaciones de mecanismos focales de ondas de cuerpo e inversiones para la estructura de velocidades en la

corteza y el manto (Shearer, 2009).

3.1.1 Principio de Huygens

Este principio establece que cada punto de un frente de onda se convierte en una fuente secundaria que se propaga en todas direcciones. En la Figura 3.1, los puntos a lo largo de la línea AB, representan el frente de onda en un instante de tiempo, los círculos a su alrededor representan las ondas secundarias, y la tangente en común a ellos, representan el nuevo frente de onda en un instante de tiempo posterior.

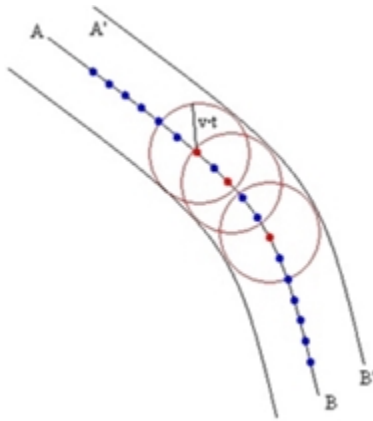


Figura 3.1 Representación gráfica del Principio de Huygens.

3.1.2 Principio de Fermat

Aunque las ondas se propagan en forma de frente de onda; usualmente se representan por medio de líneas imaginarias denominadas rayos sísmicos, los cuales indican la dirección de propagación de la onda. El Principio de Fermat afirma que la trayectoria escogida por la onda al propagarse de un punto a otro (el rayo) es aquella para la cuál el tiempo de propagación es menor como se ilustra en la figura 3.2 (Alonso and Finn, 1998)

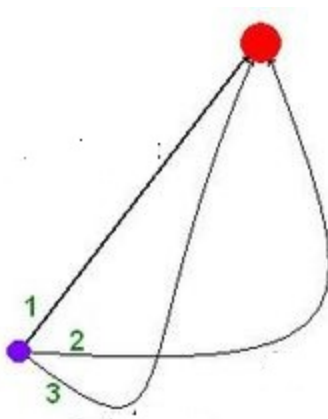


Figura 3.2 Representación del Principio de Fermat en donde 1, 2 y 3 son la trayectoria que puede tomar el rayo sísmico para llegar de un punto a otro; pero la trayectoria 1 es la que requiere menos tiempo.

3.1.3 Ley de Snell

La ley de Snell explica el comportamiento de las ondas en el momento en que cambian de medio (litología, desde el punto de vista geológico), debido a que cada uno posee una velocidad característica por lo que se produce la refracción y/o reflexión (Figura 3.3). Matemáticamente, esta ley se expresa mediante la ecuación 3.1.

$$\frac{\sin\theta_1}{V_1} = \frac{\sin\theta_2}{V_2} \quad (3.1)$$

Donde V_1 y V_2 son las velocidades de los medios 1 y 2, respectivamente; θ_1 y θ_2 los ángulos de incidencia y refracción, respectivamente (Figura 3.3).

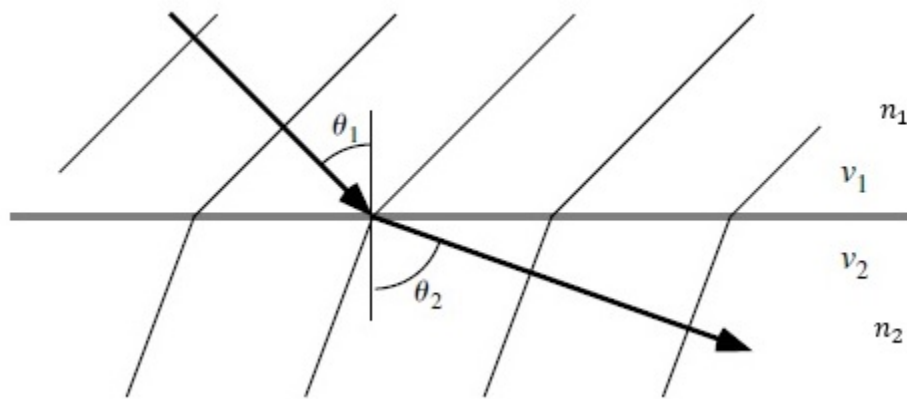


Figura 3.3 Representación gráfica de la Ley de Snell.

La Ley de Snell puede deducirse ya sea a partir del principio de Huygens o del principio de Fermat (Aki, 1980).

3.2 Problemas Inversos

De manera general, en geofísica un problema inverso puede plantearse de la siguiente manera: Dado por conocido un proceso físico determinado, el cual está caracterizado por una serie de parámetros m_1, m_2, \dots, m_n que pueden ser identificados por un vector $\mathbf{m}=(m_1, m_2, \dots, m_n)$ y un “operador” A que actúa sobre ellos, entonces $A(\mathbf{m})$ da como resultado un conjunto de observaciones $\mathbf{d}=(d_1, d_2, \dots, d_m)$. En la ecuación 3.2 es el problema directo es hallar \mathbf{d} conocido el operador A y el conjunto de parámetros \mathbf{m} . El problema inverso es, conocidos A y \mathbf{d} se quiere hallar \mathbf{m} .

$$A(\mathbf{m}) = \mathbf{d} \quad (3.2)$$

Uno de los problemas inversos de la sismología consiste en que a partir de un conjunto de observaciones recogidas en diferentes estaciones (\mathbf{d}) (el tiempo de viaje de ellas, su amplitud, la forma de la onda, etc), que corresponden a las llegadas de de las ondas de cuerpo(P y S); se pueda deducir ya sea las coordenadas del hipocentro o el valor del campo de velocidades en cada uno de ls puntos de la zona en estudio, siendo éste uno de los problemas de inversión más conocidos (Stein and Wysession, 2003).

Para hallar la localización espacial y temporal del sismo se parte del conocimiento del modelo del campo de velocidades, se asume una localización inicial \mathbf{m}^o y se calculan los tiempos de llegada desde este punto a las diferentes estaciones, se comparan los tiempos calculados \mathbf{d}' y los tiempos observados \mathbf{d} , se genera un proceso iterativo para el cual se obtiene en cada iteración una nueva localización \mathbf{m}_k , donde $k = 1, 2, \dots, N$ iteraciones. Al final, la diferencia $|\mathbf{d}' - \mathbf{d}|$ se hace lo mas pequeña posible. De ésta forma, se considera un sismo ocurrido en un tiempo t y con hipocentro $\mathbf{X}=(x,y,z)$.

En la figura 3.4 se muestra el hipocentro, junto a su proyección en superficie (epicentro) (x,y) y n número de estaciones sismológicas ubicadas en $\mathbf{X}_i = (x_i, y_i, z_i)$ en dónde se registran los tiempos de llegada d'_i que dependen del tiempo de origen t y el tiempo de viaje $T(x,x_i)$ de la onda entre la fuente y la estación (Ecuación 3.3):

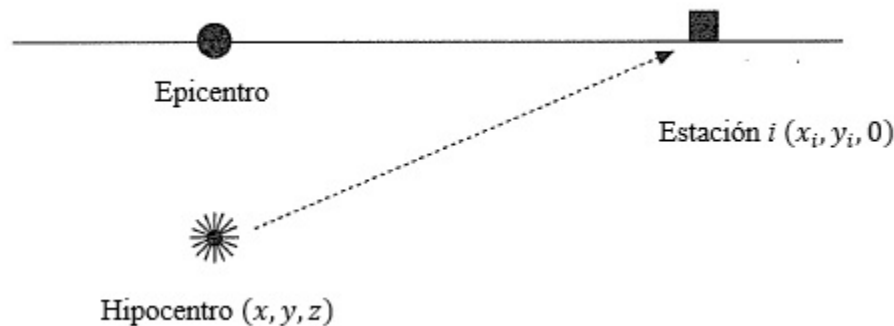


Figura 3.4 Geometría de la localización de un hipocentro (Adaptada de Stein and Wysission, 2003).

$$d'_i = T(\mathbf{X}, \mathbf{X}_i) + t \tag{3.3}$$

Se utiliza la ecuación 3.2 cuando se conoce el modelo de velocidades dónde \mathbf{d} contiene los tiempos de llegada a las estaciones, \mathbf{m} la localización de la fuente y el tiempo de origen: $\mathbf{m}=(x,y,z,t)$. Como \mathbf{d} y \mathbf{m} son vectores, su relación también se puede expresar según sus componentes (Ecuación 3.4):

$$d_i = A(m_j) \tag{3.4}$$

donde $i = 1, 2, \dots, n$ estaciones sismológicas; y $j = 1, 2, 3, 4$

El modelo inicial \mathbf{m}^o es utilizado para estimar un nuevo modelo \mathbf{m}^1 que se acerque a la solución del problema, y pueda predecir los datos que se deben obtener $d_i^o = A(m_j^o)$; sin embargo, si la diferencia entre los tiempos calculados y observados no alcanza un mínimo se procede a calcular los cambios en el modelo inicial Δm_j , como se plantea en la ecuación 3.5:

$$m_j = m_j^o + \Delta m_j \quad (3.5)$$

Como los datos no dependen linealmente de los parámetros del modelo, se hace una linealización del problema por medio de una serie de Taylor truncada a primer orden (es decir solo se toma la parte lineal de ella) alrededor de \mathbf{m}^o (Stein and Wysession, 2003) (Ecuación 3.6):

$$d_i \approx d_i^o + \sum_j \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \Big|_{m^o} \Delta m_j \quad (3.6)$$

A partir de la ecuación 3.6 se obtiene la diferencia entre los datos observados y calculados, como se expresa en la ecuación 3.7:

$$\Delta d_i^o \equiv d_i' - d_i^o \approx d_i^o + \sum_j \frac{\partial d_i}{\partial m_j} \Big|_{m^o} \Delta m_j \quad (3.7)$$

Dicha expresión puede simplificarse definiendo la matriz de derivadas parciales expresada en la ecuación 3.8:

$$G_{ij} = \frac{\partial d_i}{\partial m_j}, \quad (3.8)$$

y por lo tanto, (3.7) puede escribirse de la siguiente manera:

$$\Delta \mathbf{d} = G \Delta \mathbf{m} \quad (3.9)$$

o por componentes,

$$\Delta d_i = \sum_j G_{ij} \Delta m_j \quad (3.10)$$

Generalmente se tienen cientos de estaciones sísmicas que registran los tiempos de llegada de las ondas, los cuáles dan solución a un modelo de cuatro parámetros. Cada tiempo de

llegada corresponde a una ecuación y cada parámetro proporciona una incógnita, de manera que la matriz G tiene n filas que corresponde a la cantidad de tiempos registrados en cada una de las estaciones y cuatro columnas que representan los cuatro parámetros del modelo (Ecuación 3.11):

$$\begin{pmatrix} \Delta d_1 \\ \Delta d_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ \Delta d_n \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} G_{11} & G_{12} & G_{13} & G_{14} \\ G_{21} & G_{22} & G_{23} & G_{24} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \cdot \\ G_{n1} & G_{n2} & G_{n3} & G_{n4} \end{pmatrix} \begin{pmatrix} \Delta m_1 \\ \Delta m_2 \\ \Delta m_3 \\ \Delta m_4 \end{pmatrix} \quad (3.11)$$

Para hallar \mathbf{m} es necesario invertir la matriz G ; sin embargo, como se tienen más estaciones que parámetros, la matriz no es cuadrada. De manera que para despejar $\Delta \mathbf{m}$ se utiliza el método de los mínimos cuadrados (Stein and Wysession, 2003) y la ecuación 3.9 queda de la siguiente manera:

$$G^T \Delta \mathbf{d} = G^T G \Delta \mathbf{m} \quad (3.12)$$

cuya solución es:

$$\Delta \mathbf{m} = (G^T G)^{-1} G^T \Delta \mathbf{d}, \quad (3.13)$$

Por su parte, $\Delta \mathbf{m}$ es la variación de modelo, tal que

$$\mathbf{m}^{i+1} = (G^T G)^{-1} G^T \Delta \mathbf{d}^i + \mathbf{m}^i \quad (3.14)$$

De manera que el método iterativo utilizado consiste en proponer un modelo inicial \mathbf{m}^o con el que se halla el tiempo teórico y luego, la diferencia con el tiempo observado ($\Delta \mathbf{d}$). Seguido a eso, se halla un nuevo modelo por medio de la ecuación 3.14 y se repite el proceso hasta que la diferencia entre los tiempos sea mínima.

Para encontrar G se aproximan las derivadas mediante la ecuación 3.15 hasta el primer orden, de la siguiente manera:

$$\frac{\partial d_{ij}}{\partial m_j} = \frac{T_{ij}(m_j + \frac{\Delta m_j}{2}) - T_{ij}(m_j - \frac{\Delta m_j}{2})}{\Delta m_j} \quad (3.15)$$

El problema al final se reduce a encontrar los tiempos teóricos, hallar $\Delta \mathbf{d}$ y reemplazar en la ecuación 3.14; dichos tiempos pueden ser hallados por trazado de rayos o resolviendo la ecuación de la onda por diferencias finitas.

3.3 El problema Inverso de la Inversión Simultánea

La inversión simultánea es un método para determinar la localización de los hipocentros y la estructura de la velocidad sísmica en el interior de la tierra utilizando los rayos sísmicos (Thurber, 1983). Para el problema inverso en una dimensión, se asumen capas sin variación lateral de la velocidad (Crosson, 1976) mientras que en el problema de inversión en tres dimensiones, se asumen L número de bloques con velocidad constante cada uno (Aki and Lee, 1976); gracias a éstos estudios se pudo generalizar el método de inversión de hipocentros y tiempo de origen agregando la inversión de velocidades para llevar a cabo la inversión simultánea. Para esto, se supone una cantidad N de sismos, cuyos hipocentros están determinados por x_j, y_j y z_j donde $j=1,2,\dots,N$, siendo sus coordenadas de posición en longitud, latitud y profundidad respectivamente, además del tiempo de origen t_j . El espacio se divide en un número L de bloques ordenados, definidos por $l=1,\dots,L$ en donde cada uno de ellos tiene una velocidad V_l . De este modo, el modelo desconocido \mathbf{m} a resolver está dado por la ecuación 3.16:

$$\mathbf{m} = (x_1, y_1, z_1, t_1, x_2, y_2, z_2, t_2, \dots, x_N, y_N, z_N, t_N, V_1, V_2, \dots, V_L) \quad (3.16)$$

donde (x_j, y_j, z_j, t_j) es la localización espacio temporal del j -ésimo sismo para $j = 1, 2, \dots, N$ siendo N el número de sismos utilizados. V_l es el valor del campo de velocidades en el l -ésimo bloque, para $l = 1, 2, \dots, L$.

Para resolver computacionalmente el problema, existen softwares de propósito específico como el programa *Simulps14* para realizar la inversión simultánea de parámetros hipocentrales y el modelo de velocidades 3D para la onda P utilizando tiempos de arribo de eventos locales (Ecuación 3.17) en un proceso iterativo de inversión amortiguada por mínimos cuadrados (Thurber, 1981; Thurber, 1983), para lo cual se parte de un modelo de velocidades 1D generado a partir de la inversión 1D (Kissling *et al*, 1994; 1995).

$$T_{ij} = t_{ij}^0 + t_{ij}^s \quad (3.17)$$

donde t_{ij}^0 es el tiempo de origen del sismo j , t_{ij}^s el tiempo de viaje de la onda a lo largo de la trayectoria s desde el sismo j a la estación i .

La diferencia entre el tiempo de llegada observado y calculado de la onda desde el hipocentro está dada por la ecuación 3.18:

$$\Delta T_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} \quad (3.18)$$

Los residuos de los tiempos pueden ser relacionados con perturbaciones en el hipocentro y el modelo de velocidades utilizado mediante una aproximación lineal expresada en la ecuación 3.19:

$$\Delta T_{ij} = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial m_j} \Delta m_j + \Delta t_{ij} + \int_{fuente}^{receptor} \Delta u \, ds \quad (3.19)$$

donde u es la lentitud (inverso de la velocidad $u = 1/v$).

Si se adopta una parametrización finita de la estructura de la velocidad, la ecuación 3.19 puede ser expresada como se indica en la ecuación 3.20:

$$\Delta T_{ij} = \sum_{j=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial m_j} \Delta m_j + \Delta t_{ij} + \sum_{l=1}^L \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial V_l} \Delta V_l \quad (3.20)$$

donde Δm_j y ΔV_l son las perturbaciones en los parámetros hipocentrales y la velocidad, respectivamente; $\partial t_{ij}^s / \partial m_j$ y $\partial t_{ij}^s / \partial V_l$ son las derivadas parciales de los tiempos de llegada con respecto a las coordenadas hipocentrales y la velocidad, respectivamente; y V_l representa la velocidad para cada uno de los L bloques.

Las derivadas parciales en la ecuación 3.20 pueden ser calculadas si se tiene el modelo de velocidad y la trayectoria del rayo entre la fuente y la estación. Las derivadas parciales hipocentrales pueden ser mostradas mediante un argumento geométrico o variacional para satisfacer la ecuación 3.21 (Thurber, 1983):

$$\frac{\partial t_j}{\partial m_j} = -\frac{1}{V_h} \frac{dm_j}{ds} \quad (3.21)$$

V_h es la velocidad en el hipocentro, s es la trayectoria recorrida por la onda desde el hipocentro hasta la estación y dm_j/ds es el componente del vector unitario tangente a la trayectoria del rayo en el hipocentro. Cabe resaltar que la ecuación 3.21 es válida para las perturbaciones hipocentrales que son pequeñas comparadas con las variaciones en la velocidad.

Por otra parte, las derivadas de los parámetros de velocidad no se pueden hallar utilizando la misma metodología porque implican integrales a lo largo de la trayectoria del rayo (Ecuación 3.22)

$$\frac{\partial t}{\partial V_l} = \int_{fuente}^{receptor} - \left\{ \frac{1}{V(x, y, z)} \right\}^2 \frac{\partial V(x, y, z)}{\partial V_l} ds \quad (3.22)$$

donde V_l es la velocidad en el bloque l .

Se puede obtener un sistema de ecuaciones linealizado con las correcciones $\Delta \mathbf{m}$ como resultado de los tiempos residuales ΔT_{ij} , expresado en la ecuación 3.23:

$$\Delta \mathbf{d} \cong G \Delta \mathbf{m} \quad (3.23)$$

La matriz Jacobiana G contiene todas las derivadas parciales de los tiempos de llegada respecto a los parámetros del modelo y $\Delta \mathbf{m}$ contiene a Δt_j^o , Δx_j^o y Δv_l^o . Para un manejo computacional más sencillo de la inversión se incorpora la separación de parámetros (Pavlis and Booker, 1980; Spencer and Gobbis, 1980), donde se trabajan los parámetros de velocidad y los parámetros hipocentrales por aparte, sin alterar el acople entre ambos (Ecuación 3.24):

$$\Delta \mathbf{d} = G \Delta \mathbf{m} = H \Delta \mathbf{h} + V \Delta \mathbf{v} \quad (3.24)$$

$H \Delta \mathbf{h}$ contiene la parte hipocentral y $V \Delta \mathbf{v}$ la parte de la velocidad. Se utiliza la descomposición QR (Lawson and Hanson, 1974) y se llega a la ecuación 3.25 para cada evento:

$$\Delta \mathbf{d}'_i = V_l \Delta \mathbf{v} \quad (3.25)$$

Si(3.23) es reemplazada en (3.25) para cada uno de los eventos, la ecuación (3.24) puede ser resuelta para correcciones del modelo de velocidad $\Delta \mathbf{v}'$ y las correcciones hipocentrales se van estimando con el modelo de velocidad, el cual se va actualizando con la inversión iterativa de localización de eventos.

La calidad de la inversión utilizando la tomografía sísmica puede estimarse mediante la determinación de los elementos diagonales de la matriz de resolución RDE , con la que se puede describir el ajuste entre la solución y los parámetros del modelo. Usando las ecuaciones (3.24) y (3.25), y abreviando la inversa generalizada como G^{-g} , la solución del modelo está dada por la ecuación 3.29:

$$\Delta \mathbf{m}^{est} = G^{-g} \Delta \mathbf{d} = G^{-g} G \Delta \mathbf{m}^{verdadero} = R \Delta \mathbf{m}^{verdadero} \quad (3.26)$$

$\Delta \mathbf{m}^{est}$ son las correcciones del modelo estimado que se genera con la inversión y $\Delta \mathbf{m}^{verdadero}$ son los valores a los que deben llegar las correcciones del modelo mediante la solución de la ecuación (3.23). R representa el filtro por el cual el modelo estimado es obtenido a partir del modelo verdadero (Thurber, 1983), sus elementos diagonales son utilizados como parámetro estándar para determinar la calidad de solución de la inversión y dependen principalmente del parámetro de amortiguamiento λ escogido, el cual es un valor arbitrario que se asigna para determinar el modelo que mejor se ajuste a los datos (Eberhart-Phillips, 1990) y del número de parámetros del modelo; sin importar el tamaño del área de estudio.

3.4 Inversión Sísmica 3D para el Campo de Velocidades

En teoría, la relación que se establece entre los parámetros del modelo y el conjunto de datos observados está especificado en el trazado de rayos que se genera (Ecuación 3.27):

$$T_{ij} = \int_{fuente}^{receptor} u \, ds \quad (3.27)$$

donde i es la i -ésima estación, j es el j -ésimo sismo, u es la lentitud (recíproco de la velocidad $u = 1/v$) y ds es la longitud del rayo entre el hipocentro del sismo y la estación.

La relación entre los tiempos de llegada de las ondas sísmicas y los campos de la velocidad, se expresa en la ecuación 3.28 que es una relación no lineal entre los tiempos y la velocidad:

$$\mathbf{d} = g(\mathbf{p}) \quad (3.28)$$

\mathbf{d} es el vector de los tiempos de llegada de la onda sísmica a las estaciones, \mathbf{p} es el vector del modelo de velocidad y g es una función que es consistente con las localizaciones de los hipocentros y con el modelo de velocidad utilizado (Lira, 2011). El proceso de inversión de velocidades se basa en la teoría de mínimos cuadrados no lineales (Tarantola and Valette, 1982) utilizando una distribución de probabilidad Gaussiana (Ecuación 3.29) donde la solución de mínimos cuadrados se puede obtener a partir de un algoritmo de iteración utilizado para linealizar la fórmula a partir de la serie de Taylor.

$$P(d) = \alpha e^{[-\frac{1}{2}(d-Gp)^T(cov(d))^{-1}(d-Gp)]} \quad (3.29)$$

Para lograr que la probabilidad de que el dato se observe sea máxima, el exponente $(-\frac{1}{2}(d-Gp)^T(cov(d))^{-1}(d-Gp))$ debe ser mínimo, el algoritmo soluciona la ecuación anterior para $n + 1$ iteraciones del problema mediante la ecuación 3.30 (Lira, 2011):

$$p_{n+1} = p_n + (G_n^T C_{dd}^{-1} G_n + C_{pp}^{-1}) [G_n^T C_{dd}^{-1} G_n [d - g(p_n)] - C_{pp}^{-1} (p_n - p_0)] \quad (3.30)$$

donde \mathbf{p}_0 es una estimación del vector \mathbf{p} , \mathbf{p}_n es una estimación de \mathbf{p} para la n -ésima iteración, G_n es la matriz de derivadas parciales (dg/dp) de dimensiones $m \times n$, C_{dd} es la matriz de la covarianza de los datos estimados, C_{pp} es la matriz de covarianza del modelo resultante y $g(\mathbf{p}_n)$ es el valor esperado del tiempo de llegada a partir del modelo \mathbf{p}_n .

El tiempo de llegada para un rayo desde el sismo j a la estación i en el problema lineal de hipocentro-velocidad, está dado por la ecuación 3.31:

$$T_{ij} = T(h_0, s_0) + \sum_{j=1}^4 \frac{\partial T}{\partial h_j} \Delta h_j + \sum_{j=1}^N \frac{\partial T}{\partial s_j} \Delta s_j \quad (3.31)$$

donde \mathbf{h} contiene las coordenadas hipocentrales y s es la lentitud, de manera que la diferencia de los tiempos pueden ser escritos como se muestra en la ecuación 3.32:

$$\Delta T_{ij} = T_{ij} - T(h_0, s_0) = \sum_{j=1}^4 \frac{\partial T}{\partial h_i} \Delta h_j + \sum_{j=1}^N \frac{\partial T}{\partial s_j} \Delta s_j = Ah + Bs \quad (3.32)$$

donde A es la matriz que contiene las derivadas parciales del hipocentro con dimensiones $m \times 4$, de manera que:

$$A_{m \times 4} = U_{m \times m} \Lambda_{m \times 4} V_{4 \times 4}^T \quad (3.33)$$

Como las últimas $m - 4$ filas son igual a cero, las cuatro primeras columnas de U ayudan a formar la matriz A , dichas columnas son ortonormales de manera que las últimas $m - 4$ columnas de A son anuladas:

$$U_{m \times m} = U_{1(m \times 4)} 2(m \times (m - 4)) \quad (3.34)$$

Entonces,

$$U_2^T A = U_2^T U \Lambda V^T = 0 \quad (3.35)$$

y finalmente el problema se reduce a resolver la ecuación 3.36:

$$\begin{aligned}
 U_2^T \Delta T_{ij} &= U_2^T B s \\
 &\quad \circ \\
 B s &= (U_2^T)^{-1} U_2^T \Delta T_{ij}
 \end{aligned}
 \tag{3.36}$$

de manera que se deben calcular los tiempos de arribo a las estaciones, ya conocidos los hipocentros, y reemplazar en la ecuación 3.36.

3.5 Matriz de Resolución y Covarianza

Se entiende por resolución, una medida de la información obtenida de las observaciones con respecto a la información obtenida de los parámetros, de manera que la matriz de resolución R refleja la relación entre la solución de mínimos cuadrados verdadera y la estimación que se tiene de ella (Lira, 2011). Lo ideal sería obtener el modelo verdadero mediante el proceso de inversión de manera que $\mathbf{m}^{est} = \mathbf{m}^{verdadero}$, pero debido a que el modelo verdadero pudo haber tenido una proyección no nula en el espacio del modelo, \mathbf{m}^{est} no es igual a $\mathbf{m}^{verdadero}$ (Richard *et al.*, 2012). La matriz de resolución que caracteriza esto está dada por:

$$R_m = G'G \tag{3.37}$$

$$R_m = V_p S_p^{-1} U_p^T U_p S_p V_p^T \tag{3.38}$$

$$R_m = V_p V_p^T \tag{3.39}$$

si el modelo es trivial, el rango de $G=p=n$ y R es la matriz de identidad $n \times n$.

La matriz de resolución puede ser utilizada de dos maneras: la primera, es examinar los elementos diagonales de R , si éstos están cerca de uno el modelo obtenido tiene una buena resolución y es cercano al modelo verdadero; sin embargo, si los valores son muy pequeños, se trata de una mala resolución y el modelo obtenido dista del verdadero. La segunda, es multiplicar R veces un modelo de prueba \mathbf{m} para ver cómo ese modelo podría ser resuelto mediante la solución inversa; lo cuál se denomina la prueba de resolución (Richard *et al.*, 2012).

Se puede multiplicar G' y G en el orden opuesto a la ecuación 3.39 para obtener los datos de la matriz de resolución de espacio R_d :

$$\mathbf{d}' = G\mathbf{m}^{est} \tag{3.40}$$

$$\mathbf{d}' = GG'\mathbf{d} \tag{3.41}$$

$$\mathbf{d}' = R_d\mathbf{d} \tag{3.42}$$

donde,

$$R_d = U_p S_p V_p^T V_p S_p^{-1} U_p^T \quad (3.43)$$

$$R_d = U_p U_p^T \quad (3.44)$$

Si $N(G^T)$ contiene solo el vector cero, entonces $p = \mathbf{m}$ y $R_d = I$. En este caso, $\mathbf{d}' = \mathbf{d}$, y la solución de la inversa generalizada para \mathbf{m}^{est} se ajusta de manera exacta a los datos verdaderos.

Las incertidumbres del modelo final se muestran en la matriz de varianza - covarianza del modelo (Ecuación 3.45):

$$\sigma_m^2 = \begin{pmatrix} \sigma_{xx}^2 & \sigma_{xy}^2 & \sigma_{xz}^2 & \sigma_{xt}^2 \\ \sigma_{yx}^2 & \sigma_{yy}^2 & \sigma_{yz}^2 & \sigma_{yt}^2 \\ \sigma_{zx}^2 & \sigma_{zy}^2 & \sigma_{zz}^2 & \sigma_{zt}^2 \\ \sigma_{tx}^2 & \sigma_{ty}^2 & \sigma_{tz}^2 & \sigma_{tt}^2 \end{pmatrix} \quad (3.45)$$

Para que los resultados sean razonables, se compara el modelo de la inversión final (teniendo en cuenta su incertidumbre) con el modelo verdadero. Las raíces cuadradas de los términos en la diagonal de la matriz σ_m^2 determinan las desviaciones estandar de los parámetros con respecto al modelo verdadero, de manera que el modelo obtenido sea lo más próximo posible a éste (Stein and Wysession, 2003). La varianza que se estima de la profundidad σ_{zz}^2 es mayor que la correspondiente a los términos σ_{xx}^2 y σ_{yy}^2 , lo cual indica que la profundidad es más sensible y se puede calcular con un mayor rango de error.

Las incertidumbres que se estiman en los parámetros del modelo están correlacionadas debido a que los elementos por fuera de la diagonal de la matriz son distintos a cero. Si σ_{zt}^2 que indica la covarianza de la profundidad y la incertidumbre del tiempo de origen del sismo, es negativa, indica una compensación entre la profundidad focal y el tiempo de origen del sismo. Así mismo cuando la covarianza en latitud y las incertidumbres en longitud σ_{xy}^2 , son diferentes a cero, las incertidumbres de éstos dos parámetros están correlacionadas. Para representar dicha correlación, a menudo se extrae la submatriz 2×2 , se diagonaliza buscando los valores propios de $\lambda^{(1)}$ y $\lambda^{(2)}$ y se asocia a un vector propio $\mathbf{X}^{(1)} = x_1^{(1)}, x_2^{(1)}$ y $\mathbf{X}^{(2)} = x_1^{(2)}, x_2^{(2)}$, respectivamente:

$$\begin{pmatrix} \sigma_{xx}^2 & \sigma_{xy}^2 \\ \sigma_{yx}^2 & \sigma_{yy}^2 \end{pmatrix} \quad (3.46)$$

La incertidumbre en el epicentro se puede representar como una elipse con un eje semi mayor $\lambda^{(1)1/2}$ y otro semi menor $\lambda^{(2)1/2}$, que está orientada en la dirección dada por $\tan^{-1}(x_1^{(1)}, x_2^{(1)})$ (Stein and Wysession, 2003).

Capítulo 4

Tomografía Sísmica en Colombia

La Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) es la encargada de monitorear desde el punto de vista sísmico al territorio Colombiano. Actualmente, cuenta con un total de cincuenta estaciones sismológicas distribuidas entre los $0.171-13.376^{\circ}\text{N}$ y $71.791-81.606^{\circ}\text{W}$ que cubren principalmente la zona de la cordillera de los Andes (Figura 4.1) y transmiten datos en tiempo real vía satelital y LAN. En este trabajo se tuvieron en cuenta los tiempos de llegada registrados solo en quince estaciones (Tabla 4.1) debido a su cercanía al epicentro de los sismos.



Figura 4.1 Distribución de las cincuenta estaciones sísmicas en el territorio Colombiano (Tomado de la RSNC).

Departamento	Municipio	Identificación	Nombre	Lat (°)	Long (°)	Altitud (msnm)
Antioquia	Medellín	HEL	Santa Helena	6.191	-75.529	2815
Antioquia	Pto. Berrio	PTB	Pto. Berrio	6.54	-74.456	260
Antioquia	Zaragoza	ZAR	Zaragoza	7.429	-74.858	205
Arauca	Tame	TAM	Tame	6.436	-71.791	457
Bolívar	S. Martín de Loba	SML	S. Martín de Loba	8.862	-73.992	36
Boyacá	Duitama	RUS	Rusia	5.893	-73.083	3697
Boyacá	S. Pablo de Borbur	SPBC	S. Pablo de Borbur	5.652	-74.072	799
Caldas	Norcasia	NOR	Norcasia	5.564	-74.869	536
Caldas	Villamaría	GUY2	Guyana	5.224	-75.365	3605
Cundinamarca	La Calera	CHI	Chingaza	4.63	-73.732	3140
Cundinamarca	El Rosal	ROSC	Rosal	4.84	-74.32	2987
Meta	Puerto Gaitán	PTGC	Puerto Gaitán	4.199	-72.134	170
N. de Santander	Pamplona	PAM	Pamplona	7.34	-72.7	3676
N. de Santander	Ocaña	OCA	Ocaña	8.24	-73.319	381
Santander	B/meja	BAR	Barranca	7.107	-73.712	137

Tabla 4.1 Estaciones sismológicas que registraron los tiempos de llegada utilizados en el presente trabajo (Datos tomados de la RSNC).

El modelo de velocidades para la onda P en el interior del Nido Sísmico de Bucaramanga se obtuvo mediante el uso de la tomografía sísmica local y se tomaron a consideración los datos de tiempos de arribo de sismos ocurridos entre Enero de 2012 y Junio de 2016 registrados por las estaciones sismológicas de la RSNC, cuya localización preliminar realizada por la Red mediante el programa *Seisan* se encuentra dentro de los 6-8°N y 72-74°W (zona nororiental del territorio Colombiano) y producidos entre los 0 y 200 km de profundidad (Figura 4.2).

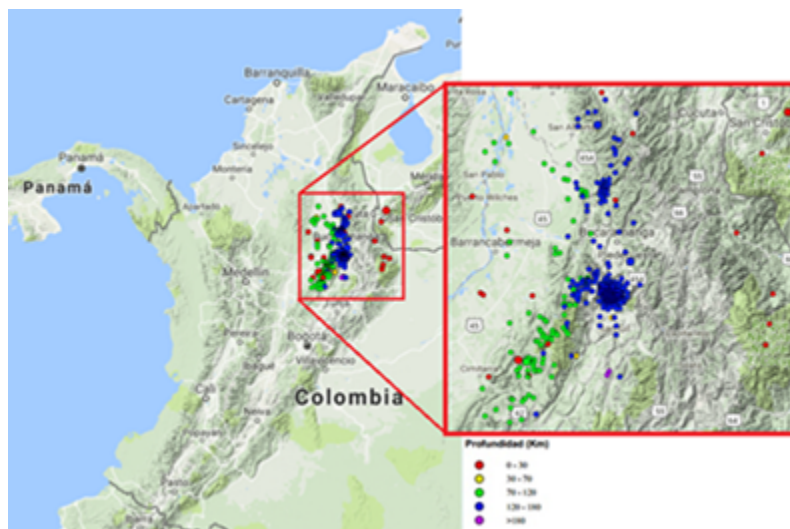


Figura 4.2 Vista en planta de los sismos ocurridos entre Enero de 2012 y Junio de 2016 en el Nido Sísmico de Bucaramanga, donde el color rojo representa los sismos a profundidades superficiales (0-30km), el amarillo representa los sismos ocurridos entre los 30 y 70km de profundidad; el color verde los sismos entre 70-120 km, el color azul los sismos ocurridos entre 120-180km y finalmente, el color morado indica los sismos ocurridos a mayor profundidad de los 180km (Tomada de la RSNC).

4.1 Modelo de Velocidad 1D

Para la inversión en 1D, se utilizó el programa *Velest* ejecutado bajo *Seisan*, con la subrutina *Select* se llevó a cabo un filtrado y se seleccionaron 1138 sismos que cumplieron con los parámetros establecidos (Tabla 4.2), los cuales fueron utilizados para generar el nuevo modelo de velocidades para la onda P en una sola dimensión.

El programa utilizado, realiza una inversión simultánea en el que determina las velocidades y hace una relocalización de los sismos utilizados mediante la corrección en los tiempos de llegada de la Onda P a cada una de las estaciones (Tabla 4.3) de manera que se determinó que los 1138 eventos ocurrieron entre los 0 y 180 km de profundidad, encontrándose una concentración de sismos entre los 120 y 180 km de profundidad cuya fuente sísmica se relaciona con el Nido de Bucaramanga (Figura 4.3). Se tomó el modelo de velocidades planteado por Londoño *et al.*, en 2010 (Figura 4.4, Tabla 4.4), en un estudio realizado cerca a la zona estudiada en éste trabajo, como modelo inicial para generar uno nuevo, utilizando los tiempos de llegada de las ondas P generadas por los sismos ocurridos.

Se tomaron en cuenta diez parámetros de amortiguamiento (λ) para el proceso de inversión (Tabla 4.5), y se generaron sesenta modelos de velocidad divididos en seis grupos donde el modelo inicial a partir del segundo grupo es el modelo de velocidad con menor RMS obtenido en el anterior (Tabla 4.6). Finalmente se escogió el modelo con $\lambda = 1,0$ del primer grupo debido a que fue el que presentó el menor RMS (Figura 4.5), para éste modelo se sigue el planteamiento de Crosson (1976) y se asume una homogeneidad lateral de manera que solo se toma en cuenta la variación de la velocidad en profundidad, el modelo obtenido consta de cuatro capas con velocidades diferentes cada una (Tabla 4.7)

Parámetro	Mínimo	Máximo
Magnitud	2	10
Latitud	6	8
Longitud	-74	-72
Profundidad (km)	0	200
RMS	0	0.4
Número de estaciones	3	999*
Errores en latitud (km)	-15	15
Errores en longitud (km)	-15	15
Errores en profundidad (km)	-15	15
GAP (°)	0	200

Tabla 4.2 Parámetros con los cuáles se escogieron los 1138 sismos utilizados para la inversión 1D.

* Se estableció un máximo de 999 estaciones como referencia de que se tomaran todas las estaciones que registraron los sismos.

Estación	Latitud	Longitud	Altura	Tp
ROSC	4.84	-74.32	2987	-1.88
CHI	4.6295	-73.7318	3140	-2.12
BAR2	6.5922	-73.1823	1864	-1.08
RUS	5.8925	-73.0832	3697	-1.38
HEL	6.1908	-75.5288	2815	-1.86
NOR	5.5635	-74.8692	536	-2.05
OCA	8.2388	-73.3193	1264	-1.91
BRR	7.1072	-73.7120	137	-1.02
YOP	5.3540	-72.4207	933	-1.69
GUY	5.2237	-75.3902	3600	-2.21
PAM	7.3395	-72.6995	3676	-1.01
ZAR	7.4923	-74.8580	205	-1.88
PTB	6.5395	-74.4563	260	-2.11
TAM	6.4355	-71.7913	457	-1.60
SML	8.8010	-74.0713	116	-3.17
GUY2	5.2242	-75.3647	3605	0.00
SPBC	5.6522	-74.0723	799	-1.68
GRA	7.8847	-72.8037	1275	-1.47
GIR2	7.0788	-73.1935	1164	-1.12
CAPV	7.8647	-72.3143	1797	-1.87
CAPV	7.8647	-72.3143	1797	0.00

Tabla 4.3 Correcciones del tiempo de la Onda P para las estaciones de la RSNc.

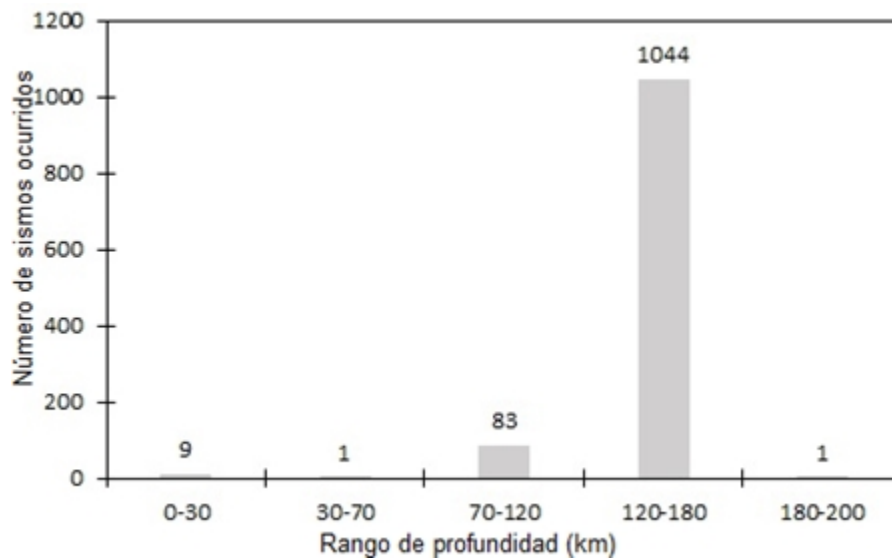


Figura 4.3 Gráfica de los sismos registrados versus la profundidad a la que se originaron.

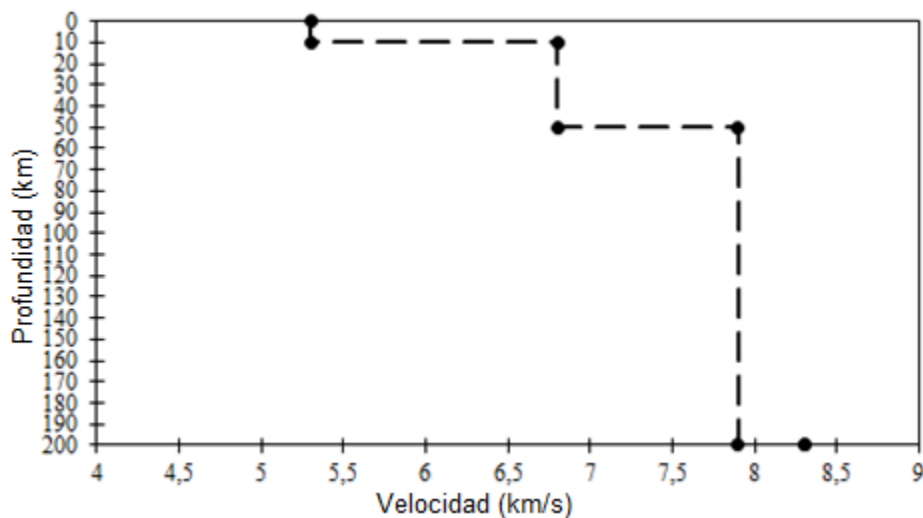


Figura 4.4 Modelo de velocidades inicial (Tomado de Londoño *et al.*, 2010).

Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
0	5.3
10	6.8
50	7.9
200	8.3

Tabla 4.4 Modelo de velocidad de la Onda P, propuesto por Londoño *et al.*, 2010.

Parámetro de amortiguamiento (λ)	
1	0.001
2	0.01
3	0.1
4	1.0
5	10.0
6	100.0
7	300.0
8	600.0
9	800.0
10	1000.0

Tabla 4.5 Parámetros de amortiguamiento para cada una de las inversiones.

	λ	A	B	C	D	E	F
I	0.001	0.089327	0.089373	0.089376	0.089376	0.089375	0.089372
II	0.01	0.089311	0.089284	0.089283	0.089282	0.089283	0.089282
III	0.1	0.089304	0.089273	0.089279	0.089279	0.089263	0.089262
IV	1.0	0.089232	0.089275	0.089263	0.089263	0.089263	0.089262
V	10	0.089616	0.089331	0.089326	0.089329	0.089329	0.089325
VI	100	0.089691	0.089574	0.089563	0.089564	0.089564	0.089562
VII	300	0.089720	0.089616	0.089607	0.089607	0.089607	0.089606
VIII	600	0.090174	0.089655	0.089728	0.089607	0.089607	0.089606
IX	800	0.090347	0.089683	0.089681	0.089680	0.089679	0.089680
X	1000	0.090451	0.089711	0.089734	0.089724	0.089723	0.089732

Tabla 4.6 RMS obtenidos para cada uno de los modelos de velocidades obtenidos en cada grupo. Los números señalados son los valores de los RMS más bajos para cada grupo de modelos obtenidos en cada una de las inversiones.

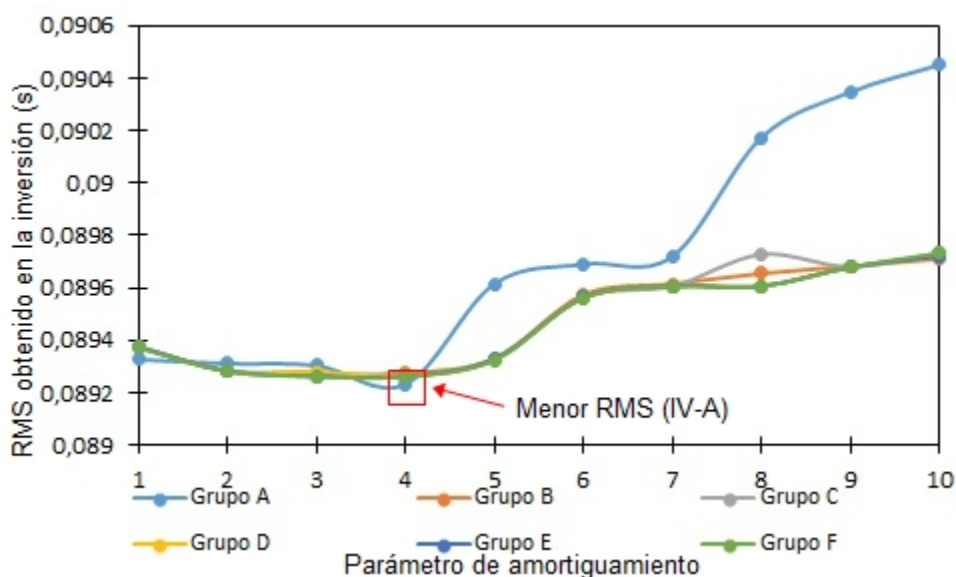


Figura 4.5 Gráfica del RMS obtenido para cada parámetro de amortiguamiento y grupo de modelos durante la inversión.

Profundidad (km)	Velocidad (km/s)
0	6.08
10	6.66
50	7.61
200	8.58

Tabla 4.7 Modelo de velocidad para la onda P en la zona del Nido Sísmico de Bucaramanga hallado en éste trabajo.

En la figura 4.6 se hace una comparación entre el modelo inicial utilizado (Londoño *et al.*, 2010) y el obtenido en éste trabajo, en donde se pueden observar los cambios en las velocidades de cada una de las capas; en la capa más somera hay una variación de 0.78 km/s

con respecto al modelo inicial, en la capa de 10-50 km encontramos una variación de 0.14 km/s, entre los 50-200 km, la variación es de 0.29 km/s; y finalmente superior a los 200 km de profundidad, se presenta una variación de 0.28 km/s.

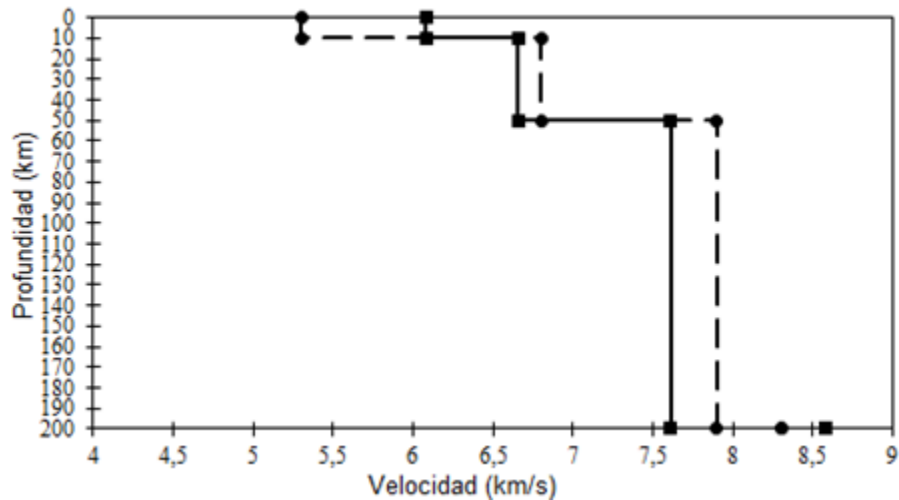


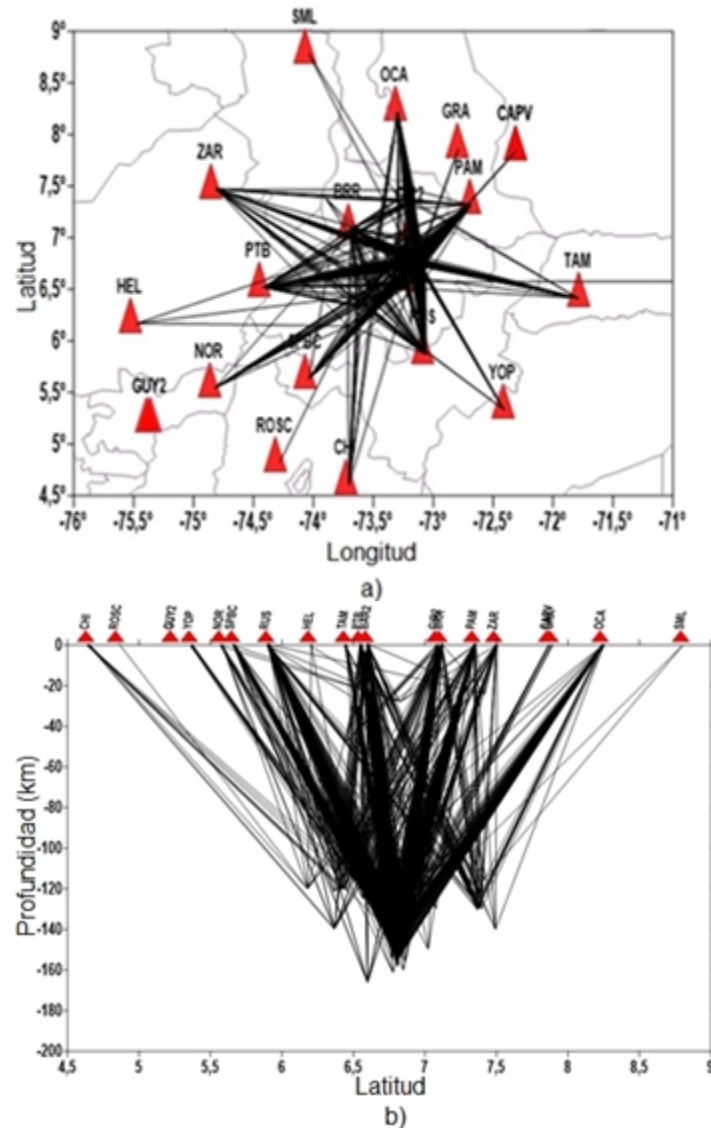
Figura 4.6 Comparación en los modelos de velocidad; las líneas punteadas indican el modelo inicial, la línea continua indica el modelo generado en éste trabajo.

Los resultados de la inversión 1D representados en la figura 4.6 se pueden sintetizar de la siguiente manera:

- El modelo *IV-A* fue elegido como el que más se aproxima al modelo real debido a que fue el que tuvo un menos RMS, y tiene ciertas variaciones al modelo inicial propuesto por Londoño *et al.*, 2010. En la primera capa hay una variación de 0.58 km/s; en la segunda capa de 0.34 km/s; en la tercera de 0.39 km/s y en la última de 0.08 km/s, teniendo en general variaciones de menos de 1 km/s
- Se obtuvo un total de cuatro capas en el modelo de velocidades 1D en el cual la velocidad va aumentando conforme aumenta la profundidad, cumpliéndose que a mayor profundidad mayor es la velocidad.
- La velocidades obtenidas en en las dos primeras capas del modelo, (0 a 10 km, y 10 a 50 km) corresponden a velocidades de la granodiorita, roca granítica composicional general de la corteza.
- Solo con el modelo de velocidades en una sola dimensión se puede pensar que a partir de los 50 km de profundidad se encuentra la transición entre la corteza y el manto superior debido al cambio abrupto que se encuentra en las velocidades que se genera por el cambio que hay de materiales que componen cada una de las capas.
- Con el modelo 1D generado en éste trabajo se obtuvo un RMS (Raíz media cuadrada) de los tiempos residuales de 0.089232, que representa una reducción casi del 28 % con respecto al RMS del modelo inicial obtenido por Londoño *et al.*, (2010) que fue de 0.32.

4.2 Modelo de Velocidad 3D

Para realizar la inversión 3D se utilizó el programa *Simulps14*. Inicialmente, se definió una matriz con dimensiones en **X-Y** 23×21 con un espaciado de 10×12 y en profundidad, con capas a 0 km, 5 km, 10 km, 15 km, 20 km, 30 km, 40 km, 50 km, 60 km, 70 km, 80 km, 100 km, 120 km, y 150 km. Para la determinación del espaciado de la malla, se consideró dejar alrededor de 300 km de más tanto en longitud como en latitud con el fin de evitar problemas con los bordes. Durante las primeras inversiones, se empezó a depurar la cantidad de sismos debido a errores en la localización y a su cercanía con los bordes; al final se utilizaron 344 sismos para el modelo 3D; en el trazado de rayos de los eventos utilizados se observa una gran densidad de datos en la zona de estudio (Figura 4.7).



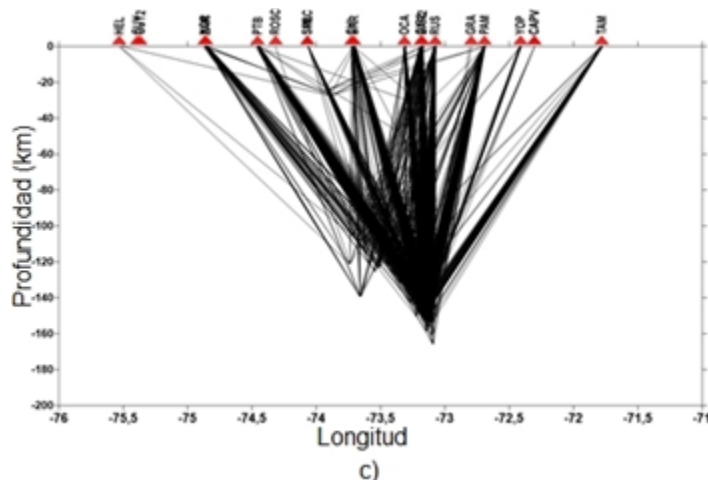


Figura 4.7 Trazado de rayos de los 344 eventos utilizados a cada una de las estaciones sísmicas. a) Proyección en planta donde se aprecia una buena densidad de rayos en la zona del nido sísmico, b) Vista con respecto a la longitud, donde la densidad de los rayos se acumula entre los 72-74°W, y c) Vista con respecto a la latitud donde los rayos tienen una mayor densidad entre los 6.5-7.5°N.

Al igual que con el modelo 1D se utilizaron diferentes parámetros de amortiguamiento (Tabla 4.8) y se determinó un punto donde la varianza de datos y la varianza del modelo para éstos parámetros fuera compensable (Vargas *et al.*, 2003); se eligió el parámetro de amortiguamiento 350 (Figura 4.8). En la tabla 4.9 se hace una comparación del RMS obtenido en el modelo propuesto por Londoño *et al.*, y los obtenidos para éste trabajo donde se evidencia un mejoramiento del 15.17% en el modelo del campo de velocidad.

Parámetro de Amortiguamiento (λ)	Varianza de los datos	Varianza del modelo
500	0.029134	0.00001
400	0.029046	0.00001
350	0.028908	0.00001
300	0.028849	0.00002
200	0.028682	0.00003
100	0.0282	0.00007
90	0.028105	0.00008
70	0.027988	0.00011
50	0.0279	0.00017

Tabla 4.8 Parámetros de amortiguamiento tomados en cuenta para la inversión en 3D.

RMS del modelo inicial	RMS mínimo modelo 1D	RMS modelo 3D
0.32 s	0.089232 s	0.050514 s

Tabla 4.9 Reducción del RMS total de los eventos utilizados para la inversión, del modelo inicial al modelo generado en éste trabajo.

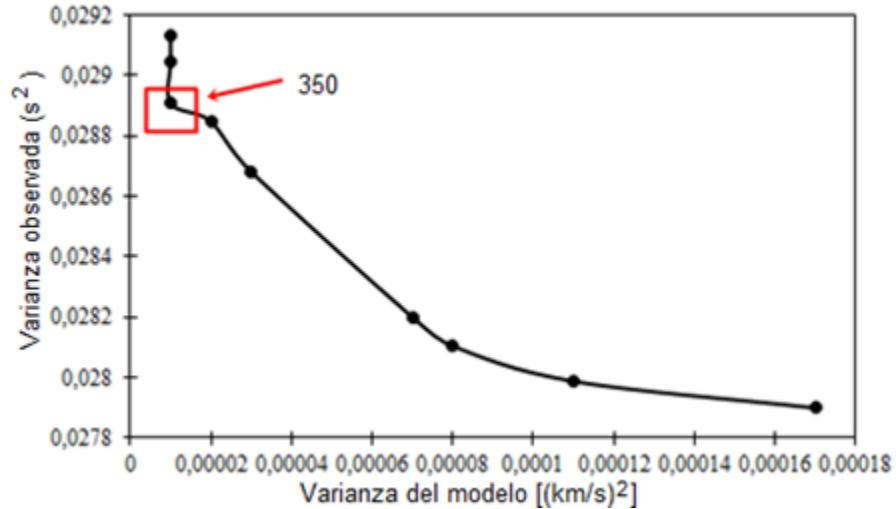


Figura 4.8 Curva de varianza del modelo con respecto a la varianza de los datos, para elegir el amortiguamiento óptimo.

Los resultados de la inversión 3D se muestran en la Figura 4.9 en función de las variaciones con respecto a la velocidad media de cada una de las capas del modelo 1D como de los valores del campo de velocidades en cada uno de los bloques del modelo en 3D, tal como lo plantean Aki and Lee (1976). En este trabajo, se obtuvieron 14 secciones a diferentes profundidades (Tabla 4.10) en donde se tiene una vista en planta de las velocidades en cada una de ellas.

Capa	Profundidad (km)
1	0
2	5
3	10
4	15
5	20
6	30
7	40
8	50
9	60
10	70
11	80
12	100
13	120
14	150

Tabla 4.10 Secciones a diferentes profundidades obtenidas con la inversión en 3D realizada.

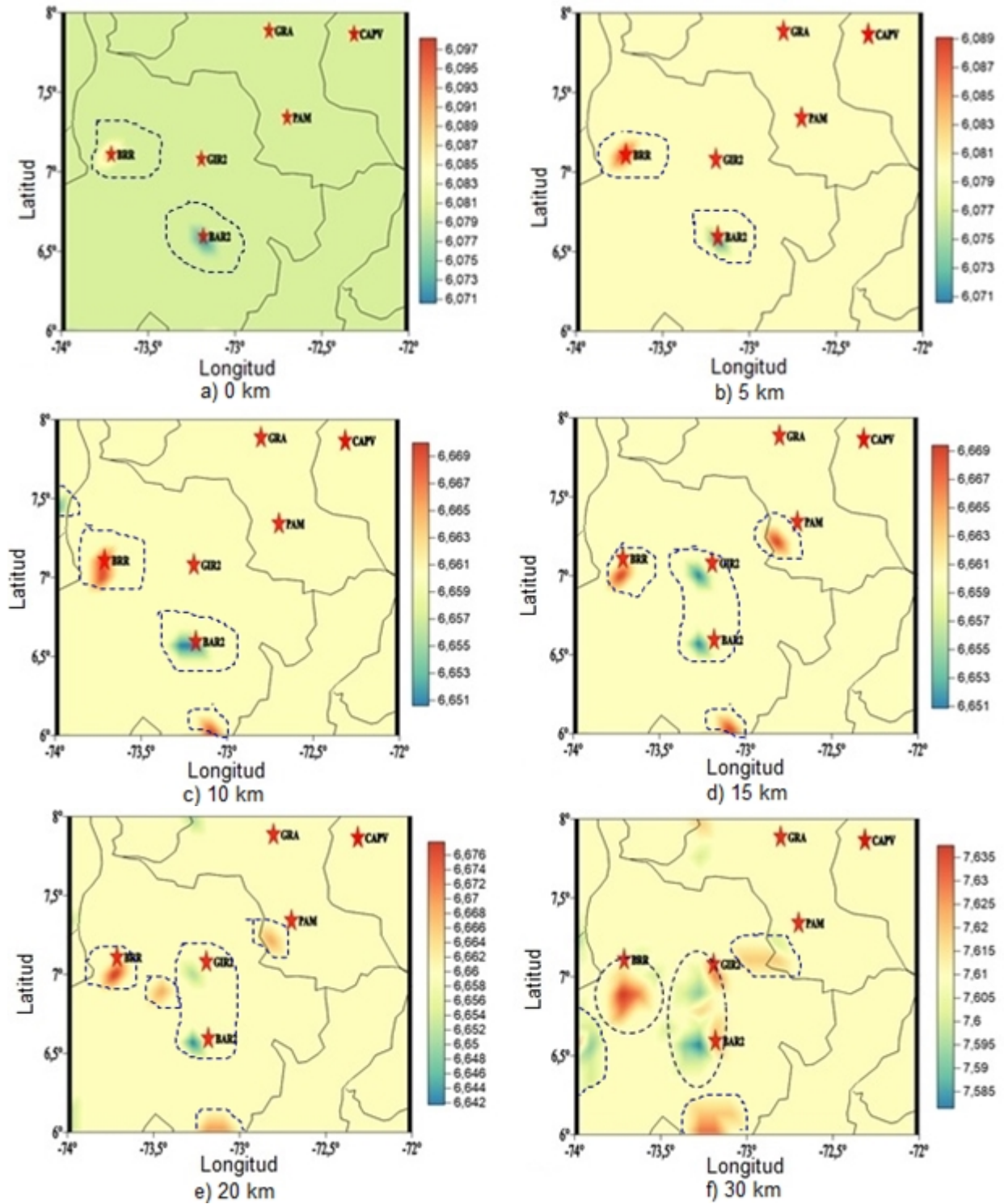


Figura 4.9

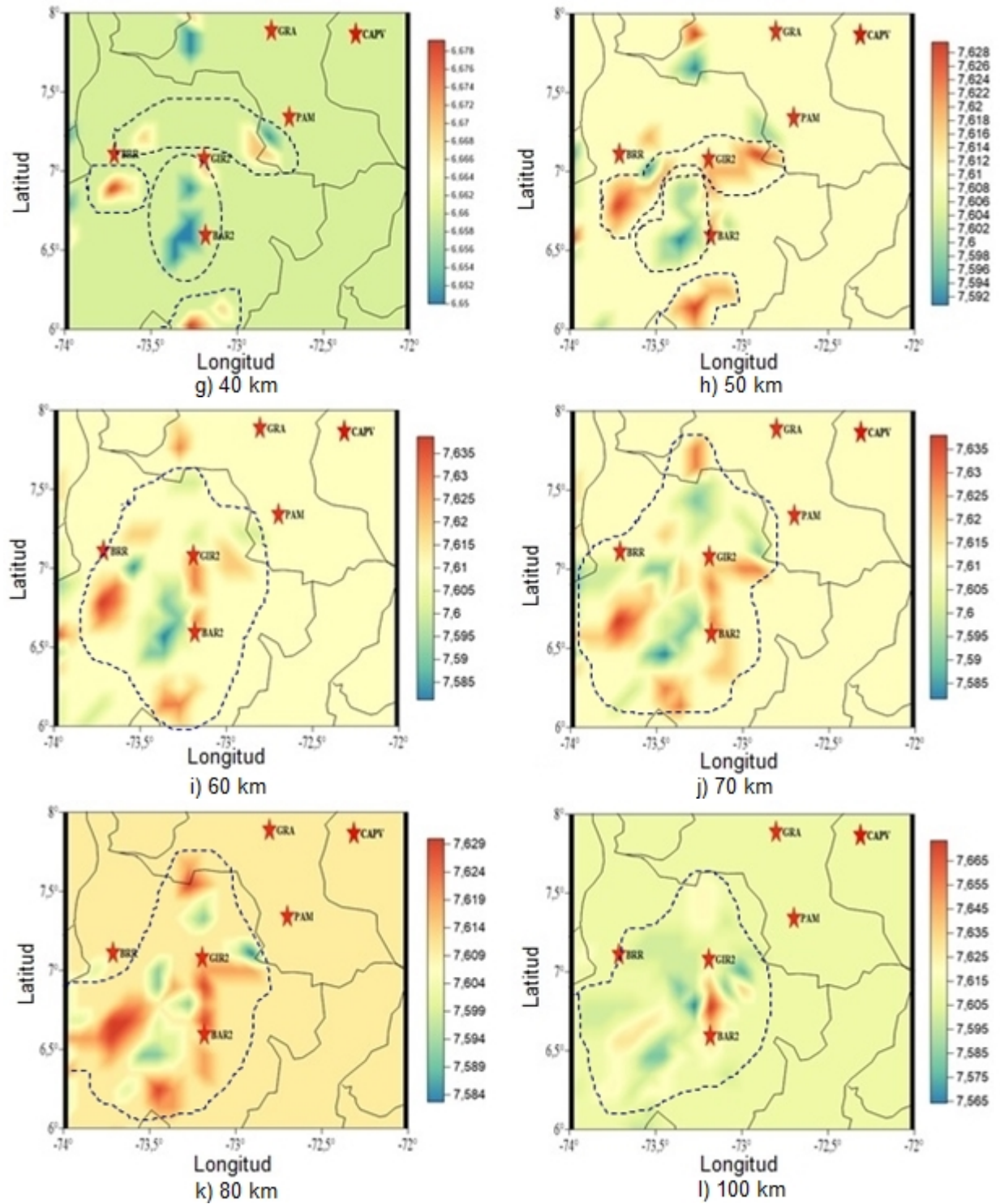


Figura 4.9

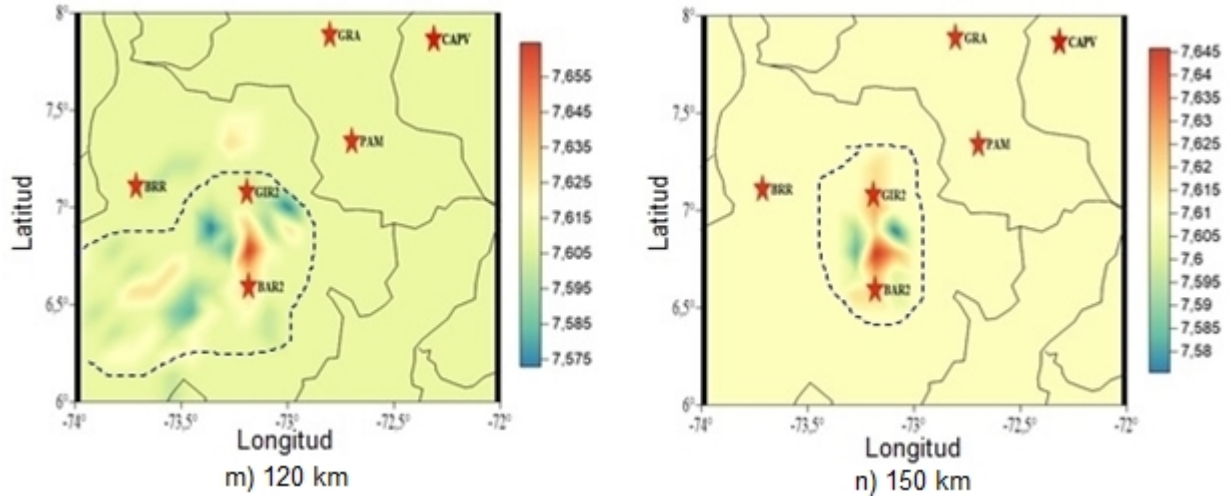


Figura 4.9 Valores del campo de velocidades en cada uno de los bloques del modelo 3D representados en 14 secciones a diferente profundidad a) 0 km, b) 5 km, c) 10 km, d) 15 km, e) 20 km, f) 30 km, g) 40 km, h) 50 km, i) 60 km, j) 70 km, k) 80 km, l) 100 km, m) 120 km y n) 150 km.

En la Figura 4.10 se representa espacialmente la distribución de los elementos diagonales de la matriz de resolución (EDR) para tener una idea de cuál es la incertidumbre en los datos obtenidos en el modelo de velocidades de la figura 4.9. Las zonas que tienen un tono más claro son aquellas en donde se tiene una buena resolución, debido a que tanto la dirección y densidad de los rayos como el peso de las fases de las ondas ofrecen buenas perspectivas de incertidumbre y resolución (Vargas *et al.*, 2003).

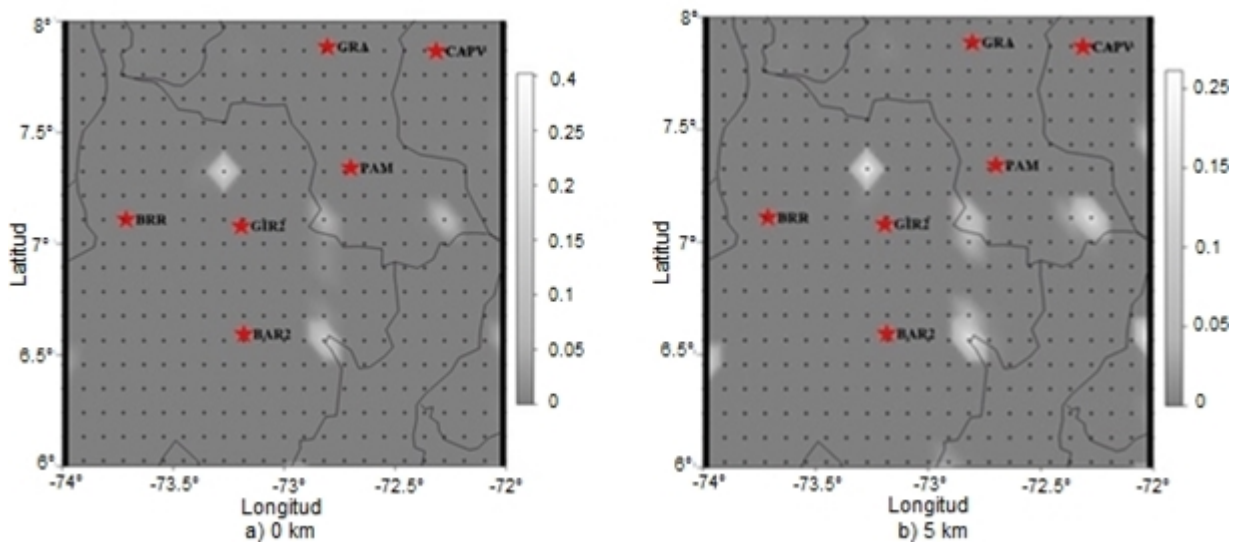


Figura 4.10

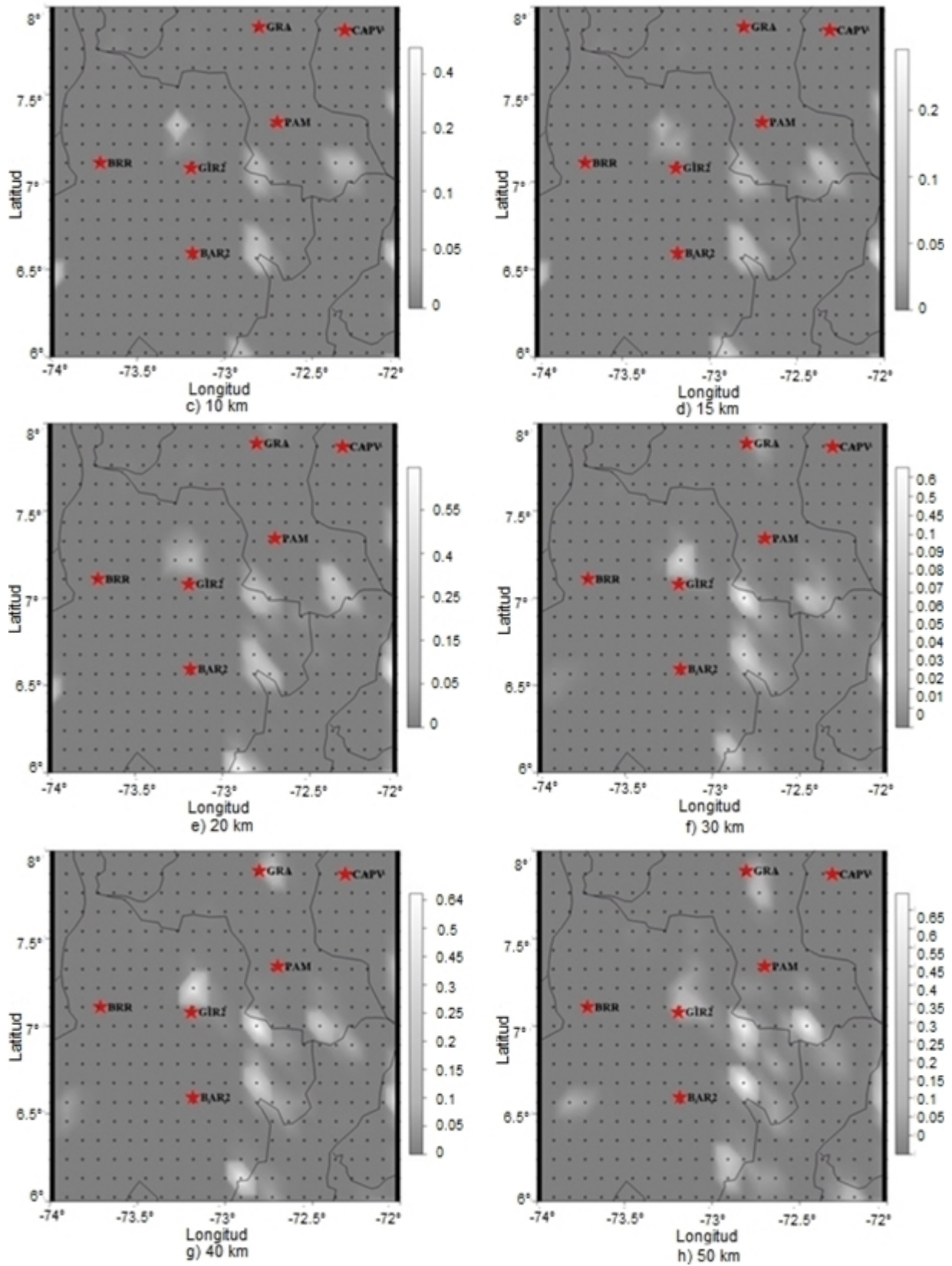


Figura 4.10

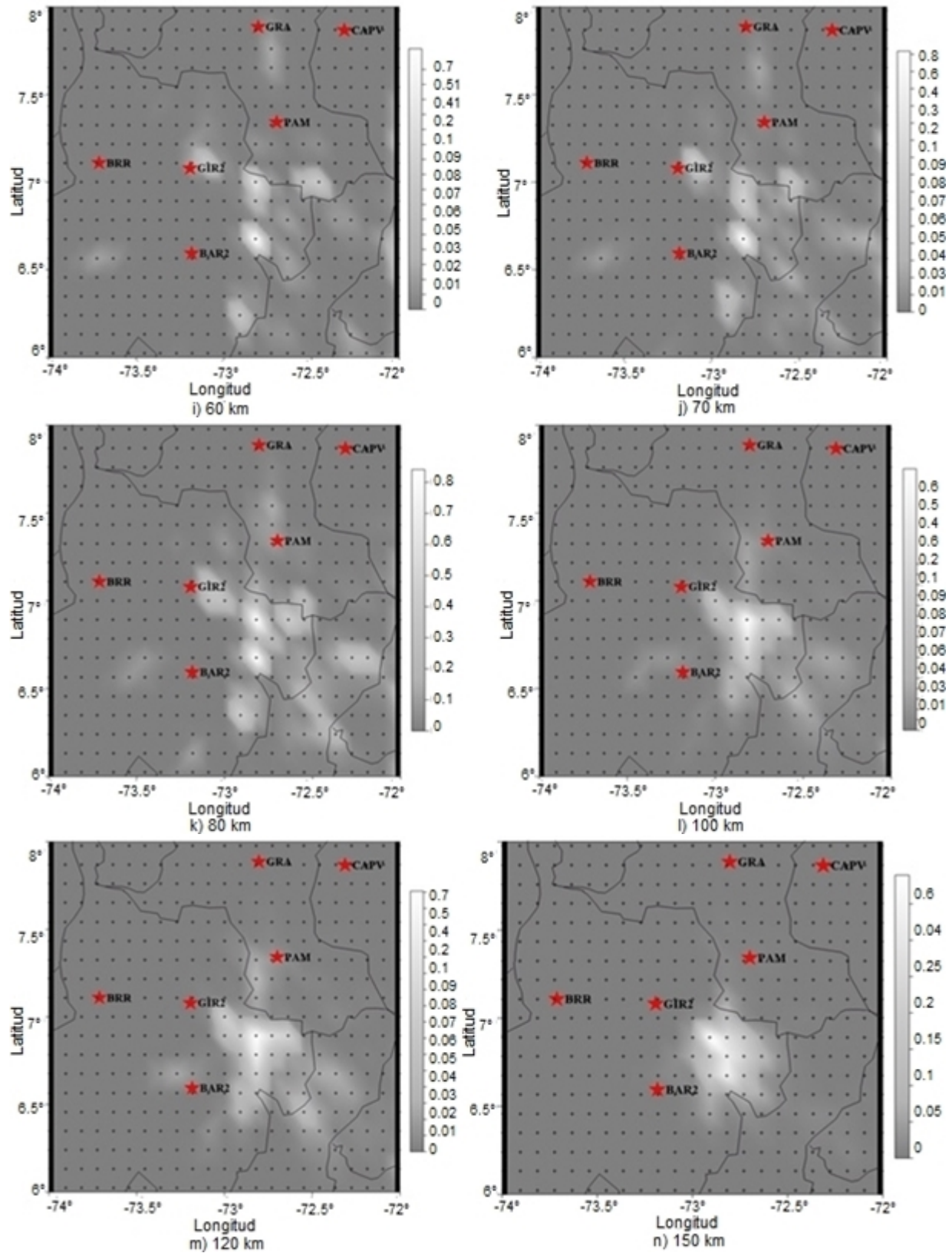


Figura 4.10 Elementos diagonales de la matriz de resolución para la inversión del modelo de velocidad de la Onda P en 3D, se tienen planos a diferentes profundidades: a) 0 km, b) 5

km, c) 10 km, d) 15 km, e) 20 km, f) 30 km, g) 40 km, h) 50 km, i) 60 km, j) 70 km, k) 80 km, l) 100 km, m) 120 km, y n) 150 km.

A continuación se interpretan los resultados de los valores de los campos de velocidad obtenidos en las figuras 4.9:

- En los primeros 10 km de profundidad se encuentra de manera homogénea una velocidad promedio de 6.08 km/s y dos cuerpos anómalos pequeños en la zona: el primero establece una zona de menor velocidad (al menos 0.01 km/s menos que la velocidad media de la capa) de propagación de la onda P aproximadamente de 6.071 km/s y otro cuerpo con velocidad aproximada de 6.085 km/s. Ninguno de los dos cuerpos presenta una diferencia de velocidades destacable con respecto a la velocidad promedio.
- A partir de los 10 km de profundidad hay un aumento en la velocidad de la onda P de 6.08 km/s a 6.66 km/s que se mantiene hasta los 30 km. También hay un aumento en la velocidad de las anomalías presentes, la de menor velocidad aumenta a 6.5 km/s aproximadamente mientras que la anomalía de mayor velocidad, tiene una velocidad de propagación para la onda P de 6.67 km/s aproximadamente.
- En los 15 km hay una nueva anomalía también con una velocidad de propagación para la onda P de aproximadamente 6.5 km/s, la cuál continúa hasta poco más de los 20 km de profundidad.
- A los 30 km se encuentra un aumento de anomalías con respecto a las capas superiores lo cual puede deberse al cambio de materiales que hay entre la corteza terrestre y el manto superior. Para ésta profundidad la velocidad media obtenida para el modelo en 3D es de 7.61 km/s y se tienen dos anomalías diferentes: El primero es un cuerpo magmático en el que las ondas P se propagan a una velocidad aproximada de 7.59 km/s (menor a la velocidad promedio) que puede asociarse a un cuerpo de dunita (Anderson *et al.*, 1968).
- Por otra parte, a la misma profundidad se encuentra un cuerpo magmático en donde la velocidad de propagación de las ondas P es aproximadamente 7.64 km/s (0.03 km/s más que la velocidad promedio) el cual se puede asociar a la presencia de piroxeno en altas proporciones en piroxenita (Birch, 1960).
- Debido al contraste en cuanto a los cuerpos anómalos que se presentan a ésta profundidad con respecto a las capas anteriores, además del cambio brusco de velocidad que se presenta se puede deducir que la discontinuidad de *Moho* para la zona del nido sísmico se encuentra a los 30 km de profundidad.
- Entre los 40 y 50 km de profundidad vuelve a presentarse una velocidad de 6.66 km/s, esta capa se puede identificar como una de baja velocidad que se debe a la ligera ralentización de las ondas sísmicas (Winter, 2001) cuando ocurre la fusión parcial de la peridotita, hay un alto gradiente de temperatura o un cambio brusco en la composición.
- A partir de los 50 km hasta la máxima profundidad tenida en cuenta en éste trabajo que es de 200 km, la velocidad promedio es de 7.61 km/s y se mantiene constante.

- Las anomalías presentes en el área de estudio se pueden entender como dos cuerpos en donde su composición varía a los 30 km de profundidad en donde se encuentra la discontinuidad de Moho y aumenta la velocidad de propagación de la onda P en ellos, en el manto la velocidad se mantiene salvo en la capa entre los 40 y 50 km, denominada, capa de baja velocidad.
- A partir de los 50 km de profundidad, los diferentes cuerpos magmáticos anómalos empiezan a acunarse en dirección a la ubicación en profundidad del Nido Sísmico de Bucaramanga, lo que puede estar asociado a la subducción de las Placas Caribe y Nazca bajo la Placa Suramericana.
- A profundidad de 150 km se presenta un acunamiento total de los cuerpos magmáticos descritos, lo cual se asocia a la cuña del manto, siendo esta la parte del manto que se localiza sobre una o más placas que se subducen bajo la corteza terrestre (Van Keken, 2003).
- La presencia de cuerpos magmáticos de menor velocidad a la promedio en el manto, se deben a procesos de fusión parcial donde se originan magmas basálticos y quedan como residuos harzburgitas (80 % olivino, 20 % ortopiroxenos) y dunitas (olivino); de manera que los cuerpos de dunita se encuentran rodeados de harzburgitas evidenciando dicho proceso.

Consideraciones

- Se realizó tomografía sísmica solamente de la Onda P, debido a que los arribos de la Onda S no siempre son muy claros en los sismogramas y pueden ocasionar una baja resolución en el modelo de velocidades que se obtiene.
- Para la construcción de la malla utilizada en la inversión en 3D fue necesario dejar más kilómetros con respecto a la localización del área de estudio para evitar problemas con los bordes y poder tener en cuenta los sismos ocurridos en los mismos.
- En la inversión 3D se descartaron alrededor de 794 sismos, debido a las pocas fases de la Onda P obtenidas en los registros lo cual hace que la localización de los mismos tenga un amplio margen de error.

Conclusiones

- El modelo de velocidades 1D que se generó en éste trabajo tuvo una reducción casi del 28 % en el RMS con respecto al modelo inicial utilizado lo cual indica que se obtuvo una mayor aproximación al modelo verdadero.
- Se obtuvo una buena resolución en el modelo de velocidades debido a la densidad de datos sismológicos utilizados en el trabajo, lo cuál indica que el modelo estimado se acerca bastante al modelo real del campo de velocidad en el interior de la tierra.
- Teniendo en cuenta los estudios realizados sobre las profundidades asociadas a la sismicidad en las Placas Caribe (130-160 km) y Nazca (alrededor de los 150 km); y la densidad de hipocentros en el área de estudio, localizados entre los 120 y 180 km de profundidad, se puede asumir que la sismicidad en el Nido de Bucaramanga se encuentra asociada a ambas placas tectónicas.
- La sismicidad en el Nido Sísmico, también puede estar relacionada al acuñaamiento que se empieza a presentar aproximadamente a los 120 km de profundidad, por influencia de la subducción ocurrida, y la fusión parcial ocurrida por los fluidos acuosos provenientes de parte de la placa subducida que recibe la cuña del manto a los 150 km de profundidad; en dónde el adelgazamiento de los cuerpos magmáticos anómalos se hacen más evidentes.
- Hay dos cuerpos magmáticos anómalos predominantes en el área de estudio; el primero se debe a la fusión parcial ocurrida en la corteza y el manto que se asocia al alto contenido de olivino y el segundo, se asocia al alto contenido de piroxenos.

Recomendaciones

- Realizar una relocalización de los sismos ocurridos en la zona del Nido Sísmico de Bucaramanga utilizando el modelo de velocidades 1D generado en éste trabajo, y volver a hacer un estudio de tomografía sísmica para generar un nuevo modelo de velocidades, de tal manera que sea cada vez más próximo al modelo real en el interior de la tierra.
- Hacer un estudio más detallado de la zona de baja velocidad (entre los 40 y 50 km de profundidad) dentro del manto superior que se encontró en este trabajo, para determinar si se debe a la fusión parcial, alto gradiente de temperatura o a un cambio brusco en la composición.

Bibliografía

- Aki, K. and Lee, H. K., 1976. Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, Part. 1. A homogeneous initial model. *J. Geophys. Res.* 81, 4381-4399.
- Alonso M., and Finn E., 1998. Física volumen II - Campos y ondas. Editorial Reazon.
- Anderson, D. L., Schreiber, E., Liebermann, C., and Soga, N., 1968. Some Elastic Constant Data on Minerals Relevant to Geophysics.
- Becerra, C. A., 2008. Tomografía sísmica para obtener modelos de velocidad del estrato somero aplicada a datos sintéticos y reales. (Tesis de pregrado). Universidad Industrial de Santander, Bucaramanga.
- Benioff, H., 1949. Seismic evidence for the fault origin of oceanic deeps. *Bulletin of the Geological Society of America* 60, 1837-1856.
- Bernal, J. D., 1936. Commentary. *Observatory* 59, 265-269.
- Birch, F., 1960. The Velocity of Compressional Waves in Rock to 10 Kilobars. *J. Geophys. Res.* 65. Pag: 1083-1102.
- Bird, P., 1979. Continental delamination and the Colorado Plateau. *J. Geophys. Res.*, 84. 7561-7571.
- Boehler, R., 2000. High-pressure experiments and the phase diagram of lower mantle and core materials. *Reviews of Geophysics*, 38, pp. 221-245.
- CAN, Comunidad Andina. 2009. El Fuego Interno de Los Andes.
- Chelotti, L., Acosta, N., Foster, M., 2009. Cátedra de Geofísica aplicada. U.N.P.S.J.B., Chubut, Argentina. 308p.
- Conrad, C. P., 2000. Convective instability of thickness mantle lithosphere. *J. Geophys. Res.* 105. 14352-70.
- Coral-Gómez, C. E., 1990. La convergencia de placas en el Noroccidente Suramericano y el origen del Nido Sísmico de Bucaramanga. *Revista Académica Colombiana de Ciencia*, V. 17. Número 66.

- Cortes, M., and Angelier, J., 2005. Current states of stress in the northern Andes as indicated by focal mechanisms of earthquakes. *Tectonophysics* 403, 29–58.
- Dewey, J. W., 1972. Seismicity and tectonics of western Venezuela. *Bull. Seism. Soc. Am.* 62, 1711–1752.
- Crosson, R. S., 1976. Crustal structure modeling of earthquake data, I, Simultaneous least squares estimation of hypocenter and velocity parameters. *J. Geophys. Res.* 81, 3036-3046.
- Duque-Escobar, G., 2006. Riesgo en zonas Andinas por amenaza volcánica. 17p.
- Duque-Escobar, G., 2007. Aspectos Geofísicos y Amenazas Naturales en los Andes de Colombia.
- Eberhart-Phillips, D., 1990. Three-dimensional P and S velocity structure in the Coalina Region, California., *J. Geophys. Res.*, Vol. 95, pp. 15343-15363.
- Fleitout, L., and Froidevaux, C., 1982. Tectonics and tomography for a lithosphere containing density heterogeneities. *Tectonics*, 1. 21-56.
- Frohlich, C., Kadinsky-Cade, K., and Davis, S. D., 1995. A re-examination of the Bucaramanga, Colombia, earthquake nest. *Bull. Seism. Soc. Am.* 85, 1622–1635.
- Frost, D. J., 2008. The upper mantle and transition zone. *Elements*, Vol. 4, pp. 171-176.
- Gaffney, E. S. and Anderson, D. L., 1973. Effect of low-spin Fe+2 on the composition of the lower mantle, *Jour. Geophys. Res.*, 78, 7005-7014.
- Gómez-Padilla, J., 1980. Actividad Sísmica en el departamento de Santander. *Bol. Geología, UIS, Bucaramanga*, 14 (28):3-23.
- Helffrich, G. R., and Wood, B. J., 2001. The earth's mantle. *Nature*, Vol. 412, pp. 501-507.
- Houseman, G. A., McKenzie, D. P., and Molnar, P., 1981. Convective instability of a thickened boundary layer and its relevance for the thermal evolution of continental convergent belts. *J. Geophys. Res.* 86. 6115-6132.
- Howard, L. N., 1964. Convection at high Rayleigh number, in *Proc. 11th Int. Congress of Applied Mechanics*, pp. 1109-1115, ed Görtler, H., Springer, New York.
- Kayal, J. R., Seismic waves and earthquake location. Geological Survey of India, 27, J.L. Nehru Road Road, Kolkata – 700 016.
- Kesson, S. E., Fitz Gerald, J. D., and Shelly, J. M., 1998. Mineralogy and dynamics of a pyrolite lower mantle, *Nature*, 393, 253– 255.
- Lay, T., Williams, Q. and Garnero, E. J., 1998. The core-mantle boundary layer and deep Earth dynamics. *Nature* 392, 461-468.

- Lira, E. S., 2011. Estudio de sismicidad, tomografía sísmica y modelo de física de rocas: Potencial sistema geotermal asociado al complejo volcánico Tinguiririca. (Tesis de maestría). Universidad de Chile, facultad de Ciencias Físicas y Matemáticas, departamento de Geofísica. 189p.
- Londoño, J. M., Bohórquez, O. P., Ospina, L. F., 2010. Tomografía Sísmica 3D en el Sector de Cúcuta, Colombia. *Boletín de Geología* Vol. 32, No. 1. 107-124.
- Love, A.E.H., 1911. *Some problems of geodynamics*. London: Cambridge Univ. Press.
- Magnitzky, V. A., 1965. *Estructura interna y física de la Tierra*. Nedra, Moscú. 379p.
- Magnitzky, V. A., and Artiushkov, E. V., 1978. Algunos problemas generales de la dinámica de la Tierra. En: *La tectonósfera de la Tierra*. Nauka, Moscú. 487 – 525.
- Menke., 2000. *Case Studies of Seismic Tomography and Earthquake Location in a Regional Context*. Lamont Doherty Earth Observatory of Columbia University.
- Nava, A., 1993. *La inquieta superficie terrestre*. Primera edición. Fondo de cultura económica, S.A. de C.V., México D.F., 106p.
- Novotny, O., 1999. *Seismic surface waves (Notas de clase para estudios de Postgrado)*. Universidad Federal de Bahía. Salvador, Bahía.
- Ojeda, A., and Havskov, J., 2001. Crustal structure and local seismicity in Colombia. *J. Seis.* 5, 575–593.
- Pennington, W. D., 1981. Subduction of the eastern Panama basin and sismotectonics of northwestern South America. *J. Geophys. Res.* 86, 10753–10770.
- Pennington, W. D., Mooney, W. D., Van Hissenhovenet, R., Meyer, H., Ramírez, J. E., and Meyer, R. P., 1981. Resultado de un estudio de microsismos en Bucaramanga, Colombia. En: *Investigaciones geofísicas sobre las estructuras oceáno-continentales del Occidente Colombiano*. Proyecto Nariño II y III. Bogotá, 42-64.
- Pennington, W.D., 1983. The role of shallow phase changes in the subduction of oceanic crust. *Science* 220, 1045–1047.
- Perico-Martinez, N. R., and Perico-Granados, N. R., 2014. Caracterización y recurrencia sísmica del Nido de Bucaramanga. V Congreso Internacional de Ingeniería Civil, Universidad Santo Tomás Seccional Tunja.
- Prieto, G. A., Beroza, A. C., Barret, S. A, López, G. A., and Flórez, M., 2012. Earthquake nests as natural laboratories for the study of intermediate-depth earthquake mechanics. *Tectonophysics*, 570-571, 42-56.
- Ramírez, J. E., 1969. *Historia de los terremotos en Colombia*. Instituto Geográfico Agustín Codazzi. 250p.

- Rosenblueth, E., García Acosta, V., Rojas Rabiela, T., Orozco Castellanos, J., and Núñez de la Peña, F., 1992. *Macrosismos, Aspectos físicos, sociales, económicos y políticos*. 27p.
- Shearer, P., 2009. *Introduction to Seismology (Second Edition)* Nueva York, Estados Unidos, Cambridge University Press. 391p.
- Salcedo, E. J., 1999. Estudio de Sismicidad Histórica en la región de Bucaramanga (Colombia). *Revista Académica Colombiana de Ciencia*. V 23. No. 87: 233-248.
- Shearer, P. M., 2010. *Introduction to Seismology: The wave equation and body waves*. Institute of Geophysics and Planetary Physics Scripps Institution of Oceanography University of California, San Diego.
- Shih, X., Meyer, R., and Schneider, J., 1991. Seismic anisotropy above a subducted plate. *Geology* 19, 807–810.
- Schneider, J. F., Pennington, W. D., and Meyer, R. P., 1987. Microseismicity and focal mechanisms of the intermediate-depth Bucaramanga Nest, Colombia. *J. Geophys. Res.* 92, 13913–13926.
- Sorokhtin, O.G.; Chilingarian, G.V.; Sorokhtin, N.O., 2011. *Evolution of Earth and its climate birth, life and death of Earth*. Amsterdam: Elsevier Science Ltd. p. 137.
- Stein, S., and Wysession, M., 2003. *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Publishing.
- Taboada, A., Rivera, L. A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H., Olaya, J., and Rivera, C., 2000. Geodynamics of the northern Andes: Subductions and iteracontinental deformation (Colombia). *Tectonics* 19(5), 787–813.
- Tarantola, A. and Valette, B. 1982. Generalized nonlinear inverse problems solved using the least squared criterion. *Rev. Geophys. Space Phys.* 20. 219-232.
- Tarbuck, E., and Lutgens, F., 2005. *Ciencias de la Tierra: Una introducción a la geología física*. Prentice Hall. 700p.
- Thurber, C. H., 1983. Earthquake locations and three-dimensional crustal structure in the Coyote Lake Area, Central California., *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, No. B10, pp. 8226-8236.
- Thurber, C. H., 1992. Hypocenter - velocity structure coupling in local earthquake tomography., *Phys Earth Planet. Inte.*, Vol. 75, pp. 55-62.
- Tryggvason, E., and Lawson, J. E., Jr., 1970. The intermediate earthquake source near Bucaramanga, Colombia. *Bullentin of the Seismological Society of America*. V60. No. 1: 269-279.
- Van der Hilst, R., and Mann, P., 1994. Tectonic implication of tomographic images of subducted lithosphere beneath northwestern South America. *Geology* 22, 451–454.

- Van Keken, P. E., 2003. The structure and dynamics of the mantle wedge. *Earth and Planetary Science Letters* 215, 323-338.
- Vargas, C. A., Pujades, L. G., Ugalde, A., and Canas, J. A., 2003. Tomografía sísmica local en el territorio Colombiano. *Revista Internacional de Métodos Numéricos para Cálculo y Diseño de Ingeniería*. Vol 19, 3, 255-278.
- Vargas, C. A., Mann, P., and Borrero, C., 2011. Field guides for excursions to the Nevado del Ruiz Volcano and to the Romeral Fault System (Colombia), in the frame of the Neotectonics of arc-continent collision concepts. *Earth Sci. Res. S J.* Vol. 15, No. 1., 47-74.
- Vidal, F., 1994. Los terremotos y sus causas. Instituto Andaluz de Geofísica y Prevención de desastres sísmicos. 38p.
- Winter, J. D., 2001. *An introduction to Igneous and Metamorphic Petrology*. Prentice Hall Upper Saddle River, New Jersey 07458. 697p.
- Zarifi, Z., and Havskov, J., 2003. Characteristics of dense nests of deep and intermediate-depth seismicity. *Adv. Geophys.* 46, 237–278.
- Zarifi, Z., Havskov, J., and Hanyga, A., 2007. An insight into the Bucaramanga nest. *Elsevier Tectonophysics* 443, 93-105.