

*CARLOS ALBERTO VARGAS JIMÉNEZ*

**PROPAGACIÓN  
DE ONDAS SÍSMICAS  
Y ATENUACIÓN  
DE ONDAS DE CODA EN EL  
TERRITORIO COLOMBIANO**

ACADEMIA COLOMBIANA DE CIENCIAS EXACTAS, FÍSICAS Y NATURALES  
COLECCIÓN JORGE ÁLVAREZ LLERAS No. 23



**PROPAGACIÓN  
DE ONDAS SÍSMICAS  
Y ATENUACIÓN  
DE ONDAS DE CODA EN EL  
TERRITORIO COLOMBIANO**

**CARLOS ALBERTO VARGAS JIMÉNEZ**  
DEPARTAMENTO DE GEOCIENCIAS, POSGRADO DE GEOFÍSICA  
UNIVERSIDAD NACIONAL DE COLOMBIA

Con la COLABORACIÓN de

**LUIS PUJADES**  
UNIVERSIDAD POLITÉCNICA DE CATALUÑA

**ARANTZA UGALDE**  
OBSERVATORIO DE L' EBRE

BOGOTÁ, D.C., COLOMBIA, 2004

© **Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales**

Trans. 27 No. 39A-63 – Tel.: 3680365 – Fax: (571) 3680365  
Líneas de teléfono y FAX: (571) 2443186, 2683290, 2682846  
Biblioteca: carrera 3ª No. 17-34 - Piso 3o. Tel.: 3414805  
Correo electrónico: revista@accefyn.org.co  
Apartado Aéreo 44763  
Bogotá, D.C., Colombia.

© **Carlos Alberto Vargas Jiménez**

Reservados todos los derechos. Este libro no puede ser reproducido total ni parcialmente sin autorización.

ISBN: 958-9205-19-4 Obra completa  
ISBN: 958-9205-58-5 Volumen

Clasificación Dewey: 551.2209861  
V174p

Materias: Sismología, Ciencias de la Tierra, Geofísica, Ondas de Coda, Colombia, Andes, Tomografía.

*A mis hijos: Mauricio y Carolina,  
a quienes descuidé por realizar este trabajo.  
Espero que algún día me comprendan  
por el tiempo que les quedé debiendo...*

**CARLOS**

Esta publicación ha sido realizada con el apoyo financiero del  
Ministerio de Educación Nacional

*República de Colombia*  
**MINISTERIO DE EDUCACIÓN NACIONAL**



*Libertad y Orden*

Armada digital, impresión y acabados:  
Editora Guadalupe Ltda.  
Cra. 42 No. 10A-57 Tels.: 2690788 - 5627250  
Correo electrónico: ediguada@yahoo.es – ediguada@etb.net.co  
Bogotá, D.C., Colombia, 2004

## RESUMEN

El borde NW de América del Sur, sobre el que se encuentra el Territorio Colombiano es un complejo tectónico donde convergen las placas del Caribe y de Nazca con tendencias NW-SE y W-E respectivamente. En su proceso de subducción bajo la placa de América del Sur se desarrolla un estado de esfuerzos compresivos que promueve el movimiento relativo del Bloque Panamá-Chocó en dirección NNW-SWE y del Bloque Norte de los Andes en dirección SW-NE. En torno a dicho escenario, se generan eventos sísmicos superficiales asociados a los límites de los bloques y sismos profundos producidos por la colisión y la flexión de las placas.

El análisis de los sismogramas producidos por 1200 eventos correspondientes a la sismicidad ocurrida dentro del territorio colombiano en el período comprendido entre los meses de diciembre de 1992 y junio de 1999, ha permitido estimar un modelo de velocidad de la onda P ( $V_p$ ) en 3 D que apoya la presencia de una estructura de subducción con variación angular entre el sur y el norte del área de estudio. La subducción, a una latitud Norte de 2°, se efectuaría según un ángulo, con respecto a la horizontal, de aproximadamente 25°, mientras que, hacia la latitud 5° N, este ángulo sería aproximadamente de 34°. Además, alrededor de la latitud 7° N, se detecta una estructura de colisión entre placas, que sugiere un posible traslape de la placa del Caribe sobre la de Nazca, así como una marcada flexión de la placa del Caribe al colisionar con el manto litosférico continental. Esta flexión sería la responsable de la sismicidad en el Nido de Bucaramanga.

Por otra parte, el análisis sistemático de la atenuación de las ondas coda, ha permitido avanzar en el conocimiento de los procesos atenuativos de la litosfera de Colombia. Se han aplicado técnicas basadas en la hipótesis de dispersión isótropa simple, y métodos que tienen en cuenta el esparcimiento múltiple, de forma que se ha evaluado el factor de calidad de la coda y las atenuaciones total, intrínseca y dispersiva. Se constata una atenuación sísmica alta en todo el territorio, cuando se compara con valores obtenidos en otras regiones del mundo con tectónica activa, y se observa un predominio claro de la absorción intrínseca sobre el esparcimiento, poniendo de relieve la importancia de los procesos de subducción involucrados y la presencia de potentes cámaras magmáticas bajo los ejes volcánicos. Estas cámaras podrían ser más superficiales hacia el Sur y más profundas hacia el centro del país. Se observa una notable complejidad de la variación regional de la atenuación aunque claramente ésta es más potente hacia el Oeste y hacia el Centro que hacia el Norte y hacia el Este. Con base en estas observaciones y la aplicación de técnicas de regionalización se ha optado por un esquema regional preliminar que considera cuatro regiones: la Oeste, la Central, la Norte y la Sur. Se observa una correlación razonable entre el patrón atenuativo regional y otras variables geofísicas como la velocidad de las ondas internas, las anomalías gravimétricas, el gradiente y flujo geotérmico y los esfuerzos regionales.

Se ha analizado también la posible evolución temporal de la atenuación, efectuando un análisis detallado de 12 períodos de tiempo, definidos por la ocurrencia de sismos

importantes y comprendidos entre 1992 y 1999. Si bien se observan variaciones significativas de los factores de calidad, coincidiendo con grandes terremotos, es difícil avanzar hacia su significado y sentido, pues tampoco cuando se correlacionan con los mecanismos focales, se observa una tendencia clara a aumentar la atenuación en procesos distensivos y a disminuir en procesos compresivos. Sin duda, la comprensión de las variaciones temporales de la atenuación requiere un mayor volumen de datos y, posiblemente la monitorización de zonas sismogénicas, de forma que se considera prematuro atribuir a las variaciones del factor de calidad un carácter predictivo.

## ÍNDICE

---

<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
1.1 Antecedentes	1
1.2 Motivación	4
1.3 Objetivos del estudio	6
1.4 Contenido de la memoria	6
<b>2. Geotectónica</b>	<b>9</b>
2.1 Introducción	9
2.2 Evolución geodinámica y geológica de Colombia	11
2.2.1 Esquema geodinámico	11
2.2.2 Esquema geológico actual	18
2.3 Sismotectónica de la región	19
2.3.1 Tectónica	19
2.3.2 Sismicidad	21
2.4 Estado actual de deformación y esfuerzos	24
2.4.1 Desplazamientos	24
2.4.2 Esfuerzos	24
2.5 Resumen y Conclusión	27
<b>3. Tomografía Sísmica Local</b>	<b>29</b>
3.1 Introducción	29
3.2 Aspectos teóricos	29
3.2.1 Modelos 1D y localización preliminar de eventos sísmicos	29
3.2.2 Teoría básica de tomografía sísmica local	31
3.2.3 Estimación de la resolución en la tomografía sísmica local	35
3.3 Datos	36
3.3.1 Red Sismológica Nacional de Colombia	36
3.3.2 Características instrumentales	37
3.3.3 Catálogo sísmico y datos	38
3.4 Modelo de velocidad 1D	39
3.5 Modelo de velocidad 3D	42
3.6 Correlaciones geofísicas	56
3.6.1 Gravimetría	58
3.6.2 Gradiente geotérmico	59
3.6.3 Esfuerzos y deformación	60
3.7 Resumen y conclusiones	61

<b>4. Atenuación de Ondas Coda</b>	<b>63</b>	<b>8. Análisis temporal</b>	<b>129</b>
4.1 Introducción	63	8.1 Introducción	129
4.2 Parámetros de atenuación	64	8.2 Análisis temporal	130
4.3 Aspectos teóricos	66	8.2.1 Atenuación y energía liberada	134
4.3.1 Modelación de Q de coda mediante hipótesis de dispersión simple	66	8.2.2 Atenuación y mecanismos focales	137
4.3.2 Región muestreada y regionalización de $Q_c$	71	8.3 Discusión	137
4.3.3 Modelación de Q con múltiple dispersión isotrópica múltiple	72	8.4 Resumen y conclusión	139
4.3.4 Volumen de muestreo y regionalización de $Q_c$ , $Q_s$ y $Q_i$	74		
4.4 Resumen	77	<b>9. Conclusiones y recomendaciones</b>	<b>141</b>
<b>5. Q de coda. Dispersión isotrópica simple</b>	<b>79</b>	9.1 Conclusiones	141
5.1 Introducción	79	9.1.1 Geotectónica	141
5.2 Datos	79	9.1.2 Tomografía sísmica de $V_p$	142
5.3 Dispersión simple	81	9.1.3 Parámetros de atenuación	143
5.3.1 Dependencia de $Q_c$ con la frecuencia	81	9.1.4 Otras correlaciones geofísicas	145
5.3.2 Correlación cuantitativa entre $Q_c^{-1}$ a 1 Hz y el exponente $\eta$	88	9.1.5 Evolución temporal de la atenuación	146
5.4 Regionalización de $Q_c$	89	9.2 Modelo tectónico tentativo	147
5.4.1 Buscando un modelo regional preliminar	89	9.3 Epílogo y trabajos futuros	149
5.4.2 Regionalización por el punto medio	94	9.3.1 Modelos teóricos	150
5.4.3 Regionalización por inversión	95	9.3.2 Los datos	151
5.4.4 Regionalización simplificada preliminar	97		
5.5 Resumen y discusión	100	<b>Referencias</b>	<b>153</b>
<b>6. Dispersión isotrópica múltiple. Atenuación total, intrínseca y dispersiva</b>	<b>103</b>	<b>Anexos</b>	<b>165</b>
6.1 Introducción	103	Anexo I. Modelo de deslizamiento de Reches	167
6.2 Dispersión isotrópica múltiple	103	Anexo II. Volumen involucrado en el proceso de múltiple dispersión isotrópica	171
6.3 Atenuación intrínseca y dispersiva	105	Anexo III. Resultados de múltiple ajuste por mínimos cuadrados y test de Fisher	183
6.4 Dependencia de $Q_c^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_i^{-1}$ con la frecuencia	105	Anexo III-A. Estimación de parámetros de atenuación por <i>ESTACIÓN</i>	185
6.4.1 Correlaciones entre factores de calidad Q a 1 Hz y exponentes $\eta$	108	Anexo III-B. Estimación de parámetros de atenuación por <i>PERÍODOS</i>	209
6.5 Regionalización de $Q_c^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_i^{-1}$	110		
6.6 Correlación entre $Q_c^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_i^{-1}$ con $Q_c^{-1}$	113		
6.7 Discusión	116		
6.8 Resumen y conclusión	117		
<b>7. Atenuación sísmica y otras observaciones geofísicas</b>	<b>119</b>		
7.1 Introducción	119		
7.2 Velocidades de las ondas P	120		
7.3 Anomalías gravimétricas	122		
7.4 Gradiente y flujo geotérmico	123		
7.5 Esfuerzos regionales	125		
7.6 Discusión	126		
7.7 Resumen y conclusión	127		

## LISTA DE FIGURAS

		Página
<b>Figura 1.1</b>	Mapa de Amenaza Sísmica en Colombia (modificado de AIS, 1996). El recuadro gris corresponde a la zona donde se centrará el estudio de propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas Coda.	5
<b>Figura 2.1</b>	Aspectos fisiográficos del Territorio Colombiano. 1. Llanos Orientales, 2. Región andina, 3. Región Caribe. La zona enmarcada por la línea punteada corresponde a la región donde se realizará el estudio de atenuación de ondas coda.	10
<b>Figura 2.2</b>	Acreciones continentales en el norte de América del Sur. Modificado de Irving (1975) y Zeil (1979) en Page (1986).	12
<b>Figura 2.3</b>	Evolución del Caribe y el NW de América del Sur desde el Jurásico. Modificado de Burke et al. (1984) y Pindel y Dewey (1982) en Page (1986).	13
<b>Figura 2.4</b>	Evolución del fracturamiento de la Placa Farallón. El punto negro es el punto caliente Galapagos; la zona achurada es la anomalía batimétrica que llega a constituir la Cordillera de Carnegie. Tomado de Hey (1977) en Pennigton (1981).	14
<b>Figura 2.5</b>	Evolución tectónica del territorio Colombiano. a) Durante el Mioceno superior. b) Durante el Plioceno superior. Modificado de Page (1986).	16
<b>Figura 2.6</b>	Mapa geológico simplificado de los Andes Colombianos (Tomado de Toussaint, 1993). 1. Vulcanismo Plioceno y Cuaternario, 2. Rocas básicas Mesozoicas y Cenozoicas de la Serranía del Baudó, 3. Sedimentos Cenozoicos, 4. Magmatismo Cenozoico de la Cordillera Occidental, 5. Magmatismo Cenozoico del borde occidental de la Cordillera Occidental, 6. Sedimentos Mesozoicos, 7. Sedimentos Cenozoicos de los Llanos Orientales, 8. Rocas básicas Cretácicas, 9. Magmatismo Cretácico Superior, 10. Vulcanismo Triásico y Jurásico, 11. Plutonismo Jurásico, 12. Magmatismo Paleozoico, 13. Basamento Paleozoico y Precámbrico. El recuadro punteado sugiere la zona de estudio de atenuación de ondas coda.	17
<b>Figura 2.7</b>	Marco Neotectónico del Noroccidente Suramericano. F: Falla; SF: Sistema de Fallas; BR: Serranía del Baudó; CB: Bloque Chocó; CC: Cordillera Central; DR: Serranía del Darién; EC: Cordillera Oriental; FFB: Cinturón de Plegamiento Fancón; MA: Andes de Mérida; MB: Bloque Maracaibo; MR: Sierra de la Macarena; PR: Serranía de Perijá; SBR: Serranía de San Blas; SLR: Serranía de San Lucas; SM: Macizo Santandereano; WC: Cordillera Occidental; CPID: Depresión Intra-montañosa Cauca-Patía; SN: Sierra Nevada de Santa Marta; ML: Lago de Maracaibo; UG: Golfo de Uraba; IDZ: Zona de Deformación de Istmina; RFS: Sistema de Fallas de Romeral. Modificado de Paris y Romero (1995), Guzmán et al. (1998) y Taboada et al. (2000).	18
<b>Figura 2.8</b>	Sismicidad instrumental para eventos $M_l > 3.5$ entre Jun/1993 y Dic/2000 registrada por la Red Sísmológica Nacional de Colombia (INGEOMINAS). Las esferas rojas corresponde a eventos con profundidades menores a 70km; las esferas verdes corresponde a eventos con profundidades entre 70km y 120km, y las esferas azules corresponden a eventos con profundidades mayores a 120km. a) Vista en planta. b) Vista desde un azimut de 45° y una elevación de 15°.	22

<b>Figura 2.9</b>	Vectores de deformación a partir de observaciones del proyecto CASA. Las elipses de error también refieren la misma escala del vector. Modificado de Kellog y Vega (1995), Mora (1995) y Trenkamp et al. (2001).	23	
<b>Figura 2.10</b>	Determinación de ejes de esfuerzo principal mediante el método de inversión de Retches (Retches et al., 1992) a partir de 94 soluciones de mecanismos focales (CMT) reportados por la Universidad de Harvard para el periodo 1976 a 2000 y con $M_w > 5.0$	25	
<b>Figura 3.1</b>	Aproximación 3D del trazado aproximado de rayos (ART) y Pseudo – Bending para determinar el tiempo de viaje más corto y correspondiente camino entre la fuente y el receptor. Tomado de Husen (1999)	34	
<b>Figura 3.2</b>	Distribución de estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia. Las estrellas son las estaciones utilizadas en este trabajo. Los triángulos son las estaciones no tenidas en cuenta.	36	
<b>Figura 3.3</b>	Configuración instrumental de la Red Sismológica Nacional de Colombia. (a) Esquema de la Estación sismológica Remota (ESR). (b) Esquema de la fase de transmisión y recepción de datos sismológicos desde la ESR hasta la Estación Maestra (ESM). (c) Esquema de la ESM localizada en Bogotá. (d) Respuesta final de todo el sistema.	37	
<b>Figura 3.4</b>	Distribución de estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (estrellas) y sismicidad utilizada para la inversión del Mínimo Modelo 1D y la posterior inversión del modelo de velocidad 3D (área encerrada por el rectángulo con nodos regularmente espaciados). Los números representan las principales fuentes sismogénicas de la zona de estudio: (1) Eje Cafetero, (2) Zona de Deformación de Istmina, (3) Honda-Mariquita, (4) Murindó, (5) Bucaramanga, (6) Tumaco, (7) Páez y (8) Borde Llanero.	39	
<b>Figura 3.5</b>	Distribución de observaciones. (a) Número de eventos en función de la profundidad; (b) Número de eventos en función del número de fases de la onda P; (c) Número de eventos en función del número de fases de la onda S; (d) Distribución de las observaciones en todas las estaciones para la onda P; (e) Distribución de las observaciones en todas las estaciones para la onda S. (f) En línea punteada, modelo $V_p$ propuesto por Ocola et al. (1975); en línea gruesa, modelos $V_p$ y $V_s$ hallados a partir de VELEST en este trabajo.	40	
<b>Figura 3.6</b>	$V_p$ y $V_s$ de algunos resultados típicos de exploración sísmica en Europa, Asia, África, Australia, Nueva Zelanda y América del Sur. C=Conrad, M=Moho. Modificado de Bath (1979).	41	
<b>Figura 3.7</b>	Distribución de tiempos residuales (RMS) en los eventos localizados a partir del modelo 1D.	42	
<b>Figura 3.8</b>	Proyección horizontal del trazado de rayos. En general se observa un cubrimiento relativamente denso en la región comprendida entre $0.7^\circ\text{N}$ a $8.3^\circ\text{N}$ y $73.0^\circ\text{W}$ a $78.0^\circ\text{W}$	43	
<b>Figura 3.9</b>	Curva de varianza del modelo respecto a la varianza de los datos para la selección del óptimo valor de amortiguamiento.	43	
<b>Figura 3.10</b>	Vectores de desplazamiento epicentral para pasar de la localización en el de modelo 1D a la localización con el modelo 3D. (a) Proyección epicentral de vectores de desplazamiento. (b) Vista en planta donde se proyectan las nuevas localizaciones: con rojo los eventos entre 0km y 70km de profundidad, en verde entre 70km y 120km de profundidad y en azul los eventos a más de 120km de profundidad. (c) Perspectiva desde un azimut de $16^\circ$ y un ángulo de elevación de	44-46	5°. (d) Perspectiva desde un azimut de $160^\circ$ y un ángulo de elevación de $9^\circ$ . (e) Perspectiva en detalle desde un azimut de $14^\circ$ y un ángulo de elevación de $38^\circ$ . Las esferas negras representan las localizaciones con el modelo 1D. Las líneas azules conectan la localización del modelo 1D con la localización del modelo 3D.
	<b>Figura 3.11</b>	Frecuencia de desplazamientos netos desde localizaciones hipocentrales a partir del mínimo modelo 1D hasta el modelo 3D.	47
	<b>Figura 3.12</b>	Porcentaje de cambio de velocidad de la onda P relativo al modelo inicial 1D producto de la inversión 3D. Se ilustran ocho planos a profundidades (a) 10 km, (b) 20 km, (c) 40 km, (d) 60km, (e) 80 km, (f) 100 km, (g) 120 km y (h) 160 km desde el nivel del mar. La malla está representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas, y los triángulos representan los actuales volcanes activos de los Andes Septentrionales de América del Sur.	49-50
	<b>Figura 3.13</b>	Elementos Diagonales de la Matriz de Resolución para la inversión $V_p$ en 3D. Se ilustran ocho planos a profundidades (a) 10 km, (b) 20 km, (c) 40 km, (d) 60 km, (e) 80 km, (f) 100 km, (g) 120 km y (h) 160 km desde el nivel del mar. La malla está representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas, y los triángulos representan los actuales volcanes activos de los Andes Septentrionales de América del Sur.	51-52
	<b>Figura 3.14</b>	Perfiles de $V_p$ en varias secciones: (a) Mapa de ubicación de perfiles; (b) sección A-A' ubicada en la latitud $2.0^\circ\text{N}$ , (c) sección B-B', ubicada en la latitud $5.0^\circ\text{N}$ ; (d) sección C-C', ubicada en la latitud $7.0^\circ\text{N}$ ; (e) sección transversal paralela al desplazamiento de la placa Caribe; (f) sección transversal perpendicular al desplazamiento de la placa Caribe. Los tonos azules y rojos hacen referencia a zonas de anomalías de alta y baja velocidad respectivamente respecto a la velocidad promedio de la región de estudio. Los tonos grises a negros asociados a cada perfil hacen referencia a los elementos diagonales de la matriz de resolución.	53-55
	<b>Figura 3.15</b>	Porcentaje de cambio de $V_p$ , relativo al modelo inicial 1D plateado por Ojeda y Haskov (2001). Se ilustran las secciones de los planos a las profundidades 5 km, 15 km, 25 km, 40km, 60km 80km y 100 km desde el nivel del mar.	57
	<b>Figura 3.16</b>	Elementos Diagonales de la Matriz de Resolución, relativo al modelo inicial 1D plateado por Ojeda y Haskov (2001).	57
	<b>Figura 3.17</b>	Mapa de Anomalías Simples de Bouguer. Modificado del Mapa Gravimétrico de Colombia (IGAC y INGEOMINAS, 1998).	58
	<b>Figura 3.18</b>	Mapa de Gradiente Geotérmico. Modificado de INGEOMINAS (1999).	59
	<b>Figura 4.1</b>	Ejemplo de señal a la que se aplica filtrado. En la parte superior se encuentra el registro original, seguido por el registro filtrado entre 2.0 y 4.0 Hz. En la parte inferior se representa la densidad de energía $\Lambda_{obs}(t,r f)$ .	70
	<b>Figura 4.2</b>	Ejemplos de resultados de la simulación por Montecarlo de las trayectoria de rayo en el proceso de dispersión. a) Caso de dispersión simple. b) Caso de dispersión de orden 3. c) Caso de dispersión de orden 5. Se observa cómo el volumen muestreado se acerca más al segmento definido por epicentro y estación al aumentar el orden de la dispersión. La simulación se ha hecho ubicando el hipocentro en la posición (0,0-100), la estación en la posición (100,100,0), ambas sobre un marco de referencia arbitrario con origen en (0,0,0), unidades en km, y un tiempo de coda de 100 s considerando una velocidad de propagación $v=3.5\text{km/s}$ . (Para detalles de la simulación ver Anexo II)	76
	<b>Figura 5.1</b>	Distribución de los eventos utilizados para los análisis de atenuación de ondas Coda.	80
	<b>Figura 5.2</b>	Leyes de dependencia de $Q_c^{-1}$ con la frecuencia para las estaciones de la RSNC.	83-85



<b>Figura 5.3</b>	Valores de la dependencia frecuencial $\eta$ , en función del inverso del factor de calidad $Q_0^{-1}$ , para las estaciones de la RSNC, con sus errores asociados. Se observa una notable correlación entre la atenuación y la dependencia frecuencial. Atenuaciones elevadas se corresponden con importantes dependencias frecuenciales. Se han ajustado dos rectas de regresión cuyas ecuaciones y gráficas se indican. (Véase explicación en el texto).	86	<b>Figura 5.14</b>	Distribución espacial del factor de calidad de las ondas de coda a 1 Hz. La Figura superpone el mapa de la Figura 5.10, las regiones definidas en la Figura 5.14 y la amenaza sísmica presentada en la Figura 5.5. De esta forma esta figura permite la comparación de los tres mapas y una discusión de los aspectos más relevantes. (ver explicación en el texto) También se indican los volcanes (triángulos) y las estaciones.	99
<b>Figura 5.4</b>	Leyes de dependencia de $Q_c^{-1}$ con la frecuencia para las estaciones de la RSNC.	87	<b>Figura 6.1</b>	Representación gráfica de la dependencia frecuencial de $Q_c^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_t^{-1}$ para once estaciones de la RSNC. La Tabla 6-1 presenta las correspondientes regresiones de ajuste.	106
<b>Figura 5.5</b>	Mapa de amenaza sísmica de Colombia. El cuadrado indica la zona de estudio. Se observa cómo la mayor parte de la zona de estudio se encuentra en zonas de peligrosidad intermedia o alta. Las zonas de amenaza baja no están suficientemente muestreadas por nuestras estaciones y sismos.	90	<b>Figura 6.2</b>	Dependencia frecuencial de $Q_c^{-1}$ (a), $Q_s^{-1}$ (b) y $Q_t^{-1}$ (c), observada en las once (11) estaciones de la RSNC y en otras regiones del mundo (ver explicaciones y referencias en el texto).	107
<b>Figura 5.6</b>	Detalle de los niveles de aceleración sísmica esperada en el territorio Colombiano. Se observa cómo el área de estudio queda mayoritariamente dentro de áreas con aceleración superior a 0.10 g. Las zonas con aceleraciones menores no quedan suficientemente muestreadas por nuestros datos.	90	<b>Figura 6.3</b>	Valores de la dependencia frecuencial $\eta$ , en función del inverso del factor de calidad $Q_0^{-1}$ para la atenuación intrínseca (a), por esparcimiento (b) y total (c), para once estaciones de la RSNC, con sus errores asociados. Se observa una notable correlación entre la atenuación y la dependencia frecuencial. Atenuaciones elevadas se corresponden con importantes dependencias frecuenciales. Se han ajustado dos rectas de regresión cuyas ecuaciones y gráficas se indican. (Véase explicación en el texto).	109
<b>Figura 5.7</b>	Correlación de los factores de calidad con las zonas de amenaza sísmica. No se observa una correlación clara entre las zonas de amenaza sísmica alta e intermedia y los factores de calidad.	91	<b>Figura 6.4</b>	Parámetros de atenuación sísmica correspondientes a las leyes de dependencia frecuencial para once estaciones de la RSNC. Las estaciones se han agrupado de acuerdo a las regiones definidas en el capítulo 5. a) Factores de calidad $Q_c$ , $Q_s$ y $Q_t$ a una frecuencia de 1 Hz. b) exponentes $\eta$ correspondientes. Se observa una consistencia razonable de la regionalización adoptada. Las regiones Oeste y Central presentan una mayor atenuación y una mayor dependencia frecuencial que las regiones Norte y Este.	111
<b>Figura 5.8</b>	Correlación de los factores de calidad con la Longitud. Se observa una tendencia a aumentar la atenuación hacia longitudes centrales, coincidentes con el centro del país. La mayor atenuación se obtiene en la estación de Tol, justo encima del eje volcánico central (ver también Figuras 3.12 y 5.10.) Sobre esta tendencia global se superponen oscilaciones en los valores de la atenuación que se indican con la línea verde. La atenuación en la costa del pacífico (Lon 78° W) es ligeramente mayor que en el interior del continente (Lon 73° W).	92	<b>Figura 6.5</b>	Relaciones de $Q_c^{-1}$ con $Q_s^{-1}$ , $Q_t^{-1}$ y $Q_t^{-1}$ para las frecuencias centradas en 1.5, 3.0, 5.0, 8.0, 12.0 y 16.5 Hz. Para 11 estaciones de la RSNC.	114-115
<b>Figura 5.9</b>	Correlación de los factores de calidad con la Latitud. Se observa una tendencia a aumentar la atenuación hacia latitudes centrales, coincidentes con el centro del país. La mayor atenuación se obtiene en la estación de Tol, justo encima del eje volcánico central (ver también Figuras 3.12 y 5.10.) Sobre esta tendencia global se superponen oscilaciones en los valores de la atenuación que se indican con la línea verde. La atenuación en el Sur (Lat. 0.86 N) es ligeramente mayor que en el Norte (Lat. 8.24 N).	92	<b>Figura 7.1</b>	Mapa de flujo geotérmico (Ingeominas, 1999). Se observa un elevado flujo geotérmico en toda la zona de estudio con los valores más elevados bajo los complejos volcánicos. Se han representado también los volcanes (triángulos) y la zona de estudio (rectángulo de línea punteada).	124
<b>Figura 5.10</b>	Valores de $Q_0$ y $\eta$ para el territorio colombiano a partir de punto medio entre estación-epicentro. Se han sobrepuesto las estaciones para una mayor claridad de interpretación.	94	<b>Figura 8.1</b>	Variación temporal de eventos sísmicos en el territorio colombiano con magnitud, $M_w$ mayor que 5.0. Los datos han sido tomados de los catálogos del National Earthquake Information Center (NEIC) de Estados Unidos e INGEOMINAS. Las ventanas numeradas representan los intervalos de tiempo en los que se han evaluado $Q_c^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ , $Q_t^{-1}$ y $Q_t^{-1}$ , para analizar su variación.	132
<b>Figura 5.11</b>	Elipses de muestreo (Figura de la izquierda) correspondientes a 1786 registros relacionados con 1200 eventos sísmicos detectados por la RSNC para el periodo comprendido entre Diciembre de 1992 y Junio de 1999. Cada elipse, (Figura de la derecha) se utilizó para calcular las fracciones de tiempo que cada rayo pasa en cada elemento de la malla, necesarias para construir la matriz de inversión (ver ecuación 4.36).	95	<b>Figura 8.2</b>	Variación temporal de energía sísmica acumulada, y variación de $Q_c^{-1}$ (verde), $Q_s^{-1}$ (negro), $Q_t^{-1}$ (azul) y $Q_t^{-1}$ (rojo). Los dos tamaños de los círculos representan eventos con magnitudes menores que 5.5 (menor) y mayores o iguales que 5.5 (mayor). Los colores de relleno representan profundidades: negro, menor que 80 km, gris entre 30 y 80 km y blanco inferiores a 30.0 km. Las líneas punteadas indican el error derivado de la estimación de cada parámetro. Los cinco números sugieren asociaciones entre contrastes de atenuación y la ocurrencia de varios de los eventos más energéticos.	135
<b>Figura 5.12</b>	Distribución de $Q_0$ obtenido a partir de la inversión de las fracciones de tiempos de viaje según el esquema descrito en el Capítulo 4. A la derecha se indican también los errores en el factor de calidad. Obsérvense las elevadas incertidumbres de los resultados obtenidos (ver explicación en el texto).	96	<b>Figura 8.3</b>	Mecanismos focales y parámetros de atenuación. Un intento de correlación temporal.	136
<b>Figura 5.13</b>	Regionalización simplificada preliminar del territorio Colombiano. Se han considerado cuatro grandes regiones atenuativas: Región Norte, Región Oeste, Región Centro y región Oeste.	97			

**Figura 9.1** Esquema tectónico actual en el NW de América del Sur. a) El Bloque de Panamá (BPA), solidario con el Bloque Chocó (BC), colisiona con América del Sur. En este proceso, se generan esfuerzos compresivos con dirección N-S a NW-SE en el extremo sur del Bloque Chocó. b) Perfil sobre la línea a-a', donde se aprecia el traslape de la placa del Caribe (PC) sobre la placa de Nazca (PN) y la flexión de la PC producto de su colisión con el manto litosférico continental (MLC). COc indica la Cordillera Occidental, SFR se refiere al Sistema de Fallas de Romeral, CC significa Cordillera Central, VM Valle del Magdalena, y COr hace referencia a la Cordillera Oriental. La estrella representa la situación aproximada del Nido Sísmico de Bucaramanga. (Modificado de Taboada et al. 2000).

LISTA DE TABLAS

	Página
<b>Tabla 2-I</b> Soluciones de mecanismos focales obtenidas por la Universidad de Harvard (CMT) para el periodo 1976 a 2000, $M_w \geq 5.0$ .	26
<b>Tabla 3-I</b> Modelo de $V_p$ propuesto por Ocola et al. (1975).	41
<b>Tabla 3-II</b> Modelos de $V_p$ y $V_s$ hallados en este trabajo para Colombia.	41
<b>Tabla 3-III</b> Correcciones de tiempo en segundos ( $T_p$ y $T_s$ ) para las estaciones de la RSNC	42
<b>Tabla 3-IV</b> Reducción del RMS Total de los eventos utilizados para la inversión del modelo de velocidad ( $V_p$ ) en 3D.	44
<b>Tabla 5-I.</b> Valores promedio y desviaciones estándar de $Q_c^{-1}$ hallados para todas las estaciones en los rangos de frecuencias 1.0 - 2.0 Hz, 2.0 - 4.0 Hz, 4.0 - 6.0 Hz, 6.0 - 10.0 Hz, 10.0 - 14.0 Hz y 14.0 - 19.0 Hz.	82
<b>Tabla 5-II</b> Leyes de dependencia frecuencial de la atenuación para las estaciones de la RSNC.	86
<b>Tabla 5-III</b> Estaciones de la red Sísmica Nacional, con su situación en las zonas de amenaza sísmica y aceleración efectiva esperada, parámetros de atenuación hallados y coordenadas geográficas.	89
<b>Tabla 5-IV</b> Leyes de dependencia frecuencial para 4 zonas de la regionalización. Se observa mayor atenuación hacia el Centro y Oeste que hacia el Norte y el Este.	98
<b>Tabla 6-I</b> Leyes de atenuación de $Q_i^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_c^{-1}$ para once estaciones de la RSNC.	106
<b>Tabla 6-II</b> Leyes de atenuación promedias de $Q_i^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_c^{-1}$ para cuatro regiones homogéneas en Colombia.	112
<b>Tabla 8-I</b> Leyes de dependencia frecuencial de $Q_i^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ , $Q_c^{-1}$ y $Q_c^{-1}$ para las doce ventanas temporales de la Figura 8.1. Las ventanas cubren el periodo entre diciembre de 1992 y junio de 1999. La última fila presenta el promedio total.	133

### INTRODUCCIÓN

El territorio colombiano, es un complejo mosaico tectónico donde convergen los esfuerzos producidos por la interacción entre las placas de América del Sur, Caribe y Nazca, y donde grandes sistemas de fallas con actividad entre moderada y alta, afectan a una gran mayoría de los habitantes de Colombia. Desde los primeros trabajos sismológicos, realizados a principios del siglo XX en Colombia, ha tenido vigencia el permanente cuestionamiento sobre las variaciones laterales de la corteza en este sector de América del Sur que, además de afectar al cálculo de algunos parámetros sismológicos, pueden llegar a tener un significado relevante en el contexto geodinámico y en la amenaza sísmica. Por lo tanto, dicho cuestionamiento, además de su faceta científica, contiene requerimientos socioeconómicos relevantes.

Muchos trabajos deberán desarrollarse para responder a esta inquietud; sin embargo, un camino tan largo debe ser abordado desde diversas perspectivas, como por ejemplo desde un análisis sistemático de la propagación de las ondas sísmicas. En este trabajo, además, se recoge la perspectiva de analizar características y comportamientos atenuativos de las ondas Coda en el territorio colombiano, que permitan coadyuvar al entendimiento y modelado geodinámico y sismotectónico del Noroeste de América del Sur.

#### 1.1 Antecedentes

Si bien los estudios sobre atenuación de ondas de coda, tanto teóricos como de análisis de la atenuación en diferentes regiones del mundo, son numerosos y se han realizado durante la segunda mitad del siglo XX, los trabajos sobre atenuación sísmica en Colombia no son muchos, y la mayoría se realizaron dentro de la última década, coincidiendo con un importante progreso en el despliegue de estaciones sísmicas en Colombia, durante los últimos lustros del siglo XX.

Mitchell y Romanowicz (1999) editan un compendio de trabajos publicados en la revista *Pure and Applied Geophysics*, que versan sobre el factor de calidad,  $Q$  de la Tierra, a nivel global y regional, así como otros estudios relacionados con su medida en ensayos de laboratorio. Los trabajos recogidos en este volumen, así como muchos otros realizados a nivel regional en diversas áreas del mundo, han permitido establecer una correlación clara entre valores altos de atenuación y alta dependencia frecuencial con ambientes de geotectónica activa. De forma muy esquemática, si suponemos que la ley de dependencia frecuencial del factor de calidad,  $Q$  sigue la forma generalmente adoptada en la literatura,  $Q=Q_0 f^{-\eta}$ , donde  $Q$  representa el factor de calidad a una

frecuencia  $f$  y  $Q_0$  es el factor de calidad a 1 Hz, entonces, valores de  $Q_0$  del orden de 100 y valores del orden de la unidad para el exponente  $\eta$ , se obtienen en zonas de tectónica reciente, mientras que, en zonas tectónicamente estables, se obtienen valores del orden de 1000 para el factor de calidad a 1 Hz y de sólo algunas décimas de la unidad (0.0-0.2) para el exponente. Valores intermedios se observan en zonas de transición entre las regiones estables y áreas de tectónica reciente.

El párrafo anterior, aunque de forma realmente simple y esquemática, sintetiza el estado del conocimiento en referencia a los valores de la atenuación de la coda, su dependencia frecuencial y su relación con las áreas sismotectónicas. Sin embargo, desde los estudios pioneros de Aki (1969) y Aki y Chouet (1975), los estudios de coda abarcan otros múltiples aspectos relacionados con su modelado y con el significado físico de los valores observados en la atenuación de las codas de sismos locales y regionales. Dos aspectos particularmente relevantes son: a) La incorporación de la dispersión múltiple y la anisotropía en los procesos dispersivos generadores de la coda, así como la distribución de los dispersores. b) El significado del factor de calidad observado en la coda; La atenuación observada, ¿Se debe a fenómenos absorción, dispersión de la energía o a una contribución de ambos fenómenos? Ambas cuestiones son interesantes áreas de investigación actual y sobre las que existe una importante controversia y discusión. Como veremos más adelante, forma parte de los objetivos de este trabajo avanzar en la aplicación de técnicas de dispersión simple y múltiple y de discernir sobre la distribución de la atenuación de la energía sísmica en la coda o, en otras palabras, de análisis del albedo sísmico. Muchos de los contenidos actuales y avances producidos en estos campos se irán describiendo en los sucesivos capítulos, por lo que aquí simplemente se resumen, brevemente, algunos trabajos recientes relevantes que hacen referencia al análisis del factor de calidad de la fase  $Lg$  y de las ondas de coda en Colombia. Nos referiremos como  $Q_{Lg}$  y  $Q_c$ , respectivamente, para representar los factores de calidad de las ondas  $Lg$  y de las ondas de coda.

El trabajo de Souza y Mitchell (1998) nos ayuda a enmarcar nuestro estudio en el contexto global de América del Sur. Estos autores analizan las variaciones del factor de calidad de la coda de la fase  $Lg$  y su relación con la evolución de la corteza de la Tierra en esta importante región geotectónica y, de acuerdo con el marco global diseñado más arriba, obtienen que en la orla occidental del continente, constituida por el margen activo donde se halla el cinturón de los Andes,  $Q_0$  toma valores bajos, entre 250 y 450, mientras que se dan valores altos, entre 700 y 1100, en el escudo de Brasil y zonas contiguas al Norte y Sur. Valores intermedios, entre 450 y 700, caracterizan la plataforma del norte de la Patagonia y la mayor parte del escudo Atlántico. Los valores del parámetro  $\eta$  varían de forma inversa a  $Q_0$  tomando valores bajos, entre 0.0 y 0.2 en una amplia región, que, con centro en el escudo del Brasil, se extiende hacia la costa Noreste. Todas las regiones colindantes presentan valores entre 0.4 y 0.8 o mayores. Así pues en la región de estudio, situada en Colombia, se esperan valores bajos del factor de calidad y elevada dependencia frecuencial.

Londoño (1996) determina valores de  $Q_c$ ,  $Q_s$ ,  $Q_i$  y  $Q_t$  en el rango de frecuencias 1.5 a 24 Hz en el Volcán Nevado del Ruiz para el período Enero de 1992 a Enero de 1994. Propone la relación  $Q_c = (30 \pm 1.2)f^{(1.03 \pm 0.01)}$  y describe cómo  $Q_c$  es dominante para frecuencias menores a 6 Hz, mientras que para frecuencias mayores a 6 Hz,  $Q_i$  se vuelve más importante. En la banda de 3.0 a 24.0 Hz, hallan valores de  $Q_c^{-1}$  que oscilan

desde 0.0183 hasta 0.0008;  $Q_i^{-1}$  desde 0.0097 hasta 0.0022; y  $Q_t^{-1}$  desde 0.028 hasta 0.003.

Londoño et al. (1998) describen variaciones temporales de  $Q_c$  en la banda 3.0 a 12.0 Hz antes y después de las erupciones ocurridas el 13 de Noviembre de 1985 y el 1 de septiembre de 1989 en el Volcán Nevado del Ruiz y encuentran un patrón de contrastes de atenuación para ambos episodios con porcentajes de cambio respecto a la erupción del 13 de Noviembre de 1985 que oscilan entre 67.87% para el período posterior a la primera erupción, 60.09% para el período anterior a la segunda erupción, y 44.95% para el período posterior a esta última. Finalmente describen cómo  $Q_c$  a 1 Hz ha incrementado su valor desde el período 6 de Septiembre a 11 de Noviembre de 1985 ( $8.0 \pm 1.1$ ) hasta el período 1992-1994 ( $30 \pm 1.2$ ).

En estudios preparativos del trabajo que aquí se presenta, Vargas (1999) analiza la atenuación intrínseca y dispersiva en la región central de los Andes de Colombia a partir de réplicas del Terremoto de Armenia (25 de Enero de 1999,  $M_w = 6.2$ ) hallando anomalías de atenuación que asocia al Volcán Nevado del Ruiz. Presenta las relaciones  $Q_c^{-1} = (0.019 \pm 0.007)f^{-1.04 \pm 0.01}$  calculada por el método de Aki y Chouet (1975);  $Q_i^{-1} = (0.038 \pm 0.002)f^{-0.81 \pm 0.01}$  calculada por el método de Sato (1977); y discrimina la atenuación intrínseca y dispersiva con las relaciones  $Q_i^{-1} = (0.004 \pm 0.001)f^{-0.81 \pm 0.01}$ ,  $Q_s^{-1} = (0.003 \pm 0.001)f^{-1.59 \pm 0.04}$  y  $Q_t^{-1} = (0.007 \pm 0.001)f^{-1.00 \pm 0.01}$  determinadas mediante la técnica de análisis de múltiples ventanas de tiempo (Hoshiba, 1991).

Londoño y Sudo (2002), establecen un modelo de alerta para crisis volcánicas en el Volcán Nevado del Ruiz a partir de cambios de Coda-Q. En su estudio describen cómo este parámetro,  $Q_c^{-1}$ , ha cambiado en el período 1985-1999 desde 0.022 hasta 0.006 y aprovechan esta variación para ajustar datos temporales a un modelo estadístico que permite detectar actividad magmática.

Ugalde et al. (2002) estiman la atenuación  $Q_c$  antes y después del Terremoto de Armenia (25 de Enero de 1999,  $M_w = 6.2$ ) sin hallar contrastes importantes. Establecen las relaciones  $Q_c^{-1} = (23.06 \pm 0.96) \times 10^{-3} f^{-1.10 \pm 0.05}$ ,  $Q_i^{-1} = (5.45 \pm 0.92) \times 10^{-3} f^{-0.99 \pm 0.09}$ ,  $Q_s^{-1} = (6.68 \pm 1.64) \times 10^{-3} f^{-1.02 \pm 0.13}$  y  $Q_t^{-1} = (12.38 \pm 1.32) \times 10^{-3} f^{-1.02 \pm 0.13}$ . Así mismo, muestra cómo en la banda 1.0 a 2.0 Hz se presentan mayores atenuaciones ( $Q_c < 70$ ) alrededor del Volcán Nevado del Ruiz.

Finalmente, Ojeda et al. (2002) detecta anomalías de  $Q_{Lg}$  en los Andes de Colombia, y asocia alta atenuación a los arcos volcánicos, zonas de acreción oceánica y cuencas sedimentarias. En su estudio asocia las siguientes relaciones a siete zonas: Parque de los Nevados (región donde se emplaza la cadena volcánica Ruiz - Tolima) con  $Q_{Lg} = 125f^{-0.49}$ ; Volcanes del sur de Colombia (región donde se emplaza la cadena volcánica Sotará-Huila) con  $Q_{Lg} = 160f^{-0.45}$ ; Cordillera Occidental con  $Q_{Lg} = 220f^{-0.42}$ ; Segmento central de la Cordillera Oriental con  $Q_{Lg} = 295f^{-0.68}$ ;

Segmento norte de la Cordillera Oriental con  $Q_{l,g} = 220f^{-0.51}$ ; Segmento central de la Cordillera Central con  $Q_{l,g} = 330f^{-0.59}$ ; Segmento norte de la Cordillera Central con  $Q_{l,g} = 325f^{-0.40}$ ; y un promedio en toda la región de  $Q_{l,g} = 230f^{-0.60}$ .

Por otra parte, las observaciones macrosísmicas han permitido detectar anomalías atenuativas relacionadas con isostas. De acuerdo a catálogos y estudios de la sismicidad histórica, Ramírez (1975), Sarria (1985), Espinosa (1992 y 1994), Gómez y Salcedo (2000 y 2002) ponen de manifiesto una elongación NNE en la distribución de isostas y una marcada tendencia E-W en el comportamiento atenuativo de las ondas sísmicas, que ha sido asociada a la disposición NNE de los Andes septentrionales. Este fenómeno ha sido puesto de manifiesto en numerosos estudios de atenuación macrosísmica y de ondas de coda y responde al hecho que las grandes estructuras geológicas transmiten mejor la energía sísmica en su dirección longitudinal que en la transversal.

Así pues, aunque se adivina un entorno geotectónico local complejo que puede causar importantes anomalías sísmicas, poco se ha estudiado sobre los procesos implícitos que relacionan la atenuación inelástica con las características geotectónicas de la región. Este trabajo constituye una aportación en este sentido.

## 1.2 Motivación

En Colombia han ocurrido varios eventos sísmicos importantes durante el pasado. En este sentido, la distribución y características de los sismos destructores ocurridos durante el siglo XX en determinadas regiones, presentan ciertos patrones que permiten reconocer fuentes sísmogenéticas ligadas a la tectónica del noroeste de América del Sur. Por ejemplo los terremotos de Tumaco del 31 de Enero de 1906 ( $M_w=8.8$ ) y del 12 de Diciembre de 1979 ( $M_w=8.1$ ), sentidos en toda Colombia, ponen de manifiesto la responsabilidad de la subducción de bajo ángulo asociada a sismos altamente energéticos en el suroeste colombiano (Trenkamp et al., 2002).

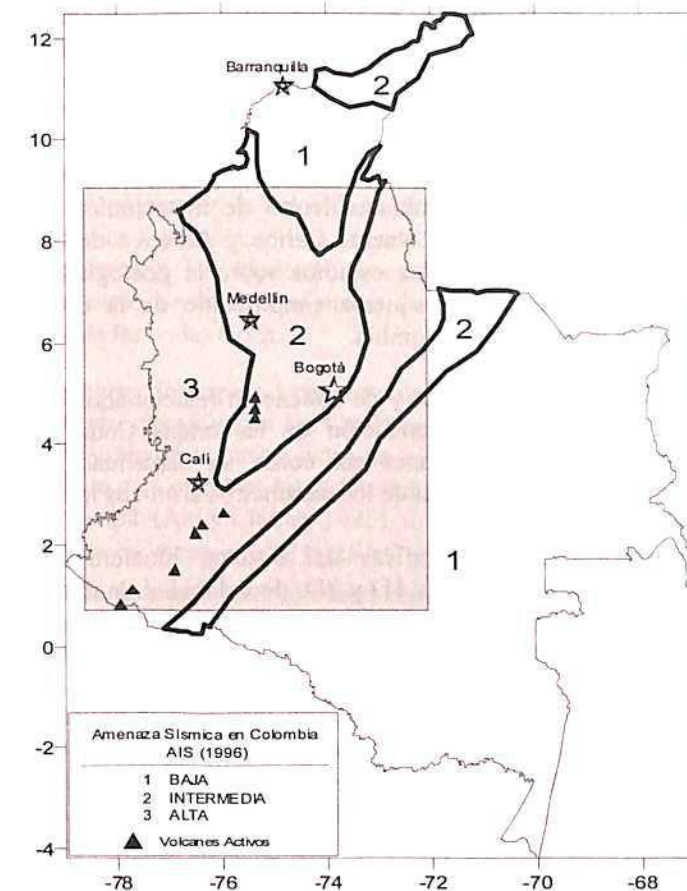
En la región central de los Andes de Colombia han ocurrido al menos cinco eventos fuertes cuyas intensidades fueron mayores o igual que VIII (4 de Febrero de 1938,  $M_s=7.0$ ; 30 de Julio de 1962,  $M_s=6.9$ ; 23 de Noviembre de 1979,  $M_s=6.3$ ; 19 de Febrero de 1995,  $M_w=6.5$ ; y 25 de Enero de 1999,  $M_w=6.2$ ), todos éstos a profundidades intermedias y con un patrón espacial que ha sido asociado a la subducción de la placa de Nazca (AIS, 1996).

A lo largo del margen oriental de los Andes de Colombia, cuatro episodios afectaron a Bogotá y numerosas poblaciones cercanas: 31 de Agosto de 1917,  $M_s=7.3$ ; 22 de Diciembre de 1923,  $M_s=6.3$ ; 04 de Septiembre de 1967,  $M_s=6.8$  y 19 de Enero de 1995,  $M_w=6.5$ . Estos terremotos se consideran asociados a la actividad superficial de los sistemas de fallas que recorren, de sur a norte, la región Andina (AIS, 1996).

Aún más recientemente, el Terremoto de Murindó (17 de Octubre de 1992,  $M_w=6.6$ ) y la actividad sísmica hacia el NW de Colombia sugieren un complejo esquema tectónico

relacionado con la colisión entre América del Sur y América Central (Kellogg et al., 1995).

La presencia de estas fuentes ha sido un factor determinante para la definición de la zonificación sísmica de la región y la construcción del mapa de Amenaza Sísmica de Colombia (AIS, 1996), que ilustra cómo cerca del 80% de la población colombiana, la cual habita en la región Andina, se encuentra sobre una zona de amenaza sísmica entre intermedia y alta (Figura 1.1). En consecuencia, todo esfuerzo encaminado al mejor conocimiento de los parámetros físicos relacionados con los procesos de propagación y atenuación de la energía sísmica podrá, en un futuro, mejorar nuestra comprensión de la amenaza y, por consiguiente, mejorar la cuantificación del riesgo sísmico del país.



**Figura 1.1** Mapa de Amenaza Sísmica en Colombia (modificado de AIS, 1996). El recuadro gris corresponde a la zona donde se centrará el estudio de propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas Coda.

Por otra parte, la región de estudio brinda un escenario único para entender la complejidad de los procesos tectónicos de colisión y subducción en general y de las placas de América del Sur, Caribe y Nazca en particular; así como de los fenómenos asociados, como por ejemplo, el vulcanismo y la sismicidad. Por lo tanto, los sismos

ocurridos en esta zona, que constituye un magnífico laboratorio natural, nos van a permitir escrutar y definir los procesos físicos involucrados en la propagación y atenuación de la energía sísmica y su relación con la tectónica.

Finalmente, la escasez de estudios regionales y locales que evalúen, de manera sistemática, la atenuación inelástica en esta región, así como su relación con diversos parámetros geofísicos y sus vínculos con la tectónica, dejan la puerta abierta a nuevas aportaciones al conocimiento y permiten avanzar hacia la validación y mejora de los modelos, métodos y técnicas de la sismología, referidos al análisis de las ondas de coda.

### 1.3 Objetivos del estudio

Así pues, el objetivo global de este tratado consiste en avanzar en el conocimiento de la estructura de la corteza y manto superior de la región Colombiana en lo que se refiere a la propagación y atenuación de las ondas sísmicas. Este objetivo general se concreta en los siguientes objetivos específicos.

1. Enmarcar el contexto geológico y tectónico del noroeste de América del Sur, situando el territorio colombiano dentro de la tectónica dominada por la convergencia de las placas Nazca, Caribe y América del Sur. Para ello se efectuará una revisión de los estudios sobre la geología y tectónica de la región, configurando un esquema simplificado de la evolución y estado actual de la tectónica de Colombia.
2. Revisar los aspectos teóricos y de aplicación relacionados con la tomografía sísmica local y con la atenuación de las ondas Coda para valorar sus potencialidades y limitaciones así como su capacidad para resolver la variación espacial y temporal de los parámetros sísmicos involucrados.
3. Obtener imágenes tomográficas del sistema litosfera-astenosfera de la región, analizar los modelos, 1D y 3D, de velocidad de ondas P y relacionar la distribución de las anomalías sísmicas detectadas con el contexto geotectónico del territorio.
4. Analizar la atenuación de ondas Coda mediante la aplicación de técnicas clásicas y avanzadas que permitan progresar en el conocimiento de los mecanismos de absorción y dispersión de la energía sísmica en la litosfera de Colombia.

### 1.4 Contenido de la Memoria

El presente trabajo desarrollará su contenido partiendo de las hipótesis y teorías geológicas y geotectónicas regionales más aceptadas, contrastándolas con las principales anomalías geofísicas detectadas y avanzando en el esclarecimiento de su relación con la atenuación de ondas Coda.

Así pues, el Capítulo 2 contiene dos partes. La primera, recopilatoria de estudios y datos geológicos y tectónicos, enmarca la evolución y estado actual de la geología estructural y de

la tectónica del país, situado en una encrucijada de convergencia y colisión de las placas y sub-placas oceánicas del pacífico oriental con la placa continental de América del Sur. En la segunda parte, se analiza el estado actual de esfuerzos y deformaciones que nos informan sobre la geodinámica actual de la corteza terrestre en la esquina noroeste de América del Sur; este análisis se efectúa a partir de datos sismológicos y geodésicos y de la inversión de esfuerzos a partir del Modelo de Deslizamiento (Reches, 1983) que se nutre de datos de mecanismos focales (CMT – Centroid Moment Tensor) facilitados por la Universidad de Harvard. Como conclusión, este segundo capítulo, permitirá contrastar las hipótesis planteadas para la geodinámica de esta región, y proporcionará los elementos básicos para la interpretación de las anomalías detectadas por la aplicación de técnicas tomográficas locales así como de las características observadas en las Coda de los sismogramas locales y regionales.

Para tener un marco referencial sobre las variaciones laterales de las propiedades elásticas del medio, en el Capítulo 3 se investiga la distribución tridimensional (3D) de las velocidades de las ondas elásticas en la corteza terrestre de Colombia. Para ello, y bajo el esquema de Inversión Simultánea (Thurber, 1992), se desarrolla una Tomografía Sísmica Local utilizando datos de terremotos registrados por la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). Debido a la mayor calidad de la información, se presentarán sólo los resultados de  $V_p$ . Las variaciones de velocidad obtenidas, se correlacionan con información gravimétrica, geotérmica y geológica. Por lo tanto, los resultados de este capítulo, por un lado permitirán constreñir las hipótesis y aumentar la resolución de los modelos geodinámicos y, por otro, constituirán un marco de referencia para una mejor interpretación del comportamiento de las ondas Coda.

En el Capítulo 4 se revisan los aspectos conceptuales y teóricos sobre la generación y atenuación de las ondas Coda, mientras que los Capítulos 5 y 6 se dedican a la aplicación de los conceptos, métodos y técnicas, introducidas en el Capítulo 4, para obtener la estructura atenuativa del subsuelo de Colombia. En el Capítulo 5 se obtiene  $Q_c$ , suponiendo un modelo de Retrodispersión Simple (Aki y Chouet, 1975), se ensayan leyes empíricas de dependencia frecuencial de  $Q_c$  para las estaciones de la RSNC y se efectúa una regionalización del factor de calidad de la Coda mediante una inversión espacial. Esta regionalización va a permitir establecer regiones de comportamientos atenuativos similares que podrán ser correlacionados con las principales provincias geotectónicas. En el Capítulo 6 se adopta el enfoque de dispersión isótropa múltiple, y se analiza la atenuación de ondas Coda mediante el Método de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo (MLTWA, Hoshihara 1991). Para cada estación, el análisis se efectúa considerando sólo registros correspondientes a sismos ocurridos en el área delimitada por un círculo de 255 km con centro en la estación analizada. Este análisis permite, por un lado hacerse una primera idea de la distribución de la atenuación total, dispersiva e intrínseca en el territorio. Estas determinaciones regionales de los factores de calidad total ( $Q_t$ ), dispersivo ( $Q_s$ ) e intrínseco ( $Q_i$ ) van a permitir, por una parte avanzar en la comprensión de la naturaleza de la atenuación observada en la coda y, por otra, comparar los resultados obtenidos y las variaciones laterales observadas en otros parámetros geofísicos. Eventualmente estos resultados pueden también aportar luz al marco geotectónico de la región. El Capítulo 7 se dedica al análisis de esta correlación entre la atenuación sísmica y otros parámetros geofísicos. También se dedica un capítulo, el Capítulo 8, al análisis de la posible evolución temporal de la atenuación observada en la coda  $Q_c$ , así como de la atenuación total, la absorción y la dispersión. Se trata de una apuesta arriesgada dado que las incertidumbres en los datos y la simplicidad del modelo adoptado inducen errores relevantes en los resultados, que pueden solapar las posibles variaciones temporales

en  $Q_c$ ,  $Q_b$ ,  $Q_l$  y  $Q_s$ . Para optimizar el contraste, se ha considerado adecuado relacionar las determinaciones de los factores de calidad en diferentes periodos temporales con los valores de una función que acumula y representa la energía sísmica liberada durante el periodo comprendido entre los meses de diciembre de 1992 y junio de 1999, considerando todos los terremotos registrados en la RSNC y con una magnitud local superior a 1 ( $M_l > 1.0$ ). Para mejorar la comprensión de las posibles variaciones temporales de la atenuación, también se han considerado los mecanismos de los terremotos con una magnitud de momento sísmico mayor que 5.0 ( $M_w > 5.0$ ) y ubicados en el noroeste de América del Sur. Veremos como se observan variaciones temporales relevantes pero es difícil avanzar en su significado. En principio se esperaría que episodios compresivos contribuyan a un incremento del factor de calidad mientras que un episodio distensivo contribuya a un aumento de la atenuación. Observaremos tendencias que confirman este esquema, pero también otras que lo contradicen.

Un último capítulo, el Capítulo 9, recoge las conclusiones más relevantes que se habrán ido obteniendo en el desarrollo del trabajo, destacando las aportaciones y efectuando una propuesta integrada de modelo geotectónico y geodinámico para el Noroeste de América del Sur, compatible con los estudios anteriores y con los nuevos resultados obtenidos en esta Tesis. Una serie de recomendaciones y líneas de investigación indicadas para avanzar en el desarrollo de las aportaciones de este estudio cerrarán el capítulo y la memoria.

Y a usted amigo lector, gracias por emprender este viaje conmigo y espero que el contenido de la presente memoria sea de su agrado y colme en alguna medida sus expectativas.

## CAPÍTULO 2

### GEOTECTÓNICA

#### 2.1 Introducción

El sector noroccidental de América del Sur corresponde al área sobre la cual se ubica el Territorio Colombiano, una zona continental que se encuentra limitada por los océanos Atlántico y Pacífico hacia el norte y occidente respectivamente (Figura 2.1). En este territorio se observan al menos tres dominios, con características fisiográficas y sísmicas marcadamente diferentes:

1. *Llanos Orientales*: Una extensa zona hacia el oriente con topografía plana y ligeramente ondulada que forma parte del escudo estable suramericano. En su extremo occidental se encuentra la Sierra de la Macarena, una pequeña cadena montañosa que parece aislada de la Región Andina. En general, la actividad sísmica de esta zona se encuentra restringida al límite con la Región Andina.
2. *Región Andina*: Se trata de un cinturón montañoso con picos volcánicos activos que alcanzan los 5.500 m de altitud y se ramifica en el sur de Colombia en tres cordilleras: Oriental, Central y Occidental. A lo largo de los valles intra-montañosos de estas tres cordilleras, discurren los ríos Magdalena y Cauca. La principal actividad sísmica de Colombia se ubica en esta zona.
3. *Región Caribe*: Corresponde a una zona predominantemente plana que presenta hacia el norte una estructura piramidal (Sierra Nevada de Santa Marta) con alturas que alcanzan los 5700 m. En esta región el Río Cauca alcanza al Río Magdalena y éste, a su vez, desemboca en el Océano Atlántico. Su actividad sísmica es baja.

Este esquema fisiográfico se complementa con la presencia de una pequeña cadena montañosa en el sector occidental de Colombia que corre paralela a la costa del Pacífico, la Serranía del Baudó, y llega a limitar los cursos de los ríos San Juan y Atrato, y conforma, ya en Panamá, la Serranía del Darién. Al sur, donde se desprenden las tres cordilleras, nacen los ríos Cauca, Magdalena y Patía.

El establecimiento de este escenario, así como de la configuración geotectónica actual de Colombia, como marco para la interpretación de datos de atenuación sísmica y su relación con otras propiedades geofísicas, hace necesario mostrar el esquema según el cual el NW de América del Sur evolucionó hasta formar el actual mosaico litológico y estructural. Para ello, se describe a continuación la evolución geotectónica y finalmente, se describe el panorama sísmico actual del Territorio Colombiano.

## 2.2 Evolución geodinámica y geológica de Colombia

### 2.2.1 Esquema geodinámico

Los Andes Septentrionales evolucionaron a través de una historia compleja, marcada por tres ciclos principales orogénico-tectónicos, durante los cuales la migración de la subducción, hacia el oeste, ha causado aumentos discretos de la corteza oceánica en el margen occidental de América del Sur; principalmente durante el Mesozoico y el Cenozoico (Duque-Caro, 1979; Drummond, 1981; Case et al., 1983; Hunter, 1983; Mc Court et al., 1984; Restrepo-Pace, 1992; Kellog y Vega, 1995). El primer ciclo (Figura 2.2) sucedió antes del Precámbrico tardío (Mac Donald y Hurley, 1969; Barrero y Vesga, 1978; Restrepo y Toussaint, 1978) durante la orogenia trans-amazónica (2200 Ma - 1800 Ma) que dio origen al actual Escudo de la Guyana (Martin, 1972; Toussaint, 1993).

El segundo ciclo comienza en el Precámbrico tardío con el inicio de la apertura del Proto-Atlántico (aprox. 1000 Ma); para esta época el borde occidental del Escudo de Guayana (núcleo de la Placa Suramericana) llega a ser el borde principal o saliente de una placa continental en subducción (Page, 1986). A mediados del paleozoico tardío el Proto-Atlántico se cerró. El final del ciclo culmina con la orogenia que formó la serranía ancestral de las cordilleras Central y Oriental (Benedetto y Sánchez, 1979; Mc Court et al., 1984; Restrepo-Pace, 1992). Los anteriores dos ciclos causaron un aumento en el material de la corteza de América del Sur, y creó cuencas estructurales regionales orientadas hacia el norte. Estas primeras estructuras influyeron en la tectónica de los siguientes ciclos.

El tercer ciclo, conocido como Ciclo Orogrénico Andino, comienza en el Paleozoico tardío con un abombamiento de la corteza continental, a lo largo del actual Valle del Río Magdalena (Page, 1986). En el Triásico tardío y Jurásico temprano se separa América del Norte y América del Sur de África a lo largo de la sutura que se forma y coincide con la apertura del Océano Atlántico (Figura 2.3). En el Cretáceo Temprano el mar cubre la mayoría de la región Andina Norte (Anderson y Schmidt, 1983). Posteriormente se inicia la mayor deformación tectónica del ciclo Andino con la subducción a lo largo de la fosa oceánica en lo que ahora es la Zona de Cizallamiento Dolores.

Para esta época la región se dividió en tres ambientes tectónicos que, de este a oeste, fueron: una cuenca marginal situada detrás del arco, arco insular, y una fosa oceánica profunda. La cuenca marginal detrás del arco estaba a lo largo del borde occidental de rocas cratónicas Precámbricas (actual Cordillera Oriental). De acuerdo con Burgl (1967) e Inving (1975) la región se partió en varios bloques durante el Mesozoico Temprano, dando lugar a un escenario de bloques hundidos y levantados que propiciaron la generación de cuencas separadas por cerros de rocas Precámbricas cristalinas. La subsidencia fue extensiva en algunas de estas cuencas, como por ejemplo en Bogotá (Burgl, 1967; Radelli, 1967), donde el registro sedimentario sugiere condiciones superficiales continuas, indicando que la depositación avanzó de acuerdo con la tasa de subsidencia.

El arco insular volcánico estaba localizado al este de la fosa y formaba el ancestro de la Cordillera Central en el borde occidental de la placa de América del Sur, paralelo a la

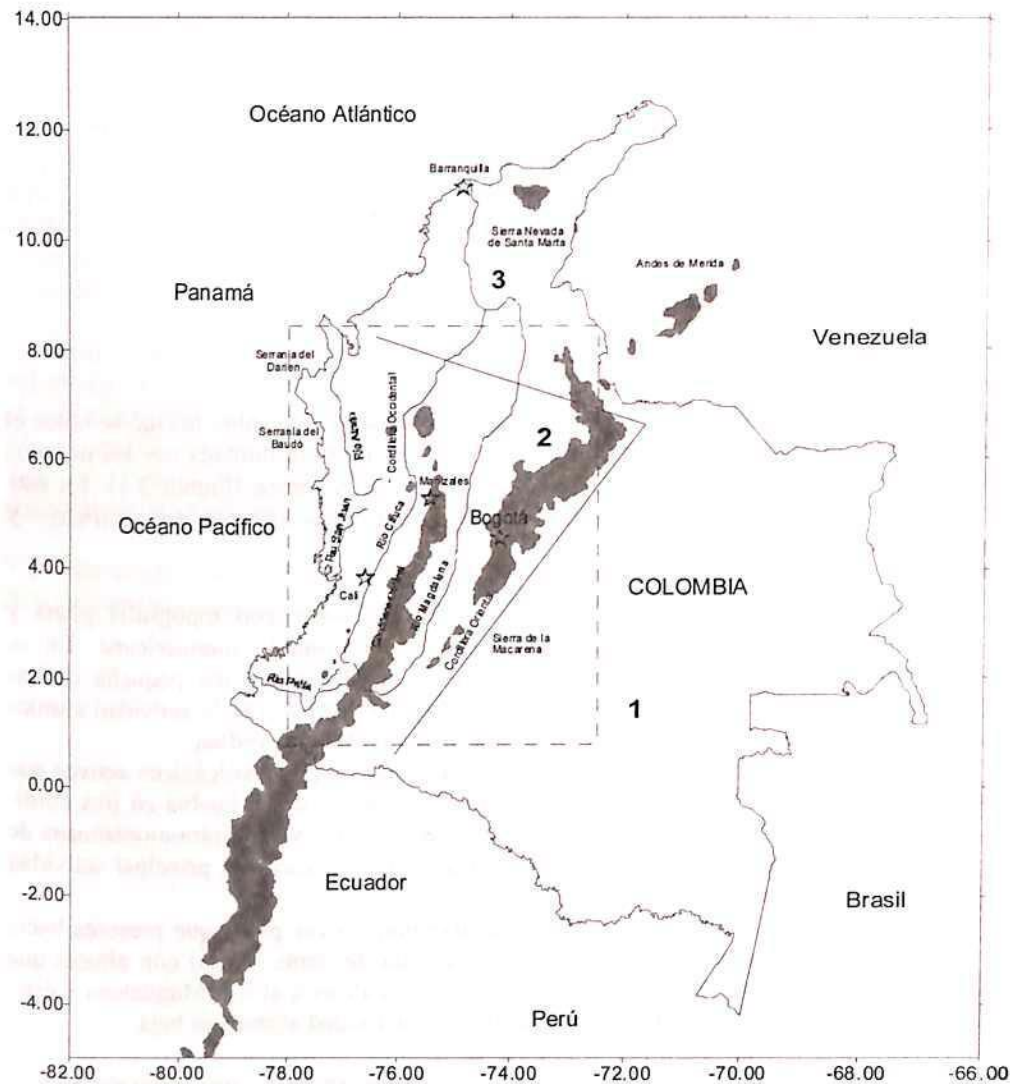


Figura 2.1. Principales aspectos fisiográficos del Territorio Colombiano.

1. Llanos Orientales, 2. Región Andina, 3. Región Caribe. La zona enmarcada por la línea punteada corresponde a la región donde se realizará el estudio de atenuación de ondas coda.



cuenca marginal detrás del arco. Durante la mayor parte del tiempo Cretáceo, el arco insular fue un sitio de un magmatismo muy activo e intenso, como así lo indica la presencia de batolitos epi-zonales que intruyeron rocas metamórficas de edad Paleozoica a Precámbrica (Barrero y Vesga, 1978; Restrepo y Toussaint, 1978; Toussaint, 1993). Este arco insular estaba a baja altura y fue, al menos parcialmente sumergido durante la gran trasgresión marina del Cretáceo medio. En contraste, los sedimentos Terciarios de la Cordillera Central son continentales, la mayoría detríticos (Van der Hammen, 1961; Beltran y Gallo, 1968; Anderson, 1972; Howe, 1974). Desde el Cretáceo medio, la región de la Cordillera Central ha permanecido emergida.

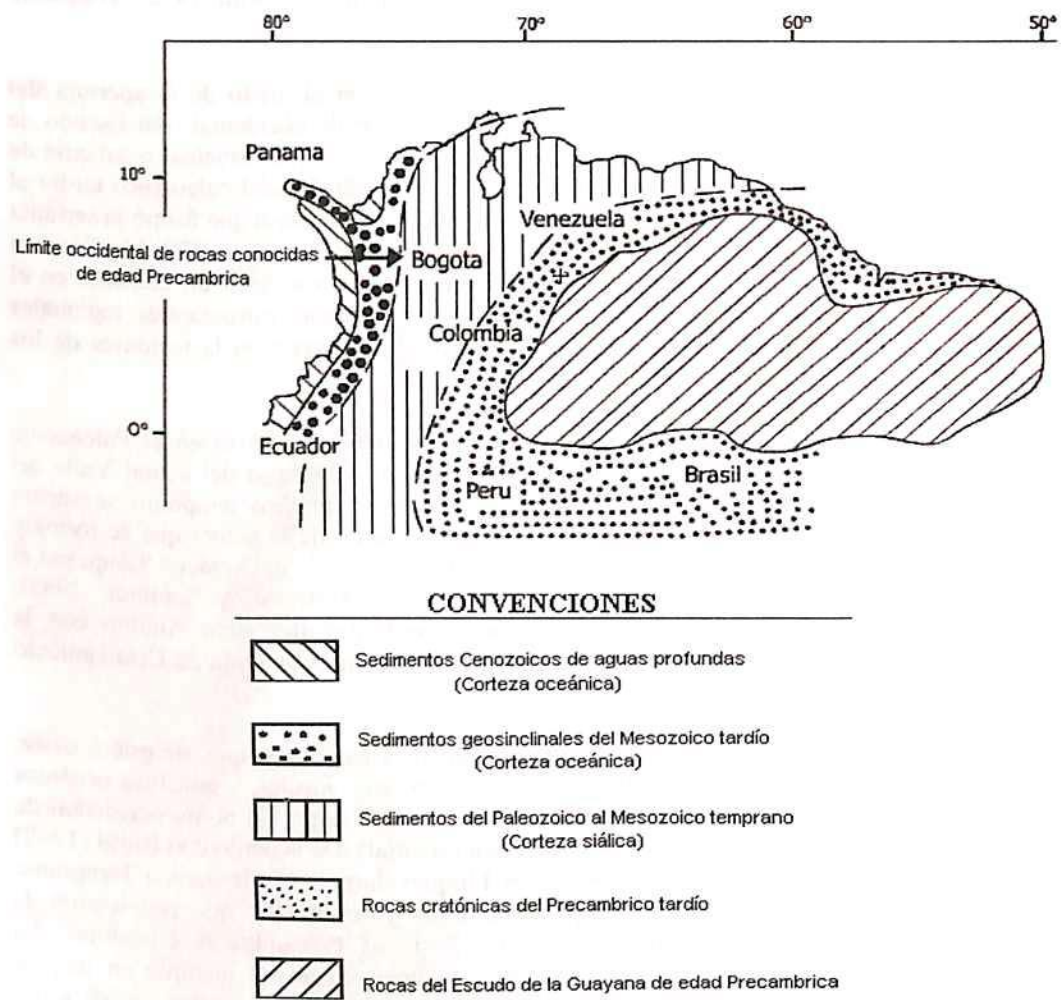


Figura 2.2 Acreciones continentales en el norte de América del Sur. Modificado de Irving (1975) y Zeil (1979) en Page (1986).

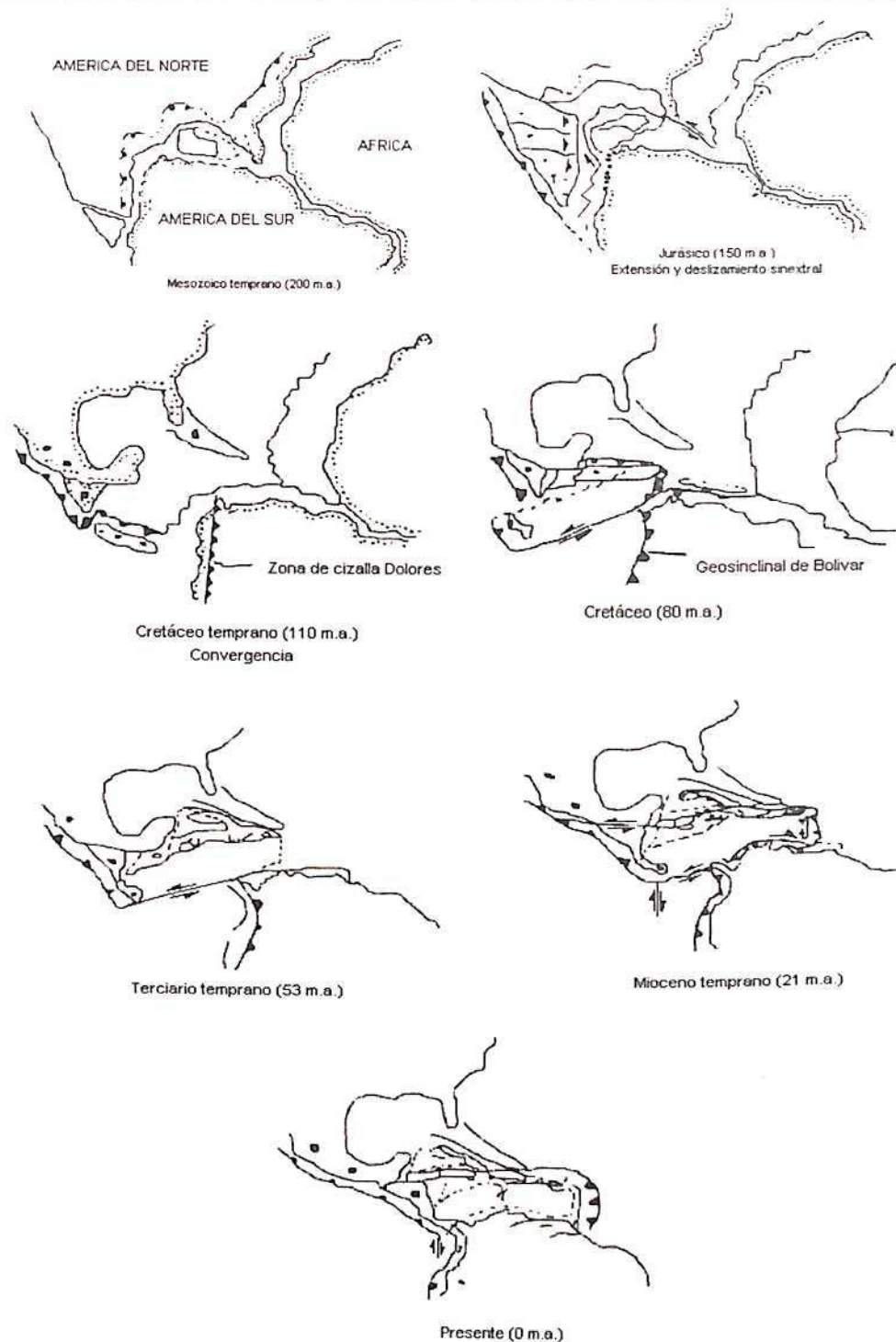
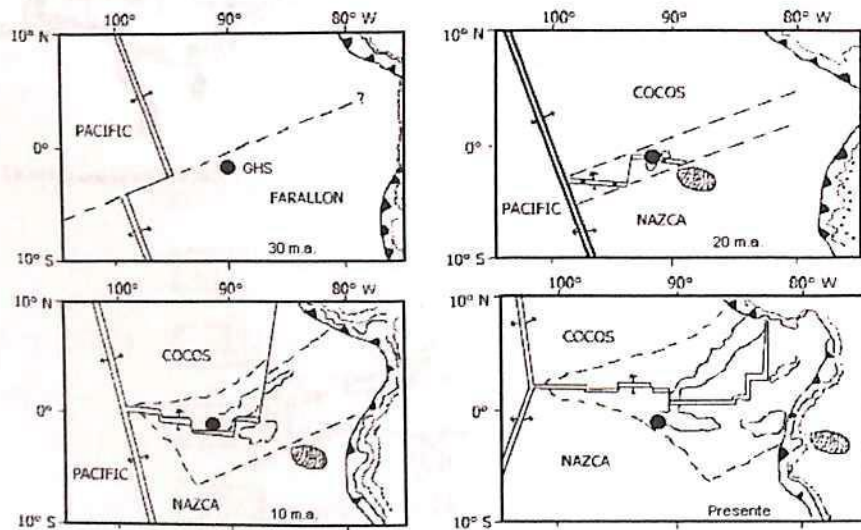


Figura 2.3. Evolución del Caribe y el NW de América del Sur desde el Jurásico. Modificado de Burke et al. (1984) y Pindell y Dewey (1982) en Page (1986).

Hacia el Cretáceo Temprano, la subducción de la corteza oceánica bajo la placa Suramericana originó una fosa próxima a la costa al occidente del arco insular, a lo largo de lo que hoy son las depresiones de los ríos Cauca y Patía, extendiéndose hacia el norte al menos hasta Barranquilla. A su vez, la migración hacia el oeste de la zona de subducción en el Cretáceo medio (Figura 2.3) originó un aumento de América del Sur con los sedimentos superpuestos y los metamorfoseados desprendidos de la placa que se hundió a lo largo de la fosa profunda. Estas tajadas superpuestas forman el corazón de la actual Cordillera Occidental. En el Cretáceo medio a tardío, la zona de subducción a lo largo del occidente de América del Sur se ha retirado hacia el occidente, creando el Sinclinal de Bolívar en el sector donde actualmente corren los ríos Atrato y San Juan (Bandy, 1970; Van Andel et al, 1971; Malfait y Dinkelman, 1972; Nygren, 1950; Meissner et al, 1976). Hacia el Terciario medio a tardío, la zona de subducción de nuevo se desplazó al occidente a la actual fosa Colombo-Ecuatoriana y la fosa oriental de Panamá.

De este modo, la subducción debajo de América del Sur, que se inició en el Cretáceo Temprano se ha mantenido hasta la actualidad, empujado por la deriva hacia el oeste de la placa de América del Sur y el movimiento más rápido hacia el este de la placa de Nazca y su predecesora, la placa Farallon. En el Terciario temprano y medio, la fosa Colombo-Ecuatoriana y la de Perú-Chile eran probablemente una fosa única. Durante el Mioceno medio (aprox. 30 Ma), la placa Farallon inicia su división en las placas Nazca y Cocos (Figura 2.4), reorientando la convergencia entre la placa Suramericana y la nueva Nazca en dirección EW, y al mismo tiempo, se llevó a cabo la colisión de la dorsal de Carnegie con la placa Suramericana promoviendo la separación de fosas, con tasas de subducción diferentes a lo largo de ambas fosas (Mammerickx et al., 1975; Lonsdale y Klitgord, 1978; Page, 1986).



**Figura 2.4.** Evolución de la fracturación de la Placa Farallón. El punto negro es el punto caliente Galapagos; la zona achurada es la anomalía batimétrica que llega a constituir la Cordillera de Carnegie. Tomado de Hey (1977) en Pennigton (1981).

El movimiento hacia el este de la placa Caribe con respecto a América del Sur durante el Mioceno temprano y medio fue parcialmente absorbido por la subducción de la litosfera oceánica debajo de la placa Suramericana. En el Mioceno tardío (aproximadamente 12 Ma), en la parte oriental de la sutura de Galápagos, al este de la zona de fractura de Panamá, la expansión cesó, promoviendo una unión triple secundaria formada donde la zona de fractura de Panamá intercepta la placa del Caribe. Posteriormente, esta unión triple migró hacia el este (Mattson, 1984). A su vez, la parte occidental de la placa de Cocos, separada de la parte principal de la placa a lo largo de la zona de fractura de Panamá, llegó a formar parte de la placa de Nazca y cambió su dirección de movimiento de noreste a este. Esta nueva dirección provocó el cese de la subducción activa al norte de una línea de rumbo este, que se extiende más allá de Bucaramanga (Page, 1986). La delgada cordillera que formó parte del arco de islas extendido a lo largo de Centro América hasta Panamá, la Serranía del Baudó, se unió y acreció el margen NW de América del Sur (Duque-Caro, 1990).

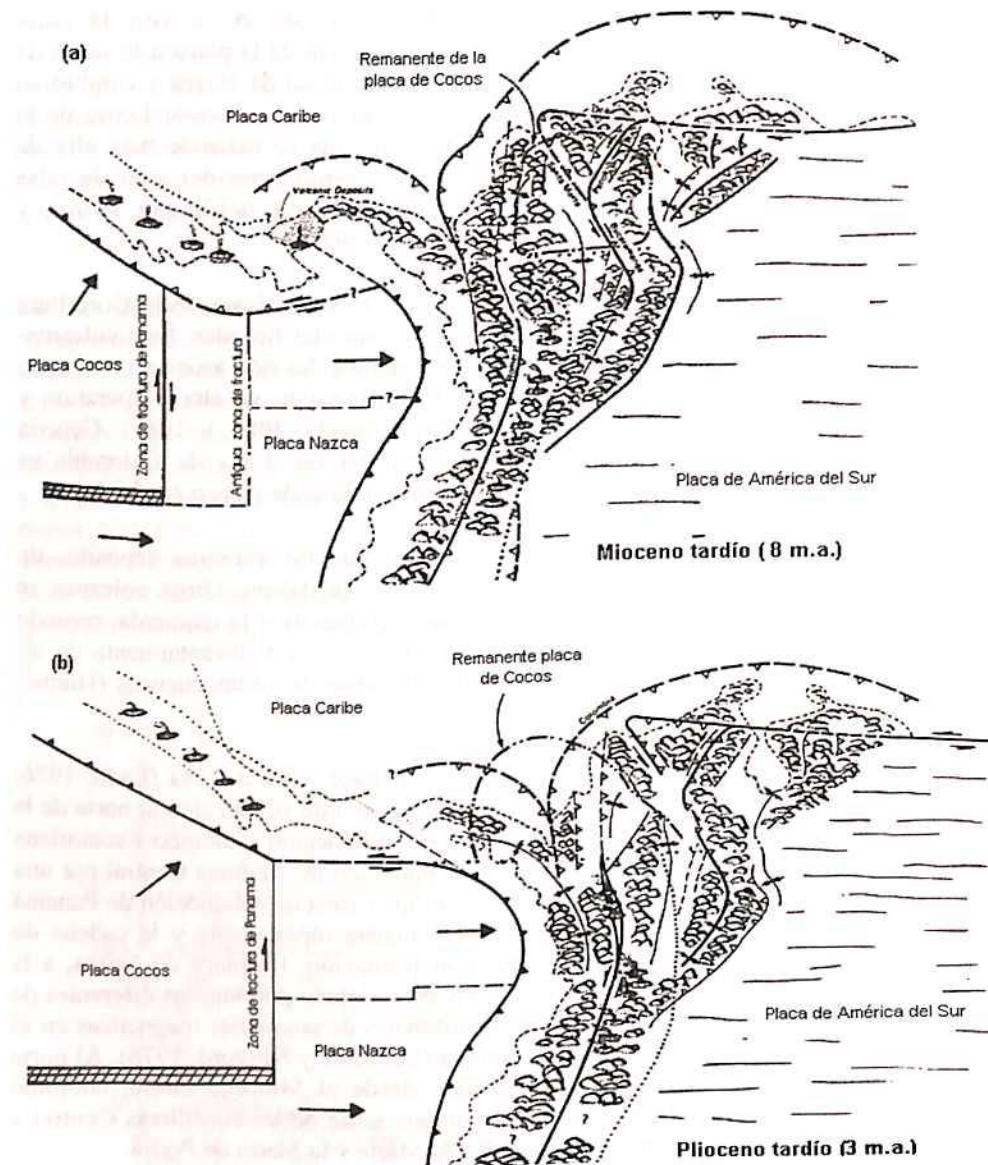
Asociado a esta variación de la subducción, se inició el vulcanismo de la Cordillera Central, el cual se extendió desde Manizales hasta el norte del Ecuador. Este vulcanismo, caracterizado por rocas andesíticas, dacíticas y basaltos, ha sido asociado a la serie calco-alcalina, originado en el manto a partir de magmas secos, de alta temperatura y sobre márgenes convergentes de placas tectónicas (Cepeda, 1986 y 1987). Cepeda (1986) sugiere que el magmatismo del Plioceno inferior en el sur de Colombia es asociable a un margen continental con corteza continental delgada y poco profunda.

Todos los volcanes, de norte a sur, fueron la fuente de los extensos depósitos de aglomerados en las depresiones de los ríos Cauca y Magdalena. Otros volcanes se formaron a medida que la Falla Romeral se movió lateralmente a la izquierda, creando una zona de tensión (Figura 2.5.a). En este período, se inicia el levantamiento de las cordilleras Oriental, Central y Occidental y el hundimiento de varias cuencas (Hunter, 1983)

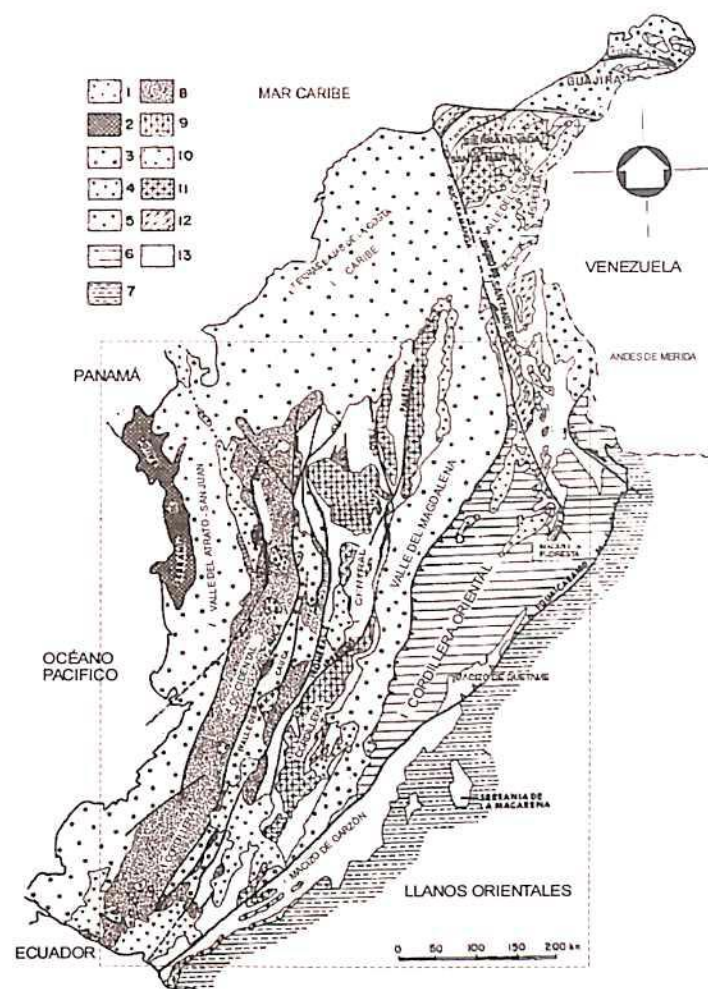
La colisión de América Central con América del Sur hace 3.5 a 3.1 Ma (Ladd, 1976; Keigwin, 1978; Duque-Caro, 1990) interrumpió el régimen de subducción al norte de la unión triple del Darien (Figura 2.5.b). La zona de subducción Colombo-Ecuatoriana continuó al norte hasta conectar con la zona de subducción de América Central por una supuesta falla de transformación a lo largo de la antigua zona de subducción de Panamá oriental (Page, 1986). Los Andes actuales se levantaron rápidamente y la cadena de volcanes de la actual Cordillera Central inició su formación. La placa de Nazca, a la latitud de Cali, toma diferentes direcciones, situación reflejada por ángulos diferentes de subducción, al norte y sur de Cali, y por la distribución de anomalías magnéticas en el piso actual del Océano Pacífico frente a Colombia (Lonsdale y Klitgord, 1978). Al norte de Bucaramanga, la losa que venía subduciendo desde el Mioceno tardío, continuó moviéndose hacia el este por debajo de los extremos norte de las cordilleras Central y Oriental, y por debajo de la Sierra Nevada de Santa Marta y la Sierra de Perijá.

Durante el Plioceno, el límite de las placas Caribe y América del Sur se desvió al sur y hacia el oriente de la Falla de Oca. El límite entre dichas placas lo pudo constituir la actual Falla Perijá y, posteriormente, la Falla Boconó (Silver et al., 1975; James, 1985; Page, 1986). De acuerdo con Kellog (1980; 1995), Pennington (1981) y Aggarwal et al. (1983), la placa Caribe está aún sumergiéndose por debajo de la Suramericana. Así mismo, durante el Plioceno, un levantamiento rápido formó las altas montañas de los

Andes Septentrionales y las fallas inversas de alto ángulo con deslizamientos laterales notables, que actualmente dominan el ambiente tectónico al oriente de Colombia (Var Houten, 1976; Kroonenberg y Diederix, 1982).



**Figura 2.5.** Evolución tectónica del territorio Colombiano. (Modificado de Page, 1986).  
 a) Durante el Mioceno superior.  
 b) Durante el Plioceno superior.

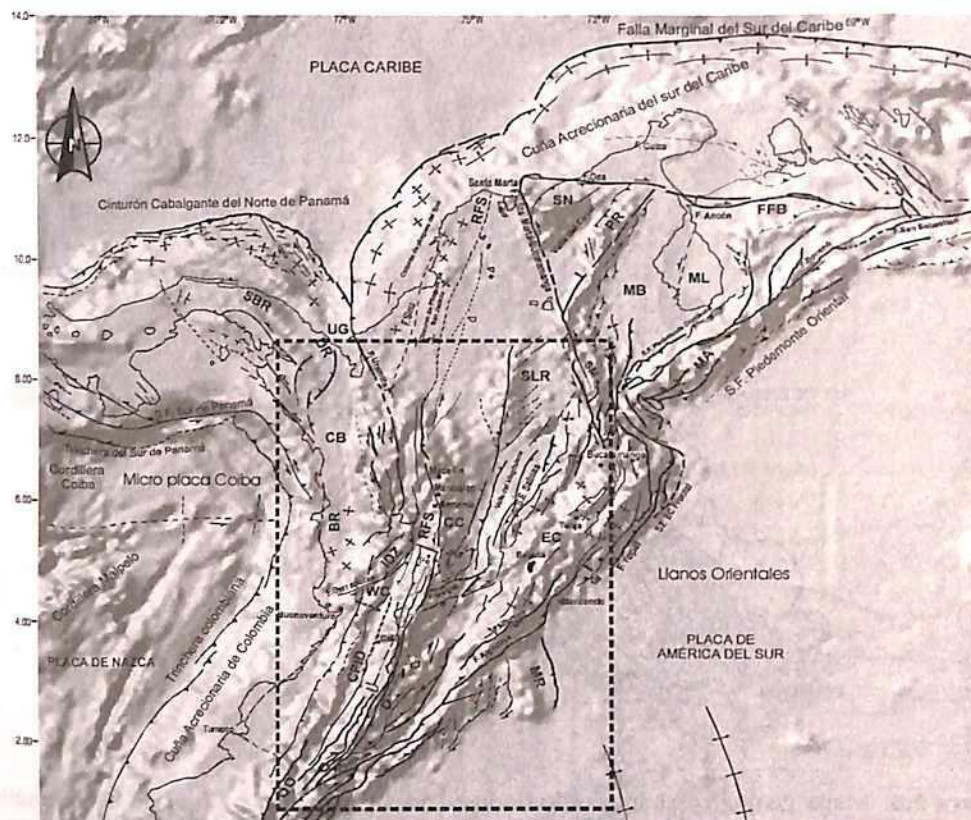


**Figura 2.6.** Mapa geológico simplificado de los Andes Colombianos (Tomado de Toussaint, 1993). 1. Vulcanismo Plioceno y Cuaternario, 2. Rocas básicas Mesozoicas y Cenozoicas de la Serranía del Baudó, 3. Sedimentos Cenozoicos, 4. Magmatismo Cenozoico de la Cordillera Occidental, 5. Magmatismo Cenozoico del borde occidental de la Cordillera Occidental, 6. Sedimentos Mesozoicos, 7. Sedimentos Cenozoicos de los Llanos Orientales, 8. Rocas básicas Cretácicas, 9. Magmatismo Cretácico Superior, 10. Vulcanismo Triásico y Jurásico, 11. Plutonismo Jurásico, 12. Magmatismo Paleozoico, 13. Basamento Paleozoico y Precámbrico. El recuadro punteado indica la zona de estudio de atenuación de ondas coda.

La Figura 2.6 permite observar la configuración geológica simplificada que actualmente rige en el NW Suramericano (Toussaint, 1993) y donde se puede apreciar la configuración actual de litologías y edades producto de la evolución geológica del NW Suramericano. Por su parte, en la Figura 2.7 se ilustra un mapa neotectónico de los Andes Colombianos donde se pueden observar los principales rasgos estructurales a los que se asocia la actividad sísmica. (Paris y Romero, 1994; Guzmán et al., 1998; Taboada et al., 2000).

### 2.2.2 Esquema geológico actual

Actualmente, el territorio colombiano se constituye en un mosaico de diversas litologías y edades que se ensambla en un intrincado esquema estructural con orientación, principalmente, N-NE (Toussaint, 1993). Por una parte, presenta litologías donde dominan rocas metamórficas de edad Paleozoica a Precámbrica hacia el sector de los Llanos Orientales las cuales, a su vez, se encuentran cubiertas por depósitos sedimentarios de edad Cenozoica (Figura 2.6).



**Figura 2.7.** Marco Neotectónico del Noroccidente Suramericano. F: Falla; SF: Sistema de Fallas; BR: Serranía del Baudó; CB: Bloque Chocó; CC: Cordillera Central; DR: Serranía del Darién; EC: Cordillera Oriental; FFB: Cinturón de Plegamiento Fancón; MA: Andes de Mérida; MB: Bloque Maracaibo; MR: Sierra de la Macarena; PR: Serranía de Perijá; SBR: Serranía de San Blas; SLR: Serranía de San Lucas; SM: Macizo Santandereano; WC: Cordillera Occidental; CPID: Depresión Intra-montañosa Cauca-Patía; SN: Sierra Nevada de Santa Marta; ML: Lago de Maracaibo; UG: Golfo de Uraba; IDZ: Zona de Deformación de Istmia; RFS: Sistema de Fallas de Romeral. Modificado de Paris y Romero (1995), Guzmán et al. (1998) y Taboada et al. (2000).

Hacia la Cordillera Oriental, se extiende una larga franja de sedimentos Mesozoicos de origen marino, afectados por cuerpos volcánicos del Triásico-Jurásico. El límite entre las rocas de los Llanos Orientales y las rocas sedimentarias de la Cordillera Oriental lo constituye un extenso sistema de fallas, donde una de las más importantes, la Falla

Guacaramo, expone el carácter cabalgante de todo el sistema. Hacia el norte de la Cordillera Oriental aparece el Macizo de Santander, un conjunto de rocas metamórficas, de edad Paleozoica, que se extiende hacia los Andes de Mérida, en Venezuela, y hacia la Serranía de Perijá, al norte de Colombia.

Por su parte, la Cordillera Central está compuesta por rocas de medio a bajo grado de metamorfismo, cuya edad se encuentra entre el Precámbrico y el Paleozoico, y que presentan intrusiones de cuerpos plutónicos Mesozoicos, así como diques, *stocks* y cuerpos volcánicos del Cenozoico. Particularmente estos últimos, se encuentran dispuestos a lo largo de zonas de falla con tendencia NNE, como la Falla Romeral y la Falla Palestina. Siguiendo el Valle del Magdalena y el Valle del Cauca, se encuentran depósitos sedimentarios de edad Cenozoica derivados del vulcanismo de la Cordillera Central. Hacia la Cordillera Occidental, y limitadas por la Falla Romeral, aparecen rocas ígneas básicas y sedimentarias de origen marino y edad Cretácica. Como en el caso de la Cordillera Central, aparecen cuerpos magmáticos de edad Cenozoica que afectan estas rocas. Más hacia el occidente, se disponen, con orientación casi N-S, la Serranía del Baudó, un conjunto de rocas básicas de edad Mesozoica hasta Cenozoica.

Finalmente, en las tierras bajas de las costas Pacífico y Caribe, se extienden potentes depósitos sedimentarios de edad Cenozoica, que alcanzan, hacia el norte, las estribaciones de la Sierra Nevada de Santa Marta. Esta última se constituye en un cuerpo, de rocas Paleozoicas de diversa litología, afectado por rocas ígneas, principalmente de edad Jurásica.

De acuerdo a la Figura 2.6, podemos sintetizar el anterior esquema litológico en dos regiones, al oriente de la Falla Romeral aparecen rocas de afinidad continental, mientras que al occidente, de afinidad oceánica. Esta distribución de rocas podría reflejar contrastes de atenuación de ondas coda y de otras variables geofísicas. En los próximos capítulos podremos confirmar esta hipótesis.

## 2.3 Sismotectónica de la región

### 2.3.1 Tectónica

Bajo las anteriores consideraciones, el esquema tectónico general actual del Territorio Colombiano se puede resumir de la siguiente manera (Figuras 2.1, 2.6 y 2.7):

- Existen tres cordilleras con tendencia N-NE que nacen desde una cordillera principal hacia el sur, las cuales se encuentran separadas por cuencas estructurales, estas son: la Cordillera Oriental, la Cordillera Central y la Cordillera Occidental (Figura 2.1).
- La naturaleza y composición de las tres cordilleras es sustancialmente diferente, ya que cada una ha resultado de diferentes procesos tectónicos que afectaron al NW de América del Sur.
- Las cordilleras Occidental y Central están separadas por la Depresión Intra montañosa Cauca-Patía, por donde transcurre el Sistema de Fallas de Romeral, controlando el Río Cauca y muchos de sus afluentes. En particular, este sistema

- marca el límite entre litologías con afinidad continental hacia el oriente, y marino al occidente.
- El Bloque Chocó, bloque exótico afín con el arco de islas de Centro América, se encuentra limitado por la Zona de Fallas Uramita al oriente y la Zona de Deformación de Istmina (Duque-Caro, 1990; Paris y Romero, 1994; Guzmán et al., 1998; Taboada, et al., 2000). La Zona de Fallas Uramita es un sistema de fallas con orientación N-NW con movimientos transpresivos de desplazamiento lateral izquierdo. Por su parte, la Zona de Deformación de Istmina está caracterizada por fallas transpresivas de desplazamiento lateral derecho con orientación E-NE, dentro de las que se destaca la Falla Garrapatas con evidencias de actividad neotectónica.
  - El Sistema de Falla de Romeral está caracterizado por fallas inversas con buzamiento hacia el E y fallas de rumbo, que forman parte de una gran vergencia hacia el W con cinturones de cabalgamiento y plegamiento que envuelven el basamento. Dicho sistema tiene una dirección N-NE y muestra trayectos activos con desplazamientos laterales derecho en el sur de Colombia. Al norte de los 4° N y hasta los 8° N, las fallas llegan a presentar desplazamientos laterales izquierdo, probablemente asociables con la convergencia E-SE entre el Bloque Chocó y el NW de América del Sur. Al norte de la latitud 8° N, el Sistema de Fallas de Romeral se extiende por la Región Caribe colombiana mostrando muy baja o extinta actividad (Paris y Romero, 1994; Guzmán et al., 1998).
  - Las más importantes estructuras tectónicas relacionadas con el Sistema de Fallas de Romeral en el sector Caribe son los cinturones plegados Sinú al W, y San Jacinto al E. El Cinturón Sinú se extiende paralelo al margen Caribe de Colombia y abarca varios anticlinales, plegamientos y fallas con vergencia W, localizados tierra adentro. Hacia el norte continúa su trayecto, dentro del mar, a lo largo de la plataforma continental Caribe Colombiana. El Cinturón San Jacinto, caracterizado por tres pequeñas cadenas de anticlinales, presenta fallas de cabalgamiento con vergencia al W. La estructura interna de estos cinturones plantea la hipótesis de la existencia de un prisma de acreción de bajo ángulo compatible con una subducción de bajo ángulo de la placa Caribe por debajo de la Suramericana (Case et al., 1984; Toto y Kellog, 1992).
  - La Cordillera Central es un complejo de rocas, con metamorfismo de baja y media presión, y con intrusiones de varios plutones Mesozoicos y Cenozoicos relacionados con la subducción de la litosfera bajo la cadena Andina. El flanco occidental de esta cordillera es más empinado que el oriental, probablemente como producto del movimiento transpresivo a lo largo de fallas de buzamiento este. Por su parte el flanco oriental está caracterizado por fallas inversas, con buzamiento oeste, localizadas a lo largo del pie de la cordillera. Fallas de rumbo dextrales, paralelas en las latitudes 4° N y 5° N presentan tendencias E-NE, cortando esta cordillera y formando un estilo estructural “*en echelon*” (Vergara et al., 1996).
  - La Cordillera Oriental, desde su inicio al sur de Colombia, se amplía progresivamente hacia el norte y muestra varios estilos estructurales y morfológicos (Vergara, 1996). El segmento sur (2° N – 3.5° N) es una cadena estrecha con relieve moderado, recorrida en sus bordes por fallas dextrales de orientación N-NE. Su segmento central (3.5° N – 5.5° N) presenta una importante meseta, la Sabana de

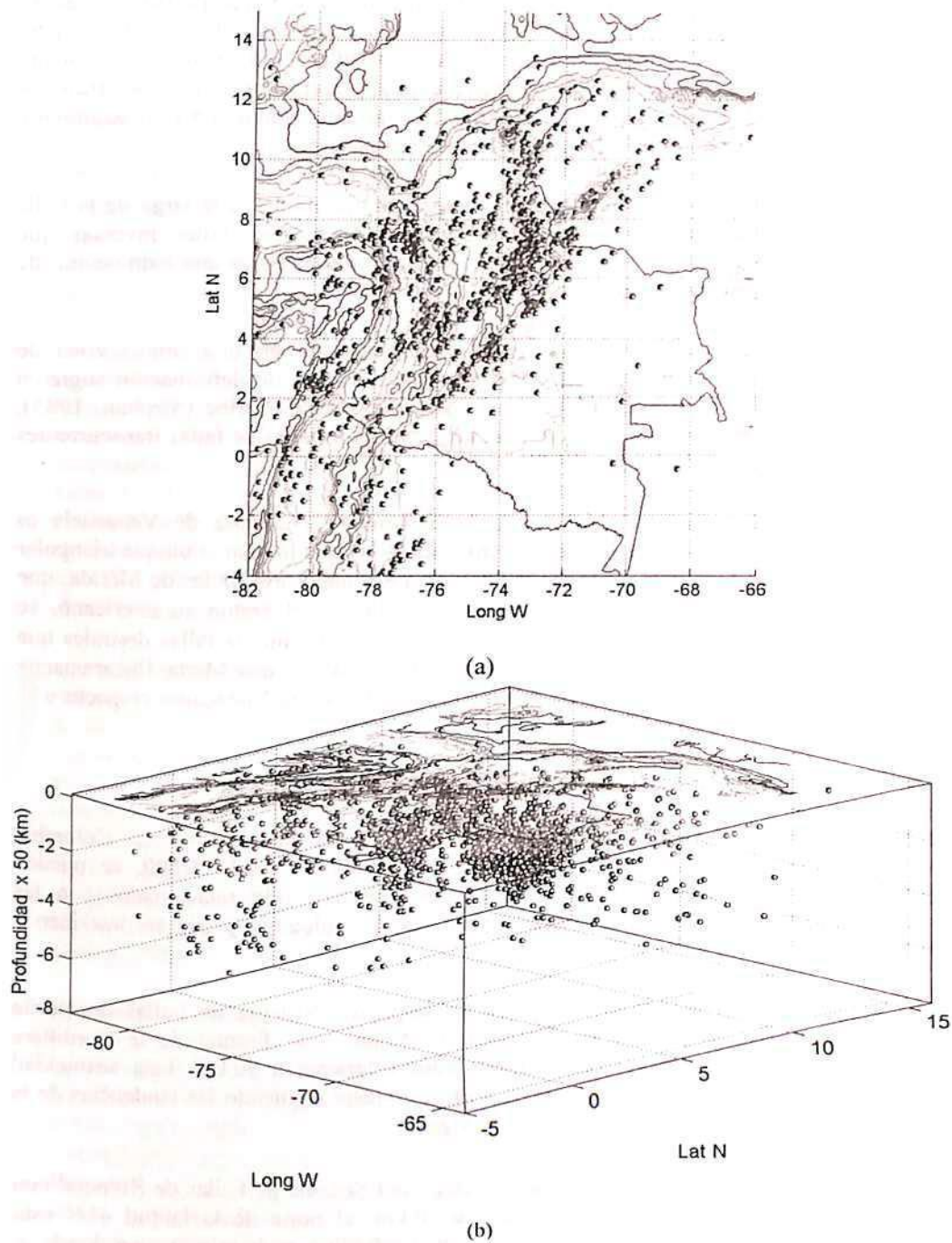
Bogotá, limitada, en su extremo oriente, por el Sistema de Fallas de Borde Llanero y, al occidente, por el Sistema de Fallas Salinas; todas estas fallas son de carácter inverso “*en echelon*” con buzamientos hacia la cordillera. Finalmente, su segmento norte (5.5° N – 7.5° N) el más amplio de todos, con alturas que alcanzan los 5.500 m, está limitado, hacia el norte, por una falla de rumbo con desplazamiento izquierdo conocida como Falla Santa Marta–Bucaramanga.

- De acuerdo con Boinet et al. (1989) el movimiento de rumbo, a lo largo de la Falla Santa Marta–Bucaramanga, es absorbido hacia el sur por fallas inversas que cabalgan en el Valle del Magdalena; su estilo estructural evoca una terminación de “*horts*” hacia el norte.
- El límite de las placas Sudamérica y Caribe consiste en una amplia zona de deformación transpresiva dextra, donde los mecanismos de deformación sugieren deslizamientos discretos en el borde de acreción sur del Caribe (Stephan, 1985), causados por una convergencia oblicua absorbida a lo largo de fallas transcurrentes (Oca-Ancon, San Sebastian y El Pilar).
- La deformación continental al norte de Colombia y noroeste de Venezuela es absorbida, principalmente, por los sistemas de fallas que limitan el bloque triangular de Maracaibo (Audemar y Singer, 1996). De este modo, los Andes de Mérida, que llegan a ser el límite entre el Bloque Maracaibo y el cratón suramericano, se caracterizan por una deformación transpresiva y un sistema de fallas dextrales que recorren paralelamente el pie de la cordillera. La Falla Santa Marta–Bucaramanga está asociada con el movimiento relativo NE del Bloque Maracaibo respecto a la placa Suramericana.

### 2.3.2 Sísmicidad

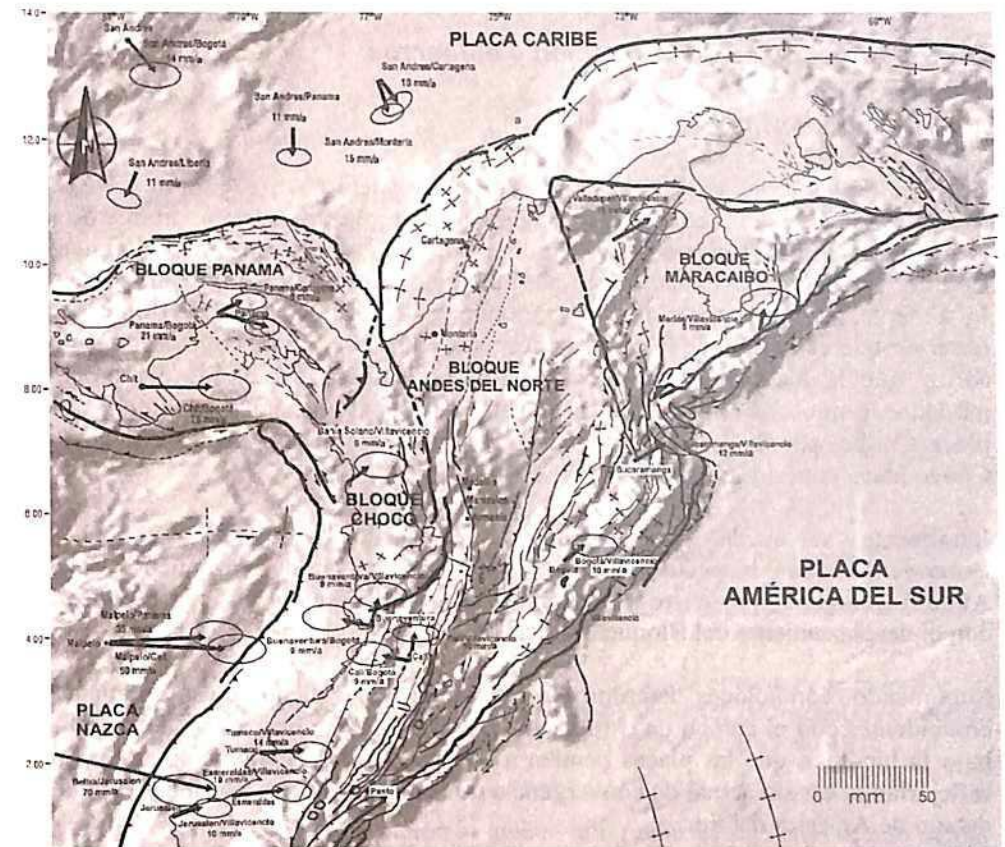
Mediante el uso de la base de datos de sísmicidad instrumental en Colombia desarrollada por INGEOMINAS para el periodo Jun/1993 a Dic/2000, se pueden observar varios patrones sísmicos importantes que han sido relacionados con las principales fallas activas y estructuras tectónicas de Colombia y que se describen a continuación (Figuras 2.7 y 2.8):

- Existencia de actividad sísmica a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero (F. Algeciras, F. Altamira, F. Yopal y F. Frontal de la Cordillera Oriental), con eventos de profundidades inferiores a 70 km. Esta sísmicidad parece tener continuidad hacia el norte y noreste siguiendo las tendencias de la Serranía de Perijá y de los Andes de Mérida.
- Existencia de actividad sísmica a lo largo del Sistema de Fallas de Romeral con eventos a profundidades inferiores a 70 km; al norte de la latitud 4° N esta sísmicidad se confunde con eventos más profundos, en la misma zona donde se han presentado eventos devastadores para la región central de los Andes de Colombia, con al menos 6 sismos de  $M_L > 6.0$  e intensidad  $> IX$ , y que ha sido atribuida a la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de América del Sur.



**Figura 2.8.** Sísmicidad instrumental para eventos  $M_L > 3.5$  entre Jun/1993 y Dic/2000 registrada por la Red Sísmológica Nacional de Colombia (INGEOMINAS). Las esferas rojas corresponde a eventos con profundidades menores a 70km; las esferas verdes corresponde a eventos con profundidades entre 70km y 120km, y las esferas azules corresponden a eventos con profundidades mayores a 120km. a) Vista en planta. b) Vista desde un azimut de 45° y una elevación de 15°.

- Existencia de sísmicidad superficial e intermedia, relacionada con los sistemas de fallas Salinas hacia el Valle del Magdalena y a lo largo de la Falla Santa Marta-Bucaramanga.
- La Costa Pacífica presenta eventos predominantemente superficiales e intermedios (profundidad < 120 km) a lo largo de la Fosa Colombiana, probablemente relacionados con la subducción de la Placa de Nazca.



**Figura 2.9.** Vectores de deformación a partir de observaciones del proyecto CASA. Las elipses de error también refieren la misma escala del vector. Modificado de Kellog y Vega (1995), Mora (1995) y Trenkamp et al. (2001).

- La sísmicidad superficial e intermedia a la latitud 7° N presenta una dirección predominantemente E-W en la región Andina. De acuerdo con la perspectiva de la Figura 2.8.b, en esta latitud los eventos superficiales e intermedios en la región de la Serranía del Darien tienden a profundizar hacia el oriente, desplegando una estructura donde convergen dos planos, uno de ellos cabalgando sobre el otro. Esta situación fue planteada por Taboada et al. (2000) como un traslape de la placa Caribe sobre la placa Nazca. La parte terminal de este patrón lo constituye el Nido Sísmico de Bucaramanga (> 120 km).

Los anteriores patrones de sismicidad se enmarcan, principalmente, en el interior y periferia de los bloques Chocó, norte de los Andes y Panamá, en una zona donde no existen suficientes trabajos acerca de la estructura cortical y de las características del sistema litosfera-astenosfera. Justamente la abundancia de información sísmológica en esta zona permitirá, en los próximos capítulos, evaluar la estructura cortical y del manto superior a partir de tomografía de  $V_p$  y atenuación de ondas coda, en busca de mejorar nuestra comprensión geodinámica y sismotectónica del NW de América del Sur.

## 2.4 Estado actual de deformación y esfuerzos

### 2.4.1 Desplazamientos

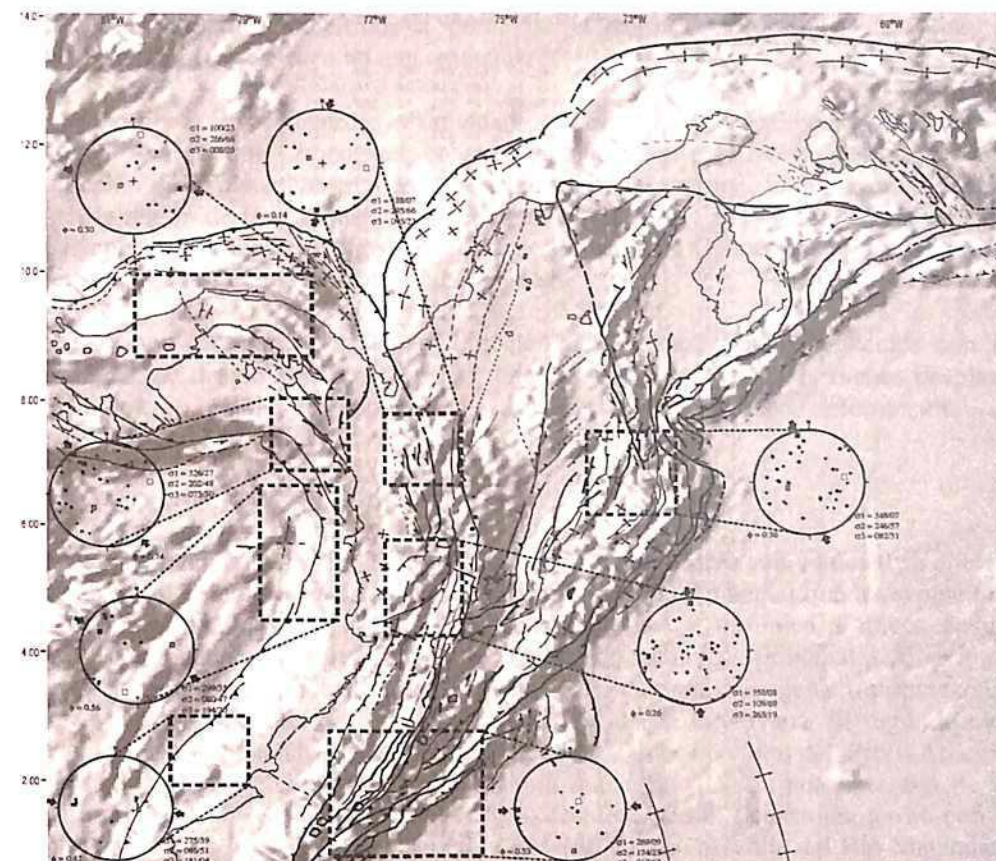
Estudios de geodesia satelital en el marco del proyecto CASA (Kellog y Vega, 1995; Mora, 1995; Trenkamp et al., 2002) sugieren un desplazamiento importante de la placa Nazca respecto a América del Sur con dirección W-E, que alcanza los 70 mm/año entre Beltrán y Jerusalén (Ecuador), y 50 mm/año entre Malpelo y Cali (Figura 2.9). Igualmente, en un marco de referencia, donde se deja fija la ciudad de Bogotá, se puede observar que el Bloque de Panamá se desplaza entre 20 y 26 mm/año en dirección al E-SE, y que la placa Caribe presenta desplazamientos hacia el SE del orden de 14 mm/año. Aunque las elipses de error llegan a ser importantes en dirección E-W hacia la placa Caribe, parece evidente la convergencia de las placas Nazca, Caribe y Bloque Chocó hacia América del Sur.

Igualmente, se puede apreciar que el movimiento relativo de Bogotá, Cali y Buenaventura con respecto a Villavicencio, sugiere un desplazamiento del Bloque Andino Colombiano respecto a América del Sur en dirección NE, consecuente también con el desplazamiento del Bloque Maracaibo.

Suponiendo condiciones isotrópicas, esperamos que dichos desplazamientos sean coincidentes con el campo de esfuerzos en la componente horizontal. De igual manera, bajo la hipótesis que las placas tienden a ser más rígidas lateralmente, dichas medidas reflejarían el estado actual de convergencia de las placas Nazca, Caribe y Bloque Chocó debajo de América del Sur.

### 2.4.2 Esfuerzos

Ha sido invertido el estado de esfuerzos para varias regiones de Colombia mediante el Método de Reches (Reches, 1983; Reches, 1987; Reches et al. 1992, ver también Anexo I) a partir de 94 soluciones de mecanismos focales (Centroid Moment Tensor, CMT) facilitados por la Universidad de Harvard para el período 1976 a 2000 y con magnitud  $M_w$  superior a 5.0, donde los planos de falla fueron seleccionados de acuerdo con la tendencia de las estructuras principales presentes en cada zona (Figura 2.10, Tabla 2-1).



**Figura 2.10.** Determinación de ejes de esfuerzo principal mediante el método de inversión de Reches (Reches et al., 1992) a partir de 94 soluciones de mecanismos focales (CMT) obtenidas por la Universidad de Harvard para el período 1976 a 2000 y con  $M_w > 5.0$

A partir de los resultados de la inversión se puede interpretar el siguiente estado actual de esfuerzos:

- Esfuerzos compresivos con dirección W-E del Bloque Panamá hacia el NW de América del Sur.
- Los esfuerzos invertidos a partir de la sismicidad superficial ( $< 30\text{km}$ ) en el sur de la región del Darien y en el tramo norte de la Falla Uramita siguen tendencias aproximadamente N-S. Igualmente, esfuerzos estimados a partir de sismicidad intermedia y profunda en la Zona de Deformación de Istmina siguen tendencias N-S. Esta situación es coherente con la presencia de un Bloque Chocó que es empujado por el Bloque Panamá.
- Esfuerzos a lo largo de la Costa Pacífica Colombiana hasta Tumaco sugieren tendencias W-E, coincidentes con los vectores de desplazamiento de la placa Nazca hacia la placa de América del Sur.





### TOMOGRAFÍA SÍSMICA LOCAL

#### 3.1 Introducción

Diversas técnicas sismológicas tales como inversión de modelos de velocidad 3-D a partir de telesismos (Aki et al., 1977) y perfiles de sísmica de refracción profunda (Smithson et al., 1977; Oliver, 1980) han sido instrumentadas para discernir la complejidad y heterogeneidad de la corteza continental en múltiples zonas. Sin embargo, sólo a partir de la última cuarta parte del siglo XX se han realizado progresos sustanciales en los métodos tomográficos tradicionales (Aki y Lee, 1976; Crosson, 1976; Thurber, 1983) para el modelado cortical en áreas pequeñas. Así pues, aquí nos referimos a la tomografía entendida como el conjunto de técnicas con capacidad de reconstruir imágenes a partir de proyecciones o señales indirectas que, para nuestro caso, serán ondas sísmicas (Nolet, 1987; Kissling, 1988; Spakman, 1988; Iyer y Hirahara, 1993). En Sismología se aplica la técnica tomográfica, conocida como INVERSIÓN SIMULTÁNEA, para indicar que la ubicación espacial de los terremotos locales se lleva a cabo simultáneamente con la determinación de estructuras de velocidad de una región mediante el uso de los rayos que la atraviesan (Thurber, 1992).

En el desarrollo del esquema general de tomografía sísmica con datos de terremotos locales (Tomografía Sísmica Local – LET), Thurber (1981) implementó el programa SIMUL que, posteriormente, fue revisado y extendido por Eberhart-Phillips (1986 y 1990), Um y Thurber (1987), Thurber (1992) y Haslinger (1999). En nuestro trabajo hemos utilizado la versión SIMULPS14, extendida por este último autor, y que permite el uso de tiempos de llegada de ondas P y S en la reconstrucción de modelos 3D de velocidad de la estructura cortical. Para dar fundamento a este ejercicio tomográfico nos referiremos, a continuación, a la localización de eventos sísmicos mediante modelos 1D, para posteriormente abordar la modelación y localización de eventos en 3D.

#### 3.2 Aspectos Teóricos

##### 3.2.1 Modelos 1D y Localización preliminar de eventos sísmicos

La determinación de parámetros hipocentrales es un típico problema inverso, donde tanto el modelo como la localización y el tiempo de origen del sismo son estimados a partir de un conjunto de tiempos de llegada. En este sentido, poco ha cambiado desde que el alemán L. Geiger en 1910 sentara las bases para la localización de terremotos, basado

en el método de Gauss-Newton, en busca de calcular parámetros hipocentrales de un evento gracias a la minimización simultánea de tiempos residuales de viaje con muchas observaciones. Los tiempos residuales,  $\Delta T$ , son las diferencias entre los tiempos de llegada observados,  $T^{obs}$ , y los tiempos de llegada predichos,  $T^{pre}$ , calculados a partir de un modelo de velocidad e hipocentro predefinidos. De este modo, el método de Geiger plantea la necesidad "a priori", de conocer una estructura cortical y un hipocentro preliminar.

El proceso de localización sísmica, únicamente tiene cuatro incógnitas, por lo que, si se tratara de un problema exacto, sólo cuatro observaciones serían suficientes para la localización de un evento (el número de ecuaciones  $n$  sería igual al número de parámetros  $m$ ); sin embargo a las observaciones debemos añadirles imprecisiones propias de las variables físicas, de este modo, una solución exacta podría estar lejos de nuestro alcance. Incluso, teniendo precisión en las observaciones, debemos reconocer que este tipo de problemas es de carácter no-lineal (Crosson, 1976; Kissling, 1988). Así pues, dado que, en general, no existen soluciones inversas directas a problemas no-lineales, se suelen usar procesos iterativos capaces de aproximarnos a soluciones cercanas a las "verdaderas".

En notación vectorial, un problema no-lineal puede ser escrito como:

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) = \mathbf{d} \quad (3.1)$$

donde, para el caso de localización sísmica,  $\mathbf{d}$  es el vector de datos que contiene los tiempos de viaje,  $\mathbf{m}$  es el modelo (parámetros hipocentrales), y  $\mathbf{g}$  representa el funcional que describe la relación entre el modelo y los datos. Si suponemos que  $\mathbf{m}_0^{est}$  es el modelo inicial para nuestro proceso iterativo, entonces,

$$\mathbf{m} = \mathbf{m}_0^{est} + \Delta\mathbf{m}, \quad (3.2)$$

$\mathbf{g}(\mathbf{m})$  puede ser linealizado por expansión de Taylor y, despreciando términos de segundo orden y más altos, tenemos,

$$\mathbf{g}(\mathbf{m}) \cong \mathbf{g}(\mathbf{m}_0^{est}) + \mathbf{G}_0 \cdot (\Delta\mathbf{m}) \quad (3.3)$$

donde  $\mathbf{G}_0$  es la matriz jacobiana de derivadas parciales,  $\partial g_i / \partial m_j$ , evaluada en  $\mathbf{m}_0^{est}$ . En esta ecuación  $\mathbf{g}(\mathbf{m})$  contiene los  $T^{obs}$ , y  $\mathbf{g}(\mathbf{m}_0^{est})$  los  $T^{pre}$ . Como el objetivo se ha transformado ahora en alcanzar las correcciones del modelo,  $\Delta\mathbf{m}$ , que permitan llegar a un ajuste adecuado de los datos observados, con un mínimo error, entonces reescribiremos (3.3) así

$$E(\mathbf{m}) = \mathbf{g}(\mathbf{m}) - \mathbf{g}(\mathbf{m}_0^{est}) - \mathbf{G}_0 \cdot (\Delta\mathbf{m}) \quad (3.4)$$

donde  $E(\mathbf{m})$  se conoce como el predictor de error, y la ecuación (3.4) se resuelve en busca de minimizar  $E(\mathbf{m})$ . Esta solución se alcanza aplicando correcciones iterativas al modelo,

$$\mathbf{m}_i^{est} = \mathbf{m}_{i-1}^{est} + \Delta\mathbf{m}_{i-1}$$

hasta que el predictor de error o cambios en el predictor de error entre las iteraciones, sean suficientemente pequeños. No obstante, la validez de la solución iterativa para el problema linealizado es fuertemente dependiente de la calidad y control de parámetros del modelo inicial, lo cual puede conducir a más de una solución. Para la localización de un sismo con muchas observaciones y buen cubrimiento azimutal, una ubicación inicial del evento (aún lejos de la verdadera localización) nos llevaría a resultados bastante confiables.

Kissling (1988), al analizar que no siempre contamos con suficientes observaciones o que la calidad de las observaciones y el modelo inicial pueden tener importantes incertidumbres, introdujo el término *mínimo modelo 1D*, para denotar un modelo con correcciones por estación que conducen al más pequeño error de localización posible dentro de un conjunto de eventos. Este mínimo modelo 1D es el resultado de una inversión simultánea iterativa de los parámetros hipocentrales, las correcciones de las estaciones y las capas de velocidades que, en función de datos representativos de una zona, conducen a la optimización de las rutinas de localización.

Consecuentemente, el mínimo modelo 1D que derivaremos del programa VELEST (Kissling et al., 1994; Kissling et al., 1995) se caracteriza por capas de velocidades que representan el mejor promedio de pesos acumulados para los rayos que atraviesan cada capa, y correcciones por estación que igualmente son promedio de los retardos por estación para todas las observaciones. Estas correcciones juegan un papel importante para propósitos tomográficos de velocidad, en la identificación de efectos locales para cada estación. La importancia de las correcciones de cada estación radica en la diferencia relativa entre éstas, las cuales pueden ser relacionadas con la geología superficial del área de estudio y como punto de partida en la interpretación de modelos de velocidad 3D.

### 3.2.2 Teoría básica de Tomografía Sísmica Local

La identificación de un modelo 1D nos ayudará a tareas rutinarias de localización hipocentral, sin embargo, cuando aplicamos el modelo 1D, las correcciones por estación llegan a incorporar parte de los efectos 3D. Estos efectos 3D se pueden discriminar si los datos son suficientes e independientes (observaciones de un conjunto de eventos) para garantizar más incógnitas al modelo de parámetros, lo cual nos llevaría a una Tomografía Sísmica Local (LET).

Los fundamentos sobre los que se basa la inversión simultánea, parte de utilizar el residuo entre el tiempo de llegada observado y el calculado desde un hipocentro (Thurber, 1983):

$$\Delta T_{ij} = T_{ij}^{obs} - T_{ij}^{cal} \quad (3.5)$$

donde los subíndices  $ij$  denotan la  $i$ -ésima observación, en la estación  $i$ , para el  $j$ -ésimo sismo. De modo que la ecuación general para los tiempos de llegada es:

$$T_{ij} = t_j^o + t_{ij}^s(x_j^o, y_j^o, z_j^o, v(s_i), x_i, y_i, z_i) \quad (3.6)$$

con  $t_j^o$  el tiempo de origen del sismo  $j$ ,  $t_{ij}^s$  el tiempo de viaje de la onda sísmica a lo largo del trayecto  $s_i$ , desde la fuente  $(x_j^o, y_j^o, z_j^o)$  a la estación  $(x_i, y_i, z_i)$ , y  $v(s_i)$  la velocidad a lo largo del camino  $s_i$ .  $T_{ij}^{cal}$ ,  $(t_j^o, x_j^o, y_j^o, z_j^o)$  son los parámetros hipocentrales estimados mediante el procedimiento de localización hipocentral, y  $s_i$  es el camino resultante del 'ray tracing', desde el foco,  $j$ , a la estación  $i$ , a través del modelo de velocidad. El modelo  $\mathbf{m}$  ahora contiene los parámetros hipocentrales para todos los eventos y todos los parámetros de velocidad (incógnitas);  $\mathbf{g}(\mathbf{m})$  contiene los tiempos de viaje observados  $T_{ij}^{obs}$  y  $\mathbf{g}(\mathbf{m}_0^{est})$  los tiempos de viaje calculados  $T_{ij}^{cal}$  para un modelo inicial  $\mathbf{m}_0^{est}$ .

Una aproximación de primer orden de los residuos relacionados con la integral del tiempo de viaje entre la fuente y el receptor se puede escribir como (por conveniencia haremos referencia a las coordenadas  $(x_1, x_2, x_3)$  en vez de  $(x, y, z)$ ):

$$\Delta T_{ij} \cong \Delta t_j^o + \sum_{k=1}^3 \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial x_{kj}^o} \Delta x_{kj}^o + \sum_{l=1}^l \frac{\partial t_{ij}^s}{\partial v_l^o} \Delta v_l^o \quad (3.7)$$

donde  $\Delta t_j^o$ ,  $\Delta x_k^o$  y  $\Delta v_l^o$  son incrementos en el tiempo de origen, hipocentro y parámetros de velocidad. Podemos ahora inducir correcciones  $\Delta \mathbf{m}$  producto de los residuos  $\Delta T_{ij}$  con lo que linealizando los sistemas de ecuaciones 3.1 y 3.3 tenemos:

$$\Delta \mathbf{d} \cong \mathbf{G} \Delta \mathbf{m} \quad (3.8)$$

Esta ecuación implica una parametrización discreta del modelo de velocidad con  $L$  parámetros. La matriz Jacobiana  $\mathbf{G}$  contiene todas las derivadas parciales y  $\Delta \mathbf{m}$  contiene  $\Delta t_j^o$ ,  $\Delta x_k^o$  y  $\Delta v_l^o$ . La ecuación 3.8 puede ser resuelta para  $\Delta \mathbf{m}$  minimizando  $\Delta \mathbf{d}$  por mínimos cuadrados. El signo 'aproximadamente igual' en las ecuaciones 3.7 y 3.8, denota que, debido a la linealización, la parametrización del modelo y el error en los datos, un perfecto ajuste entre  $T^{obs}$  y  $T^{cal}$  es imposible de alcanzar. Las incertidumbres en  $\Delta T$ , al igual que las limitaciones que impone un conjunto de datos finito e imperfectamente distribuidos, hacen que 3.8 sea un problema indeterminado, lo cual implica que, al menos algunas de las correcciones del modelo ( $\Delta \mathbf{m}$ ), no puedan ser resueltas independientemente y otras queden sin resolver.

La inversión directa de la ecuación 3.8 puede implicar valores singulares o muy cercanos, que inhibirían una solución numérica estable, por lo que buscaremos una solución basada en el Método de Lavenberg-Marquardt (Crosson, 1976), también llamado el Método de Mínimos Cuadrados Amortiguados. Una solución por mínimos cuadrados amortiguados sería:

$$\Delta \mathbf{m} = (\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T \Delta \mathbf{d} \quad (3.9)$$

ahora  $\mathbf{I}$  es la matriz identidad,  $\varepsilon$  el parámetro de amortiguamiento y  $(\mathbf{G}^T \mathbf{G} + \varepsilon^2 \mathbf{I})^{-1} \mathbf{G}^T$  es la llamada inversa estocástica o inversa generalizada de Levenberg-Marquardt.

Para facilitar la manipulación computacional de esta inversión, Thurber (1983) incorporó la separación de parámetros (Pavlis y Booker, 1980; Spencer y Gubbis, 1980), de forma que  $\mathbf{G} \Delta \mathbf{m}$  se separa en una parte que contiene los parámetros de velocidad y en otra que contiene los parámetros hipocentrales, sin sacrificar el acoplamiento entre parámetros hipocentrales y de velocidad, así que la ecuación 3.8 se puede escribir como:

$$\Delta \mathbf{d} = \mathbf{G} \Delta \mathbf{m} = \mathbf{H} \Delta \mathbf{h} + \mathbf{V} \Delta \mathbf{v} \quad (3.10)$$

donde  $\mathbf{H} \Delta \mathbf{h}$  contiene la parte hipocentral y  $\mathbf{V} \Delta \mathbf{v}$  la parte de velocidad. Este procedimiento, realizado para cada evento, nos conduce a  $\Delta \mathbf{d}_j = \mathbf{H}_j \Delta \mathbf{h}_j + \mathbf{V}_j \Delta \mathbf{v}_j$ . Usando descomposición singular QR (Lawson y Hanson, 1974), podemos llegar, para cada evento a:

$$\Delta \mathbf{d}_j' = \mathbf{V}_j' \Delta \mathbf{v}_j' \quad (3.11)$$

Si reemplazamos 3.8 en 3.11, para todos los eventos, llegamos a que 3.9 puede ser resuelta para correcciones en el modelo de velocidad  $\Delta \mathbf{v}'$ , y las correcciones hipocentrales son estimadas con el modelo de velocidad actualizado en una inversión rutinaria de localización de eventos. El proceso para obtener las correcciones del modelo de parámetros debe ser iterativo hasta algún criterio de parada.

De este modo, debemos tener en cuenta algunos puntos críticos en los procesos de inversión descritos anteriormente:

1. La linealización del problema podría sesgar la solución en la vecindad del modelo inicial.
2. Fuertes no-linealidades en el acoplamiento entre las coordenadas hipocentrales y el modelo de velocidad podrían reflejarse en el  $\Delta T^{cal}$ .
3. La necesidad de una inversión amortiguada podría reducir los valores correspondientes a las correcciones del modelo.

Teniendo en cuenta estos puntos, los trabajos de LET deben tener las siguientes precauciones:

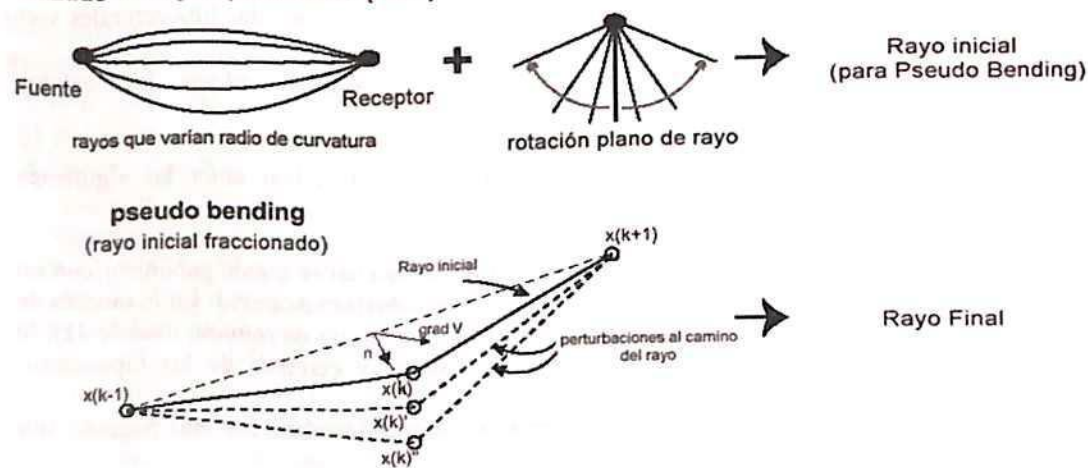
1. Los eventos usados deben estar bien localizados, lo cual se puede garantizar con un considerable número de estaciones y una buena cobertura azimutal. En la medida de lo posible, la inversión de un modelo 3D debe iniciar con un mínimo modelo 1D, lo cual garantizará un buen control sobre la calidad y cercanía de los hipocentros iniciales a la verdadera localización.
2. La longitud de onda de la fase que lleva la información debe ser más pequeña que las estructuras que se intentan detectar.
3. La parametrización del modelo de velocidad debe ser definido antes de la inversión, procurando que su diseño sea tan fino como para detectar estructuras de interés, pero tan grueso que ofrezca garantías en la corrección del modelo ( $\Delta \mathbf{m}$ ), sin olvidar que entre más cercano sea el modelo inicial, más probable será el acercamiento hacia el modelo verdadero.

- El valor del amortiguamiento en la inversión debe ser seleccionado cuidadosamente. Eberhart-Phillips (1986) propuso un esquema para determinar el amortiguamiento buscando un punto donde la varianza de los datos (una medida final de  $\Delta d$ ) y la varianza del modelo (medida final de la amplitud de  $\Delta m$ ) para una serie de diferentes  $\varepsilon$  es compensable, esto es, amortiguamientos muy pequeños conducen a drásticos incrementos en la varianza del modelo sin decremento significativo en la varianza de los datos y viceversa.

Algunos autores han evaluado diversos aspectos de LET con cierto detalle (Toomey y Foulger, 1989; Thurber, 1992; Kissling et al., 1994; Le Meur et al., 1997; Haslinger, 1999; Husen, 1999), permitiendo destacar que un cuidadoso diseño del modelo inicial, el conocimiento de la naturaleza de los datos y los efectos intrínsecos de las soluciones lineales, dan resultados que pueden ser coherentes con otras técnicas y pueden complementar nuestro conocimiento en una región. En el mejor de los casos, los resultados de una LET pueden verse como una imagen filtrada de la distribución de velocidades sísmicas en un volumen de la corteza de la tierra.

El programa SIMULPS que utilizaremos para la inversión del modelo de velocidad 3D, plantea la necesidad de definir una retícula de nodos, que no implica regularidad en su espaciado. Las velocidades en cualquier punto son obtenidas por interpolación lineal entre los ocho nodos vecinos alrededor del punto que definen una sección cúbica cuyo centro es el punto de interés. El trazado de rayos en este medio se lleva a cabo en dos etapas: en un conjunto de planos con buzamiento variable, se calculan tiempos de viaje para rayos con trayectorias circulares mediante la variación del radio del círculo (trazado de rayo aproximado, en inglés ART, Thurber, 1983). El trayecto con el tiempo de viaje más corto es entonces ajustado por *Pseudo-Bending (PB)* originalmente planteado por Um y Thurber (1987). (Figura 3.1).

**Trazado de rayo aproximado (ART)**



**Figura 3.1.** Aproximación 3D del trazado aproximado de rayos (ART) y Pseudo-Bending para determinar el tiempo de viaje más corto correspondiente al camino entre la fuente y el receptor. Tomado de Husen (1999).

**3.2.3 Estimación de la Resolución en la Tomografía Sísmica Local**

La calidad de una inversión tomográfica puede ser estimada mediante tres medidas de resolución, cada una de las cuales debe ser analizada con cuidado para evitar falsas interpretaciones: la primera consiste en estimar el número de rayos que pasan por el dominio de cada parámetro, esto es, mediante la suma acumulativa de todos los rayos que pasan por una zona determinada sin tener en cuenta la longitud y dirección de estos. La segunda es conocida como “*suma derivativa de pesos (DWS)*”, y se determina mediante la suma acumulada de todos los pesos geométricos de los segmentos de rayos dentro de una región específica y, aunque ofrece información sobre la densidad de rayos, es dependiente de la longitud del segmento de rayo, por lo que se constituye en una medida relativa. Ninguna de las dos medidas anteriores tiene en cuenta direccionalidad de los rayos. Finalmente, la tercera de las medidas es conocida como elementos diagonales de la matriz de resolución (RDE). En este caso, diremos que el acoplamiento entre la solución y los parámetros del modelo se puede describir mediante la matriz de resolución  $\mathbf{R}$ . Usando las ecuaciones 3.8 y 3.9, y abreviando la inversa generalizada como  $\mathbf{G}^{-\varepsilon}$ , la resolución del modelo se puede definir como

$$\Delta \mathbf{m}^{est} = \mathbf{G}^{-\varepsilon} \Delta \mathbf{d} = \mathbf{G}^{-\varepsilon} \mathbf{G} \Delta \mathbf{m}^{true} = \mathbf{R} \Delta \mathbf{m}^{true} \tag{3.12}$$

ahora  $\Delta \mathbf{m}^{est}$  son las correcciones del modelo estimado mediante la inversión, y  $\Delta \mathbf{m}^{true}$  son los verdaderos valores a los que deberían llegar las correcciones del modelo mediante la solución de la ecuación 3.8. De este modo,  $\mathbf{R}$  llega a representar el filtro a través del cual el modelo estimado se obtiene a partir del modelo verdadero (Thurber, 1992). Cuando  $\mathbf{G}$  es reemplazado por su descomposición singular  $\mathbf{G} = \mathbf{U} \mathbf{\Lambda} \mathbf{V}^T$  (Menke, 1984),  $\mathbf{R}$  llega a ser

$$\mathbf{R} = \mathbf{V} \left( \frac{\mathbf{\Lambda}^2}{\mathbf{\Lambda}^2 + \varepsilon^2 \mathbf{I}} \right) \mathbf{V}^T \tag{3.13}$$

donde  $\mathbf{\Lambda}$  es la matriz de valores singulares,  $\mathbf{U}$  contiene los valores propios de los datos y  $\mathbf{V}$  contiene los valores propios del modelo. Como  $\mathbf{V} \mathbf{V}^T = \mathbf{I}$  los elementos diagonales de  $\mathbf{R}$  son

$$\mathbf{R}_{diag} = \left( \frac{\Lambda^2}{\Lambda^2 + \varepsilon^2 \mathbf{I}} \right) \tag{3.14}$$

Como tal, la matriz de resolución contiene importante información del problema inverso.  $\mathbf{R}$  es una matriz  $m \times m$ , donde  $m$  es el número de parámetros del modelo, y cada fila de  $\mathbf{R}$  describe la dependencia de un parámetro con todos los demás parámetros del modelo, por lo que es llamada “*vector promedio del parámetro*”.

Los elementos diagonales de  $\mathbf{R}$ , comúnmente utilizados como parámetro estándar para describir la calidad de solución de una inversión, dependen fuertemente del valor de amortiguamiento escogido (Eberhart-Phillips, 1986), así como del número de parámetros del modelo (indirectamente del tamaño del área en cuestión). Por estos motivos, los elementos diagonales de  $\mathbf{R}$ , han de ser interpretados cualitativamente y otras medi-

das adicionales deben buscar concordancia con el objetivo de establecer resultados razonables y coherentes.

### 3.3 Datos

#### 3.3.1 Red Sismológica Nacional de Colombia

El territorio de Colombia se encuentra monitorizado desde el punto de vista sismológico por varias redes instrumentales, una de ellas de carácter nacional y otras de carácter regional y local en entornos volcánicos. En particular, la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) esta constituida por 20 estaciones distribuidas entre las latitudes  $0.86^{\circ}$  N a  $11.1^{\circ}$  N y las longitudes  $72.67^{\circ}$  W a  $78.77^{\circ}$  W, que cubren principalmente la región septentrional de los Andes de América del Sur. Dichas estaciones transmiten su señal a través del satélite, INTELSAT VI, hacia una estación maestra ubicada en Bogotá. Para el desarrollo de este trabajo fueron utilizados datos de 16 estaciones de la RSNC ubicadas en el rectángulo determinado respectivamente por las latitudes  $0.86^{\circ}$  N y  $8.3^{\circ}$  N y las longitudes  $72.6^{\circ}$  W y  $77.45^{\circ}$  W (Figura 3.2). La razón de desechar 4 de las 20 estaciones fue debido a la lejanía respecto a las zonas sismogénicas, así como por poseer poca densidad de información.

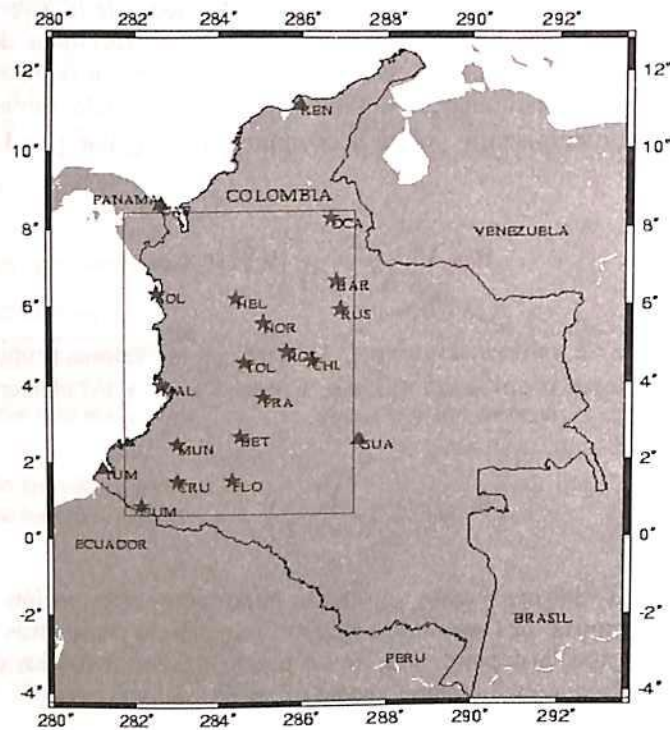


Figura 3.2. Distribución de estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia. Las estrellas son las estaciones utilizadas en este trabajo. Los triángulos son las estaciones no tenidas en cuenta.

#### 3.3.2 Características Instrumentales

La RSNC está compuesta por dos grandes módulos, las estaciones sismológicas remotas (ESR), y la estación maestra o de recepción de señales de campo (ESM). Cada una de las 20 ESR distribuidas en Colombia consta de un sismómetro de período corto, de componente vertical tipo GEOTECH S-13, cuya salida es dirigida hacia un digitalizador ó sistema que convierte la señal analógica a digital. Este sistema digitalizador tipo RD3-Nanometrics, tiene además capacidad de dirigir los datos digitales a un sistema de comunicaciones que modula la señal con una frecuencia de transmisión y la envía hacia el satélite. Cada ESR dispone de un sistema que le garantiza energía eléctrica desde las líneas eléctricas comerciales. En caso de fallos en la red eléctrica comercial, se cuenta con baterías con una autonomía de hasta 72 horas (Figura 3.3.a).

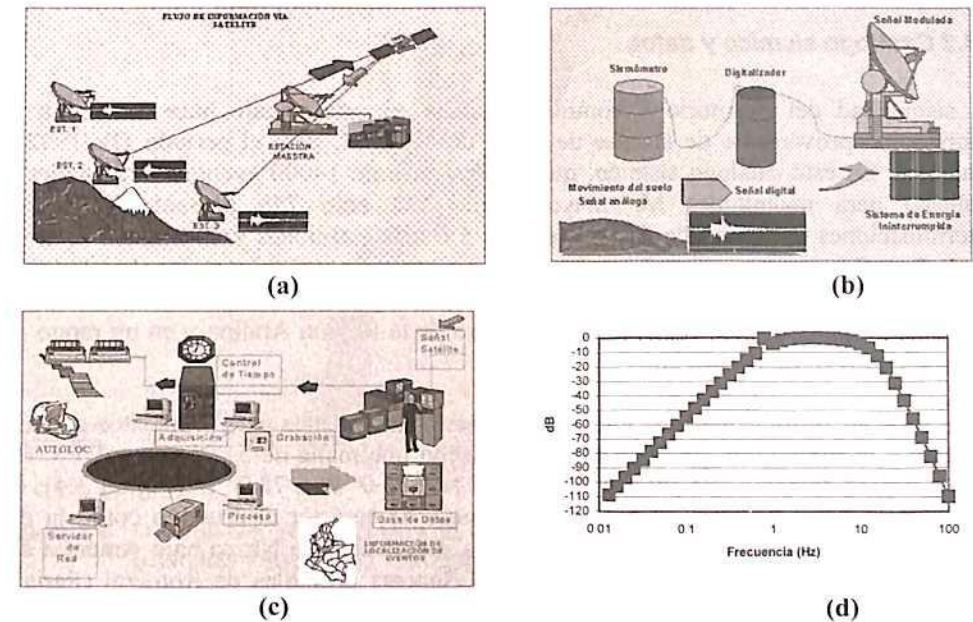


Figura 3.3. Configuración instrumental de la Red Sismológica Nacional de Colombia. (a) Esquema de la Estación sismológica Remota (ESR). (b) Esquema de la fase de transmisión y recepción de datos sismológicos desde la ESR hasta la Estación Maestra (ESM). (c) Esquema de la ESM localizada en Bogotá. (d) Respuesta final de todo el sistema.

Las señales digitales recibidas por el satélite INTELSAT VI son, a su vez, amplificadas y acondicionadas para ser enviadas hacia Bogotá, donde una gran antena parabólica, en la ESM, se encarga de discriminar cada frecuencia portadora relacionada con las ESR (Figura 3.3.b). Los datos recibidos en la ESM procedentes del satélite, a través de la portadora y conocidos como "Inbound data", son amplificados, convertidos a frecuencias menores y, finalmente, los datos son extraídos de las frecuencias portadoras. Este proceso conocido como demodulación, se aplica, de manera individual, a cada flujo de datos, único para cada estación.

Una vez se tienen los datos en su forma original, son dirigidos hacia los sistemas de adquisición de datos (en inglés "DAQS"), en donde es reconocida la información

codificada en el flujo de datos correspondiente a cada ESR y, además, es adicionado el tiempo a la señal, por medio de un sistema GPS. Esta información primaria ("raw data") es almacenada y enviada al DANS (*Data Analysis System* o Sistema de Análisis de Datos) para su análisis sísmológico, utilizando el software SEISAN (Figura 3.3.c). La respuesta final de todo el sistema, incorporando los efectos del sismómetro, sistema digitalizador, moduladores y demoduladores se puede apreciar en la Figura 3.3.d. Como se puede observar, si aceptamos una banda por encima de -20dB respecto a la máxima amplitud de todo el sistema, la banda útil se encuentra entre 0.4 a 20 Hz. Aunque esta información es poco relevante para propósitos de tomografía sísmica local, será tenida en cuenta para los análisis de ondas Coda, donde se trabajará en bandas de frecuencia estrechas para evitar anomalías en las estimaciones de atenuación, particularmente a frecuencias mayores a 10Hz.

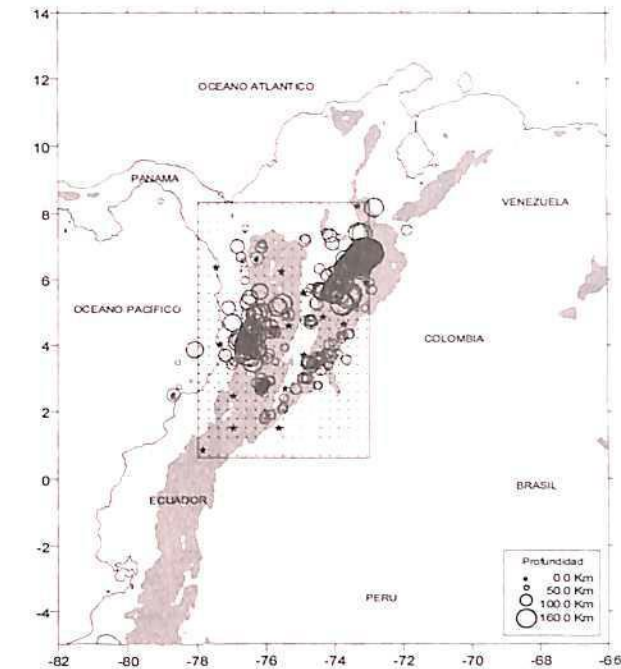
### 3.3.3 Catálogo sísmico y datos

La sísmicidad del Territorio Colombiano tratada en este trabajo hace alusión a la información proveniente de la base de datos de la RSNC para el periodo Dic/1992 a Jun/1999. En este catálogo sísmico, que incluye más de 14000 eventos (principales y réplicas) para magnitudes  $M_L$  mayores que 1.0, sólo 755 presentaron buenas determinaciones de la llegada de la fase P en 5 o más estaciones y un número total de fases P y S, superior o igual a 8. Estos eventos, de acuerdo a una localización preliminar calculada mediante el programa HYPOCENTER (Lienert y Havskov, 1995) se encuentran distribuidos principalmente dentro de la Región Andina y en un rango de profundidades entre 0 y 190 km.

A pesar de las restricciones que impone la inversión simultánea para propósitos de LET respecto a la suposición de tierra plana, se diseñó una malla de 513 puntos (27 x 19) para la región comprendida entre 0.7° N a 8.3° N y 73.0° W a 78.0° W (Figura 3.4); en este área tienen influencia varias fuentes sísmicas de carácter destructivo como la del Eje Cafetero, probablemente relacionada con la subducción de Nazca bajo América del Sur, la Zona de Deformación de Isthmina y el Sistema de Fallas de Romeral (Paris y Romero, 1994; AIS, 1996; Taboada et al., 2000), la fuente sísmica de Honda-Mariquita, que parece estar relacionada con el Sistema de Fallas Salinas (AIS, 1996; Vergara, 1996); la fuente sísmica de Murindó, relacionada con la actividad del Sistema de Fallas Uramita y la posible subducción de la Micro-Placa de Panamá y/o el choque del Bloque Chocó contra Suramérica (AIS, 1996; Taboada et al., 2000), la fuente sísmica de Bucaramanga, un reducido volumen a 136 km de profundidad relacionado con la subducción de la Placa Caribe bajo Suramérica (Rivera, 1989; AIS, 1996; Taboada et al., 2000), la fuente sísmica de Tumaco, que parece estar relacionada con la subducción de Nazca bajo América del Sur (AIS, 1996; Trenkamp et al., 2002), la fuente sísmica Páez, una zona sísmogénica que parece estar relacionada con la actividad superficial de varios ramales del Sistema de Fallas de Romeral en el sur de Colombia y, finalmente, la sísmicidad a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero.

Trabajos que han ilustrado la aplicabilidad de LET para propósitos regionales han evidenciado la efectividad de esta técnica para zonas de unos pocos cientos de kilómetros (Eberthart-phillips, 1997; Haslinger, 1999; Husen, 1999). Para nuestro caso, una zona de 7.6°x5.0° pueden llegar a tener errores importantes por curvatura de la tierra (Thurber, comunicación escrita). Aunque los errores calculados pueden llegar a

ser del orden de 65 km en la vertical, la cobertura de estaciones y la distribución de los eventos en las regiones seleccionadas ofrece un argumento a favor en la aplicación de LET de forma preliminar, que permita correlacionar otras propiedades geofísicas, relacionadas con la tectónica del territorio colombiano. De este modo, se procedió a la identificación de estaciones y eventos y a un modelo preliminar 1D dentro de la zona, como punto de partida para el modelo de velocidades en 3D.

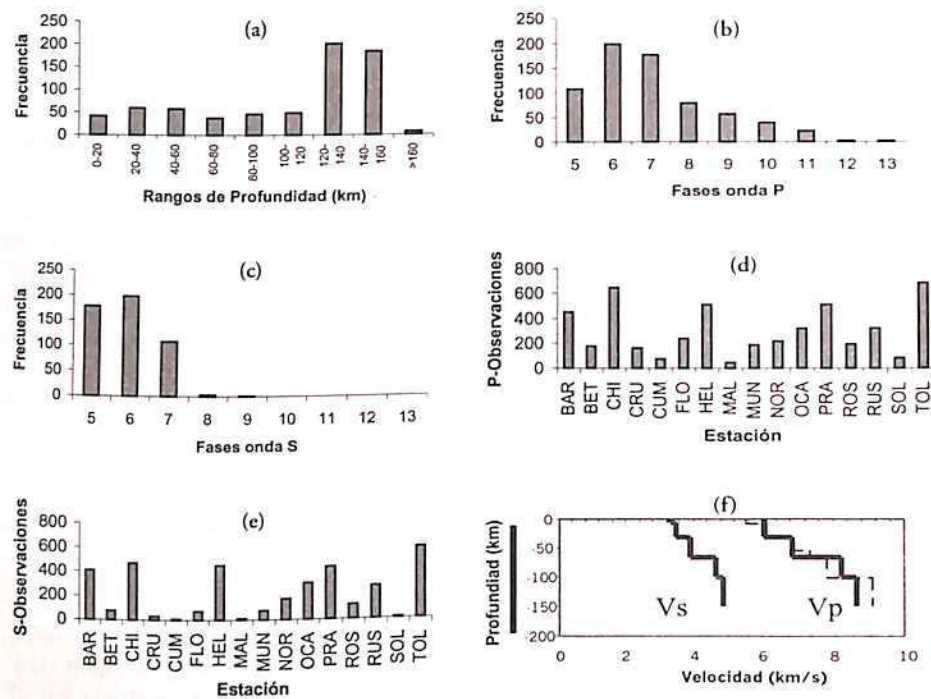


**Figura 3.4.** Distribución de estaciones de la Red Sísmológica Nacional de Colombia (estrellas) y sísmicidad utilizada para la inversión del Mínimo Modelo 1D y la posterior inversión del modelo de velocidad 3D (área encerrada por el rectángulo con nodos regularmente espaciados). Los números representan las principales fuentes sísmogénicas de la zona de estudio: (1) Eje Cafetero, (2) Zona de Deformación de Isthmina, (3) Honda-Mariquita, (4) Murindó, (5) Bucaramanga, (6) Tumaco, (7) Páez y (8) Borde Llanero.

### 3.4 Modelo de velocidad 1D

Siguiendo los principios expuestos anteriormente, relacionados con la inversión simultánea de los parámetros hipocentrales, se procedió a la selección de los eventos a utilizar en la inversión del modelo 1D para la región de estudio. En principio fueron seleccionados los 755 eventos con un número de fases de la onda P mayor a 5 y, al menos, dos observaciones de la fase S. Los eventos seleccionados, fueron re-localizados mediante el programa VELEST, tomando como referencia la estación de Tolima (TOL), ya que se encuentra aproximadamente en el centro de la red, además de tener el mayor número de registros. En dicho proceso se desecharon algunos eventos situados fuera de la red, ya que generaban inestabilidades numéricas.

Finalmente se han usado 715 eventos, en un rango de profundidades entre 0 y 170 km y con un número de fases entre 5 y 13 de la onda P, y 2 a 9 de la onda S (Figura 3.5). Estos eventos permitieron obtener un modelo de velocidad 1D a partir del modelo propuesto por Ocola et al. (1975), Tabla 3-I. Como se puede observar de la Figura 3.5, a partir de la localización final, se detecta un gran número de eventos con profundidades entre 120 y 160 km, haciendo alusión principalmente a la fuente sísmica del Nido de Bucaramanga. En general, un importante número de eventos aportaron entre 5 y 9 fases de onda P, y entre 5 y 7 fases de onda S (Figuras 3.5.b y 3.5.c). Las estaciones que más datos aportaron fueron BAR, CHI, HEL, PRA y TOL (Figuras 3.5.d y 3.5.e).



**Figura 3.5.** Distribución de observaciones. (a) Número de eventos en función de la profundidad; (b) Número de eventos en función del número de fases de la onda P; (c) Número de eventos en función del número de fases de la onda S; (d) Distribución de las observaciones en todas las estaciones para la onda P; (e) Distribución de las observaciones en todas las estaciones para la onda S. (f) En línea punteada, modelo Vp propuesto por Ocola et al. (1975); en línea gruesa, modelos Vp y Vs hallados a partir de VELEST en este trabajo.

Por su parte, el modelo 1D hallado como producto de varios cientos de iteraciones y un análisis de estabilidad de los modelos, basado en el cambio de localización hipocentral y la capacidad de convergencia hacia los parámetros hipocentrales similares a los originales, permite detectar una región entre los 50 km y los 60 km de profundidad con cambios importantes en el comportamiento de Vp y Vs (Figura 3.5.f y Tabla 3-II). Es posible que a esta profundidad se encuentre ubicada, en promedio, la discontinuidad de Mohorovicic. Este hecho estaría de acuerdo con otras observaciones en los Andes Chilenos (Bäth, 1979). (Figura 3.6).

Como se puede apreciar, no existen variaciones importantes entre el modelo inicial y el mínimo modelo 1D hallado en este trabajo respecto a los principales refractores. Esta situación es un reflejo del modelo de partida y de la no unicidad en todo proceso de inversión. En todo caso, dado que el modelo inicial fue producto de los únicos resultados experimentales que se han realizado en Colombia para determinar su estructura litosférica, como así lo constituyen los perfiles geofísicos realizados durante el proyecto Nariño (Ocola et al., 1975), es posible que este marco de referencia sea más coherente que la propuesta sugerida por Ojeda et al. (2001). Consecuentemente, y como se puede inferir del proceso de inversión, además de los modelos de velocidad, es necesario incorporar, a procesos rutinarios de localización, las correcciones de estación que llegan a minimizar efectos no-lineales en la determinación de los parámetros hipocentrales. Las correcciones por estación se relacionan en la Tabla 3-III.

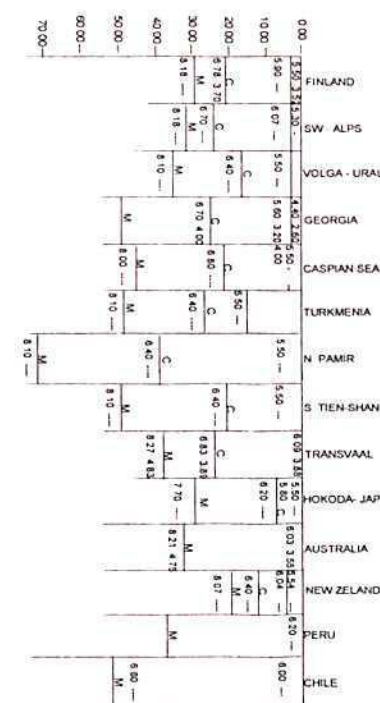
Profundidad (Km)	Velocidad (Km/s)
0	5.5
6	6.1
30	6.8
52	7.3
66	7.8
100	9.1

**Tabla 3-I.** Modelo de Vp propuesto por Ocola et al. (1975).

Profundidad (Km)	Vp (Km/s)	Vs (Km/s)
0	6.05	3.31
6	6.06	3.47
30	6.84	3.88
52	6.84	3.88
66	8.25	4.64
100	8.68	4.86

**Tabla 3-II.** Modelos de Vp y Vs hallados en este trabajo para Colombia

El modelo 1D hallado tuvo una reducción importante del RMS total para los tiempos residuales finales de entre 3.83 s y 0.59 s, aunque, en general, la distribución de RMS fue predominantemente entre 0.3 s y 0.5s (Figura 3.7).



**Figura 3.6.** Vp y Vs de algunos resultados típicos de exploración sísmica en Europa, Asia, África, Australia, Nueva Zelanda y América del Sur. C=Conrad, M=Moho. Modificado de Bäth (1979).

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

Tabla 3-III. Correcciones de tiempo en segundos (Tp y Ts) para las estaciones de la RSNC.

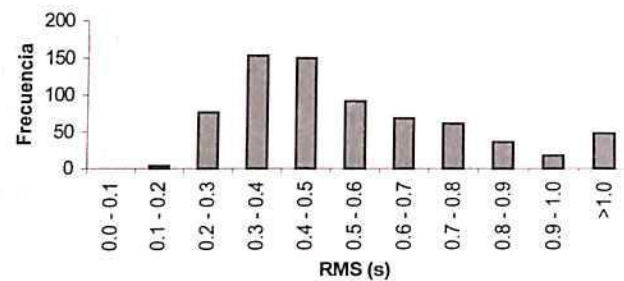


Figura 3.7. Distribución de tiempos residuales (RMS) en los eventos localizados a partir del modelo 1D.

### 3.5 Modelo de velocidad 3D

A partir de los eventos re-localizados con el modelo 1D final, se procedió a la definición de una retícula de puntos regularmente espaciada y lo suficientemente gruesa como para detectar anomalías a escala cortical. Esta retícula se confeccionó como una matriz en X-Y de  $27 \times 19$ , con un espaciamiento de  $31.2 \times 29.2 \text{ km}^2$  para profundidades de 10 km, 20 km, 40 km, 60 km, 80 km, 100 km, 120 km y 160 km. Dentro de las primeras pruebas de inversión varios eventos fueron excluidos por su cercanía a zonas límite o inestabilidades en su localización, con lo que el número de eventos se redujo a 641 con un total de 7.565 observaciones de llegadas de la onda P. El trazado de rayos proyectados en superficie permite observar un cubrimiento suficientemente denso de la región de interés (Figura 3.8). Continuas inestabilidades numéricas en el proceso de inversión con datos de llegada de ondas S impidieron la determinación de un modelo de velocidad de cizalla en 3D.

Para la determinación del amortiguamiento ideal para la inversión, se siguió el esquema propuesto por Eberhart-Phillips (1986) buscando, de modo sistemático, un punto donde

la varianza de los datos y la varianza del modelo, para una serie de diferentes amortiguamientos, fuera compensable. Un amortiguamiento de 0.05 fue finalmente seleccionado (Figura 3.9).

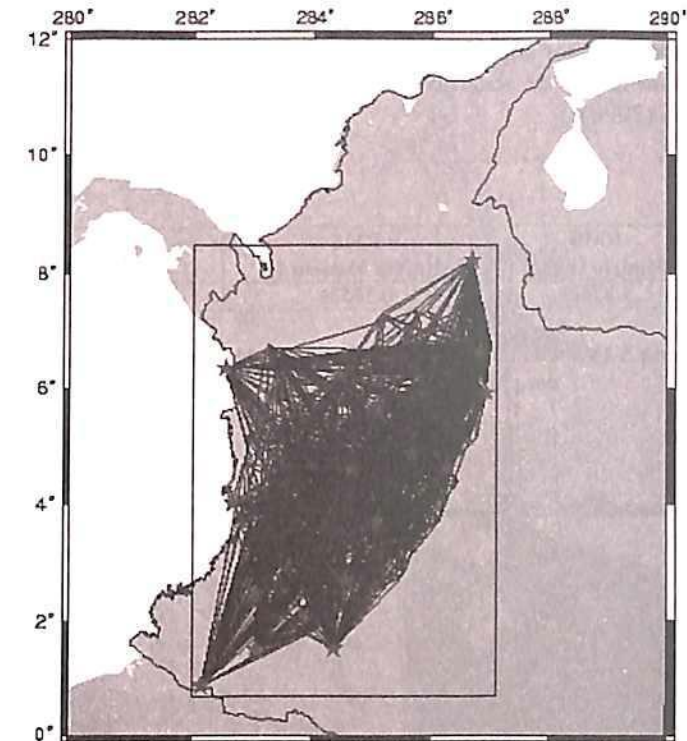


Figura 3.8. Proyección horizontal del trazado de rayos. En general se observa un cubrimiento suficientemente denso en la región comprendida entre  $0.7^\circ \text{ N}$  a  $8.3^\circ \text{ N}$  y  $73.0^\circ \text{ W}$  a  $78.0^\circ \text{ W}$ .

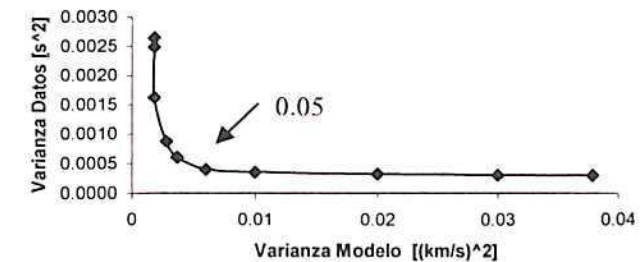


Figura 3.9. Curva de varianza del modelo respecto a la varianza de los datos para la selección del óptimo valor de amortiguamiento.

Después de un proceso iterativo de búsqueda de las mejores soluciones para el modelo 3D, se pudo reducir el RMS total de las localizaciones realizadas con el modelo 1D (Tabla 3-IV). En general las nuevas localizaciones estuvieron relativamente cerca de las



obtenidas con el modelo 1D, con desplazamientos netos que oscilaron entre los 4 m y los 52 km y con una marcada tendencia en el rango entre 0 y 10 km (ver Figuras 3.10 y 3.11). Es notable cómo las nuevas localizaciones tienden a modificar las profundidades con pocos desplazamientos horizontales (Ver Figuras 3.10.a, 3.10.b y 3.10.c). Particularmente las nuevas localizaciones tienden a marcar dos tendencias en el proceso de subducción, una con menor ángulo, asociada a la placa Caribe, y otra asociada a la placa Nazca. Esta última estaría de acuerdo con un traslape de placas tal como se ha sugerido en Taboada et al. (2000).

RMS Modelo Inicial	RMS Mínimo Modelo 1D	RMS Modelo 3D
3.8260s	0.5853s	0.1767s

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

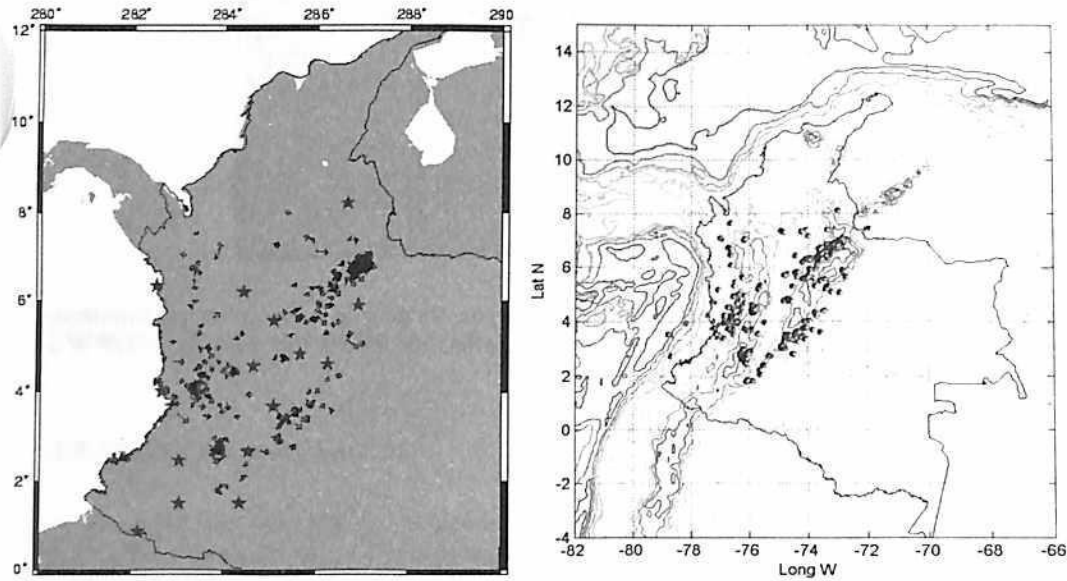


Figura 3.10. Vectores de desplazamiento epicentral para pasar de la localización con el modelo 1D, a la localización con el modelo 3D. a) Proyección epicentral de vectores de desplazamiento. b) Vista en planta donde se proyectan las nuevas localizaciones: con rojo los eventos entre 0 km y 70 km de profundidad, en verde entre 70 km y 120 km de profundidad y en azul los eventos a más de 120 km de profundidad

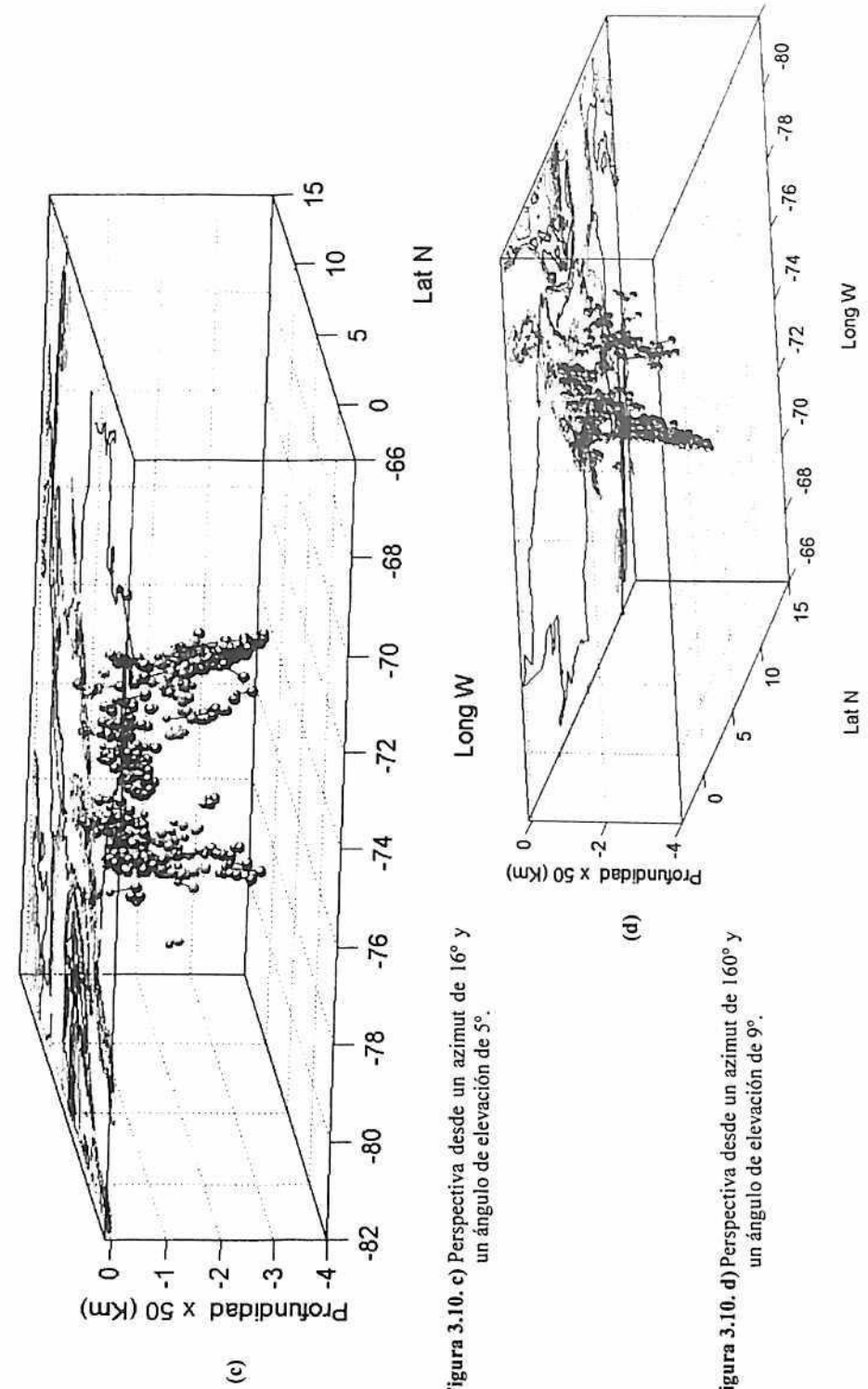
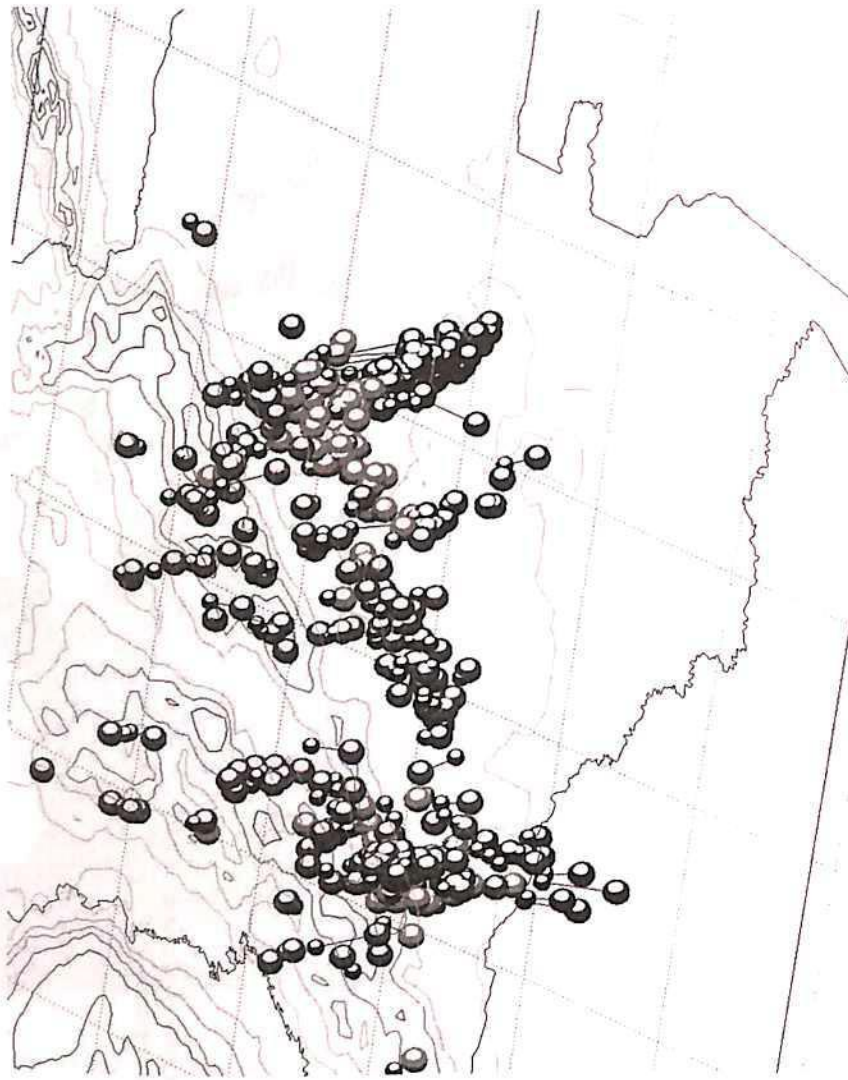


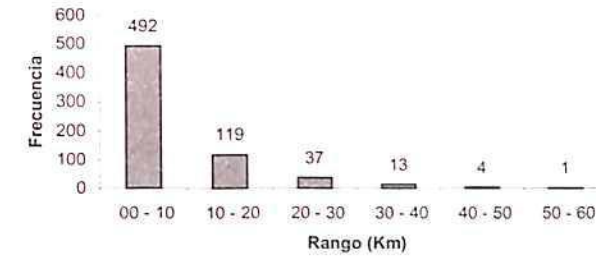
Figura 3.10. c) Perspectiva desde un azimut de 16° y un ángulo de elevación de 5°.

Figura 3.10. d) Perspectiva desde un azimut de 160° y un ángulo de elevación de 9°.



(e)

**Figura 3.10.e)** Perspectiva en detalle desde un azimut de  $14^\circ$  y un ángulo de elevación de  $38^\circ$ . Las esferas negras representan las localizaciones con el modelo 1D. Las líneas azules conectan la localización del modelo 1D con la localización del modelo 3D.



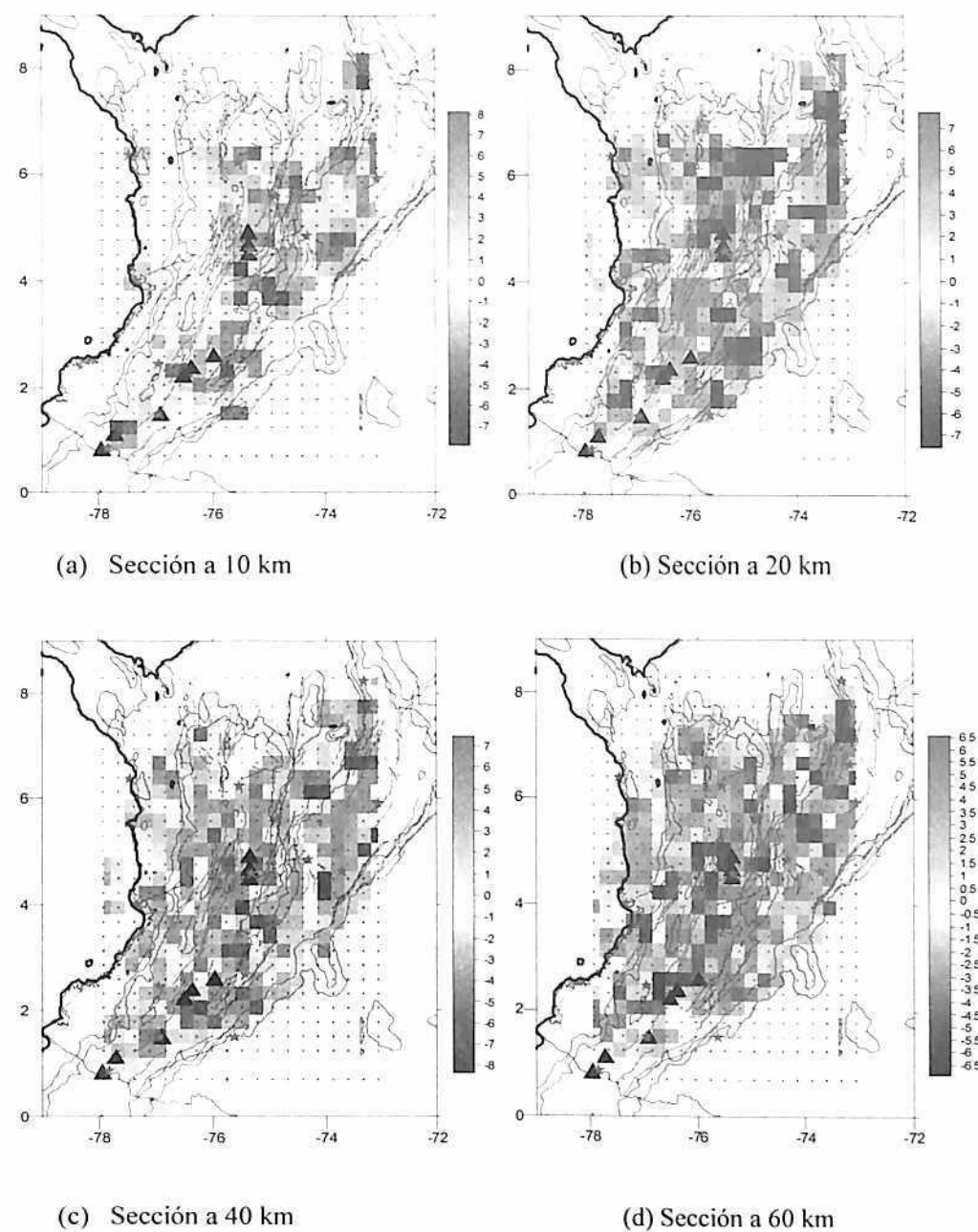
**Figura 3.11.** Frecuencia de desplazamientos netos desde localizaciones hipocentrales a partir del modelo 1D hasta el modelo 3D.

Los resultados de la inversión en 3D, mostrados en términos de porcentaje de variación respecto de la velocidad media de cada capa, permiten detectar varias zonas anómalas en la región (Figura 3.12). Para tener idea de la certidumbre de las observaciones, se ha representado espacialmente la distribución de los elementos diagonales de la matriz de resolución (EDR). Cuando estos valores son altos (cerca de 1.0), los escenarios de direccionalidad y densidad de los rayos, así como el peso de las fases de las ondas, ofrecen buenas perspectivas de certidumbre e interpretación. No obstante, zonas con bajos EDR deben ser cuidadosamente interpretadas en el marco de nueva información geofísica que sustente las hipótesis del modelo invertido (Eberhart-Phillips, 1990). Como se puede apreciar en la Figura 3.13, las capas 40 km, 60 km, 80 km y 120 km, ofrecen un escenario con valores de EDR relativamente altos hacia el centro y bajos en los sectores perimetrales de las fuentes sísmicas del Eje Cafetero, Istmina y Bucaramanga. Igualmente, la capa de 160 km ofrece valores de EDR importantes hacia la región del Nido Sísmico de Bucaramanga, indicando que nuestros datos tienen la capacidad de resolver bien estas áreas.

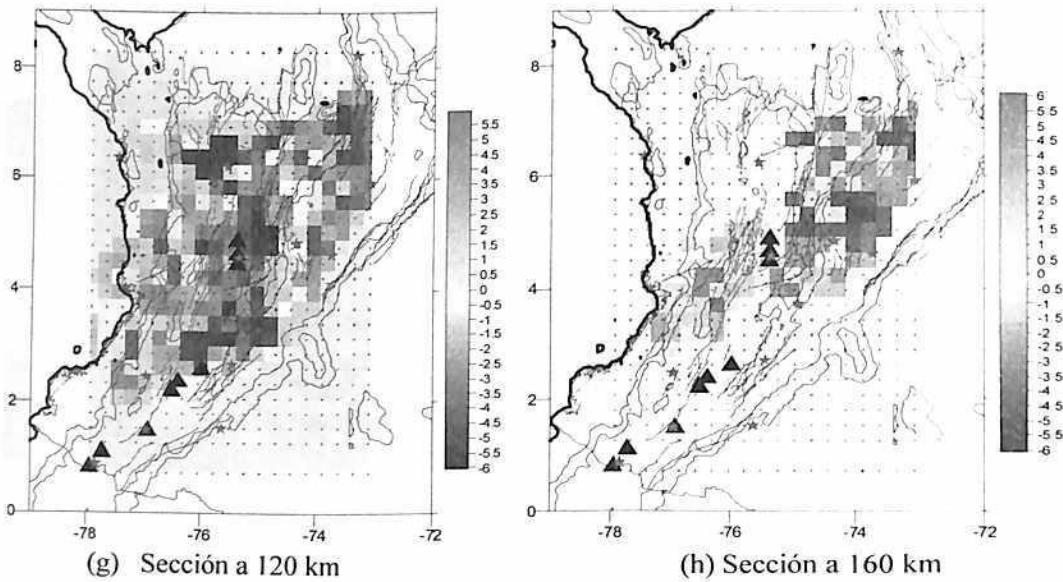
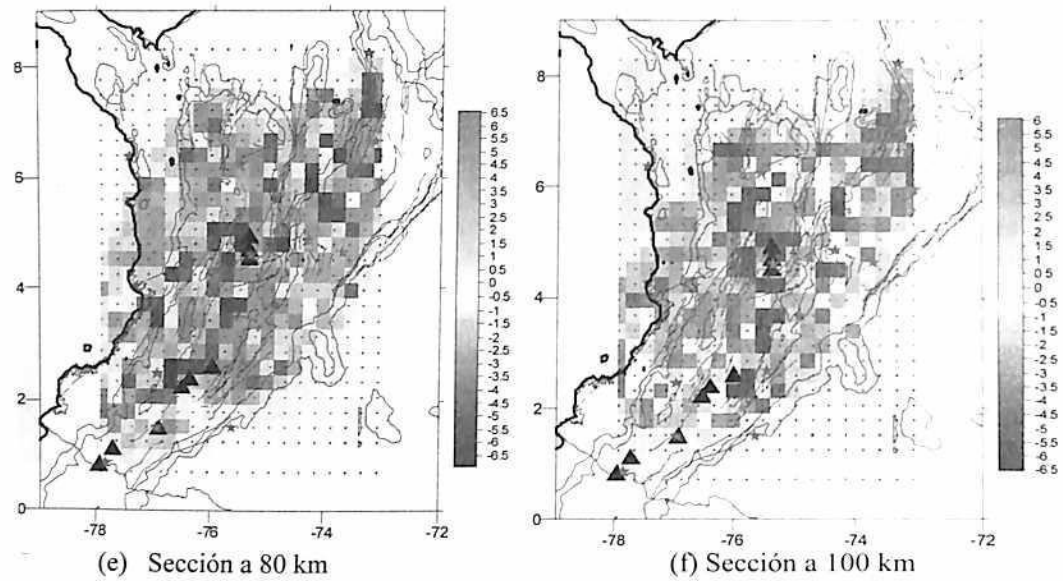
Podemos sintetizar los resultados de la inversión de  $V_p$  en 3D de la siguiente manera:

- Zonas de baja velocidad en las regiones de los complejos volcánicos hasta profundidades de 60 km. Estas zonas pueden ser interpretadas en términos de estructuras que alimentan el vulcanismo activo más septentrional de América del Sur.
- Una región de alta velocidad con tendencia SW-NE que segmenta las regiones volcánicas entre  $1.5^\circ$  N y  $2.1^\circ$  N, y entre los  $2.5^\circ$  N y  $4.2^\circ$  N, y llega hasta los 60 km de profundidad. Particularmente, la región entre los  $2.5^\circ$  N y  $4.5^\circ$  N, que en promedio es la región montañosa más alta de los Andes de Colombia, y en la que no existen evidencias de actividad volcánica reciente. Lo mismo sucede con la región comprendida entre los  $1.5^\circ$  N y  $2.1^\circ$  N.
- La Costa Pacífica de Colombia presenta un cinturón de alta velocidad que es interrumpido hacia el punto definido por una longitud  $77.5^\circ$  W y una latitud  $4^\circ$  N, y que persiste más allá de los 120 km de profundidad. En este sector, la anomalía de baja velocidad tiene la misma orientación que la Falla Garrapatas, por lo que dichas velocidades podrían sugerir la presencia de contrastes litológicos fuertes asociables a la Zona de Deformación de Istmina o al límite sur del Bloque Chocó.

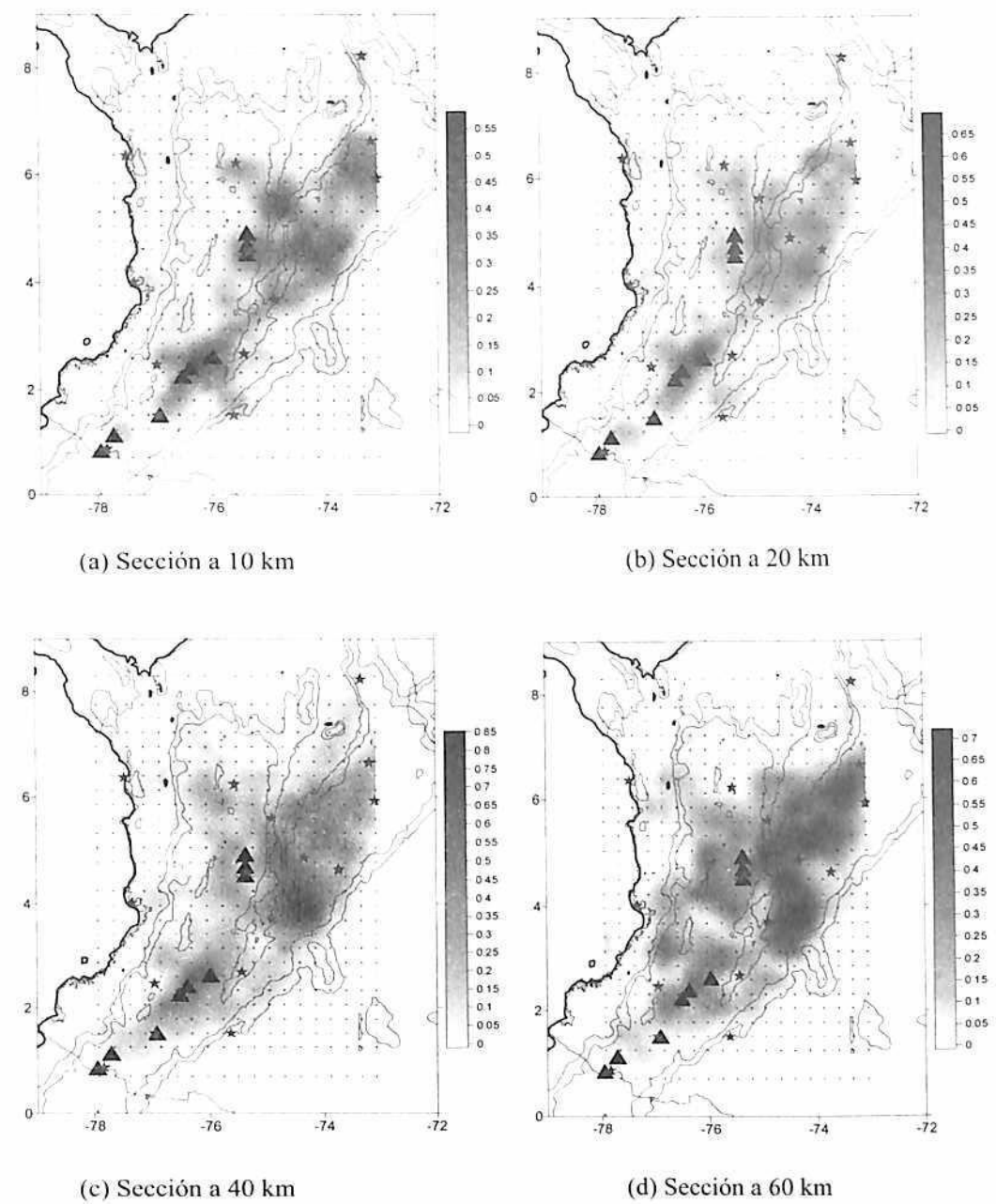
- El cinturón de baja velocidad que recorre los ejes volcánicos tiende a desplazarse hacia el oriente, en las capas más profundas. Probablemente este patrón corresponda a diferentes fases de fusión de la placa que subduce.
- Las Figuras 3.14 (a), 3.14 (b) y 3.14 (c) permiten detallar dos perfiles E-W hacia las latitudes 2.0° N y 5.0° N, donde se observa una estructura de subducción causante de contrastes de velocidad. Dichos contrastes reflejan la presencia de losas de alta velocidad, fragmentadas, que subducen e interactúan con material de menor velocidad (plumas de material de la astenosfera y/o corteza oceánica parcialmente fundida). Con referencia a una orientación Este - Oeste, en estas secciones se observa que la subducción a la latitud 2° N tiene un ángulo con respecto a la horizontal de aproximadamente 25°, mientras que hacia la latitud 5° N es alrededor de 34°. Esta diferencia en el buzamiento de la subducción podría ser la responsable de la diferencia acuosa en las emanaciones gaseosas entre los volcanes del sur (2° N) y los del norte (5° N). De acuerdo a Serna et al. (2003), los volcanes del sur presentan emanaciones fumarólicas con contenidos de vapor de agua promedios de 94.5 %, mientras que en los del norte el contenido en vapor es sólo del 83.9 %. Karato (2003) demuestra cómo las anomalías de velocidad y atenuación en zonas de subducción están íntimamente relacionadas con los contenidos de agua en las placas que subducen. Además, infiere cómo las zonas de subducción con mayor contenido de agua presentan un manto superior más superficial y un vulcanismo más reciente. En consecuencia, el vulcanismo hacia el sur parece estar en una fase más reciente, con un manto superior más superficial respecto al norte, y probablemente, en una etapa de construcción de estructuras "back arc", tal como lo sugiere la morfología de esta región.
- Asociando zonas de alta velocidad a placas que subducen, podemos concluir que hacia una latitud de 2° N el plano de Benioff podría estar a una profundidad de 40 km hacia la latitud 76.5° W y a 80km hacia la latitud 75.5° W. La complejidad del perfil a la latitud 5° N impide inferir profundidades del plano de Benioff.
- En la figura 3.14 (d) se presenta un perfil correspondiente a la latitud de 7° N, donde se observa una estructura típica de colisión entre placas. En concordancia con Taboada et al. (2000), el posible traslape de la placa del Caribe sobre la de Nazca, puede causar esta última placa penetre con un mayor ángulo de buzamiento.
- En las figuras 3.14 (e) y 3.14 (f), se presentan dos secciones, la primera, aproximadamente paralela y la segunda perpendicular al desplazamiento de la placa del Caribe. Se aprecia cómo las estructuras que destacan por los contrastes de velocidad son casi horizontales. Esta situación podría confirmar la hipótesis de una subducción de bajo ángulo para la placa del Caribe (Taboada et al., 2000). Particularmente el perfil de la Figura 3.14 (e) sugiere además, cómo el traslape entre las placas Nazca y Caribe genera una flexión en la placa del Caribe y permite, además, estimar un plano de Benioff entre los 55 y 70 km entre los 74.3° W y 73.3° W respectivamente. La profundidad de este plano podría ser más realista que el estimado por Ojeda et al. (2001), pues como lo expone Nakajima et al. (2001) para el noreste de Japón, la sismicidad asociada a la placa que subduce se encuentra sobre el plano superior, o dentro de la placa, como producto de su flexión, y no necesariamente responde al espesor neto de la placa.



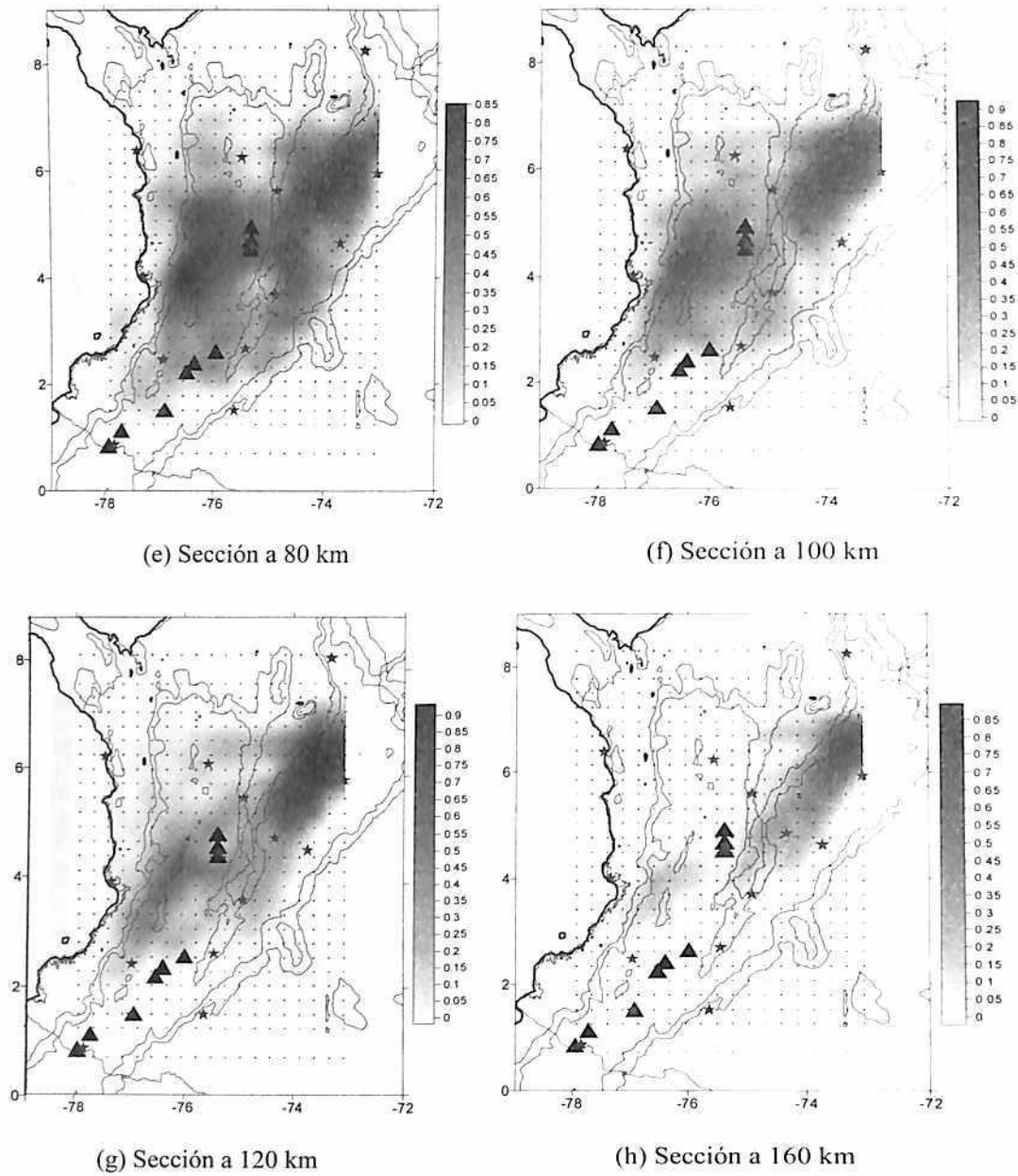
**Figura 3.12.** (a, b, c y d) Porcentaje de cambio de velocidad de la onda P relativo al modelo inicial 1D producto de la inversión 3D. Se ilustran ocho planos a profundidades (a) 10 km, (b) 20 km, (c) 40 km. La malla está representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas, y los triángulos representan los volcanes activos de los Andes Septentrionales de América del Sur.



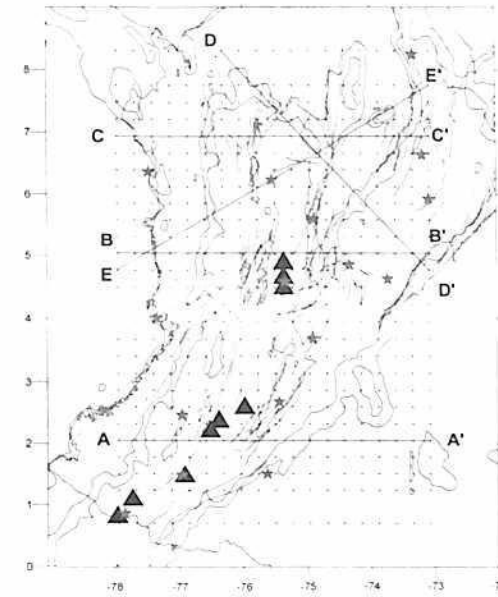
**Figura 3.12.** (e, f, g y h) Porcentaje de cambio de velocidad de la onda P, relativo al modelo inicial 1D, producto de la inversión 3D. Se ilustran las secciones de los planos a las siguientes profundidades (e) 80 km, (f) 100 km, (g) 120 km y (h) 160 km desde el nivel del mar. La malla está representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas. Los triángulos representan los volcanes activos de los Andes Septentrionales de América del Sur.



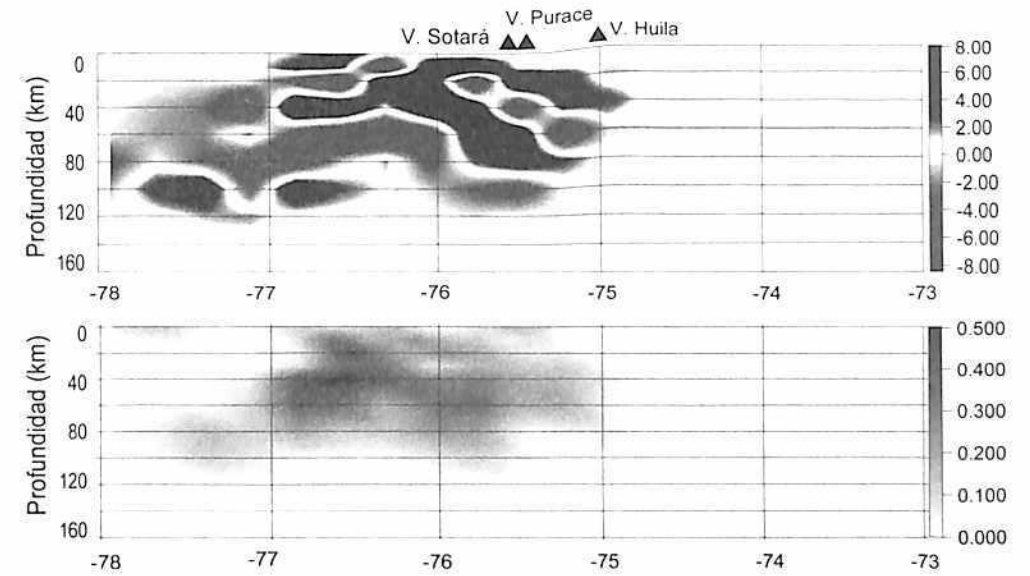
**Figura 3.13.** (a, b, c y d). Elementos Diagonales de la Matriz de Resolución para la inversión  $V_p$  en 3D. Se ilustran las correspondientes a los planos a profundidades (a) 10 km, (b) 20 km, (c) 40 km, (d) 60 km. La malla está representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas. Los triángulos representan los volcanes activos de los Andes Septentrionales de América del Sur.



**Figura 3.13.** (e, f, g y h). Elementos Diagonales de la Matriz de Resolución para la inversión  $V_p$  en 3D. Se ilustran los planos a profundidades (e) 80 km, (f) 100 km, (g) 120 km y (h) 160 km. La malla está representada por el conjunto de cruces regularmente espaciadas. Los triángulos representan los volcanes activos de los Andes Septentrionales de América del Sur.

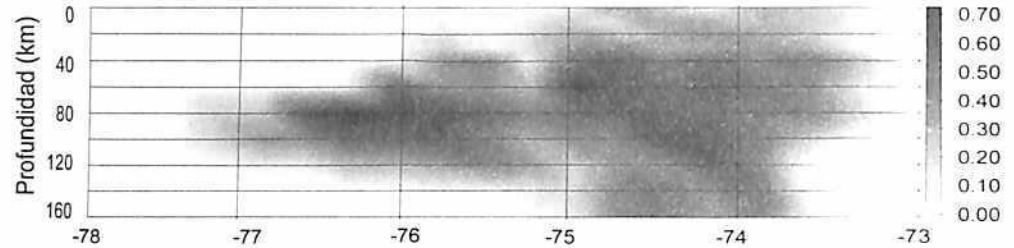
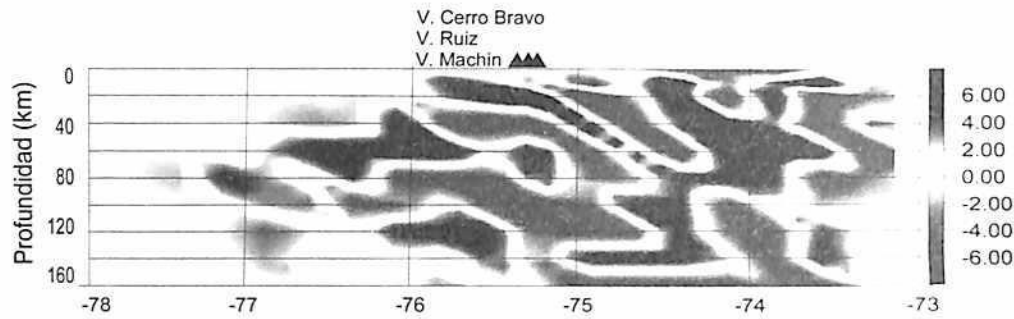


(a) Mapa de situación de los perfiles o secciones AA', BB', CC', DD' y EE'.

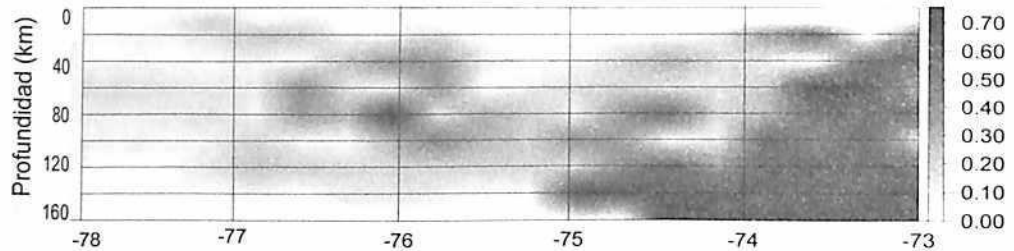
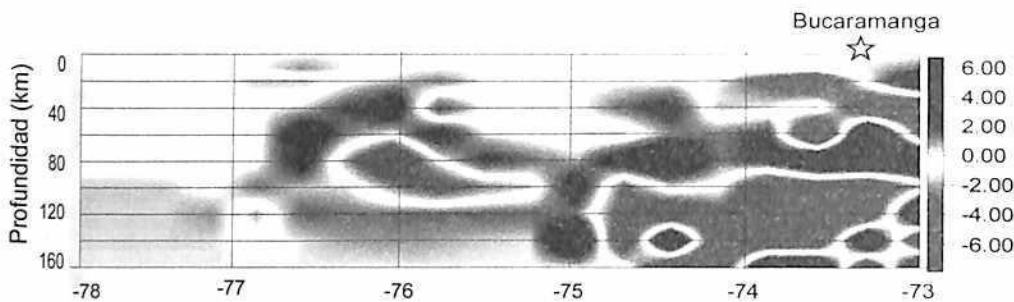


(b) sección AA' (Figura 3.14. a)

**Figura 3.14.** (a y b) Perfiles de  $V_p$  en varias secciones. (a) Mapa de situación de los perfiles. (b) sección AA' situada en la latitud  $2.0^\circ$  N. Los tonos azules y rojos hacen referencia a zonas de anomalías de alta y baja velocidad respectivamente respecto a la velocidad promedio de la región de estudio. Los tonos grises asociados a cada perfil representan los elementos diagonales de la matriz de resolución.

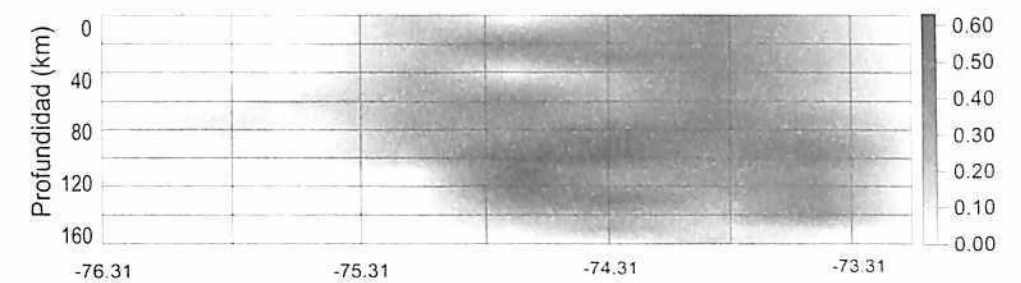
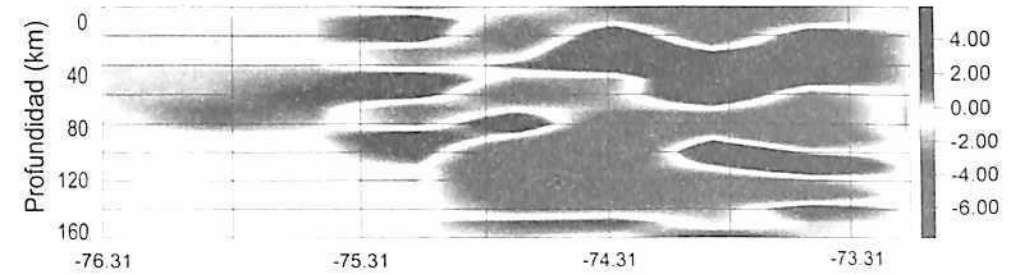


(c) sección BB' (Figura 3.14. a).

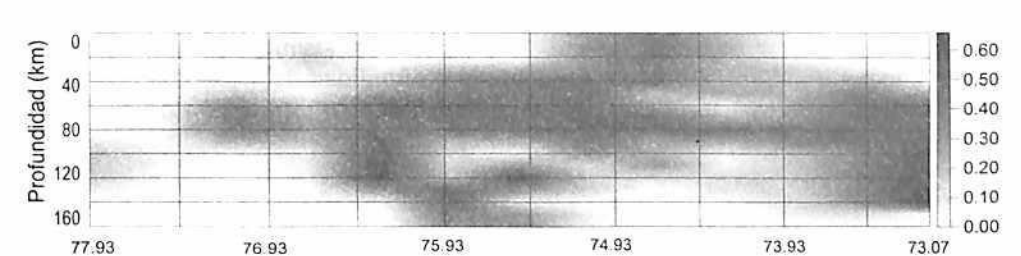
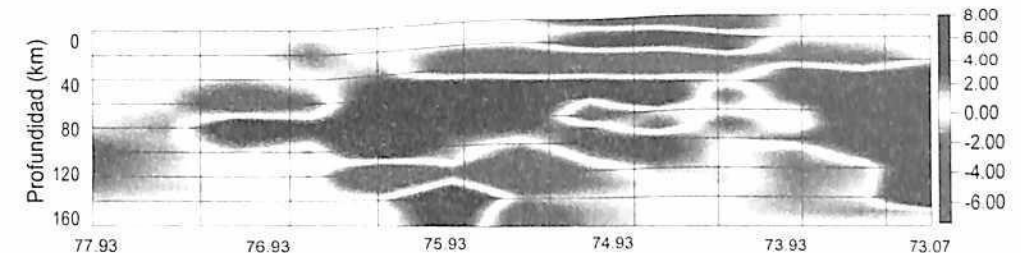


(d) sección CC' (Figura 3.14. a).

**Figura 3.14. (c y d).** Perfiles de  $V_p$  en varias secciones: (c) sección BB', situada en la latitud  $5.0^\circ$  N; (d) sección CC', situada en la latitud  $7.0^\circ$  N. Los tonos azules y rojos hacen referencia a zonas de anomalías de alta y baja velocidad respectivamente respecto a la velocidad promedio de la región de estudio. Los tonos grises asociados a cada perfil hacen referencia a los elementos diagonales de la matriz de resolución.



(e) Sección transversal paralela al desplazamiento de la placa del Caribe. Perfil DD' (Figura 3.14. a)



(f) Sección transversal perpendicular al desplazamiento de la placa del Caribe. Perfil EE' (Figura 3.14. a)

**Figura 3.14. (e y f)** Perfiles de  $V_p$  en varias secciones. (e) Sección transversal paralela al desplazamiento de la placa del Caribe. (f) Sección transversal perpendicular al desplazamiento de la placa del Caribe. Los tonos azules y rojos hacen referencia a zonas de anomalías de alta y baja velocidad respectivamente respecto a la velocidad promedio de la región de estudio. Los tonos grises asociados a cada perfil hacen referencia a los elementos diagonales de la matriz de resolución.

De manera paralela se realizó una inversión tomográfica 3D a partir del modelo 1D propuesto por Ojeda y Haskov (2001). Bajo la misma parametrización de la inversión anterior se llega a resultados que no permiten identificar estructuras litosféricas, y donde la matriz de resolución sugiere poca confianza respecto a la distribución de velocidades siguiendo la tendencia del arreglo sismológico utilizado (Figuras 3.15 y 3.16). La falta de sensibilidad de estos resultados se interpreta como consecuencia directa del modelo 1D utilizado. En este sentido, cabe destacar que ese modelo 1D partió de observaciones sobre una curva T-X, sin tener en cuenta que la ausencia de cáusticas impone alta incertidumbre en la estimación de espesores, y que dicha curva se encuentra contaminada, en sí misma, por haber tenido en cuenta estimaciones de distancias dependientes de localizaciones hipocentrales. Seguramente ese modelo, invertido a partir de curvas  $\tau$ - $p$ , hubiese asegurado condiciones más restrictivas respecto a la distribución de sus espesores.

En efecto, la consideración de una discontinuidad de Mohorovicic a una profundidad promedio de 32km para los Andes de Colombia por parte de Ojeda y Haskov (2001), contradice la reportada por Coral (1987), y las estimaciones realizadas por Hurtado y Leuro (2000) a partir de observaciones gravimétricas. Dicha profundidad es concordante con el promedio mundial, que recoge el efecto de propagación de las ondas sísmicas entre ambientes continentales y marinos; no obstante, para un contexto regional, donde existe la presencia de un cinturón orogénico relativamente ancho y alto como el Andino, parece ser bastante superficial.

ANCOR (2003) en sus experimentos de alto ángulo han demostrado para el norte de Chile, profundidades de Moho más allá de los 70km, en una región donde el ancho de los Andes alcanza los 400km y presenta alturas alrededor de los 6000m. Aunque la zona norte de los Andes de Colombia presenta un ancho un poco menor y tiende a disminuir hacia el sur, se podría esperar que este rasgo morfológico podría estar de acuerdo con profundidades de Moho mucho mayores que 32km, y por tanto, el modelo inicial de Ocola et al. (1975) se acerca mejor a las realidades de Colombia.

Lejos de las artificiosas expectativas que generan los procesos de inversión, parece claro que existe una enorme necesidad de realizar experimentos sísmicos de alto ángulo que tiendan a mejorar nuestras apreciaciones sobre la profundidad del Moho, la distribución de velocidades y las características del sistema litosférico en esta región de América del Sur.

### 3.6 Correlaciones Geofísicas

Para apoyar los anteriores resultados e interpretar adecuadamente las anomalías sísmicas de las zonas de estudio, se ha revisado información geofísica disponible producto de varias campañas emprendidas por entidades estatales y privadas en Colombia para propósitos exploratorios. La información gravimétrica y de gradiente geotérmico se presenta a una escala regional, suficiente para las pretensiones de este trabajo. Otra información como anomalías magnéticas y radiométricas, no se presenta por restricciones legales relacionadas con oportunidades exploratorias.

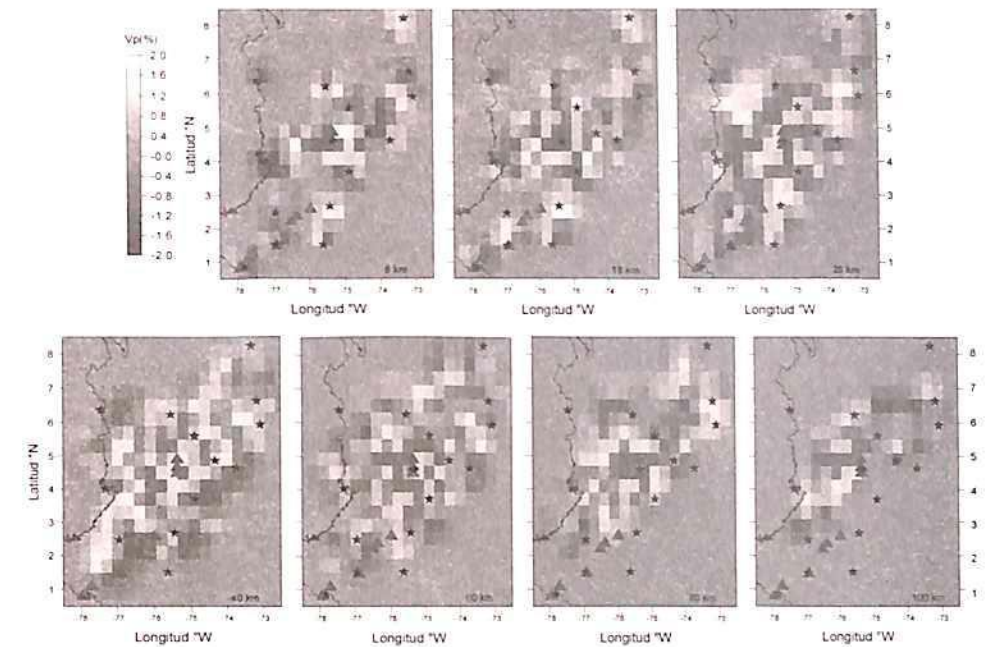


Figura 3.15. Porcentaje de cambio de  $V_p$ , relativo al modelo inicial 1D planteado por Ojeda y Haskov (2001). Se ilustran las secciones de los planos a las profundidades 5 km, 15 km, 25 km, 40km, 60km, 80km y 100 km desde el nivel del mar.

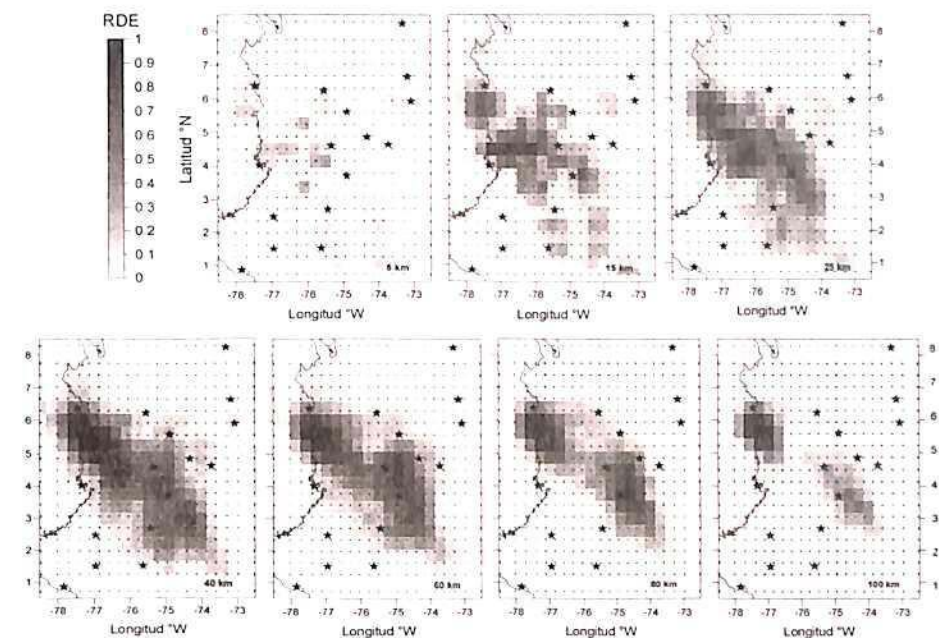
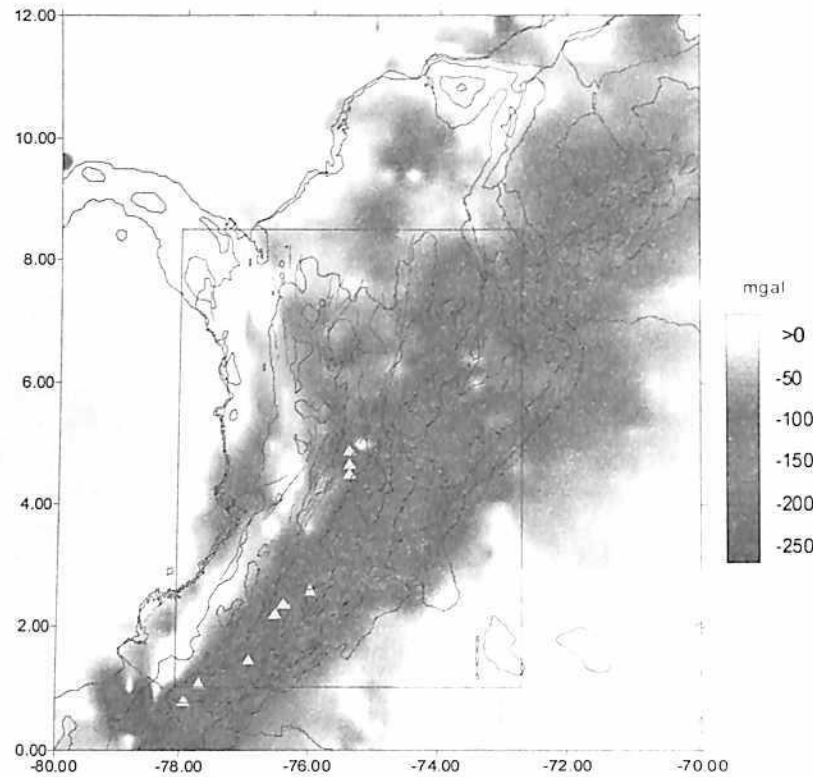


Figura 3.16. Elementos Diagonales de la Matriz de Resolución, relativo al modelo inicial 1D planteado por Ojeda y Haskov (2001).



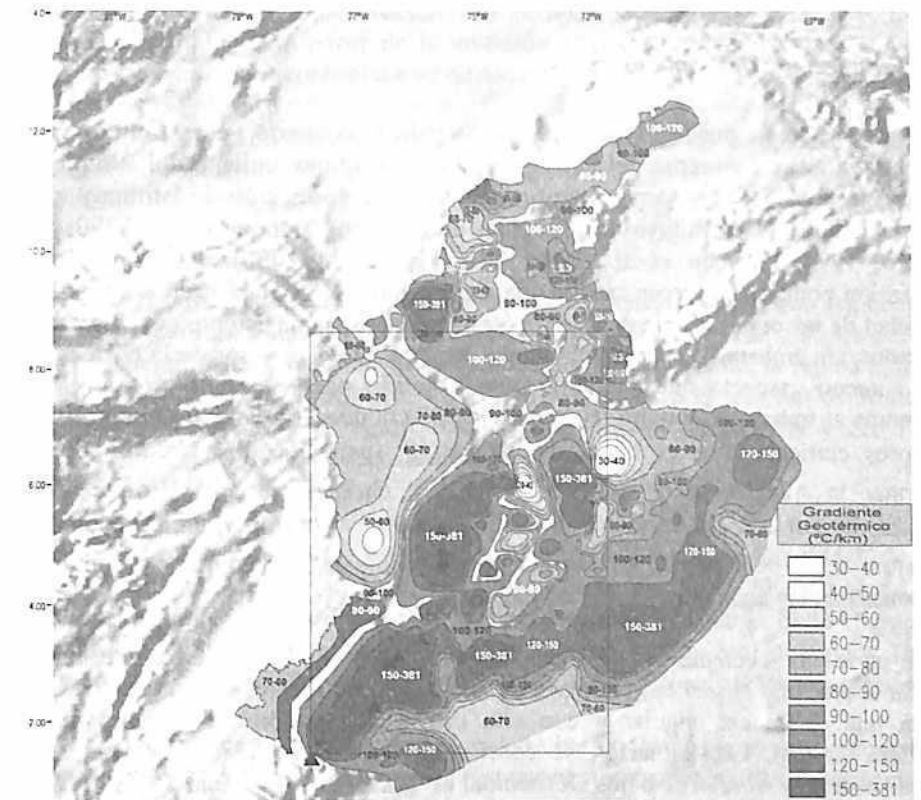
**Figura 3.17.** Mapa de Anomalías Simples de Bouguer. Modificado del Mapa Gravimétrico de Colombia (IGAC y INGEOMINAS, 1998).

### 3.6.1 Gravimetría

De acuerdo a los trabajos gravimétricos de Bermudez et al. (1985) e IGAC e INGEOMINAS (1998) para el territorio de Colombia (Figura 3.17), este sector de los Andes se encuentra dominado por anomalías simples de Bouguer negativas, con mínimos que recorren la cordillera Oriental ( $< -250$  mgal). Hacia el oriente y occidente de los Andes, aparecen anomalías positivas ( $> 350$  mgal) asociadas al cratón de América del Sur y a corteza oceánica acrecionada respectivamente.

Es notoria la presencia de una extensa zona de valores altos de anomalías gravimétricas hacia la Costa Pacífica colombiana que se interrumpe hacia la latitud  $4^{\circ}$  N, en la misma zona donde aparecieron contrastes de velocidad asociados a la Zona de Deformación de Istmina y la Falla Garrapatas. En concordancia con zonas de baja velocidad, aparecen valores bajos de anomalías gravimétricas que siguen los ejes de las cordilleras Central y Oriental y la tendencia general de los ejes volcánicos. Esta situación se puede interpretar en el marco de la actividad magmática reciente que recorre la cordillera Central. También puede contribuir a esto bajos valores de las anomalías gravimétricas la presencia de grandes cuencas sedimentarias a lo largo de la cordillera Oriental.

Asociaciones entre bajas velocidades y bajos valores gravimétricos y viceversa fueron también halladas en el SW de Colombia por Meyer et al. (1976), durante las campañas del proyecto NARIÑO.



**Figura 3.18.** Mapa de Gradiente Geotérmico. Modificado de INGEOMINAS (1999).

### 3.6.2 Gradiente geotérmico

Resultados de gradiente geotérmico vertical evaluado para Colombia por INGEOMINAS (1999) a partir de información de pozos y geo-termómetros acuosos Na/K, K/Mg, Na/K/Ca y SiO<sub>2</sub> para aguas maduras profundas, permiten detallar una extensa franja con gradientes geotérmicos, relativamente bajos, asociada al Bloque Chocó. Así mismo, destaca la presencia de un cinturón de gradientes geotérmicos altos que sigue la misma tendencia que los ejes volcánicos. Este cinturón parece interrumpirse hacia la latitud  $4^{\circ}$  N (Figura 3.18). Se vuelven a observar altos gradientes geotérmicos hacia el sector oriental. En general, aparecen en varias zonas asociaciones entre velocidad, anomalías gravimétricas y gradiente geotérmico que guardan alta coherencia entre sí (alrededor de los siguientes puntos:  $73.5^{\circ}$  W– $6.5^{\circ}$  N;  $76.0^{\circ}$  W– $6.0^{\circ}$  N;  $76.0^{\circ}$  W– $3.0^{\circ}$  N). Al igual que con la correlación gravimétrica, estas zonas de elevado gradiente geotérmico, pueden ser debidas a la actividad magmática, que se extiende a lo largo de la cordillera Central, y a la presencia de potentes cuencas sedimentarias a lo largo de la cordillera Oriental.



Por otra parte, las anomalías en el Bloque Chocó pueden explicarse si recordamos que los cuerpos con mayor densidad (gravedad) tienden a tener baja entropía. Asociada a esta hipótesis, hacia la latitud 4° N y longitud 77° W, la anomalía de baja densidad es coherente con mayores gradientes geotérmicos.

### 3.6.3 Esfuerzos y deformación

El anterior esquema puede además entenderse bajo el contexto geotectónico en que se encuentra el NW de América del Sur. Si reconocemos el movimiento del Bloque Chocó contra América del Sur y aceptamos que la Zona de Deformación de Isthmina (sobre los 4° N de latitud) se constituye en una zona de colisión (Duque-Caro, 1990; Paris y Romero, 1994; Guzmán et al., 1998; Taboada et al., 2000), las condiciones de compresión podrían favorecer cambios de rigidez que se reflejarían en contrastes de la velocidad de las ondas sísmicas. Esta hipótesis parece ser consistente con los anteriores resultados, sin embargo, también deberíamos esperar que el espesor de la corteza en esta zona aumente, aspecto que fue sutilmente sugerido por Meissner et al. (1976). Si atendemos al trabajo de Singh y Herrmann (1983) donde correlacionó cualitativamente espesores corticales con el factor de calidad  $Q_c$  para Estados Unidos, podríamos confirmar la apreciación de aumento cortical y choque entre el Bloque Chocó y América del Sur. En el Capítulo 5 determinaremos  $Q_c$  y su distribución espacial para Colombia a fin de ratificar su relación con el contexto geotectónico y analizar sus relaciones con las anomalías geofísicas halladas.

Por su parte, las secciones tomográficas a los 2.0° N y 5.0° N sugieren que la subducción de la placa de Nazca bajo la placa de América del Sur presenta una deflexión que genera una diferencia angular y con ello una segmentación del vulcanismo de la cordillera Central. Esta situación se confirmaría con la presencia de una aspereza cortical asociada a valores bajos de anomalías gravimétricas hacia la latitud 4° N y longitud 77° W, donde estaría el deflector y que coincide con el límite sur del Bloque Chocó. Consecuentemente la distribución de eventos sísmicos y gradientes geotérmicos en este sector sugieren que dicha aspereza podría ser resultado de tres posibles mecanismos: el primero, constituirse en un cuerpo cortical que ha viajado en el proceso de subducción y que inició un proceso de subducción-obducción contra América del Sur, en un mecanismo similar al de la cordillera de Carnegie (Ego et al., 1996) en el sector limítrofe entre Ecuador y Perú. Un segundo mecanismo se razonaría de la siguiente forma: si el Bloque Chocó se comporta como un cuerpo que colisiona contra América del Sur en dirección casi N-S, entonces podríamos esperar que ante el estado actual de esfuerzos y deformación de la región se presente un abultamiento cortical en esta zona. El tercer mecanismo se explicaría a partir del carácter transcurrente y transpresivo en los límites del Bloque Chocó. Éste pudo ser el mecanismo que arrastró un segmento de material cortical de la cordillera Central, el cual en la actualidad se encuentra inmerso en el proceso de subducción con la placa Nazca.

Desafortunadamente, las secciones tomográficas no permiten observar lo que sucede en este sector. Para tratar de dilucidar alguna de estas hipótesis, será necesario instrumentar mejor la zona, ubicando estaciones OBS en el fondo oceánico frente a la Costa Pacífica de Colombia y estaciones sismológicas convencionales alrededor y sur del Bloque Chocó.

### 3.7 Resumen y conclusiones

Se ha realizado la inversión de un modelo de velocidad  $V_p$  en 3D para la región comprendida entre las latitudes 0.7° N y 8.2° N y las longitudes 73° W y 78° W para un total de 642 sismos y 7.565 observaciones de tiempos de llegada de la Onda P. Dentro de los resultados hallados a partir de la inversión  $V_p$  en 3D y correlaciones con datos gravimétricos y gradiente geotérmicos se destacan:

- Presencia de zonas de baja velocidad en las regiones de los complejos volcánicos hasta profundidades de 60 km. Estas zonas pueden ser interpretadas en términos de estructuras que alimentan el vulcanismo activo más septentrional de América del Sur.
- Existencia de una región de alta velocidad con tendencia SW-NE que segmenta las regiones volcánicas entre las latitudes 1.5° N y 2.1° N, y entre las latitudes 2.5° N y 4.2° N, y llega hasta los 60 km de profundidad. Particularmente, la región entre los 2.5° N y 4.5° N es, en promedio, la región montañosa más alta de los Andes de Colombia y, junto con la región situada entre las latitudes 1.5° N y 2.1° N, no presenta evidencias de actividad volcánica reciente.
- Presencia de un cinturón de alta velocidad a lo largo de la Costa Pacífica de Colombia. Este cinturón, que es interrumpido hacia el punto de longitud 77.5° W y latitud 4° N, persiste más allá de los 120 km de profundidad. En este sector, una anomalía de baja velocidad presenta la misma orientación que la Falla Garrapatas. Estas velocidades podrían sugerir la presencia de contrastes litológicos fuertes asociados a la Zona de Deformación de Isthmina ó al límite sur del Bloque Chocó.
- Presencia de un cinturón de baja velocidad que recorre los ejes volcánicos, y que tiende a desplazarse hacia el oriente en las capas más profundas. Probablemente este patrón corresponda a diferentes fases de fusión de la placa que subduce.
- Existencia de una estructura de subducción donde intervienen losas de alta velocidad fragmentadas que subducen e interactúan con material de menor velocidad (plumas de material de la astenosfera y/o corteza oceánica parcialmente fundida). Con referencia a una orientación Este - Oeste, la subducción a la latitud 2° N se produce bajo un ángulo de 25°, aproximadamente, mientras que hacia la latitud 5° N este ángulo de buzamiento se sitúa alrededor de los 34°. Esta diferencia angular podría ser la responsable de la diferencia de contenido acuoso observada en las emanaciones gaseosas entre los volcanes del sur (2° N) y del norte (5° N) que, a su vez, estarían asociadas con anomalías de velocidad y atenuación en las zonas de subducción.
- El vulcanismo hacia el sur parece estar en una fase más reciente, con un manto superior más superficial respecto al norte, y probablemente en una etapa de construcción de estructuras de arco, tal como lo sugiere también la morfología de la región.
- Hacia los 7° N se detecta una estructura típica de colisión entre placas. El posible traslape de la placa del Caribe sobre la de Nazca, sería la causa que provocaría un mayor ángulo de buzamiento o penetración de la placa de Nazca.

- Existe una subducción de bajo ángulo relacionada con la placa del Caribe. Además, el traslape entre las placas de Nazca y del Caribe genera una flexión en la placa del Caribe. Se estima que el plano de Benioff se sitúa a una profundidad entre los 55 y los 70 km respectivamente entre las longitudes 74.3° y 73.3° W.
- Los modelos de velocidad obtenidos presentan una elevada correlación con las anomalías gravimétricas y el gradiente geotérmico. Valores relativamente bajos de las velocidades, correlacionan bien con elevados gradientes geotérmicos y anomalías gravimétricas negativas, sugiriendo la existencia de actividad magmática a lo largo de la cordillera Central y la presencia de potentes cuencas sedimentarias a lo largo de la cordillera Oriental.
- La subducción de la placa Nazca bajo la placa de América del Sur presenta una deflexión que genera una diferencia angular y, con ello, una segmentación del vulcanismo de la cordillera Central. Este hecho estaría de acuerdo con la presencia de una aspereza cortical hacia la latitud 4° N y longitud 77° W. A su vez, esta aspereza estaría situada en el mismo lugar que el deflector, que coincide con el límite sur del Bloque Chocó y causaría los valores bajos de las anomalías gravimétricas. Dicha aspereza podría ser resultado de tres posibles mecanismos. Un posible primer mecanismo consistiría en la constitución de un cuerpo cortical, que habiendo viajado en el proceso de subducción, inició un proceso de subducción-obducción contra América del Sur, en una forma semejante a la establecida para la cordillera de Carnegie (Ego et al., 1996), en el sector limítrofe entre Ecuador y Perú. Un segundo mecanismo se explicaría a partir del siguiente razonamiento: si el Bloque Chocó se comporta como un cuerpo que colisiona contra América del Sur en dirección casi N-S, entonces cabe esperar que el estado de esfuerzos y deformación inducido en la región produzca un abultamiento cortical en esta zona. Finalmente un tercer mecanismo se debería al carácter transcurrente y transpresivo en los límites del Bloque Chocó, que pudo arrastrar un segmento de material cortical de la cordillera Central, el cual, en la actualidad, se encontraría inmerso en un proceso de subducción, junto con la placa de Nazca.

## CAPÍTULO 4

### ATENUACIÓN DE ONDAS CODA

#### 4.1 Introducción

Las ondas coda son aquellas que forman la parte final de los sismogramas de corto período, normalmente en el rango de frecuencias entre 1 y 50 Hz. Su análisis ha sido inspirado en trabajos llevados a cabo en diferentes áreas de las ciencias físicas. Gran parte de sus fundamentos de estudio se cimentaron en los trabajos acústicos de Sabine (1922) y Chernov (1960); astrofísicos de Chandrasekhar (1960) y atmosféricos de Tatarskii (1961). Como tal, la coda presenta algunas propiedades y características que la definen. La forma de su envolvente es aproximadamente la misma para una región, independientemente de la energía liberada en el sismo; asimismo, su duración es una función creciente de la magnitud, y llega a ser aproximadamente el 60% del sismograma (Lee et al., 1972). Ya en las etapas iniciales de su estudio, fue necesario considerar la heterogeneidad lateral en la propagación de las ondas que la componen, punto que además se convirtió en un aspecto relevante para la aplicación de diversos tipos de técnicas sismológicas (Fehler y Sato, 2003).

Con el ánimo de ilustrar la naturaleza de este fenómeno, podemos decir que las ondas de coda, al igual que otras ondas sísmicas en su propagación por el interior de la Tierra, experimentan una atenuación de su amplitud, independiente de su factor de expansión geométrica, debido a las condiciones inelásticas del medio y a la dispersión de las ondas en las heterogeneidades con las que tropiezan. Así pues, el decaimiento observado en la coda de los terremotos locales y regionales se debe a los efectos conjugados de la expansión del frente de onda (*atenuación geométrica o geometrical spreading*), a la absorción energética del medio (*atenuación intrínseca*) y a la dispersión o esparcimiento de la energía en la interacción de la onda con las heterogeneidades (*atenuación dispersiva*).

El fenómeno, denominado también *absorción intrínseca*, se interpreta como una transformación irreversible de energía elástica a otras formas de energía tales como la energía térmica o piezoeléctrica y, a pesar de que el mecanismo de dicha transformación no es completamente claro, Telford et al. (1995) explican, incipientemente, el fenómeno como producto de la generación de calor en la fase compresiva de la onda que se desplaza en el medio, a lo que asocian, además, otros fenómenos implícitos en la ruta de viaje del frente de onda, como por ejemplo, pérdidas de viscosidad en los fluidos que rellenan los poros de las rocas. De este modo, la observación del decaimiento de la

amplitud de la onda sísmica, puede suministrar información sobre las condiciones de atenuación del medio.

Por otra parte, Aki (1969) explicó la formación de la coda sísmica en términos de un modelo de corteza lateralmente heterogénea, donde las ondas "primarias", generadas en la fuente del sismo, interactúan con dispersores ("scattering" o atenuación dispersiva) que generan a su vez "ondas secundarias". La suma de estas ondas secundarias crea ondas retrodispersadas que se pueden considerar como la suma de pequeños eventos independientes que pueden ser tratados estadísticamente. Así pues, el fenómeno de la atenuación está constituido tanto por la absorción intrínseca como la atenuación dispersiva, además de la expansión geométrica. Por lo tanto la configuración de la coda de un sismograma trae información sobre estos fenómenos físicos.

#### 4.2 Parámetros de atenuación

Un parámetro adimensional de medida de la atenuación en las ondas sísmicas es llamado factor de calidad  $Q$ , o su inverso  $Q^{-1}$ , que es el factor específico de atenuación, el cual se define como:

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E} \quad (4.1)$$

donde  $\Delta E$  representa la energía disipada por ciclo de una excitación armónica en un cierto volumen y  $E$  es la energía elástica almacenada durante el mismo ciclo. En contraste con el anterior parámetro, se ha definido el factor de atenuación  $\gamma$  como el coeficiente de inelasticidad con respecto a la distancia, tal que:

$$\gamma = -\frac{dA/A}{dr} \quad (4.2)$$

es decir, la variación relativa de la amplitud con respecto a la distancia debido a efectos inelásticos. Integrando la ecuación 4.2 se llega a:

$$A = A_0 e^{-\gamma(r-r_0)} \quad (4.3)$$

que representa la variación de la amplitud ( $A$ ) de la onda sísmica con la distancia ( $r$ ), siendo  $A_0$  y  $r_0$  constantes iniciales. Tanto  $Q$  como  $\gamma$  se pueden relacionar a partir de la ecuación de energía de un movimiento armónico:

$$E = \frac{1}{2} kA^2 \quad (4.4)$$

donde  $k$  es la constante elástica y  $A$  la amplitud del movimiento. Calculando la relación  $\Delta E/E$  a partir de (4.4) y sustituyendo (4.1) se llega a:

$$\frac{dA}{A} = -\frac{\pi}{QT} dt \quad (4.5)$$

donde se considera que el término  $\Delta E$  en (4.1) representa la pérdida de energía y que, por ello, es una cantidad negativa. La obtención de (4.5) supone la siguiente aproximación, válida para el caso de comportamiento cuasi-elástico, o disipación débil,

$$\frac{\Delta A}{T} \cong -\frac{dA}{dt} \quad (4.6)$$

Integrando (4.5) y teniendo en cuenta que  $T = 2\pi/\omega$ , siendo  $T$  el período y  $\omega$  la frecuencia angular, se llega a:

$$A = A_0 e^{-\frac{\omega}{2Q}(t-t_0)} \quad (4.7)$$

que representa la variación de la amplitud de la onda sísmica con el tiempo.  $A_0$  y  $t_0$  son constantes iniciales. Comparando (4.3) y (4.7), se observa que  $\gamma$  y  $Q$  consideran los efectos de la absorción de energía sobre la amplitud del movimiento, pero mientras que  $\gamma$  evalúa la variación en el espacio,  $Q$  considera la variación temporal de la energía inelástica en un punto. Igualando dichas ecuaciones y considerando que la energía de onda se propaga con velocidad  $v$ , se tiene:

$$\gamma = \frac{\pi f}{Qv} \quad (4.8)$$

Atendiendo al fenómeno de atenuación a través del tiempo, Dainty (1981) determinó que la atenuación total de las ondas de coda es la suma de las contribuciones de absorción intrínseca y atenuación por dispersión y propuso la siguiente expresión:

$$\frac{1}{Q} = \frac{1}{Q_i} + \frac{1}{Q_d} \quad (4.9)$$

donde  $Q_i$  representa la absorción intrínseca y  $Q_d$  la atenuación por dispersión. Esta expresión se puede reescribir como:

$$\frac{1}{Q(\omega)} = \frac{1}{Q} + \frac{gv}{\omega} \quad (4.10)$$

siendo  $g$ , el coeficiente de esparcimiento,  $v$  la velocidad y  $\omega$  la frecuencia angular. Esta expresión ha sido cuestionada cuando se usa suponiendo que la absorción intrínseca es independiente de la frecuencia. No obstante, tanto la importancia relativa de  $Q_i$  como la de  $Q_d$  en una región, inciden en su capacidad de modelar los sismogramas locales. De este modo, una región con absorción intrínseca despreciable respecto a una dispersión alta produce sismogramas relativamente más largos y viceversa. Innumera-

bles ejemplos de esta situación se han evidenciado en estudios de coda para sismos terrestres y lunares.

### 4.3 Aspectos teóricos

#### 4.3.1 Modelado de Q de Coda mediante hipótesis de dispersión simple

Las propuestas sobre modelado del factor de calidad,  $Q$  de Coda o Coda  $Q$ , han evolucionado desde la primera idea planteada por Aki (1969) quien supuso que las ondas coda se propagan en un medio homogéneo e isótropo donde las heterogeneidades se encuentran dispuestas de una manera aleatoria pero uniformemente distribuidas, y donde fuente y receptor son coincidentes. Este modelo, basado en esparcimiento débil, es conocido como Modelo de Retrodispersión Simple, y fue punto de inspiración de algunos métodos propuestos con posterioridad. El punto de inicio de esta teoría se basa en que el espectro de potencia de las ondas coda se puede expresar de la forma:

$$P(\omega, t) = S(\omega) \cdot C(\omega) \cdot R(\omega) \quad (4.11)$$

donde  $S(\omega)$  tiene información sobre los parámetros focales,  $C(\omega)$  de las características de la región y  $R(\omega)$  de las condiciones y sistema de registro. Esta ecuación es válida para  $t > 2t_\beta$  siendo  $t_\beta$  el tiempo de llegada de las ondas S (Rautian y Khalturin, 1978). La forma de  $P(\omega, t)$  fue expresada por Aki y Chouet (1975) en su modelo de Retrodispersión Simple (*Single Back-Scattering*) bajo las siguientes premisas:

1. La coda está compuesta por ondas S.
2. Se desprecian los efectos debidos a dispersión múltiple.
3. Los dispersores están distribuidos de forma uniforme y aleatoria.
4. El medio de propagación es uniforme y limitado sólo en superficie.

Si consideramos un sistema de registro ideal, el efecto del término  $R(\omega)$  en (4.11) se puede despreciar. Supongamos que  $\phi = (\omega|r)$  es la transformada de Fourier del desplazamiento debido a ondas que han sufrido algún proceso de dispersión con alguna heterogeneidad individual situada a una distancia  $r$ ;  $\phi = (\omega|r)$  depende tanto de la fuente sísmica como del dispersor. Suponiendo la distribución uniforme y aleatoria de heterogeneidades responsables de las ondas y tomando  $N(r)$  como el número de fuentes de dispersión dentro de un radio  $r$  en torno a la estación, entonces el número de heterogeneidades en una zona limitada por el intervalo  $(r, r + \Delta r)$  será  $(\frac{dN}{dr})\Delta r$ . En este caso, las ondas que viajan hacia el receptor provenientes de dispersores situados a  $(r, r + \Delta r)$  deberán llegar a la estación en un lapso de tiempo  $(t, t + \Delta t)$  donde  $\Delta t = 2\Delta r/v$ . Para un rango de distancia  $\Delta r$  grande, tal que el correspondiente  $\Delta t$  sea mayor que la duración de una onda que ha sufrido la dispersión en una heterogeneidad individual, y para una distribución aleatoria de heterogeneidades, la suma de la energía

obtenida por llegadas de ondas que llegan al receptor después de sufrir dispersión en heterogeneidades para  $(t, t + \Delta t)$  deberá ser igual a  $\Delta t$  veces la densidad del espectro de potencia  $P(\omega, t)$  de las ondas coda. Por tanto, podemos escribir:

$$P(\omega, t)\Delta t = \sum_{r_n, r_n + \Delta r} |\phi_n(\omega)|^2 = \frac{dN}{dr} \Delta r |\phi(\omega|r)|^2 \quad (4.12)$$

donde  $r_n$  es la distancia desde el enésimo dispersor a la estación de registro. Si ahora consideramos que este fenómeno se produce para ondas internas, podemos considerar una densidad,  $\epsilon$ , de dispersores por unidad de volumen. El número de heterogeneidades dentro de una capa esférica  $(r, r + \Delta r)$  es

$$\left(\frac{dN}{dr}\right)\Delta r = 4\pi r^2 \epsilon \Delta r \quad (4.13)$$

Así, se puede escribir (4.12) como:

$$P(\omega|t)\Delta t = |\phi(\omega|r)|^2 4\pi r^2 \epsilon \Delta r \quad (4.14)$$

Si además tenemos en cuenta el efecto de expansión geométrica de las ondas sísmicas, el espectro de amplitud de las ondas coda depende de la distancia viajada, de acuerdo con la expresión:

$$|\phi(\omega|r)| = |\phi(\omega|r_0)| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 \quad (4.15)$$

donde  $r$ , representa la distancia entre la estación y la heterogeneidad, así como la distancia entre la fuente sísmica y el dispersor.  $r_0$  es una distancia de referencia. Además de la expansión geométrica, la atenuación inelástica relacionada en (4.1), (4.5) y (4.7) permite describir (4.15) como:

$$|\phi(\omega|r)| = |\phi(\omega|r_0)| \left(\frac{r_0}{r}\right)^2 e^{-\left(\frac{\omega t}{2Q}\right)} \quad (4.16)$$

Tomando (4.14) y (4.16) con  $r = vt/2$  y  $\Delta r = v\Delta t/2$  se obtiene la expresión para la densidad del espectro de potencia de las ondas coda para ondas internas que han sufrido dispersión con alguna heterogeneidad del medio,

$$P(\omega, t) = |\phi(\omega|r_0)|^2 8r_0^4 \pi \epsilon v^{-1} t^{-2} e^{-\left(\frac{\omega t}{Q}\right)} \quad (4.17)$$

De este modo,  $P(\omega, t)$  se puede expresar de manera simplificada como:

$$P(\omega, t) = \frac{\beta}{2} g(\pi) |\phi_o(\omega, r)|^2 \quad (4.18)$$

Siendo  $\beta$  la velocidad de las ondas S,  $g(\pi)$  el coeficiente direccional de dispersión, definido como  $4\pi$  veces la pérdida fraccional de energía debida al esparcimiento por unidad de distancia en la propagación de ondas primarias, medido a partir de la dirección de propagación de la onda.

Combinando las ecuaciones (4.16) y (4.18), teniendo en cuenta el efecto de la atenuación en la propagación desde los dispersores hasta la estación y linealizando, se obtiene:

$$\text{Ln}[t^2 A_{obs}(f|r, t)] = C - Q_c^{-1} 2\pi ft \quad (4.19)$$

siendo  $C$  una constante respecto a  $t$  y  $A_{obs}(f|r, t)$  la amplitud cuadrada del registro, previamente filtrada a la frecuencia  $f$ . De este modo,  $Q_c^{-1}$  puede ser hallado por una simple regresión lineal.

El modelo anterior fue extendido por Sato (1977) para el caso en que fuente y receptor no fueran coincidentes. Su modelo, llamado Modelo de Dispersión Isótropa Simple (*Single Isotropic Scattering*), supone un medio tridimensional, infinito y perfectamente elástico en que los dispersores son homogéneos y están distribuidos aleatoriamente. En este modelo, la distribución de heterogeneidades está caracterizada por el camino libre medio,  $L_s$ , el cual viene determinado por la probabilidad que posee una onda primaria de sufrir una dispersión por una heterogeneidad del medio. Dicha probabilidad, de dimensión ( $L^{-1}$ ), es igual al inverso del camino libre medio y recibe el nombre de turbidez,  $g$ . Además, la fuente se sitúa en el origen, el receptor a una distancia  $r$  y el  $i$ -ésimo dispersor a una distancia  $r_i$  de la fuente.

La densidad de energía de la onda coda, dispersada de forma única por la  $i$ -ésima heterogeneidad,  $E_s^i$  y en la frecuencia  $f$  viene dada por:

$$E_s^i(\vec{r}, f|t) = \frac{n_o \sigma}{(4\pi)^2} v^{-1} \frac{1}{r_1^2 r_2^2} L\left(t - \frac{\vec{r}_1 + \vec{r}_2}{v} | f\right) \quad (4.20)$$

donde  $\sigma$  es la sección eficaz del proceso de dispersión, y donde no se han tenido en cuenta los términos de segundo orden para la estimación de  $\sigma$ .  $L(t|f)$  es la densidad espectral de potencia generada en la fuente. La suma de todas las  $E_s^i$  dará la densidad de energía de todas las ondas que han sufrido una sola dispersión.

$$E_s(\vec{r}, f|t) = \frac{n_o \sigma}{(4\pi)^2} v^{-1} \int_V \frac{1}{r_1^2 r_2^2} L\left(t - \frac{\vec{r}_1 + \vec{r}_2}{v} | f\right) dV \quad (4.21)$$

donde la integral está extendida a todo el volumen del medio. Esta ecuación se puede escribir de la forma:

$$E_s(\vec{r}, f|t) = n_o \sigma \int_{-\infty}^{\infty} G_s(\vec{r}, t-t') L(t'|f) dt' \quad (4.22)$$

donde  $G_s$  es la Función de Green definida por:

$$G_s(\vec{r}, t) = \frac{1}{(4\pi)^2} v^{-1} \int_V \frac{1}{r_1^2 r_2^2} \delta\left(t - \frac{\vec{r}_1 + \vec{r}_2}{v}\right) dV \quad (4.23)$$

y realizando en (4.23) una transformación de coordenadas esféricas con centro en la fuente se obtiene:

$$G_s(\vec{r}, t) = \frac{1}{4\pi r^2} K\left(\frac{vt}{r}\right) \theta\left(\frac{vt}{r} - 1\right) \quad (4.24)$$

donde

$$K(x) = \frac{1}{x} \text{Ln}\left(\frac{x+1}{x-1}\right) \quad (4.25)$$

y

$$\theta(x) = \begin{cases} 1, & x > 0 \\ 0, & x \leq 0 \end{cases} \quad (4.26)$$

es decir,  $\theta(x)$  es la función de Heaviside. Por su parte, si consideramos la duración del impulso en la fuente,  $u$ , entonces  $L(t|f)$  puede expresarse como:

$$L(t|f) = \frac{W_o(f)}{u} s_u(t) \quad (4.27)$$

donde

$$s_u(t) = \begin{cases} 1, & 0 \leq t \leq u \\ 0, & \text{otros casos} \end{cases} \quad (4.28)$$

$W_o(f)$  es la energía total radiada en una banda de frecuencia. Como  $u$  es un tiempo muy corto respecto al tiempo de viaje de la onda directa, podemos aproximar  $s_u(t)/u$  por una función delta y escribir directamente después de la integración:

$$E_s^i(\vec{r}, f|t) = \frac{n_o \sigma W_o}{4\pi r^2} K\left(\frac{vt}{r}\right) \theta\left(\frac{vt}{r} - 1\right) \quad (4.29)$$

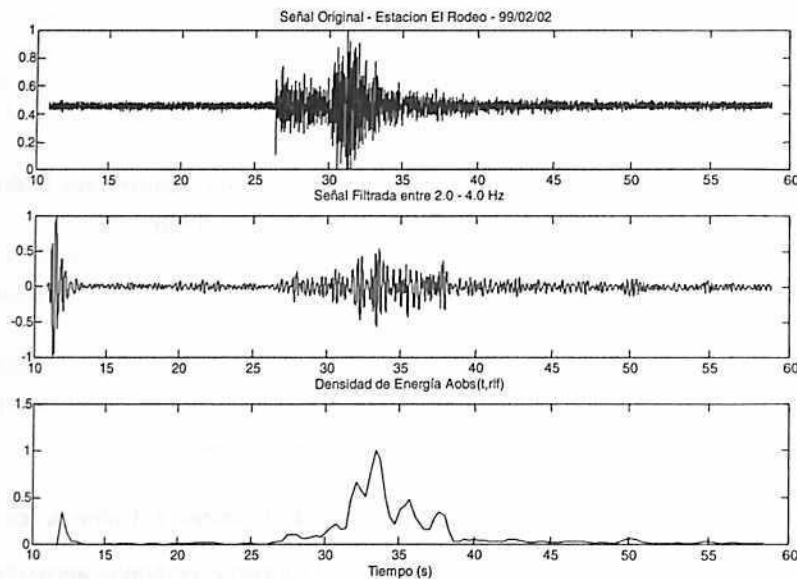
Si denominamos la energía de la onda S directa como  $E_{sw}$  podemos expresarla como

$$E_{sw}(f) = \frac{W_0}{4\pi r^2 \nu u} e^{-\frac{w t_s}{Q}} \quad (4.30)$$

donde  $t_s$  es el tiempo de viaje de la onda S directa. La razón de la energía  $E_{sw}/E_s$  es aproximadamente igual a  $\left(\frac{A_s}{A_c}\right)^2$ , donde  $A_s$  es la amplitud máxima de la onda S, y  $A_c$  es la amplitud de la onda coda. Así podemos obtener:

$$\left(\frac{A_s}{A_c}\right)^2 \approx \frac{E_{sw}}{E_s} = \frac{1}{n_0 \sigma \beta_0 u} K \left(\frac{\nu t}{r}\right)^{-1} e^{-\frac{w}{Q_c}(t-t_s)} \quad (4.31)$$

Tal como lo planteó Sato (1977), la linealización de (4.31) garantiza la determinación de  $Q_c^{-1}$  a partir de una simple regresión lineal sobre sismogramas filtrados a una frecuencia  $f$  (Figura 4.1).



**Figura 4.1** Ejemplo de señal original, en la parte superior, y filtrada entre 2.0 y 4.0 Hz. En la parte inferior se representa la densidad de energía  $A_{obs}(t,r|f)$ .

Además de los anteriores métodos, otras soluciones han sido propuestas para modelar el fenómeno de la coda en términos de dispersión simple (Herrmann, 1980; Pujades et al., 1990).

### 4.3.2 Región muestreada y regionalización de $Q_c$

Tal como ha sido demostrado por diversos autores (Singh y Herrmann, 1983; Pujades et al., 1990; Xie y Mitchell, 1990) la regionalización de  $Q_c$  implica tener en cuenta que la frecuencia elegida es sensible a la presencia de dispersores con ciertos tamaños. Convencionalmente se ha derivado de la ley  $Q_c(f) = Q_0 f^n$  el término  $Q_0$  para regionalizar  $Q_c$  a 1 Hz. Siguiendo el modelo de coda propuesto por Aki (1969) y Aki y Chouet (1975), así como los resultados de dispersión hallados por Malin (1978), quien estudió soluciones de dispersión de primer orden para modelar ondas sísmicas en la Luna y la Tierra, en un tiempo " $t$ " las amplitudes de coda se deben a las retro-dispersiones de las ondas primarias en los dispersores situados en elipses cuyos focos son la estación de registro y el epicentro. Para tiempos cercanos a la llegada de la onda S, la elipse podría ser muy excéntrica y solamente una región pequeña de la corteza estaría representada en la coda. Para tiempos mayores, las ondas primarias se esparcirían y, en consecuencia, las ondas coda serían producto del muestreo de regiones más grandes, contenidas en elipses de mayor área y menor excentricidad. De acuerdo con Pulli (1984), la elipse se puede expresar con la siguiente ecuación:

$$\frac{x^2}{\left(\frac{\nu t}{2}\right)^2} + \frac{y^2}{\left(\left(\frac{\nu t}{2}\right)^2 - \frac{R^2}{4}\right)} = 1 \quad (4.32)$$

donde  $R$  es la distancia fuente - receptor,  $\nu$  es la velocidad de las ondas S,  $t$  el lapso de tiempo de coda desde el origen ( $t = t_0 + (\text{longitud de ventana})/2$ ) y  $x, y$  las coordenadas en superficie. Siguiendo a Singh y Herrmann (1983), para un instante  $t$ , la amplitud observada en la coda, corresponde a la interacción de las ondas primarias con los dispersores situados en la elipse dada en la expresión (4.32). El método de Herrmann (1980) permite efectuar una estimación del factor de calidad  $Q_0$  correspondiente a cada instante  $t$ . Este valor es el valor del factor de calidad "medio" o "aparente" y corresponde a la zona comprendida dentro de la elipse. Si la región se compone de sub-regiones, entonces se puede escribir la siguiente ecuación:

$$\sum_{i=1}^n \frac{t_i}{Q_{oi}} = \frac{t}{Q_0} \quad (4.33)$$

siendo  $t_i$  el tiempo que la onda pasa en la región con factor de calidad  $Q_{oi}$  y  $T$  es la suma de los  $t_i$ . Considerando  $m$  observaciones, la ecuación (4.33) puede escribirse de la siguiente forma:

$$\sum_{i=1}^n \frac{t_i}{Q_{oi}} = \frac{1}{Q_{oj}}, \quad j = 1, \dots, m \quad (4.34)$$

De hecho la ecuación (4.34) representa un sistema lineal de la forma:

$$\mathbf{AX} = \mathbf{Y} \quad (4.35)$$

siendo  $a_{j,i} = \frac{t_{ji}}{t_j}$ , donde  $j = 1, \dots, m$  observaciones,  $i = 1, \dots, n$  subregiones;  $t_{ji}$  es el tiempo que la onda correspondiente a la observación  $j$  pasa en la subregión  $i$ ;  $t_j$  es el tiempo de viaje de la onda correspondiente a la observación  $j$ , es decir,  $t_j = \sum_{i=1}^n t_{ji}$ ;  $y_j = 1/Q_{0j}$ , siendo  $Q_{0j}$  el factor de calidad aparente en la observación  $j$ ; y  $x_i = 1/Q_{0i}$ , siendo  $Q_{0i}$  el factor de calidad correspondiente a la subregión  $i$ . La formulación matricial general de este problema toma la siguiente forma:

$$\begin{bmatrix} \frac{t_1}{Q_{c_1}} \\ \frac{t_2}{Q_{c_2}} \\ \dots \\ \frac{t_m}{Q_{c_m}} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} t_{11} & t_{12} & \dots & t_{1n} \\ t_{21} & t_{22} & \dots & t_{2n} \\ \dots & \dots & \dots & \dots \\ t_{m1} & t_{m2} & \dots & t_{mn} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \frac{1}{Q_{c_{1n}}} \\ \frac{1}{Q_{c_{2n}}} \\ \dots \\ \frac{1}{Q_{c_{1n}}} \end{bmatrix} \quad (4.36)$$

donde  $m$  es el número de observaciones y  $n$  es el número de celdas a invertir. Para garantizar una inversa no singular se suele utilizar la técnica amortiguada de Crosson (1976) que contamina la diagonal de la matriz  $A^T A$  con una pequeña cantidad  $\eta^2$  que es preciso ajustar a las peculiaridades de cada problema. De este modo, el modelo se pueden hallar mediante la:

$$X = [A^T A + \eta^2 I]^{-1} A^T Y \quad (4.37.a)$$

siendo  $I$  la matriz identidad. La varianza del parámetro  $X_i$  puede ser hallada mediante:

$$\text{Var}(X_i) = \frac{[AX - Y]^T [AX - Y]}{N_{\text{obs}} - n_{\text{deg}}} [A^T A - \eta^2 I]^{-1} \quad (4.37.b)$$

donde  $n_{\text{deg}}$  es el número de grados de libertad y  $N_{\text{obs}}$  es el número de observaciones.  $[A^T A - \eta^2 I]^{-1}$  es el elemento diagonal de la matriz. El error de estimación estándar (intervalo de confianza del 68.26%) del parámetro  $X_i$  puede ser hallado mediante:

$$\text{Error} = \sqrt{\text{Var}(X_i)} \quad (4.37.c)$$

#### 4.3.3 Modelado de Q con dispersión isótropa múltiple

La teoría de dispersión simple es una aproximación suficiente cuando el camino libre medio, entendiéndose físicamente como la distancia promedio de recorrido de un frente de onda entre los dispersores, es más grande que la distancia de viaje epicentro-

estación. Por otra parte, dentro del contexto de la teoría de dispersión simple, las determinaciones de Coda Q alimentaron la idea, por muchos años, que este factor de calidad, representaba la atenuación efectiva incluyendo tanto pérdidas por absorción intrínseca como por dispersión. Fueron los trabajos de Frankel y Clayton (1986) y Matsunami (1991), los que permitieron concluir que la Coda Q, medida en una ventana de tiempo después que el tiempo libre medio, entendido como el camino libre medio dividido por la velocidad de las ondas, podría corresponder solamente a la absorción intrínseca y podría no incluir el efecto de pérdidas por dispersión. La inclusión de la dispersión múltiple en modelos teóricos, tanto mediante aproximaciones de transferencia de energía radiativa (Wu, 1985), como considerando múltiples recorridos en los modelos de dispersión simple, han permitido avanzar en el conocimiento de las contribuciones de los fenómenos de absorción y de esparcimiento en la atenuación observada en la coda. Zeng, et al. (1991) demostró que todas estas aproximaciones pueden derivarse como una solución de la siguiente ecuación integral para la densidad de energía sísmica  $E(r, t)$  por unidad de volumen en un punto  $r$  y en un tiempo  $t$  debido a una fuente puntual impulsiva aplicada en  $r_0$  en el instante  $t = 0$ .

$$E(\bar{r}, t) = E_0 \left( t - \frac{|\bar{r} - \bar{r}_0|}{v} \right) \frac{e^{-L_c^{-1} |\bar{r} - \bar{r}_0|}}{4\pi |\bar{r} - \bar{r}_0|^2} + \int g E \left( \bar{r}_1, t - \frac{|\bar{r}_1 - \bar{r}|}{v} \right) \frac{e^{-L_c^{-1} |\bar{r}_1 - \bar{r}|}}{4\pi |\bar{r}_1 - \bar{r}|^2} dV_1 \quad (4.38)$$

El primer término de la ecuación representa la energía directa de la onda, y el segundo término contiene la contribución de la energía dispersada para todos los órdenes. El parámetro  $v$  es la velocidad de la onda S,  $g = L_c^{-1} B_0$  es el coeficiente de esparcimiento,  $L_c$  es conocido como longitud de extinción;  $B_0$  es el Albedo Sísmico. Las soluciones numéricas de (4.38) para varias combinaciones de  $L_c^{-1}$  y  $B_0$  pueden ser obtenidas mediante el uso de métodos híbridos que consisten en la combinación de métodos analíticos, para dispersión simple con soluciones numéricas basadas en Transformadas Rápidas de Fourier en dos dimensiones (Sato, 1995).

Hoshiya (1991) propuso un método para la determinación de la absorción intrínseca y atenuación por dispersión mediante la utilización de tres ventanas de tiempo consecutivas consideradas a partir de la llegada de las ondas S. Este método, conocido como el Método de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo —en inglés *Múltiple Lapse Time Window análisis* (MLTWA)—, consiste en comparar la energía sísmica predicha con la observada en varias ventanas de tiempo después de la llegada de las ondas S, variando la distancia hipocentral. Estas comparaciones permiten obtener valores de  $L_c^{-1}$  y  $B_0$  para una banda frecuencial determinada. El mejor ajuste de los parámetros  $L_c^{-1}$  y  $B_0$  se obtiene a partir de una regresión múltiple, por mínimos cuadrados, entre los datos observados y los teóricos. De este modo, se puede obtener  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$ , mediante:

$$Q_i^{-1} = L_c^{-1} (v / \omega) \quad (4.39)$$

$$Q_s^{-1} = B_0 Q_i^{-1} \quad (4.40)$$

$$Q_t^{-1} = (1 - B_0) Q_i^{-1} \quad (4.41)$$

Operativamente, y en el marco de nuestros intereses, la energía sísmica como función de la distancia hipocentral se puede calcular a partir de Hoshiba (1993), cuyo procedimiento contempla el cálculo de las amplitudes medias cuadráticas para señales filtradas en una frecuencia particular, lo cual permite determinar  $A_{obs}(f|r, t)$ . Posteriormente, por integración de esta función sobre tres ventanas de tiempo consecutivas: 0-15, 15-30 y 30-45 segundos, medidos a partir de la llegada de las ondas S, se calculan las energías que representan la función  $E_{1,2,3 obs}(f|r)$  para los instantes inicial, medio y final de la coda. Dichas energías son corregidas para las diferentes fuentes sísmicas y efectos de sitio mediante el uso de la técnica de coda normalizada propuesta por Aki (1980):

$$E_{n obs}(f|r) = \frac{e_{n obs}(f|r)}{A_{obs}(f|r, t_{ref})}, (n = 1, 2, 3) \quad (4.42)$$

donde  $E_{n obs}(f|r)$  representa las energías sísmicas observadas y normalizadas para una frecuencia, centrada en  $f$ , y en la  $n$ -ésima ventana. El parámetro  $t_{ref}$  es un lapso de tiempo que satisface la siguiente condición, para todo  $r$  y para la velocidad de la onda S:

$$t_{ref} \geq \frac{2r}{v} \quad (4.43)$$

#### 4.3.4 Volumen de muestreo y regionalización de $Q_1$ , $Q_2$ y $Q_3$

En realidad la atenuación observada en la coda de los terremotos es compleja y se debe a un "esparcimiento" múltiple en las heterogeneidades del medio de propagación. Es claro que la influencia del esparcimiento en la coda decrece con el orden de la interacción, debido a la disminución de la energía involucrada en sucesivas interacciones, por lo que los efectos predominantes en la coda se deben a los esparcimientos de órdenes bajos, representando las aproximaciones de primer orden o "scattering simple" aproximaciones razonables al problema. Por otra parte, la atenuación observada en la coda es una adición de las atenuaciones halladas a lo largo del recorrido de la onda, como se ha explicado en el apartado 4.3.2 y se ha formulado en la ecuación 4.33, para el caso de esparcimiento simple. Para este caso, cuando suponemos una distribución homogénea de dispersores, el volumen muestreado por la coda observada en el instante  $t$ , es un elipsoide cuyos focos son el hipocentro y la estación. Si suponemos que la mayoría de los dispersores se concentran en la superficie, constituye una aproximación razonable suponer que la superficie muestreada en el instante  $t$ , es la elipse definida por la ecuación 4.32, cuyos focos son el epicentro y la estación y está constituida por el lugar geométrico de los puntos cuya suma de distancias a ambos focos es constante e igual a  $vt$ , siendo  $v$  la velocidad de las ondas involucradas en el proceso. El conocimiento detallado del volumen, o superficie, involucrado es fundamental para dos importantes aspectos: 1) el conocimiento del alcance en superficie y en profundidad del

volumen muestreado es imprescindible para conocer el entorno regional y litosférico respectivamente, involucrados en los resultados de atenuación y 2) auxiliar en el seguimiento de los rayos involucrados en la coda en cada instante de tiempo  $t$ , para construir el sistema de ecuaciones que deben permitir resolver el problema de inverso (Ecuación 4.33).

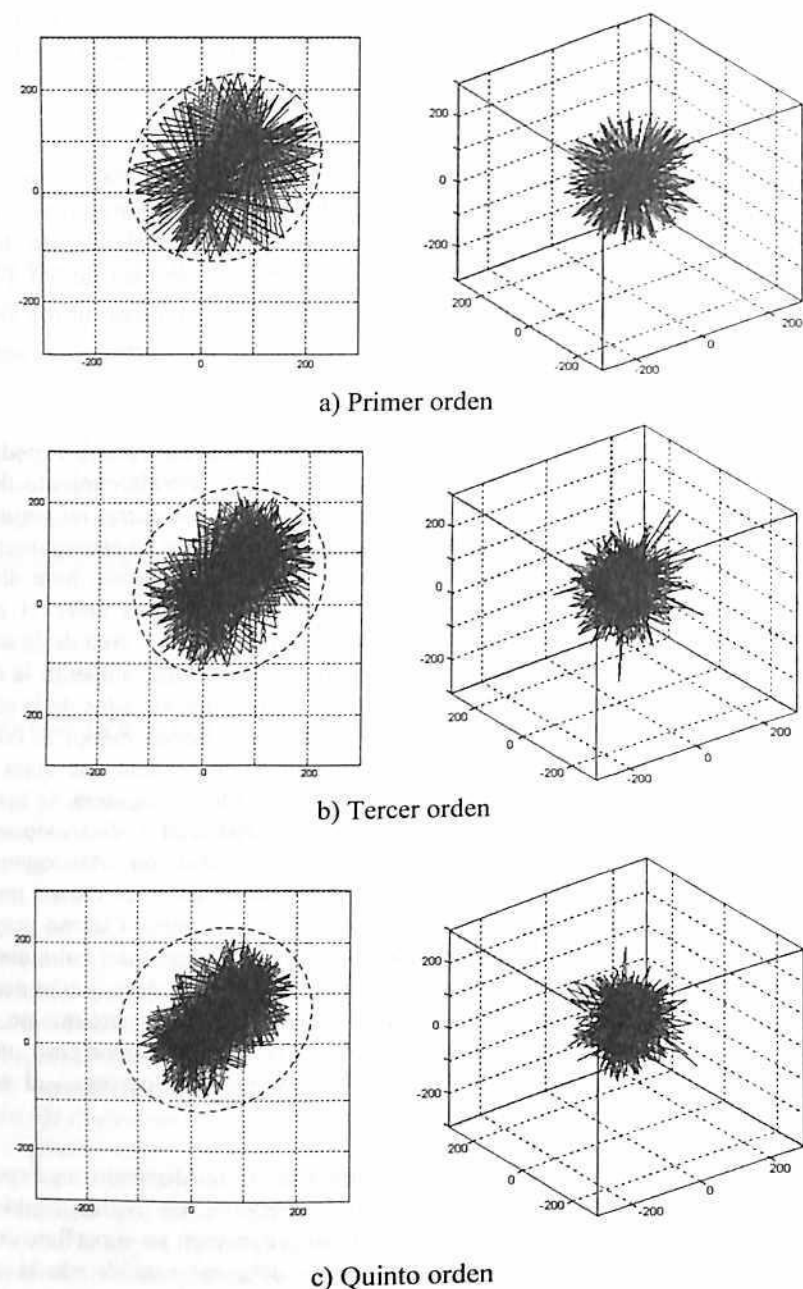
Para aportar luz a este problema se discute y analiza a continuación el volumen que aporta información al instante  $t$  de la coda, cuando se supone esparcimiento múltiple. No existe un método claro que nos permita definir este alcance espacial para que pueda ser usado para la regionalización de  $Q_1$ ,  $Q_2$  y  $Q_3$ , siguiendo la técnica de MLTWA. Un referente para este propósito fue planteado por Hoshiba (1993), quien ubicó valores de  $B_0$  y  $L_c^{-1}$  alrededor de varias estaciones en Japón, en un intento por conocer la distribución espacial de dichos parámetros.

El caso de esparcimiento simple es sencillo y queda claramente resuelto mediante las elipses, o elipsoides de Malin. Reflexionemos sobre el caso de esparcimiento doble. En el intervalo de tiempo definido por  $t$ , la onda ha salido del hipocentro, ha viajado hasta un primer obstáculo en el que ha sufrido un proceso dispersivo, o de esparcimiento, para viajar ahora a un segundo dispersor, tras lo que regresa a la estación para aportar su contribución energética a la coda observada. Cuando la distancia entre el primer y segundo dispersor es muy pequeña, ambos puntos se hallaran muy cerca de la superficie del elipsoide correspondiente a la dispersión simple, a medida que aumenta la distancia entre los dispersores, los puntos correspondientes se hallan más alejados de la superficie del elipsoide pero en su interior. Es decir se trata de un volumen menor al correspondiente al de primer orden pero que muestrea con mayor frecuencia una zona interior. Cuan menor sea el volumen correspondiente al segundo orden dependerá de la distancia mínima entre dispersores que está relacionada con la densidad y dimensiones de las heterogeneidades y, por lo tanto, con la longitud de extinción. Análogamente, el volumen muestreado por la onda que ha sufrido  $k$  esparcimientos es menor que el que ha sufrido  $k-1$  y mayor que el que ha sufrido  $k+1$ . Por otra parte, Cuanto mayor es el orden o el número de choques de la onda, mayor es la contribución del volumen cercano al segmento definido por el hipocentro y la estación. Esta breve descripción nos da una idea cualitativa de cómo el volumen involucrado en el caso de esparcimiento múltiple coincide con el del caso de esparcimiento simple, pero con un mayor peso, que crece con el orden de la dispersión considerada, de los volúmenes cercanos al segmento epicentro-estación.

Para obtener una imagen espacial de estos volúmenes, se ha diseñado un experimento numérico que permite evaluar el volumen que muestrean las ondas Coda bajo la hipótesis de múltiple dispersión. Este volumen, o su proyección en superficie cuando se considere una distribución superficial de obstáculos, debe ser considerado si se quiere proceder a regionalizar los factores de calidad  $Q_1$ ,  $Q_2$  y  $Q_3$ , correspondientes. En dicho experimento se retomaron las formulaciones planteadas en Hoshiba (1991) y Ugalde (1997) para seguir, mediante la técnica de Monte Carlo, el camino de una partícula energética que, saliendo del hipocentro regresa a la estación tras sufrir un número de choques en obstáculos, igual al orden de esparcimiento considerado (ver también el Anexo II).

\* Aquí la palabra "esparcimiento" traduce el vocablo inglés "scattering". Se usa también "esparcimiento" como sinónimo de "dispersión" ya que representa bien la redistribución energética en la interacción de la onda con el obstáculo o heterogeneidad y no se confunde con otros significados de "dispersión" relacionados con la variación de la velocidad con la frecuencia. Con todo, en esta memoria se utilizan de forma indistinta ambos términos





**Figura 4.2.** Ejemplos de resultados de la simulación por Montecarlo de las trayectoria de rayo en el proceso de dispersión. a) Caso de dispersión simple. b) Caso de dispersión de orden 3. c) Caso de dispersión de orden 5. Se observa cómo el volumen muestreado se acerca más al segmento definido por epicentro y estación al aumentar el orden de la dispersión. La simulación se ha hecho ubicando el hipocentro en la posición (0,0-100), la estación en la posición (100,100,0), ambas sobre un marco de referencia arbitrario con origen en (0,0,0), unidades en km, y un tiempo de coda de 100 s considerando una velocidad de propagación  $v=3.5\text{km/s}$ . (Para detalles de la simulación ver Anexo II)

La Figura 4.2 presenta tres ejemplos de simulación. La Figura 4.2 a) presenta el caso sencillo de dispersión simple. Todos los rayos regresan a la estación tras sufrir una sola interacción con un dispersor situado sobre la elipse de Malin tras salir del epicentro.

Las Figuras 4.2 b) y 4.2 c) representan los casos de esparcimientos de tercer y quinto orden respectivamente. Como no se ha puesto una distancia mínima entre dispersores en la simulación, se obtienen algunos puntos singulares que escapan del patrón común. En todos los casos se ha dibujado la elipse correspondiente a la dispersión simple.

Podemos observar que el patrón volumétrico no es sencillo. Una simulación de Montecarlo más fina, y un análisis cuantitativo de los volúmenes muestreados puede ayudar a hallar un algoritmo razonable que permita invertir los parámetros de atenuación total, intrínseca y dispersiva. Con todo, los resultados obtenidos con la inversión sencilla de los factores de calidad hallados mediante modelos de dispersión simple, la calidad de los datos disponibles y la simplicidad de los modelos utilizados nos han desaconsejado avanzar en este sentido ya que, a nuestro entender, los resultados esperados no justifican el esfuerzo requerido para el diseño de un procedimiento razonable de inversión. La discusión y análisis cualitativo que aquí se han presentado, deben permitir avanzar en esta línea, cuando mejoren tanto las hipótesis que sustentan los modelos de dispersión múltiple, como la calidad y cantidad de datos disponibles. Con todo, queda claro la información contenida en los resultados de atenuación obtenidos mediante hipótesis de dispersión múltiple, corresponde aproximadamente a un volumen muestreado similar al caso de dispersión simple, con un mayor peso en el volumen cercano al segmento determinado por hipocentro y estación. Así pues consideramos que los valores obtenidos en este estudio, tanto a partir de modelos de dispersión simple como múltiple representan bien las propiedades atenuativas de la litosfera de la zona estudiada.

#### 4.4 Resumen

A lo largo de este capítulo hemos revisado los aspectos conceptuales y teóricos más relevantes de las ondas coda, desde las hipótesis que explican su naturaleza, hasta sus características que permiten establecer las condiciones atenuativas del medio. Inicialmente, se han descrito los parámetros temporales y espaciales más convencionales en los estudios de atenuación, es busca de establecer referentes para su modelado. Posteriormente, se describen las dos perspectivas principales que se han utilizado para modelar la atenuación de las ondas de coda.

La primera se basa en la hipótesis de dispersión isótropa simple y recoge las ideas planteadas originalmente por Aki (1969), quien supuso que las ondas coda se propagan en un medio homogéneo e isótropo, donde las heterogeneidades se encuentran dispuestas de una manera aleatoria, pero uniformemente distribuidas en la parte más superficial de la Tierra, y donde fuente y receptor son coincidentes. Así mismo se expone la evolución de esta propuesta hacia los modelos de Retrodispersión Simple (Aki y Chouet, 1975) y Dispersión Isótropa Simple (Sato, 1977).

La segunda se fundamenta en hipótesis de dispersión múltiple isótropa y recoge diversas ideas de modelos teóricos que abordan el problema desde aproximaciones de transferencia de energía radiativa (Wu, 1985), o a partir de consideraciones de múltiples

recorridos en los modelos de dispersión simple. Esencialmente, se recoge la solución integral de Zeng, et al. (1991) y se expone cómo es posible discriminar la absorción intrínseca y la atenuación por dispersión. Por otra parte y debido a que se va a aplicar en este trabajo, se expone con bastante detalle, el Método de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo tal como fue propuesto por Hoshiba (1991), quien utiliza tres ventanas de tiempo consecutivas a partir de la llegada de las ondas S para obtener valores de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_c^{-1}$ .

Con el objeto de analizar la distribución espacial de los parámetros de atenuación hallados, se exponen los conceptos sobre los cuales es posible la regionalización de los parámetros de atenuación de las ondas coda. Desde la perspectiva de dispersión simple, se presenta una técnica que se fundamenta en los resultados hallados por Malin (1978), quien estudió soluciones de dispersión de primer orden para modelar ondas sísmicas en la Luna y la Tierra, y quien propuso que para un tiempo  $t$ , las amplitudes de coda se deben a las retro-dispersiones de las ondas primarias en los dispersores situados en elipses cuyos focos son la estación de registro y el epicentro del evento. Esta idea permite plantear una formulación matricial, que permite invertir la distribución espacial de los valores de  $Q_c$ .

Desde el punto de vista de dispersión múltiple se ha descrito y discutido el volumen muestreado por la coda, cuando se supone el esparcimiento múltiple, concluyendo que el volumen total involucrado coincide con el del caso de dispersión simple, ya que el caso múltiple lo contiene. Con todo la consideración del esparcimiento múltiple obliga a aumentar el peso de las regiones cercanas al segmento definido por hipocentro y estación. El procedimiento de la dispersión múltiple se ha simulado mediante la técnica de Monte Carlo, de forma que se ha visualizado cómo varía el volumen que contribuye a la formación de la coda cuando aumenta el orden de la dispersión. Un análisis más fino del problema aquí orientado es fundamental para diseñar algoritmos y procedimientos específicos que permitan invertir la distribución espacial de los parámetros de atenuación obtenidos bajo la hipótesis de esparcimiento múltiple. La simplicidad de las hipótesis de los modelos de dispersión múltiple actuales unido a la calidad y cantidad de datos que se prevé requieren estos procedimientos de inversión, han desaconsejado su puesta a punto en este trabajo. Con todo el esfuerzo realizado ha permitido explicitar cómo el volumen muestreado es fundamentalmente el mismo en ambas aproximaciones por lo que concluimos que los resultados que se obtendrán en la aplicación de los métodos y técnicas descritas en este capítulo tienen un alcance cortical o litosférico.

## CAPÍTULO 5

### Q DE CODA

### DISPERSIÓN ISÓTROPA SIMPLE

#### 5.1 Introducción

En éste y en el siguiente capítulo se aplican las técnicas y métodos descritos en el Capítulo 4 con el objetivo de analizar las características de la atenuación sísmica en el territorio Colombiano. Así, este Capítulo 5 se dedica a determinar el factor de calidad  $Q_c$  a partir del modelo de Retrodispersión Simple, propuesto por Aki y Chouet (1975), mientras que en el Capítulo 6 se utilizará la técnica de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo (*Multiple Lapse Time Window Analysis*, MLTWA) propuesto por Hoshiba (1991) para estimar las contribuciones, de la absorción y el esparcimiento, a la atenuación total. En ambos casos, los modelos descritos en el capítulo anterior, se aplican a un conjunto de sismogramas correspondientes a eventos ocurridos en el territorio colombiano entre 1992 y 1999.

Los resultados de atenuación obtenidos en ambos esquemas, permitirán contrastar las hipótesis geotectónicas analizadas en los capítulos 2 y 3, y permitirán mejorar nuestra visión sobre los procesos de subducción y distribución de anomalías sísmicas presentes en este sector de América del Sur. Por lo tanto, en el capítulo 7, trataremos de correlacionar anomalías de atenuación con observaciones geofísicas tales como anomalías de  $V_p$ , gravimetría, gradiente geotérmico y esfuerzos, en busca de constreñir las apreciaciones geotectónicas en el actual marco de Amenaza Sísmica.

#### 5.2 Datos

Fueron seleccionados 1200 eventos sísmicos en formato digital de las estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC) para el periodo comprendido entre diciembre de 1992 y junio de 1999; los registros analizados corresponden a sismos regionales o locales ocurridos en el territorio colombiano y registrados en la RSNC, que consta de 17 estaciones. Su selección, producto de una extensa depuración de registros, se basó en criterios como la claridad de llegadas de las fases P y S para el proceso de localización, la ausencia de superposición de señales y, particularmente para esta fase del trabajo, se tuvo especial cuidado en que la longitud del registro garantizara, como mínimo, 60 s de coda. Los eventos seleccionados fueron re-localizados mediante el pro-

grama HYPOCENTER (Lienert y Havskov, 1995) que se halla contenido dentro del paquete de programas SEISAN (Havskov y Ottemoller, 1999). Para ello se utilizó el modelo de velocidad 1D hallado en Capítulo 3. Los eventos seleccionados presentaron rangos de magnitud local  $M_L$  entre 2.9 y 6.0 y profundidades focales comprendidas entre 0.1 y 296 km.

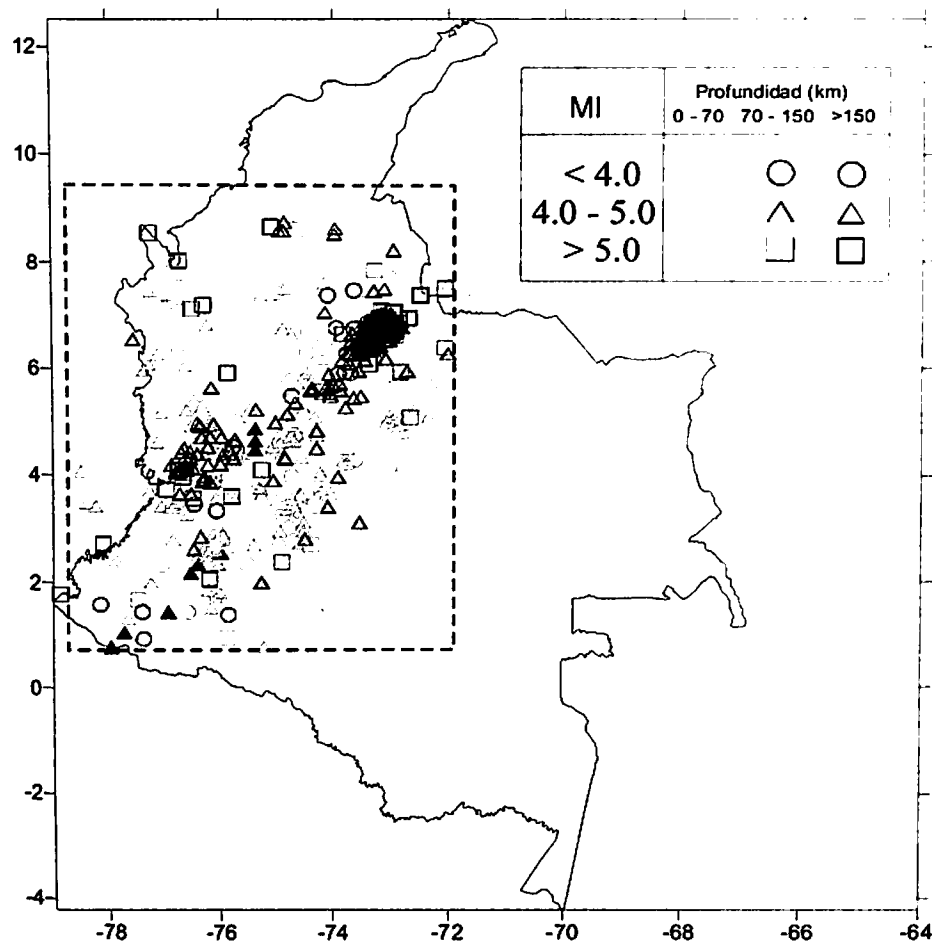


Figura 5.1. Distribución de los eventos utilizados para los análisis de atenuación de ondas Coda.

Con el objeto de restringir el estudio a la corteza y manto superior de la zona, se efectuó una segunda selección, reteniendo sólo los eventos cuya profundidad fuese inferior a los 160 km (ver Figura 5.1). Por otra parte, considerando que las distancias epicentrales de los sismos de la muestra variaban entre los 10 y los 900 km, se procesaron sólo los registros correspondientes a terremotos ocurridos a distancias inferiores a 255 km. De esta forma se evitaban eventos con distancias epicentrales excesivamente grandes, que podían muestrear regiones fuera del área de estudio o zonas demasiado profundas. Así pues, fueron procesados 1786 registros correspondientes a 1078 eventos.

Para tener en cuenta la dependencia frecuencial de los parámetros de atenuación, y teniendo en cuenta que las características de los instrumentos de registro permitían considerar una banda útil entre 1 y 20 Hz, se han considerado las bandas 1-2, 2-4, 4-6, 6-10, 10-14 y 14-19 Hz, centradas respectivamente en 1.5, 3.0, 5.0, 8.0, 12.0 y 16.5 Hz.

### 5.3 Dispersión Simple

Para la determinación del factor de calidad  $Q_c$ , a partir del Método de Retrodispersión Simple (Aki y Chouet, 1975), se ha aplicado el siguiente procedimiento:

1. Filtrado del sismograma.
2. Cálculo de la envolvente de energía a partir, de amplitudes medias cuadráticas, para  $t \pm 1$  s con ventanas deslizantes de 0.5 s.
3. Selección de una ventana temporal definida por el tiempo entre  $2(r/v)$  hasta  $2(r/v) + 60$  s desde el tiempo origen del sismo. Para ello se ha supuesto una velocidad de la onda S,  $v = 3.4$  km/s (Coral, 1987),
4. Ajuste de las amplitudes medias cuadráticas mediante regresión lineal por mínimos cuadrados. El valor de  $Q_c^{-1}$  se dedujo de la pendiente de la regresión. Sólo se han considerado amplitudes superiores a dos veces el nivel de ruido de fondo.
5. Sólo se consideran los valores de  $Q_c^{-1}$  para los que el ajuste por mínimos cuadrados presenta un coeficiente de correlación superior a 0.7.
6. Finalmente, se ajusta la ley de dependencia frecuencial,  $Q_c^{-1} = Q_0^{-1} f^{-\eta}$ . Para ello se usa el conjunto de valores de  $Q_c^{-1}$  hallados para las diferentes frecuencias.

Este procedimiento se aplica estación por estación.

#### 5.3.1 Dependencia de $Q_c$ con la frecuencia

La Tabla 5-I presenta los valores medios y desviaciones estándar de  $Q_c^{-1}$  hallados para las diferentes frecuencias de interés en las 17 estaciones. En la Figura 4.2 se presentan los ajustes por mínimos cuadrados de  $Q_c^{-1}$  con respecto a la frecuencia. Estos ajustes permitieron hallar las respectivas leyes de dependencia de  $Q_c^{-1}$  con la frecuencia (Tabla 5-II). Como se puede apreciar, existe una fuerte dependencia de la atenuación con la frecuencia.

De igual manera, en la Figura 5.3 se presentan valores de  $Q_0^{-1}$  y  $\eta$  para cada estación sísmica. Se observa que la mayoría de las estaciones tiene valores de  $\eta$  entre 0.7 y 1.0. De acuerdo con Singh y Herrmann (1983) estas zonas, donde existe una moderada dependencia frecuencial, son asociables a regiones tectónicamente activas; Xie y Mitchell (1990) para coda-Q de ondas Lg en África continental hallaron tendencias parecidas, mientras que Nuttli (1988) sugiere que esta relación se observa en todo el mundo, en general.

Banda Frecuencial (Hz)	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ BAR	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ BET	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ CHI	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ CRU	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ CUM	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ FLO
1-2	12.8±6.5	10.0±4.3	11.3±3.6	10.2±3.3	10.4±2.3	10.0±3.8
2-4	6.9±2.6	5.9±2.0	6.8±1.7	6.6±1.8	6.3±1.2	6.5±1.8
4-6	4.8±1.4	3.7±1.3	4.4±1.3	4.2±1.6	5.1±0.9	3.5±1.0
6-10	3.1±0.7	2.6±0.8	2.6±0.6	2.7±0.9	3.5±0.4	2.2±0.6
10-14	2.2±0.4	1.8±0.6	1.7±0.4	1.9±0.7	2.6±0.3	1.5±0.5
14-19	1.7±0.3	1.4±0.5	1.3±0.4	1.5±0.6	2.1±0.2	1.2±0.4

Banda Frecuencial (Hz)	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ GUA	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ HEL	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ MAL	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ MUN	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ NOR	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ OCA
1-2	8.8±1.1	12.5±3.8	8.1±3.1	13.8±4.5	11.8±4.3	8.3±1.9
2-4	5.8±2.1	7.7±1.4	7.3±1.4	8.0±2.0	7.6±2.0	5.0±1.2
4-6	3.8±1.1	5.1±1.0	5.9±1.4	5.7±1.5	5.2±1.4	3.8±0.7
6-10	2.5±0.2	3.4±0.6	3.5±1.1	3.5±1.1	3.4±0.9	2.7±0.3
10-14	1.8±0.3	2.4±0.5	2.4±0.9	2.4±0.9	2.4±0.6	2.0±0.3
14-19	1.4±0.5	1.8±0.4	1.8±0.8	1.8±0.8	1.8±0.5	1.7±0.2

Banda Frecuencial (Hz)	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ PRA	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ ROS	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ RUS	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ SOL	$Q_c^{-1} \cdot 10^3$ TOL
1-2	11.8±5.2	13.8±3.9	7.8±2.9	9.7±3.2	14.6±4.3
2-4	7.6±2.3	7.8±2.1	4.9±1.5	7.4±2.0	8.3±2.1
4-6	5.1±1.4	5.0±1.4	3.6±0.7	4.4±1.6	5.3±1.5
6-10	3.4±0.7	3.0±0.9	2.6±0.6	3.2±2.4	3.0±0.8
10-14	2.4±0.5	2.0±0.7	2.0±0.5	2.3±1.8	2.0±0.6
14-19	1.8±0.5	1.5±0.5	1.6±0.5	1.9±1.5	1.4±0.5

Tabla 5-1. Valores promedio y desviaciones estándar de  $Q_c^{-1}$  hallados para todas las estaciones en los rangos de frecuencias 1.0 - 2.0 Hz, 2.0 - 4.0 Hz, 4.0 - 6.0 Hz, 6.0 - 10.0 Hz, 10.0 - 14.0 Hz y 14.0 - 19.0 Hz.

Sólo tres estaciones presentan  $\eta$  entre 0.6 y 0.7, dos de las cuales se encuentran muy cerca de la zona epicentral del Nido Sísmico de Bucaramanga (OCA y RUS). Es posible que dicha sismicidad, de carácter relativamente profundo, al llegar a dichas estaciones con bajo ángulo de incidencia, presente una coda que recoge en menor grado los efectos de las heterogeneidades laterales en superficie. Otra posibilidad estaría relacionada con su contexto litológico, pues ambas estaciones se encuentran ubicadas sobre antiguas rocas metamórficas (Macizo de Santander y Macizo de la Floresta), que forman parte del núcleo de la Cordillera Oriental.

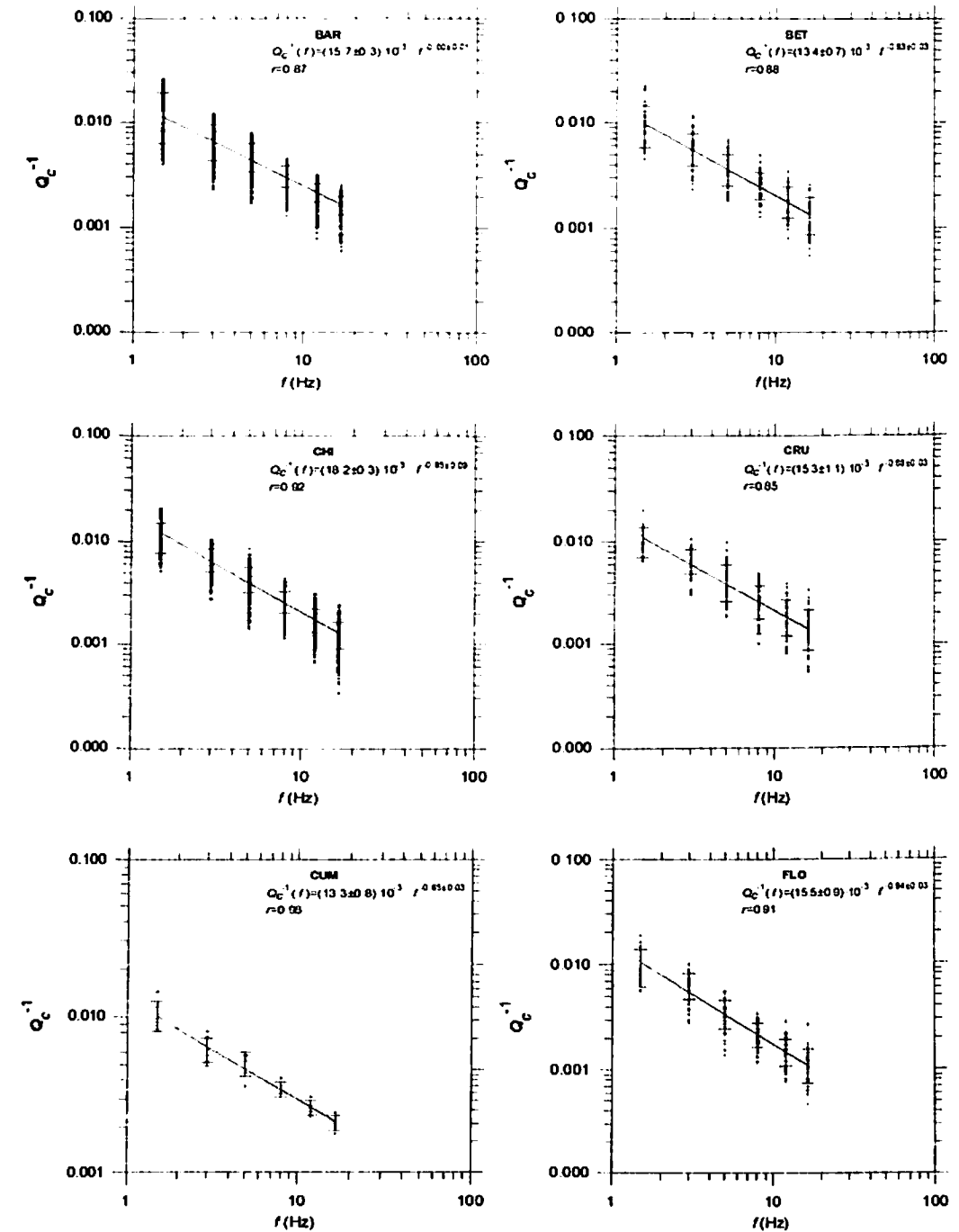


Figura 5.2-a. Leyes de dependencia de  $Q_c^{-1}$  con la frecuencia para las estaciones, BAR, BET, CHI, CRU, CUM y FLO. de la RSNC.

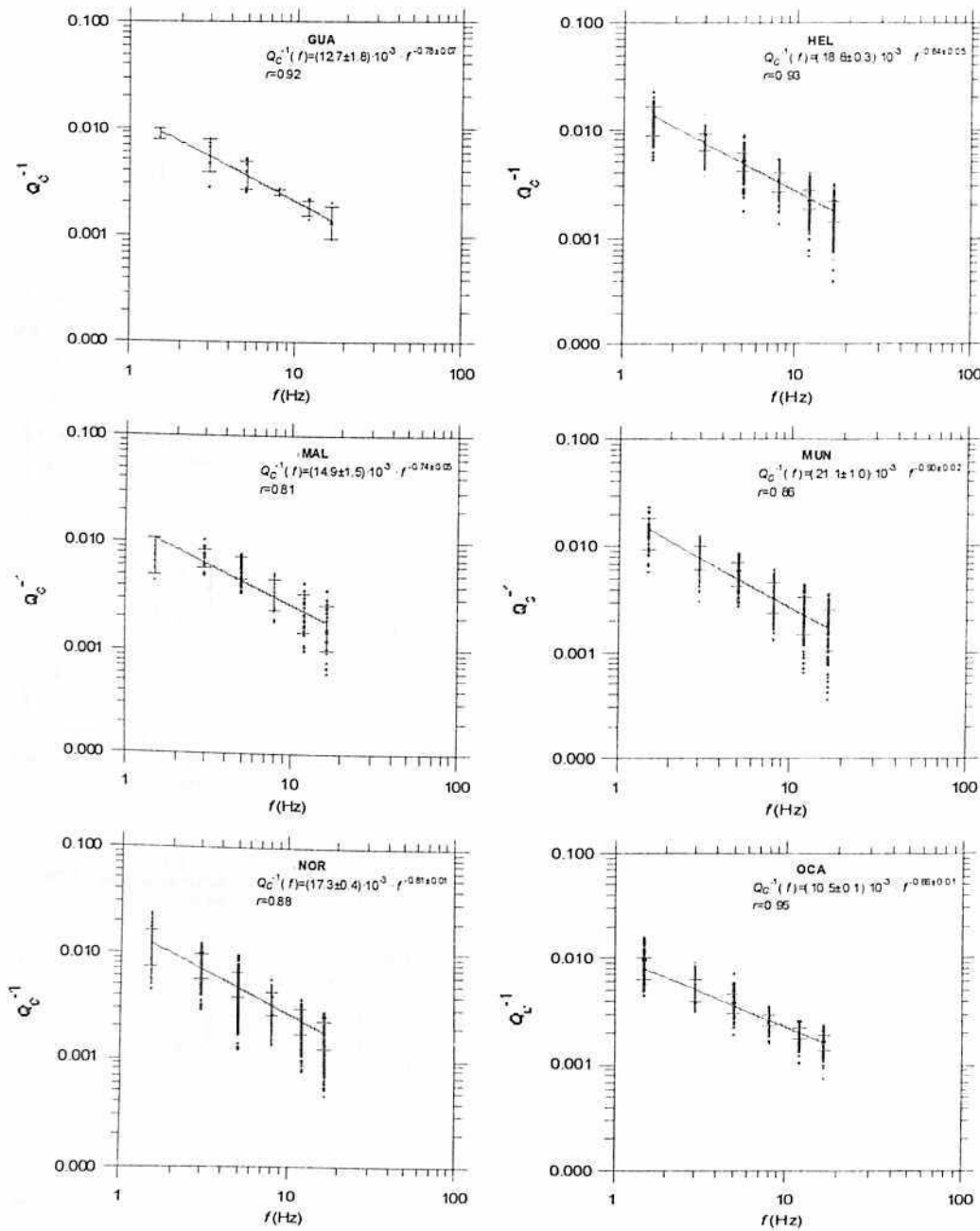


Figura 5.2-b. Leyes de dependencia de  $Q_c^{-1}$  con la frecuencia para las estaciones, GUA, HEL, MAL, MUN, NOR y OCA, de la RSNC.

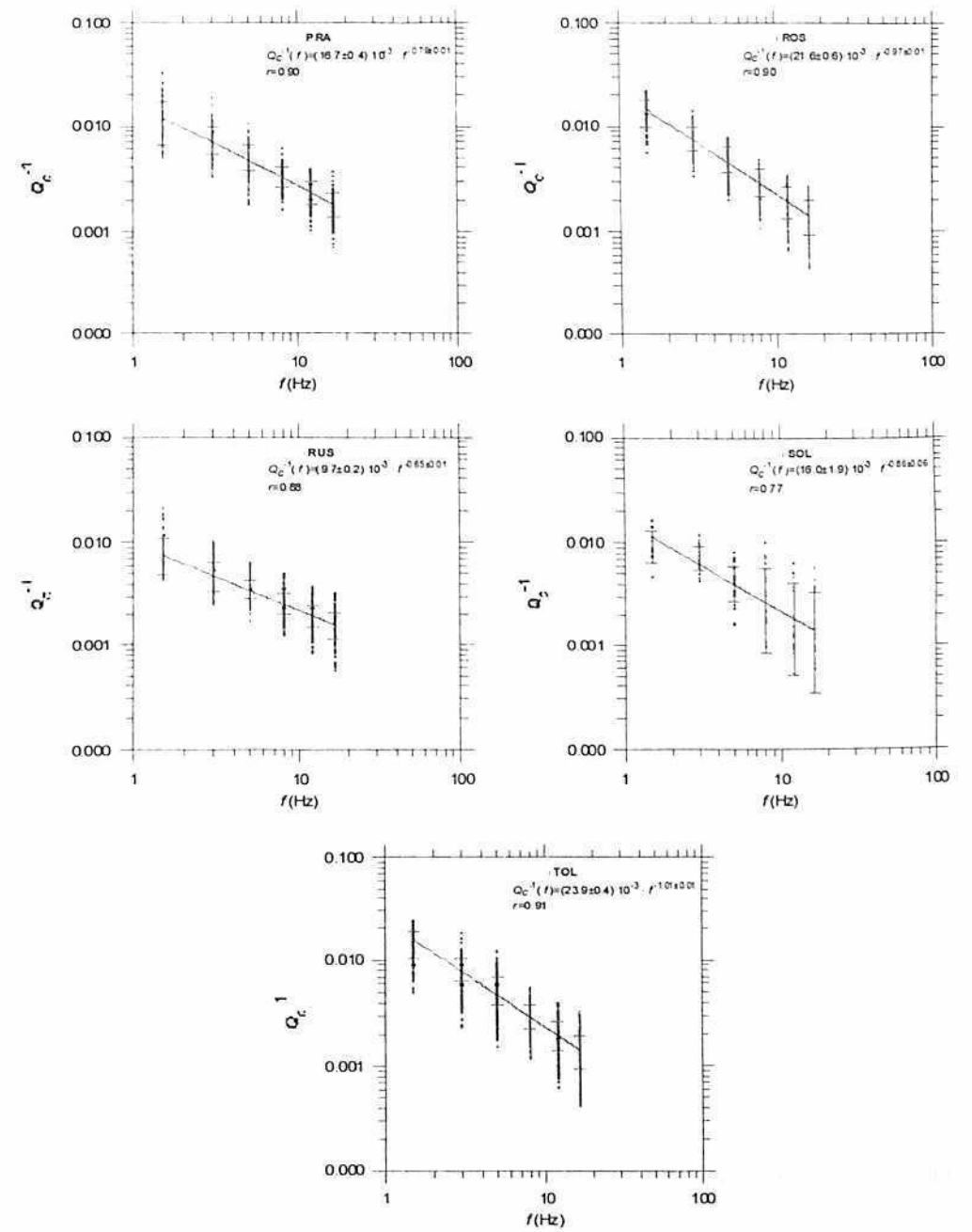


Figura 5.2-c. Leyes de dependencia de  $Q_c^{-1}$  con la frecuencia para las estaciones PRA, ROS, RUS, SOL Y TOL, de la RSNC.

Estación	Ley de dependencia frecuencial
BAR	$Q_c^{-1}(f) = (15.7 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} f^{(-0.80 \pm 0.01)}$
BET	$Q_c^{-1}(f) = (13.4 \pm 0.7) \cdot 10^{-3} f^{(-0.83 \pm 0.03)}$
CHI	$Q_c^{-1}(f) = (18.2 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} f^{(-0.95 \pm 0.01)}$
CRU	$Q_c^{-1}(f) = (15.3 \pm 1.1) \cdot 10^{-3} f^{(-0.86 \pm 0.03)}$
CUM	$Q_c^{-1}(f) = (13.3 \pm 0.8) \cdot 10^{-3} f^{(-0.65 \pm 0.03)}$
FLO	$Q_c^{-1}(f) = (15.5 \pm 0.9) \cdot 10^{-3} f^{(-0.94 \pm 0.03)}$
GUA	$Q_c^{-1}(f) = (12.7 \pm 1.8) \cdot 10^{-3} f^{(-0.78 \pm 0.07)}$
HEL	$Q_c^{-1}(f) = (18.8 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} f^{(-0.84 \pm 0.01)}$
MAL	$Q_c^{-1}(f) = (14.9 \pm 1.5) \cdot 10^{-3} f^{(-0.74 \pm 0.05)}$
MUN	$Q_c^{-1}(f) = (21.1 \pm 1.0) \cdot 10^{-3} f^{(-0.90 \pm 0.02)}$
NOR	$Q_c^{-1}(f) = (17.3 \pm 0.4) \cdot 10^{-3} f^{(-0.81 \pm 0.01)}$
OCA	$Q_c^{-1}(f) = (10.5 \pm 0.1) \cdot 10^{-3} f^{(-0.66 \pm 0.01)}$
PRA	$Q_c^{-1}(f) = (16.7 \pm 0.4) \cdot 10^{-3} f^{(-0.79 \pm 0.01)}$
ROS	$Q_c^{-1}(f) = (21.6 \pm 0.6) \cdot 10^{-3} f^{(-0.97 \pm 0.01)}$
RUS	$Q_c^{-1}(f) = (9.7 \pm 0.2) \cdot 10^{-3} f^{(-0.65 \pm 0.01)}$
SOL	$Q_c^{-1}(f) = (16.0 \pm 1.9) \cdot 10^{-3} f^{(-0.86 \pm 0.06)}$
TOL	$Q_c^{-1}(f) = (23.9 \pm 0.4) \cdot 10^{-3} f^{(-1.01 \pm 0.01)}$

Tabla 5-II. Leyes de dependencia frecuencial de la atenuación para las estaciones de la RSNC.

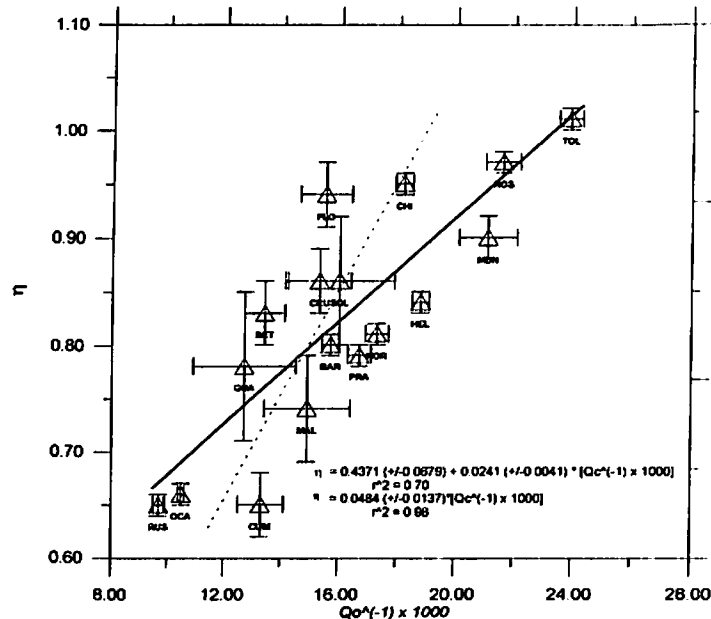


Figura 5.3. Valores de la dependencia frecuencial  $\eta$ , en función del inverso del factor de calidad  $Q_c^{-1}$ , para las estaciones de la RSNC, con sus errores asociados. Se observa una notable correlación entre la atenuación y la dependencia frecuencial. Atenuaciones elevadas se corresponden con importantes dependencias frecuenciales. Se han ajustado dos rectas de regresión cuyas ecuaciones y gráficas se indican. (Véase explicación en el texto).

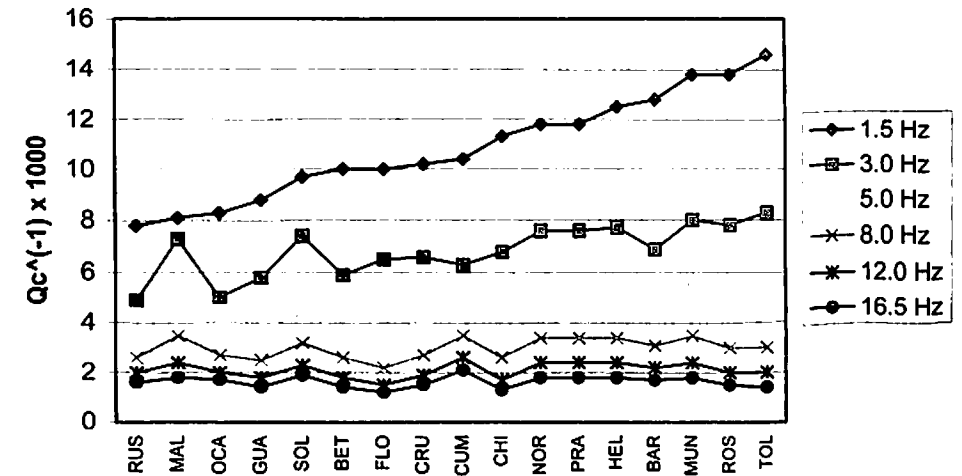


Figura 5.4. Leyes de dependencia de  $Q_c^{-1}$  con la frecuencia para las estaciones de la RSNC.

Por su parte, la tercera estación (CUM) al ser calculada su  $\eta$  con pocos datos, puede ser considerada poco resolutive, pues se esperan efectos superficiales relacionados con varios sistemas de fallas que recorren la zona. La más alta atenuación de coda y la mayor dependencia frecuencial es hallada en TOL, la cual es localizada en el complejo volcánico Ruiz – Tolima.

En la Figura 5.4 se ha dispuesto el valor de atenuación para las diferentes frecuencias con respecto a cada estación. Al ordenar ascendentemente los valores de atenuación en función de la frecuencia más baja, se detecta que a 1.5 Hz las estaciones CUM, CHI, NOR, PRA, HEL, BAR, MUN, ROS y TOL presentan los mayores valores de atenuación, y que dichas estaciones se encuentran ubicadas en la región central de los Andes de Colombia que, como se ha visto, es una zona tectónicamente activa.

A frecuencias de 3, 5 y 8 Hz, las estaciones MAL y SOL presentan valores anómalos a la tendencia general, mientras que para todas las frecuencias, las estaciones RUS, OCA, GUA, BET y FLO presentan los valores más bajos de atenuación. Particularmente las estaciones GUA y FLO se encuentran ubicadas sobre regiones cratónicas estables, mientras que BET, forma parte de rocas antiguas que pertenecen al núcleo de la Cordillera Oriental.

Finalmente, dos estaciones presentaron mayor dispersión en los datos utilizados para la regresión (MAL y SOL), únicas ubicadas en la Costa Pacífica colombiana; es posible que su ubicación favorezca tanto la detección de condiciones de atenuación dispersiva para la sismicidad superficial continental, como otros procesos provenientes de la sismicidad de la zona de subducción ó de los efectos superficiales de la capa de agua. Desgraciadamente los pocos datos en estas estaciones impedirán evaluar tales hipótesis mediante el método del MLTWA.

### 5.3.2 Correlación cuantitativa entre $Q_c^{-1}$ a 1 Hz y el exponente $\eta$

Numerosos estudios observacionales llevados a cabo en diferentes ambientes tectónicos del mundo, han puesto de manifiesto una importante correlación entre los valores del factor de calidad a 1 Hz y el exponente de la ley potencial de dependencia frecuencial del factor de calidad. Valores altos del exponente van asociados a atenuaciones elevadas y se hallan en zonas de tectónica activa y de amenaza sísmica intermedia o alta, con aceleraciones máximas esperadas para un periodo de retorno de 500 años, superiores al 10% de la aceleración de la gravedad. Valores altos del factor de calidad van asociados a bajas dependencias frecuenciales y se hallan en regiones tectónicamente estables, geológicamente antiguas y con bajo riesgo sísmico. Sin embargo, nadie hasta la fecha ha establecido una correlación cuantitativa entre ambos parámetros. La Figura 5.3 sugiere la existencia de una relación cuantitativa entre ambos parámetros para la zona de estudio, de forma que se han ajustado dos rectas de regresión por mínimos cuadrados. Las dos rectas ensayadas son de la forma.  $y=ax$  y  $y=ax+b$  y se han obtenido los siguientes resultados:

$$\eta = \frac{0.0483652(\pm 0.0137)}{Q_0} \times 10^3 \quad (5.1)$$

con un coeficiente de correlación:  $r^2=0.98$ , y,

$$\eta = \frac{0.0241(\pm 0.0041)}{Q_0} \times 10^3 + 0.4371(\pm 0.067) \quad (5.2)$$

con un coeficiente de correlación inferior:  $r^2=0.70$ .

En la Figura 5.3, la línea a trazos corresponde a la recta definida por la ecuación 5.1 mientras que la de trazo continuo corresponde a la recta definida en la ecuación 5.2.

Para mejor comprender el significado de esta relación, la Figura 5.5 presenta el mapa de amenaza sísmica de Colombia y la Figura 5.6 detalla los niveles de aceleración básica de diseño que se corresponde con la aceleración efectiva esperada para un periodo de retorno de 500 años (AIS, 1996). Observamos cómo la zona de estudio queda mayoritariamente contenida dentro de las zonas de amenaza intermedia y alta, con aceleraciones típicas superiores al 10 % de la gravedad, mientras que las pequeñas zonas incluidas en el cuadrado de las Figuras 5.5 y 5.6, que contienen áreas de amenaza baja, están mal representadas por nuestros datos, estaciones y sismos. Por lo tanto concluimos que está de acuerdo con los resultados de otros estudios, hallar valores bajos del factor de calidad  $Q_0$ , digamos del orden o menores que 100, y valores elevados del exponente  $\eta$ , digamos mayores que 0.5. Efectivamente es lo que se obtiene. En la Figura 5.3 observamos cómo los valores del exponente se hallan entre 0.6 y 1.1, mientras que los del factor de calidad se hallan entre 42 y 103. No es de esperar que la resolución de nuestros datos y modelos así como los métodos utilizados en la definición de la peligrosidad y amenaza sísmicas nos vayan a permitir avanzar mucho más en la relación de la amenaza y la atenuación de la coda.

### 5.4 Regionalización de $Q_c$

Existen diferentes técnicas para regionalizar. Singh y Herrmann (1983) utilizan una técnica que implica un seguimiento de los rayos desde su salida del epicentro, dispersión en la elipse determinada por el tiempo de observación y regreso a la estación. Este procedimiento involucra una inversión que ha sido descrita en detalle en el Capítulo 4. Ya Singh y Herrmann (1983) notaron la dificultad de la técnica para resolver regiones complejas. El mismo problema encontró Pujades (1987) al analizar la distribución de  $Q$  de coda en la Península Ibérica. Probablemente por este motivo Jin y Aki (1988) optaron por una técnica expedita que se limita a asignar las determinaciones del parámetro atenuativo al punto medio entre la estación y el epicentro. En este trabajo se ensayan ambas técnicas. Con todo y en previsión de la complejidad del territorio a regionalizar y para orientar la tarea de regionalización se ha considerado oportuno investigar las tendencias indicadas por los valores de atenuación establecidos para el conjunto de estaciones que recubren el país como paso previo a una regionalización masiva.

#### 5.4.1 Buscando un modelo regional preliminar

Así pues, hemos visto ya cómo la complejidad geotectónica de la zona y la baja resolución de nuestros datos, así como también de la técnica de estimación del factor de calidad, dificultan observar diferencias significativas, entre los parámetros de atenuación, que puedan asignarse a diferencias regionales. Ha quedado claro que los valores obtenidos corresponden a un área con tectónica activa y de elevado riesgo sísmico.

Estación	Zona	Aa (g)	$1000 \cdot Q_c^{-1}$ a 1.5 Hz	$1000 \cdot Q_0^{-1}$	$\eta$	Lon W	Lat N
BAR	Amenaza Alta	0.25	13	16	0.80	73.18	6.64
BET		0.25	10	13	0.83	75.44	2.68
CHI		0.30	11	18	0.95	73.73	4.63
CRU		0.35	10	15	0.86	76.95	1.50
CUM		0.35	10	13	0.65	77.84	0.86
MAL		0.35	8	15	0.74	77.33	4.01
MUN		0.25	14	21	0.90	76.96	2.47
PRA		0.30	12	17	0.79	74.90	3.70
SOL		0.35	10	16	0.86	77.46	6.37
RUS		0.25	13	10	0.65	73.08	5.93
HEL	Amenaza Intermedia	0.20	8	19	0.84	75.55	6.23
NOR		0.20	12	17	0.81	74.89	5.60
OCA		0.15	8	10	0.66	73.32	8.24
ROS		0.20	14	22	0.97	74.33	4.86
TOL		0.20	15	24	1.01	75.34	4.59

Tabla 5-III. Estaciones de la red Sísmica Nacional, con su situación en las zonas de amenaza sísmica y aceleración efectiva esperada, parámetros de atenuación hallados y coordenadas geográficas.



Figura 5.5. Mapa de amenaza sísmica de Colombia. El cuadrado indica la zona de estudio. Se observa cómo la mayor parte de la zona de estudio se encuentra en zonas de peligrosidad intermedia o alta. Las zonas de amenaza baja no están suficientemente muestreadas por nuestras estaciones y sismos.

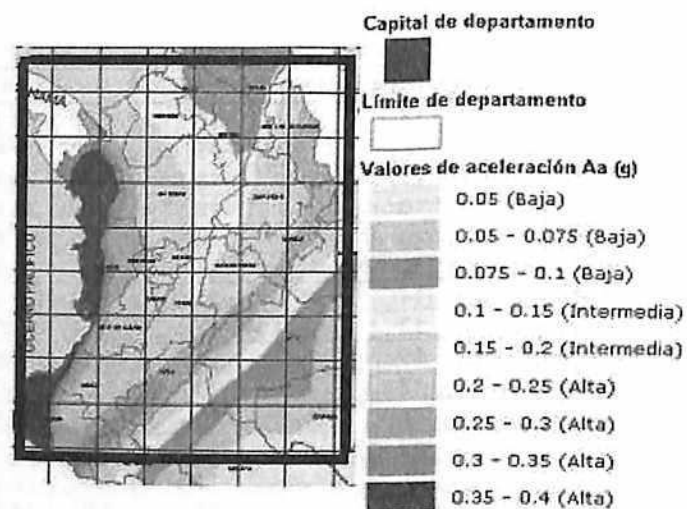


Figura 5.6. Detalle de los niveles de aceleración sísmica esperada en el territorio Colombiano. Se observa cómo el área de estudio queda mayoritariamente dentro de áreas con aceleración superior a 0.10 g. Las zonas con aceleraciones menores no quedan suficientemente muestreadas por nuestros datos.

Como paso previo a la regionalización y para avanzar en el establecimiento de patrones regionales de atenuación vamos a analizar si existe alguna correlación entre las zonas de amenaza intermedia y alta y la atenuación correspondiente. Por otra parte, el mapa de amenaza sísmica parece sugerir un patrón que correlaciona con la longitud oeste. Para analizar y discutir estos dos aspectos, la Tabla 5-III, presenta las estaciones junto con la siguiente información: pertenencia a las zonas de Amenaza Alta (AA) o Amenaza Intermedia (AI), valores de la aceleración efectiva esperada  $A_a$ , valores de  $1000 \cdot Q_c^{-1}$  a 1.5 Hz (ver Tabla 5-I), valores de  $1000 \cdot Q_{10}^{-1}$  obtenidos en el ajuste de la ley de dependencia frecuencial, exponente  $\eta$  correspondiente, longitud Oeste y latitud Norte.

La Figura 5.7 separa las estaciones incluidas en la zona de amenaza alta de las incluidas en la zona de amenaza intermedia. No se observa una correlación clara entre las zonas de amenaza sísmica y los factores de calidad. Se puede afirmar que la atenuación es alta en ambas zonas, con ligeras variaciones dentro de ellas. Con todo, los máximos y mínimos de atenuación se dan en la zona de amenaza intermedia; la máxima atenuación se obtiene en TOL situada justo encima del eje volcánico central y la mínima en OCA situada en el Norte y escorada hacia el Este del País. HEL también presenta una atenuación baja. No se puede afirmar mucho más.

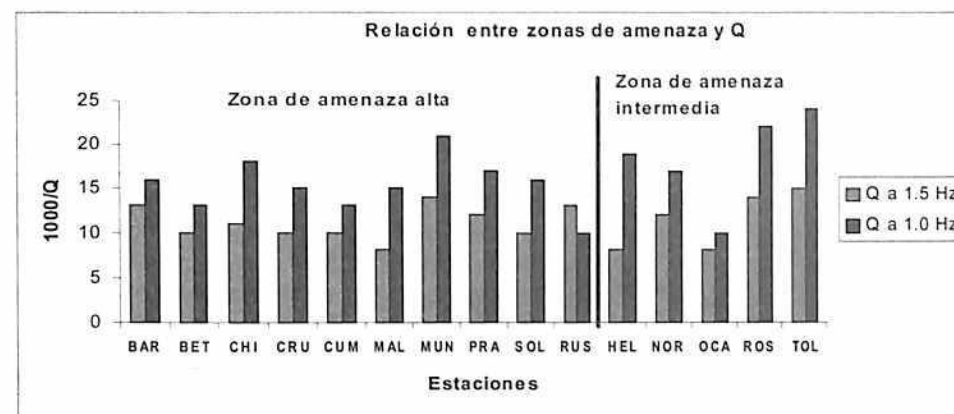
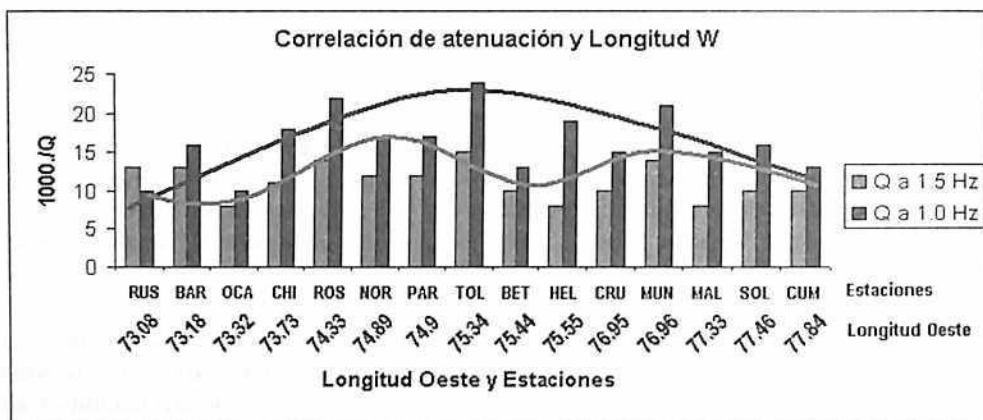


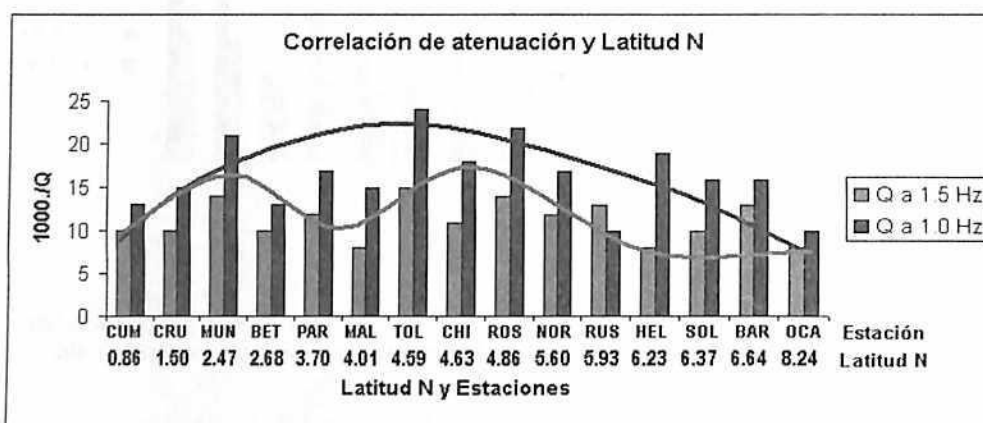
Figura 5.7. Correlación de los factores de calidad con las zonas de amenaza sísmica. No se observa una correlación clara entre las zonas de amenaza sísmica alta e intermedia y los factores de calidad.

Análogamente en la Figura 5.8 se analiza la posible dependencia de la atenuación con la longitud Oeste. Se observan indicios de una variación lateral de la atenuación que crece hacia el centro del País. De hecho la máxima atenuación se obtiene para la estación TOL que se sitúa justamente encima del eje volcánico central. Con todo esta tendencia no es lineal, pues se superpone a una variación lateral no tan sencilla. Esta tendencia se indica en la Figura 5.8 y presenta oscilaciones laterales de la atenuación, con dos mínimos relativos sobre las estaciones de OCA y HEL. OCA es la estación más septentrional y HEL se halla también ligeramente escorada hacia el Norte del País.





**Figura 5.8.** Correlación de los factores de calidad con la Longitud. Se observa una tendencia a aumentar la atenuación hacia longitudes centrales, coincidentes con el centro del país. La mayor atenuación se obtiene en la estación de Tol, justo encima del eje volcánico central (ver también Figuras 3.12 y 5.10.) Sobre esta tendencia global se superponen oscilaciones en los valores de la atenuación que se indican con la línea verde. La atenuación en la costa del pacífico (Lon 78° W) es ligeramente mayor que en el interior del continente (Lon 73° W).



**Figura 5.9.** Correlación de los factores de calidad con la Latitud. Se observa una tendencia a aumentar la atenuación hacia latitudes centrales, coincidentes con el centro del país. La mayor atenuación se obtiene en la estación de Tol, justo encima del eje volcánico central (ver también Figuras 3.12 y 5.10.) Sobre esta tendencia global se superponen oscilaciones en los valores de la atenuación que se indican con la línea verde. La atenuación en el Sur (Lat. 0.86 N) es ligeramente mayor que en el Norte (Lat. 8.24 N).

En la Figura 5.9 se realiza el mismo ejercicio que en la Figura 5.8 pero considerando la variación de la atenuación con la Latitud Norte. De forma análoga podemos observar

dos tendencias en la atenuación que es máxima en el centro del país, en la estación TOL. Una segunda tendencia, superpuesta a esta, indica cómo los mínimos locales de MAL y HEL se sitúan respectivamente al sur y norte de TOL.

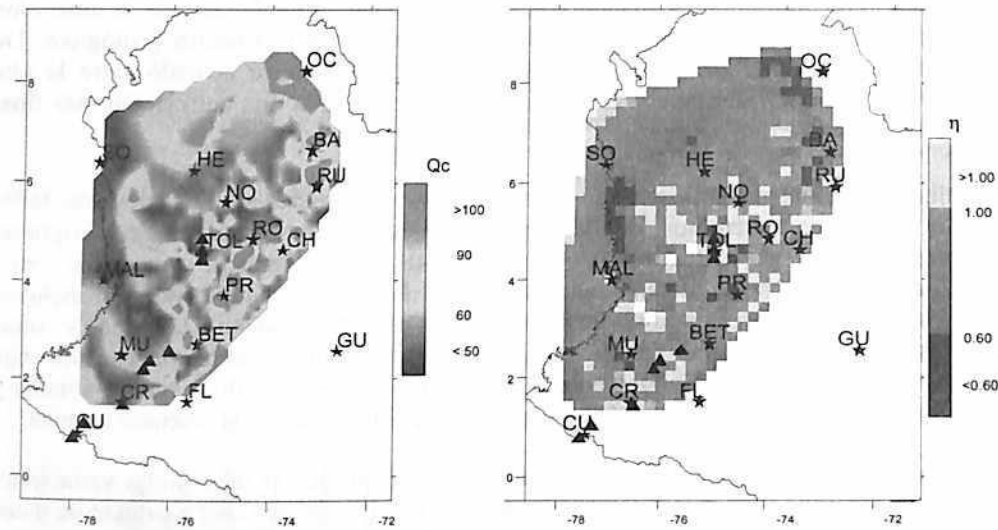
A pesar de las diferencias entre los valores del factor de calidad hallado a la frecuencia de 1.5 Hz y de los de  $Q_0$  resultante de los ajustes de la ley de dependencia frecuencial, las tendencias observadas se mantienen razonablemente bien en ambos casos. Por lo tanto podemos concluir que si bien no existe un claro patrón atenuativo en el territorio Colombiano, ha sido posible observar tendencias que indican un patrón complejo. Sin duda se mantiene una tendencia Este-Oeste parecida a la que indica el mapa de zonificación sísmica del País pero existe una mayor complejidad también en la dirección Sur-Norte. Podemos intuir una mayor atenuación en el Sur y el centro del País que en el Oeste y Norte aunque los valores del factor de calidad se mantienen con valores en torno a 100. Por otra parte la ausencia de una correlación fina entre las tendencias preliminares de los patrones de atenuación y el mapa de amenaza sísmica del país se debe, fundamentalmente, a que en la zonificación sísmica tienen escaso o nulo peso fenómenos importantes atenuativos, como por ejemplo los fenómenos de absorción energética en las cámaras magmáticas de los volcanes y otros aspectos geológicos. De esta forma podemos decir que, a nivel global, existe un buen acuerdo entre la alta peligrosidad sísmica del país y la alta atenuación, pero falla una correlación más fina, probablemente por que no exista.

El peligro o amenaza sísmicos están dominados por la actividad sísmica relevante, fallas activas y grandes terremotos, donde existen, y las amplitudes esperadas se transportan mediante leyes de atenuación, generalmente macrosísmicas, que son sólo aproximaciones groseras al fenómeno atenuativo. Los procesos de atenuación incluyen muchos otros factores que incluyen el nivel de fracturación, la edad y otras características geológicas de las rocas y suelos, así como otros efectos relacionados con la absorción intrínseca. Posiblemente en un futuro podremos utilizar nuestros datos y resultados de atenuación para mejorar y afinar las predicciones de la amenaza sísmica.

A pesar de que intuimos ya que la complejidad geotectónica de la zona, las variaciones relativamente pequeñas de la atenuación en el territorio y la cantidad y calidad de datos disponibles, así como a la simplicidad de los modelos que sustentan los procedimientos de regionalización van a hacer difícil establecer conclusiones sencillas sobre las variaciones regionales y locales del factor de calidad de las ondas de coda, se ha considerado interesante mejorar la visión de las variaciones laterales de la atenuación mediante la regionalización de los parámetros de atenuación. Se presentan a continuación los resultados obtenidos al aplicar técnicas basadas en el punto medio epicentro-estación, y en la inversión de los tiempos de viaje. La técnica del punto medio es de gran sencillez, pero tiende a suavizar las variaciones laterales de la atenuación, modificando la situación de zonas con valores extremos de atenuación cuando las estaciones o los epicentros se hallan fuera de ellas. La técnica de inversión es más fiel a la distribución del parámetro regionalizado pero presenta importantes problemas numéricos y requiere un cubrimiento muy fino de las zonas a regionalizar.

### 5.4.2 Regionalización por el punto medio

Para regionalizar los valores de  $Q_0$  y  $\eta$  mediante la asignación del valor al punto medio estación-epicentro, fueron consideradas sólo distancias epicentrales inferiores a 250 km, pues a mayores distancias, los eventos se reducían sustancialmente, haciendo poco representativa la regionalización. Esta restricción ha dejado fuera de la regionalización la estación de GUA. Por otra parte, el área cubierta mediante esta técnica es menor debido a la atracción de la información hacia el centro de la zona de estudio. La Figura 5.10, presenta los resultados obtenidos. Se ha efectuado el mismo procedimiento para los valores del factor de calidad a 1 Hz,  $Q_0$ , a la izquierda y el exponente,  $\eta$ , a la derecha de la Figura. En la construcción de ambos mapas se eligió un interpolador lineal triangular; por lo tanto podemos afirmar que los mapas se dibujan sólo en la región donde existen datos. La observación y análisis de la Figura 5.10 permiten apreciar las siguientes tendencias atenuativas:



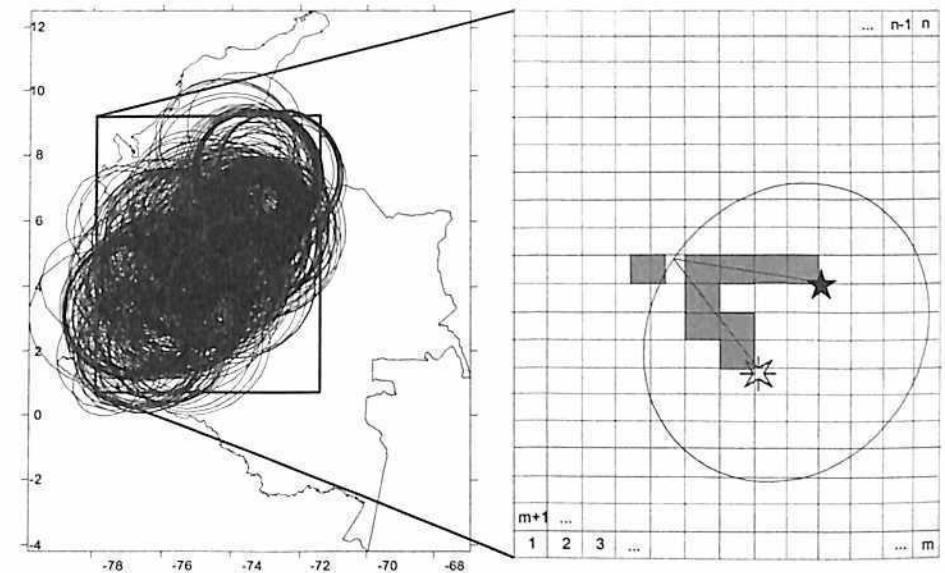
**Figura 5.10.** Valores de  $Q_0$  y  $\eta$  para el territorio colombiano a partir de punto medio entre estación-epicentro. Se han sobrepuesto las estaciones para una mayor claridad de interpretación.

- Presencia de zonas de baja atenuación hacia el sector norte y nororiente.
- Existencia de una franja de baja atenuación con orientación NE en el sector oriental, la cual se encuentra limitada por franjas de alta atenuación.
- Hacia el centro y sur se aprecian valores de alta atenuación relacionados con los ejes volcánicos.
- Altas atenuaciones en el sector occidental, donde además aparecen zonas aisladas con bajas atenuaciones, como el Bloque Chocó, donde igualmente coinciden bajos valores de  $\eta$ .

- Presencia de una región con dirección aproximada E-W hacia la latitud  $4^\circ\text{N}$ , donde dominan altas atenuaciones con altos valores de  $\eta$ .

### 5.4.3 Regionalización por inversión

Para contrastar la anterior regionalización, se ha calculado también la distribución de la atenuación mediante el esquema de inversión planteado en las ecuaciones (4.34) a (4.37). En la Figura 5.11, se ilustra el conjunto de elipses que cubren la región donde se aplicó la inversión para lo que se usó una malla de celdas regularmente espaciadas y de dimensiones  $0.35^\circ \times 0.35^\circ$ .



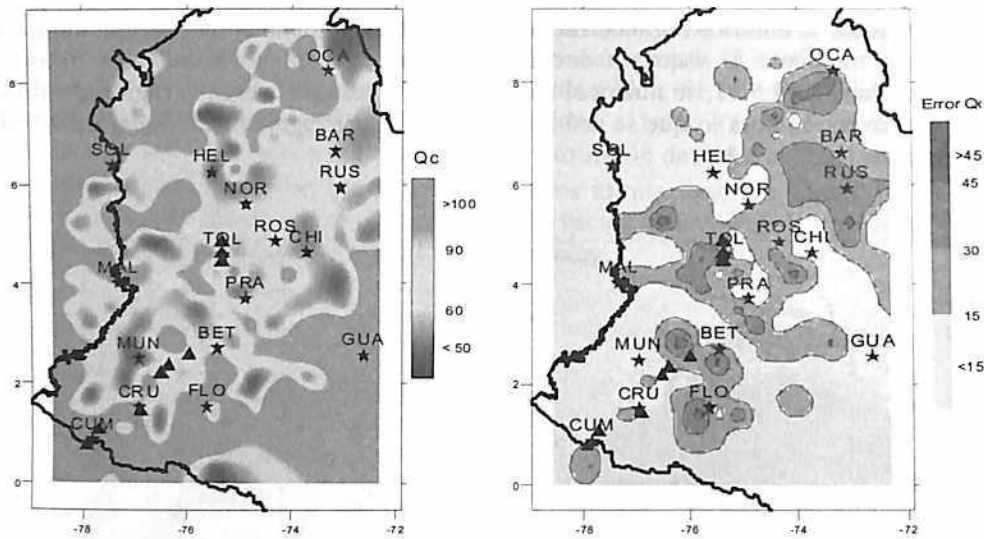
**Figura 5.11.** Elipses de muestreo (Figura de la izquierda) correspondientes a 1786 registros relacionados con 1200 eventos sísmicos detectados por la RSNC para el periodo comprendido entre Diciembre de 1992 y Junio de 1999. Cada elipse, (Figura de la derecha) se utilizó para calcular las fracciones de tiempo que cada rayo pasa en cada elemento de la malla, necesarias para construir la matriz de inversión (ver ecuación 4.36).

Así mismo, la Figura 5.11 presenta un ejemplo de elipse asociada a un  $Q_0$  aparente y un tiempo  $t$  y se ilustra el cálculo de los recorridos de un rayo que dará lugar a las fracciones de tiempo que permiten la inversión de los valores de  $Q_0$ . Los resultados de la inversión fueron tratados mediante la técnica geoestadística de *Kriging*\*. Probable-

\* *Kriging*: el *Kriging* es un procedimiento que se usa en geoestadística para estimar valores desconocidos a partir de otros valores conocidos. El nombre de esta técnica se debe a D.G. Krige de Sudáfrica y utiliza también el concepto de *semivariograma*. En base al semivariograma usado, se asignan pesos óptimos a los valores conocidos con el fin de calcular los desconocidos. Teniendo en cuenta que el variograma varía con la distancia, los pesos dependen de la distribución espacial de la muestra conocida.

*Semivariograma*: la *Semivarianza* es una medida del grado de variación espacial entre las muestras.

mente como producto de este proceso, se extrapolaron valores que generaron un esquema de altos valores de  $Q_c$  que, a su vez fueron asociados a bajos errores, hacia los bordes de la malla. Bajo este contexto, es necesario advertir que la interpretación de este esquema de inversión debe dar poco peso a los sectores periféricos.



**Figura 5.12.** Distribución de  $Q_c$  obtenido a partir de la inversión de las fracciones de tiempos de viaje según el esquema descrito en el Capítulo 4. A la derecha se indican también los errores en el factor de calidad. Obsérvense las elevadas incertidumbres de los resultados obtenidos (ver explicación en el texto).

La Figura 5.12 presenta la distribución finalmente obtenida. En la misma Figura 5.12 se presentan los errores o incertidumbres asociadas.

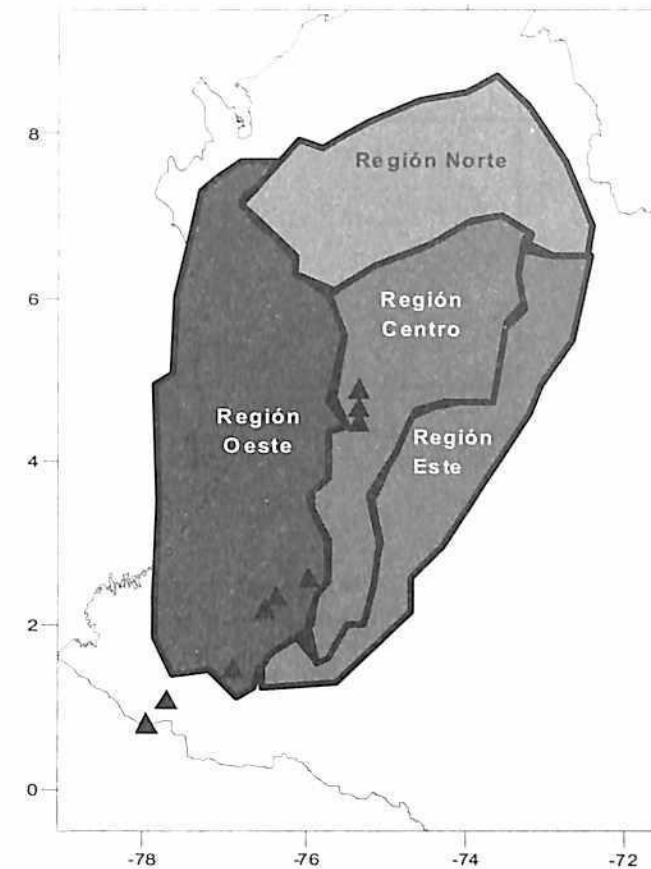
Como se puede apreciar cuando se comparan las Figuras 5.12 y 5.10, existen diferencias notables entre ambos mapas, particularmente en las zonas periféricas. Por otra parte los elevados errores obtenidos en el mapa de la Figura 5.12, poco permiten afirmar sobre correlaciones entre ambas metodologías. Se aprecia una consistencia razonable entre los valores del factor de calidad, aunque desajustes en la situación geográfica de los máximos y mínimos de la zona. Estos desajustes podrían ser debidos a que la técnica del punto medio tiende a desplazar los centros de gravedad de las zonas que presentan valores extremos de atenuación. Con todo, el análisis de los resultados de ambos mapas con el esquema preliminar de atenuación detectado mediante el análisis de los valores

La magnitud de la semivarianza entre puntos depende de la distancia entre los puntos. Una distancia más pequeña induce una semivarianza menor y viceversa. Normalmente se llama *semivariograma* al dibujo de la semivarianza como función de la distancia a partir de un punto. La semivarianza aumenta con la distancia hasta que, a una cierta distancia lejos del punto, la semivarianza se iguala a la varianza alrededor del valor medio y, por lo tanto, no aumenta más, causando una región plana llamada "Sill" o "alféizar". A la zona comprendida entre el punto de interés y la distancia donde empieza la zona plana, se le llama *rango de la variable regionalizada*. Dentro de este rango se considera que todos los valores, conocidos y desconocidos, se hallan relacionados entre ellos y todos ellos se utilizan para estimar los valores desconocidos.

hallados estación por estación, nos ha llevado a considerar más fiables y razonables las tendencias observadas en el mapa de la Figura 5.10. Por este motivo se ha utilizado este mapa para establecer un esquema simplificado de la atenuación de coda en el territorio.

**5.4.4 Regionalización simplificada preliminar**

La Figura 5.13 presenta una posible propuesta de regionalización simplificada. Sin duda existen otras posibilidades, y posiblemente, futuros trabajos van a mejorarla. Por este motivo consideramos esta regionalización como preliminar. Así pues, la regionalización propuesta esquematiza el territorio en cuatro grandes bloques atenuativos que denominaremos región Norte, región Oeste, región Centro y región Este.



**Figura 5.13.** Regionalización simplificada preliminar del territorio Colombiano. Se han considerado cuatro grandes regiones atenuativas: Región Norte, Región Oeste, Región Centro y región Oeste.

La Tabla 5-IV, resume las principales propiedades atenuativas de cada región. La región central es la que presenta una mayor atenuación, debido al peso de la estación de

TOL que se halla situada en el eje volcánico central. La región occidental presenta también una elevada atenuación debido a la actividad tectónica del oeste del territorio que conlleva también la presencia del eje volcánico occidental al sur del País. Ambas regiones presentan la mayor dependencia frecuencial con valores típicos de  $Q_0$  en torno a 0.9. La mayor atenuación de la zona central puede ser debida a la influencia de la absorción de la energía sísmica que queda atrapada en las cámaras magmáticas causantes del eje volcánico central que tendrían una importancia mayor que las correspondientes a los volcanes más sureños. Las regiones Norte y Este presentan atenuaciones menores y similares dependencias frecuenciales. En este caso los valores de  $1000 \times Q_c^{-1}$  se sitúan en torno a 15 mientras que los exponentes de la ley de dependencia frecuencial toman valores en torno a 0.8.

Región	Ley de Atenuación
Norte	$Q_c^{-1}(f) \cdot 10^3 = (14.5 \pm 0.1) f^{-(0.76 \pm 0.01)}$
Oeste	$Q_c^{-1}(f) \cdot 10^3 = (17.8 \pm 0.6) f^{-(0.86 \pm 0.02)}$
Centro	$Q_c^{-1}(f) \cdot 10^3 = (20.1 \pm 0.2) f^{-(0.92 \pm 0.01)}$
Este	$Q_c^{-1}(f) \cdot 10^3 = (14.9 \pm 0.1) f^{-(0.81 \pm 0.01)}$

Tabla 5-IV. Leyes de dependencia frecuencial para las 4 zonas de la regionalización. Se observa mayor atenuación hacia el Centro y Oeste que hacia el Norte y el Este.

La Figura 5.14 presenta la zonificación de la atenuación sísmica, con el mapa que se ha utilizado para su elección. En él se han indicado también la situación de las estaciones y volcanes así como unas líneas azules que permiten distinguir la zonificación de la amenaza sísmica. Esta Figura se ha incluido para poder justificar y discutir las decisiones tomadas en la regionalización y el alcance de esta regionalización preliminar. A grandes trazos, la zonificación elegida representa bien el mapa de atenuación obtenido a partir de la asignación de los valores de  $Q_0$  al punto medio. Dos grandes zonas de elevada atenuación, Central y Occidental, se hallan limitadas al norte y este por zonas con una atenuación menor: zonas Norte y Este. Con todo, existen pequeñas subzonas y variaciones laterales de la atenuación que no quedan reflejadas en la zonificación simplificada. Futuros trabajos deben ayudar a delimitar y caracterizar mejor estas variaciones que intuitivamente existen y se hallan relacionadas con características geológicas y tectónicas sea en superficie sea en profundidad.

En el interior de la región Oeste se observa una franja con orientación N-S de bajos  $Q_0$  (alta atenuación) bordeando la Costa Pacífica que contrasta con valores altos  $Q_0$  (baja atenuación). Este esquema posiblemente puede ser explicado como una respuesta del proceso de subducción, donde la flexión del segmento de placa próximo al continente genera mayor densidad de fracturas, además en dicho sector la zona de fosa tiende a

acumular mayor espesor de sedimentos marinos (Meissner et al., 1976), favoreciendo la existencia de altas atenuaciones. Siguiendo los ejes de las cordilleras se observan valores de  $Q_0$  bajos a medios; particularmente hacia los ejes volcánicos se observan valores bajos. Tanto los sistemas de fallas como los complejos volcánicos de esta región pueden ser los responsables de las altas atenuaciones, probablemente por dispersión en las zonas de fallas y por absorción intrínseca en las zonas volcánicas. La menor amenaza sísmica en el eje central favorecería la hipótesis de unas características de atenuación diferentes en el eje central respecto al eje más meridional. La elevada atenuación observada al norte de la región central, donde no existe vulcanismo, podría relacionarse con el proceso de subducción de bajo ángulo detectado en el estudio tomográfico del Capítulo 3.

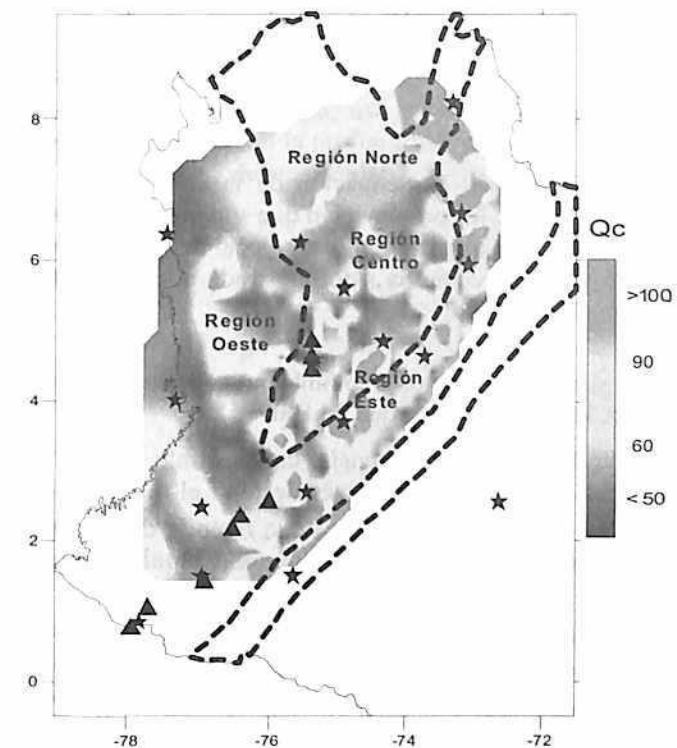


Figura 5.14. Distribución espacial del factor de calidad de las ondas de coda a 1 Hz. La Figura superpone el mapa de la Figura 5.10, las regiones definidas en la Figura 5.14 y la amenaza sísmica presentada en la Figura 5.5. De esta forma esta figura permite la comparación de los tres mapas y una discusión de los aspectos más relevantes. (ver explicación en el texto) También se indican los volcanes (triángulos) y las estaciones.

Otras correlaciones con la geología y tectónica fina de la región requieren más trabajo que permita reducir las incertidumbres en las estimaciones de la atenuación.

Por lo que respecta a la amenaza sísmica, la región Oeste se halla completamente inmersa dentro de la zona de amenaza alta, lo cual es razonable; las regiones Centro y Norte se hallan principalmente contenidas en la zona de amenaza intermedia; Esto es

también razonable en el caso de la región Norte, pero sorprende en el caso de la región Centro. Probablemente esto se debe a que la alta atenuación de la zona Centro se debe a absorción de energía sísmica y a fenómenos de tipo volcánico que no producen grandes sismos por lo que su contribución a la amenaza es menor que en la región Oeste. No encontramos una interpretación sencilla a la baja atenuación observada en la región Este que se halla también inmersa en una zona de amenaza alta. Futuros trabajos deben ayudar a discernir si se trata de un desplazamiento hacia el Oeste de zonas de mayor atenuación situadas más al Este e incluidas en zonas de amenaza intermedia o baja, o si la relativamente baja atenuación detectada es consistente con la existencia de un corredor de amenaza elevada. Las tendencias indicadas en el mapa resultante de la inversión (Figura 5.12) parecen apuntar en la dirección de la primera hipótesis, en el sentido que la técnica de regionalización del punto medio desplaza hacia el oeste zonas de baja atenuación situadas más hacia el este.

### 5.5 Resumen y discusión

En este capítulo hemos analizado la atenuación de la coda de los terremotos en el territorio Colombiano a partir de la aproximación que supone dispersión simple e isotrópica. Para ello se ha utilizado la sismicidad regional y local del país ocurrida entre diciembre de 1992 y junio de 1999, tal como ha sido registrada por la RSNC. Los resultados más relevantes son:

- La atenuación sísmica del territorio colombiano es alta, con valores del factor de calidad, a 1 Hz, inferiores o del orden de 100.
- Se observa una dependencia frecuencial considerable de  $Q_c^{-1}$ , con valores del exponente  $\eta$  mayores que 0.65 a través de todo el territorio colombiano. Este hecho es consistente con los exponentes que rigen la dependencia del factor de calidad con la frecuencia hallados en otras áreas tectónicamente activas (Singh y Herrmann, 1983).
- Estas elevadas atenuaciones unidas a las altas dependencias frecuenciales están de acuerdo con la elevada amenaza sísmica de Colombia. Sin embargo no se observa una correlación clara entre las zonas de amenaza sísmica y los valores del factor de calidad, indicando que los mecanismos que intervienen en la atenuación sísmica, pueden no coincidir con los que gobiernan los mapas de amenaza sísmica.
- Se ha observado una correlación directa entre los parámetros  $\eta$  y  $Q_c^{-1}$ . Esta tendencia ya ha sido observada en numerosos trabajos, como por ejemplo Xie y Mitchell (1990) que la observaron para coda-Q en ondas Lg en Africa. Nuttli (1988) sugiere que esta relación es generalizable para todo el mundo. En este trabajo se ha establecido una relación cuantitativa entre  $\eta$  y  $Q_c^{-1}$ , obteniéndose excelentes correlaciones.
- Los más altos valores de  $Q_0^{-1}$  han sido hallados para la estación TOL, justo encima del complejo volcánico Ruiz-Tolima.
- No existe un patrón claro de variación regional del factor de calidad. Con todo es posible observar una tendencia de la atenuación a aumentar en el centro del país y a disminuir hacia el Norte y hacia el Este. Sobre esta tendencia regional

global se observan otras tendencias complejas, tanto en la dirección Oeste-Este como en la Sur-Norte indicando un patrón regional de atenuación complejo.

- En base a estas tendencias observadas y la distribución de  $Q_0$ , obtenida a partir de la asignación de los valores al punto medio epicentro-estación, se ha establecido una regionalización simplificada del territorio en 4 grandes regiones: La región Oeste, la región Centro, la región Norte y la región Este. La atenuación en las dos primeras es elevada, aunque probablemente los mecanismos involucrados son diferentes. Las dos segundas presentan una atenuación menor.
- A pesar de que la aproximación de dispersión simple e isotrópica y la suposición de distribución uniforme de dispersores han permitido establecer, razonablemente bien, unos patrones atenuativos de la coda en Colombia, se observan también anomalías difíciles de resolver mediante estos modelos excesivamente simplificados. Sin duda trabajos futuros basados en modelos que tengan en cuenta la dispersión múltiple y anisotrópica, así como la distribución no homogénea de dispersores, por ejemplo con la profundidad, unidos a un aumento en la cantidad y calidad de los datos, deben ayudar a refinar los patrones preliminares aquí establecidos.

## CAPÍTULO 6

---

### DISPERSIÓN ISÓTROP A MÚLTIPLE ATENUACIÓN TOTAL, INTRÍNSECA Y DISPERSIVA

#### **6.1 Introducción**

En este capítulo se evalúan las contribuciones de la atenuación intrínseca y dispersiva a la atenuación total, mediante el modelo de dispersión múltiple a partir de la técnica de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo (*Multiple Lapse Time Window Analysis, MLTWA*), propuesta por Hoshiya (1991), al conjunto de sismogramas que fueron utilizados para el análisis de Q de coda en el Capítulo 5. Así mismo se investiga la discutida relación entre el factor de calidad observado en la coda a partir de la aproximación de dispersión simple y los factores de calidad total, intrínseco y dispersivo para avanzar en el conocimiento de la naturaleza de la atenuación observada en la coda de los sismos locales y regionales.

Por otra parte, y como en el caso del análisis de dispersión simple, los resultados que proporcione el análisis de la atenuación intrínseca y dispersiva permitirán también avanzar en el establecimiento de un patrón atenuativo regional y contrastar las hipótesis geotectónicas analizadas en los capítulos 2, 3 y 5. Estos análisis permitirán mejorar nuestra visión sobre los procesos de subducción y distribución de anomalías sísmicas presentes en este sector de América del Sur. Además, dichos resultados, serán comparados con valores de atenuación en otras regiones del mundo con ambientes geotectónicos similares.

#### **6.2 Dispersión isótropa múltiple**

Cuando las ondas se propagan a través de la litosfera, en su viaje recogen información acerca del medio. La consideración de dicha información con modelos que consideran los efectos de múltiple dispersión tiene un carácter diferente a que se obtiene cuando los modelos consideran sólo la información asociada a los efectos de dispersión simple. Para ilustrar esta situación, consideremos un ejemplo. Supongamos el viaje de una onda que por efectos de múltiple dispersión, repetidamente muestrea un volumen dado. Los cambios laterales asociados al tamaño de los dispersores, así como sus propiedades pueden ser amplificadas a cada paso de las ondas. En el apartado 4.3.4 ha quedado establecido cómo las ondas que han sufrido esparcimientos de órdenes superiores,

muestran de forma más insistente volúmenes más pequeños que el muestreo por las ondas que sólo han sufrido dispersión simple. Estos volúmenes respetan la forma elipsoidal pero son más cercanos al segmento determinado por el epicentro y la estación. Los modelos de dispersión o esparcimiento múltiple aprovechan este hecho para discriminar la atenuación intrínseca ( $Q_i^{-1}$ ), y la atenuación dispersiva ( $Q_s^{-1}$ ), permitiendo afinar nuestra comprensión de las características de la atenuación sísmica involucrada en los diferentes procesos litosféricos y dominios geotectónicos.

Así pues, en el marco de estas ideas, hemos utilizado la información sísmológica del territorio colombiano correspondiente al periodo comprendido entre diciembre de 1992 y junio de 1999, usada ya en el capítulo anterior para determinar el factor de calidad de la coda a partir de modelos de dispersión isótropa simple, para evaluar sistemáticamente la atenuación intrínseca y la atenuación dispersiva, así como sus efectos combinados causantes de la atenuación total ( $Q_t^{-1}$ ). Para ello se ha elegido la técnica del MLTWA (Hoshiya et al., 1991), que parametriza el medio en función sólo del albedo sísmico y longitud de extinción y permite estimar el par de parámetros ( $B_0$  y  $L_c^{-1}$ ) que mejor representan a nuestros datos. Para ello, de acuerdo a los aspectos teóricos presentados en el Capítulo 4, inicialmente se han determinado los datos de densidad de energía de los registros sísmicos en función de la distancia hipocentral a partir de la integración de la función  $A_{obs}(f|r,t)$  sobre tres ventanas de tiempo consecutivas: 0-15, 15-30, y 30-45 s desde la llegada de la onda S. Estas energías se corrigieron para diferentes tamaños de las fuentes sísmicas y posibles factores de amplificación local con una ventana de tiempo de 5 s centrada en los 150 s desde el tiempo de origen del sismo (ver ecuación 4.42). Este procedimiento se aplicó a todos los eventos con distancias hipocentrales hasta 255 km, utilizándose las mismas bandas frecuenciales y frecuencias centrales que en el Capítulo 5. Las profundidades de los sismos utilizados se hallan en el rango 0-160 km.

Posteriormente, fueron descartados los datos con amplitudes de menos de dos veces la amplitud del ruido, evaluado sobre una ventana de 10 s antes de la llegada de la onda P. Estos datos se corrigieron por efectos de expansión geométrica, al multiplicarlos por  $r^2$  (ondas internas en un medio uniforme). Finalmente, se ajustaron por regresión múltiple las energías observadas con respecto a energías teóricas calculadas por solución numérica de la ecuación 4.38, en busca de establecer los valores de  $L_c^{-1}$  y  $B_0$  que mejor representan nuestros datos. Finalmente, las ecuaciones 4.39, 4.40 y 4.41 permiten estimar  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$ . En el Anexo III-A, para cada estación utilizada, se detallan las correspondientes curvas de ajuste, elipses de confianza para un nivel del 95% y los parámetros de atenuación obtenidos para las bandas de frecuencia centradas en 1.5, 3, 5, 8, 12 y 16.5 Hz. Debido a los pocos datos con distancias hipocentrales menores a 255 km, sólo se pudo aplicar la técnica de MLTWA a 11 de las 17 estaciones para las que sí fue posible aplicar el Método de Retro-dispersión Isótropa (Aki y Chouet, 1975).

Aunque la aplicación de la técnica del MLTWA (Hoshiya, 1994; Hoshiya, 1997) podría presentar dificultades cuando se usan datos con diferentes profundidades focales, debe aclararse que en las estaciones analizadas, los eventos finalmente tenidos en cuenta tenían sus hipocentros confinados principalmente alrededor de dicha estación. Como hemos visto, estas fuentes a su vez tienen un rango de profundidades relativamente restringido. Por ejemplo, los eventos analizados en las estaciones RUS y BAR fueron en

su gran mayoría provenientes del Nido de Bucaramanga, que se halla situado aproximadamente a unos 140 km de profundidad.

### 6.3 Atenuación intrínseca y dispersiva

Todos los resultados obtenidos han sido recogidos en el Anexo III-A. Una mirada general a estos resultados nos permite observar cómo el albedo sísmico  $B_0$  es menor que 0.5 para las seis bandas de frecuencia analizadas en las estaciones de BAR, HEL, NOR, PRA, RUS y TOL, lo cual indica un predominio claro de la atenuación intrínseca sobre la dispersiva indicando que, en el territorio cubierto por estas estaciones, dominan los efectos de absorción energética sobre los de esparcimiento. Esto es cierto para todas las bandas frecuenciales, indicando que el predominio de la absorción vale para todas las longitudes de onda correspondientes. Por otra parte, la estación BET presenta valores de  $B_0$  cercanos a 0.5 para las bandas de frecuencia centradas en 5 Hz y 8 Hz, mientras que los procesos dispersivos dominan sobre la absorción intrínseca para las altas frecuencias ( $B_0 > 0.5$ ). En la estación de CHI, para frecuencias entre 14 y 19 Hz, y la estación de CRU, para frecuencias entre 1 y 10 Hz, los efectos dispersivos y de atenuación intrínseca contribuyen de igual forma a la atenuación total. Análogamente puede observarse cómo el albedo sísmico es cercano o más grande que 0.5 para las estaciones de CRU, en las bandas de frecuencia centradas en 12 y 16.5 Hz, de ROS, para la banda frecuencial centrada en 12 Hz. El albedo sísmico toma valores cercanos a la unidad en las estaciones de MUN y ROS, para la banda frecuencial centrada en 16.5 Hz.

En todos estos casos los errores de las estimaciones son altos, lo cual significa que el modelo teórico no es capaz de explicar suficientemente bien las observaciones. La principal razón para esta discrepancia se halla en la crudeza de las hipótesis simplificadas que sustentan el modelo. Particularmente cruda y falsa es la hipótesis que supone uniformidad y homogeneidad del medio. La tomografía efectuada en el capítulo 3 pone de manifiesto que esta hipótesis es totalmente insuficiente; así mismo se evidencia dependencia lateral de la velocidad y dependencia con la profundidad. Es evidente además que las variaciones laterales y profundas detectadas en el modelo tomográfico, pueden generar patrones de dispersión no-isótropos. Justamente, una de las principales contradicciones la introduce la hipótesis del modelo teórico que considera uniformidad espacial de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y velocidad de la onda sísmica ( $v_s = 3.4$  km/s) en una región con contrastes litológicos muy importantes.

### 6.4 Dependencia de $Q_i^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_t^{-1}$ con la frecuencia

La típica y conocida ley potencial que modela la dependencia frecuencial de la atenuación ha sido aplicada, a las once estaciones, para analizar la variación de la atenuación intrínseca, dispersiva y total con la frecuencia. La Tabla 6-1 presenta las relaciones obtenidas. La Figura 6.1 muestra las gráficas correspondientes. Como se puede apreciar, la estación BET presenta los valores más bajos de atenuación total para todas las frecuencias, mientras que la estación RUS presenta los valores más altos de atenuación total para las altas frecuencias. Por otra parte, el decrecimiento de la

atenuación proporcional a  $f^{-\eta}$ , nos muestra valores de  $\eta = 0.53$  hasta  $\eta = 1.67$  para la atenuación total,  $\eta = 0.62$  hasta  $\eta = 1.78$  para la absorción intrínseca, y  $\eta = 0.28$  hasta  $\eta = 1.49$  para la atenuación dispersiva, con los valores más bajos y altos en las estaciones RUS y MUN respectivamente. Sorprende la elevada dependencia frecuencial de la atenuación intrínseca, en contra de los trabajos e hipótesis que hallan o postulan una menor o nula dependencia frecuencial para el factor de calidad intrínseco.

LEYES DE DEPENDENCIA FRECUENCIAL		
BAR	BET	CHI
$Q_i^{-1}(f)=(40.2\pm 9.1) 10^{-3} f^{-1.01\pm 0.08}$	$Q_i^{-1}(f)=(27.7\pm 4.6) 10^{-3} f^{-1.59\pm 0.09}$	$Q_i^{-1}(f)=(32.8\pm 5.4) 10^{-3} f^{-1.03\pm 0.09}$
$Q_s^{-1}(f)=(8.30\pm 1.9) 10^{-3} f^{-0.92\pm 0.12}$	$Q_s^{-1}(f)=(5.70\pm 1.5) 10^{-3} f^{-0.60\pm 0.14}$	$Q_s^{-1}(f)=(8.8 \pm 1.8) 10^{-3} f^{-0.77\pm 0.10}$
$Q_t^{-1}(f)=(48.9\pm 7.5) 10^{-3} f^{-0.99\pm 0.12}$	$Q_t^{-1}(f)=(24.8\pm 4.6) 10^{-3} f^{-1.03\pm 0.10}$	$Q_t^{-1}(f)=(40.4\pm 2.4) 10^{-3} f^{-0.94\pm 0.03}$
CRU	HEL	MUN
$Q_i^{-1}(f)=(57.8\pm 14.1) 10^{-3} f^{-1.64\pm 0.12}$	$Q_i^{-1}(f)=(50.2\pm 12.0) 10^{-3} f^{-1.09\pm 0.12}$	$Q_i^{-1}(f)=(87.9\pm 65.4) 10^{-3} f^{-1.78\pm 0.44}$
$Q_s^{-1}(f)=(32.5\pm 11.2) 10^{-3} f^{-1.17\pm 0.18}$	$Q_s^{-1}(f)=(10.0\pm 1.5) 10^{-3} f^{-0.91\pm 0.08}$	$Q_s^{-1}(f)=(5.7 \pm 2.8) 10^{-3} f^{-1.49\pm 0.11}$
$Q_t^{-1}(f)=(80.3\pm 12.3) 10^{-3} f^{-1.33\pm 0.08}$	$Q_t^{-1}(f)=(59.8\pm 10.1) 10^{-3} f^{-1.05\pm 0.09}$	$Q_t^{-1}(f)=(99.1\pm 53.0) 10^{-3} f^{-1.67\pm 0.31}$
NOR	PRA	ROS
$Q_i^{-1}(f)=(35.8\pm 3.4) 10^{-3} f^{-0.98\pm 0.05}$	$Q_i^{-1}(f)=(32.2\pm 1.4) 10^{-3} f^{-0.82\pm 0.02}$	$Q_i^{-1}(f)=(50.6\pm 32.0) 10^{-3} f^{-1.64\pm 0.37}$
$Q_s^{-1}(f)=(6.3 \pm 1.0) 10^{-3} f^{-0.70\pm 0.08}$	$Q_s^{-1}(f)=(8.3 \pm 3.0) 10^{-3} f^{-0.79\pm 0.19}$	$Q_s^{-1}(f)=(10.4\pm 0.6) 10^{-3} f^{-1.10\pm 0.04}$
$Q_t^{-1}(f)=(41.2\pm 1.6) 10^{-3} f^{-0.91\pm 0.02}$	$Q_t^{-1}(f)=(40.8\pm 2.8) 10^{-3} f^{-0.81\pm 0.04}$	$Q_t^{-1}(f)=(54.3\pm 19.2) 10^{-3} f^{-1.40\pm 0.21}$
RUS	TOL	
$Q_i^{-1}(f)=(24.8\pm 3.0) 10^{-3} f^{-0.62\pm 0.06}$	$Q_i^{-1}(f)=(44.9\pm 3.5) 10^{-3} f^{-1.15\pm 0.04}$	
$Q_s^{-1}(f)=(4.8 \pm 1.9) 10^{-3} f^{-0.28\pm 0.20}$	$Q_s^{-1}(f)=(11.1\pm 3.5) 10^{-3} f^{-1.07\pm 0.16}$	
$Q_t^{-1}(f)=(29.2\pm 4.0) 10^{-3} f^{-0.53\pm 0.07}$	$Q_t^{-1}(f)=(56.2\pm 2.3) 10^{-3} f^{-1.13\pm 0.02}$	

Tabla 6-1. Leyes de atenuación de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  para once estaciones de la RSNC.

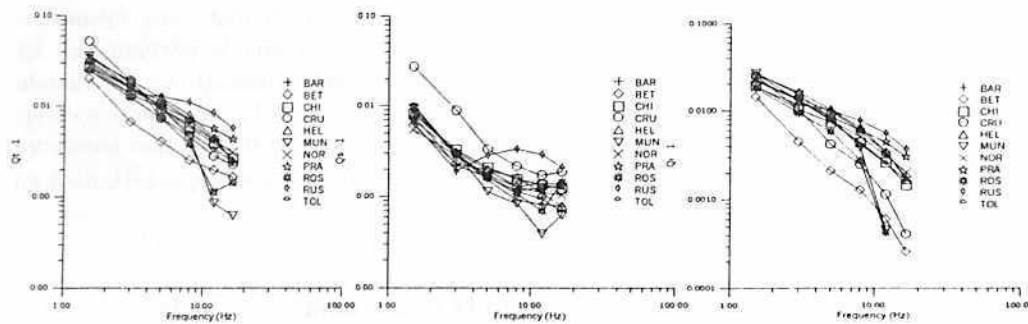


Figura 6.1. Representación gráfica de la dependencia frecuencial de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  para once estaciones de la RSNC. La Tabla 6-1 presenta las correspondientes regresiones de ajuste.

En las Figura 6.2 a), b) y c) se han representado respectivamente las variaciones frecuenciales de los inversos de los factores de calidad,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$ , halladas en este trabajo junto con las encontradas por varios autores en otras regiones del mundo. Las relaciones representadas son: Fehler et al. (1992) para la región de Kanto-Tokai, Japón, en el rango 0–250 km de distancia hipocentral para la componente horizontal; Mayeda (1992), en diferentes rangos de distancia hipocentral en Hawái, Long Valley y la región central de California; Hoshiba (1993) para varias zonas del Japón y en el rango de distancias 0–120 km; Akinci et al. (1995) para el Sureste de España y el Oeste de la Península de Anatolia, Turquía, en los rangos de distancia de 0–170 km y 80–170 km respectivamente; Jin et al. (1994) en el Sureste de California, para distancias en el rango 0–70 km; Pujades et al. (1997), para la Cuenca de Almería, situada en el Sureste de la Península Ibérica y para distancias dentro del rango entre 0 y 71 km; Canas et al. (1998), para las Islas Canarias, en el rango 0–80 km; Ugalde et al (1998), para el Noreste de Venezuela, en el rango 0–120 km; Hoshiba et al (2001), para el Noreste de Chile, en los rangos de distancias 90–160 km y 30–120 km.

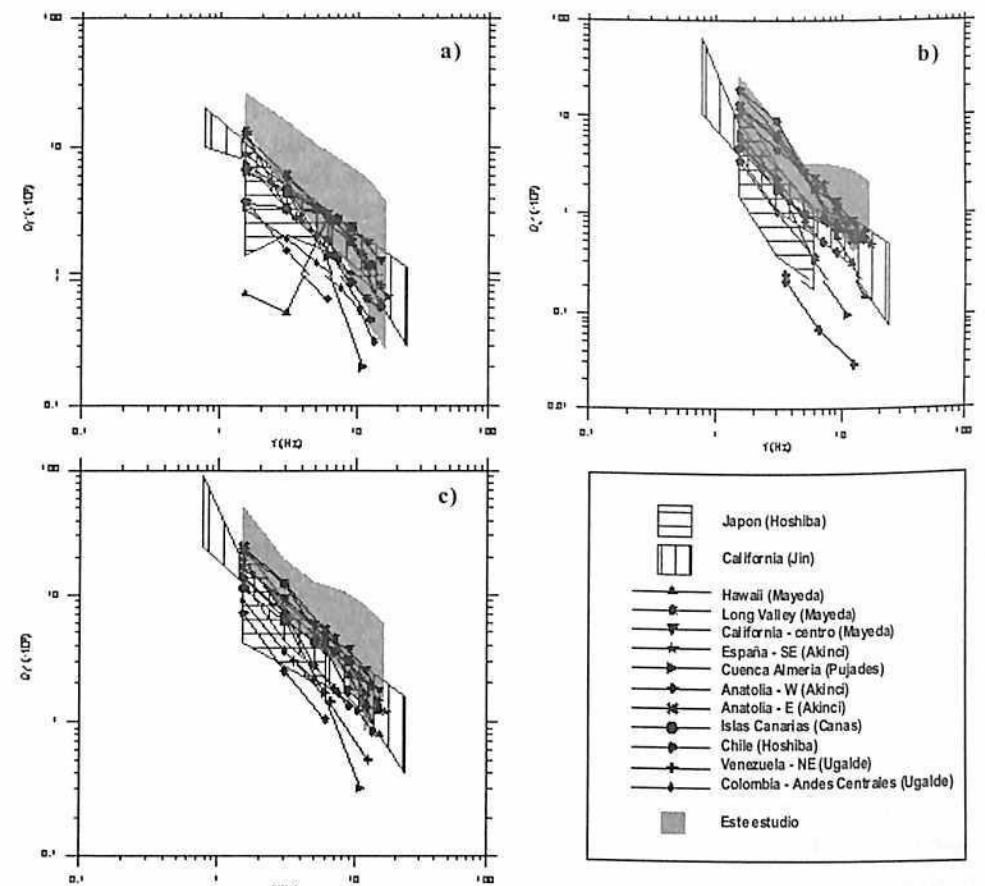


Figura 6.2. Dependencia frecuencial de  $Q_i^{-1}$  (a),  $Q_s^{-1}$  (b) y  $Q_t^{-1}$  (c), observada en las once (11) estaciones de la RSNC y en otras regiones del mundo (ver explicaciones y referencias en el texto).



Si atendemos las observaciones de Sacks y Okada (1974), los procesos atenuativos en Colombia deberían ser menores con respecto a la zona de subducción del Japón; sin embargo, los resultados hallados en este trabajo revelan mayores atenuaciones que en otras regiones del mundo, incluso que en Japón. Para varias estaciones, los resultados son comparables con los hallados en el SE de California. En otros casos, las atenuaciones tienden a ser mayores. Particularmente relevante parece el hecho de que, mientras la atenuación dispersiva de nuestra región es comparable con la hallada en otras regiones del mundo, para todo el rango de frecuencias, la absorción intrínseca presenta valores elevados en comparación con los hallados en las otras regiones. Esta anormalmente alta atenuación intrínseca es la responsable de las también elevadas atenuaciones totales (Figura 6.2-c).

En un estudio más local, Ugalde et al. (2002) analizaron la región central de los Andes de Colombia, la cual forma parte de la región considerada en este estudio, y utilizaron 314 sismogramas correspondientes a 48 terremotos registrados en 14 estaciones de periodo corto, que tenían la misión de vigilancia del complejo volcánico del Nevado-Tolima. En el análisis de sus datos hallaron estimaciones tanto del factor de calidad de coda como de los parámetros de atenuación intrínseca, dispersiva y total. Para el caso de  $Q_c^{-1}$  obtenidos a partir de modelos de dispersión simple obtienen resultados comparables a los obtenidos para nuestra estación de TOL (ver Tabla 5-1) pero sólo cuando consideran rangos de distancias superiores a 100 km, obteniendo atenuaciones menores cuando consideran distancias menores. Con respecto a los resultados de la atenuación intrínseca, dispersiva y total, obtienen valores inferiores de atenuación. Para una frecuencia de 1.5 Hz, obtienen los siguientes valores:  $Q_i^{-1}=3.25 \cdot 10^{-3}$  y  $Q_s^{-1}=5.77 \cdot 10^{-3}$ . Para frecuencias superiores, en el rango entre 13 y 14 Hz los valores de la atenuación intrínseca y dispersiva son comparables. Advierten los autores de Ugalde et al. (2002) que el rango de distancias, de los datos utilizados en el análisis de la atenuación intrínseca y dispersiva, se sitúa en torno a los 100 km. Así pues, existe un razonable acuerdo entre la atenuación hallada para distancias superiores a los 100 km en la aproximación de dispersión simple y un desacuerdo en los resultados del análisis de dispersión múltiple. Este desacuerdo puede proceder de los distintos rangos de distancias utilizados en ambos estudios. Sin embargo existe acuerdo en el sentido de que al aumentar la distancia la atenuación aumenta por lo que las mayores atenuaciones detectadas en nuestro estudio son coherentes con el uso de mayores distancias, que han alcanzado valores de hasta 255 km.

#### 6.4.1 Correlaciones entre factores de calidad $Q$ a 1 Hz y exponentes $\eta$

La estrecha y cuantitativa relación entre  $Q_0^{-1}$  y  $\eta$  hallada para el caso de la dispersión simple y descrita en el Capítulo 5, nos ha animado a ensayar regresiones similares para las atenuaciones intrínseca, dispersiva y total. La Figura 6.3 apoya la existencia de una relación cuantitativa entre la atenuación ( $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$ ) y los exponentes  $\eta$  correspondientes para la zona de estudio, de forma que de nuevo se han ajustado dos rectas de regresión por mínimos cuadrados. Las dos rectas, de la forma  $y=ax$  e  $y=ax+b$  ajustadas para la atenuación intrínseca, dispersiva y total se presentan a continuación.

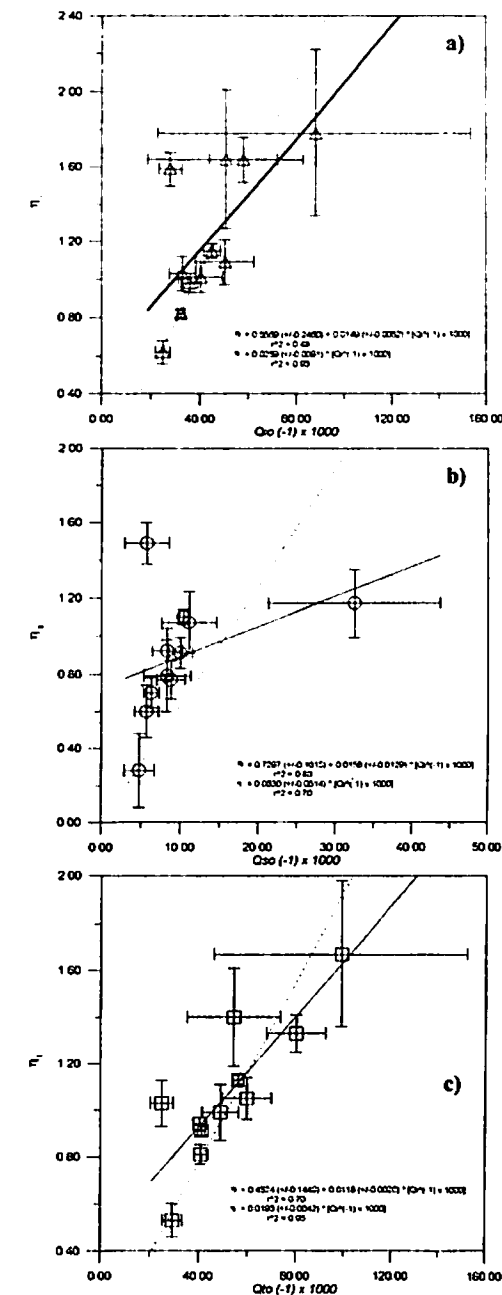


Figura 6.3. Valores de la dependencia frecuencial  $\eta$ , en función del inverso del factor de calidad  $Q_0^{-1}$  para la atenuación intrínseca (a), por esparcimiento (b) y total (c), para once estaciones de la RSNC, con sus errores asociados. Se observa una notable correlación entre la atenuación y la dependencia frecuencial. Atenuaciones elevadas se corresponden con importantes dependencias frecuenciales. Se han ajustado dos rectas de regresión cuyas ecuaciones y gráficas se indican. (Véase explicación en el texto).

**Atenuación intrínseca:**

$$\eta_i = \frac{0.0259(\pm 0.0091)}{Q_i} \times 10^3, \text{ con un coeficiente } r^2 = 0.93 \quad (6.1)$$

$$\eta_i = \frac{0.0145(\pm 0.0052)}{Q_i} \times 10^3 + 0.5569(\pm 0.2460), \text{ con } r^2 = 0.48 \quad (6.2)$$

**Atenuación dispersiva:**

$$\eta_s = \frac{0.0630(\pm 0.0514)}{Q_s} \times 10^3, \text{ con un coeficiente } r^2 = 0.70 \quad (6.3)$$

$$\eta_s = \frac{0.0158(\pm 0.0129)}{Q_s} \times 10^3 + 0.7297(\pm 0.1615), \text{ con } r^2 = 0.88 \quad (6.4)$$

**Atenuación total:**

$$\eta_t = \frac{0.0193(\pm 0.0042)}{Q_t} \times 10^3, \text{ con un coeficiente } r^2 = 0.96 \quad (6.5)$$

$$\eta_t = \frac{0.0118(\pm 0.0026)}{Q_t} \times 10^3 + 0.4524(\pm 0.1449), \text{ con } r^2 = 0.70 \quad (6.6)$$

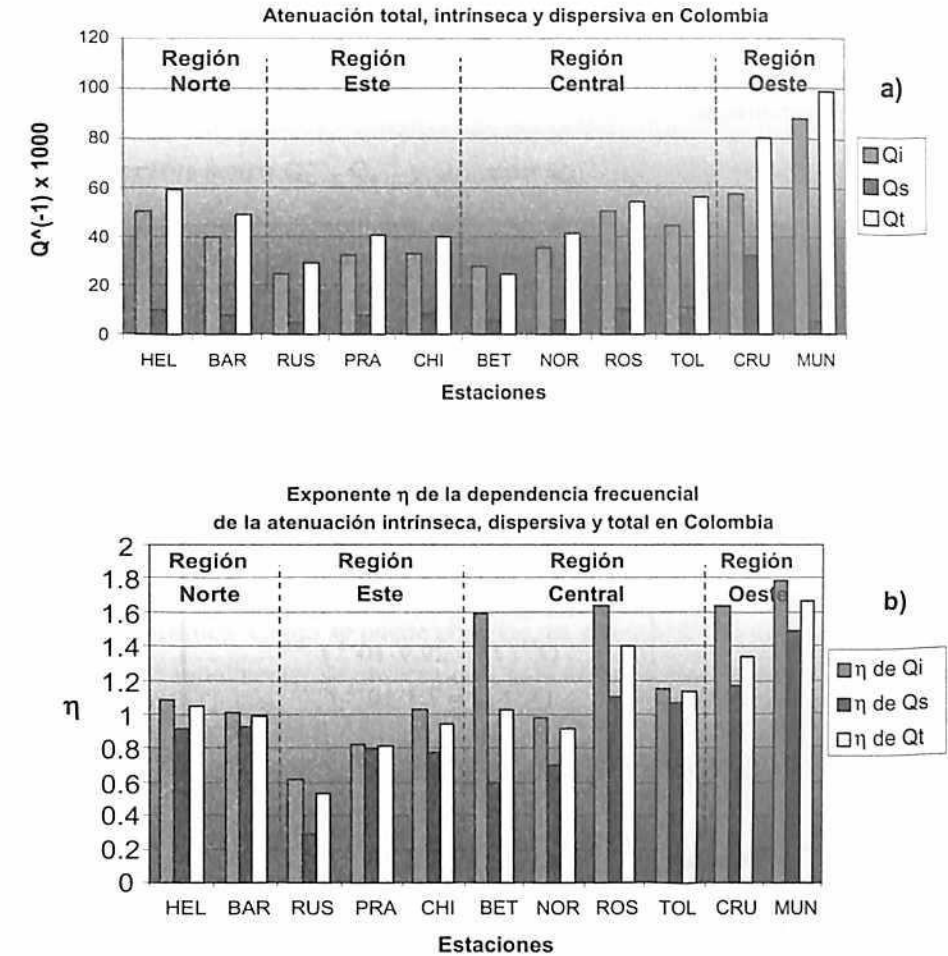
En la Figura 6.3, las líneas a trazos corresponden a la recta definida por las ecuaciones 6.1, 6.3 y 6.5, mientras que las de trazo continuo corresponden a las rectas definidas en las ecuaciones 6.2, 6.4 y 6.6. Este patrón confirma de nuevo las apreciaciones sugeridas en el apartado 5.3.2 del Capítulo 5, y nos permite vislumbrar asociaciones entre la atenuación, la amenaza sísmica y la actividad tectónica en esta región del mundo.

**6.5 Regionalización de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$**

La atenuación es una de las propiedades del medio por donde se propagan las ondas sísmicas. Por lo tanto al variar regionalmente estas propiedades, es razonable esperar variaciones regionales en los parámetros que la representan. Existen diversas técnicas para regionalizar que han sido comentadas en los capítulos anteriores. También hemos visto cómo no es un procedimiento trivial ni sencillo y, en el caso de los modelos de dispersión múltiple, hemos visto cómo las ondas resultantes de órdenes elevados de esparcimiento, muestrean volúmenes más cercanos al segmento epicentro-estación. Los resultados obtenidos en la regionalización del factor de calidad de la coda en el Capítulo 5, nos han animado a utilizar el mismo esquema regional para analizar las variaciones regionales de los parámetros intrínsecos y dispersivos.

La Figura 6.4 presenta la agrupación de estaciones según las cuatro regiones que hemos considerado como una primera regionalización del factor de calidad de la coda en Colombia. En la Figura 6.4 a) se presentan los recíprocos de factores de calidad intrínseco, dispersivo y total, mientras que en la Figura 6.4.b se presentan los

exponentes  $\eta$  de las correspondientes leyes de dependencia frecuencial. Se observa un excelente acuerdo con la regionalización adoptada, con valores de atenuación más altos en la región Oeste y Central, que en la Región Este. La región Norte presenta atenuaciones comparables a las halladas para la región Central, donde se observan variaciones de los factores de atenuación.



**Figura 6.4.** Parámetros de atenuación sísmica correspondientes a las leyes de dependencia frecuencial para once estaciones de la RSNC. Las estaciones se han agrupado de acuerdo a las regiones definidas en el capítulo 5. a) Factores de calidad  $Q_i$ ,  $Q_s$  y  $Q_t$  a una frecuencia de 1 Hz. b) exponentes  $\eta$  correspondientes. Se observa una consistencia razonable de la regionalización adoptada. Las regiones Oeste y Central presentan una mayor atenuación y una mayor dependencia frecuencial que las regiones Norte y Este.

Análogos comentarios pueden hacerse sobre los exponentes  $\eta$  de las leyes de dependencia frecuencial (Figura 6.4 b). Valen también aquí los comentarios, realizados en el capítulo anterior, sobre la relación entre las 4 regiones y el mapa de zonificación de la amenaza sísmica de Colombia.

La alta atenuación observada en la región Oeste puede estar relacionada con la actividad sísmica y volcánica presente a lo largo del Sistema de Fallas de Romeral y de los ejes volcánicos del sur y centro de Colombia. Bordeando la anterior zona hacia el oriente, aparecen las estaciones de la Región Central, con valores de atenuación y coeficientes de dependencia frecuencial intermedios. Finalmente, las estaciones de las regiones Norte y Oriente se encuentran asociadas a las zonas más estables y/o cercanas al Nido Sísmico de Bucaramanga.

REGIÓN	LEY DE DEPENDENCIA FRECUENCIAL
OESTE	$Q_i^{-1}(f) = 72.9 \cdot 10^{-3} f^{-1.7}$ $Q_s^{-1}(f) = 19.1 \cdot 10^{-3} f^{-1.3}$ $Q_r^{-1}(f) = 92.0 \cdot 10^{-3} f^{-1.5}$
CENTRAL	$Q_i^{-1}(f) = 39.8 \cdot 10^{-3} f^{-1.3}$ $Q_s^{-1}(f) = 8.4 \cdot 10^{-3} f^{-0.9}$ $Q_r^{-1}(f) = 48.2 \cdot 10^{-3} f^{-1.1}$
ESTE	$Q_i^{-1}(f) = 29.9 \cdot 10^{-3} f^{-0.8}$ $Q_s^{-1}(f) = 7.3 \cdot 10^{-3} f^{-0.6}$ $Q_r^{-1}(f) = 37.2 \cdot 10^{-3} f^{-0.8}$
NORTE	$Q_i^{-1}(f) = 45.2 \cdot 10^{-3} f^{-1.1}$ $Q_s^{-1}(f) = 9.2 \cdot 10^{-3} f^{-0.9}$ $Q_r^{-1}(f) = 54.4 \cdot 10^{-3} f^{-1.0}$

Tabla 6-II. Leyes de atenuación promedias de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  para cuatro regiones homogéneas en Colombia.

Sorprende con todo, el dominio de la atenuación intrínseca sobre la dispersiva en todo el territorio de Colombia así como su elevada dependencia frecuencial. Estos resultados podrían estar relacionados con los procesos de subducción presentes en el territorio. La mayor atenuación dispersiva observada en la estación de CRU en la zona Oeste estaría de acuerdo con otras observaciones geológicas (Page, 1986) y están de acuerdo con un vulcanismo controlado estructuralmente. Así mismo, quizás podrían relacionarse los valores altos de  $\eta$  observados hacia el suroeste, con un menor ángulo de subducción

hacia el sur de los 4° N. tal como lo sugirió la tomografía de velocidades de la onda P. Con todo consideramos que se necesita más trabajo con mejores datos y modelos para avanzar hacia la confirmación de las hipótesis que aquí se apuntan.

La Tabla 6-II presenta el detalle de las ecuaciones de dependencia frecuencial promedias para cada región. Como se puede apreciar, se confirma que la Región Oeste presenta los mayores aportes de atenuación intrínseca y total, mientras que la Región Este presenta los valores más pequeños de atenuación dispersiva y total. Se confirma, por tanto, el patrón de una disminución de la atenuación de Oeste a Este. Persisten con todo las discordancias entre los valores de atenuación y la amenaza sísmica hacia el sector oriental de Colombia.

### 6.6 Correlación entre $Q_i^{-1}$ , $Q_s^{-1}$ y $Q_r^{-1}$ con $Q_c^{-1}$

Otra cuestión controvertida se centra en el significado físico de la atenuación observada en la coda cuando se aplican técnicas de dispersión simple a la que nos referiremos como  $Q_c^{-1}$ . Existen resultados de simulaciones numéricas que predicen que este factor de atenuación debe representar la atenuación intrínseca mientras que no existe acuerdo en los trabajos observacionales, encontrándose que dependiendo de la región y de la banda frecuencial, el factor de calidad de la coda puede representar la atenuación total, la dispersiva o la intrínseca. Nuestra opinión es que efectivamente el significado físico de  $Q_c^{-1}$ , depende de la banda frecuencial y de la región, estando relacionado con la dimensión media y las características de los dispersores en la zona analizada (ver también González Drigo, 2001).

La figura 6.5 permite comparar los valores de atenuación  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  con  $Q_c^{-1}$  para cada estación sísmica. Como se puede observar, en general,  $Q_i^{-1}$  es muy cercano a  $Q_r^{-1}$  y también a  $Q_c^{-1}$ . Igualmente, se observa que, para todas las estaciones  $Q_c^{-1}$  está siempre por debajo de  $Q_i^{-1}$ , situación semejante a la observada por Jin et al. (1994) para California. En la gran mayoría de las estaciones  $Q_r^{-1}$  queda por debajo de  $Q_c^{-1}$ .

En la estación CRU, para las bandas de frecuencia centradas en 1.5 Hz y 3.0 Hz,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  es mayor que  $Q_c^{-1}$ , mientras que para las bandas de frecuencia centradas en 5.0 Hz y 8.0 Hz,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  son semejantes a  $Q_c^{-1}$ . Así mismo, en la estación RUS, para las bandas de frecuencia centradas en 1.5 Hz y 5.0 Hz, se observa cómo  $Q_r^{-1}$  es semejante a  $Q_c^{-1}$ , mientras que en la banda de frecuencia centrada en 3.0 Hz,  $Q_s^{-1}$  es menor a  $Q_c^{-1}$ . Para las bandas de frecuencia superiores a 8.0 Hz,  $Q_i^{-1}$  es mayor que  $Q_c^{-1}$ . Todo ello abona nuestro convencimiento de la complejidad de los mecanismos de atenuación de la coda de los terremotos en Colombia, lo que unido a la precariedad de modelos y datos a la que nos hemos referido reiteradamente, poco más nos permite añadir sobre este controvertido tema de investigación.

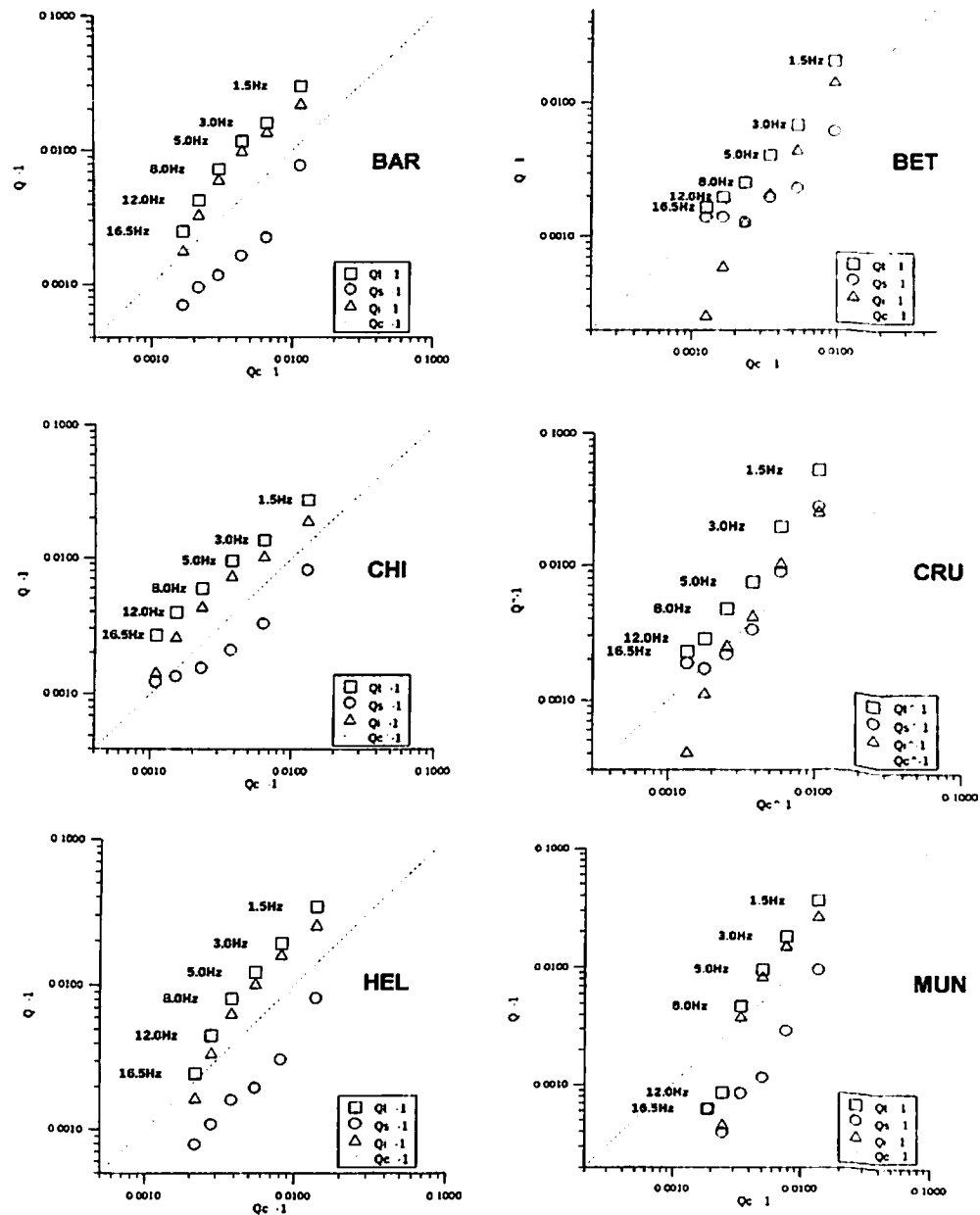


Figura 6.5-a). Relación de  $Q_c^{-1}$  con  $Q_d^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  para las frecuencias centradas en 1.5, 3.0, 5.0, 8.0, 12.0 y 16.5 Hz. Para las estaciones BAR, BET, CHI, CRU, HEL Y MUN de la RSNC. se observa el predominio de la atenuación intrínseca en general, quedando ésta más cerca de la atenuación de coda que la atenuación dispersiva.

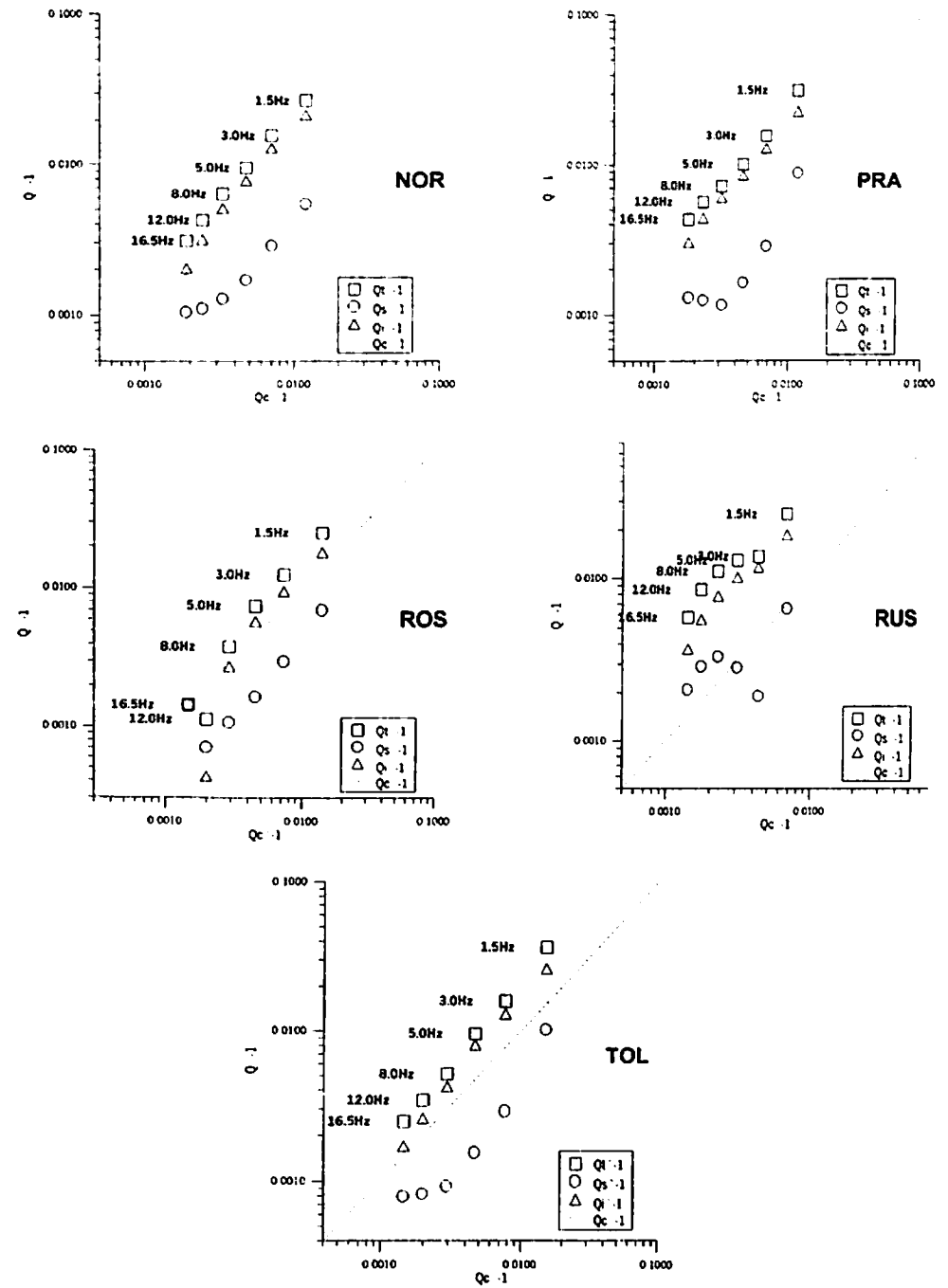


Figura 6.5-b). Relación de  $Q_c^{-1}$  con  $Q_d^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$  para las frecuencias centradas en 1.5, 3.0, 5.0, 8.0, 12.0 y 16.5 Hz. Para las estaciones NOR, PRA, ROS, RUS Y TOL de la RSNC. se observa el predominio de la atenuación intrínseca en general, quedando ésta más cerca de la atenuación de coda que la atenuación dispersiva.

### 6.7 Discusión

A grandes trazos y de forma tentativa se intenta relacionar los patrones atenuativos vislumbrados con las tendencias tectónicas apuntadas en la zona. El patrón de distribución de anomalías de atenuación hallado puede ser interpretado en un escenario de subducción, donde la zona más próxima a la misma presenta mayores atenuaciones relacionadas con la actividad tectónica. A medida que nos alejamos de la zona de trinchera, los mecanismos atenuativos tienden a ser menores. Cámara magmáticas situadas a gran profundidad serían las responsables del mayor dominio de la atenuación intrínseca sobre la dispersiva. Los patrones regionales de atenuación de la coda obtenidos a partir de modelos de dispersión simple parecen confirmarse con los resultados obtenidos para los parámetros  $Q_1^{-1}$ ,  $Q_2^{-1}$  y  $Q_3^{-1}$ .

Parece por tanto claro que, pesar de la sensibilidad de las ondas coda a las heterogeneidades laterales, la crudeza de nuestros datos y modelos actuales impiden discriminar procesos tectónicos finos como, por ejemplo, aquellos relacionados con diferentes ángulos de penetración de las placas que subducen y/o colisionan. Con todo, se describen a continuación, algunas hipótesis sobre los procesos tectónicos de la zona que podrían estar en la base de las elevadas atenuaciones observadas en todo el territorio y que apuntan, una vez más, hacia una gran complejidad geológica y tectónica que somos incapaces de resolver.

La placa Caribe, al interactuar con el Bloque Chocó, puede generar un esquema de traslape sobre la placa Nazca a lo largo de la latitud  $7^\circ$  N, así como una zona de traslape coherente con la Zona de Trinchera del Sur de Panamá que llega a limitar hacia el norte la continuidad de la Cordillera de los Andes, generando deflexión hacia el nororiente. Justamente, hacia el oriente, los efectos de traslape generan mayor flotabilidad de la placa Caribe, promoviendo una colisión más frontal con la placa de América del sur, que llega a flexionar marcadamente su ángulo de subducción, como así lo sugiere la presencia del Nido Sísmico de Bucaramanga. Por lo tanto, los dominios de subducción presentes en el territorio son diversos y complejos, siendo compatibles cambios en el ángulo y dirección de subducción de la placa Nazca al norte y sur de los  $4^\circ$  N. En este escenario, el desplazamiento de la placa Nazca bajo la placa de América del Sur al sur de los  $6^\circ$  N se caracterizaría por la disminución del ángulo de subducción de norte a sur, generando un esquema de vulcanismo de génesis profunda hacia el norte, y más superficial hacia el sur. Este marco evolutivo de la subducción (Kanamori, 1977), se confirmaría además por la presencia de eventos altamente energéticos hacia el sur (1906,  $M_w = 8.8$ ; 1979,  $M_w = 8.2$ ). Sin embargo, este patrón angular se encuentra afectado por la colisión del Bloque Chocó, que solidario al desplazamiento del Bloque de Panamá y a la Placa Caribe, llega a generar mayor espesor cortical en la zona de colisión ( $77^\circ$  W -  $5^\circ$  N).

Por otra parte, varios estudios han puesto de manifiesto también que el contenido de agua dentro del manto de la Tierra puede variar significativamente en diferentes contextos geológicos (Sakuyama, 1979; Bell y Rossman, 1992; Thompson, 1992; Stolper y Newman, 1994; Green y Falloon, 1998; Ingrin y Skogby, 2000; Jamtvei et al., 2001). Así mismo, en condiciones de laboratorio, se ha comprobado cómo el contenido de agua afecta la propagación de las ondas sísmicas. Los efectos del agua sobre las ondas sísmicas han sido descritos por Karato (1995), quien relaciona dos efectos relevantes: i) aumento de la inelasticidad, que conduce a alta atenuación de las ondas sísmicas, y ii) modificación de la orientación de la red cristalina, responsable de la

anisotropía. Para nuestro caso, el efecto del agua sobre la atenuación de la onda sísmica ha sido formulado por Karato (2003) usando la siguiente relación:

$$Q^{-1}(\omega, T, P, C_{OH}) = D(A + BC_{OH})^a \exp\left[-\alpha \frac{(E^* + PV^*)}{RT}\right] \quad (6.7)$$

Donde  $\omega$  es la frecuencia angular de las ondas sísmicas,  $\alpha$  es el parámetro que caracteriza la dependencia de la frecuencia de  $Q$  y toma valores entre (0.1-0.3),  $D$ ,  $A$ ,  $B$  son constantes,  $C_{OH}$  es la concentración de OH sobre especies minerales,  $E^*$  y  $V^*$  son la energía de activación y volumen para la atenuación,  $P$  es la presión, y  $R$  es la constante de gas.

A su vez, el cambio en  $Q$  produce un cambio en la velocidad de las ondas sísmicas, que es modelado por la relación:

$$V(\omega, T, P, C_{OH}) = V_0(T, P) \left[1 - FQ^{-1}(\omega, T, P, C_{OH})\right] \quad (6.8)$$

donde  $V$  es la velocidad de las ondas sísmicas,  $V_0$  es la velocidad de las ondas sísmicas con frecuencia infinita (donde los efectos de inelasticidad son despreciables), y  $F$  es una constante. El término entre corchetes es la corrección para los efectos de inelasticidad.

El hecho es que los efectos de la inelasticidad sobre la propagación de las ondas sísmicas es grande en regiones de alta atenuación (bajo  $Q$ ), y que el grado en qué la inelasticidad afecta la propagación de la onda sísmica depende del contenido de agua. Por lo tanto, los efectos de la variación de contenido de agua (fugacidad del agua) sobre la propagación de las ondas sísmicas se espera que sean altos dentro de la cuña del manto sobre la litosfera oceánica que subduce. La variación espacial en la velocidad y atenuación de las ondas sísmicas en estas regiones podría, parcialmente, ser debida a la variación en el contenido de agua. Tampoco hay que olvidar otros efectos causados por la temperatura.

En el marco de las anteriores ideas, los altos valores de atenuación intrínseca hallados en este trabajo, particularmente en la región Oeste, así como las anomalías de baja velocidad a lo largo de los ejes volcánicos que recorren la Cordillera Central de Colombia sugieren la presencia de contenidos importantes de agua, que deben ser más importantes hacia el occidente.

### 6.8 Resumen y conclusión

En este capítulo se han analizado los sismogramas descritos en el capítulo anterior, mediante un modelo que tiene en cuenta la dispersión múltiple y que permite estimar las contribuciones de la atenuación intrínseca y dispersiva a la atenuación total. es decir el método de MLTWA (Hoshiba, 1991).

Los resultados obtenidos apoyan la regionalización simplificada establecida en el Capítulo 5 que esta formada por 4 regiones que han sido denominadas como: Oeste,

Central, Norte y Este. La región Oeste es la que presenta una mayor atenuación mientras que la región Este presenta atenuaciones relativamente menores atenuaciones.

Entre los principales resultados de estos análisis se destacan:

- En general, se observa un predominio general de la atenuación intrínseca sobre la atenuación dispersiva lo que conduce a valores del albedo sísmico inferiores 0.5.
- Se observa una fuerte dependencia frecuencial tanto de la atenuación intrínseca como en la dispersiva con valores del exponente que van desde  $\eta=0.53$  hasta 1.67 para la atenuación total, desde  $\eta=0.62$  hasta 1.78 para la atenuación intrínseca y desde  $\eta=0.28$  hasta 1.49 para la atenuación por esparcimiento. Sorprende la elevada dependencia frecuencial que presenta la atenuación intrínseca.
- En general, la atenuación observada en la coda a partir de modelos de dispersión simple, es menor que la atenuación intrínseca pero se halla más cerca de ella que de la atenuación dispersiva y total. Con todo esta relación depende del rango frecuencial analizado y de la región.
- Comparaciones entre los resultados hallados en este trabajo y los encontrados para otras regiones del mundo ponen de manifiesto una mayor atenuación del territorio Colombiano en relación a otras zonas del mundo con actividad tectónica relevante.
- Las elevadas atenuaciones detectadas en todas las regiones, unido a la crudeza de las hipótesis involucradas en los modelos adoptados, impiden avanzar en la correlación entre los valores de atenuación y las complejas características geotectónicas del país. Con todo se describen algunos esquemas tectónicos que serían los responsables de la alta atenuación en general y de la atenuación intrínseca en particular. Estos esquemas se relacionan con los procesos de convergencia, colisión y subducción de las placas del Caribe, Nazca y América del Sur.
- La elevada atenuación intrínseca observada en la zona puede estar relacionada con la presencia de cámaras magmáticas superficiales y profundas, responsables del vulcanismo, así como con el contenido de agua y elevadas temperaturas del sistema litosfera-astenosfera bajo territorio colombiano.
- Se constata, una vez más, la necesidad de aumentar la cantidad y calidad de los datos y de avanzar en la formulación y aplicación de modelos, cuyas hipótesis tengan la capacidad de representar mejor las condiciones del medio por donde se propagan las ondas sísmicas. En particular la aplicación de modelos que tengan en cuenta la distribución no homogénea de dispersores, en superficie y en profundidad, la variación lateral y en profundidad de la velocidad de propagación de las ondas internas y las características anisótropas de los procesos de esparcimiento, han de ayudar a aumentar la resolución de los resultados obtenidos y, por lo tanto, deben facilitar la correlación de la atenuación con las características geológicas y tectónicas de esta compleja región.

## CAPÍTULO 7

### ATENUACIÓN SÍSMICA

#### Y

### OTRAS OBSERVACIONES GEOFÍSICAS

#### 7.1 Introducción

Este capítulo se dedica a analizar las relaciones y posibles correlaciones existentes entre otros parámetros geofísicos relevantes, cuya distribución regional sobre el territorio colombiano se conoce, y los patrones de atenuación esbozados en los dos capítulos anteriores. Por lo tanto, nos centraremos en la velocidad de las ondas P, las anomalías gravimétricas y las anomalías geotérmicas. Se efectúa también un análisis comparativo entre nuestros resultados de atenuación y los patrones de esfuerzos analizados en el Capítulo 2. Así pues, se sigue aquí el mismo esquema descriptivo que en el punto 3.6 del Capítulo 3. Con todo la amplitud de los Capítulos 5 y 6, dedicados a determinar con detalle la atenuación sísmica en Colombia, nos ha aconsejado realizar este análisis entre la atenuación y otros parámetros geofísicos en un capítulo aparte, que será forzosamente breve. Este marco comparativo sobre la distribución espacial de anomalías de atenuación y su asociación con otras anomalías geofísicas en el territorio colombiano deben permitir contrastar y mejorar nuestras interpretaciones sobre las posibles relaciones entre las características y patrones atenuativos aquí esbozados y el contexto geotectónico del país.

No se aborda aquí la posible correlación entre atenuación y amenaza sísmica. Se ha analizado ampliamente en los Capítulos 5 y 6. En particular en el Capítulo 5, el mapa de amenaza sísmica de Colombia ha ayudado a orientar nuestros pasos hacia una regionalización simplificada y se han detectado coherencias notables pero también algunas inconsistencias que ponen de manifiesto cómo los procesos atenuativos pueden diferir de aquellos que se hallan en la base de la zonificación sísmica de la amenaza. Además de a los factores que, como por ejemplo las fallas activas, tienen una contribución relevante a la definición de la amenaza, la atenuación es sensible a otros muchos factores, como por ejemplo el vulcanismo de origen superficial y profundo, el contenido en agua, y otras características geológicas que en poco o en nada contribuyen al peligro sísmico. Por lo tanto hemos concluido que nuestro esquema atenuativo es consistente con la elevada amenaza sísmica de Colombia pero el dominio de la atenuación intrínseca explica la existencia de otras anomalías que no deben correlacionar con las correspondientes de la amenaza sísmica.

Sin embargo, a pesar de las precauciones que nos obligan a tomar la crudeza de datos, modelos y técnicas empleadas, sí que se esbozará un marco geotectónico general controlado por la convergencia de las placas del Caribe, Nazca y América del Sur, que se considera compatible con la distribución de velocidades alumbrada mediante la tomografía del Capítulo 3 y con nuestro esquema atenuativo regional.

Probablemente al finalizar este capítulo, tendremos un panorama con más luces, pero seguro también con notables sombras remanentes, sobre el contexto geotectónico de esta bella esquina de América del Sur, así como de su, en muchos casos inequívoca, relación con la presencia de anomalías sísmicas y geofísicas que apuntarán hacia un complejo modelo geodinámico reciente.

## 7.2 Velocidades de las ondas P

Diferentes trabajos que correlacionan el factor de calidad  $Q_0$  y la velocidad de las ondas internas, como por ejemplo los realizados por Archambeau et al. (1969), Marshall y Springer (1976) y Der y McElfresh (1977), sugieren que en zonas con valores altos de  $Q_0$  deben esperarse velocidades altas y viceversa. Estos resultados han sido interpretados en el marco de contrastes de rigidez que inducen contrastes de atenuación.

La distribución en superficie y en profundidad de las anomalías de velocidad de las ondas P en Colombia ha sido analizada detalladamente en el Capítulo 3 donde se efectuó un estudio tomográfico del país. A efectos de esta comparación se usarán las Figuras 3.12 y 5.10 o la 5.14, equivalente a la 5.10 donde se han indicado 4 principales provincias atenuativas. En las distintas imágenes tomográficas de la Figura 3.12 se observa claramente un patrón de variación de la velocidad que varía de oeste a este con franjas o corredores ligeramente escorados hacia el Noreste. En particular las secciones a 20 y a 40 km que se presentan en las Figuras 3.12 b) y 3.12 c) presentan similitudes notables con los patrones atenuativos indicados por la Figura 5.14. Zonas de alta y baja atenuación alternan en dirección Oeste-Este con una orientación Suroeste-Noreste que se pueden corresponder respectivamente con zonas de decrementos e incrementos de la velocidad en las Figuras 3.12 b) y 3.12 c). Evidentemente los patrones de variación de velocidad tampoco son sencillos pero son compatibles con la atenuación presentada en las Figuras 5.10 y 5.14. La mayor atenuación de la zona Oeste corresponde bien con bajas velocidades en la Figura 3.12 b) mientras que la elevada atenuación de la zona Central corresponden a bajas velocidades en las Figuras 3.12 c) y 3.12 d). Las regiones Norte y Este correlacionan razonablemente bien con bajas velocidades en las Figuras 3.12 c) y 3.12 d). El hecho que los perfiles de velocidad a 20, 40 y 60 km sean los que mejor correlacionan con nuestro patrón atenuativo están de acuerdo en la consideración de que los valores de atenuación determinados a partir de la coda de sismos regionales y locales tienen un alcance cortical o, como mucho, litosférico. Las bajas velocidades puestas de manifiesto en las Figuras 3.12 c, d y e) bajo el eje volcánico sur-occidental abonan la elevada atenuación intrínseca detectada en la zona, indicando la presencia de cámaras magmáticas relativamente superficiales bajo este eje volcánico. Por otra parte bajo el eje volcánico central también se detectan bajas velocidades que perduran en y más allá de los 100 km, indicando una naturaleza distinta de la actividad volcánica de este eje respecto a la correspondiente en el eje sur-occidental.

No es fácil decir mucho más, ambos esquemas, el de variación de velocidades y el de distribución de la atenuación, son suficientemente complejos y dificultan trazar esquemas simples que permitan comparaciones y asociaciones sencillas. Con todo nos hemos aventurado a asignar algunas anomalías observadas con otros aspectos de índole geotectónico. El mayor o menor acierto de estas apuestas, deberá ser juzgado por estudios más intensos en la zona.

La potente anomalía de atenuación detectada entre las longitudes 73° y 74° W y las longitudes 5° y 6° N, que va asociada a una importante anomalía positiva de velocidad en el mapa correspondiente a una profundidad de 40 km (Figura 3.12.c) podría asociarse con la presencia de una zona de mayor espesor de litosfera continental, producto de los procesos de colisión entre la placa Caribe y la placa de América del Sur (Duque-Caro, 1990; Taboada et al., 2000).

Además de la ya citada elevada atenuación y bajas velocidades en las regiones central y occidental, con especial énfasis hacia los complejos volcánicos, las diferencias en las profundidades de las anomalías de velocidad, unidas a las diferencias en las características de la amenaza y de la atenuación en ambos ejes volcánicos y en particular al hecho de que los tres (3) volcanes activos ubicados en el extremo sur sólo presentan bajas velocidades a una profundidad de 10 km (ver Figuras 5.12 a, b, c y d), y de cómo se produce una migración de las velocidades bajas hacia el eje volcánico central a medida que aumentamos la profundidad (ver Figuras 5.12 e, f, g, y h) abona la hipótesis de que existe una diferencia angular entre los procesos de subducción en el norte y en el sur. Así, en el tramo sur, donde la subducción es de bajo ángulo, la región presenta mayor rigidez y el vulcanismo debe estar asociado a procesos magmáticos más superficiales. Estas observaciones están de acuerdo también con diferencias en la relación  $K_2O - SiO_2$  realizadas sobre ignimbritas Cenozoicas (Schaefer y Williams, 1991; Murcia y Pichler, 1991). Dichas características, además, sugieren afinidades volcánicas más oceánicas hacia el sur, y más continentales con génesis profunda hacia el norte.

Entre las latitudes 2 y 4° N y a longitudes entre los 75 y 76° W se observa la presencia de una zona de baja atenuación (Figuras 5.10 y 5.14) que concuerda bien con anomalías positivas de velocidad que siguen la tendencia de la Cordillera Central. Estas anomalías de velocidad, que se ven con claridad en las secciones correspondientes a 10 y 20 km (Figuras 3.12 a y b) estarían de acuerdo con los trabajos de Hincapie et al. (1996), según los que esta región representa una zona intermedia donde se puede dar un cambio en la dirección y buzamiento de subducción de la Placa de Nazca bajo la placa de América del Sur.

Finalmente, con respecto a los resultados del análisis mediante modelos de dispersión múltiple, es interesante observar que el dominio de la absorción intrínseca en las estaciones que cubren la Región Oeste y su disminución con tendencia Oeste-Este (ver Figura 6.4), puede estar relacionado con la subducción que profundiza hacia el oriente y que ha sido puesta de manifiesto en el estudio tomográfico (ver Figura 3.14 en general y Figuras 3.14 b y 3.14 c en particular). Así, el dominio de la atenuación intrínseca en todo el territorio y su disminución hacia el Este puede relacionarse, además de con la actividad magmática asociada al vulcanismo del país, con otros efectos que los procesos de deshidratación y fusión parcial en el proceso de subducción, llegan a generar sobre la propagación y atenuación de las ondas sísmicas, (Karato, 2003).

### 7.3 Anomalías gravimétricas

Singh (1981) y Pujades (1987) establecen correlaciones directas entre  $Q_0$  y espesores de la corteza terrestre, de forma que cabe esperar que los parámetros de atenuación se hallen también relacionados con las anomalías gravimétricas. De hecho Singh (1981) apunta en la dirección que bajos espesores corticales se hallan en lugares con bajos valores de  $Q_0$ , mientras que valores elevados están relacionados con potencias corticales importantes. Sin embargo, Pujades (1987) puntualiza que pueden hallarse atenuaciones elevadas también en ambientes tectónicos donde existan contrastes o variaciones importantes del espesor cortical. Tal sería el caso de los bajos valores de  $Q_0$  hallados en el Pirineo, al norte de la Península Ibérica, donde se halla un elevado contraste entre el grosor de la corteza en su parte Norte y el que corresponde a su parte Sur. Los valores de atenuación baja se darían, por lo tanto, en ambientes tectónicos con espesores corticales importantes y sostenidos. Tales serían los casos del macizo Hespérico situado hacia el oeste de la región central la Península Ibérica, o del norte del Centro de los Estados Unidos. Tal sería también el caso de los bajos valores de atenuación hallados sobre los grandes cratones estables situados en diversas partes del mundo y que se citan en algunos de los estudios recogidos por Mitchell y Romanowicz (1999).

Bajo estas ideas, nos basaremos en las Figuras 5.10, que contiene las variaciones regionales de la atenuación en Colombia y en la Figura 3.15 del Capítulo 3, que contiene información gravimétrica del País, para establecer nuestras correlaciones. Como ya se ha comentado en el Capítulo 3 y de acuerdo a los trabajos gravimétricos de Bermúdez et al. (1985) e IGAC e INGEOMINAS (1998) para el territorio de Colombia, este sector de los Andes se encuentra dominado por anomalías simples de Bouguer negativas, con mínimos que recorren la cordillera Oriental ( $< -250$  mgal). Hacia el oriente y occidente de los Andes, aparecen anomalías positivas ( $> 350$  mgal) asociadas al cratón de América del Sur y a corteza oceánica acrecionada respectivamente. Por lo tanto existe consistencia entre las elevadas atenuaciones sísmicas observadas en el territorio Colombiano y las anomalías gravimétricas negativas de Bouguer, las zonas con anomalías positivas situadas en el Este, sobre Brasil y el Oeste sobre el Pacífico, no se han representado en la Figura 3.15 y no han sido analizadas en este trabajo.

Se observa un patrón regional gravimétrico con variaciones laterales de Oeste a Este, dibujándose franjas de iso-anomalías paralelas a la costa del país y siguiendo la tendencia de la grandes cordilleras andinas. Por lo tanto es razonable hallar bajos valores de los factores de calidad, sea por causa de la presencia de espesores corticales débiles, en el Oeste del país, sea por la presencia de fuertes variaciones laterales y contrastes, introducidos por las raíces isostáticas de las grandes cordilleras o por las variaciones laterales de espesores y densidades, producidas por los procesos de colisión y subducción. El hecho de que  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  tiendan a disminuir hacia el Este y hacia el Norte, en la misma dirección hacia donde disminuyen las anomalías gravimétricas, apunta hacia la presencia de mayores espesores de corteza hacia el Este y hacia el Norte.

Es aventurado afirmar mucho más, en base a los datos disponibles, requiriendo más trabajo y mejor resolución de nuestra información para establecer correlaciones más concretas y precisas. Con todo nos atrevemos a indicar algunas tendencias sugeridas por la información actual.

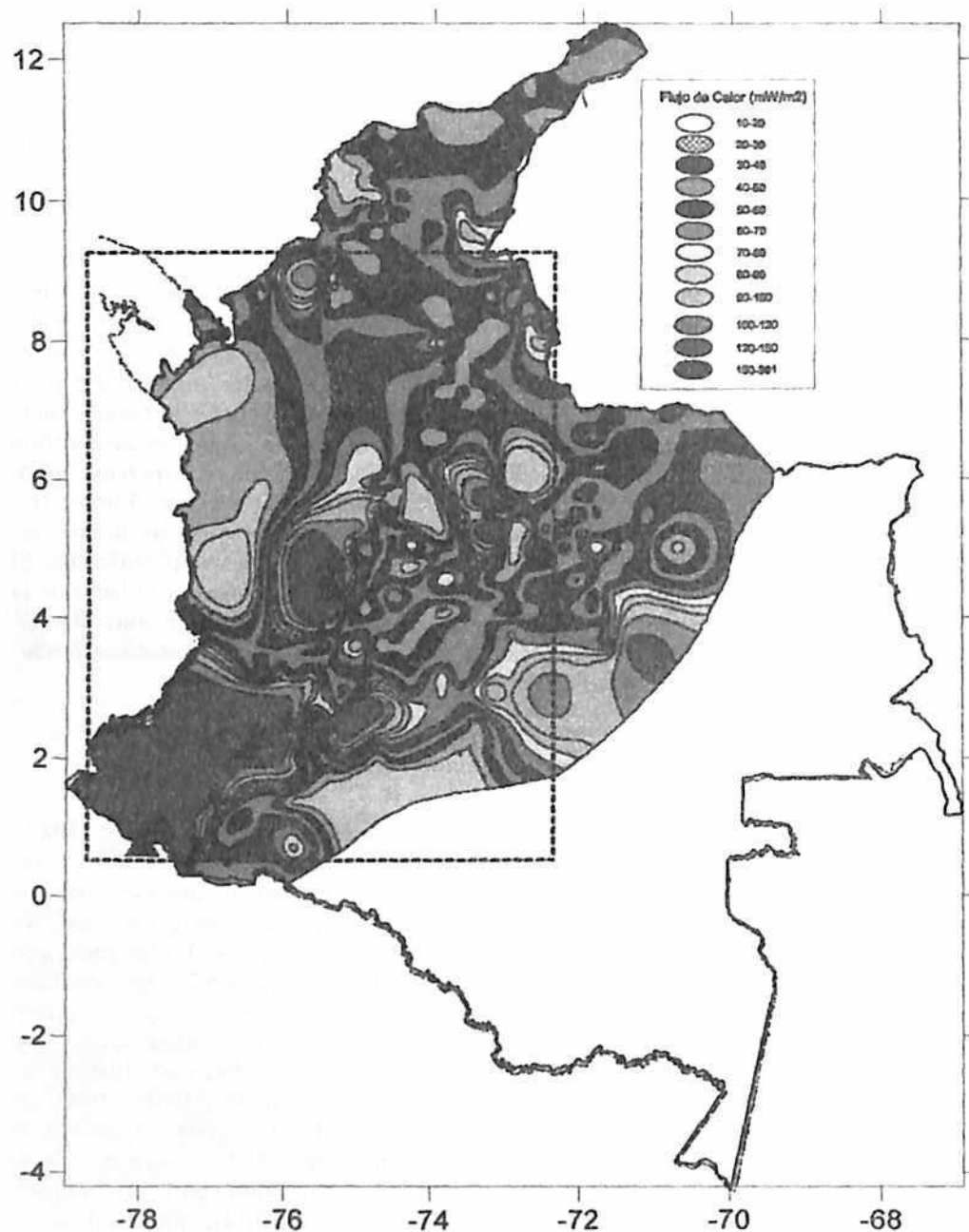
Se observa una coherencia razonable entre altos valores de  $Q_0$  y bajos gravimétricos en tres sectores: 1) Alrededor del punto  $74^\circ$  W- $7.5^\circ$  N, que puede apuntar hacia un mayor espesor de la corteza continental producto de la colisión entre la placa Caribe y la placa de América del Sur. 2) Alrededor de la longitud  $77^\circ$  W y latitudes entre  $4$  y  $5^\circ$  N, que estaría de acuerdo con la presencia de una aspereza cortical producto de la colisión entre el Bloque Choco y América del Sur. 3) Alrededor de la longitud  $73^\circ$  W y latitudes entre  $4$  y  $5^\circ$  N que podría asociarse a un mayor espesor de la corteza continental en el Escudo de la Guayana.

En el sector occidental, en la Costa del océano Pacífico, donde es esperable un dominio de los efectos causados por la penetración de la corteza oceánica, el hecho que la atenuación sea ligeramente menor en la región Oeste que en la del Centro (ver también Tabla 5-III), unido a las débiles anomalías gravimétricas observadas, respecto a la parte central, podrían apuntar hacia que el sector occidental de los Andes está caracterizado por un vulcanismo y unas características estructurales distintas a las del eje central. Sin embargo los valores de atenuación hallados a partir de los métodos de dispersión múltiple, asignan una mayor atenuación a la región Oeste que a la Central (ver Tabla 6.II y Figura 6.4), confirmando la complejidad de la zona y la sutileza de las diferencias existentes, que son difíciles de discernir con los métodos y datos aquí utilizados. Si parece claro que las elevadas anomalías negativas y altas atenuaciones a lo largo de la región de los Andes podrían estar causadas por una compleja interacción entre el magmatismo responsable de la actividad volcánica y las otras estructuras montañosas producidas, en la región, por los procesos de colisión y subducción.

### 7.4 Gradiente y flujo geotérmico

Correlaciones entre  $Q_0$  y flujo térmico realizadas por Singh (1981) y Pujades (1987), sugieren que en regiones con valores altos de  $Q_0$ , los flujos térmicos son bajos y viceversa. Esta situación se encuentra íntimamente ligada a dos tipos de procesos; por una parte los volcánicos. La presencia de cámaras magmáticas calientes genera mayores atenuaciones sobre las ondas sísmicas. Por otra parte, los tectónicos. En las zonas con una mayor actividad tectónica, debemos esperar medios más fracturados que conducen a mayor atenuación (atenuación dispersiva); sin embargo, en el proceso de atenuación de la energía radiada desde los diferentes focos, parte de la energía elástica se convierte en energía térmica o en deformación irreversible (atenuación intrínseca). Justamente, debido a que la litosfera es muy mala conductora térmica (Araña y Ortiz, 1984), las isotermas se concentrarán a lo largo de dichas zonas sísmicas, donde los valores de atenuación son altos. Con todo es razonable esperar correlaciones semejantes con el gradiente geotérmico, que representa la variación de la temperatura con la profundidad. La Figura 3.16 representa la distribución regional de este gradiente, que sin duda, se halla relacionado con el flujo geotérmico, en el sentido que flujos geotérmicos elevados se dan en zonas con elevados gradientes geotérmicos. La Figura 7.1 presenta el mapa de flujo geotérmico (Ingeominas, 1999), que confirma la estrecha relación existente entre el flujo de calor (Figura 7.1) y la variación de la temperatura con la profundidad (Figura 3.16).





**Figura 7.1** Mapa de flujo geotérmico (Ingeominas, 1999). Se observa un elevado flujo geotérmico en toda la zona de estudio con los valores más elevados bajo los complejos volcánicos. Se han representado también los volcanes (triángulos) y la zona de estudio (rectángulo de línea punteada).

Así pues, se utilizarán las Figuras 5.10 y 3.16 junto con la Figura 7.1, para analizar las relaciones entre la atenuación y el gradiente y flujo geotérmicos respectivamente. Se observa una notoria coherencia entre la regionalización de nuestros valores de  $Q_0$  (ver también las Figuras 5.13 y 5.14) y los gradientes geotérmicos de la Figura 3.16. Las zonas Oeste y Centro presentan importantes gradientes geotérmicos con valores típicos de entre 150 y 381 °C/km, que están, sin duda alguna, relacionados con la actividad volcánica de ambas regiones. Estas elevadas atenuaciones se observan, tanto cuando se ensaya la aproximación de dispersión simple como cuando se analizan los datos con modelos de dispersión múltiple (ver también Figura 6.4 y Tabla 6-II). En las regiones Norte y Este, los valores de gradiente geotérmico son sustancialmente menores. Similares comentarios pueden hacerse de la observación de la Figura 7.1.

Más concretamente, por una parte, a lo largo de los ejes volcánicos se aprecian altos gradientes y altos flujos geotérmicos asociados a valores bajos de  $Q_0$ . De hecho, en las estaciones CRU y MUN, asociadas a la Región Oeste y muy cercanas al eje volcánico del sur, se aprecian los mayores valores de  $Q_0^{-1}$  (ver Figura 6.4 y Tabla 6-II). Sin embargo la región central presenta menores atenuaciones cuando se utiliza la aproximación de dispersión múltiple. Este hecho puede ser debido a un vulcanismo más superficial hacia el sur. Recordemos que hemos visto cómo la aproximación de dispersión múltiple, muestrea mejor las zonas cercanas al segmento epicentro estación de forma que las cámaras magmáticas superficiales del sur quedarían mejor representadas en la aproximación de dispersión múltiple, mientras que las más profundas del eje central se muestrearían mejor en el caso de dispersión simple. Este hecho es bastante claro en los resultados obtenidos en la dispersión simple para la estación de TOL, (ver también Figuras 5.8 y 5.9 y Tabla 5-III) y en los de dispersión múltiple para las estaciones de CRU y CUM. La mayor extensión del flujo de calor en el Sur estaría de acuerdo con una mayor superficialidad de las cámaras magmáticas que lo causan.

De nuevo se hace difícil establecer correlaciones más finas. Con todo, hacia el centro del Bloque Chocó se perciben altos valores de  $Q_0$  asociados a valores bajos de gradiente y flujo geotérmicos. Esta situación podría sugerir un estado de mayor rigidez hacia el interior del Bloque Chocó. Así mismo, es sobresaliente la presencia de una franja con valores de gradiente geotérmico bajos a intermedios con dirección NE que tiene buena correlación con valores bajos de  $Q_c^{-1}$  y  $Q_i^{-1}$  en la Región Este. Pero definitivamente, la región Andina es de gran riqueza y complejidad geológica, geodinámica y tectónica de forma que serán menester trabajos futuros para puntualizar y mejorar la resolución de los gradientes y flujos geotérmicos y de la atenuación de forma que puedan garantizar mejores relaciones.

### 7.5 Esfuerzos regionales

Es de esperar, que en zonas donde los esfuerzos son compresivos, los terrenos y las rocas involucrada se compacten, ganen consistencia y aumenten su densidad, siendo esperable una mayor rigidez del medio, y por lo tanto valores bajos de atenuación, y viceversa. Es de nuevo claro que el patrón de esfuerzos que se vislumbra en el análisis efectuado en el Apartado 2.4.2 (Figura 2.10) no es sencillo, lo que va a dificultar

nuevamente una comparación fina, pero que a su vez es consistente con la complejidad global de esta región.

Por lo tanto y a un nivel necesariamente muy cualitativo, podemos apuntar que, en efecto, las observaciones realizadas en el Capítulo 2 nos indican que los esfuerzos inducidos por la colisión entre el Bloque Andino y el Bloque de América del Sur puede ser consistente con una franja de altos valores de  $Q_0$  entre la Cordillera Oriental y el Escudo de Guayana (Región Este, ver Figuras 5.10 y 5.13 y 5.14), que, a su vez sería consistente con las observaciones de atenuación total, intrínseca y dispersiva en las estaciones de RUS, PRA y CHI (ver Figura 6.4 y Tablas 6-I y 6-II).

Finalmente, los esfuerzos compresivos deducidos con sismicidad intermedia y profunda alrededor del punto de coordenadas geográficas  $73^\circ \text{W}-7.5^\circ \text{N}$  y que estarían relacionados con la colisión entre la placa Caribe y la placa de América del Sur, son coherentes con bajos valores de  $Q_c^{-1}$  y  $Q_i^{-1}$ . Además, los efectos compresivos que genera la colisión entre el Bloque Chocó y la placa de América del Sur pueden ser responsables, en parte, de los altos valores de  $Q_0$  alrededor del punto de coordenadas geográficas,  $75.5^\circ \text{W}-5^\circ \text{N}$ . Particularmente esta última región se ha caracterizado por la ocurrencia de varios eventos sísmicos destructivos durante el siglo XX.

### 7.6 Discusión

La distribución de anomalías de atenuación de ondas coda,  $V_p$ , gravimétricas y de gradiente geotérmico, relacionadas en este trabajo para el NW de América del Sur, son forzosamente un reflejo de las condiciones de esfuerzos a las que se encuentra sometida dicha región como producto de los procesos de convergencia, colisión y subducción de placas y micro-placas. Estas anomalías sugieren que, a pesar de que las ondas coda poseen una gran sensibilidad para discriminar las características locales y regionales de la atenuación sísmica, la complejidad de los procesos tectónicos involucrados en Colombia, dificultan avanzar en la discriminación fina de los mismos a partir de los datos y métodos que el estado actual de nuestro conocimiento pone en nuestras manos para su estudio.

Con todo ha sido posible vislumbrar cómo un esquema tectónico, según el cual la placa del Caribe, interacciona con el Bloque Chocó, genera un esquema de traslape sobre la placa Nazca a lo largo de, aproximadamente, la latitud  $7^\circ \text{N}$ . Este esquema es compatible con valores bajos de atenuación, altos valores de  $V_p$  y anomalías gravimétricas. Este proceso de traslape genera una mayor flotabilidad de la placa Caribe, promoviendo una colisión más frontal con la placa de América del sur, que puede llegar a flexionar marcadamente su ángulo de subducción. La presencia del Nido Sísmico de Bucaramanga apoyaría la existencia de este proceso.

Bajo las observaciones de la atenuación y el gradiente geotérmico, podemos sugerir cómo el desplazamiento de la placa Nazca bajo la placa de América de Sur al sur de, aproximadamente, los  $6^\circ \text{N}$  podría presentar una disminución del ángulo de subducción de norte a sur, generando un esquema de vulcanismo de génesis profunda hacia el norte, y más superficial hacia el sur. Este marco evolutivo de la subducción (Kanamori, 1977), se vería apoyado también por la presencia de eventos altamente energéticos hacia el sur.

Finalmente, la colisión entre el Bloque Andino con el Escudo de Guayana es compatible con bajos valores de atenuación, altos valores de  $V_p$  y bajos valores de anomalías gravimétricas. Este patrón sugiere un mayor espesor de la corteza hacia el oriente, y su respectiva reducción en dirección Este-Oeste. Con todo este incremento cortical puede estar intercalado con fuertes contrastes de densidad y heterogeneidades estructurales introducidos por los procesos de choque y subducción de las placas que inciden sobre el territorio.

De este modo, hemos dejado claro a lo largo de todo el trabajo, que la confirmación y afinamiento cuantitativo de estas hipótesis preliminares requieren más trabajo orientado a la resolución espacial tanto de los parámetros de atenuación como a las relacionadas con otras observaciones geofísicas. Por otra parte, de forma paralela se debe incrementar la definición de los modelos geodinámicos y tectónicos del territorio.

### 7.7 Resumen y conclusión

A pesar de la complejidad del sistema litosfera-astenosfera de Colombia, se ha hallado una correlación razonable entre los parámetros de atenuación aquí analizados y otras observaciones geofísicas. Así pues el análisis de las posibles correlaciones entre atenuación,  $V_p$ , anomalías gravimétricas y geotérmicas y esfuerzos en diversas zonas, ha puesto de manifiesto la presencia de un patrón de variación según la dirección Oeste a Este. Con todo, esta dirección del patrón no es exactamente perpendicular a la dirección Norte-Sur, sino que se halla ligeramente escorada hacia el Nordeste siendo, las líneas iso-paramétricas, aproximadamente paralelas a la línea de costa del Pacífico. Las elevadas atenuaciones observadas en todo el territorio son consistentes con altas anomalías gravimétricas negativas de Bouguer y elevados gradientes geotérmicos, así como con variaciones laterales de las velocidades de las ondas internas de presión. Diferencias en los valores de atenuación en las regiones Centro y Oeste, halladas cuando se aplican técnicas de dispersión simple y de dispersión múltiple, podrían ser explicadas por la menor profundidad de las cámaras magmáticas responsables del vulcanismo del eje sur-occidental. En líneas generales se confirma el acierto de la regionalización del factor de calidad en 4 regiones: Occidental, Centro, Norte y Oriental, hallándose una buena consistencia entre todos los parámetros analizados. No obstante es difícil avanzar hacia una correlación más fina de otras anomalías observadas debido, básicamente, a la complejidad de la zona estudiada y a la limitada resolución de los datos y técnicas disponibles.

Así pues, nuestros resultados de atenuación, particularmente cuando se analizan en el marco de la evolución geodinámica y tectónica presentada en el capítulo 2 y de forma conjunta con los resultados de la tomografía ensayada en el Capítulo 3, así como los del estudio sobre los esfuerzos regionales, realizado en el Apartado 2.4 y en consistencia con observaciones sobre el gradiente geotérmico y sobre las anomalías gravimétricas, realizadas por otros autores, presentan un acuerdo razonable con un esquema tectónico de colisión océano-continente, pero también de convergencia e interacción de otros bloques intra-continetales cuyas principales características serían:

- Interacción entre la placa Caribe con el Bloque Chocó generando un esquema de traslape sobre la placa Nazca a lo largo, aproximadamente de la latitud  $7^\circ \text{N}$ ,

que es compatible con valores bajos de atenuación y altos valores de  $V_p$  y anomalías gravimétricas.

- Desplazamiento de la placa Nazca bajo la placa de América de Sur, con un patrón según el cual, y hacia aproximadamente el sur de los  $6^\circ$  N, se presenta una disminución del ángulo de subducción de norte a sur, generando un esquema de vulcanismo de génesis profunda hacia el norte, y más superficial hacia el sur. Este marco evolutivo de la subducción (Kanamori, 1977), se vería apoyado también por la presencia de eventos altamente energéticos hacia el sur.
- La Colisión entre el Bloque Andino y el Escudo de Guayana es consistente con bajos valores de atenuación, altos valores de  $V_p$  y bajos valores de anomalías gravimétricas. Este patrón sugiere un mayor espesor de la corteza hacia el oriente, y su respectiva reducción en dirección Este-Oeste. Con todo este incremento cortical puede estar intercalado con fuertes contrastes de densidad y heterogeneidades estructurales introducidos por los procesos de choque y subducción de las placas que inciden sobre el territorio.

## CAPÍTULO 8

### ANÁLISIS TEMPORAL

#### 8.1 Introducción

Varios trabajos han descrito correlaciones empíricas que sugieren la existencia de variaciones temporales de la atenuación de las ondas de coda asociadas a la ocurrencia de eventos de carácter tectónico o volcánico en diversas regiones del mundo. Una de las primeras observaciones que asocia variaciones temporales de  $Q_c$  con la actividad tectónica fue realizada por Chouet (1979), quien estudió 185 sismos registrados en Stone Canyon en California por un periodo de 1 año. En dicho trabajo se describe un incremento en la energía de coda de alta frecuencia en sismos de similares magnitudes y localización, así como el cambio en la forma del espectro asociado a un decrecimiento en los valores de  $Q_c$ . Esta anomalía analizada en el rango de frecuencias entre 1.5 y 24 Hz sugirió dos posibles mecanismos responsables del fenómeno: 1) las variaciones temporales en el espectro de la fuente del sismo y 2) cambios de la atenuación y/o propiedades de dispersión de la corteza.

Posteriormente, trabajos como los de Jin y Aki (1986), Sato (1986), Peng et al. (1987) y Tsukuda (1988) pusieron de manifiesto incrementos en los valores de  $Q_c$  después de eventos principales en el área epicentral y el efecto opuesto en zonas alejadas de la misma. Dichos patrones también han sido observados en estructuras volcánicas (Fehler, 1988; Londoño et al., 1998; Vinciguerra, 2001).

Sin embargo, Jin y Aki (1993), muestran que la correlación entre la variación temporal de  $Q_c^{-1}$  y la sismicidad no es tan simple. Por ejemplo, durante un periodo de alta actividad de réplicas asociadas al sismo Loma Prieta en 1989,  $Q_c^{-1}$  tendió a su mínimo valor; mientras que en el sismo de Misasa (Japón) en 1983, el periodo de mayores valores de  $Q_c^{-1}$  correspondió a la época de menor sismicidad. Por tanto concluyen que el parámetro  $Q_c^{-1}$  no puede ser utilizado como un predictor fiable debido a que patrones similares de cambios temporales no siempre anteceden a los eventos principales.

Aki (1996) señala que en varios casos se ha observado una correlación positiva entre  $Q_c^{-1}$  y el parámetro  $h$ , mientras que en otros es negativa. Para entender esta situación, Jin y Aki (1993) proponen que el cambio temporal de  $Q_c^{-1}$ , puede estar principalmente

relacionado con el deslizamiento de las fracturas en la parte dúctil de la litosfera (llamada también plastosfera) más que en la parte débil o quebradiza (llamada también esquizosfera) de la litosfera. Por lo tanto el incremento del deslizamiento en las fracturas, se traduce en un incremento de la atenuación y, al mismo tiempo, en una concentración de esfuerzos en la parte frágil, favoreciendo así la ocurrencia de sismos con una magnitud,  $M_c$ , correspondiente a un tamaño característico de la fractura. Por lo tanto, la distribución temporal de  $Q_c^{-1}$  podría mostrar una gran correlación con la distribución temporal de sismos de magnitud característica o  $M_c$ .

Aunque interesantes estas propuestas, no se han observado ejemplos categóricos que demuestren la validez de dichas hipótesis. Bajo la anterior directriz, y como propuesta para avanzar en estas ideas, hemos querido dar una mirada preliminar a la variación temporal de los parámetros de atenuación de las ondas de coda siguiendo los métodos de Retro-dispersión Simple propuesto por Aki y Chouet (1975), así como con el modelo de dispersión múltiple a partir de la técnica de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo (*Multiple Lapse Time Window analysis*, MLTWA) propuesta por Hoshiya (1991). En este análisis se pretende evaluar la variación temporal de la atenuación en busca de establecer contrastes asociados con la energía liberada y/o con mecanismos focales de eventos sísmicos importantes.

## 8.2 Análisis temporal

Varios trabajos han evaluado la variación temporal de  $Q_c^{-1}$  en esta región (Londoño, 1996; Londoño et al., 1998; Ugalde et al., 2002), sin embargo, hasta la fecha nadie ha evaluado su comportamiento temporal contrastado con la atenuación intrínseca y dispersiva. Esta discriminación podría dar elementos conductores sobre las condiciones del medio antes y después de un evento sísmico. Para el efecto, hemos analizado los registros sísmológicos utilizados en los capítulos 5 y 6, pero de forma que permitan describir la variación temporal de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  en el periodo comprendido entre los meses de diciembre de 1992 y de junio de 1999 y sin discriminar estaciones, ni fuentes. Con todo, solamente se han considerado distancias epicentrales inferiores a los 255 km. En este caso pues, se trató de identificar eventos importantes que estuvieran acompañados de suficientes registros de forma que se garantizara el cálculo de los parámetros de atenuación.

En la Figura 8.1 se puede observar la distribución temporal de sismicidad en el territorio colombiano con magnitudes,  $M_w$  superiores a 5.0, para el periodo de estudio, donde se han considerado 12 ventanas temporales. La definición de dichas ventanas se basó en dos criterios. El primero perseguía la evaluación de posibles contrastes de atenuación relacionados con eventos importantes. El segundo estaba relacionado con la densidad mínima de datos considerados necesarios para determinar los parámetros  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y

$Q_r^{-1}$  mediante la técnica del MLTWA\*. Los valores de  $Q_c^{-1}$  fueron estimados a partir del método de Aki y Chouet (1975).

\* En el Anexo III-B se incluye el detalle de las curvas de ajuste, elipses de confianza al 95% y parámetros de atenuación, para las bandas de frecuencia centradas en 1.5, 3, 5, 8, 12 y 16.5 Hz, y relacionadas con las ventanas temporales analizadas.

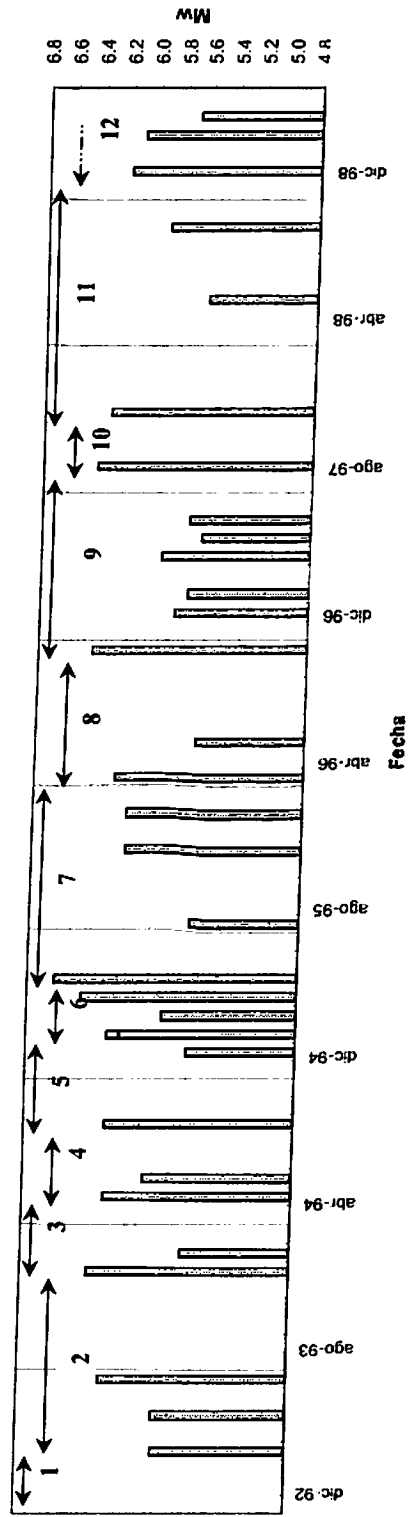


Figura 8.1 Variación temporal de eventos sísmicos en el territorio colombiano con magnitud,  $M_w$ , mayor que 5.0. Los datos han sido tomados de los catálogos del National Earthquake Information Center (NEIC) de Estados Unidos e INGEOMINAS. Las ventanas numeradas representan los intervalos de tiempo en los que se han evaluado  $Q_1^{-1}$ ,  $Q_2^{-1}$ ,  $Q_3^{-1}$  y  $Q_4^{-1}$ , para analizar su variación.

Periodo	$Q_1^{-1}$	$Q_2^{-1}$	$Q_3^{-1}$	$Q_4^{-1}$
Dic / 1992 - Mar / 1993	$Q_1^{-1}(f) = (67.6 \pm 11.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.240011}$	$Q_2^{-1}(f) = (10.0 \pm 1.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.102111}$	$Q_3^{-1}(f) = (59.2 \pm 15.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.180111}$	$Q_4^{-1}(f) = (17.9 \pm 0.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Mar / 1993 - Ene / 1994	$Q_1^{-1}(f) = (43.8 \pm 2.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (7.6 \pm 2.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (36.5 \pm 5.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (16.6 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Ene / 1994 - May / 1994	$Q_1^{-1}(f) = (43.4 \pm 3.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (8.0 \pm 2.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (35.9 \pm 6.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (19.4 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
May / 1994 - Sep / 1994	$Q_1^{-1}(f) = (45.8 \pm 4.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (9.0 \pm 2.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (35.9 \pm 6.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (17.9 \pm 0.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Sep / 1994 - Feb / 1995	$Q_1^{-1}(f) = (43.2 \pm 3.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (8.0 \pm 1.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (37.8 \pm 6.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (16.0 \pm 0.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Feb / 1995 - May / 1995	$Q_1^{-1}(f) = (42.1 \pm 3.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (7.4 \pm 1.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (35.1 \pm 4.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (15.2 \pm 0.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
May / 1995 - Mar / 1996	$Q_1^{-1}(f) = (32.8 \pm 3.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (6.9 \pm 1.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (25.7 \pm 3.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (13.0 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Mar / 1996 - Nov / 1996	$Q_1^{-1}(f) = (40.4 \pm 5.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (8.3 \pm 1.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (31.7 \pm 5.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (12.4 \pm 0.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Nov / 1996 - Sep / 1997	$Q_1^{-1}(f) = (36.3 \pm 1.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (7.9 \pm 2.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (28.2 \pm 3.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (13.8 \pm 0.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Sep / 1997 - Dic / 1997	$Q_1^{-1}(f) = (58.6 \pm 9.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (10.2 \pm 2.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (48.0 \pm 8.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (14.5 \pm 0.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Dic / 1997 - Ene / 1999	$Q_1^{-1}(f) = (44.3 \pm 4.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (9.4 \pm 1.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (34.6 \pm 4.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (17.4 \pm 0.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Ene / 1999 - Abr / 1999	$Q_1^{-1}(f) = (53.8 \pm 6.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (10.2 \pm 1.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (43.6 \pm 6.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (13.9 \pm 0.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$
Dic / 1992 - Jun / 1999	$Q_1^{-1}(f) = (42.2 \pm 4.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.050111}$	$Q_2^{-1}(f) = (7.6 \pm 1.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_3^{-1}(f) = (34.5 \pm 5.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$	$Q_4^{-1}(f) = (16.7 \pm 0.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.080111}$

Tabla 8-1. Leyes de dependencia frecuencial de  $Q_1^{-1}$ ,  $Q_2^{-1}$ ,  $Q_3^{-1}$  y  $Q_4^{-1}$  para las doce ventanas temporales de la Figura 8.1. Las ventanas cubren el periodo entre diciembre de 1992 y junio de 1999. La última fila presenta el promedio total.

Para cada uno de los periodos considerados (ver Figura 8.1) se han hallado leyes de dependencia frecuencial para todos los 4 parámetros de atenuación, es decir para  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$ . En la Tabla 8-1 se presentan los resultados obtenidos. No se observan cambios relevantes que indiquen una evolución temporal de los coeficientes de dependencia frecuencial de la atenuación.

### 8.2.1 Atenuación y energía liberada

Para contrastar las variaciones temporales de la atenuación con la actividad sísmica, se ha calculado la energía liberada, a partir de todos los eventos  $M_l > 1.0$  relacionados en los catálogos sísmicos de INGEOMINAS y NEIC en el periodo y territorio analizados, siguiendo las formulaciones empíricas para transformar  $M_l$  a  $m_b$  propuestas por INGEOMINAS (1995) en Colombia y de  $m_b$  a  $E_s$  según Gutenberg y Richter (1956), así:

$$m_b = M_l - 0.4, \quad \text{para } M_l \leq 5.3 \quad (8.1)$$

$$m_b = 1.24 \cdot M_l - 2.0, \quad \text{para } M_l > 5.3 \quad (8.2)$$

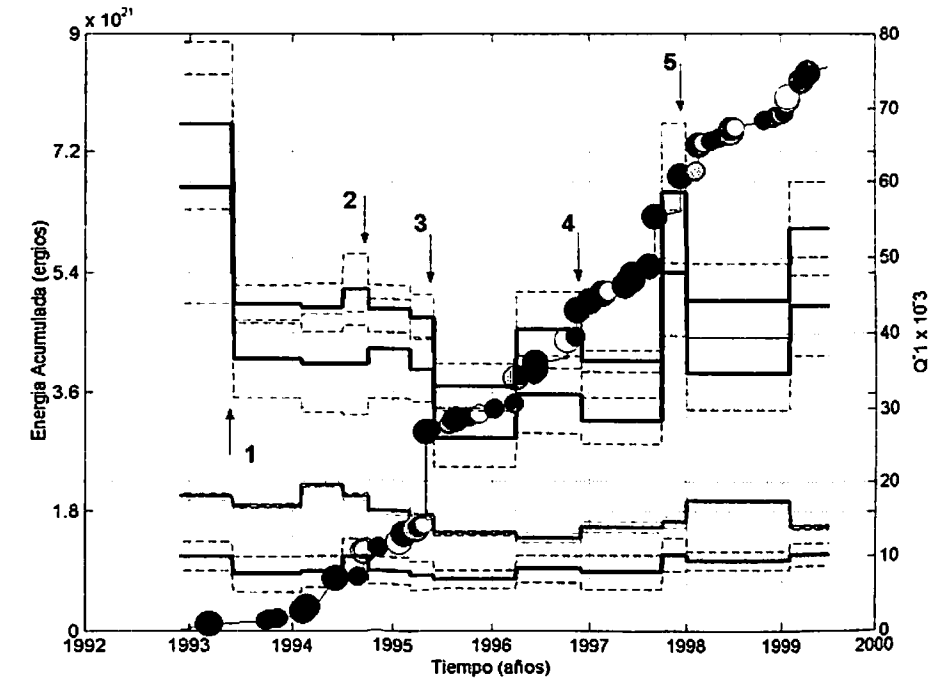
y

$$\text{Log}_{10} E_s (\text{ergs}) \cong 5.8 + 2.4 \cdot m_b \quad (8.3)$$

La Figura 8.2 permite observar la evolución de la energía sísmica liberada y los parámetros de atenuación  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  estimados a 1 Hz. En general, se observa que los errores en las mediciones de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$ , enmascaran la mayoría de los contrastes, sin embargo, las estimaciones de  $Q_c^{-1}$  mantienen errores relativamente bajos, aspecto determinante en la identificación de contrastes asociados a patrones sísmicos. En general se observa que los valores de  $Q_c^{-1}$  se hallan entre la atenuación dispersiva y la atenuación intrínseca; es decir que  $Q_s^{-1} < Q_c^{-1} < Q_i^{-1}$ . A su vez, los valores de  $Q_i^{-1}$ , y consecuentemente los de  $Q_r^{-1}$ , debido a su importante magnitud respecto a  $Q_s^{-1}$ , permiten observar contrastes de atenuación en un posible régimen de ciclos. No se observan relaciones consistentes entre los contrastes de atenuación y la profundidad de los eventos.

Así pues, en la Figura 8.2, se observa con claridad que los cambios de pendiente en la curva de energía acumulada, asociados a los eventos más importantes, presentan una buena relación con, al menos cinco cambios significativos en las curvas de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$ . Estos cambios se indican también en la Figura 8.2 con números. De este modo, se destaca la presencia de contrastes de  $Q_i^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  que podrían asociarse a cuatro cambios importantes en la pendiente de la curva de energía acumulada, que coincide con los eventos más energéticos ocurridos en esta región para el periodo analizado. El punto 2,

corresponde al sismo del 13 de septiembre de 1994 con una magnitud  $M_W = 6.0$ . El punto 3 corresponde al sismo ocurrido el 2 de mayo de 1995 con una magnitud  $M_W$  de 6.7. El punto 4 se asocia al sismo del 4 de noviembre de 1996 que tuvo una magnitud ( $M_W$ ) de 6.3. El punto 5 corresponde al terremoto ocurrido el 2 de Septiembre de 1997 y que presentó una magnitud ( $M_W$ ) de 6.7. Finalmente, el punto 1, en cuyo entorno se presentan los mayores cambios de los parámetros de atenuación  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$ , podría estar relacionado con el sismo ocurrido el 26 de diciembre de 1992 que tuvo una magnitud ( $M_W$ ) de 5.8; En la Figura 8.2 es difícil observar un cambio en la pendiente de la curva que representa la evolución temporal de la energía liberada por carecer de la historia previa a este evento sísmico.



**Figura 8.2** Variación temporal de energía sísmica acumulada, y variación de  $Q_c^{-1}$  (verde),  $Q_i^{-1}$  (negro),  $Q_s^{-1}$  (azul) y  $Q_r^{-1}$  (rojo). Los dos tamaños de los círculos representan eventos con magnitudes menores que 5.5 (menor) y mayores o iguales que 5.5 (mayor). Los colores de relleno representan profundidades: negro, menor que 80 km, gris entre 30 y 80 km y blanco inferiores a 30.0 km. Las líneas punteadas indican el error derivado de la estimación de cada parámetro. Los cinco números sugieren asociaciones entre contrastes de atenuación y la ocurrencia de varios de los eventos más energéticos.

Así pues, en la Figura 8.2 no se aprecia una variación significativa de  $Q_c^{-1}$  relacionada con el proceso de liberación de energía. En cambio, y cuando los eventos son suficientemente energéticos, sí hay indicios claros de tal asociación entre la liberación de energía y la atenuación intrínseca  $Q_i^{-1}$ , la cual, lógicamente se traslada a la variación de  $Q_r^{-1}$ .

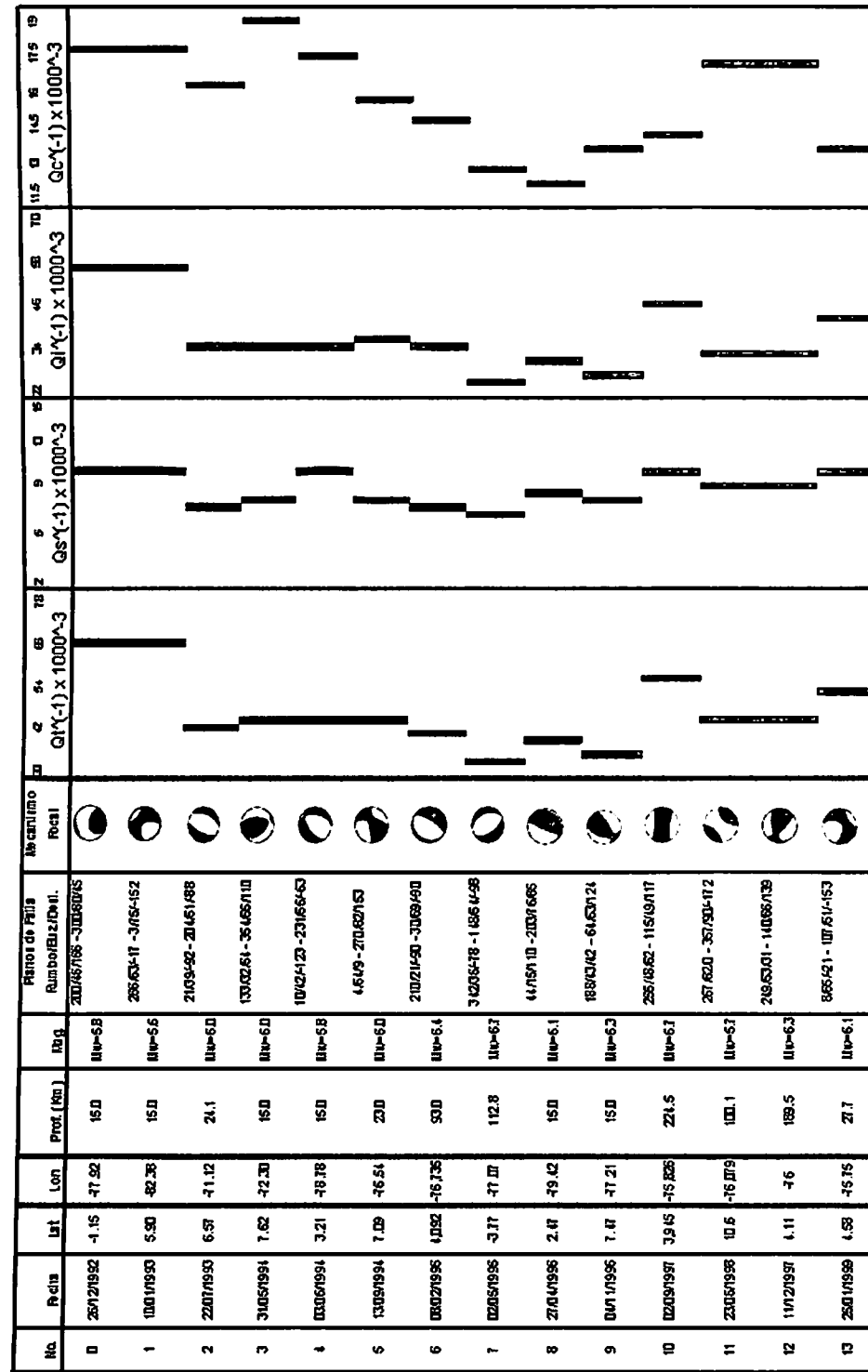


Figura 8.3 Mecanismos focales y parámetros de atenuación. Un intento de correlación temporal.

8.2.2 Atenuación y mecanismos focales

Para evaluar con más detalle los contrastes de atenuación respecto a ciertos eventos, teniendo en cuenta además los márgenes de error de las mediciones, se ha construido la Figura 8.3 donde en forma de Tabla se ha analizado la variación temporal de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$ ,  $Q_v^{-1}$  y  $Q_c^{-1}$  con respecto a los aspectos espaciales de los principales sismos ocurridos en la zona de influencia del presente estudio y a su mecanismo focal (CMT). Los parámetros del mecanismo focal se han obtenido de la Universidad de Harvard.

Esta información podría aportar más luz acerca del régimen de esfuerzos antes y después de ciertos sismos así como de su posible relación con las condiciones de atenuación a nivel regional. Así pues, en la Figura 8.3, podemos observar cómo existen contrastes de  $Q_c^{-1}$  para eventos superficiales en correspondencia con ciertos patrones de los mecanismos focales.

En efecto, después de un evento con tendencia compresiva, la atenuación aumenta, y después de eventos de tendencia distensiva, la atenuación disminuye. Este patrón aparece también para las estimaciones de  $Q_s^{-1}$ ,  $Q_v^{-1}$  y  $Q_c^{-1}$ , y destaca particularmente para los sismos numerados como 2 y 10 de la Figura 8.3. Sin embargo, para eventos con tendencias predominantemente de rumbo, no se observan contrastes relevantes de atenuación. Los amplios márgenes de error involucrados, nos impiden avanzar hacia conclusiones más taxativas. Sorprende, con todo, el sentido de esta variación que se esperaría en sentido contrario. Eventos compresivos tienden a una compactación del terreno y por lo tanto cabría esperar una disminución de la atenuación o aumento de la eficiencia en la transmisión de la energía. Eventos distensivos deberían conducir a una descompactación del territorio y, por lo tanto, a un aumento de la capacidad de absorción de energía o, consecuentemente, a un aumento de la atenuación. Dependiendo del periodo de observación, y aunque en la comparación de periodos anteriores al sismo y suficientemente después de ocurrido el sismo se esperarían las tendencias más arriba descritas, en instantes inmediatamente posteriores al sismo, la relajación de esfuerzos compresivos causado por el terremoto podría inducir un aumento de la atenuación y en los eventos distensivos a una disminución.

De nuevo nuestros datos y observaciones se muestran incapaces de establecer relaciones concluyentes sobre el comportamiento de los mecanismos atenuativos a nivel litosférico. Avanzar en las posibles correlaciones entre las variaciones temporales de la atenuación y los procesos litosféricos involucrados requiere de un mayor trabajo con datos herramientas y estrategias particularmente diseñadas para ello.

8.3 Discusión

El análisis de la variación temporal de los factores de atenuación inelástica ha permitido observar indicios que apuntan hacia la existencia de una evolución temporal de la atenuación que estaría claramente relacionada con la ocurrencia de eventos sísmicos de gran magnitud. Por lo tanto, se confirma la sensibilidad de las ondas coda a los cambios bruscos de los regímenes de esfuerzos producidos por los terremotos en la litosfera. Sin embargo es difícil avanzar sobre el sentido físico y las características de esta evolución temporal, intuyendo que

puede depender de las características del proceso involucrado, distensivo o compresivo, pero también del periodo de observación, inmediato a la liberación de esfuerzos o en épocas en las que el estado de esfuerzos es estable.

Hemos efectuado dos ensayos de análisis de la variación temporal de los parámetros de atenuación, uno relacionado con la energía liberada por grandes sismos ocurridos en la región, otro relacionado con los mecanismos focales. Discutimos a continuación cada uno de ellos.

En referencia a la relación entre atenuación y energía liberada, y aunque se observa, lógicamente un crecimiento de la función cumulativa de la energía a lo largo de las 12 ventanas consideradas, sólo son los cambios más abruptos los que parecen estar relacionados con las variaciones contrastantes de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$ . La relación entre estas variaciones de la atenuación y las liberaciones bruscas de energía, responsables de un gradiente importante en la función que representa la suma de las contribuciones de la energía liberada en cada crisis sísmica, se observan variaciones significativas de la atenuación sísmica relacionados con estos gradientes producidos por grandes terremotos. Estas variaciones pueden observarse tanto en la atenuación intrínseca como en la total. Avanzar en el sentido de estas variaciones es más complejo. Sin embargo del análisis de la Figura 8.2 puede apuntarse un aumento brusco de la atenuación asociada a la ocurrencia de un evento sísmico relevante y una estabilización en valores más bajos una vez ha pasado el sismo de alta energía.

En referencia a la relación entre la atenuación y el mecanismo de fractura se observan variaciones relevantes de la atenuación en episodios altamente compresivos o distensivos. El sentido de estas variaciones no están de acuerdo con el esquema que asignaría una disminución de la atenuación en el caso de episodios compresivos y una disminución en el caso de los distensivos y que ha sido vislumbrado en diferentes trabajos. Ugalde et al. (2002) analizan la evolución temporal de  $Q_c^{-1}$  antes y después del Terremoto de Armenia, ocurrido el 25 de enero de 1999 y con una magnitud,  $M_{II}$ , de 6.2 y a partir de datos de la región central de los Andes de Colombia correspondientes a sismos ocurridos entre el 1 de diciembre de 1998 y el 9 de febrero de 1999 y, a pesar que afirman que los grandes errores involucrados en su análisis no les permiten establecer diferencias significativas en los patrones de atenuación antes y después de la crisis, la Tabla 3 de Ugalde et al. 2002, permite observar una tendencia a decrecer de la atenuación sísmica, para todas las frecuencias analizadas que se hallan en el rango entre 1 y 14 Hz. La Figura 8.3 incluye el sismo N. 13 que corresponde este terremoto y cuyos parámetros focales son: un acimut de  $8^\circ$ , un buzamiento de  $65^\circ$  y un deslizamiento de  $-21^\circ$ . Estas características corresponden a un mecanismo ligeramente distensivo, de forma que la tendencia observada, es contraria a la observada en la Figura 8.3 que sí estaría de acuerdo en asociar un aumento de la atenuación en estos casos. A conclusiones similares llega González Drigo (2001) al analizar las variaciones temporales inducidas sobre la atenuación por los sismos de Mula (Murcia en 1999) y de Sarria (Lugo en 1997): sismos compresivos van ligados a una disminución de la atenuación; Sismos distensivos a un aumento. Sin embargo esta conclusión no puede afirmarse a partir de la Figura 8.3 donde se pueden observar tendencias opuestas y por lo tanto, nos indican que las variaciones temporales de la atenuación existen pero no siguen un patrón sencillo que las explique o capaz de predecir su sentido. Posiblemente se deba a la crudeza de nuestros datos que muestrean deficientemente tanto el espacio como el tiempo. Avanzar en la comprensión de estas variaciones temporales cuya existencia a largo plazo son

evidentes, posiblemente requiera una monitorización espacial y temporal de amplias regiones y periodos de tiempo relacionados con la ocurrencia de crisis sísmicas de diferentes características.

Queda por tanto claro que, a nuestro entender, y aunque las observaciones temporales podrían ajustarse a ciertos modelos predictivos (Burrige y Knopoff, 1967; Shimazaki y Nakata, 1980; Narkounskaia y Turcotte, 1992), la complejidad geotectónica de la región, sugiere que los umbrales de energía (ó caídas de esfuerzos) relacionados con los contrastes de atenuación, son difícilmente identificables y cuantificables en el actual estado de nuestro conocimiento y con nuestros datos. Por lo tanto y aunque nuestras observaciones ponen en evidencia aspectos de la fenomenología frágil de la corteza y el manto superior, la comprensión de su sentido y su alcance predictivo son prematuros.

#### **8.4 Resumen y conclusión**

En este capítulo se ha analizado la sismicidad del Territorio Colombiano para el periodo comprendido entre los meses de diciembre de 1992 y junio de 1999 desde la perspectiva de la evolución temporal de la atenuación. Para ello se han considerado un total de 12 ventanas temporales caracterizadas por la ocurrencia de grandes sismos y, al mismo tiempo, con sismicidad suficiente para el análisis de la atenuación. Se ha determinado  $Q_c^{-1}$  a partir del modelo de Aki y Chouet (1975) y  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_r^{-1}$  a partir del modelo y método utilizado por Hoshiya (1991).

Una determinación preliminar de leyes de variación frecuencial para todos los parámetros de atenuación periodos analizados no permiten observar, a primera vista, una variación relevante. Para avanzar en el análisis temporal se ha considerado su posible correlación con la energía liberada acumulada y con los mecanismos focales.

Se han observado variaciones relevantes de la atenuación que pueden asociarse a la ocurrencia de grandes terremotos, que son los responsables de un gradiente importante en la función cumulativa de energías. Con todo el sentido de esta variación no es claro. Parece apuntarse un cambio brusco de la atenuación en la fase de la crisis sísmica, y una estabilización cuando nos hallamos en periodos de calma sísmica.

Las mayores variaciones de la atenuación coinciden con la ocurrencia de sismos cuyos mecanismos focales se caracterizan por ser altamente compresivos o distensivos. Con todo el sentido de tal variación no es clara ya que se produce en diversos sentidos que no coinciden con el que cabría esperar en el sentido de crecimiento de la atenuación en procesos de tipo distensivo y a un decrecimiento en los casos compresivos.

En conclusión, parece claro que existen variaciones significativas de la atenuación sísmica relacionada con la ocurrencia de grandes crisis sísmicas, pero su significado y sentido no son sencillos. Probablemente la evolución temporal de la atenuación, depende del periodo de tiempo y lugar analizado. La súbita relajación de esfuerzos en episodios compresivos puede desencadenar un aumento de la atenuación en el momento de la resolución de la crisis sísmica pero estabilizarse en atenuaciones más bajas, una vez ocurrida ésta. Un proceso inverso puede suceder en episodios distensivos. Con todo, la comprensión fina de estos procesos creemos que requiere una infraestructura de datos que permitan monitorizar en el espacio y el tiempo los parámetros de atenuación y ello



para un número de regiones simogenéticas cuyas características permitan cubrir un amplio espectro de tamaños y mecanismos focales. Queda claro, por lo tanto, que cualquier tentación de asignar un valor o una aplicación a la predicción al factor de calidad de las ondas de coda, parece prematuro.

## **CAPÍTULO 9**

---

### **CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES**

Con este último capítulo se cierra esta memoria. En él se presentan las conclusiones más relevantes del trabajo, así como las reflexiones más sugestivas sobre sus implicaciones referentes a la propagación y atenuación de la energía sísmica en Colombia, que incluyen sus relaciones con la geodinámica y geotectónica de la zona. Para tal efecto, se exponen, a continuación los resultados más relevantes de cada uno de los 8 capítulos anteriores para, finalmente, analizar su relación con un modelo tectónico que los integre y que sea compatible con ellos.

Cerraremos el capítulo con un epílogo final, donde comentaremos el alcance y limitaciones de nuestros resultados; alcance y limitaciones que habrán nacido de las capacidades e insuficiencias de nuestros datos y de los modelos utilizados para su descripción, análisis e interpretación. Se sugerirán también una serie de recomendaciones sobre estrategias y líneas de trabajo futuro que deben complementar los estudios aquí realizados y contribuir a mejorar las imágenes del sistema litosfera-astenosfera del Noroeste de América del Sur, que aquí hemos esbozado.

#### **9.1 Conclusiones**

En el Capítulo 1 hemos establecido los objetivos del trabajo, hemos orientado su estructura y hemos definido la estrategia y el método que nos han permitido contribuir, modestamente, al conocimiento de la propagación y atenuación de la energía sísmica en el territorio colombiano. Recogemos aquí las principales conclusiones que hacen referencia a los diferentes capítulos en que se ha estructurado esta memoria y que se han orientado hacia el cumplimiento de los objetivos trazados. Estas conclusiones se refieren a: la Geotectónica (Capítulo 2), la propagación de las ondas sísmicas (Capítulo 3), los parámetros de atenuación (Capítulos 4, 5 y 6), las correlaciones con otras variables geofísicas de las que se dispone de información regional (Capítulo 7) y, a la posible evolución temporal de la absorción energética (Capítulo 8).

##### **9.1.1 Geotectónica**

El objetivo principal de este estudio ha consistido en la evaluación de la propagación y atenuación de la energía sísmica en el Territorio Colombiano como un planteamiento más que conduzca a la comprensión y modelado de la geotectónica en este sector de América del Sur. Como paso previo, y para orientar un esquema preliminar, se ha

revisado la información geológica disponible, acogido algunos resultados geodinámicos recientes e interpretado el estado actual de esfuerzos del NW de América del Sur. Las principales conclusiones de este análisis son:

- Existe un estado de esfuerzos compresivos de las placas Nazca y Caribe hacia la placa de América del Sur en sentido W-E y NNW-SSE respectivamente y se constata la presencia de, al menos, tres micro-placas ó bloques: Panamá-Costa Rica con desplazamiento W-E, Andes con desplazamiento SSW-NNE, probablemente a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero, y Chocó, que colisiona con el Bloque Andino en dirección N-S.
- Los sistemas de fallas que limitan el Bloque Andino, así como los procesos de subducción de las placas Nazca y Caribe, son las principales responsables de la actual actividad sísmica en Colombia.
- Asociado a la génesis de las cordilleras de Colombia, el Bloque Panamá-Chocó ha jugado un papel importante en el control de la subducción de las placas de Nazca y del Caribe bajo la placa de América del sur (Taboada et al., 2000).
- La sismicidad intermedia, en torno a una latitud 7° N, sugiere una estructura probablemente relacionada con el traslapo de la placa del Caribe sobre la placa Nazca. La parte terminal de este patrón estaría constituido por el Nido Sísmico de Bucaramanga, situado a una profundidad superior a los 120km.
- El anterior campo de esfuerzos, unido al proceso de subducción de la placa de Nazca bajo la placa de América del Sur y a la presencia de zonas de debilidad, como por ejemplo las Fallas de Romeral, están relacionadas con el vulcanismo activo de este sector de América del Sur.

### 9.1.2 Tomografía Sísmica de Vp

El análisis de 642 eventos con 7.565 observaciones de llegadas de la Onda P permitió estimar un modelo de velocidad Vp en 3 D para la región rectangular determinada por las latitudes 0.7° N y 8.2° N y las longitudes 73° W y 78° W. Los principales resultados de este estudio tomográfico son:

- Se detecta la presencia de zonas de baja velocidad en las regiones de los complejos volcánicos hasta profundidades de, al menos, 60 km.
- Existe una región de alta velocidad que, con tendencia SW-NE, segmenta las regiones volcánicas entre aproximadamente las latitudes 1.5° N y 2.1° N, y entre las latitudes 2.5° N y 4.2° N, y llega hasta los 60 km de profundidad.
- Se observa la presencia de un cinturón de alta velocidad a lo largo de la Costa del océano Pacífico en Colombia que es interrumpido hacia aproximadamente el punto geográfico 77.5° W y 4° N y que persiste hasta más allá de los 120 km de profundidad.
- Se identifica con claridad una estructura de subducción, donde se puede observar la probable interacción de losas de alta velocidad fragmentadas que subducen e interactúan con material de menor velocidad, constituidas posible-

mente por plumas de material de la astenosfera y/o corteza oceánica parcialmente fundida.

- Con referencia a una orientación Este - Oeste, la subducción a la latitud 2° N tiene un ángulo con respecto a la horizontal de aproximadamente 25°, mientras que hacia la latitud 5° N es de alrededor de 34°.
- Hacia los 7° N se identifica una estructura típica de colisión entre placas, que parece estar relacionada con el posible traslapo de la placa del Caribe sobre la de Nazca, y que probablemente sería responsable del aumento del ángulo de subducción de esta última placa, hacia el Norte.

### 9.1.3 Parámetros de atenuación

A partir del análisis de 1782 sismogramas correspondientes a 1200 eventos sísmicos ocurridos en el territorio colombiano en el periodo comprendido entre diciembre de 1992 y junio de 1999, se ha estimado la atenuación de las ondas coda en términos de  $Q_c^{-1}$ , siguiendo el modelo de Retro Dispersión Isótropa o "Single-Back-Scattering" (Aki y Chouet, 1975), y en términos de  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_p^{-1}$  siguiendo el modelo de esparcimiento múltiple y mediante el Método de Análisis por Ventanas Múltiples de Intervalos de Tiempo o *MLTWA* (Hoshiya, 1991).

Dentro de los principales resultados relacionados con el análisis de la coda a partir del modelo de esparcimiento isótropo simple se destacan:

- Se observa una elevada atenuación sísmica en todo el territorio colombiano con valores del factor de calidad del orden o inferiores a 100. Este resultado está de acuerdo con las elevadas atenuaciones halladas en otros ambientes de tectónica activa del mundo.
- Se constata que los exponentes de dependencia en la frecuencia  $\eta$  para  $Q_c^{-1}$  son mayores que 0.65 a través de todo el territorio colombiano. Este hecho también es consistente con los exponentes de dependencia frecuencial hallados para áreas tectónicamente activas (Singh y Herrmann, 1983).
- Se ha podido establecer una correlación cuantitativa entre el factor de calidad a 1 Hz y la dependencia frecuencial. Valores altos del exponente  $\eta$  van asociados a atenuaciones elevadas o bajos valores del factor de calidad.
- Los valores más altos  $Q_0^{-1}$  ( $Q_c^{-1}$  a 1 Hz) han sido hallados alrededor de la estación TOL, la cual está situada en el complejo volcánico Ruiz-Tolima.

A pesar de la alta atenuación hallada en todo el territorio y las diferencias relativamente pequeñas de la atenuación en las diferentes regiones de Colombia, se ha ensayado una regionalización del factor de calidad. Las conclusiones más relevantes relacionadas con la variación regional del factor de calidad en Colombia son:

- No existe un patrón claro de variación regional del factor de calidad. Con todo es posible observar una tendencia de la atenuación a aumentar en el centro del país y a disminuir hacia el Norte y hacia el Este. Sobre esta tendencia regional

global se observan otras tendencias complejas, tanto en la dirección Oeste-Este como en la Sur-Norte indicando un patrón regional de atenuación complejo.

- Se observa una razonable correlación entre la alta amenaza sísmica de Colombia y la atenuación. Con todo falla el establecimiento de relaciones más finas entre la atenuación hallada y la amenaza.
- Para mejorar la visión de las variaciones regionales del factor de calidad, se han aplicado dos técnicas de regionalización frecuentemente utilizadas en la literatura: el método del punto medio y una inversión basada en las fracciones de tiempo que la coda pasa en cada una de las sub-regiones. Los modelos regionales obtenidos a partir de la inversión presentan grandes incertidumbres y bajas resoluciones por lo que la regionalización finalmente adoptada se ha basado en los resultados de la aplicación de la técnica del punto medio.
- Así pues, en base a las tendencias observadas y a la distribución de  $Q_0$ , obtenida a partir de la asignación de los valores al punto medio epicentro-estación, se ha establecido una regionalización simplificada del territorio en 4 grandes regiones: la región Oeste, la región Centro, la región Norte y la región Este. La atenuación en las dos primeras es elevada, aunque probablemente los mecanismos involucrados son diferentes. Las dos segundas presentan una atenuación menor.
- A pesar de que la aproximación de dispersión simple e isotrópica y la suposición de distribución uniforme de dispersores han permitido establecer, razonablemente bien, unos patrones atenuativos de la coda en Colombia, se observan también anomalías difíciles de resolver mediante estos modelos, que se consideran excesivamente simplificados.

Las principales conclusiones del análisis de la atenuación sísmica total, dispersiva e intrínseca, mediante un modelo de esparcimiento isotrópico múltiple, son:

- El albedo sísmico es inferior a 0.5 para las bandas de frecuencia analizadas. Este resultado indica que es la absorción intrínseca la que domina en los procesos atenuativos. En algunas estaciones se ha hallado un valor de  $B_0$  cercano o más alto que 0.5 para altas frecuencias, lo cual significa que la absorción intrínseca y la atenuación dispersiva contribuyen de forma similar a la atenuación total.
- Se observa una alta dependencia frecuencial de los parámetros  $Q_i^{-1}$  y  $Q_s^{-1}$ , y en consecuencia de  $Q_t^{-1}$ . Los valores del exponente  $\square$  se hallan en el rango entre 0.53 y 1.67 para la atenuación total, entre 0.62 y 1.78 para la atenuación intrínseca y entre 0.28 y 1.49 para la atenuación por dispersión.
- Los complejos volcánicos siguen patrones de anomalías de  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  intermedios a altos, que sugieren un posible control estructural de los sistemas que alimentan las cámaras magmáticas.
- Se observa una buena correlación entre los valores de la atenuación intrínseca, dispersiva y total, hallados en las diferentes estaciones analizadas de la RSNC, y la regionalización simplificada aquí establecida. Las regiones Oeste y Central atenúan más que la Norte y Este.
- La elevada atenuación intrínseca observada en la zona, así como su elevada dependencia frecuencial, pueden estar relacionadas con la presencia de cámaras magmáticas superficiales y profundas, responsables del vulcanismo, así como

con el contenido de agua y elevadas temperaturas del sistema litosfera-astenosfera, bajo territorio colombiano.

- Comparaciones entre los resultados hallados en este trabajo y los encontrados para otras regiones del mundo ponen de manifiesto mayores atenuaciones. Las altas atenuaciones observadas pueden ser debidas a la considerable complejidad estructural de una región donde se hallan presentes importantes procesos de convergencia, colisión y subducción de placas.

#### 9.1.4 Otras correlaciones geofísicas

Además de la tomografía sísmica realizada y del análisis de esfuerzos regionales, se han recopilado y analizado otras variables geofísicas, de las que se dispone de información a nivel regional. Así pues, se ha efectuado un análisis de la correlación entre los patrones atenuativos aquí encontrados, y las velocidades de las ondas P, el mapa de anomalías de Bouguer, el mapa de gradiente geotérmico y los esfuerzos regionales. Las principales conclusiones son:

- El modelo 3-D de velocidades de las ondas P es complejo tanto en superficie, como en profundidad, con importantes variaciones laterales que confirman la notable complejidad geotectónica de la zona y explican la elevada atenuación encontrada.
- Se observa un patrón regional gravimétrico con variaciones laterales de Oeste a Este, dibujándose franjas de iso-anomalías, paralelas a la costa del país y que siguen la tendencia de la grandes cordilleras andinas. Por lo tanto es razonable hallar bajos valores de los factores de calidad, sea por causa de la presencia de espesores corticales débiles, en el Oeste del país, sea por la presencia de fuertes variaciones laterales y contrastes, introducidos por las raíces isostáticas de las grandes cordilleras o por las variaciones laterales de espesores y densidades, producidas por los procesos de colisión y subducción.
- El hecho de que  $Q_c^{-1}$ ,  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  tiendan a disminuir hacia el Este y hacia el Norte, en la misma dirección hacia donde disminuyen las anomalías gravimétricas, apunta también hacia la presencia de mayores espesores de corteza hacia el Este y hacia el Norte.
- Se observa una notoria coherencia entre la regionalización de nuestros valores de  $Q_0$  y la distribución de gradientes y flujos geotérmicos. Las zonas Oeste y Centro presentan importantes gradientes geotérmicos con valores típicos entre 150 y 381 °C/km, que están, sin duda alguna, relacionados con la actividad volcánica de ambas regiones. Estas elevadas atenuaciones se observan, tanto cuando se ensaya la aproximación de dispersión simple como cuando se analizan los datos con modelos de dispersión múltiple. En las regiones Norte y Este, los valores de gradiente geotérmico son sustancialmente menores.
- Sin embargo la región Central presenta menores atenuaciones cuando se utiliza la aproximación de dispersión múltiple. Este hecho puede ser debido a un vulcanismo más superficial hacia el sur, que es mejor detectado cuando se utiliza el modelo de dispersión múltiple, ya que éste muestrea mejor las zonas cercanas al segmento epicentro-estación. De esta forma, las cámaras magmáticas superficia-

les del sur quedarían mejor representadas en la aproximación de dispersión múltiple y las más profundas del eje central se muestrarían mejor en el caso de dispersión simple.

- Los esfuerzos inducidos por la colisión entre el Bloque Andino y el Bloque de América del Sur puede ser consistente con una franja de altos valores de  $Q_0$  entre la Cordillera Oriental y el Escudo de Guayana, que correspondería a la región Este. La presencia de una región de baja atenuación en el Este, a su vez sería consistente con las observaciones de atenuación total, intrínseca y dispersiva en las estaciones en ella incluidas.

Aunque la complejidad de la zona, unida a la resolución limitada de las técnicas y datos utilizados dificultan hallar correlaciones más finas, se apuntan otras hipótesis tentativas que nacen del análisis global de los trabajos efectuados:

- La presencia de bajas anomalías de Bouguer, con valores entre -50 y -100 mgal, hacia el límite sur del Bloque Chocó, que se sitúa a la latitud 4° N, y que coinciden con contrastes de  $Q_c$  y  $V_p$  estaría de acuerdo con la existencia de una zona de abultamiento o aspereza cortical que podría ser un mecanismo deflector, en la dirección y buzamiento, de la subducción de la placa de Nazca bajo América del Sur.
- Esta diferencia angular podría ser la responsable de la diferencia acuosa en las emanaciones gaseosas entre los volcanes del sur (en torno a la latitud 2° N) y aquellos situados más al Norte (en torno a una latitud 5° N). Estas diferencias en el contenido de agua, irían asociadas a anomalías de velocidad y atenuación, características de zonas típicas de subducción.
- El Bloque Andino, por su variada composición, presencia de varios sistemas de fallas y actividad volcánica reciente, constituye una zona con variaciones de  $Q_c$ , pero, en general, con valores bajos que sugieren la concurrencia, en la zona, de diversos procesos y mecanismos atenuativos. Además, los contrastes de  $V_p$  en profundidad, así como la distribución de las anomalías geotérmicas y el predominio de bajos gravimétricos, ponen de manifiesto, una compleja estructura cortical.
- Se observa una consistencia razonable entre altos valores de  $Q_0$ , anomalías positivas de  $V_p$  y valores bajos de anomalías gravimétricas alrededor del punto 74° W-7.5° N, que puede apuntar hacia un mayor espesor de la corteza continental producto de la colisión entre la placa Caribe y la placa de América del Sur. Igualmente, este patrón se presenta alrededor de la longitud 73° W y latitudes entre 4 y 5° N, probablemente asociado a un mayor espesor de la corteza continental en el Escudo de la Guayana.

### 9.1.5 Evolución temporal de la atenuación

Se ha analizado la sismicidad del Territorio Colombiano para el período comprendido entre los meses de diciembre de 1992 y junio de 1999 desde la perspectiva de la evolución temporal de la atenuación. Para ello se han considerado un total de 12 ventanas temporales caracterizadas por la ocurrencia de grandes sismos y, al mismo

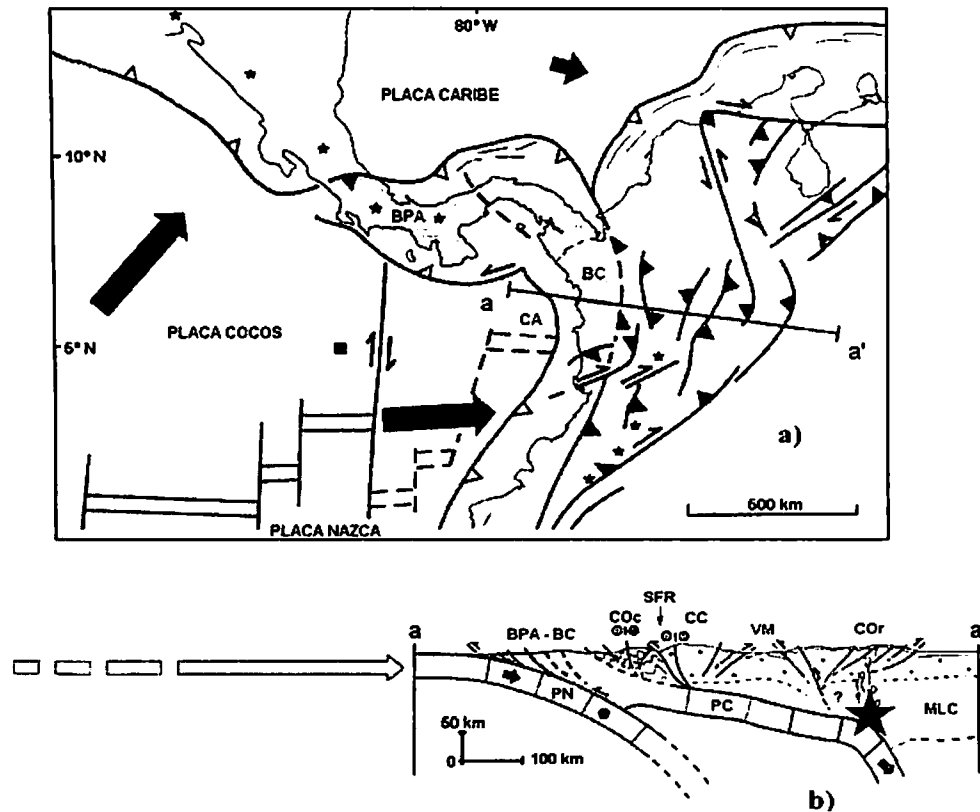
tiempo, con sismicidad suficiente para el análisis de la atenuación. Se ha determinado  $Q_c^{-1}$  a partir del modelo de Aki y Chouet (1975) y  $Q_i^{-1}$ ,  $Q_s^{-1}$  y  $Q_t^{-1}$  a partir del modelo y método utilizado por Hoshiya (1991). Se han ensayado correlaciones de los patrones de evolución temporal de la atenuación con la liberación de energía, particularmente en los grandes sismos y con el mecanismo focal. Las conclusiones más relevantes del análisis de la evolución temporal de la atenuación son:

- Se observan variaciones relevantes de la atenuación que pueden asociarse a la ocurrencia de grandes terremotos, que son los responsables de un gradiente importante en la función cumulativa de las energías liberadas. Con todo, el sentido de esta variación no es claro. Parece apuntarse un cambio brusco de la atenuación en la fase de la crisis sísmica, y una estabilización cuando nos hallamos en periodos de calma sísmica.
- Las mayores variaciones de la atenuación coinciden con la ocurrencia de sismos cuyos mecanismos focales se caracterizan por ser altamente compresivos o distensivos. Con todo el sentido de tal variación no es clara ya que no coincide con un crecimiento de la atenuación en procesos de tipo distensivo y con un decrecimiento en los casos compresivos.
- Por lo tanto, parece claro que existen variaciones significativas de la atenuación sísmica, relacionadas con la ocurrencia de grandes terremotos, pero su significado y sentido no son sencillos. Probablemente la evolución temporal de la atenuación, depende del periodo de tiempo y lugar analizado. La súbita relajación de esfuerzos en episodios compresivos puede desencadenar un aumento de la atenuación en el momento de la resolución de la crisis sísmica pero estabilizarse en atenuaciones relativamente más bajas, una vez ocurrida ésta. Un proceso inverso puede suceder en episodios distensivos.
- La comprensión fina de estos procesos creemos que requiere una infraestructura de datos que permita monitorizar, en el espacio y en el tiempo, los parámetros de atenuación, y ello, para un número de regiones simogenéticas cuyas características permitan cubrir un amplio espectro de tamaños y mecanismos focales.
- Queda claro, en consecuencia, que, cualquier tentación de asignar un valor o una aplicación a la predicción al factor de calidad de las ondas de coda, parece prematuro.

### 9.2 Modelo tectónico tentativo

En este apartado se efectúa la formulación de un modelo geotectónico tentativo que se vislumbra del conjunto de trabajos realizados en esta tesis, incluyendo el análisis de la evolución geológica y geodinámica de la región.

Este modelo se apoya en el modelo tectónico planteado por Taboada et al. (2000).



**Figura 9.1.** Esquema tectónico actual en el NW de América del Sur. a) El Bloque de Panamá (BPA), solidario con el Bloque Chocó (BC), colisiona con América del Sur. En este proceso, se generan esfuerzos compresivos con dirección N-S a NW-SE en el extremo sur del Bloque Chocó. b) Perfil sobre la línea a-a', donde se aprecia el traslape de la placa del Caribe (PC) sobre la placa de Nazca (PN) y la flexión de la PC producto de su colisión con el manto litosférico continental (MLC). COc indica la Cordillera Occidental, SFR se refiere al Sistema de Fallas de Romeral, CC significa Cordillera Central, VM Valle del Magdalena, y COr hace referencia a la Cordillera Oriental. La estrella representa la situación aproximada del Nido Sísmico de Bucaramanga. (Modificado de Taboada et al. 2000).

Parece claramente establecida la convergencia de las placas de Nazca y del Caribe hacia la placa de América del Sur en sentido W-E y NNW-SSE respectivamente. En este escenario, el Bloque de Panamá se desplaza en sentido W-E, empujando al Bloque Chocó hacia una colisión con América del Sur, y el Bloque de los Andes se desplaza en dirección SSW-NNE, probablemente a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero. En la Figura 9.1 a) se esquematizan estos movimientos. Esta interacción entre la placa Caribe con el Bloque Chocó, genera un esquema de traslape sobre la placa de Nazca a lo largo de aproximadamente la latitud 7° N. El proceso de traslape generaría una mayor flotabilidad de la placa del Caribe, promoviendo una colisión más frontal, de ésta, con la placa de América del sur, de forma que llegaría a flexionar marcadamente su ángulo de subducción y generaría la sismicidad del Nido Sísmico de Bucaramanga. Esta dinámica

se ilustra en la Figura 9.1 b), donde se representa una sección en profundidad de la Figura 9.1 a), que involucra las estructuras descritas.

Así pues, el desplazamiento de la placa de Nazca bajo la placa de América del Sur, aproximadamente al sur de la latitud 6° N se caracterizaría por una disminución del ángulo de subducción de norte a sur, generando un esquema de vulcanismo de génesis profunda hacia el norte, y más superficial hacia el sur. Este marco evolutivo de subducción (Kanamori, 1977), se vería apoyado además por la presencia de eventos sísmicos altamente energéticos hacia el sur, que serían causados por esta deformación con importante componente horizontal. Efectivamente en esta zona han ocurrido sismos de gran violencia durante el siglo XX entre los que citamos el ocurrido el 31 de diciembre de 1906, con una magnitud  $M_w=8.8$ , y el del 12 de diciembre de 1979, ( $M_w=8.2$ ).

Particularmente, la subducción de la placa Nazca bajo la placa de América del Sur presenta una deflexión que genera una marcada diferencia angular y con ello una segmentación del vulcanismo de la cordillera Central. Como ya hemos indicado, esta situación podría ser producto de la presencia de una aspereza cortical alrededor del punto 77° W-4° N, que coincidiría con el límite sur del Bloque Chocó. Dicha aspereza podría ser resultado de tres posibles mecanismos: el primero, apostaría por un cuerpo cortical que ha viajado en el proceso de subducción y que inició un proceso de subducción-obducción contra América del Sur, en un mecanismo similar al que sufrió la cordillera de Carnegie en el sector limítrofe entre Ecuador y Perú. El segundo se basaría en que la colisión del Bloque Chocó contra América del Sur, en dirección casi N-S, unida al estado actual de esfuerzos y deformación de la región, causaría un abultamiento cortical en esta zona. Finalmente como tercero se apunta hacia que el carácter transcurrente y transpresivo en los límites del Bloque Chocó, pudo ser el mecanismo que arrastró un segmento de material cortical de la cordillera Central, el cual en la actualidad se encontraría inmerso en el proceso de subducción con la placa de Nazca.

### 9.3 Epílogo y trabajos futuros

Tanto como los modelos, datos y resultados satisfactorios, los desacuerdos e insuficiencias de nuestros análisis son motores eficaces del progreso de nuestro conocimiento sobre la constitución de la parte más superficial de nuestro planeta y de los procesos geodinámicos que han configurado su actual estructura y evolución. Este estudio se inició con el objetivo de conocer cómo se propaga y atenúa la energía de las ondas sísmicas en Colombia e inferir posibles implicaciones con la geología y tectónica del país. Nuestro análisis se ha fundamentado en la recolección modelado e interpretación de un ingente número de señales sísmicas recogidas sobre el territorio colombiano. La tomografía 3-D modelada a partir de los tiempos de llegada de las ondas internas ha permitido obtener imágenes que sugieren una complejidad estructural compleja, como era de esperar del análisis de la evolución geológica y tectónica del país. Por otra parte el estudio detallado de la atenuación sísmica nos ha permitido poner de relieve la elevada atenuación que sufren las ondas sísmicas en su circulación por el territorio colombiano. Todo ello se muestra compatible con la elevada amenaza sísmica a la que se hallan expuestos sus habitantes. Se ha detectado una constancia en los patrones de variación de la mayor parte de los parámetros analizados. Así por ejemplo,

la atenuación aumenta hacia el centro del país para disminuir hacia el norte y hacia el este donde se dan las menores atenuaciones. El hecho de restringir nuestro estudio al núcleo donde probablemente se da una mayor complejidad tectónica, y no incluir por ejemplo, áreas con una tectónica estable ha dificultado, sin duda, el contraste de los valores aquí observados. La inclusión por ejemplo de zonas más hacia el este del País, donde baja la amenaza sísmica por crecer la estabilidad tectónica, hubiera permitido observar diferencias atenuativas mucho mayores y que hubieran sido resueltas por nuestras técnicas de forma clara y diáfana. Por lo tanto los trabajos deben continuar, siguiendo la estrategia de aumentar la capacidad de resolución de los modelos y la cantidad y calidad de los datos. Análogo razonamiento se puede realizar sobre el análisis de la variación temporal de los mismos. Periodos mayores que incluyan tiempos de diferentes características de actividad deben ayudar a aumentar la resolución de la evolución temporal de los parámetros geofísicos litosféricos.

Sin duda la distribución espacial de las anomalías sísmicas aquí analizadas, así como las leyes de atenuación halladas en este trabajo y otros aspectos relacionados con su evolución temporal, se constituyen en una valiosa herramienta para la sismología y la ingeniería sísmica colombiana como elemento directriz para un mejor entendimiento de la dinámica litosférica y, en consecuencia, también de la amenaza sísmica, de este sector de América del Sur.

Se sugieren a continuación futuras líneas de investigación y trabajo orientadas al aumento de la resolución y definición de los resultados aquí obtenidos. Estas sugerencias se orientan tanto en la línea de la mejora de los modelos teóricos como en los datos.

### 9.3.1 Modelos Teóricos

La complejidad de los procesos involucrados en la caracterización de la parte más superficial de la Tierra, unido a la cantidad, origen y variedad de las heterogeneidades presentes en la misma, obliga a modelar su comportamiento a partir de hipótesis simplificadoras que permitan poner de manifiesto y resolver determinados aspectos con ellas relacionados. Estas simplificaciones en el modelado de los fenómenos corticales y litosféricos, permiten poner a punto métodos y técnicas relativamente sencillas capaces de resolver los parámetros involucrados, cuando la zona analizada se aparta poco de las hipótesis simplificadoras adoptadas. Sin embargo es en zonas complejas como la aquí analizada, donde se pone más de manifiesto la necesidad de avanzar en la formulación de modelos que, de alguna manera, permitan incorporar de forma más eficiente la realidad de los fenómenos cuya observación y caracterización se pretende. Exponemos brevemente aquí algunas pautas orientadas a la mejora de los modelos utilizados.

- La aplicación de la tomografía sísmica local partió de la hipótesis de Tierra plana, aspecto que puede generar errores significativos en la determinación de la profundidad de las anomalías de velocidad. Por lo tanto, es necesario desarrollar esquemas de inversión que contemplen correcciones por curvatura de la Tierra. Alternativamente, se puede contemplar el cubrimiento de la región a partir de estudios sistemáticos sobre áreas más pequeñas.

- En general, hemos notado cómo el modelo teórico de dispersión isotropa y la distribución uniforme de dispersores no han sido capaces de resolver bien las diferencias y contrastes existentes en los parámetros de atenuación inelástica. Esta incapacidad apunta hacia la necesidad de formular y utilizar modelos con la capacidad de considerar, por ejemplo y entre otros aspectos, la dependencia de la velocidad con la profundidad, la variación lateral y en profundidad de la distribución de dispersores e incluir la consideración de esparcimiento anisótropo.

### 9.3.2 Los Datos

Los datos sísmicos, en general, han aumentando en cantidad y en calidad de forma progresiva a lo largo de todo el siglo XX. Este aumento en la infraestructura observacional de nuestro planeta ha permitido notables avances de los que ahora disfrutamos, y son el soporte del progreso científico y tecnológico en las ciencias de la Tierra. Sin embargo, y paradójicamente, a mayor conocimiento mayores son también, y de mayor complejidad, los interrogantes restantes, cuya respuesta requiere a su vez de un incremento en la cantidad y calidad de los datos. Así por ejemplo, una gran parte del trabajo aquí realizado, no hubiera sido posible hace tan solo 10 años y, sin embargo, a lo largo de la lectura de la presente memoria, se habrá observado cómo, y de forma sencilla, un aumento del número de estaciones, o del periodo observacional, de los anchos de banda frecuencial, o del número y distribución por distancias, magnitudes, acimuts y profundidades, hubieran incrementado de forma natural y eficiente la resolución de nuestros resultados y la confianza de nuestras conclusiones. Así pues se apuntan a continuación algunos aspectos relacionados con la mejora de los datos disponibles.

- Una gran extensión del territorio colombiano no pudo ser cubierto con los análisis realizados en este trabajo debido a la configuración y pocas estaciones de la Red Sismológica Nacional de Colombia (RSNC). Es imperante mejorar la cobertura de estaciones sismológicas, tratando de involucrar más instrumentos hacia las costas Atlántica y Pacífica, así como hacia los Llanos Orientales.
- Consecuentemente, resulta también relevante la ubicación de OBS's en la plataforma marina de ambos océanos que permitan mejorar la detección de la actividad sísmica asociada a los procesos de subducción en la corteza oceánica.
- Además del objetivo de monitorización del territorio colombiano a escala regional, esencialmente se debe buscar monitorizar con redes más pequeñas la actividad a lo largo de la Zona de Deformación de Istmina con algún cubrimiento del Bloque Chocó, a lo largo del Sistema de Fallas de Borde Llanero y al sur del Bloque Andino. Estas redes seguramente permitirán confirmar algunos de los resultados y conclusiones apuntadas en este trabajo.
- La necesidad de optimizar la RSNC, implica la actualización instrumental con estaciones de tres componentes que garanticen una mejor detección de llegadas de ondas S y con ello faciliten el camino hacia la inversión 3 D de  $V_s$ .
- En las zonas de elevada amenaza sísmica es conveniente duplicar, al menos una componente, por ejemplo la vertical, de forma que se cubra un ancho rango dinámico para evitar la saturación de las señales correspondientes a la

sismicidad de intensidad mediana o alta cuando se registran en estaciones cuyas amplificaciones están ajustadas a la sismicidad de baja intensidad y viceversa.

- El emplazamiento de nuevas estaciones "Broad band" y la progresiva sustitución de la instrumentación existente por estos equipos de última generación permitirá la observación de amplios rangos frecuenciales y arrojar luz sobre las características de la dependencia frecuencial y sobre el sentido físico de la atenuación intrínseca y dispersiva a las diferentes frecuencias, así como su relación con las dimensiones de los dispersores presentes en la zona.
- El emplazamiento de nuevas estaciones de GPS sobre el Bloque Chocó, los Llanos Orientales y Costa Atlántica, con mediciones de desplazamientos horizontales y verticales son necesarias para mejorar el entendimiento que se tiene sobre los Bloques tectónicos reconocidos y su deriva espacial y temporal.

Por otra parte, se reconoce también la necesidad de emprender estudios que permitan incrementar la resolución de nuestros datos para así confirmar, matizar o reorientar algunas de las conclusiones que aquí se vislumbran. En este sentido, sería ideal realizar campañas de sísmica de refracción y reflexión profunda, de gran ángulo, en varias latitudes, que ayuden a mejorar nuestra imagen de los procesos de subducción, así como confirmar las fuentes de anomalías sísmicas halladas. Así mismo, el desarrollo de estudios sistemáticos de función receptora podría constreñir tanto nuestros modelos de velocidad, como la profundidad y características de los planos de Benioff.

Por último, bien merecería la pena iniciar un programa de estimación constante, o monitorización, de los parámetros de atenuación en el marco de las actividades de monitorización de la actividad sísmica en Colombia. Como hemos visto, la dinámica de estos parámetros puede ser una buena herramienta para el pronóstico de eventos importantes, en el sentido de observar regiones y períodos en los que la probabilidad de ocurrencia de sismos destructivos crece.

## REFERENCIAS

- Aggarwal, Y. P., Soulas, J. and Garcia, D. (1983). Contemporary tectonics of the Venezuela Andcans and northern Colombia. Program and abstracts of papers, 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, Colombia, 16-17 p.
- AIS (1996). Estudio General de Amenaza Sísmica de Colombia. Bogotá.
- Aki, K. (1969), Analysis of the seismic coda of local earthquakes as scattered waves. *J. Geophys. Res.*, 74, 615-631.
- Aki, K. and Chouet, B. (1975), Origin of Coda Waves: Source, attenuation and scattering effects. *J. Geophys. Res.*, 80, 3322-3342.
- Aki, K., and W. H. K. Lee (1976). Determination of three-dimensional velocity anomalies under a seismic array using first P arrival times from local earthquakes, I, A homogeneous initial model, *J. Geophys. Res.*, 81,4381-4399.
- Aki, K., A. Christoffersson, and E. S. Husebye (1977). Determination of the three-dimensional seismic structure of the lithosphere. *J. Geophys. Res.*, 82,277-296.
- Aki K. and Richards, P. G. (1980), *Quantitative Seismology*. W.H. Freeman and Company. Vol I - II. San Francisco.
- Aki, K., (1996). Scale dependence in earthquakes phenomena and its relevance to earthquake prediction. *Colloquium: "Earthquake Prediction: the Scientific Challenge"*. Vol 93, Pag. 3740 -3747.
- Akinci, A., Del Pezzo, E. and Ibáñez, J.M. (1995), Separation of scattering and intrinsic attenuation in southern Spain and western Anatolia (Turkey), *Geophys. J. Int.* 121, 337-353.
- Anderson, E.M. (1951). *The Dynamics of Faulting*. Oliver and Boyd, Edimburgh, 133 p.
- Anderson, T.H. and Schmidt, V.A. (1983). The evolution of Middle America and the Gulf of Mexico-Caribbean Sea region during Mesozoic time. *Geol. Soc. America Bull.*, 84, 941-966 p.
- Anderson, T.A. (1972). Paleogene non-marine Gualanday group, Neiva basin, Colombia, and regional development of the Colombian Andes. *Geol. Soc. America Bull.*, 83, No. 8, 2423-2438 p.
- Araña, V. y Ortiz, R. (1984). *Volcanología*. Ed. Rueda, Madrid.
- Archeambeu, C.B., Flinn, E.A. and Lambert, D.G. (1969). Fine structure of upper mantle. *J. Geophys. Res.* 74, 5825-5826.
- Audemar, F. and Singer, A. (1996). Active fault recognition in northwestern Venezuela and its seismogenic characterisation: Neotectonic and paleoseismic approach. *Geof. Internacional*, 35, 245-255.
- Bandy, L.O. (1970). Upper Cretaceous-Cenozoic paleobathimetric cycles, eastern Panama basin and northern Colombia: *Transactions of the Gulf Coast Association Geological Society*, 20, 181-193 p.
- Barrero, D. y Vesga, C. (1978). Edades K/Ar en rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera Central de Colombia y su implicación geológica. *Resúmenes, II Congreso Colombiano de Geología*, Bogotá, Colombia, 19 p.

- Bath, M. (1979). Introduction to Seismology. Second Edition, Birkhauser Verlag.
- Bell, D.R., and G.R. Rossman (1992). Water in Earth's mantle: The role of nominally anhydrous minerals, *Science*, 255, 1391-1397.
- Beltran, N. and Gallo, J. (1968). Guidebook to the geology of the Neiva subbasin, upper Magdalena basin (southern portion): Colombian Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, 29 p.
- Benedetto, G. y Sánchez, T.M. (1979). Modelo de desarrollo del océano Proto-Atlántico en la región norte de Sudamérica. 4th Latin American Geological Congress, Trinidad and Tobago, 14-15 p.
- Bermúdez, A., Acosta, R y Garzón, M. (1985). Mapa Gravimétrico de Anomalías Simples de Bouguer. INGEOMINAS, Santafé de Bogotá.
- Bevington, P.R., Robinson, D.K. (1992), Data reduction and error analysis for the physical sciences. 2 ed. McGraw-Hill.
- Boinet, T., Bourgois, J. Mendoza, H. y Vargas, R. (1989). La falla Bucaramanga (Colombia): su función durante la orogenia andina. *Geol. Norandina*, 11, 3-10 p.
- Burgl, H. (1967). The orogenesis in the Andean system of Colombia: *Tectonophysics*, v.4, No. 4-6, 429-443 p.
- Burke, K., Cooper, C., Dewey, J.F., Mann, P.W. and Pindell, J.L. (1984) Caribbean tectonics and relative plate motion: *GSA Memoir* 162, p. 31-63, eds. W. Bonini, R. Hargraves and R. Shagam.
- Burridge, R. and Knopoff, L. (1967). Model and theoretical seismicity. *Bull. Seismol. Soc. Am.* 57, 341-371.
- Canas, J.A., Ugalde, A., Pujades, L.G., Carracedo, J.C., Soler, V., Blanco, M. J. (1998). Intrinsic and scattering seismic wave attenuation in the Canary Islands. *J. Geophys. Res.* 103, No. B7, 15037-15050.
- Case, J.E., Holcombe, T.L., and Martin, R.G. (1983). Geologic provinces of the Caribbean region. Program and Abstracts of Papers, 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, Colombia, 31-32 p.
- Case, J., Holcombe, T. and Martin, R. (1984). Map of geologic provinces in the Caribbean region, *Geol. Soc. Mem.* 162, 30 p.
- Cepeda, H. (1986). Investigaciones petrográficas en el ámbito de las planchas 429-Pasto y 410-La Unión. Con especial énfasis en el Complejo Volcánico del Galeras. Inédito. Informe Interno INGEOMINAS, No. 2069, 120p.
- Cepeda, H. (1987). El vulcanismo moderno de los Andes de Colombia. Mem. I Seminario Gerardo Botero Arango, sobre la geología de la Cordillera Central de Colombia. 1-11p. Medellín, Colombia.
- Chandrasekhar, S. (1960). Radiative Transfer. Dover Publications, Inc., 393 pp., New York.
- Chernov, L. A. (1960). Wave Propagation in a Random Medium. New York: McGraw-Hill.
- Chouet, B. (1979). Temporal variation in the attenuation of earthquake coda near Stone Canyon, California, *Geophys. Res. Lett.* 6, 143-146.
- Coral, C. E. (1987). Los terremotos en Colombia y características de su origen profundo. Informe Inédito, Universidad Nacional de Colombia, Bogotá.
- 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.

- Dainty, A. M. (1981). A Scattering Model To Explain Seismic Q Observations in the Lithosphere between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res. Lett.* 8, 1126-1128.
- De Souza, J.L. and Mitchell, B.J. (1998). Lg Coda Q Variations across South America and their Relation to Crustal Evolution. *Pure. Appl. Geophys.* 153, 587-612.
- De Vicente, G. (1988). Análisis poblacional de fallas. El sector de enlace Sistema Central – Cordillera Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Complutense de Madrid. 317 p.
- Der, Z.A. and McElfresh, T.W. (1977). The relationship between anelastic attenuation and regional amplitude anomalies of short-period P waves in North America. *Bull. Seis. Soc. Am.*, 67, 1303-1317.
- Drummond, K.J. (1981). Plate tectonic map of the circum-Pacific region, northeast quadrant: Circum-Pacific Map Project, American Association of Petroleum Geologists, Tulsa, Oklahoma, scale: 1:10.000.000.
- Duque-Caro, H. (1979). Major structural elements and evolution of northwestern Colombia. In: *Geological and Geophysical Investigation of Continental Margins*. American Association of Petroleum Geologists Memoir 29, 329-351 p.
- Duque-Caro, H. (1990). The Choco Block in the northwestern corner of South America: structural, tectonostratigraphic, and paleogeographic implications. *J. Sout. Am. Earth Sci.*, 3, 71-84 p.
- Eberhart-Phillips, D. (1986). Three-Dimensional Velocity Structure in Northern California Coast Ranges From Inversion of Local Earthquake Arrival Times, *BSSA Vol. 76*, No. 4, pp. 1025-1052.
- Eberhart-Phillips, D. (1990). Three-Dimensional P and S Velocity Structure in the Coalinga Region, California, *J. Geophys. Res.*, 95, 15343-15363.
- Eberhart-Phillips, D., Reyners, M. (1997). Continental subduction and three-dimensional crustal structure: The northern South Island, New Zealand, *J. Geophys. Res.*, Vol. 102, No. B6, P. 11843-11861.
- Ego, F., Sébrier, M., Lavenu, A., Yepes, H. y Egues, A. (1996). Quaternary state of stress in the Northern Andes and the restraining bend model for the Ecuadorian Andes: *Tectonophysics*, 259, 101-116.
- Espinosa A. (1992). Sismicidad histórica y reciente del área de Popayán. INGEOMINAS-CEE, Microzonificación sismogeotécnica de Popayán. Publ. Esp. Ingeominas, No. 2, p.7-27.
- Espinosa A. (1994). Sismicidad histórica de Santa fe de Bogotá y su área, 1500 – 1994. Ingeominas, Microzonificación sísmica de Santa fe de Bogotá. 39p. Inédito.
- Fehler, M., Roberts, P. y Fairbanks, T., (1988). A temporal change in coda wave attenuation observed during an eruption of Mount St. Helens. *J. Geophys. Res.*, 93, 4367-4373.
- Fehler, M., and Sato, H. (2003), Coda. *Pure appl. geophys.* 160 (2003) 541-554.
- Fehler, M., Hoshiba, M., Sato, H. and Obara, K. (1992), Separation of Scattering and Intrinsic Attenuation for the Kanto - Tokai Region, Japan, Using Measurements of S-wave Energy vs. Hypocentral Distance, *Geophys. J. Int.* 108, 787-800.
- Frankel, A. and Clayton, R. W. (1986), Finite Differences Simulation of Seismic Scattering: Implications for the Propagation of the Short-period Seismic Waves in the Crustal and Models of Crustal Heterogeneity, *J. Geophys. Res.* 91, 6465-6489.
- Frankel, A. and Wennerberg, L. (1987). Energy-Flux model of seismic coda: separation of scattering and intrinsic attenuation, *Bull. Seism. Soc. Am.* 77, 1223-1251.
- Gao, L., Lee, L.C., Biswas, N.N. and Aki, K. (1983). Comparison of effects between single and multiple scattering on coda waves for local earthquakes, *Bull. Seism. Soc. Am.* 73, 377-389.



- Gómez A. A. y Salcedo E. (2000). Determinación de la profundidad focal de algunos sismos ocurridos en Colombia a partir de datos macrosísmicos. *Rev. Red Sísmológica Reg. Eje Cafetero*, No5, p.12-16.
- Gómez, A. y Salcedo, E. (2002). Leyes de atenuación de la intensidad macrosísmica en Colombia. Primer Simposio Colombiano de Sismología, Bogotá, Octubre, 2002.
- González Drigo, J.R. (2001). Estructura anelástica de Coda Q en la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad Politécnica de Catalunya. Barcelona, 289 pp.
- Green, D.H. and Falloon, T.J. (1998). Pyrolite: a Ringwood concept and its current expression, In: *The Earth's mantle* (I. Jackson, Ed.), Cambridge University Press, Cambridge, pp. 311-378.
- Gutenberg B., and C. F. Richter (1956). Earthquake magnitude, intensity, energy and acceleration (second paper), *Bull. Seism. Soc. Am.*, 46, 105-145, 1956.
- Guzmán, J., Franco, G., Ochoa, M., Paris, G. y Taboada, A. (1998). Evaluación neotectónica, Proyecto para la Mitigación del Riesgo Sísmico de Pereira, Dosquebradas y Santa Rosa de Cabal, CARDER, Pereira, Col.
- Haslinger, F. (1999). Velocity Structure, Seismicity and Seismotectonics of Northwestern Greece Between the Gulf of Arta and Zakynthos, Ph. D. Thesis, Swiss Federal Institute of Technology Zurich.
- Havskov, J. and Ottemöller, L. (1999). SEISAN: The Earthquake analysis software: For Windows, SUN/OS, Solaris and Linux. Institute of Solid Earth Physics, University of Bergen, Norway.
- Herrmann, R.B. (1980). Q estimates using the coda of local earthquakes. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70, 447-468.
- Herráiz, M. and Espinosa, A. F. (1987). Coda Waves: A Review, *Pure and Appl. Geophys.* 125, 499-577.
- Hey, R.N. (1977). Tectonic evolution of the Cocos-Nazca spreading center, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 88, 1404-1420.
- Hincapié, J.O., Villarraga, M.R. y Mesa, M.I. (1996). Un Modelo de Convergencia de Placas para el Noroccidente Colombiano con base en datos sísmológicos. VII Congreso Colombiano de Geología, Tomo III, 142-151, Bogotá.
- Hoshiya, M. (1991). Simulation of Multiple Scattered Coda Wave Excitation Based on the Energy Conservation Law, *Phys. Earth Planet. Inter.* 67, 123-136.
- Hoshiya, M. (1993). Separation of Scattering Attenuation and Intrinsic Absorption in Japan Using the Multiple Lapse Time Analysis of Full Seismogram Envelope. *J. Geophys. Res.* 98, 15809-15824.
- Hoshiya, M. (1994). Simulation of coda wave envelope in depth dependent scattering and absorption structure, *Geophys. Res Lett.* 21, 2853-2856.
- Hoshiya, M. (1997). Seismic coda wave envelope in depth-dependent S wave velocity structure, *Phys. Earth Planet. Int.* 120, 201-217.
- Hoshiya, M., Rietbrock, A., Scherbaum, F., Nakahara, H. and Haberland, Ch., (2001). Scattering attenuation and intrinsic absorption using uniform and depth dependent model - Application to full seismogram envelope recorded in Northern Chile. *Journal of Seismology* 5, p. 157-179
- Howe, M.W. (1974). Non-marine Neiva Formation (Pliocene), upper Magdalena Valley, Colombia: regional tectonism: *Geological Society of America Bulletin*, v.85, No. 7, 1032-1041 p.
- Hunter, V.F. (1983). The evolution of Tertiary to recent major fluvial drainage system of northern of South America. Program and Abstracts of Papers, 10th Caribbean Geological Conference, Cartagena de Indias, Colombia, 40 p.

- Hurtado, O. y Leuro, E., (2000). Modelo Gravimétrico del Espesor de la Corteza Terrestre en Colombia. *Geofísica Colombiana*, 4: 11-22.
- Husen, S. (1999). Local Earthquake Tomography of a Convergent Margin, North Chile. Ph. D. Thesis, Kiel University.
- Irving, E. (1971). La evolución estructural de los Andes más septentrionales de Colombia. *Ingeominas, Boletín Geológico*, Vol. XIX, No. 2, Bogotá.
- Irving, E.M. (1975). Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia: U.S. Geological Survey Professional Paper 846, Washington, D.C., 47 p.
- IGAC y INGEOMINAS (1998). Mapa Gravimétrico de Colombia, Anomalia Total de Bouguer. Esc.: 1:2.000.000. Santafé de Bogotá, Colombia.
- INGEOMINAS (1988). Mapa Geológico de Colombia. Bogotá. Escala: 1:1.500.000.
- INGEOMINAS (1995). Boletín de movimiento fuerte. Vol. 1 No. 1, Sub - Dirección de Geofísica, Red Nacional de Acelerógrafos de Colombia, Bogotá. 322 p.
- INGEOMINAS (1999). Mapa Geotérmico de Colombia. Informe Interno. INGEOMINAS, Santafé de Bogotá, Colombia.
- Ingrin, J. and H. Skoghy (2000). Hydrogen in nominally anhydrous upper-mantle minerals: concentration levels and implications, *Eur. J. Mineral.*, 12, 543-570.
- Irving, E.M. (1975). Structural evolution of the northernmost Andes, Colombia. Geological Survey Professional paper, 846. US. Government Printing Office, Washington, D.C., 47 pp.
- Iyer, H. M. and Hirahara, K. (1993). Seismic tomography: Theory and practice, Chapman Hall, London, 1993.
- James, K. (1985). Marco tectónico, estilos estructurales y habitat de hidrocarburos cretácicos, Venezuela. VI Congreso Geológico Venezolano, Caracas, 10 p.
- Jamtveit, B., Brooker, R., Brooks, K., Larsen, L.M. and Pedersen, T. (2001). The water content of olivines from the North Atlantic volcanic province, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 186, 401-415.
- Jin, A. and Aki, K. (1986) Temporal change in coda Q before the Tangshan earthquake of 1976 and the Haiching earthquake of 1975. *J Geophys Res* 91: 665-673.
- Jin, A. and Aki, K. (1988). Spatial and Temporal correlation between coda Q and seismicity in China. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol 78, 741-769.
- Jin, A. and Aki, K. (1993). Temporal correlation between coda  $Q^{-1}$  and seismicity: Evidence for a structural unit in the brittle-ductile transition zone, *J. Geodyn.* 17, 95-119.
- Jin, A., Mayeda, K., Adams, D. and Aki, K. (1994). Separation of intrinsic and scattering attenuation in southern California using TERRASCOPE data. *J. Geophys. Res.*, 99, 17835-17848.
- Kammer, A. (1999). Observaciones acerca de un Origen Transpresivo de la Cordillera Oriental. *Geología Colombiana*, 24: 29-53.
- Kanamrori, H. (1977). Seismic and aseismic slip along subduction zones and their tectonic implications. *Maurice Ewing Ser.* 1, 162-174.
- Karato, S., (1995). Effects of water on the seismic wave velocity in the Earth's upper mantle, *Proc. Japan Academy. Ser. B.*, 71, 61-66.
- Karato, S. (2003). Mapping Water Content in the Upper Mantle. AGU Monograph. In press.

- Keigwin, L.D. (1978). Pliocene closing of the Isthmus of Panama, based on biostratigraphic evidence from the nearby Pacific Ocean and Caribbean Sea cores. *Geology*, 6, 630-634 p.
- Kellog, J.N. (1980). Cenozoic basement tectonics of the Sierra de Perija, Venezuela and Colombia. *Transactions 9<sup>th</sup> Caribbean Geological Conference, Santo Domingo*, 107-117 p.
- Kellog, J.N. and Vega, V. (1995). Tectonic development of Panama, Costa Rica, and the Colombian Andes: Constraint from Global Positioning System geodetic studies and gravity. *Geol. Soc. America Bull.*, Special Paper 295, 75-90 p.
- Kissling, E. (1988). Geotomography with Local Earthquake Data. *Reviews of Geophysics*, 26:659-698.
- Kissling, E., Ellsworth, W.L., Eberhart-Phillips, D. and Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in seismic tomography. *J. Geophys. Res.* 99:19.635-19.646.
- Kissling, E., Solarino, S. and Cattaneo, M. (1995). *Velost Users Guide*. Internal report, Institute of Geophysics, ETH Zurich.
- Kopnischev Y.F. (1975). The role of multiple scattering in the formulation of a seismogram's tail, *Izv. Acad. Nauk USSR (Engl trans. Phys. Solid Earth)* 13, 394-398.
- Kroonenberg S. B. and Diederix, H. (1982). Geology of south-central Huila, uppermost Magdalena Valley, Colombia: a preliminary note. *Colombia Society of Petroleum Geologists and Geophysicists, 22<sup>nd</sup> Annual Field Conference*, 39 p.
- Ladd, J.W. (1976). Relative motion of South America with respect to North America and Caribbean tectonics. *Geol. Soc. America Bull.*, 87, 969-976 p.
- Lawson, C. L. and Hanson, R.J. (1974). *Solving Least Squares Problems*. Prentice-Hall, Englewood Cliffs. 340 pp.
- Le Meur, H., Virieux, J. and Podvin, P (1997). Seismic Tomography of the Gulf of Corinth: A Comparison of methods, *Ann. Di Geof.*, 40, 1-24.
- Lee, W.H., Benett, R.E. and Meagher, K.L. (1972). A method of estimating magnitude of local earthquakes from signal duration. *Geol. Surv. Open-File Rep.* 28.
- Lee, W.H. and Lahr, J.C. (1975). HYPO71PC (revised): A computer program for determining hypocenter, magnitude and first-motion pattern of local earthquakes. *U.S. Geol. Surv., Open-File Rep.*, 75-311.
- Lee, W.H., Aki, K., Chouet, B., Hohnson, P., Marks, S., Newberry, J., Ryall, A., Stewart, S. and Tottingham, D. (1986). A preliminary study of Coda Q in California and Nevada, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 76, 1143-1150.
- Liernert, B.R.E. and Havskov, J. (1995). A computer program for locating earthquakes both locally and globally, *Seismological Research Letters*, 66, 26-36.
- Londoño, B.J.M., (1996). Temporal changes in coda Q at Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 73, 129-139.
- Londoño, J.M., Sanchez, J. J., Toro, L.E., Cruz, F.G. and Bohorquez, O.P. (1998). Coda Q before and after the eruptions of 13 November 1985, and 1 September 1989, at Nevado del Ruiz volcano, Colombia. *Bull. Volcanol.*, 59, 556-561.
- Londoño, J.M. and Sudo, Y. (2002). A warning model based on temporal changes of coda Q for volcanic activity at Nevado del Ruiz Volcano, Colombia. *Bull. Volcanol.* 64, 303-315.
- Lonsdale, P. Klitgord, K.D. (1978). Structure and tectonic history of the eastern Panama Basin. *Geol. Soc. America Bull.*, 89, 981-999 p.

- Mac Donald, W.D. and Hurley P.M. (1969). Precambrian gneisses from northern Colombia. *Geol. Soc. America Bull.* 80, 1867-1872 p.
- Malfait, B.T. and Dinkelman, M.G. (1972). Circum-Caribbean tectonic and igneous activity and the evolution of the Caribbean plate. *Geol. Soc. America Bull.* 83, 251-272 p.
- Malin, P.E. (1978). A first order scattering solution for modeling lunar and terrestrial seismic coda. Ph.D. dissertation, Princeton University, Princeton New Jersey.
- Mammerickx, J., Anderson, R.N., Menard, H.W. and Smith, S.M. (1975). Morphology and Tectonic Evolution of the East-Central Pacific. *Geol. Soc. America Bull.*, 86, 111-118 p.
- Marshall, P.D. and Springer, D.L. (1976). Is the velocity of Pn an indicator of Q. *Nature*, 264: 531-533.
- Martin, C. (1972). Paleotectónica del Escudo de Guyana. *IX Conf. Geol. Inter-Guayanas*, 252-304 p.
- Matsunami, K. (1991). Laboratory Tests of Excitation and Attenuation of Coda Waves Using 2-d Models of Scattering Media. *Phys. Earth Planet. Inter.* 67, 104-114.
- Mattson, P. H. (1984). Caribbean structural breaks and plate movements. *Geological Society of America Memor* 162, 131-152 p.
- Mayeda, K., Koyanagi, S., Hoshihara, M., Aki, K. and Zeng, Y. (1992). A comparative study of scattering, intrinsic and coda  $Q^1$  for Hawaii, Long Valley and Central California between 1.5 and 15.0 Hz. *J. Geophys. Res.*, 97, 6643-6659.
- Mc Court, W., Aspden, J. and Brook, M. (1984). New geological and geochronological data from the Colombian Andes: Continental growth by multiple accretion. *J. Geol. Soc. Lond.*, 141, 831-845 p.
- Meissner, P.O., Flueh, E.R., Stribane, F. and Berg, E. (1976). Dynamics of the active boundary in southwest Colombia according to recent geophysical measurements: *Tectonophysics*, 35, 113-136 p.
- Menke, W. (1984). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Academic Press, Orlando. 260 pp.
- Meyer, R.P., Mooney, W.D., Hales, A.L., Helsley, C.E., Woollard, G.P., Hussong, D.M. and Ramirez, J.E. (1976). Refraction observation across a leading edge, Malpelo Island to Colombian Cordillera Occidental. In: *The Geophysics of the Pacific Ocean Basin and Its Margin*. AGU, Geophysical Monograph 19, 105-132.
- Mitchell, B.J. and Romanowic, B. (1999). Q of the Earth : Global, Regional, and Laboratory Studies (Pageoph Topical Volumes). Springer Verlag; ISBN: 3764360496.
- Mogui, K. (1985). *Earthquake Prediction*. Academic Press, New York.
- Mora, H. (1995). Central and South America GPS Geodesy: relative plate motions determined from 1991 and 1994 measurements in Colombia, Costa Rica, Ecuador, Panama and Venezuela. Master Theses, University of South Carolina.
- Murcia, L.A. y Pichler, H. (1991). Geoquímica y Dataciones Radiométricas de las Ignebras Cenozoicas del SW de Colombia. *Revista CIAF*, Vol. 11, Tomo II (1-3): 346-363. Bogotá, Colombia.
- Narkounskaia, G. and Turcotte, D.L. (1992). A cellular-automata, slider-block model for earthquakes I. Demonstration of chaotic behaviour for a low-order system, *Geophys. J. Int.*, 111, 250-258.
- Nakajima, J., Matsuzawa, T. and Hasegawa, A. (2001). Three-dimensional structure of Vp, Vs and Vp/Vs beneath northeastern of Japan: Implications for arc magmatism and fluids. *J. Geophys. Res.* 106, B10: 21843-21857.

- Nishizawa, O., Satoh, T., Lei, X. and Kuwahara, Y. (1997). Laboratory studies of seismic wave propagation in inhomogeneous media using a laser Doppler vibrometer, *Bull. Seism. Soc. Am.* 87, 809-823.
- Nolet, G. (1987). Seismic wave propagation and seismic tomography, in *Seismic Tomography* (ed. G. Nolet.), pp. 11-23, D. Reidel, Boston.
- Nuttli, O. W. (1988). Lg magnitudes and yield estimates for underground Novaya Zemlya nuclear explosions, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 78, 873-884.
- Nygren, W.E. (1950). Bolivar geosyncline of northwestern South America. *Bulletin of the American Association of Petroleum Geologists*, 34, No. 10, 199-209 p.
- Ocola, L.C., Aldrich, L.T., Gettrust, J.F., Meyer, R.P. and Ramirez, J.E. (1975). Project Nariño I: Crustal Structure under Southern Colombian-Northern Ecuador Andes from seismic refraction data. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 65:6, 1681,1695.
- Ojeda, A. and Haskov, J. (2001). Crustal structure and local seismicity in Colombia. *Journal of Seismology*. 5-4:575-593.
- Ojeda, A., and Ottemöller, L. (2002).  $Q_{Lg}$  Tomography in Colombia. *Physics of the Earth and Planetary Interiors* 134, 253-270.
- Oliver, J. E. (1980). Seismic exploration of the continental basement: Trends for the 1980's, in *Continental Tectonics*, pp 117-126. National Academy of Sciences, Washington, D.C.
- Page, W. D. (1986). *Geología Sísmica y Sismicidad del Noroeste de Colombia*. ISA - INTEGRAL - Woodward-Cycle Consults. Colombia.
- Paris, G. y Romero, J. (1994). Fallas activas en Colombia: Mapa neotectónico preliminar. *Bol. Geol.*, 34, INGEOMINAS, Bogotá, 42 p.
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R. (1980). The Mixed Discrete-Continuous Inverse Problem: Application to the Simultaneous Determination of Earthquake Hypocenter and Velocity Structure. *J. Geophys. Res.* 85: 801-810.
- Peng, J.Y., Aki, K., Lee, W. H. K., Chouet, B., Johnson, P., Marks, S., Newberry, J.T., Ryal, A. S., Stewart, S. W., and Tottingham, D.M., (1987). Temporal change in coda Q associated with 1984 Round Valley earthquake in California, *J. Geophys. Res.*, 92, 3507-3536.
- Pennington, W.D. (1981). Subduction of the Eastern Panama Basin and Seismotectonics of Northwestern South America. *J. Geophys. Res.*, 86, No. B11, 10753-10770 p.
- Pindell, J.L. and Dewey, J.F. (1982). Perno Triassic reconstruction of western Pangea and the evolution of the Gulf of Mexico/Caribbean region: *Tectonics*, v.1, p. 179-211.
- Pujades L.G. (1987) Distribució de Q de Coda a la Península Ibérica. Tesis Doctoral. Universidad de Barcelona. Barcelona, 263 pp.
- Pujades, L. G., Canas, J.A., Egozcue, J.J., Puigvi, M.A., Pous, J., Gallart, J., Lana, X. and Casas, A. (1990). Coda Q distribution in the Iberian Peninsula, *Geophys. J. Int.*, 1000, 285-301.
- Pujades, L.G., Ugalde, A., Canas, J.A., Navarro, M., Badal, F.J. and Cporchete, V. (1997). Intrinsic and scattering attenuation from observed seismic coda in the Almeria Basin (southeastern Iberian Peninsula), *Geophys. J. Int.* 129, 281-291.
- Pulli, J. J. (1984). Attenuation of Coda Waves in New England. *Bull. Seism. Soc. Am.*, Vol. 74, 1149-1166.
- Radelli, L. (1967). *Geologie des Andes Colombiennes: Travaux du laboratoire de Geologie de la Faculte des Sciences, Memoir 6, Grenoble, 457 p.*

- Ramirez, J.E. (1975). *Historia de los terremotos en Colombia*. IGAC. Editorial Andes, Bogotá. 250 p.
- Rautian, T. J. and Khalturin, V.I. (1978), The Use of the Coda for the Determination of the Earthquake Source Spectrum, *Bull. Seismol. Soc. Am.* 68, 923-948.
- Reches, Z. (1983). Faulting of rocks in three-dimensional strain fields. II. Theoretical analysis: *Tectonophysics*, 95:133-156.
- Reches, Z. (1987). Determination of the tectonic stress tensor from slip along faults that obey the Coulomb yield condition. *Tectonics*, 7:849-861.
- Reches, Z., Baer, G. and Y. Hatzor (1992). Constraints on the strength of the Upper Crust from stress inversion of fault slip data. *J. Geophys. Res.*, Vol 97: 12481-12493.
- Restrepo, J.J. y Toussaint, J.F. (1978). Recopilación de dataciones radiométricas en el occidente Colombiano, hasta 1977. *Pub. Especial Geología 17*. Facultad de Ciencias, Universidad Nacional de Colombia, Medellín, 8 p.
- Restrepo-Pace, P. (1992). Petrotectonic characterization of the Central Andean Terrane, Colombia. *J. South Am. Earth Sci.*, 5, 97-116 p.
- Reynolds, A. C. (1978). Boundary Conditions for the Numerical Solution of Wave Propagation Problems, *Geophysics*, 43, 1099-1110.
- Rivera, L.A. (1989). Inversion du encur de contraintes à partir des données de polarité pour une population de séismes: Application au Nid de Bucaramanga, Ph. D. Thesis, 266 pp., IPGS, France.
- Sabine, W. C. (1922). *Collected papers on Acoustic*. Harvard Univ. Press. Cambridge, MA.
- Sacks, I.S. and Okada, H. (1974). An comparison of anelasticity structure beneath western south America and Japan, *Phys. Earth Planet. Int.* 9, 211-219.
- Sakuyama, M. (1979). Lateral variation of H<sub>2</sub>O contents in quaternary magmas of Northeastern Japan. *Earth Planet. Sci. Lett.*, 43, 103-111.
- Sarria, A. (1985). Sismos y Riesgo sísmico en Colombia. Simposio sobre el peligro y riesgo sísmico y volcánico en América del Sur. CERESIS. Vol. 14. p.330-371.
- Sato, H. (1977). Energy propagation including scattering effects. Single isotropic scattering approximation. *J. Phys. Earth.*, 25, 27-41.
- Sato, H. (1986). Temporal change in attenuation intensity before and after the eastern Yamanashi earthquake of 1963, in central Japan, *J. Geophys. res.*, 91, 2049-2061.
- Sato, H. (1995). Multiple isotropic scattering model including P-S conversions for the seismogram envelope formation, *Geophys. J. Int.*, 121, 523-531.
- Serna, D., Diago, J., Morán, C. and Garzón, G. (2003). Gas Monitoring at Colombian Active Volcanoes. IAVCEI-CCVC, 8<sup>th</sup> Field Workshop on Volcanic Gases. Nicaragua - Costa Rica.
- Shearer, P.M. (1999). *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press.
- Schaefer, S.J. and Williams, S.N. (1991). Variaciones de elementos mayores y menores en productos magmáticos del Volcán Nevado del Ruiz. En *Memorias: Simposio sobre Magmatismo Andino y su Marco Tectónico*, Tomo II: 59-73, Manizales - Colombia.
- Shimazaki, K. and Nakata, T. (1980). Time-predictable recurrence model for large earthquakes. *J. Geophys. Res. Lett.*, 7, 279-282.

Silver, E. A., Case, J. E. and Macgillivray, H. J. (1975). Geophysical study of the Venezuela Borderland. *Geol. Soc. America Bull.*, 86, 213-226 p.

Singh, S. (1981). Regionalization of Crustal Q in the continental United States. *J. Geophys. Res.*, 88, 527-538.

Singh, S. and Herrmann, R. (1983). Regionalization of Crustal Coda Q in the Continental United States. *J. Geophys. Res.*, Vol. 88, B1, 527-538.

Smithson S. B., P. N. Shive and S. K. Brown (1977). Seismic Velocity, reflections and structure of the crystalline crust, in the Earth's Crust, *Geophys. Monogr. Ser.*, vol. 20, edited by J. G. Heacock, pp. 254-270, AGU, Washington, D.C.

Souza, J.L. de and B.J. Mitchell (1998). Lg Coda Q variations across South America and their relation to crustal evolution. *Pure and Applied Geophysics*, 153, 587-612.

Spakman, W. (1988). Upper Mantle delay time tomography, PhD thesis, 200 pp., Geologica Ultraiectina, Universiteit Utrecht, Netherlands

Spencer, C. and Gubbins, D. (1980). Travel-time inversion for simultaneous earthquake location and velocity structure determination in laterally varying media. *Geophys. J. R. Ast. Soc.* 63:95-116.

Sthepan, J.F. (1985). Andes et chaine Caribe sur la transversale de Barquisimeto (Venezuela): Evolution géodynamique, paper presented at Géodynamique des Caribes, Symposium, Inst. Francais du Petrole, Paris.

Stolper, E.M. and Newman, S. (1994). The role of water in the petrogenesis of Mariana trough magmas, *Earth Planet. Sci. Lett.*, 121, 293-325.

Taboada, A., Rivera, L.A., Fuenzalida, A., Cisternas, A., Philip, H., Bijwaard, H. and Olaya, J. (2000). Geodynamics of Northern Andes: Subduction and Intra-Continental deformation (Colombia). *Tectonics*, Vol. 19, No. 5, 787-813p.

Tatarskii, V. I. (1961). *Wave Propagation in a Turbulent Medium*. McGraw-Hill, New York, 285 pp.

Telford, W.M., Geldart, L.P. and Sheriff R.E. (1995), *Applied Geophysics*. Second Edition. Cambridge University Press. 770p. Cambridge.

Thompson, A.B. (1992). Water in the Earth's upper mantle, *Nature*. 358, 295-302.

Thurber, C.H. (1981), *Earth Structure and Earthquake Locations in the Coyote Lake Area, Central California*, Ph.D. Thesis, M.I.T. 331 pp.

Thurber, C. H. (1983). Earthquake Locations and Three-Dimensional Crustal Structure in the Coyote Lake Area, Central California, *J. Geophys. Res.*, 88, No. B10, 8226-8236.

Thurber, C. H. (1992). Hypocenter – velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Phys. Earth Planet. Int.*, 75:55-62.

Toomey, D.R., Foulger, G.R. (1989). Tomographic inversion of local earthquake data from the Hengill-Grensdalur Central Volcano Complex, Iceland, *J. Geophys. Res.*, 94, 17497-175 10.

Toto, E. and Kellog, J. (1992). Structure of Sinu – San Jacinto fold belt – An active accretionary prism in northern Colombia. *J. South Am. Earth Sci.*, 5, 211-222 p.

Toussaint, J.F. (1993). *Evolución Geológica de Colombia, Precámbrico - Paleozoica*. Pub. Universidad Nacional de Colombia, 229 p.

Trenkamp, R., Kellog, J., Freymueller, J. T. and Mora, H. (2002). Wide plate margin deformation, southern Central America and Northwestern South America, CASA GPS observations. *Journal of South American Earth Sciences*: 15(2):157-171.

Tsukuda, T., K. Satake, Y. Honkura, S. B. and Sikara, A. M. (1988). Low seismicity, low coda-Q and discontinuities of the upper crust in the vicinity of the Iznik-Mekece fault, the North Anatolian Fault Zone, Turkey. *Bull. Earthq. Res. Inst. Univ. Tokyo*, 63, 327-348.

Turner, J.A. (1998). Scattering and Diffusion of seismic waves, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 88, 276-283.

Ugalde, A., Pujades, L. G. and Canas, J. A. (1997). Las ondas coda como estimadores de la atenuación sísmica en la litosfera. *Monografía No. 13*. Instituto Geográfico Nacional, España.

Ugalde, A., Pujades, L.G., Canas, J.A. and Villaseñor, A. (1998). Estimation of Intrinsic absorption and Scattering Attenuation in Northeastern Venezuela (Southeastern Caribbean) Using Coda Waves. *Pure Appl. Geophys.* 153, 685-702.

Ugalde, A., Vargas, C.A., Pujades, L.G. and Canas, J.A. (2002). Seismic coda attenuation after the Mw = 6.2 Armenia (Colombia) earthquake of 25 January 1999. *J. Geophys. Res.* 10,1029 / 2001GB000197, June 2002.

Um, J. and Thurber, C. H. (1987). A fast algorithm for two-point seismic ray tracing. *bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 972-986.

Van Andel, H.T., Heath, G.R., Malfait, B.T., Heinrichs, D.F. and Ewing, J.I. (1971). Tectonics of the Panama basin, eastern equatorial Pacific. *Geol. Soc. America Bull.*, 82, 1489-1508 p.

Van der Hammen, T. (1961). The Pleistocene stratigraphy of vegetation and climate in tropical South America: *Journal of Biogeography*, v. 1, 3-26 p.

Var Houten, F. B. (1976). Late Cenozoic volcanoclastic deposits, Andean foredeep, Colombia. *Geol. Soc. America Bull.*, 87, No. 4, 481-495 p.

Vargas, C.A. (1999). *Atenuación de Ondas Coda en la Región Central de los Andes de Colombia – Eje Cafetero*. Tesina de Master en Ingeniería Sísmica y Dinámica Estructural. Universidad Politécnica de Catalunya.

Vargas, C.A., Pujades, L.G., Ugalde, A. y Canas, J.A. (2003). Tomografía Sísmica Local en el Territorio Colombiano. *Revista CIMNE (En impresión)*.

Vergara, H., Taboada, A., Romero, J., Paris, G. y Castro, E. (1996). Principales fuentes sísmogénicas de la región central de Colombia. *Mem. VII Cong. Col. Geol.*, 13 p.

Vinciguerra, S. (2001). Deep earthquakes as a precursor of the september - october 1989 flank eruption at Mt. Etna Volcano (Italy). Benfield Greig Hazard Research Centre, Department of Geological Sciences, University College London, Gower Street, London .

Wu, R. S. (1985). Multiple scattering and energy transfer of seismic waves: Separation of scattering effect from intrinsic attenuation, I, Theoretical modelling, *Geophys. J. R. Astron Soc.* 82, 57-80.

Xie, J. and Mitchell, B.J. (1990). A back-projection method for imaging large-scale lateral variations of Lg coda Q with application to continental Africa. *Geophys. J. Int.*, 100, 161-181.

Zeil, W. (1979). *The Andes, a geological review*. Gebrüder Borntraeger, Berlin, Stuttgart.

Zeng, Y., Su, F. and Aki, K. (1991). Scattered wave energy propagation in a random isotropic scattering medium, I, Theory. *J. Geophys. Res.*, 96, 607-619.

**ANEXOS**

## MODELO DE DESLIZAMIENTO DE RECHES

El *Modelo de deslizamiento de Rechés* (1983), es una aproximación a la deducción de tensores de esfuerzos donde se propone que en condiciones triaxiales de deformación frágil, las fracturas se disponen según una simetría ortorrómbica con respecto a los ejes fundamentales del elipsoide de deformación. Así, Rechés, plantea un modelo de deformación frágil, en el cual las fallas se disponen, para un elipsoide de deformación triaxial, en cuatro familias orientadas en dos direcciones con buzamientos opuestos (simetría ortorrómbica). Rechés (1987) con su *Método de Inversión de Esfuerzos* afronta el problema de la inversión para hallar el elipsoide de esfuerzos, teniendo en cuenta los parámetros mecánicos de ruptura; en su desarrollo, considera la *Ecuación de Bott* como el criterio de ruptura de Navier-Coulomb. Este método permite seleccionar el tensor más adecuado entre los calculados para los distintos coeficientes de fricción posibles de la roca, a la vez que demuestra que los métodos clásicos basados únicamente en la *Ecuación de Bott*, asumen un coeficiente de fricción  $\mu = 0$ , condición física bastante improbable en la naturaleza.

El método considera el modelo de fracturación de Anderson (1951) como un caso especial (deformación plana). Se demuestra que bajo un elipsoide de esfuerzos triaxial, tanto para planos de anisotropía preexistentes, como para fallas de neoformación, las fallas activas se disponen según una simetría ortorrómbica (cuatro familias orientadas según dos direcciones con buzamientos opuestos, Figura I-1), considerando que esta simetría es la que mejor transmite y disipa la energía producida durante una deformación frágil. Para una correcta aplicación del método, se asumen las siguientes premisas:

- Una región sismogénica podrá ser evaluada si presenta un elevado número de discontinuidades (mecanismos focales) previos a la deformación analizada.
- La deformación se resuelve por deslizamiento sobre unos pocos planos de falla, que son los que producen la mínima disipación de energía para mantener el deslizamiento durante la deformación.
- La deformación es homogénea, es decir, existe un número suficiente de fallas de cada familia.
- La resistencia al deslizamiento en los planos de falla sigue la ley de Navier-Coulomb, es decir, hay una resistencia cohesiva y fraccional de la roca fresca o de las discontinuidades.

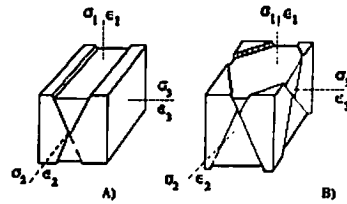


Figura 1-1. Simetría de fallas y orientación de los ejes principales de deformación.  
A) deformación plana, B) deformación triaxial.

- La distribución de esfuerzos es homogénea, y la orientación de los ejes principales de esfuerzos y de deformación coinciden.
- Uno de los ejes principales de deformación es vertical, ( $e_z$ ).
- Se supone que la deformación se produce sin cambio de volumen [ $e_z = (e_y + e_x)$ ], donde  $e_z$  es el eje principal de deformación vertical del tensor de deformación;  $e_y$  es el eje de máximo acortamiento horizontal del tensor de deformación;  $e_x$  es el eje de mínimo acortamiento horizontal del tensor de deformación

El modelo relaciona matemáticamente la forma del elipsoide de deformación ( $K'$ ) y el ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ), con los cosenos directores de las estrías de falla y de las normales a los planos de falla. La forma del elipsoide de deformación viene dada por el parámetro  $K' = e_y / e_z$ .

Se establecen además, dos secuencias en función del valor de este parámetro:

Secuencia normal:  $-0.5 < K' \leq +\infty$  ( $e_z$  acortamiento)

Secuencia inversa:  $-\infty \leq K' < 0.5$  ( $e_z$  extensión)

De Vicente (1988) establece una serie de ecuaciones que relacionan  $K'$  y  $\phi$  con los valores angulares de la orientación de las fallas medidas en campo: orientación del buzamiento ( $D$ ), buzamiento ( $B$ ) y cabeceo de la estría ( $C$ ).

Para los elipsoides de tipo direccional (el carácter de  $e_y$  es distinto del de  $e_x$ ) las ecuaciones establecidas son:

$$P = \text{sen}^2 B * \cos^2 C$$

$$\phi = \arcsen \left[ \left( 2 * \text{sen}^2 B - P - 1 \right) / (1 - P)^{1/2} \right]$$

donde

$B$  = buzamiento del plano de falla

$C$  = Cabeceo de la estría sobre el plano de falla

$\phi$  = ángulo de rozamiento interno

De esta forma, si  $\phi < 0$ , la falla tiene un carácter de estiramiento en la vertical, es decir, es una falla inversa y se toma el valor de  $|\phi|$ ; y si  $\phi > 0$ , se trata de fallas con componente normal. El resto de ecuaciones a aplicar son distintas para estos dos tipos de fallas pertenecientes a los campos principales definidos:

Para fallas con componente normal:

$$K' = [P / (1 - P)]$$

$$S = 2 * \arcsen [K' / \tan^2 B]^{1/2}, \text{ donde}$$

$S$  es el ángulo de separación en el plano horizontal de las dos familias de fallas con buzamientos contrarios.

La dirección de máximo acortamiento horizontal ( $D_{cy}$ ), se obtiene a partir del sentido de buzamiento de la falla ( $D$ ) según:

$$D_{cy} = D \pm (90 - S / 2)$$

Para fallas con componente inverso:

$$K' = [-1 / (1 - P)]$$

$$S = 2 * \arcsen [(K'+1) / (-\tan^2 B)]$$

$$D_{cy} = D \pm S / 2$$

Utilizando estas expresiones obtenemos, para cada falla, un valor del ángulo de rozamiento interno de la roca en el momento de la deformación, y la forma del elipsoide de deformación.

Las relaciones entre los valores del parámetro  $K'$  con el tipo de deformación y las magnitudes relativas a los ejes de deformación nos definen para cada falla un valor del ángulo de rozamiento de la roca en el momento de la deformación y la forma del elipsoide de deformación. Estas relaciones quedan expresadas gráficamente en el diagrama cabeceo / buzamiento ( $C/B$ ), (Figura 1-2), donde quedan delimitados siete campos, que corresponden a los distintos tipos de elipsoides con componente de cizalla (direccionales) que se definen como:

1. Deformación por cizalla con componente extensivo (fallas direccional - normales)
2. Deformación extensiva con componente de cizalla (fallas normal - direccionales)
3. Deformación por cizalla con componente compresivo (fallas direccional inversas)
4. Deformación compresiva con componente de cizalla (fallas inverso direccionales)
5. Deformación por cizalla pura (desgarres puros)
6. Deformación extensiva radial pura (fallas normales puras)
7. Deformación compresiva radial pura (fallas inversas puras).

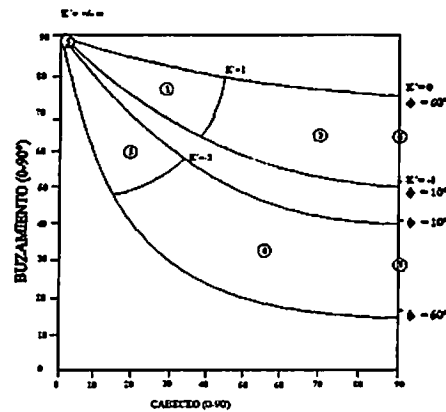


Figura I-2. Diagrama cabeceo - buzamiento ( $C/B$ ) donde se muestran 7 zonas deformacionales.

Para elipsoides de tipo radial, es decir, cuando coexisten dos ejes de estiramiento o acortamiento en la horizontal (radial puro si  $e_x = e_y$ ), el buzamiento es directamente proporcional al ángulo de rozamiento interno ( $\phi$ ), simplificando así las ecuaciones y diagramas de representación.

Para extensión radial:

$$K' = -\text{sen}^2 D$$

$$\phi = 2 * B - 90$$

Para compresión radial:

$$K' = -\text{cos}^2 D$$

$$\phi = 90 - 2B$$

## ANEXO II

### VOLUMEN INVOLUCRADO EN EL PROCESO DE MÚLTIPLE DISPERSIÓN ISÓTROPICA

Dado que la evaluación analítica de la mayoría de las funciones integrales como es el caso de la ecuación (4.38) es raramente posible, soluciones numéricas en base a técnicas de Monte Carlo han sido usadas efectivamente (Bevigton y Robinson, 1992). Siguiendo este esquema, hemos retomado las formulaciones planteadas en Hoshiba (1991) y Ugalde (1997) para describir este problema. Así, se trata de determinar mediante simulación con la técnica de Monte Carlo "cual es la forma del volumen involucrado en un proceso de múltiple dispersión cuando se tiene una fuente de energía y un receptor no coincidente, en el marco de un esparcimiento isótropo, sin considerar atenuación intrínseca". Para el efecto, se representará la propagación de la energía de la onda S a partir de la trayectoria de muchas partículas.

En concordancia con Ugalde (1997): "Cada paquete de energía es radiado por la fuente en una dirección; entonces se produce un cambio de la dirección en un lugar del espacio que representa las coordenadas geométricas del dispersor. Esta localización del dispersor y la nueva dirección vienen dados por una función de probabilidad calculada para un cierto recorrido libre medio  $\left(\frac{1}{g}\right)$ . El número de veces que cada paquete cambia de dirección corresponderá al orden de la dispersión que habrá sufrido". Si el número de paquetes de energía y el orden son altos, entonces podremos estimar aproximadamente el volumen involucrado en un proceso multidispersivo, mediante la envolvente que involucra el cálculo de los recorridos de cada orden separadamente. Las hipótesis básicas que se asumen en la simulación numérica son las siguientes (Hoshiba, 1991; Ugalde, 1997):

- ✓ Las ondas S se radian esféricamente a partir de una fuente puntual y en un intervalo de tiempo muy corto.
- ✓ No se admiten conversiones de fase entre las ondas P y S.
- ✓ La energía de las ondas S se disipa coherentemente con una velocidad de propagación constante ( $\beta$ ).
- ✓ Los dispersores son puntuales con una sección transversal de dispersión  $\sigma_0$ , y están distribuidos aleatoriamente con una densidad uniforme  $n_0$  (número de dispersores por unidad de volumen).
- ✓ La dispersión es isótropa y su potencia por unidad de volumen se caracteriza por el esparcimiento  $g = \sigma_0 n_0$ .



✓ La atenuación por dispersión viene dada por  $Q_i^{-1} = g\beta/\omega$ , siendo  $\omega$  la frecuencia angular de la onda S.

Retomando a Ugalde et al. (1997), las partículas que representan la propagación de la energía de la onda S salen de la fuente, representada por el vector de posición  $R_0$  en un cierto sistema de referencia.  $R_1$  será la posición del primer dispersor y  $R_k$  la del k-ésimo dispersor, en el mismo sistema de coordenadas. El procedimiento se basa en la simulación de las coordenadas de los dispersores, que serán variables aleatorias. Estas serán coordenadas esféricas  $(s_k, \theta_k, \phi_k)$  y representarán el vector posición del k-ésimo punto dispersor en un sistema de referencia situado en el  $(k - 1)$  punto de dispersión.

En la Figura III.1 se representan gráficamente los sistemas de referencia y la posición de los dispersores.  $R_r$  representa la posición del receptor. Haciendo coincidir el origen de coordenadas con la posición de la fuente, se observa que  $R_0 = (0,0,0)$ . También se observa que la localización del k-ésimo punto dispersor  $R_k$  se determina a partir de  $R_{k-1}$  mediante el vector  $r_k$ :

$$R_k = R_{k-1} + r_k \tag{AII-1}$$

El vector  $r_k$  en coordenadas esféricas y en un sistema de referencia situado en el punto  $(k - 1)$ , viene representado por las variables aleatorias y mutuamente excluyentes  $(s_k, \theta_k, \phi_k)$ . Estas variables cumplen las probabilidades:

$$P[0 \leq s_k \leq s_0] = 1 - \exp(-gs_0) = F(s_0), \quad s_k \in [0, \infty) \tag{AII-2}$$

a partir de la cual se deduce la densidad de probabilidad:

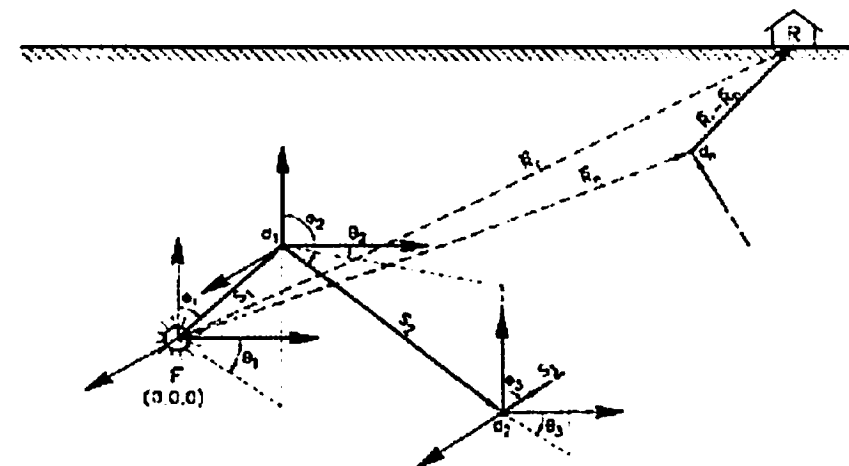
$$f(s_0) = \frac{dF(s_0)}{ds_0} = g \cdot \exp(-gs_0), \tag{AII-3}$$

Por otra parte,

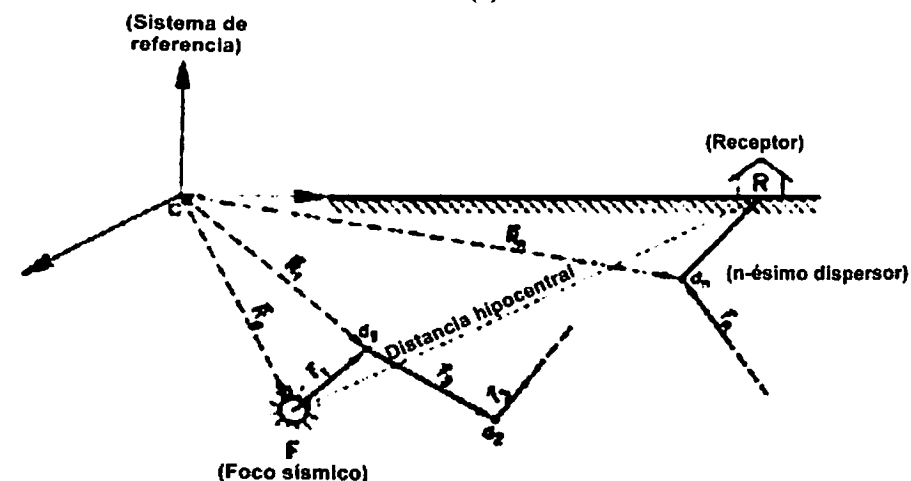
$$P[0 \leq \theta_k \leq \theta_0] = \frac{\theta_0}{2\pi}, \quad \theta_k \in [0, 2\pi) \tag{AII-4}$$

$$P[0 \leq \phi_k \leq \phi_0] = \frac{1}{2}(1 - \cos \phi_0), \quad \phi_k \in [0, \pi) \tag{AII-5}$$

que corresponden a las probabilidades de distribución en una esfera y se basan en las hipótesis de radiación esférica a partir de la fuente y dispersión isotrópica.



(a)



(b)

Figura III.1 Posición de los dispersores respecto a la fuente y respecto al receptor (a). Se hizo coincidir el origen de coordenadas con el foco sísmico y se han considerado sistemas de referencia en coordenadas esféricas en cada dispersor (b). Tomado de Ugalde et al. (1997).

Puesto que se trata de variables aleatorias independientes, la expresión para la probabilidad conjunta se obtiene mediante una simple multiplicación de las (AII-2), (AII-4) y (AII-5):

$$P[0 \leq s_k \leq s_0, 0 \leq \theta_k \leq \theta_0, 0 \leq \phi_k \leq \phi_0] = \frac{\theta_0}{2\pi} \frac{1}{2} (1 - \cos \phi_0) [1 - \exp(-gs_0)] \quad (\text{AII-6})$$

La esperanza matemática se puede calcular a partir de la expresión de la densidad de probabilidad  $f(s_0)$ :

$$E(s_0) = \int_0^{\infty} s_0 f(s_0) \quad (\text{AII-7})$$

Lo cual nos permite sustituir  $f(s_0)$  por la expresión (AII-3) en (AII-7), e integrando por partes llegamos a:

$$E(s_0) = \frac{1}{g}, \quad (\text{AII-8})$$

expresión que permite concluir que  $g$  es la inversa del recorrido libre medio.

### Sorteo de variables aleatorias

Puesto que el esquema general de este experimento presenta las mismas variables y sorteo que el anotado por Ugalde et al. (1997), seguiremos la misma descripción hasta el punto donde se diverge la aplicación hacia el análisis espacial.

#### Sorteo de radio aleatorio

Como lo anota Ugalde et al. (1997), es posible demostrar que los valores de una variable aleatoria continua  $\xi$ , distribuida con una densidad de probabilidad  $p(x)$  en un intervalo  $(a, b)$ , se puede determinar a partir de la ecuación:

$$\int_a^{\xi} p(x) dx = \gamma \quad (\text{AII-9})$$

es decir, que una vez escogido el valor de  $\gamma$  (variable aleatoria estandar) es preciso volver a la ecuación (AII-9) para encontrar el valor de  $\xi$ .

En el caso del radio  $s_0$ , la ecuación (AII-9) se transforma en:

$$\int_0^{s_0} g \cdot e^{-gs_0} ds_0 = \gamma \quad (\text{AII-10})$$

de donde:

$$s_0 = -\frac{1}{g} \text{Ln}(1-\gamma) \quad (\text{AII-11})$$

Y como  $(1-\gamma)$  tiene la misma distribución que  $\gamma$ , se puede tomar:

$$s_0 = -\frac{1}{g} \text{Ln}(\gamma) \quad (\text{AII-12})$$

siendo  $\gamma$  una variable aleatoria distribuida uniformemente en el intervalo  $(0,1)$ .

### Sorteo de coordenadas aleatorias

Para una esfera de radio unidad, se toma una superficie esférica:

$$dS = \sin(\phi) \cdot d\phi \cdot d\theta, \quad \phi \in [0, \pi], \theta \in [0, 2\pi] \quad (\text{AII-13})$$

La densidad de probabilidad del punto aleatorio  $(\phi, \theta)$  sobre la esfera es:

$$p(\phi, \theta) \cdot d\phi \cdot d\theta = \frac{dS}{4\pi} \quad (\text{AII-14})$$

Sustituyendo (AII-13) en (AII-14) tenemos:

$$p(\phi, \theta) = \frac{\sin(\phi)}{4\pi} \quad (\text{AII-15})$$

A partir de la densidad de probabilidad conjunta (AII-15) se calculan las densidades:

$$p_\phi(\phi) = \int_0^{2\pi} p(\phi, \theta) \cdot d\theta = \frac{\sin\phi}{2} \quad (\text{AII-16})$$

$$p_\theta(\theta) = \int_0^\pi p(\phi, \theta) \cdot d\phi = \frac{1}{2\pi} \quad (\text{AII-17})$$

Así, volviendo a utilizar la ecuación (AII-9), se obtienen los sorteos de las variables  $\phi$  y  $\theta$ :

$$\theta = 2\pi\gamma \tag{AII-18}$$

$$\cos \phi = 1 - 2\gamma \tag{AII-19}$$

**Cálculo de la probabilidad de la dispersión**

Definidas las posiciones aleatorias de los diferentes dispersores, procederemos a ubicar la fuente en un lugar conocido. Posteriormente se calculará la probabilidad de que una partícula dispersada en  $\bar{R}_n$  atraviese un área unidad situada alrededor del receptor  $\bar{R}_r$  (Figura III.2).

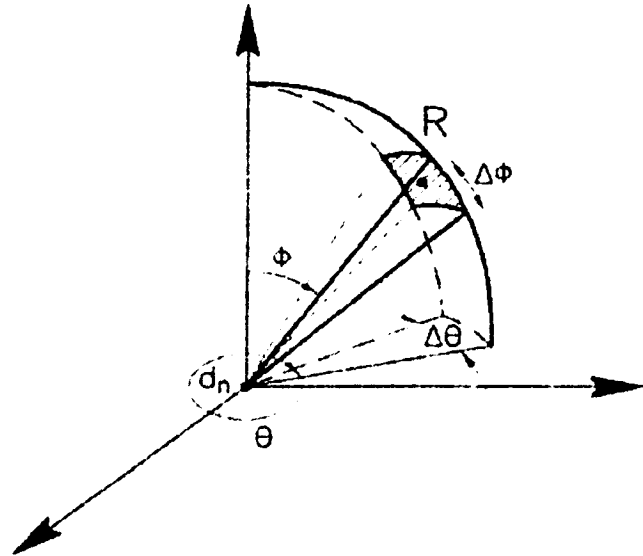


Figura III.2. Probabilidad de que una partícula dispersada atraviese un área unidad alrededor del receptor. Tomada de Ugalde et al. (1997).

Se calculan separadamente las probabilidades referidas al radio y la dirección necesarias para atravesar el área unidad a partir de las ecuaciones (AII-2), (AII-4) y (AII-5):

$$P[s \geq |\bar{R}_r - \bar{R}_n|] = 1 - P[s < |\bar{R}_r - \bar{R}_n|] = \exp(-g|\bar{R}_r - \bar{R}_n|) \tag{AII-20}$$

$$P[\theta_0 \leq \theta \leq \theta_0 + \delta\theta] = \frac{\delta\theta}{2\pi} \tag{AII-21}$$

$$P[\phi_0 \leq \phi \leq \phi_0 + \delta\phi] = \frac{\delta\phi}{2\pi} \tag{AII-22}$$

donde (AII-22) llega a obtenerse después de las siguientes aproximaciones:  $\cos(\delta\phi) \cong 1$  y  $\sin(\delta\phi) \cong \delta\phi$ . De este modo, la expresión de probabilidad toma la siguiente forma:

$$P[s \geq |\bar{R}_r - \bar{R}_n|, \theta_0 \leq \theta \leq \theta_0 + \delta\theta, \phi_0 \leq \phi \leq \phi_0 + \delta\phi] \cong \frac{\delta\theta}{2\pi} \frac{1}{2} \sin(\theta_0) \delta\phi \exp(-g|\bar{R}_r - \bar{R}_n|) \tag{AII-23}$$

y la expresión del área unidad:

$$1 = |\bar{R}_r - \bar{R}_n|^2 \sin(\phi) \delta\phi \delta\theta \tag{AII-24}$$

con lo que sustituyendo (AII-24) en (AII-23) se obtiene la expresión final de la probabilidad de que una partícula dispersada en  $\bar{R}_n$  atraviese un área unidad tomada alrededor del receptor  $\bar{R}_r$ :

$$P[s \geq |\bar{R}_r - \bar{R}_n|, \theta_0 \leq \theta \leq \theta_0 + \delta\theta, \phi_0 \leq \phi \leq \phi_0 + \delta\phi] \cong \frac{1}{4\pi|\bar{R}_r - \bar{R}_n|^2} \exp(-g|\bar{R}_r - \bar{R}_n|) \tag{AII-25}$$

La probabilidad dada por la expresión (AII-25) ha de estar comprendida en el intervalo [0,1]. Ahora si hacemos  $R = |\bar{R}_r - \bar{R}_n|$  podremos considerar los siguientes casos:

1. Cuando  $R > 0$ . De acuerdo con (AII-25) se observa que  $P > 0$ , lo cual es consistente con las propiedades que ha de cumplir la probabilidad.
2. Cuando  $R = 0$ . Se trata de una discontinuidad y corresponde al punto en que el dispersor coincide con el receptor. A dicho punto se le asignará  $P = 1$ , pues se encuentra dentro de la superficie unidad tomada alrededor del receptor.
3. Se podría dar el caso que  $P > 1$ , situación no posible debido a que debe estar en el intervalo [0,1]. Para ver cuáles son estos casos se resuelve la inecuación:

$$\frac{1}{4\pi R^2} e^{-kR} \leq 1 \tag{AII-26}$$

que da lugar a:

$$-gR - 2Ln(R) \leq Ln(4\pi) \tag{AII-27}$$

inecuación que expresa la condición que ha de cumplir  $R$  para que  $P \leq 1$ .

**Distribución espacial de la dispersión**

La distancia total recorrida por una partícula  $m$  multidispersada  $n$  veces viene dada por la expresión:

$$D_m = |\bar{r}_{1,m}| + |\bar{r}_{2,m}| + \dots + |\bar{r}_{n,m}| + |\bar{R}_r - \bar{R}_{n,m}| \tag{AII-28}$$

Suponiendo que la partícula se desplaza con velocidad  $\beta$  constante, el tiempo que habrá tardado en llegar al receptor a partir de la fuente será:

$$t_m = \frac{D_m}{\beta} \quad (\text{AII-29})$$

Se consideran por separado cada uno de los  $n$  ordenes de dispersión ( $k = 1, 2, \dots, n$ ). Si  $W_0$  es el número total de partículas que salen de la fuente ( $m = 1, 2, \dots, W_0$ ), entonces para cada orden se calculan las coordenadas del primer dispersor; luego las del segundo, y así hasta el orden  $n$ . Para cada orden, se representan los caminos relacionados con el conjunto de coordenadas calculados; finalmente, la representación de todos los caminos relacionados con todos los ordenes será la representación espacial de la múltiple dispersión entre una fuente y un receptor. Para el caso del MLTWA, puesto que pueden existir varias fuentes relacionadas con un solo receptor, los puntos de partida de cada fuente serán no coincidentes; de este modo, se puede llegar a tener una idea de la complejidad espacial relacionada con varias fuentes.

El programa relacionado a continuación, desarrollado en MatLab, permite visualizar el volumen involucrado en un proceso de múltiple dispersión, sin tener en cuenta atenuación intrínseca.

```
%SIMULACIÓN POR EL MÉTODO DE MONTE CARLO DEL VOLUMEN INVOLUCRADO
%EN EL PROCESO DE MULTIPLE DISPERSIÓN ISOTROPA
%Por: Carlos Alberto Vargas Jimenez - 2004
%Rutina PRINCIPAL desarrollada en MATLAB
%-----
%Visualización de condiciones iniciales
plot3(0,0,0,'r+'), grid on
hold on
ddist=0;
%Se puede cambiar para distintas fuentes ...
plot3(ddist+20,ddist+20,ddist+20,'r+')
%Coeficiente de Dispersión
xg=0.01;
%Limite para evitar singularidades
rtope=sqrt(16*pi-xg^2);
rtope=(-xg+rtope)/(8*pi-xg^2);
%Velocidad de la onda S
v=3.5;
for kk=1:100
%Orden de dispersión
norder=30;
%Inicializa vectores
for i=1:3
epie(i)=0;
epic(i)=0;
estae(i)=0;
escate(i)=0;
escatc(i)=0;
end
for i=1:norder+1
s(i)=0;
theta(i)=0;
phi(i)=0;
x(i)=0;
y(i)=0;
z(i)=0;
end
%Se puede cambiar para distintas fuentes los valores en la variable
%estac. Por lo tanto podemos repetir el programa en general con estas
%nuevas condiciones.
estac=[ddist+20 ddist+20 ddist+20];
estae = esfecar(estac,0);
epic = esfecar(epie,1);
rtot=0;
x(norder+1)=estac(1);
y(norder+1)=estac(2);
z(norder+1)=estac(3);
for ie=1:3
vtotc(ie)=epic(ie);
end
%Cambio de semilla con el tiempo
rand('state',sum(100*clock));
for ik=1:norder
%Sorteo de la trayectoria
x1=rand;
escate(1)=-(1/xg)*log(1-x1);
x2=rand;
escate(2)=1-2*x2;
escate(2)=acos(escate(2));
x3=rand;
escate(3)=2*pi*x3;
```

```

escatc = esfecar(escate,1);
rtot=rtot+escate(1);
s(ik)=escate(1);
theta(ik)=escate(2);
phi(ik)=escate(3);
x(ik)=escatc(1);
y(ik)=escatc(2);
z(ik)=escatc(3);
for il=1:3
    vtotc(il)=vtotc(il)+escatc(il);
end
if ik == norder
    for in=1:3
        xfinc(in)=estac(in)-vtotc(in);
    end
    xmf=sqrt(xfinc(1)^2+xfinc(2)^2+xfinc(3)^2);
    rtot=rtot+xmf;
    ttot=rtot/v;
    if xmf <= rtope
        acomp=1;
    else
        acomp=exp(-xg*xmf);
        acomp=acomp/(4*pi*xmf^2);
    end
end
for k=1:100000
    sd=k+1;
end
end
hold on
plot3(x,y,z,'k:')
end
view(45,45)

%-----
% Rutina llamada desde programa Principal
function [xo] = esfecar(xi,ic)
% Transformación de Coordenadas Polares a Esfericas o Viceversa
% Por: Carlos Alberto Vargas Jimenez - 2002
% function [xo] = esfecar(xi,ic)
% Convención en ic=1:
% Si xi(1)=R (Disancia natural)
% xi(2)=phi (angulo zenital entre 0 y pi)
% xi(3)=theta (azimuth entre 0 y 2pi)
% Devuelve:
% xo(1)=x
% xo(2)=y
% xo(3)=z
% Si ic=0: Entonces cartesianas a esfericas ....
if ic==1
    xo(1)=xi(1)*sin(xi(2))*cos(xi(3));
    xo(2)=xi(1)*sin(xi(2))*sin(xi(3));
    xo(3)=xi(1)*cos(xi(2));
end
if ic==0
    xo(1)=(xi(1)^2 + xi(2)^2 + xi(3)^2)^(0.5);
    if xo(1) <= 0
        xo(2)=0;
        xo(3)=0;
    else
        xo(2)=acos(xi(3)/xo(1));

```

```

if xi(1) == 0 & xi(2) == 0
    xo(3)=0;
else
    xo(3)=atan2(xi(2),xi(1));
end
end
end
end

```

## RESULTADOS DE MÚLTIPLE AJUSTE POR MÍNIMOS CUADRADOS Y TEST DE FISHER

Si consideramos un modelo no lineal cuyo ajuste se propone sea de la forma:

$$(AIII-1) \quad Y = f(\zeta_1, \zeta_2, \dots, \zeta_k; \theta_1, \theta_2, \dots, \theta_k) + \varepsilon$$

donde  $Y$  representa las variables respuesta,  $\zeta_k$  son las variables predictoras, y  $\theta_k$ , los parámetros del modelo;  $\varepsilon$  es una cantidad que representa el incremento en que una observación individual  $Y$  se desvía del modelo de regresión. Si asumimos dichas variables como vectoriales, entonces su representación puede expresarse como:

$$(AIII-2) \quad Y = f(\vec{\zeta}, \vec{\theta}) + \varepsilon$$

Si asumimos ahora que:

$$(AIII-3) \quad E(\varepsilon) = 0, \Rightarrow E(Y) = f(\vec{\zeta}, \vec{\theta})$$

De igual manera,

$$(AIII-4) \quad V(\varepsilon) = \sigma^2, \quad \varepsilon \cong N(0, \sigma^2)$$

entonces para  $n$  observaciones, el modelo puede escribirse como:

$$(AIII-5) \quad Y_u = f(\vec{\zeta}_u, \vec{\theta}) + \varepsilon_u$$

Cuya suma de los cuadrados de los errores suele expresarse así:

$$(AIII-6) \quad S(\vec{\theta}) = \sum_{u=1}^n [Y_u - f(\vec{\zeta}_u, \vec{\theta})]^2$$

Dado que  $Y_u$  y  $\vec{\zeta}_u$  son observaciones (fijadas), la suma de los cuadrados es función de  $\vec{\theta}$ . Se denominará  $\hat{\theta}$  a la estimación por mínimos cuadrados de  $\vec{\theta}$ , que corresponde al valor de  $\vec{\theta}$  que minimiza  $S(\vec{\theta})$ .

De este modo la precisión de los parámetros  $\hat{\theta}$  tendrá un contorno de confianza que vendrá definido por (Bevington y Robinson, 1992):

$$(AIII-7) \quad S(\bar{\theta}) = S(\hat{\theta}) \left[ 1 + \frac{p}{n-p} F(p, n-p, 1-\alpha) \right]$$

donde  $S(\bar{\theta})$  es el valor mínimo de (6) y  $F$  es la distribución de Fisher;  $n$  es el número de observaciones y  $p$  el número de parámetros del modelo, mientras que  $\alpha$  es un valor de confianza a escoger y va entre 0 y 1 (0-100%). La parte derecha de (AIII-7) define un contorno exacto y elipsoidal en casos lineales. En casos no lineales, dicha elipsoide aparecerá de forma irregular y la expresión (AIII-7) definirá el contorno de confianza aproximado del  $100*(1-\alpha)\%$ .

Para el caso de este trabajo, se trata de ajustar observaciones de la energía en función de la distancia hipocentral a un modelo matemático no lineal. El modelo viene dado por la ecuación (4.38) del capítulo 4 y sus parámetros son  $L_e^{-1}$  y  $B_n$ .

Se consideran las curvas teóricas (normalizadas y corregidas por el efecto de expansión geométrica) como  $E_i^{teo}$ ,  $i=1,2,3$ , y los puntos observados (normalizados y corregidos por el efecto de expansión geométrica) como  $E_i^{obs}$ ,  $i=1,2,3$ . Los residuos entre el modelo y las observaciones se pueden calcular mediante (AIII-6), que tomaría la siguiente forma:

$$(AIII-8) \quad Res(L_e^{-1}, B_n) = \frac{1}{M} \sum_{n=1}^3 \sum_{m=1}^M (\log 10 [4\pi r^2 E_{n,obs}(r_m)] - \log 10 [4\pi r^2 E_{n,teo}(r_m)])^2$$

donde  $M$  es el número total de sismogramas y  $E_{n,teo}$  es la integral de la energía para la ventana  $n$ , determinada a partir de la expresión (4.38) del capítulo 4.

En total se calculan tantos residuos como curvas teóricas haya, es decir, tantos residuos como parejas  $(L_e^{-1}, B_n)$ .

En este trabajo se llevaron a cabo múltiples regresiones por mínimos cuadrados y se determinaron las respectivas elipses de confianza, para varias frecuencias, rangos de distancia hipocentral, y pesos en cada ventana. Se relacionan a continuación dichos resultados, teniendo en cuenta que:

1. La primer gráfica de cada ensayo corresponde al ajuste por mínimos cuadrados entre datos observados (primera ventana = cuadrado, segunda ventana = círculo, tercera ventana = triángulo) y curvas teóricas (líneas continuas para las tres ventanas). La abscisa corresponde a distancia epicentral en km, y la ordenada corresponde a  $4\pi r^2 E_i(r)$ , siendo  $i=1,2,3$ .
2. La segunda gráfica corresponde a la estimación de la elipse de error. El triángulo representa una confianza del 95%. La ordenada corresponde a valores de  $L_e^{-1}$ , mientras que la abscisa corresponde a valores de  $B_n$ .

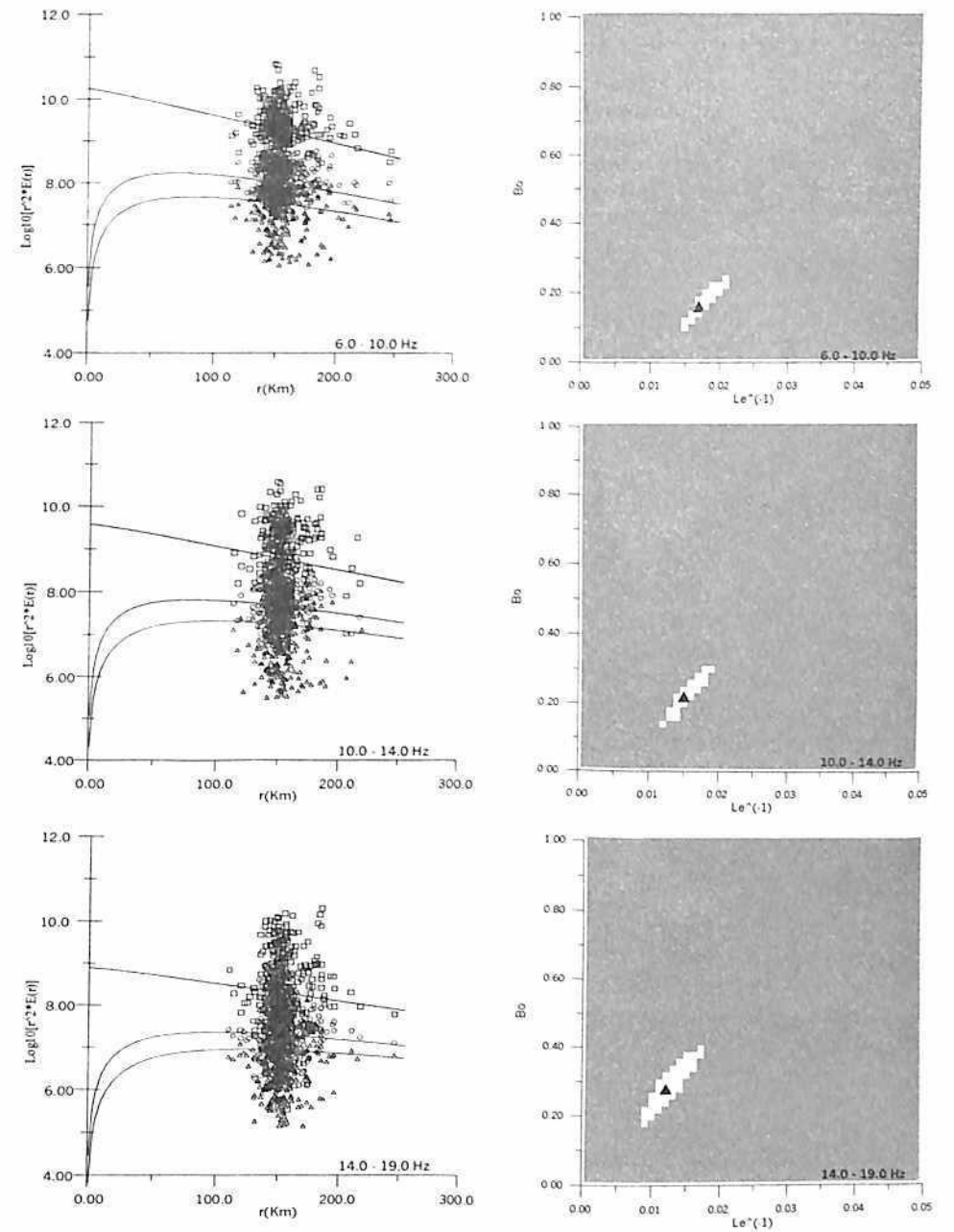
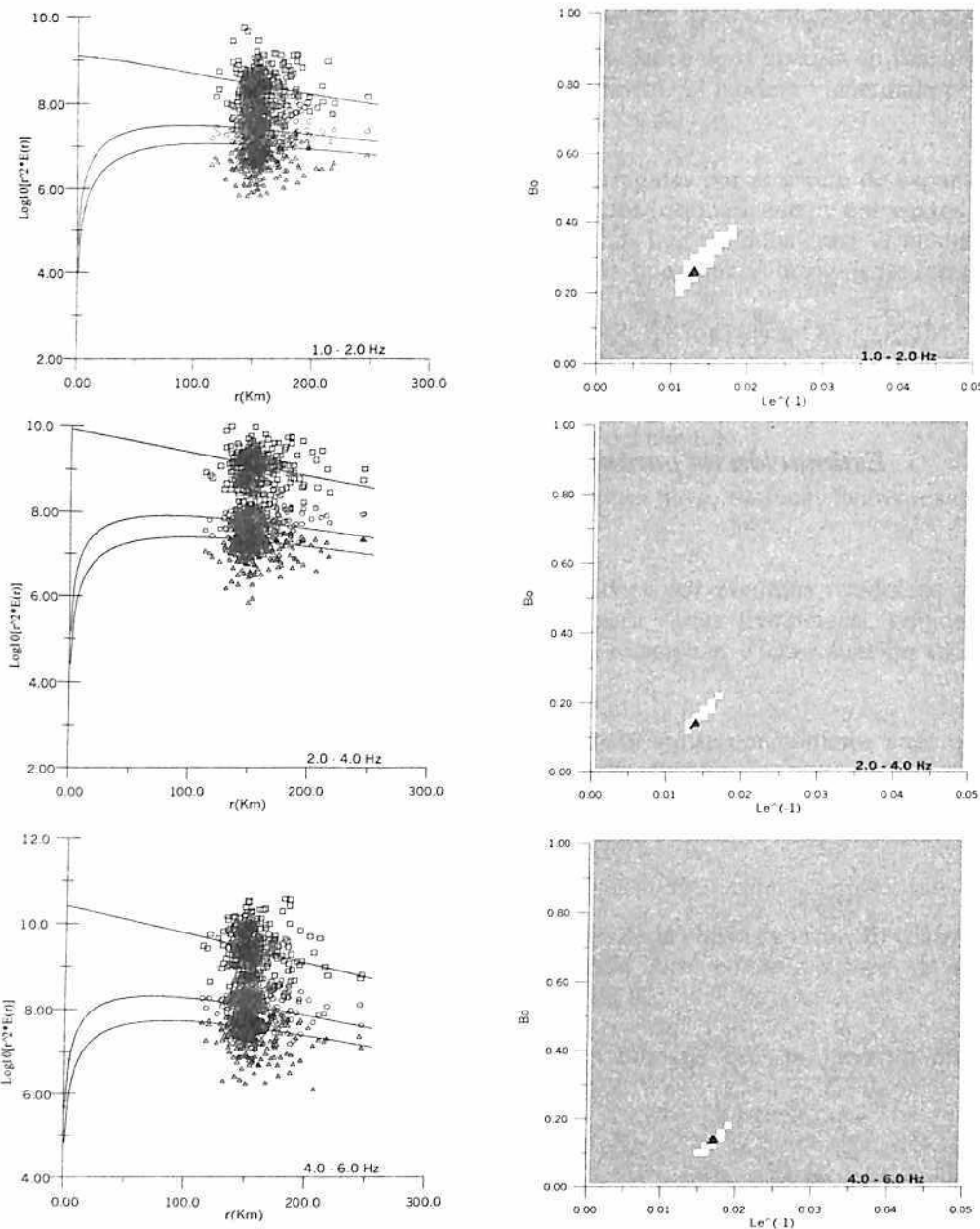
A continuación se pueden detallar algunos de los ensayos que se llevaron en la estimación de  $L_e^{-1}$  y  $B_n$ .

## ANEXO III-A

### Estimación de parámetros de atenuación por ESTACIÓN

Estación BAR

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qi <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.013 -0.002/+0.005	0.26 -0.07/+0.12	0.02947	0.00766	0.02181
2.0 - 4.0	0.014 -0.002/+0.003	0.14 -0.04/+0.10	0.01587	0.00222	0.01365
4.0 - 6.0	0.017 -0.003/+0.003	0.14 -0.05/+0.05	0.01156	0.00162	0.00994
6.0 - 10.0	0.017 -0.003/+0.004	0.16 -0.05/+0.09	0.00723	0.00116	0.00607
10.0 - 14.0	0.015 -0.003/+0.004	0.22 -0.09/+0.09	0.00425	0.00094	0.00332
14.0 - 19.0	0.012 -0.004/+0.005	0.28 -0.09/+0.12	0.00247	0.00069	0.00178



$$Q_s^{-1}(f) = (40.2 \pm 9.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.01 \pm 0.08}$$

$$Q_i^{-1}(f) = (8.3 \pm 1.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.92 \pm 0.12}$$

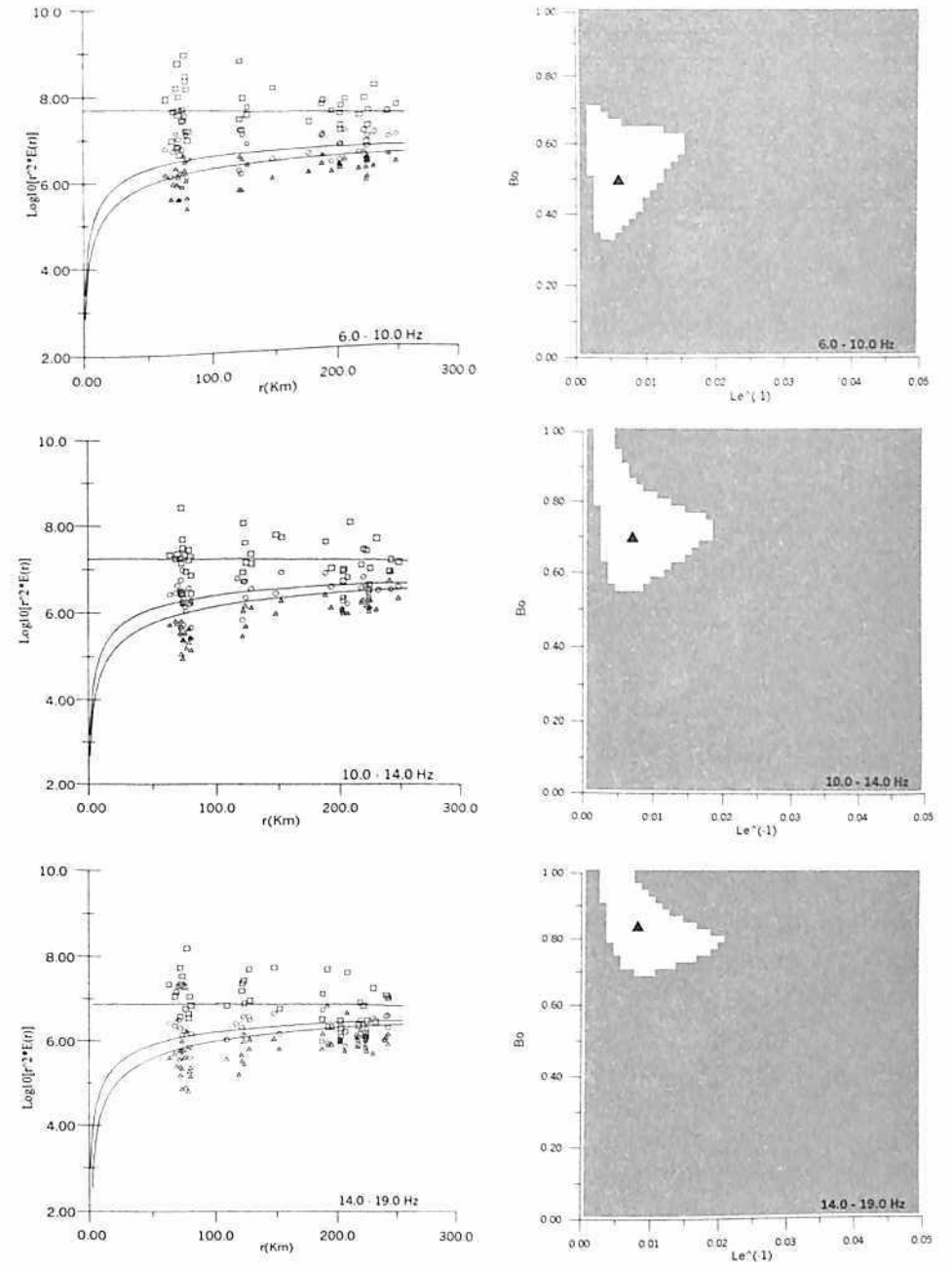
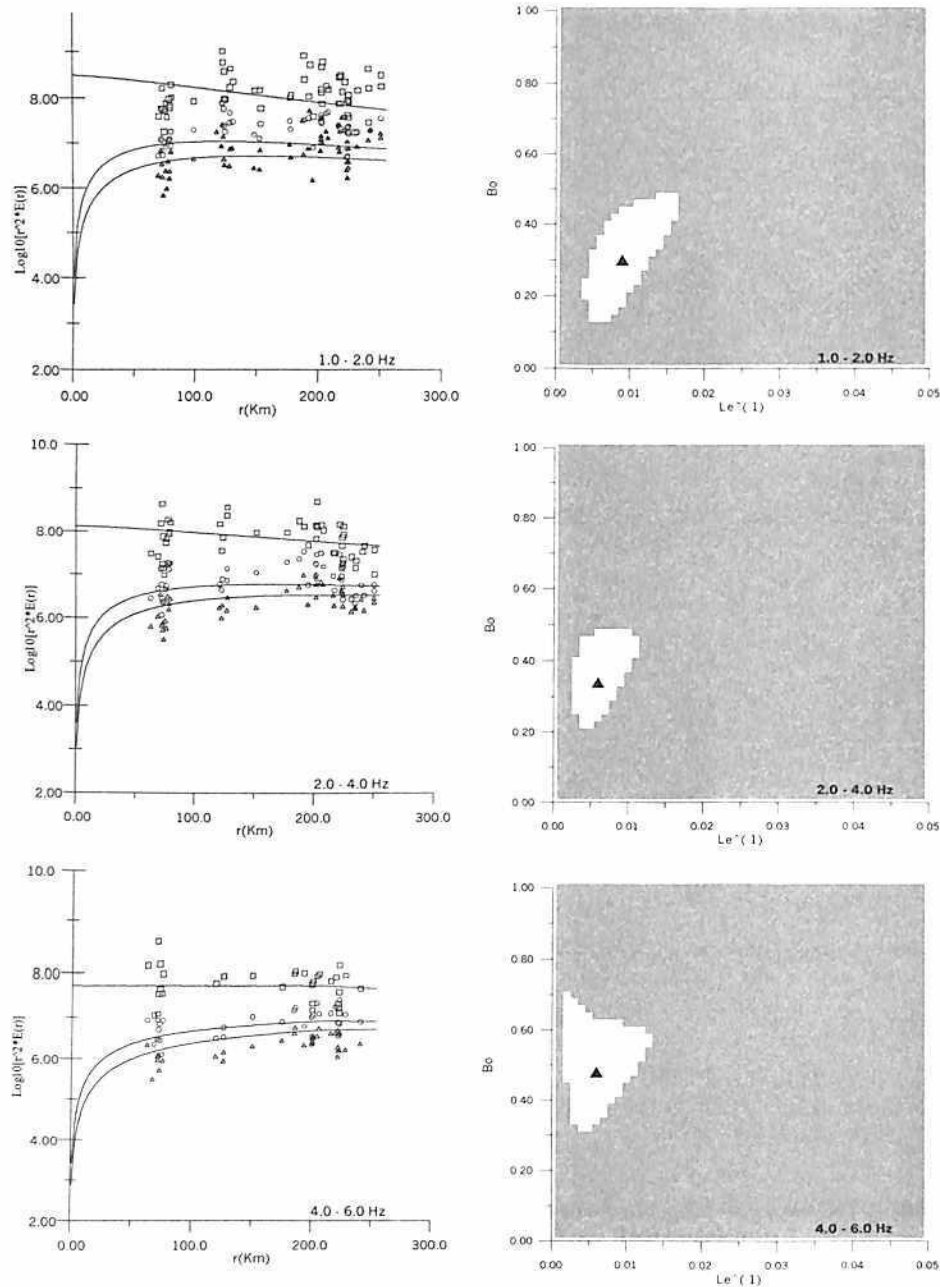
$$Q_t^{-1}(f) = (48.9 \pm 7.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.99 \pm 0.12}$$

Figura III-A-1. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica BAR con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s



Estación BET

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.009 -0.005/+0.007	0.3 -0.17/+0.20	0.02040	0.00612	0.01428
2.0 - 4.0	0.006 -0.004/+0.005	0.34 -0.13/+0.15	0.00680	0.00231	0.00449
4.0 - 6.0	0.006 -0.005/+0.007	0.48 -0.17/+0.24	0.00408	0.00196	0.00212
6.0 - 10.0	0.006 -0.005/+0.009	0.5 -0.17/+0.21	0.00255	0.00128	0.00128
10.0 - 14.0	0.007 -0.006/+0.011	0.7 -0.14/+?	0.00198	0.00139	0.00060
14.0 - 19.0	0.008 -0.006/+0.013	0.84 -0.14/+?	0.00165	0.00138	0.00026



$$Q_t^{-1}(f) = (27.7 \pm 4.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.59 \pm 0.09}$$

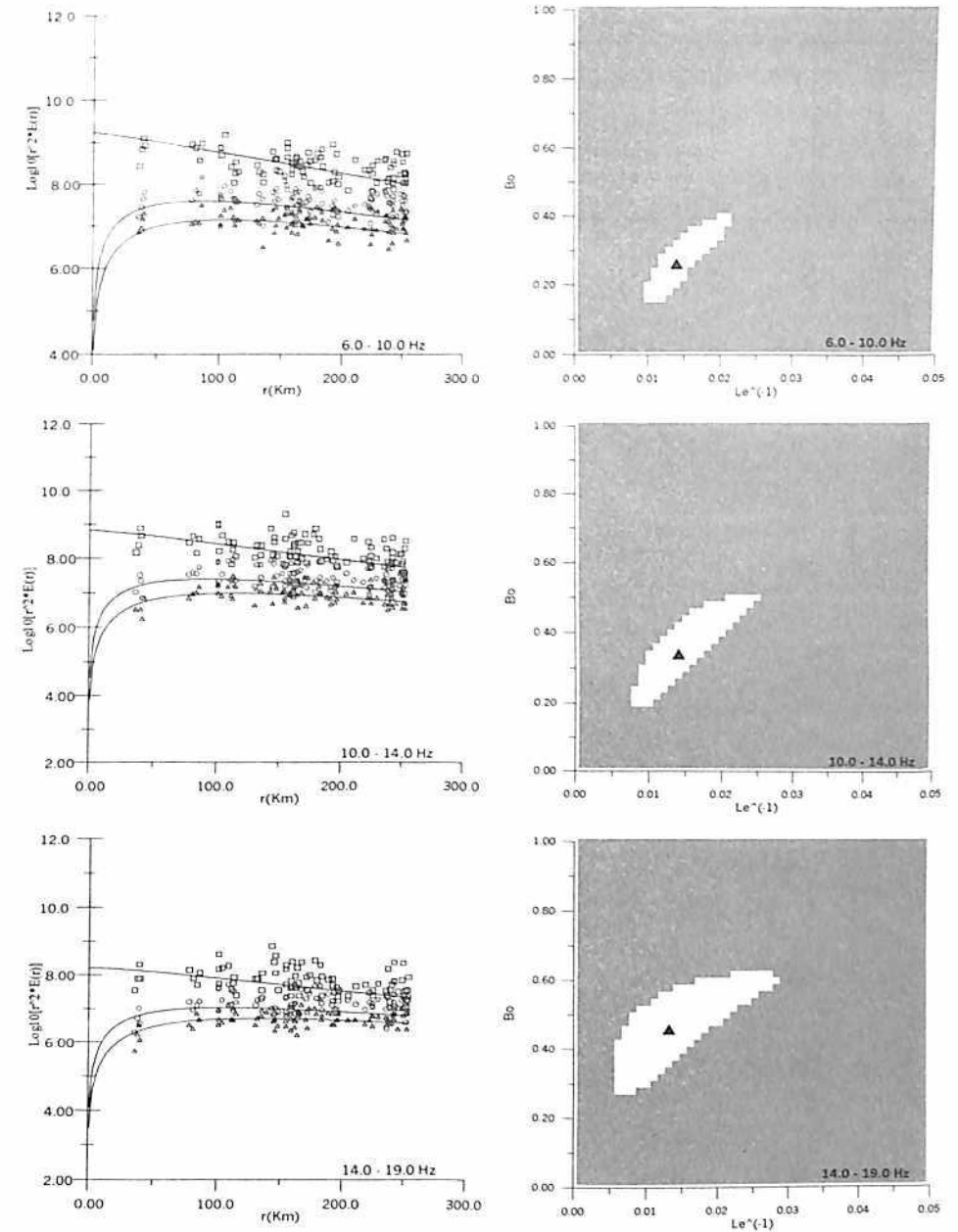
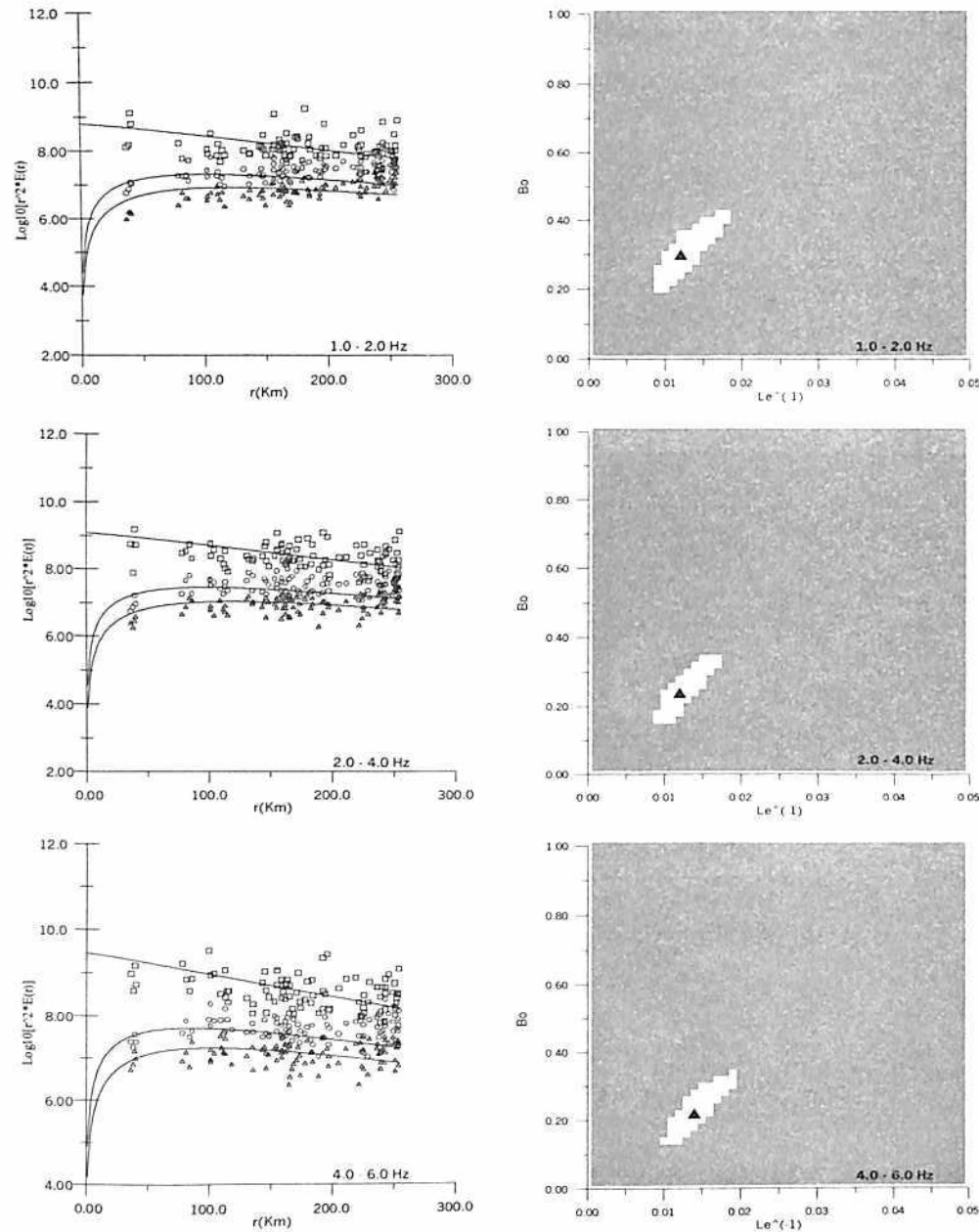
$$Q_s^{-1}(f) = (5.7 \pm 1.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.60 \pm 0.14}$$

$$Q_i^{-1}(f) = (24.8 \pm 4.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.03 \pm 0.10}$$

Figura III-A-2. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica BET con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación CHI

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.012 -0.004/+0.007	0.3 -0.10/+0.14	0.02720	0.00816	0.01904
2.0 - 4.0	0.012 -0.004/+0.005	0.24 -0.09/+0.11	0.01360	0.00326	0.01034
4.0 - 6.0	0.014 -0.004/+0.006	0.22 -0.09/+0.13	0.00952	0.00209	0.00743
6.0 - 10.0	0.014 -0.005/+0.007	0.26 -0.11/+0.15	0.00595	0.00155	0.00440
10.0 - 14.0	0.014 -0.007/+0.011	0.34 -0.14/+0.17	0.00397	0.00135	0.00262
14.0 - 19.0	0.013 -0.008/+0.015	0.46 -0.18/+0.19	0.00268	0.00123	0.00145



$$Q_i^{-1}(f) = (32.8 \pm 5.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.03 \pm 0.09}$$

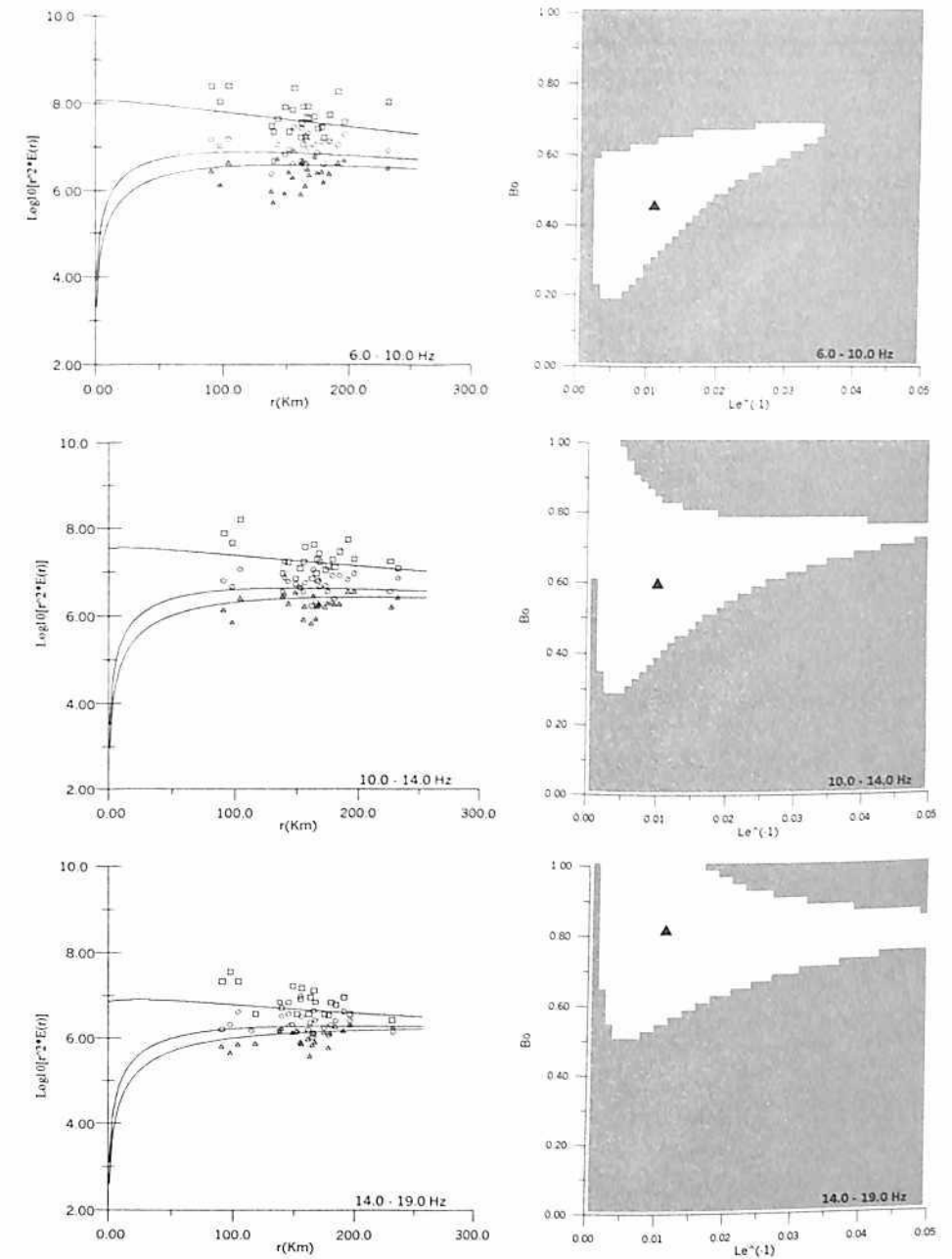
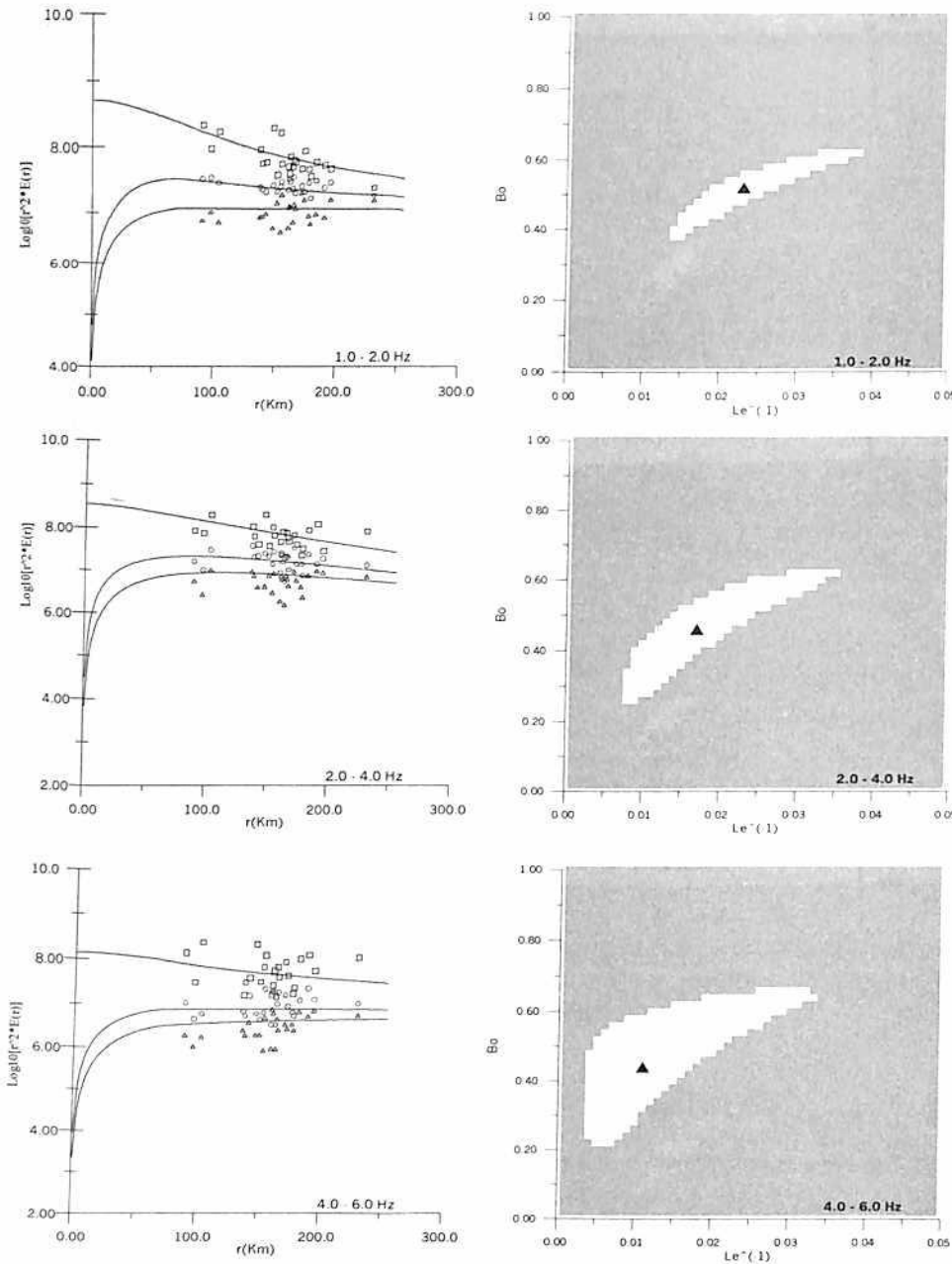
$$Q_s^{-1}(f) = (8.8 \pm 1.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.77 \pm 0.10}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (40.4 \pm 2.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.94 \pm 0.03}$$

Figura III-A-3. Curvas de Ajuste. Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica CHI con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación CRU

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	B <sub>0</sub>	Q <sub>t</sub> <sup>-1</sup>	Q <sub>s</sub> <sup>-1</sup>	Q <sub>i</sub> <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.023 -0.010/+0.015	0.52 -0.14/+0.12	0.05213	0.02711	0.02502
2.0 - 4.0	0.017 -0.010/+0.018	0.46 -0.21/+0.15	0.01927	0.00886	0.01040
4.0 - 6.0	0.011 -0.008/+0.022	0.44 -0.22/+0.23	0.00748	0.00329	0.00419
6.0 - 10.0	0.011 -0.009/+0.024	0.46 -0.26/+0.24	0.00468	0.00215	0.00252
10.0 - 14.0	0.01 -0.010/+?	0.6 -0.30/+?	0.00283	0.00170	0.00113
14.0 - 19.0	0.011 -0.010/+?	0.82 -0.30/+?	0.00227	0.00186	0.00041



$$Q_t^{-1}(f) = (57.8 \pm 14.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.64 \pm 0.12}$$

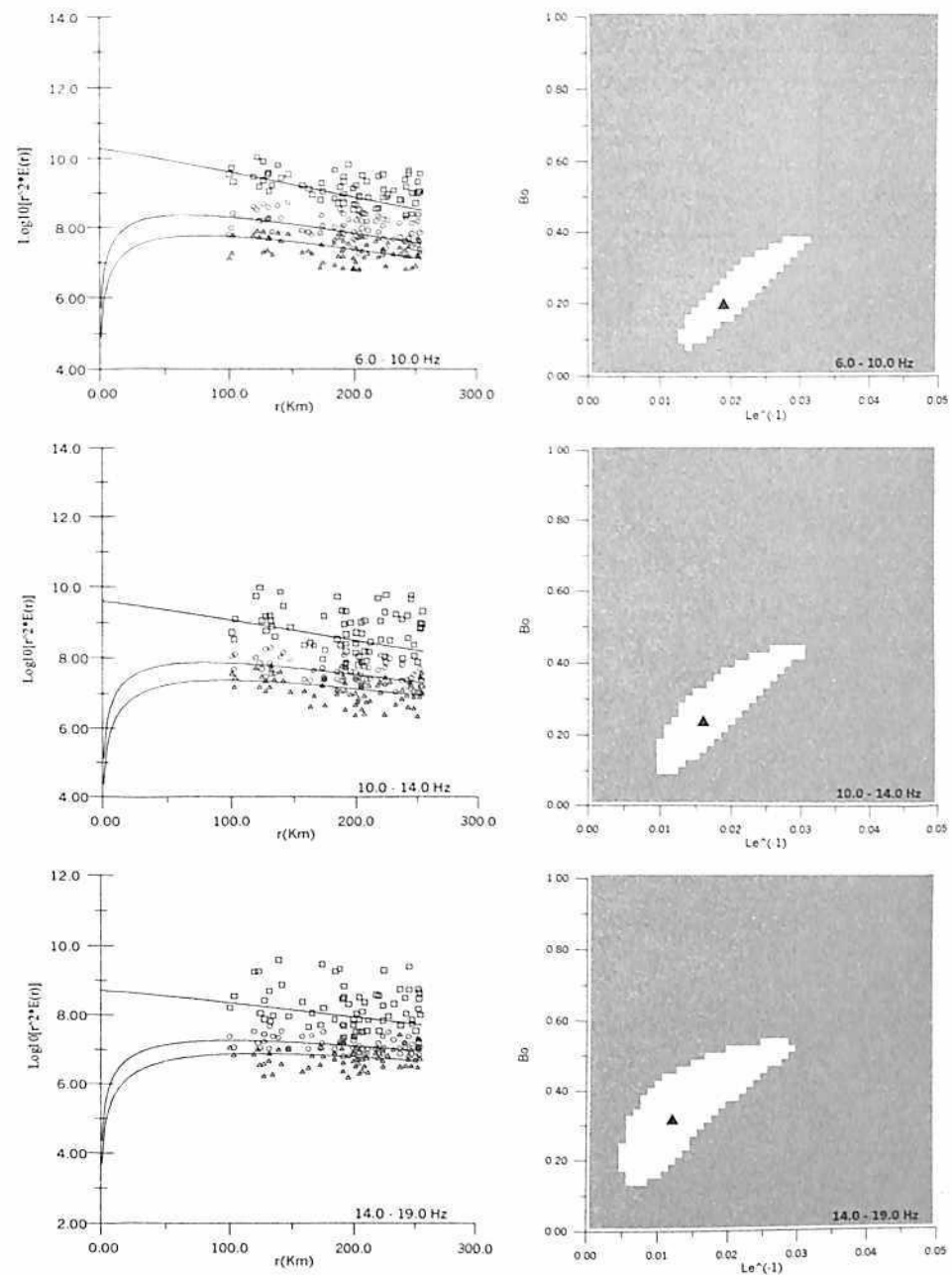
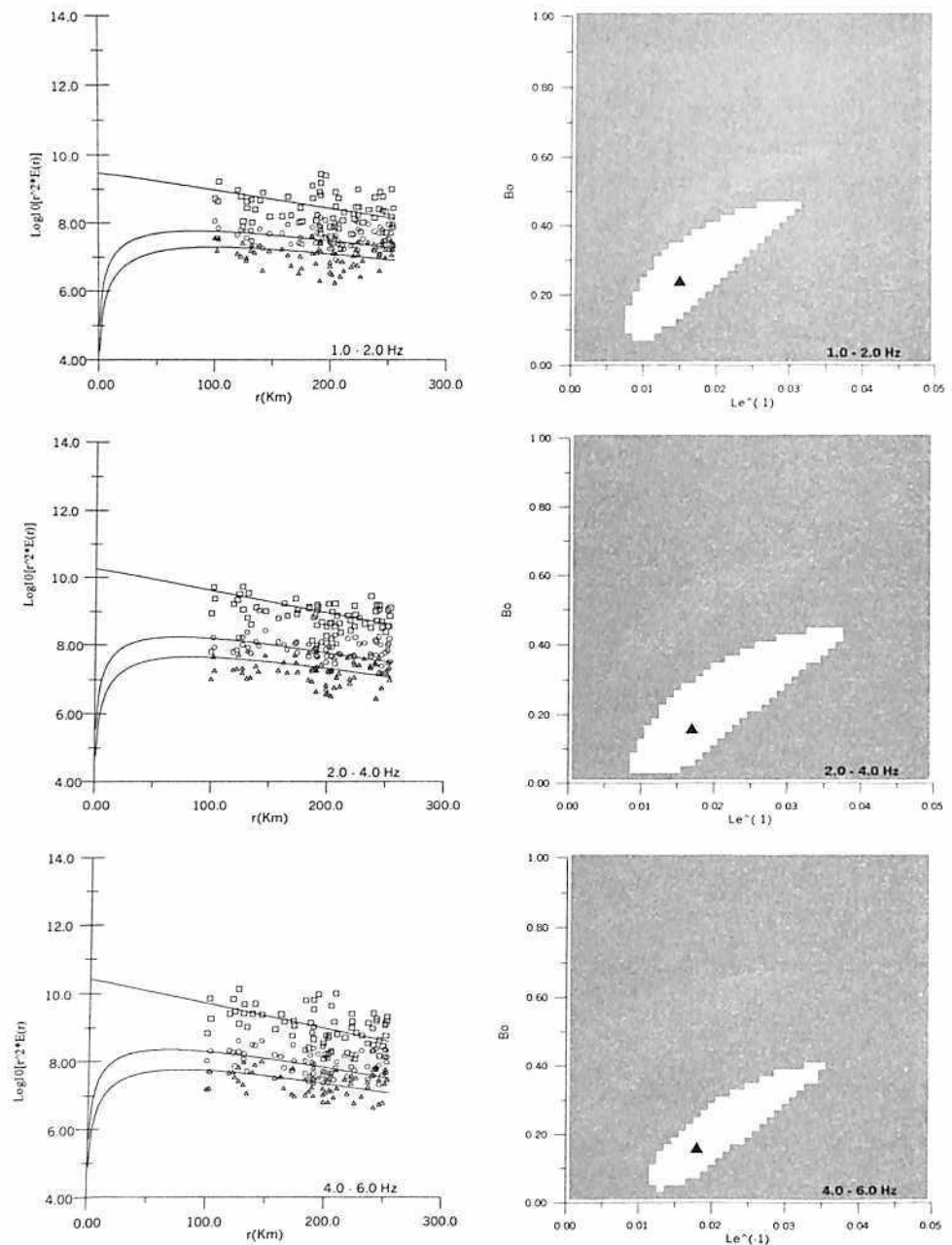
$$Q_s^{-1}(f) = (32.5 \pm 11.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.17 \pm 0.18}$$

$$Q_i^{-1}(f) = (80.3 \pm 12.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.33 \pm 0.08}$$

Figura III-A-4. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica CRU con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación HEL

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.015 -0.008/+0.016	0.24 -0.16/+0.22	0.03400	0.00816	0.02584
2.0 - 4.0	0.017 -0.008/+0.021	0.16 -0.16/+0.28	0.01927	0.00308	0.01618
4.0 - 6.0	0.018 -0.007/+0.017	0.16 -0.14/+0.24	0.01224	0.00196	0.01028
6.0 - 10.0	0.019 -0.006/+0.013	0.2 -0.12/+0.18	0.00808	0.00162	0.00646
10.0 - 14.0	0.016 -0.007/+0.014	0.24 -0.16/+0.20	0.00453	0.00109	0.00345
14.0 - 19.0	0.012 -0.008/+0.017	0.32 -0.20/+0.22	0.00247	0.00079	0.00168



$$Q_i^{-1}(f) = (50.2 \pm 12.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.09 \pm 0.12}$$

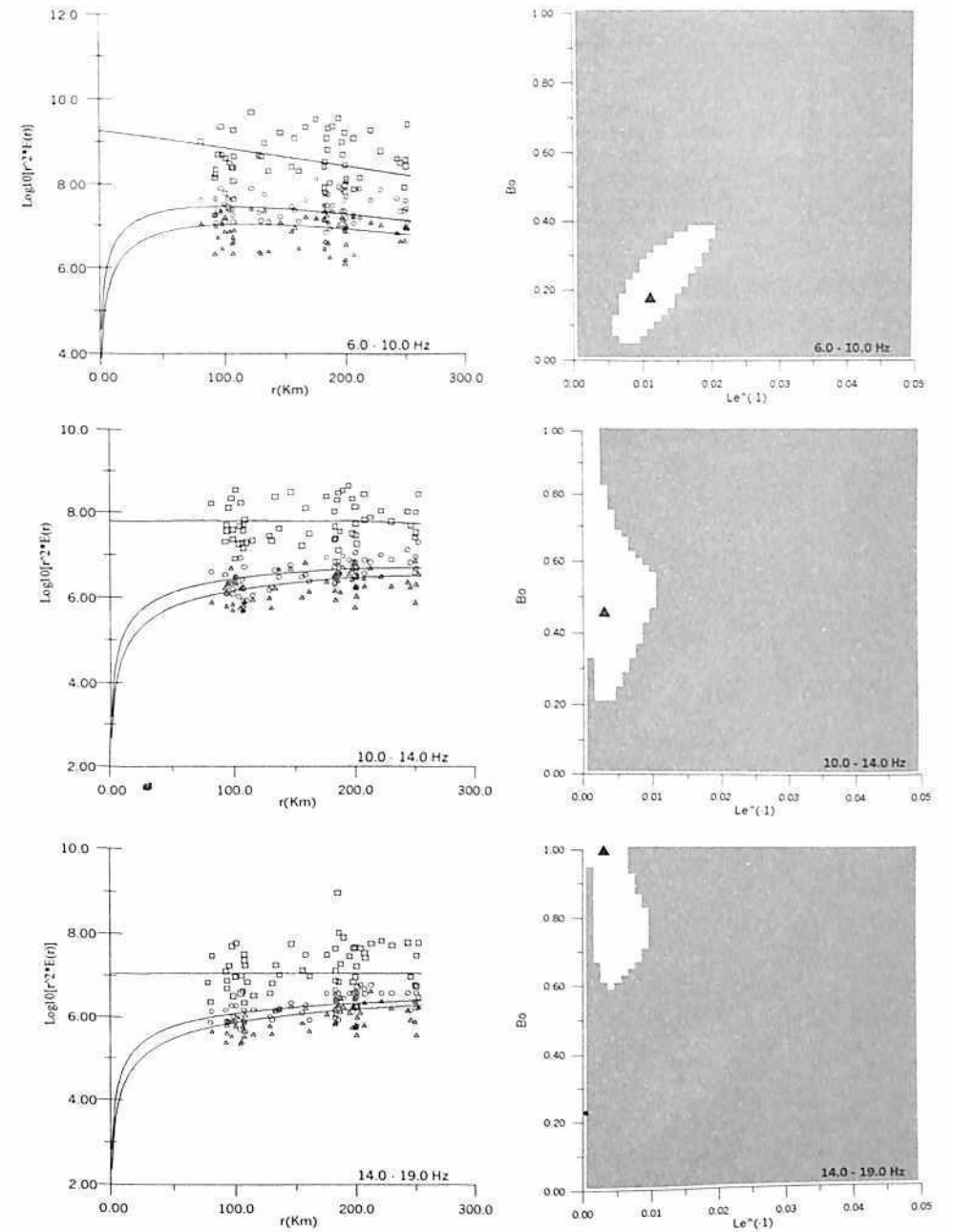
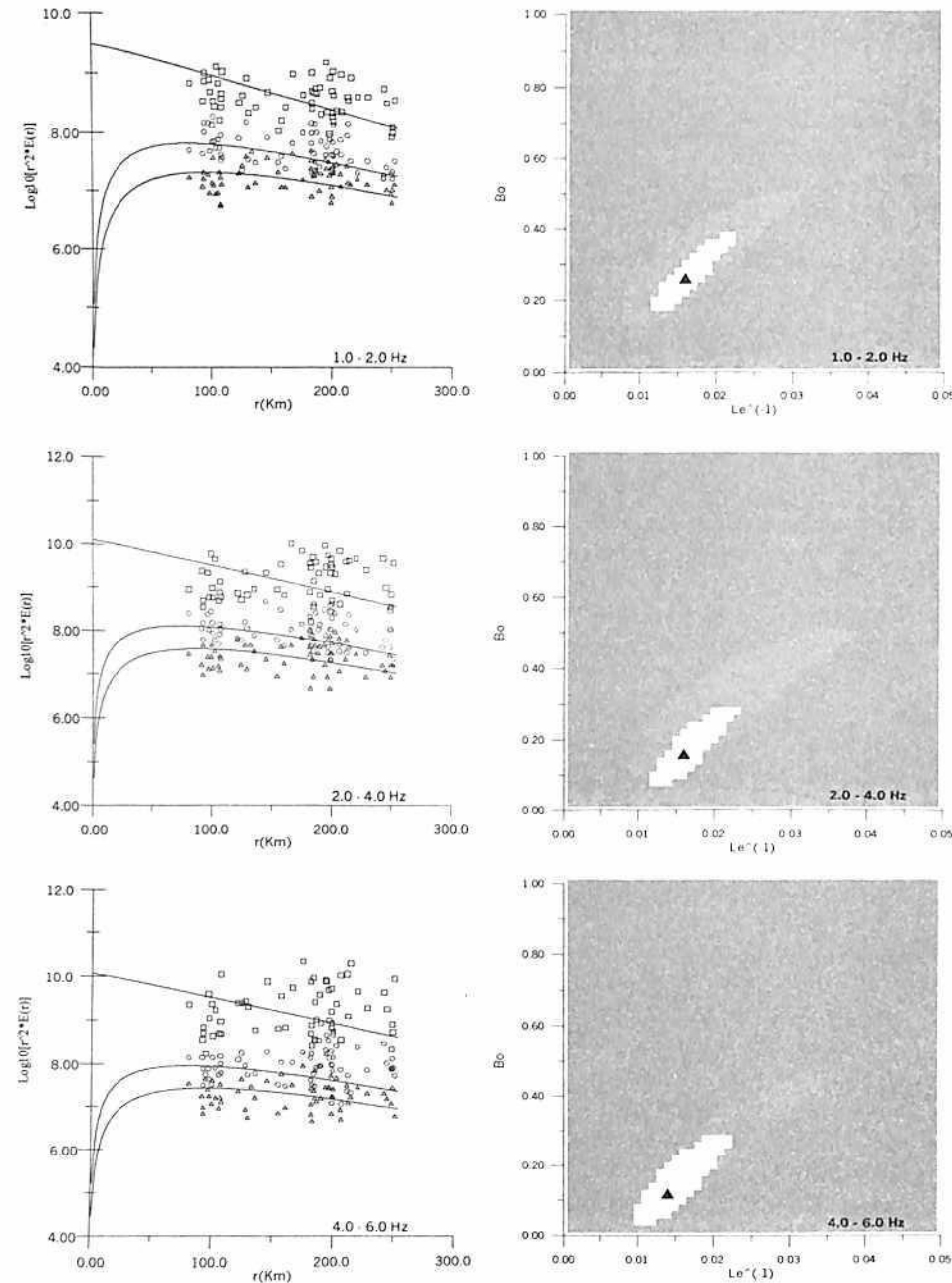
$$Q_s^{-1}(f) = (10.0 \pm 1.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.91 \pm 0.08}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (59.8 \pm 10.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.05 \pm 0.09}$$

Figura III-A-5. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica HEL con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación MUN

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.016 -0.005/+0.006	0.26 -0.10/+0.12	0.03627	0.00943	0.02684
2.0 - 4.0	0.016 -0.005/+0.007	0.16 -0.10/+0.12	0.01813	0.00290	0.01523
4.0 - 6.0	0.014 -0.005/+0.008	0.12 -0.10/+0.16	0.00952	0.00114	0.00838
6.0 - 10.0	0.011 -0.006/+0.009	0.18 -0.14/+0.20	0.00468	0.00084	0.00383
10.0 - 14.0	0.003 -0.003/+0.007	0.46 -0.24/+?	0.00085	0.00039	0.00046
14.0 - 19.0	0.003 -0.003/+0.006	1 -0.36/+?	0.00062	0.00062	0.00000



$$Q_t^{-1}(f) = (87.9 \pm 65.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.78 \pm 0.44}$$

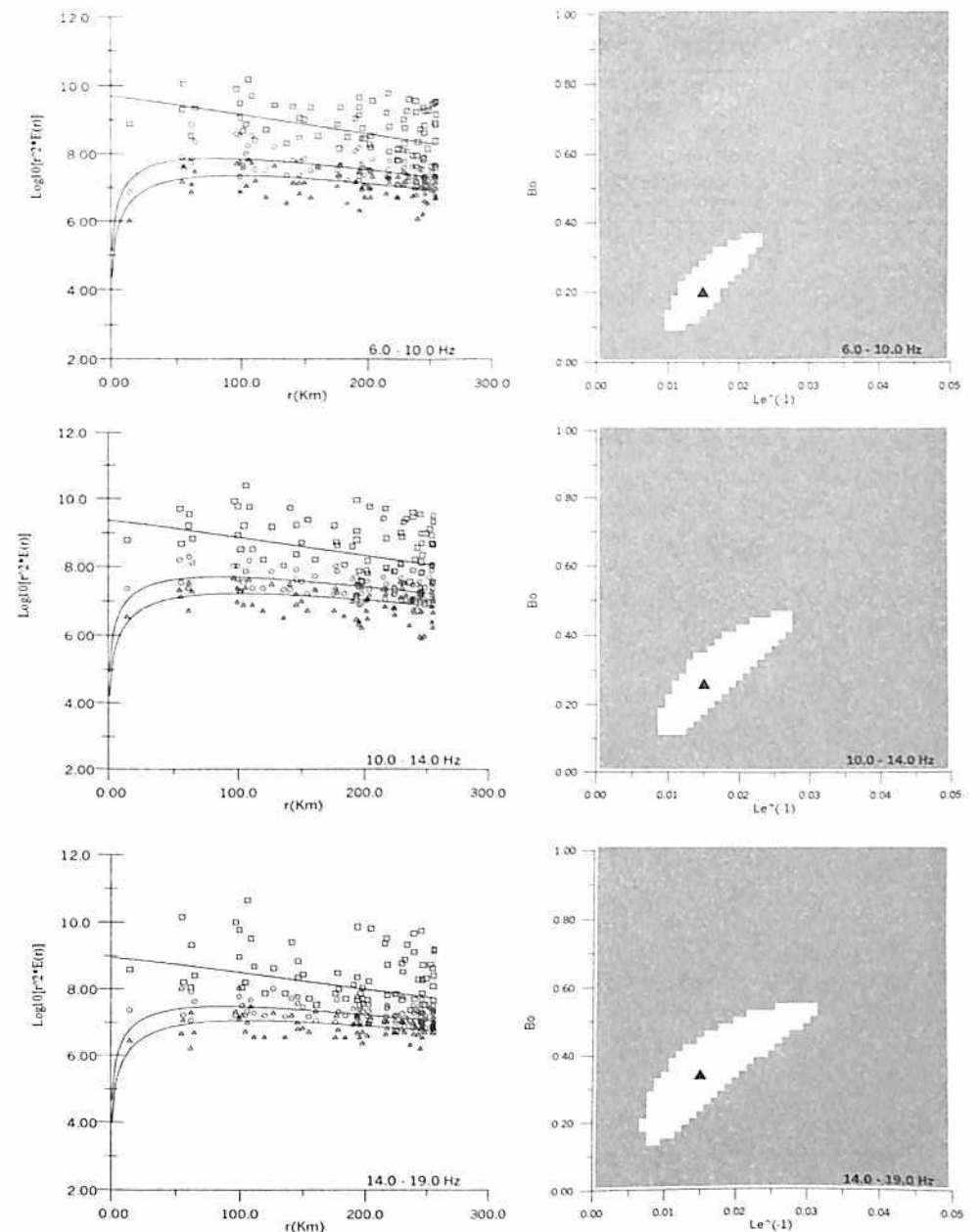
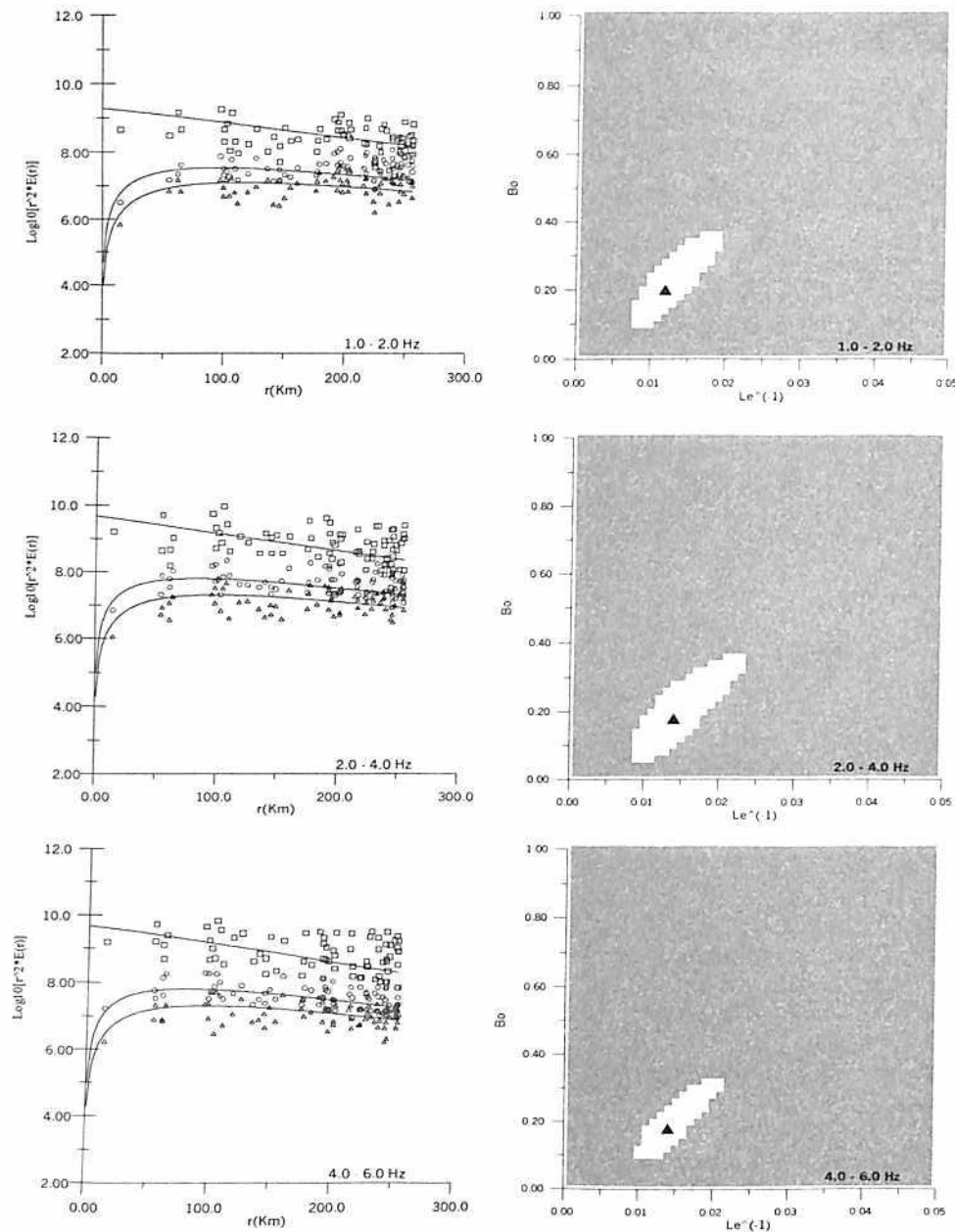
$$Q_s^{-1}(f) = (5.7 \pm 2.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.49 \pm 0.11}$$

$$Q_i^{-1}(f) = (99.1 \pm 53.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.67 \pm 0.31}$$

Figura III-A-6. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica MUN con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación NOR

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.012 -0.005/+0.007	0.2 -0.12/+0.16	0.02720	0.00544	0.02176
2.0 - 4.0	0.014 -0.006/+0.009	0.18 -0.14/+0.18	0.01587	0.00286	0.01301
4.0 - 6.0	0.014 -0.005/+0.008	0.18 -0.10/+0.14	0.00952	0.00171	0.00781
6.0 - 10.0	0.015 -0.006/+0.008	0.2 -0.12/+0.16	0.00638	0.00128	0.00510
10.0 - 14.0	0.015 -0.007/+0.012	0.26 -0.16/+0.20	0.00425	0.00111	0.00315
14.0 - 19.0	0.015 -0.009/+0.016	0.34 -0.20/+0.22	0.00309	0.00105	0.00204



$$Q_s^{-1}(f) = (35.8 \pm 3.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.98 \pm 0.05}$$

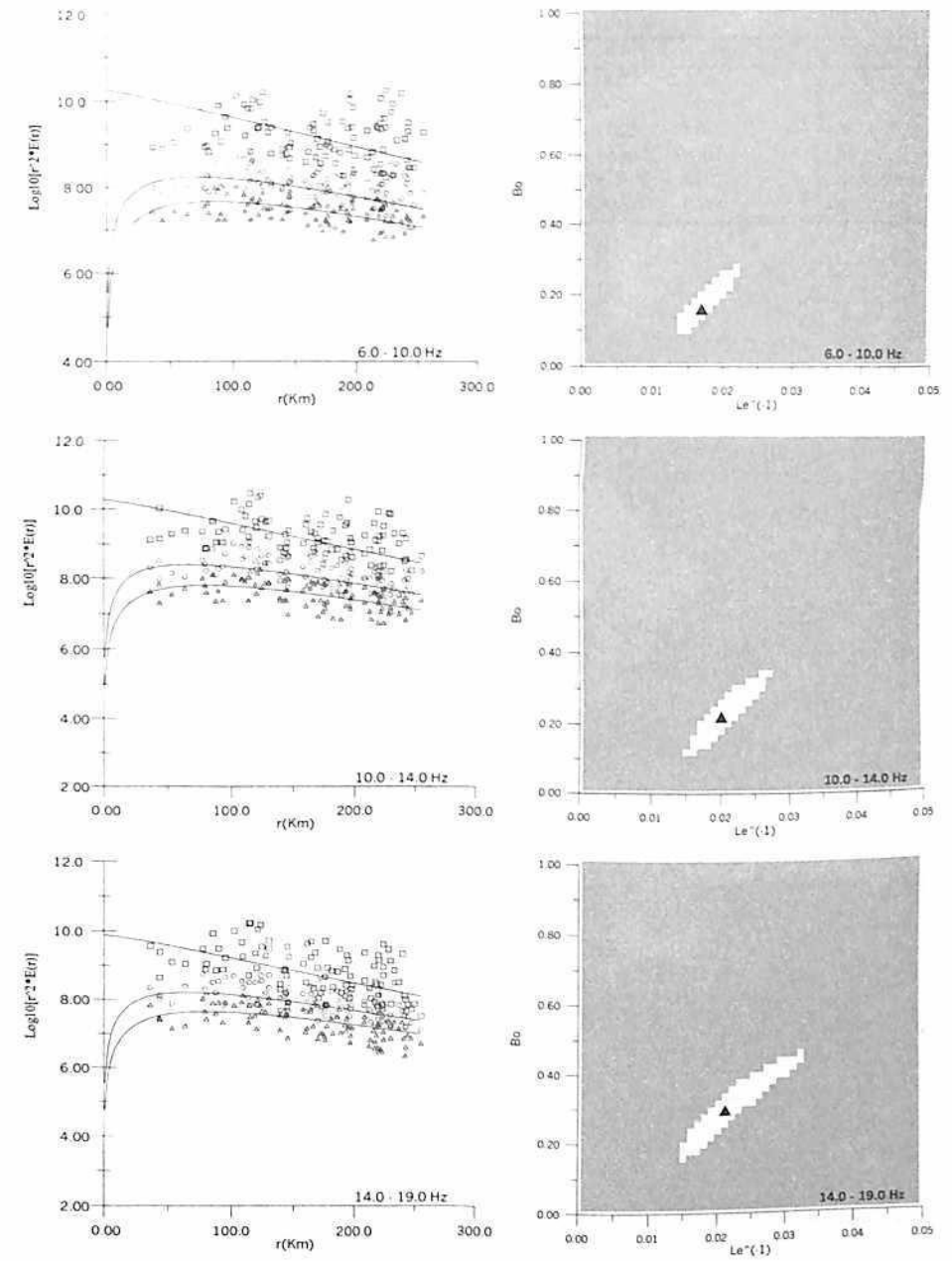
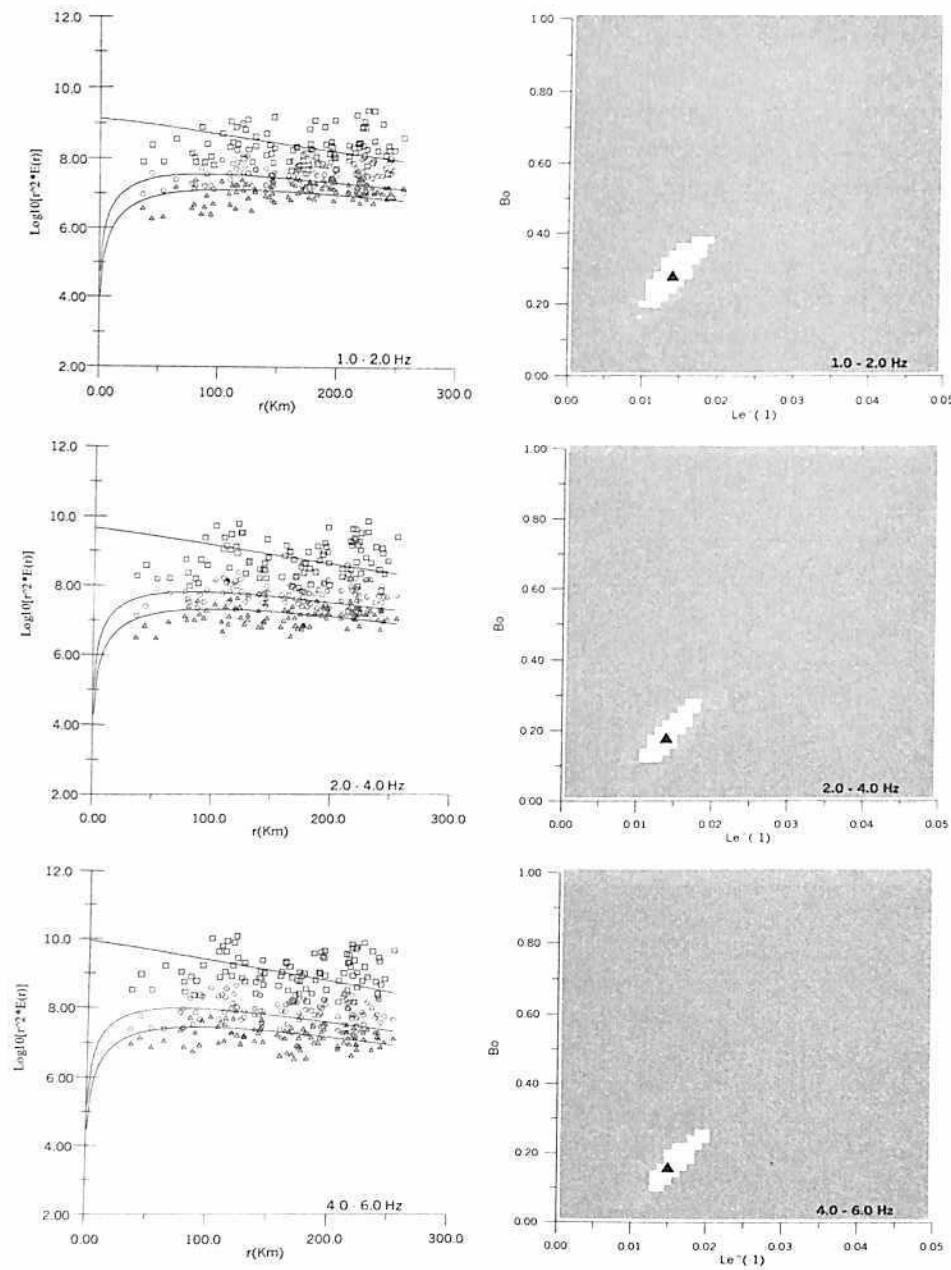
$$Q_t^{-1}(f) = (6.3 \pm 1.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.70 \pm 0.08}$$

$$Q_i^{-1}(f) = (41.2 \pm 1.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.91 \pm 0.02}$$

Figura III-A-7. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica NOR con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación PRA

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qr <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.014 -0.005/+0.005	0.28 -0.14/+0.18	0.03173	0.00889	0.02285
2.0 - 4.0	0.014 -0.004/+0.005	0.18 -0.08/+0.10	0.01587	0.00286	0.01301
4.0 - 6.0	0.015 -0.003/+0.005	0.16 -0.08/+0.10	0.01020	0.00163	0.00857
6.0 - 10.0	0.017 -0.004/+0.005	0.16 -0.08/+0.12	0.00723	0.00116	0.00607
10.0 - 14.0	0.02 -0.006/+0.007	0.22 -0.11/+0.13	0.00567	0.00125	0.00442
14.0 - 16.0	0.021 -0.007/+0.011	0.3 -0.14/+0.16	0.00433	0.00130	0.00303



$$Q_t^{-1}(f) = (32.2 \pm 1.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.82 \pm 0.02}$$

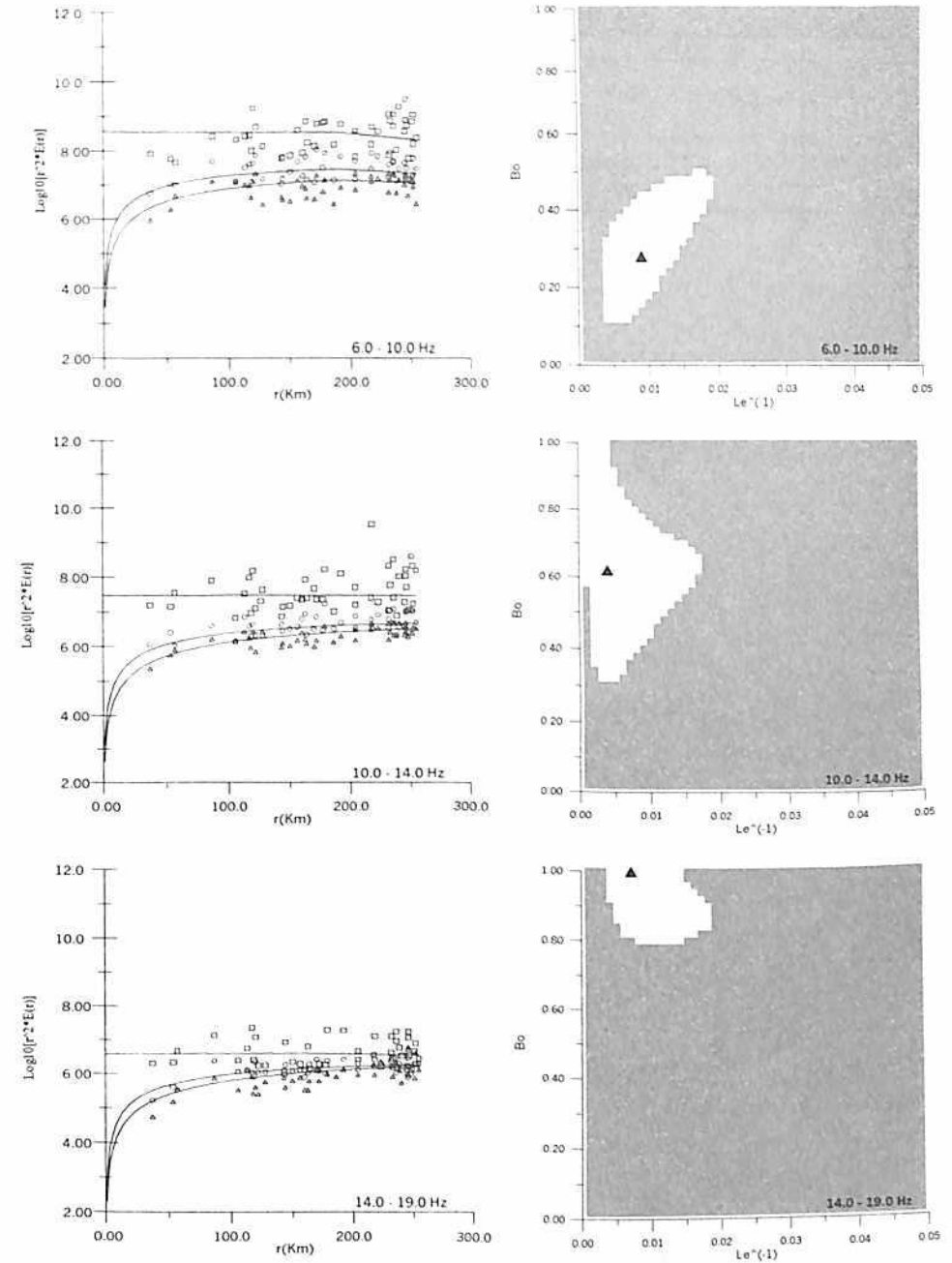
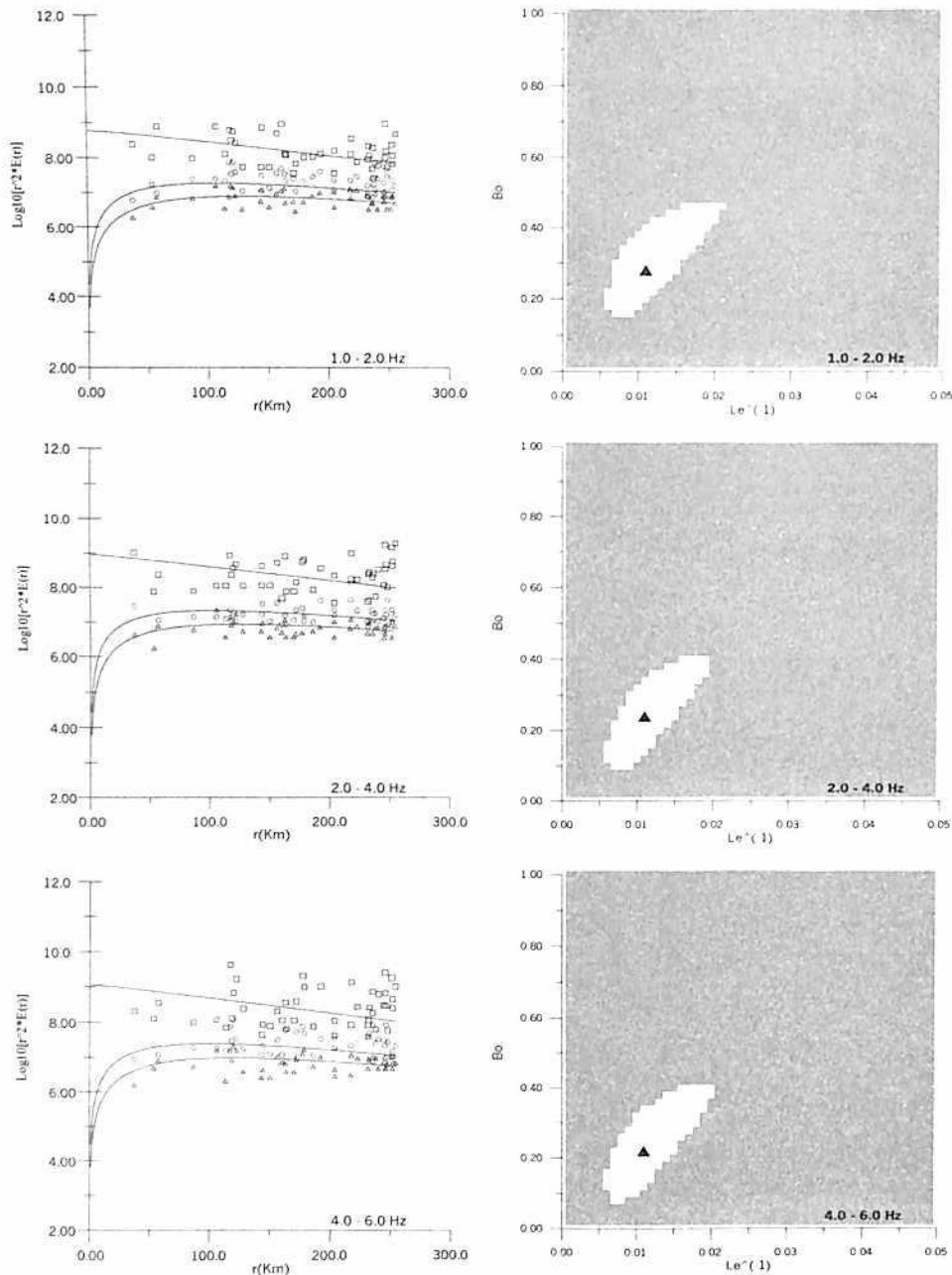
$$Q_s^{-1}(f) = (8.3 \pm 3.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.79 \pm 0.19}$$

$$Q_r^{-1}(f) = (40.8 \pm 2.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.81 \pm 0.04}$$

Figura III-A-8. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica PRA con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación ROS

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qr <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.011 -0.006/+0.010	0.28 -0.14/+0.18	0.02493	0.00698	0.01795
2.0 - 4.0	0.011 -0.006/+0.008	0.24 -0.14/+0.16	0.01247	0.00299	0.00947
4.0 - 6.0	0.011 -0.006/+0.009	0.22 -0.16/+0.18	0.00748	0.00165	0.00583
6.0 - 10.0	0.009 -0.006/+0.010	0.28 -0.18/+0.22	0.00383	0.00107	0.00275
10.0 - 14.0	0.004 -0.004/+0.013	0.62 -0.30/+?	0.00113	0.00070	0.00043
14.0 - 19.0	0.007 -0.004/+0.011	1 -0.20/+?	0.00144	0.00144	0.00000



$$Q_t^{-1}(f) = (50.6 \pm 32.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.64 \pm 0.37}$$

$$Q_s^{-1}(f) = (10.4 \pm 0.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.10 \pm 0.04}$$

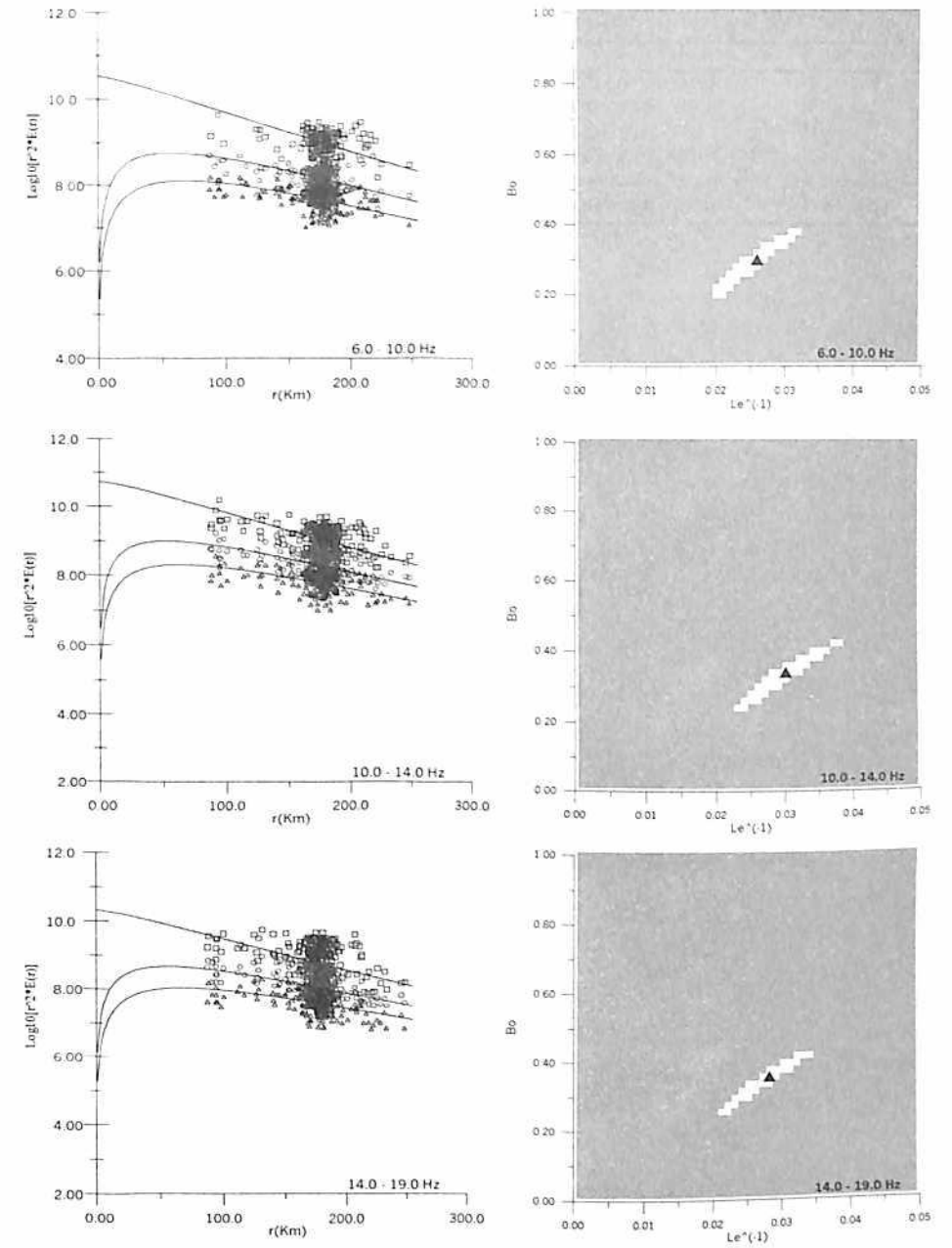
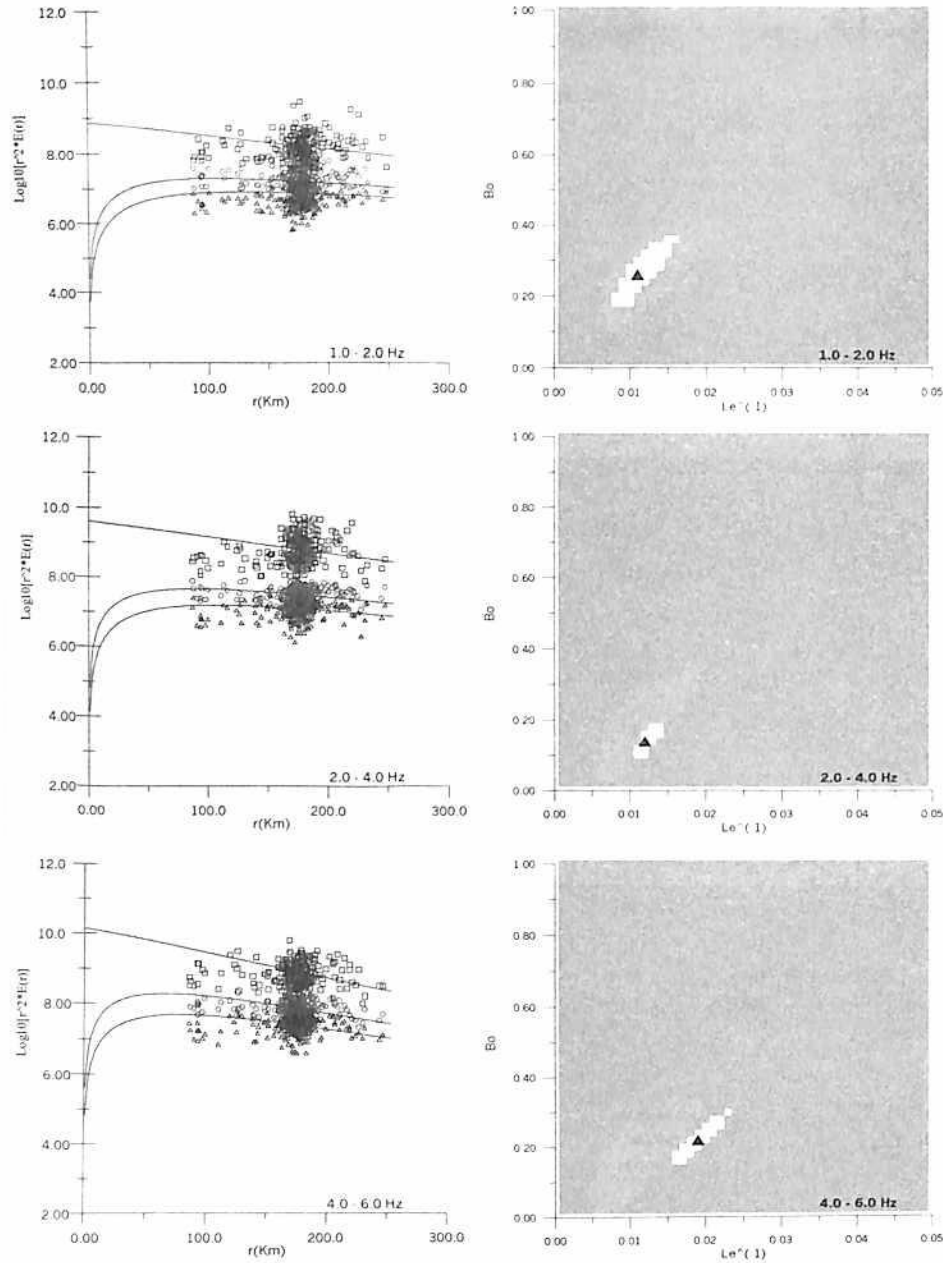
$$Q_r^{-1}(f) = (54.3 \pm 19.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.40 \pm 0.21}$$

Figura III-A-9. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica ROS con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s



Estación RUS

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Ql <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qr <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.011 -0.004/+0.005	0.26 -0.09/+0.11	0.02493	0.00648	0.01845
2.0 - 4.0	0.012 -0.002/+0.002	0.14 -0.04/+0.06	0.01360	0.00190	0.01170
4.0 - 6.0	0.019 -0.004/+0.004	0.22 -0.08/+0.08	0.01292	0.00284	0.01008
6.0 - 10.0	0.026 -0.006/+0.007	0.3 -0.09/+0.09	0.01105	0.00332	0.00774
10.0 - 14.0	0.03 -0.007/+0.008	0.34 -0.11/+0.11	0.00850	0.00289	0.00561
14.0 - 19.0	0.028 -0.008/+0.006	0.36 -0.12/+0.05	0.00577	0.00208	0.00369



$$Q_l^{-1}(f) = (24.8 \pm 3.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.62 \pm 0.06}$$

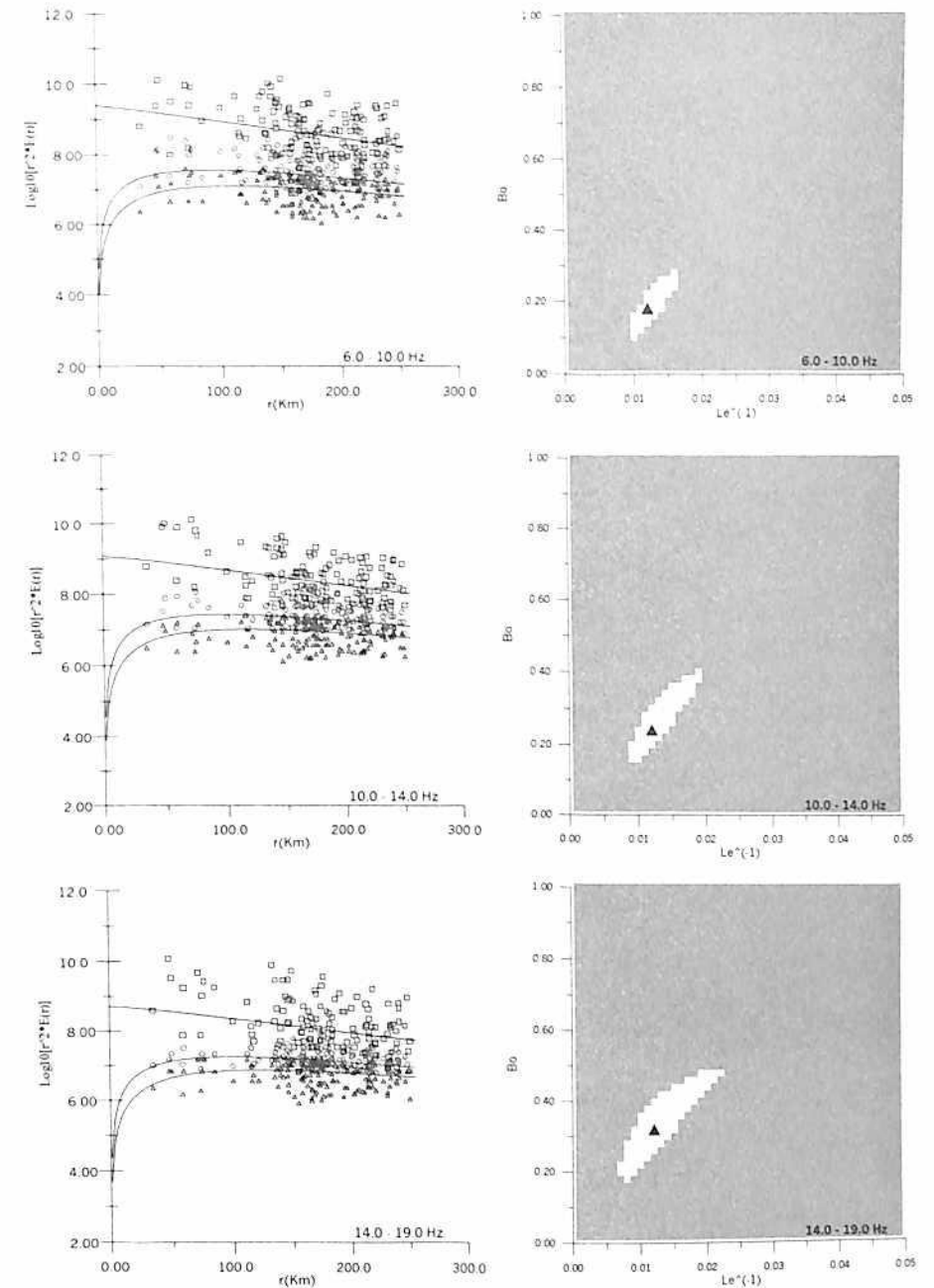
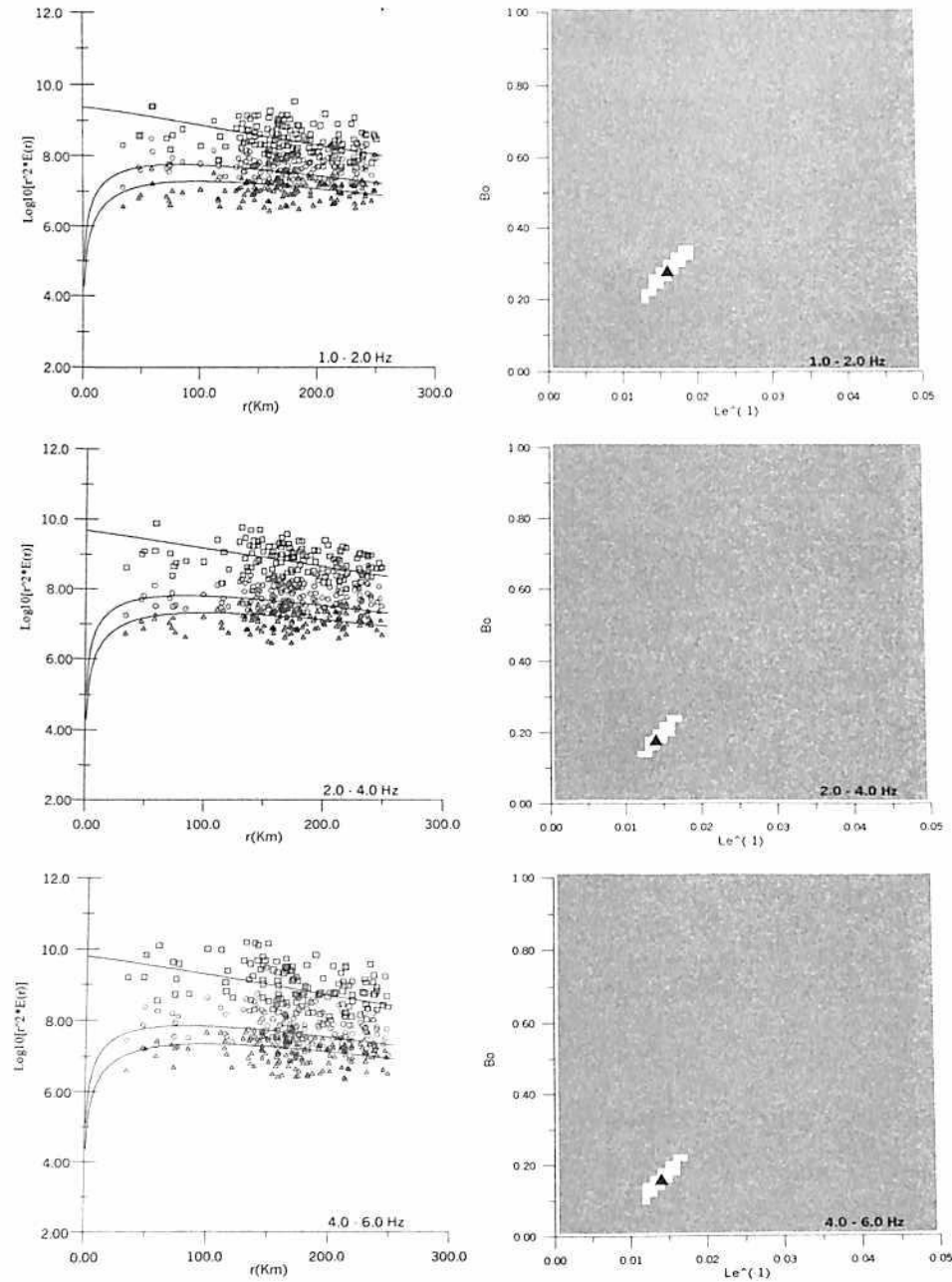
$$Q_s^{-1}(f) = (4.8 \pm 1.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.28 \pm 0.20}$$

$$Q_r^{-1}(f) = (29.2 \pm 4.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.53 \pm 0.07}$$

Figura III-A-10. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica RUS con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Estación TOL

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.016 -0.003/+0.004	0.28 -0.09/+0.07	0.03627	0.01015	0.02611
2.0 - 4.0	0.014 -0.003/+0.003	0.18 -0.05/+0.07	0.01587	0.00286	0.01301
4.0 - 6.0	0.014 -0.003/+0.003	0.16 -0.07/+0.07	0.00952	0.00152	0.00800
6.0 - 10.0	0.012 -0.003/+0.004	0.18 -0.09/+0.11	0.00510	0.00092	0.00418
10.0 - 14.0	0.012 -0.004/+0.007	0.24 -0.09/+0.17	0.00340	0.00082	0.00258
14.0 - 19.0	0.012 -0.006/+0.010	0.32 -0.15/+0.17	0.00247	0.00079	0.00168



$$Q_t^{-1}(f) = (44.9 \pm 3.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.15 \pm 0.04}$$

$$Q_s^{-1}(f) = (11.1 \pm 3.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.07 \pm 0.16}$$

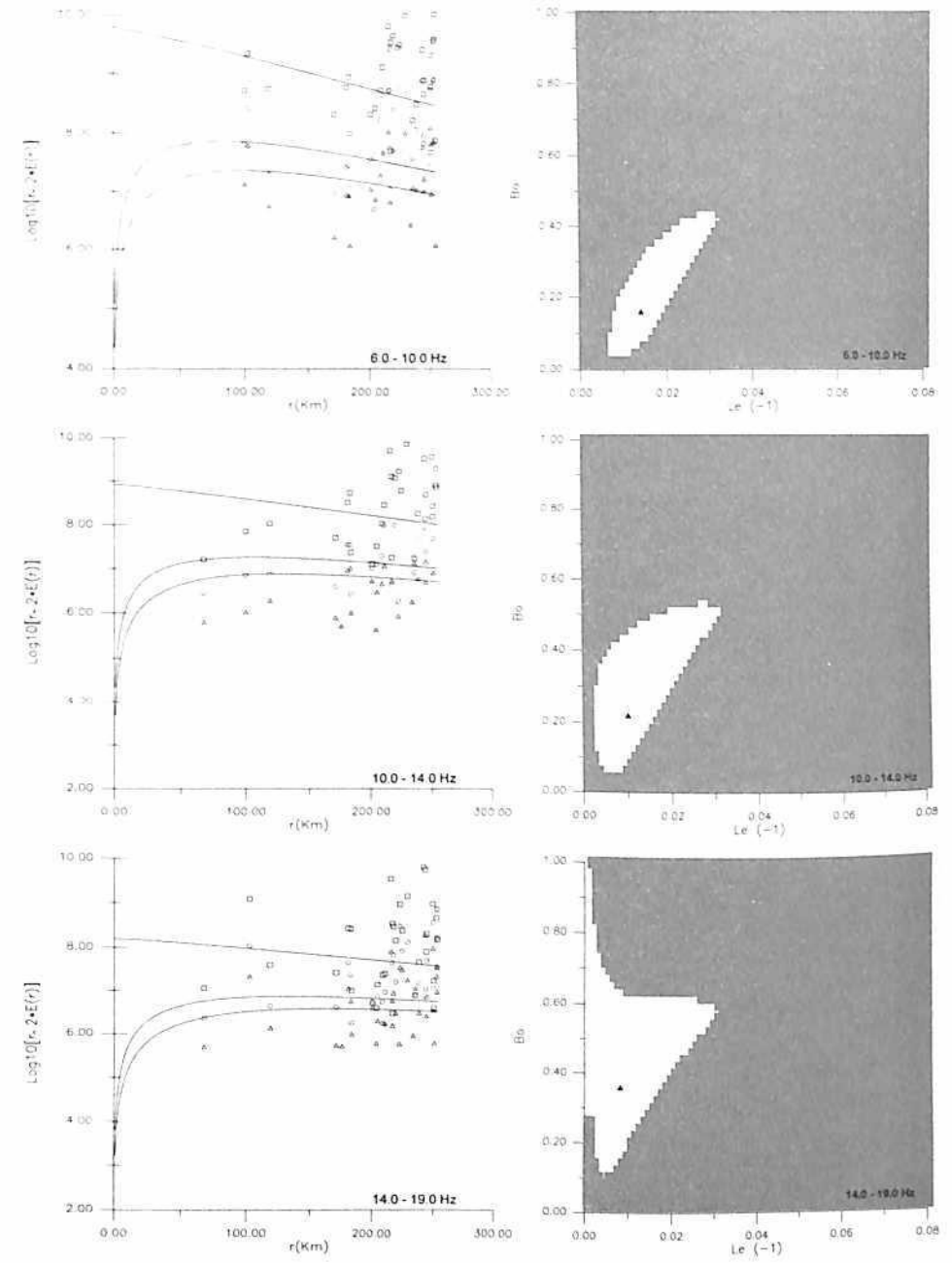
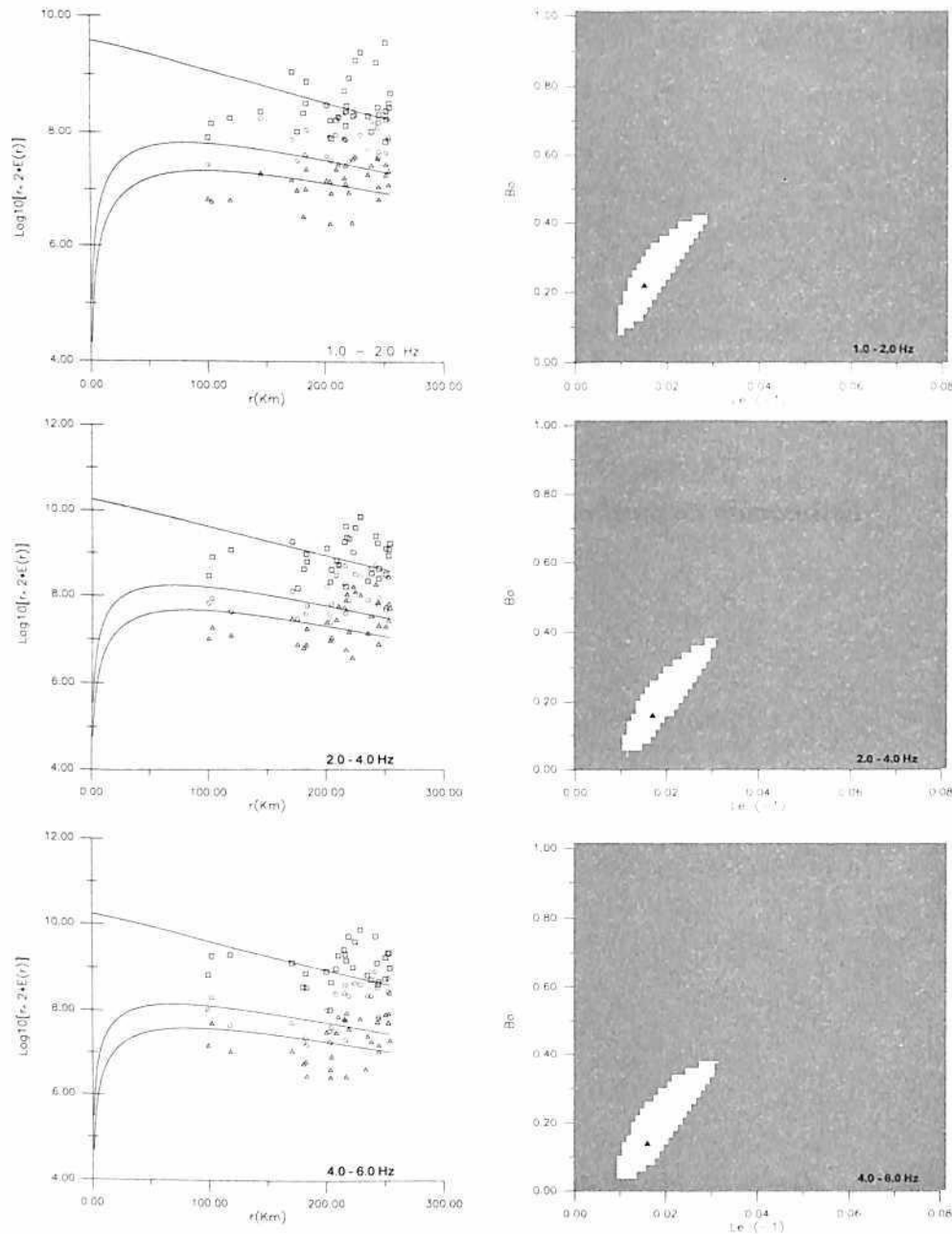
$$Q_i^{-1}(f) = (56.2 \pm 2.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.13 \pm 0.02}$$

Figura III-A-11. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para estación sísmológica TOL. con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

**ANEXO III-B**

*Estimación de parámetros de atenuación por PERÍODOS*

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.015 <sup>-0.005/+0.013</sup>	0.22 <sup>-0.14/+0.20</sup>	0.03400	0.00748	0.02652
2.0 - 4.0	0.017 <sup>-0.010/+0.015</sup>	0.16 <sup>-0.12/+0.25</sup>	0.01927	0.00308	0.01618
4.0 - 6.0	0.016 <sup>-0.006/+0.017</sup>	0.14 <sup>-0.10/+0.26</sup>	0.01088	0.00152	0.00936
6.0 - 10.0	0.014 <sup>-0.007/+0.018</sup>	0.16 <sup>-0.12/+0.26</sup>	0.00595	0.00095	0.00500
10.0 - 14.0	0.010 <sup>-0.006/+0.023</sup>	0.22 <sup>-0.17/+0.32</sup>	0.00283	0.00062	0.00221
14.0 - 19.0	0.009 <sup>-0.009/+0.022</sup>	0.36 <sup>-0.25/+0.65</sup>	0.00185	0.00067	0.00119



$$Q_t^{-1}(f) = (67.6 \pm 11.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.24 \pm 0.09}$$

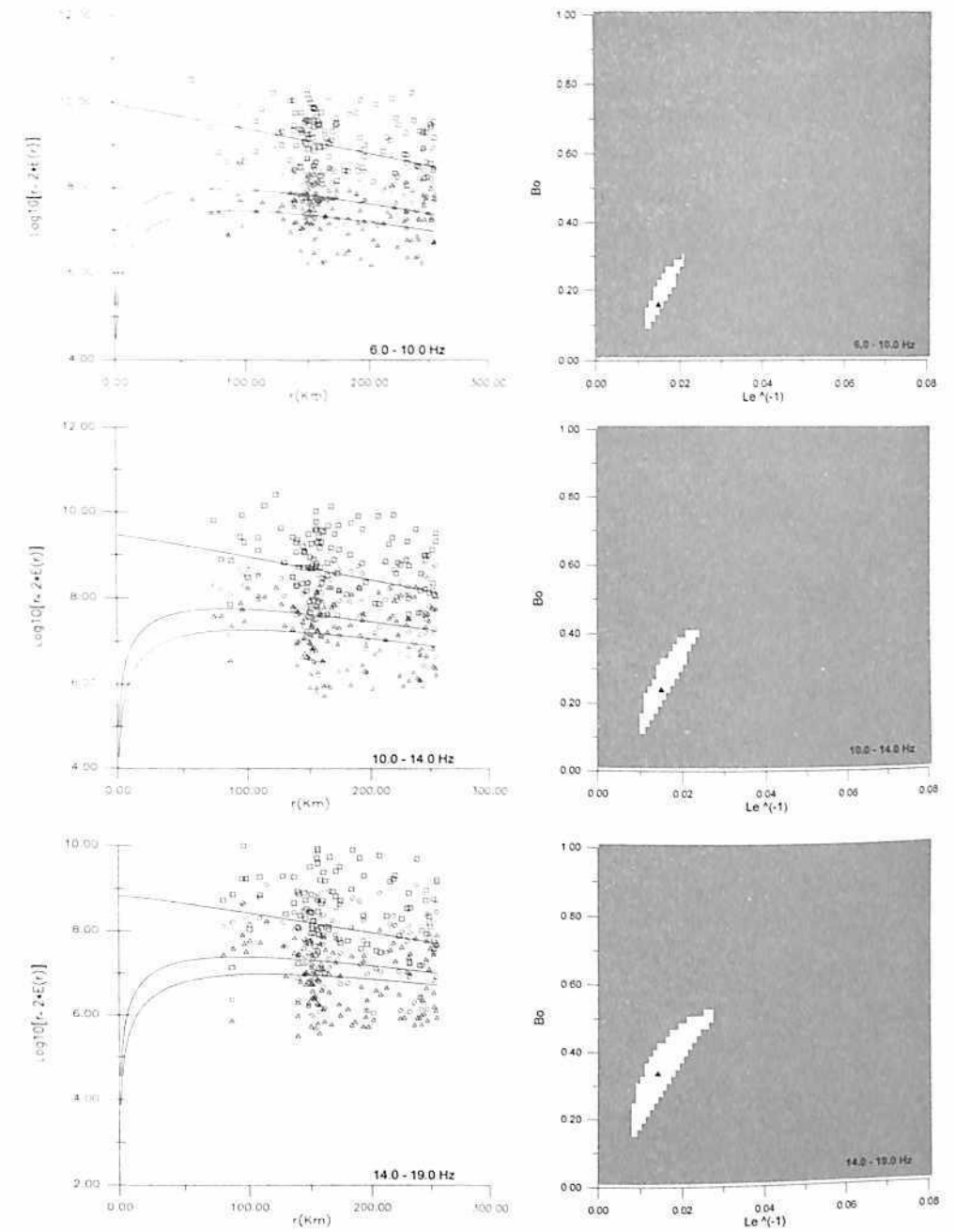
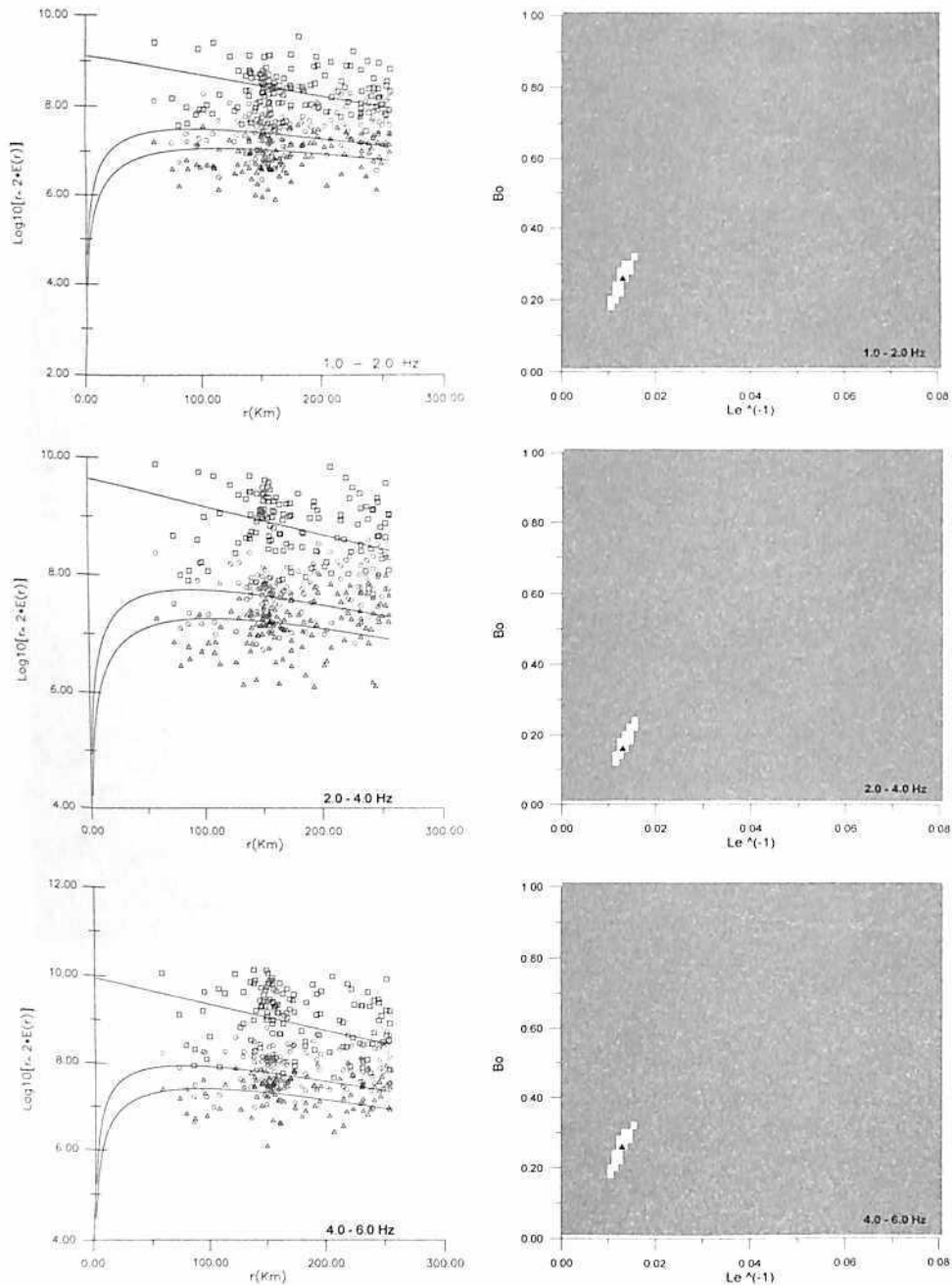
$$Q_s^{-1}(f) = (10.0 \pm 1.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.07 \pm 0.10}$$

$$Q_i^{-1}(f) = (59.2 \pm 15.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.30 \pm 0.13}$$

Figura III-B-1. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Dic / 1992 - Mar / 1993, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Mar / 1993 - Ene / 1994

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.013 <sup>-0.003/+0.005</sup>	0.26 -0.08/+0.06	0.02947	0.00766	0.02181
2.0 - 4.0	0.013 <sup>-0.002/+0.004</sup>	0.16 -0.08/+0.06	0.01473	0.00236	0.01238
4.0 - 6.0	0.015 <sup>-0.003/+0.004</sup>	0.16 -0.07/+0.08	0.01020	0.00163	0.00857
6.0 - 10.0	0.015 <sup>-0.003/+0.007</sup>	0.16 -0.06/+0.16	0.00638	0.00102	0.00536
10.0 - 14.0	0.015 <sup>-0.005/+0.009</sup>	0.24 -0.11/+0.20	0.00425	0.00102	0.00323
14.0 - 19.0	0.014 <sup>-0.066/+0.013</sup>	0.34 -0.18/+0.19	0.00288	0.00098	0.00190



$$Q_r^{-1}(f) = (43.8 \pm 2.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.95 \pm 0.03}$$

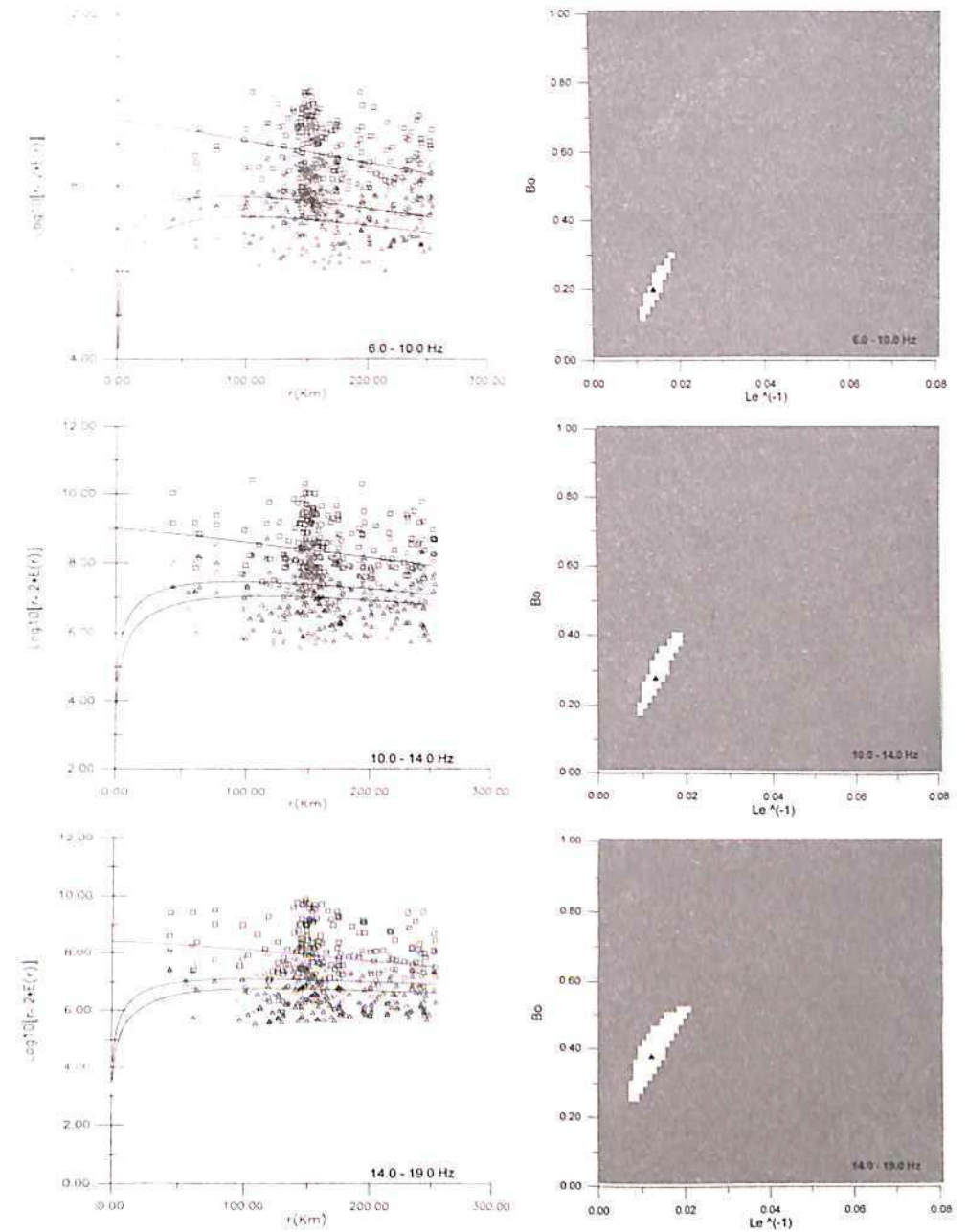
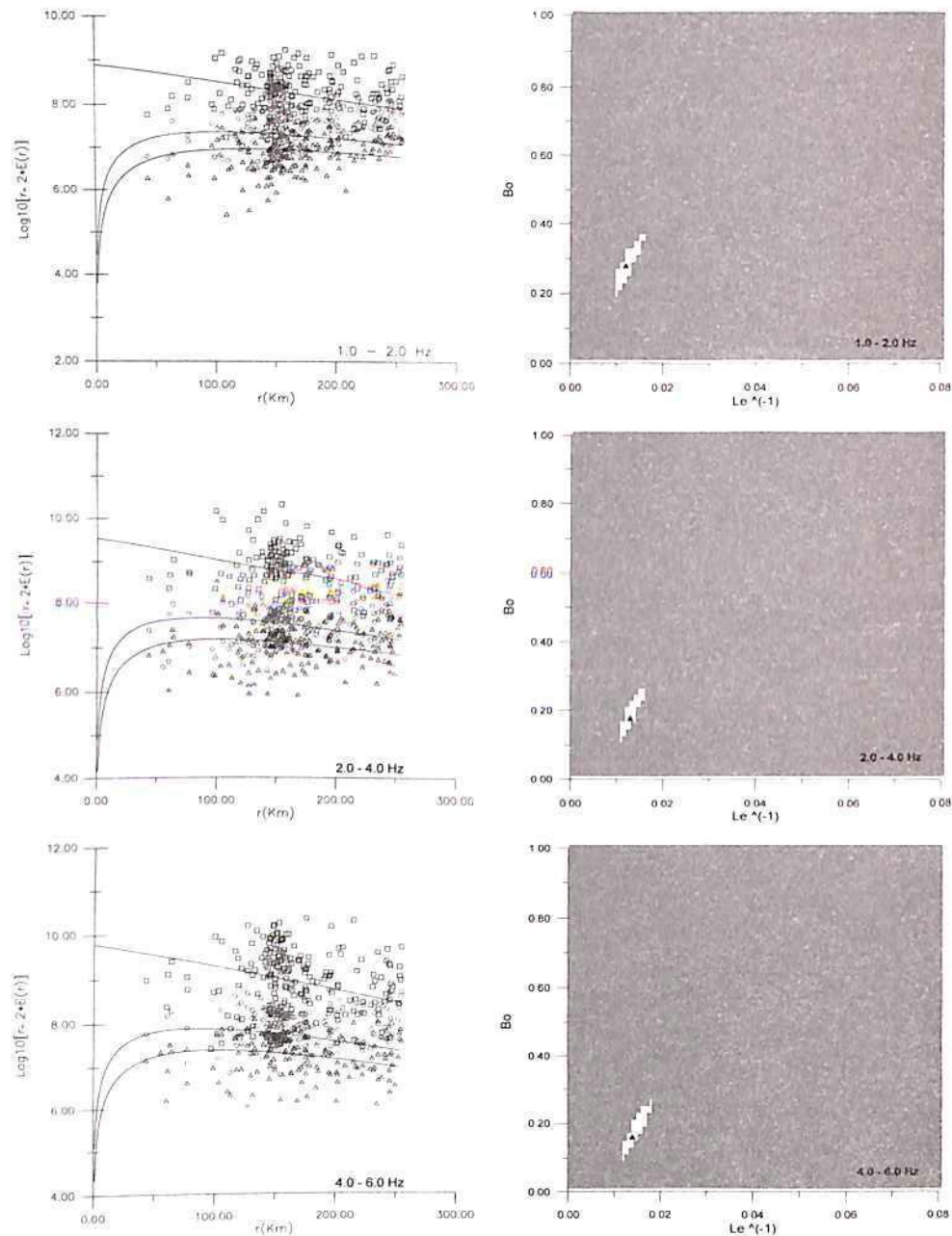
$$Q_s^{-1}(f) = (7.6 \pm 2.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.83 \pm 0.16}$$

$$Q_i^{-1}(f) = (36.5 \pm 5.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.99 \pm 0.07}$$

Figura III-B-2. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el período Mar / 1993 - Ene / 1994, con 0 km < Dist. Hip < 255 km. Vs=3.4km/s

Ene / 1994 - May / 1994

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.012 <sup>-0.002/+0.005</sup>	0.28 <sup>-0.08/+0.11</sup>	0.02720	0.00762	0.01958
2.0 - 4.0	0.013 <sup>-0.002/+0.004</sup>	0.18 <sup>-0.07/+0.09</sup>	0.01473	0.00265	0.01208
4.0 - 6.0	0.014 <sup>-0.002/+0.004</sup>	0.16 <sup>-0.07/+0.12</sup>	0.00952	0.00152	0.00800
6.0 - 10.0	0.014 <sup>-0.003/+0.005</sup>	0.2 <sup>-0.08/+0.12</sup>	0.00595	0.00119	0.00476
10.0 - 14.0	0.013 <sup>-0.004/+0.006</sup>	0.28 <sup>-0.11/+0.13</sup>	0.00368	0.00103	0.00265
14.0 - 19.0	0.012 <sup>-0.005/+0.009</sup>	0.38 <sup>-0.12/+0.14</sup>	0.00247	0.00094	0.00153



$$Q_i^{-1}(f) = (43.4 \pm 3.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.99 \pm 0.04}$$

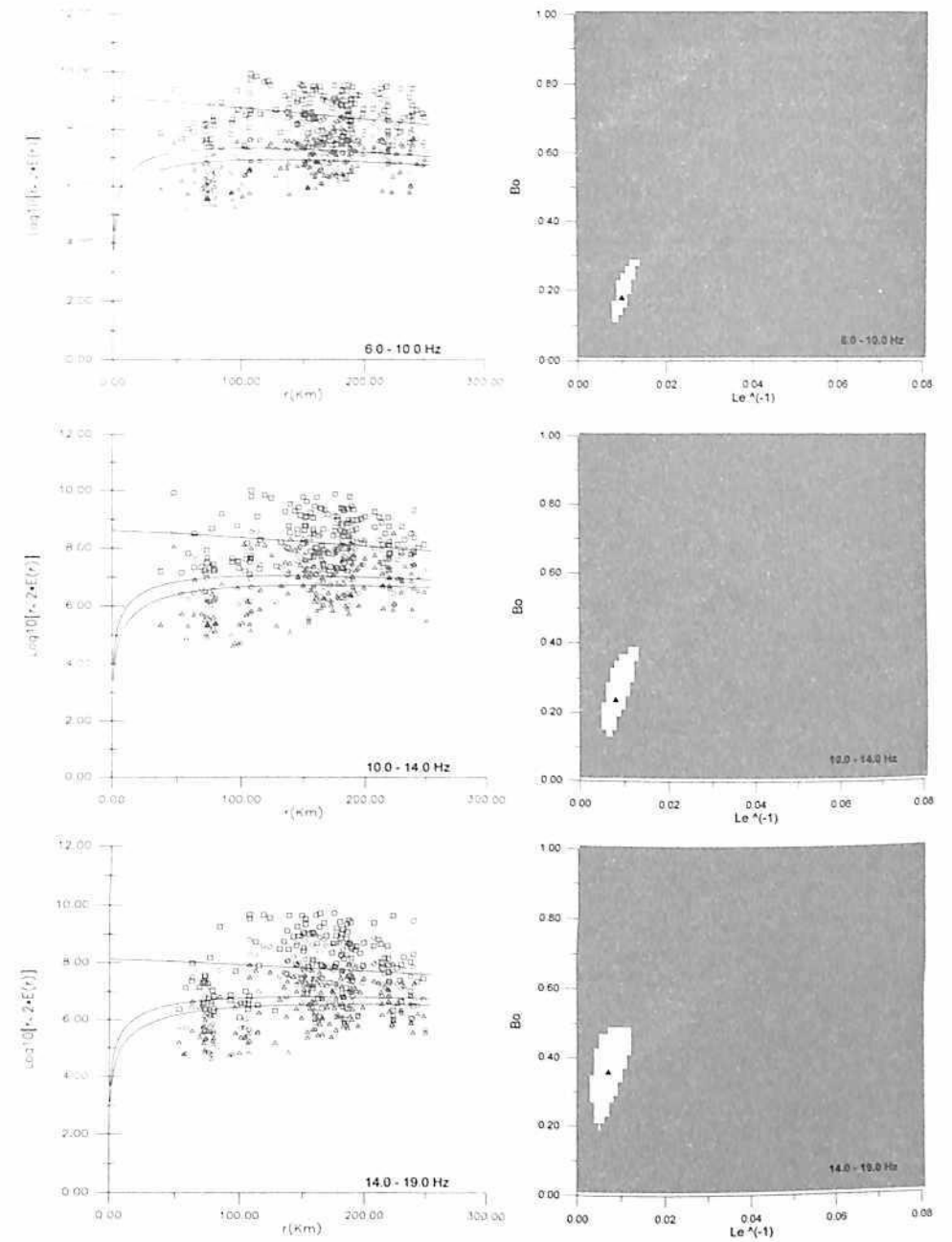
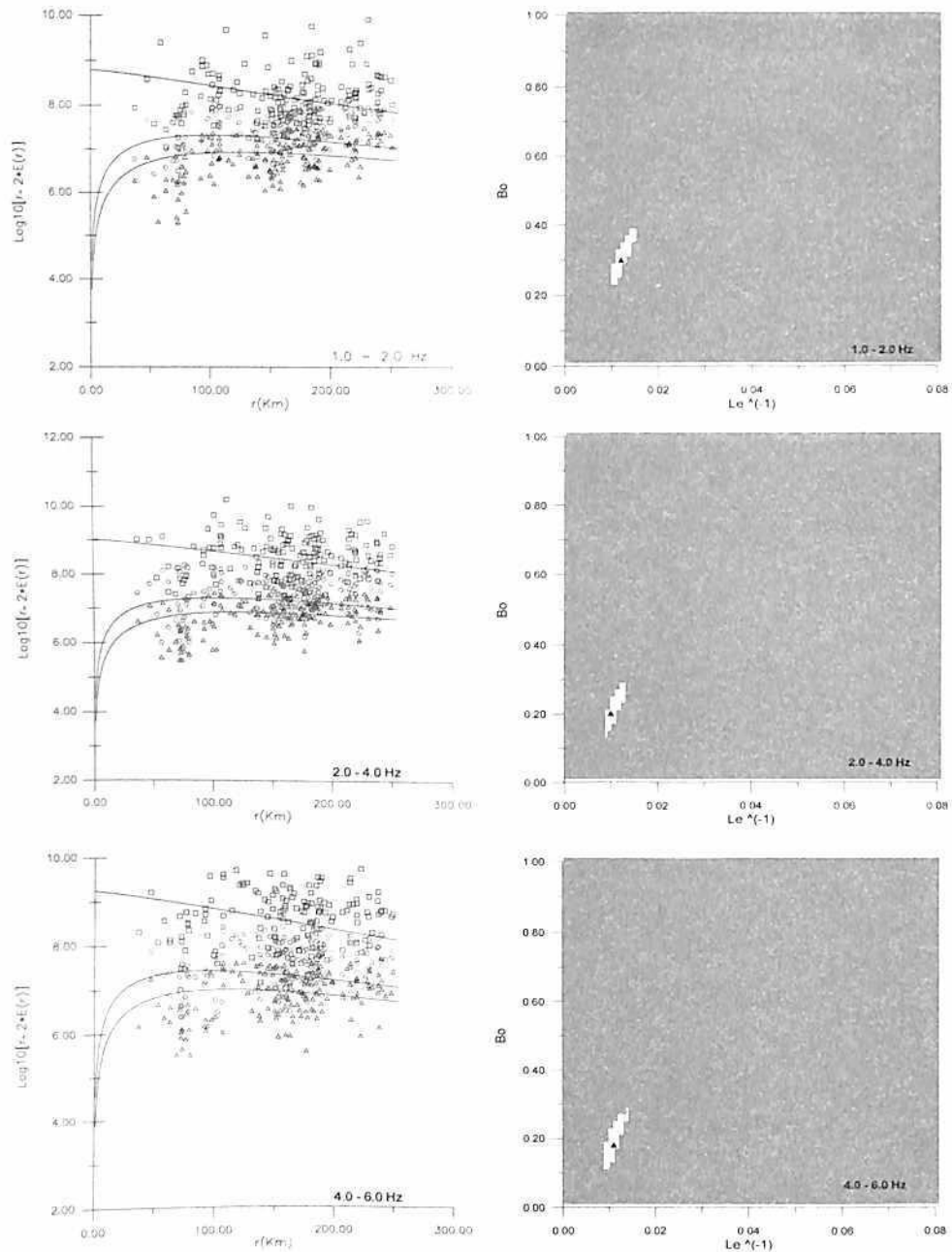
$$Q_s^{-1}(f) = (8.0 \pm 2.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.85 \pm 0.13}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (35.9 \pm 6.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.05 \pm 0.09}$$

Figura III-B-3. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Ene / 1994 - May / 1994, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

May / 1994 - Sep / 1994

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.012 <sup>-0.002/+0.003</sup>	0.3 <sup>-0.08/+0.09</sup>	0.02720	0.00816	0.01904
2.0 - 4.0	0.010 <sup>-0.002/+0.003</sup>	0.2 <sup>-0.07/+0.09</sup>	0.01133	0.00227	0.00907
4.0 - 6.0	0.011 <sup>-0.002/+0.003</sup>	0.18 <sup>-0.07/+0.11</sup>	0.00748	0.00135	0.00613
6.0 - 10.0	0.010 <sup>-0.002/+0.004</sup>	0.18 <sup>-0.07/+0.11</sup>	0.00425	0.00077	0.00349
10.0 - 14.0	0.008 <sup>-0.003/+0.005</sup>	0.24 <sup>-0.10/+0.23</sup>	0.00227	0.00054	0.00172
14.0 - 19.0	0.007 <sup>-0.003/+0.005</sup>	0.36 <sup>-0.16/+0.14</sup>	0.00144	0.00052	0.00092



$$Q_i^{-1}(f) = (45.8 \pm 4.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.20 \pm 0.05}$$

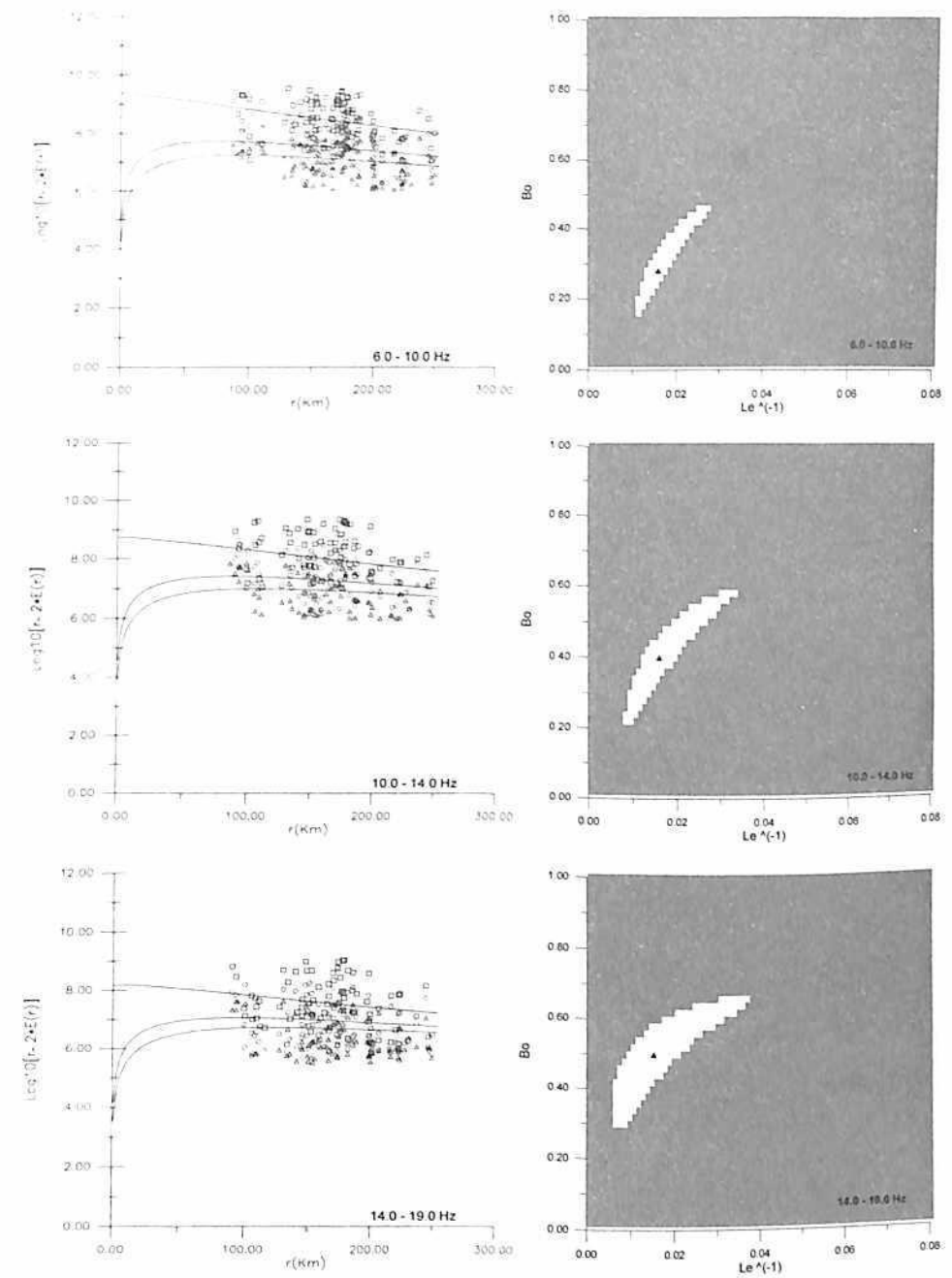
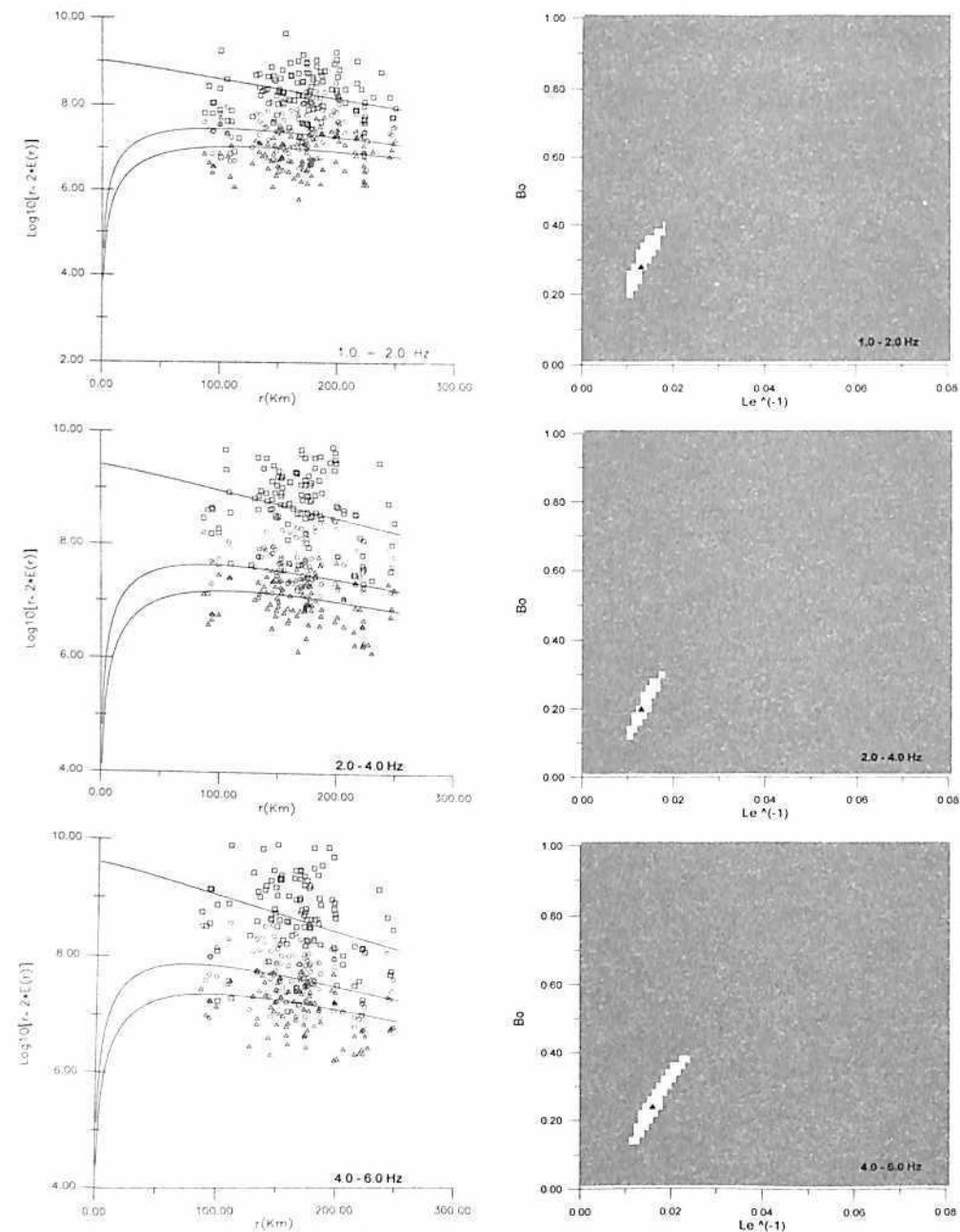
$$Q_s^{-1}(f) = (9.9 \pm 2.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.15 \pm 0.12}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (35.9 \pm 6.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.22 \pm 0.10}$$

Figura III-B-4. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo May / 1994 - Sep / 1994, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Sep / 1994 - Feb / 1995

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.013 <sup>-0.003/+0.005</sup>	0.28 <sup>-0.10/+0.12</sup>	0.02947	0.00825	0.02122
2.0 - 4.0	0.013 <sup>-0.003/+0.005</sup>	0.2 <sup>-0.09/+0.11</sup>	0.01473	0.00295	0.01179
4.0 - 6.0	0.016 <sup>-0.005/+0.008</sup>	0.24 <sup>-0.10/+0.16</sup>	0.01088	0.00261	0.00827
6.0 - 10.0	0.016 <sup>-0.006/+0.011</sup>	0.28 <sup>-0.12/+0.20</sup>	0.00680	0.00190	0.00490
10.0 - 14.0	0.016 <sup>-0.007/+0.018</sup>	0.4 <sup>-0.18/+0.20</sup>	0.00453	0.00181	0.00272
14.0 - 19.0	0.015 <sup>-0.008/+0.023</sup>	0.5 <sup>-0.21/+0.18</sup>	0.00309	0.00155	0.00155



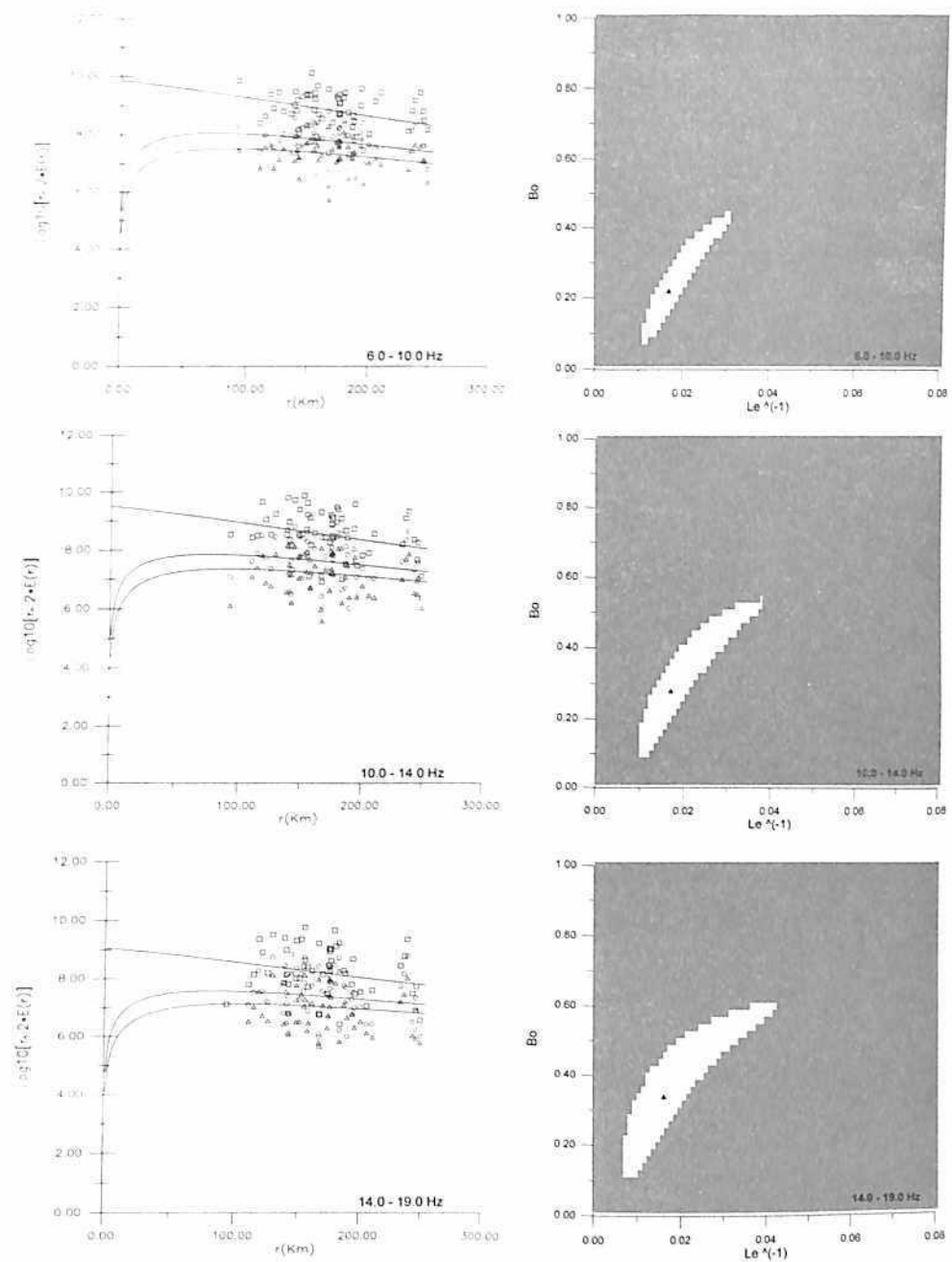
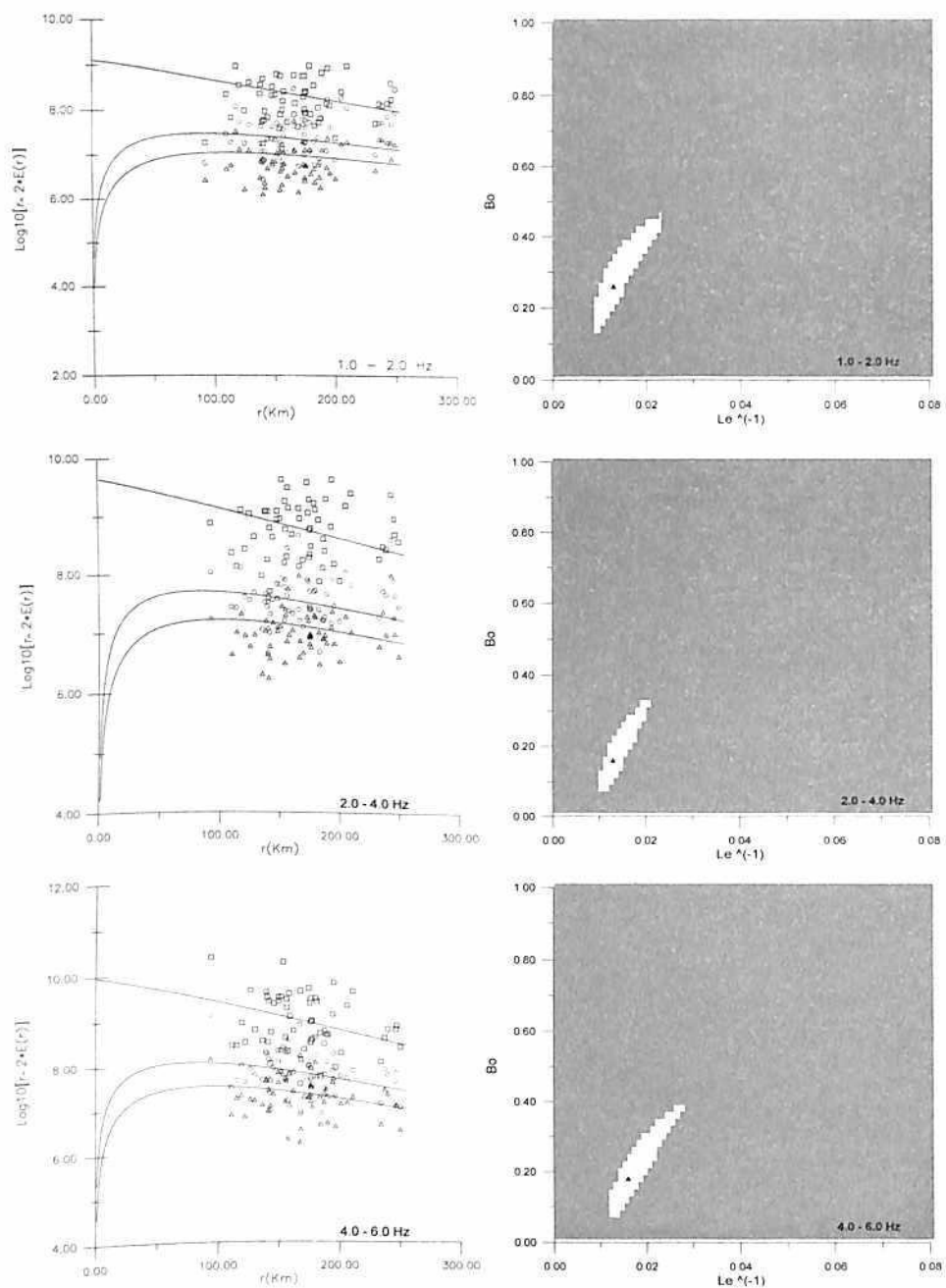
$$\begin{aligned}
 Q_i^{-1}(f) &= (43.2 \pm 3.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.91 \pm 0.04} \\
 Q_s^{-1}(f) &= (8.0 \pm 1.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.64 \pm 0.12} \\
 Q_t^{-1}(f) &= (37.8 \pm 6.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-1.06 \pm 0.09}
 \end{aligned}$$

Figura III-B-5. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Sep / 1994 - Feb / 1995, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s



Feb / 1995 - May / 1995

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.013-0.004/+0.010	0.26 -0.13/+0.19	0.02947	0.00766	0.02181
2.0 - 4.0	0.013-0.003/+0.009	0.16 -0.10/+0.17	0.01473	0.00236	0.01238
4.0 - 6.0	0.016-0.004/+0.012	0.18 -0.11/+0.20	0.01088	0.00196	0.00892
6.0 - 10.0	0.017-0.007/+0.015	0.22 -0.15/+0.23	0.00723	0.00159	0.00564
10.0 - 14.0	0.017-0.007/+0.021	0.28 -0.19/+0.27	0.00482	0.00135	0.00347
14.0 - 19.0	0.016-0.009/+0.026	0.34 -0.23/+0.25	0.00330	0.00112	0.00218



$$Q_i^{-1}(f) = (42.1 \pm 3.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.88 \pm 0.03}$$

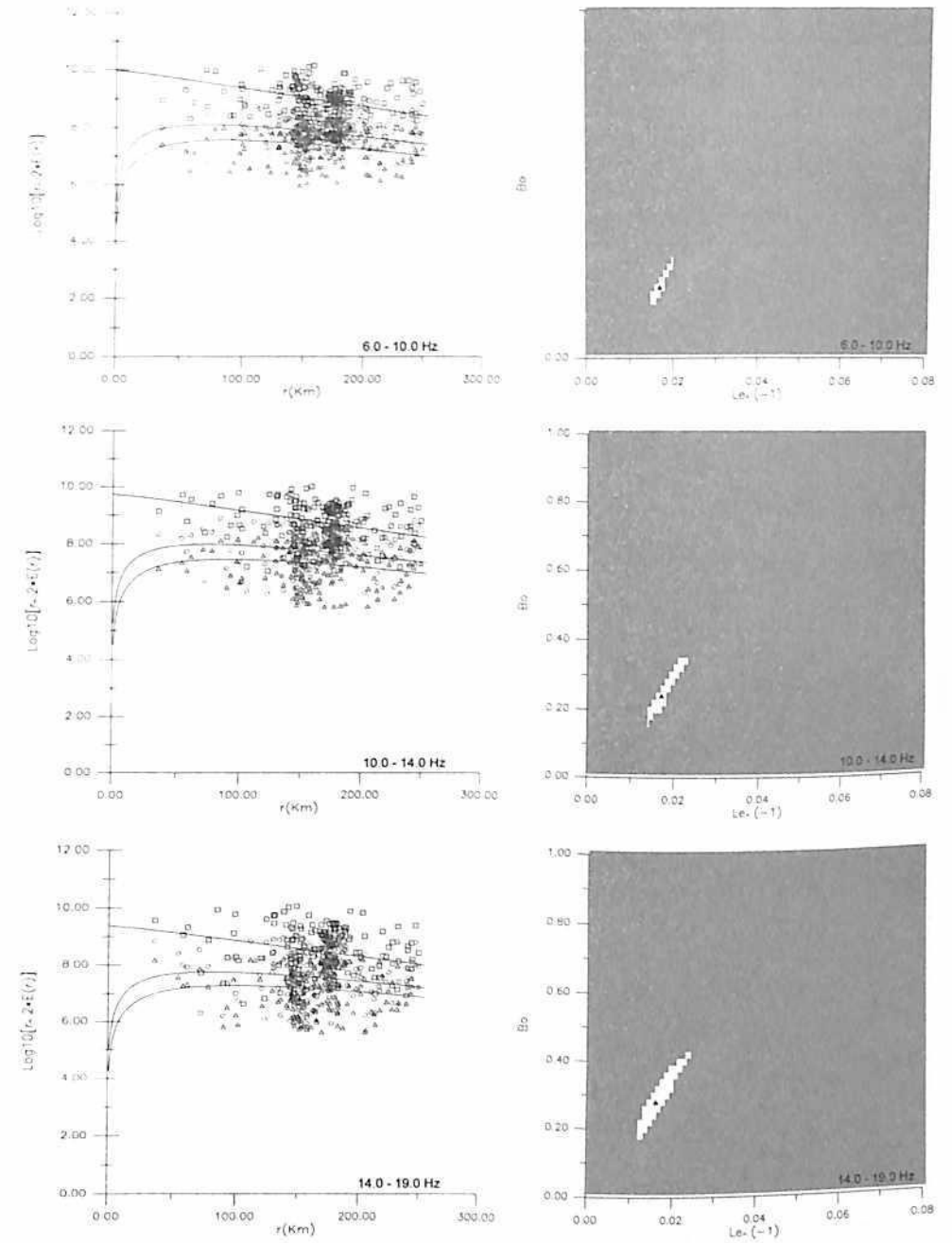
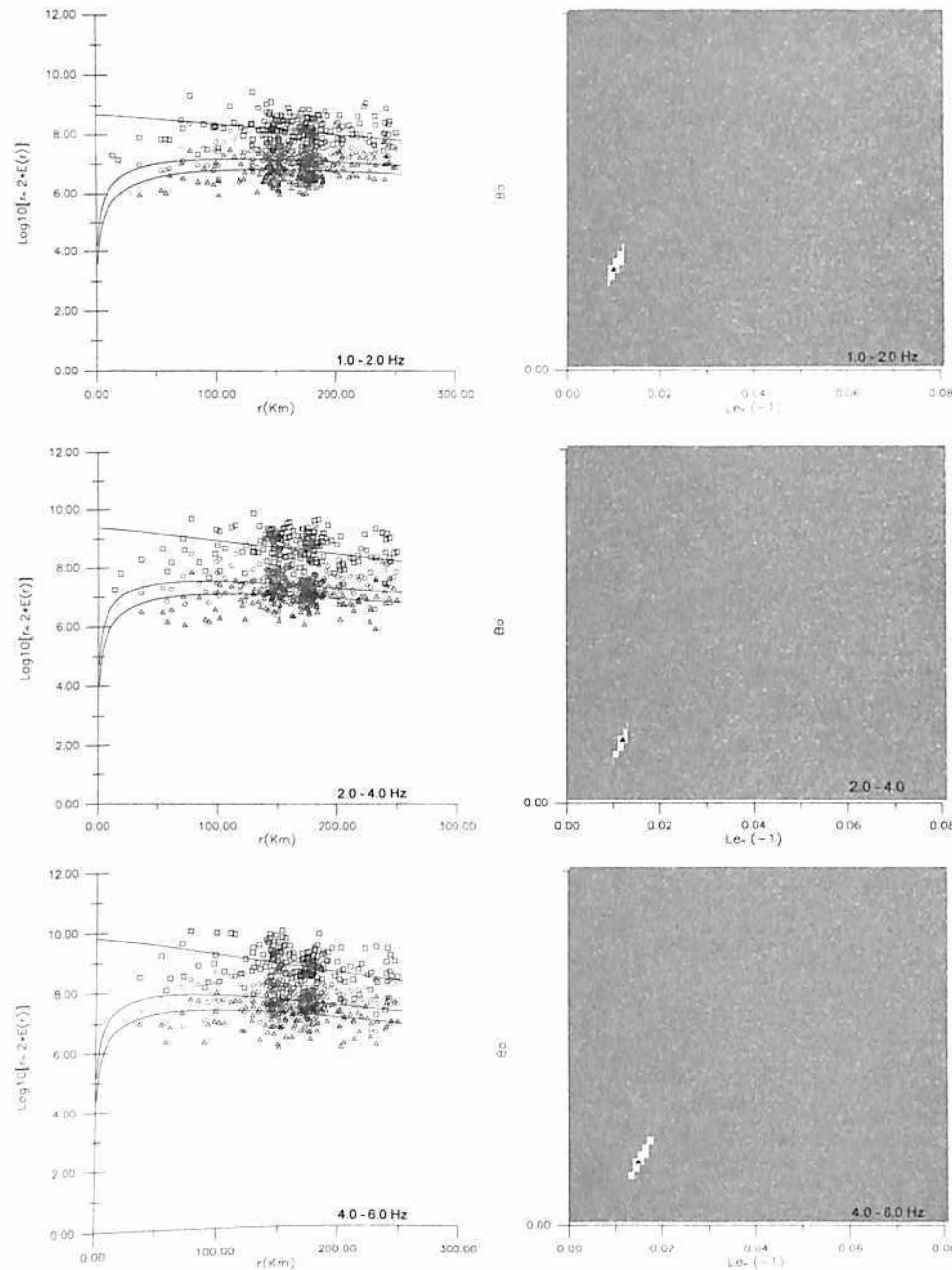
$$Q_s^{-1}(f) = (7.4 \pm 1.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.72 \pm 0.13}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (35.1 \pm 4.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.94 \pm 0.06}$$

Figura III-B-6. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Feb / 1995 - May / 1995, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

May / 1995 - Mar / 1996

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Q <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Q <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.010 <sup>-0.002/+0.004</sup>	0.28 <sup>-0.04/+0.06</sup>	0.02267	0.00635	0.01632
2.0 - 4.0	0.012 <sup>-0.004/+0.003</sup>	0.18 <sup>-0.07/+0.05</sup>	0.01360	0.00245	0.01115
4.0 - 6.0	0.015 <sup>-0.004/+0.006</sup>	0.18 <sup>-0.05/+0.07</sup>	0.01020	0.00184	0.00836
6.0 - 10.0	0.017 <sup>-0.005/+0.007</sup>	0.2 <sup>-0.05/+0.09</sup>	0.00723	0.00145	0.00578
10.0 - 14.0	0.017 <sup>-0.007/+0.012</sup>	0.24 <sup>-0.08/+0.12</sup>	0.00482	0.00116	0.00366
14.0 - 19.0	0.016 <sup>-0.008/+0.015</sup>	0.28 <sup>-0.11/+0.15</sup>	0.00330	0.00092	0.00237



$$Q_i^{-1}(f) = (32.8 \pm 3.0) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.78 \pm 0.05}$$

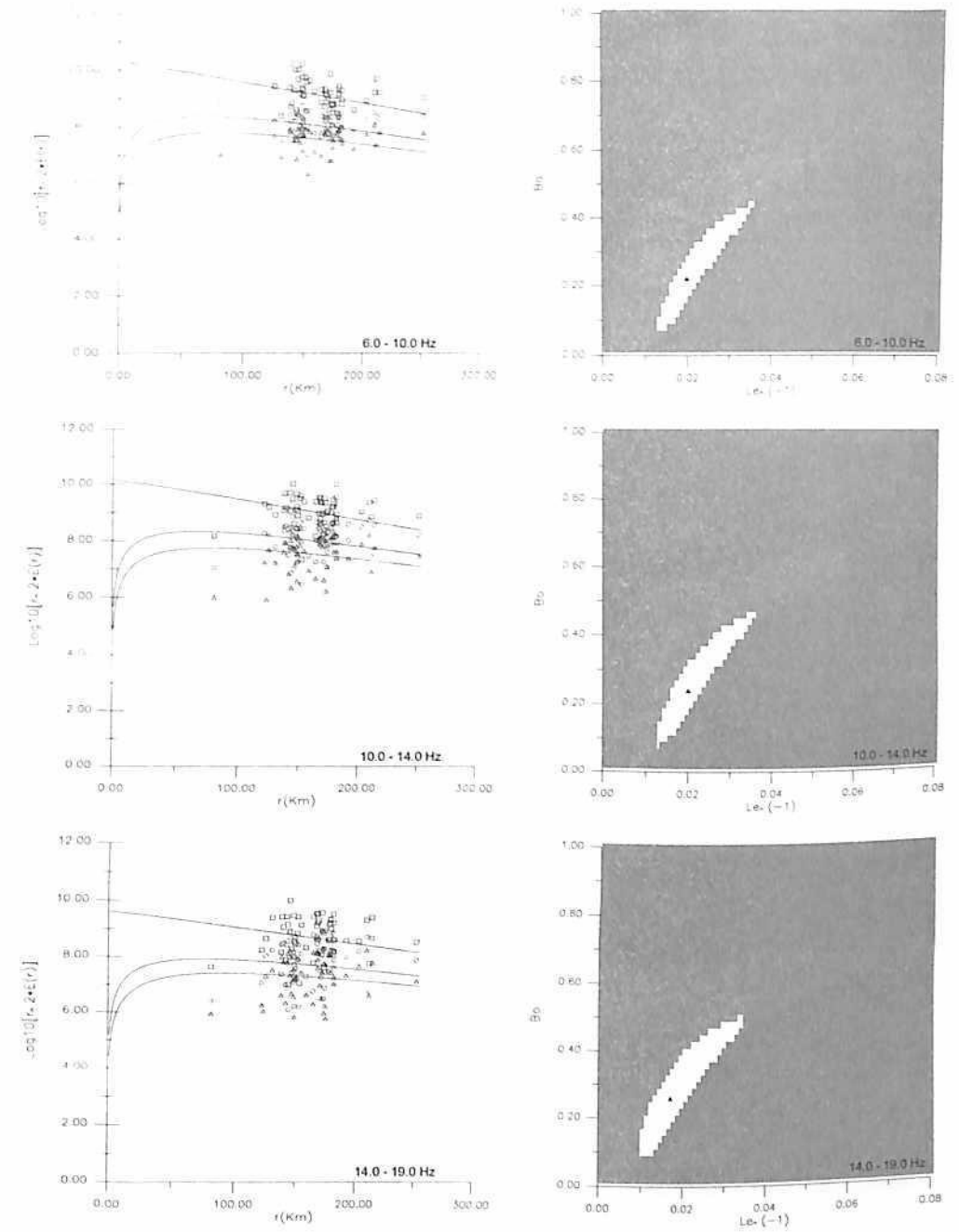
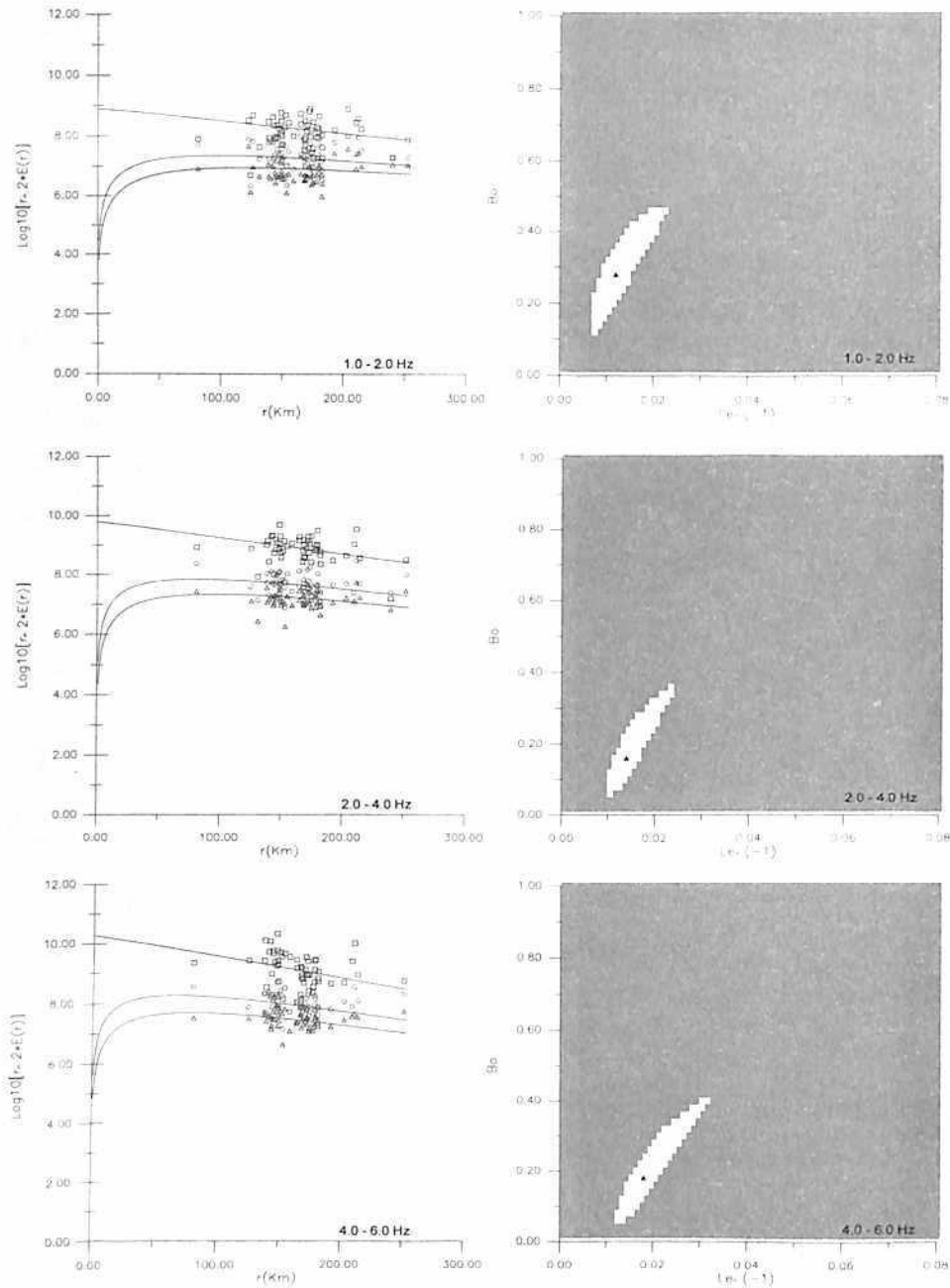
$$Q_s^{-1}(f) = (6.9 \pm 1.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.75 \pm 0.07}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (25.7 \pm 3.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.78 \pm 0.08}$$

Figura III-B-7. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo May / 1995 - Mar / 1996, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Mar / 1996 - Nov / 1996

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qr <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.012 <sup>-0.010/+0.020</sup>	0.28 <sup>-0.17/+0.28</sup>	0.02720	0.00762	0.01958
2.0 - 4.0	0.014 <sup>-0.004/+0.010</sup>	0.16 <sup>-0.10/+0.20</sup>	0.01587	0.00254	0.01333
4.0 - 6.0	0.018 <sup>-0.006/+0.014</sup>	0.18 <sup>-0.13/+0.23</sup>	0.01224	0.00220	0.01004
6.0 - 10.0	0.020 <sup>-0.007/+0.016</sup>	0.22 <sup>-0.15/+0.22</sup>	0.00850	0.00187	0.00663
10.0 - 14.0	0.020 <sup>-0.007/+0.016</sup>	0.24 <sup>-0.17/+0.23</sup>	0.00567	0.00136	0.00431
14.0 - 19.0	0.017 <sup>-0.007/+0.018</sup>	0.26 <sup>-0.17/+0.26</sup>	0.00350	0.00091	0.00259



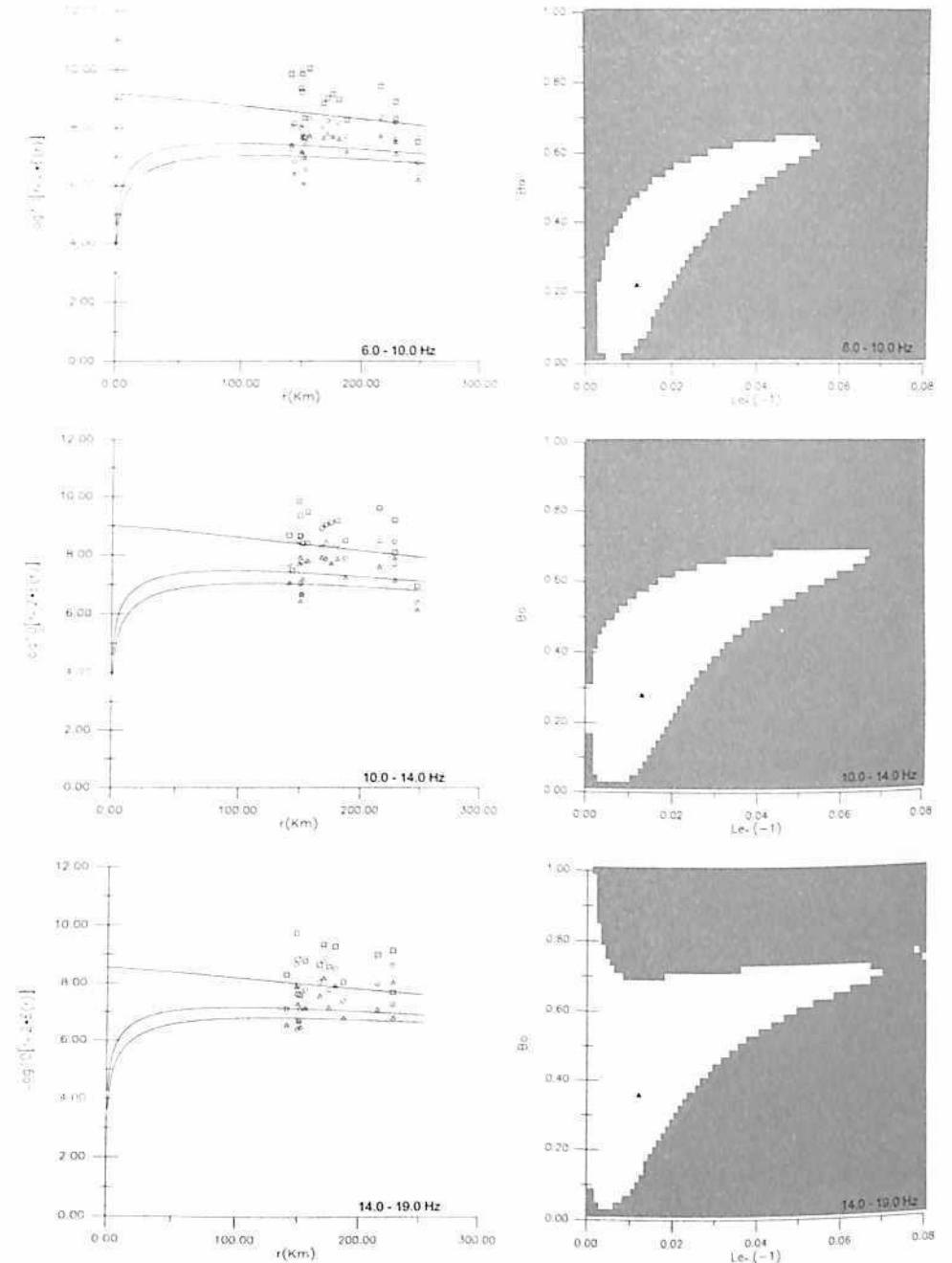
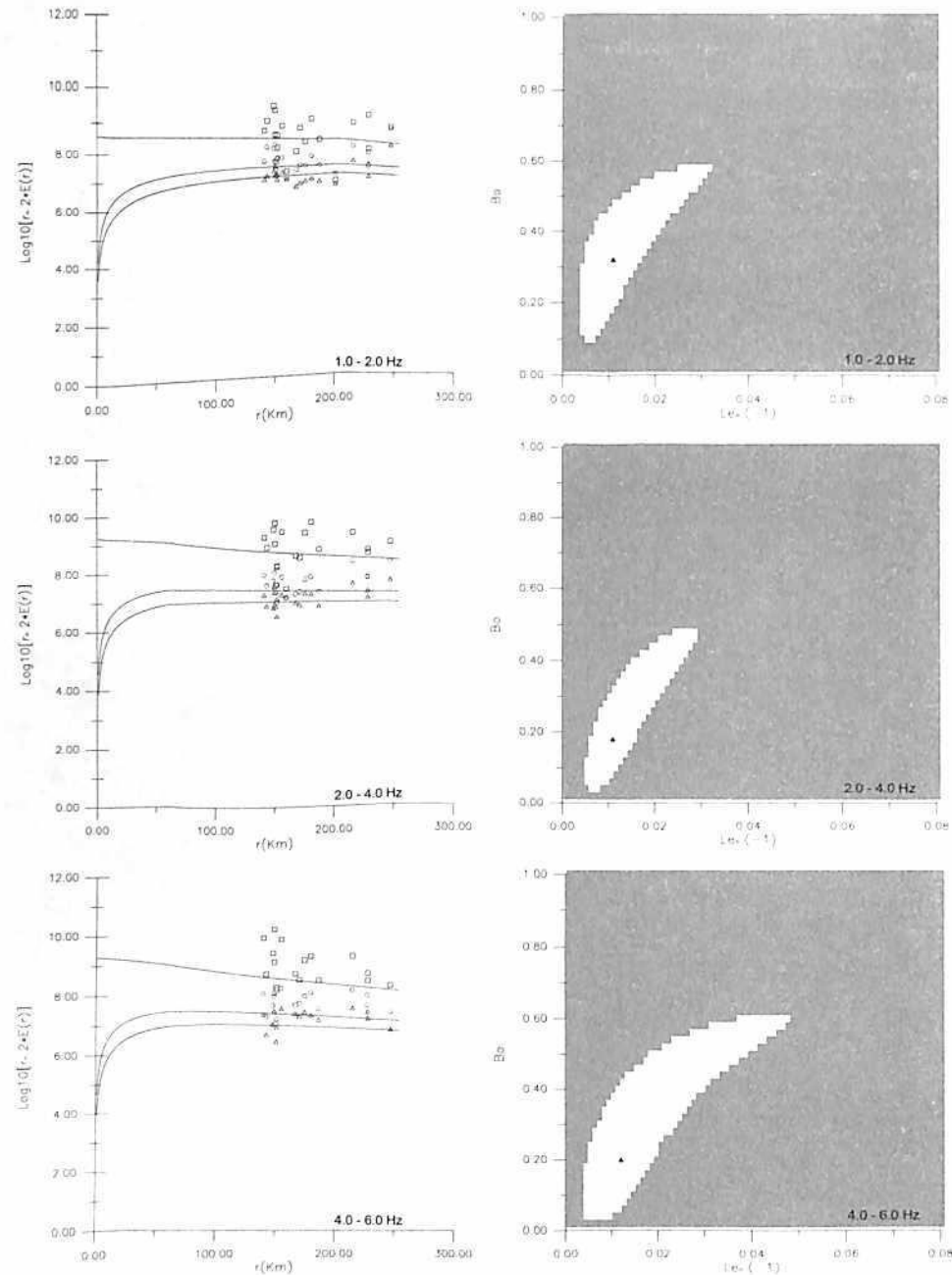
$$Q_r^{-1}(f) = (40.4 \pm 5.1) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.81 \pm 0.06}$$

$$Q_s^{-1}(f) = (8.3 \pm 1.8) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.77 \pm 0.11}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (31.7 \pm 5.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.82 \pm 0.08}$$

Figura III-B-8. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Mar / 1996 - Nov / 1996, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

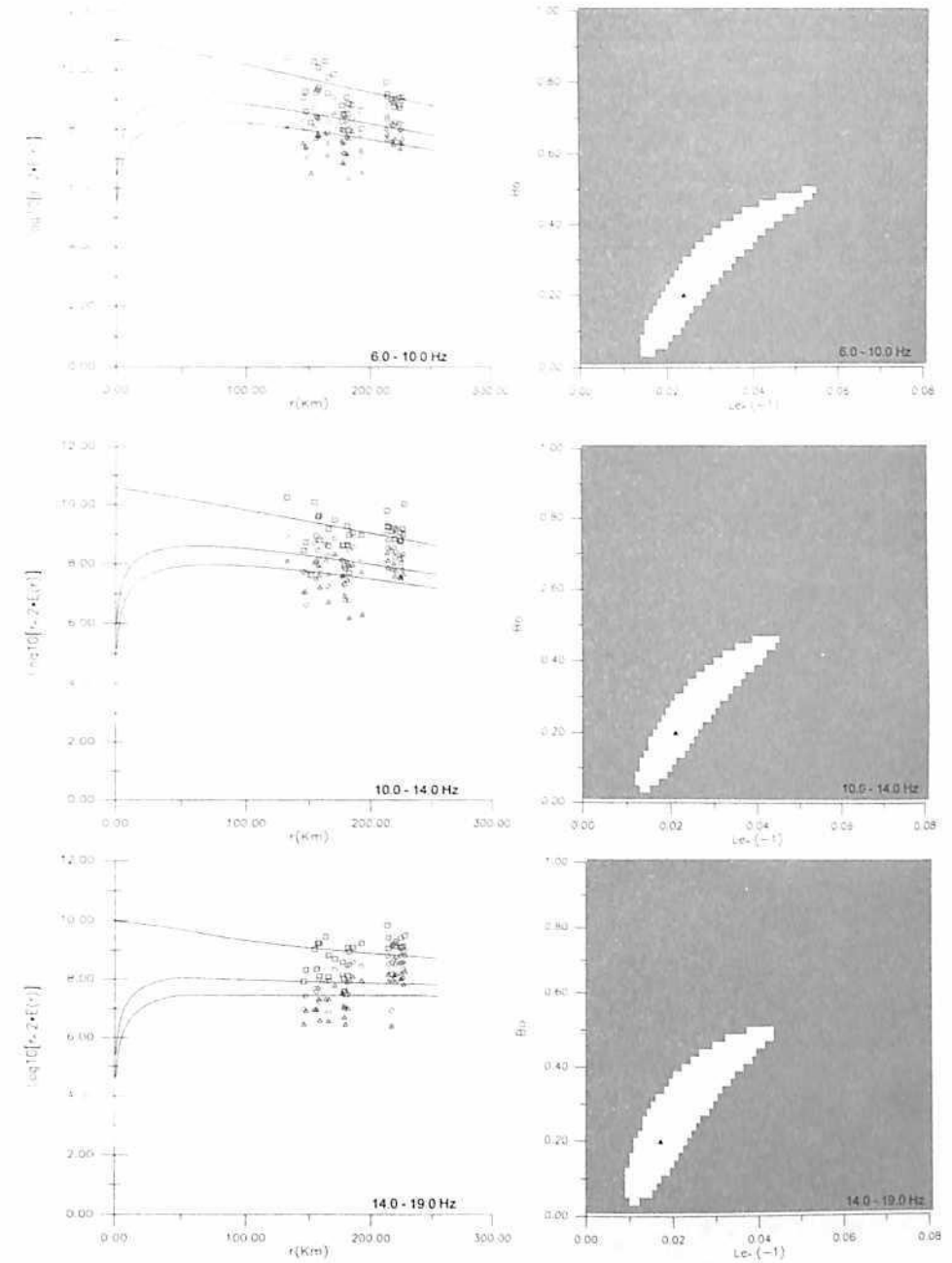
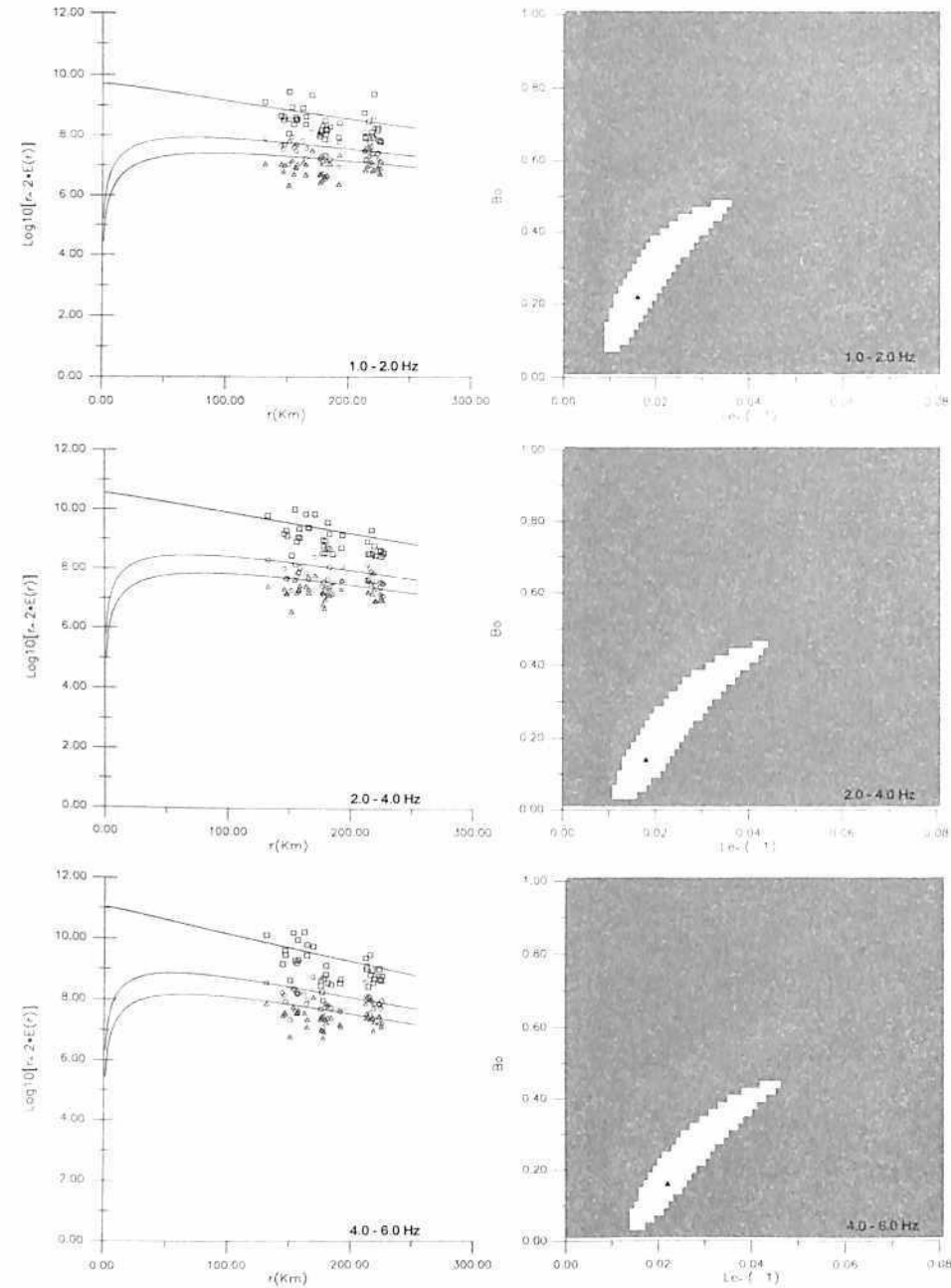
Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.011 <sup>-0.007/+0.022</sup>	0.32 <sup>-0.23/+0.26</sup>	0.02493	0.00798	0.01695
2.0 - 4.0	0.011 <sup>-0.006/+0.018</sup>	0.18 <sup>-0.15/+0.21</sup>	0.01247	0.00224	0.01022
4.0 - 6.0	0.012 <sup>-0.008/+0.036</sup>	0.2 <sup>-0.17/+0.40</sup>	0.00816	0.00163	0.00653
6.0 - 10.0	0.012 <sup>-0.009/+0.043</sup>	0.22 <sup>-0.22/+0.43</sup>	0.00510	0.00112	0.00398
10.0 - 14.0	0.013 <sup>-0.013/+0.054</sup>	0.28 <sup>-0.25/+0.41</sup>	0.00368	0.00103	0.00265
14.0 - 19.0	0.012 <sup>-0.012/+0.058</sup>	0.36 <sup>-0.33/+0.64</sup>	0.00247	0.00089	0.00158



$$\begin{aligned}
 Q_t^{-1}(f) &= (36.3 \pm 1.4) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.94 \pm 0.02} \\
 Q_s^{-1}(f) &= (7.9 \pm 2.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.86 \pm 0.15} \\
 Q_i^{-1}(f) &= (28.2 \pm 3.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.97 \pm 0.06}
 \end{aligned}$$

Figura III-B-9. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Nov / 1996 - Sep / 1997, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Ql <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Ql <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.016 <sup>-0.006/+0.020</sup>	0.22 <sup>-0.15/+0.17</sup>	0.03627	0.00798	0.02829
2.0 - 4.0	0.018 <sup>-0.007/+0.026</sup>	0.14 <sup>-0.11/+0.31</sup>	0.02040	0.00286	0.01754
4.0 - 6.0	0.022 <sup>-0.008/+0.024</sup>	0.16 <sup>-0.13/+0.30</sup>	0.01496	0.00239	0.01257
6.0 - 10.0	0.024 <sup>-0.010/+0.032</sup>	0.2 <sup>-0.17/+0.31</sup>	0.01020	0.00204	0.00816
10.0 - 14.0	0.021 <sup>-0.009/+0.024</sup>	0.2 <sup>-0.17/+0.27</sup>	0.00595	0.00119	0.00476
14.0 - 19.0	0.017 <sup>-0.008/+0.027</sup>	0.2 <sup>-0.17/+0.31</sup>	0.00350	0.00070	0.00280



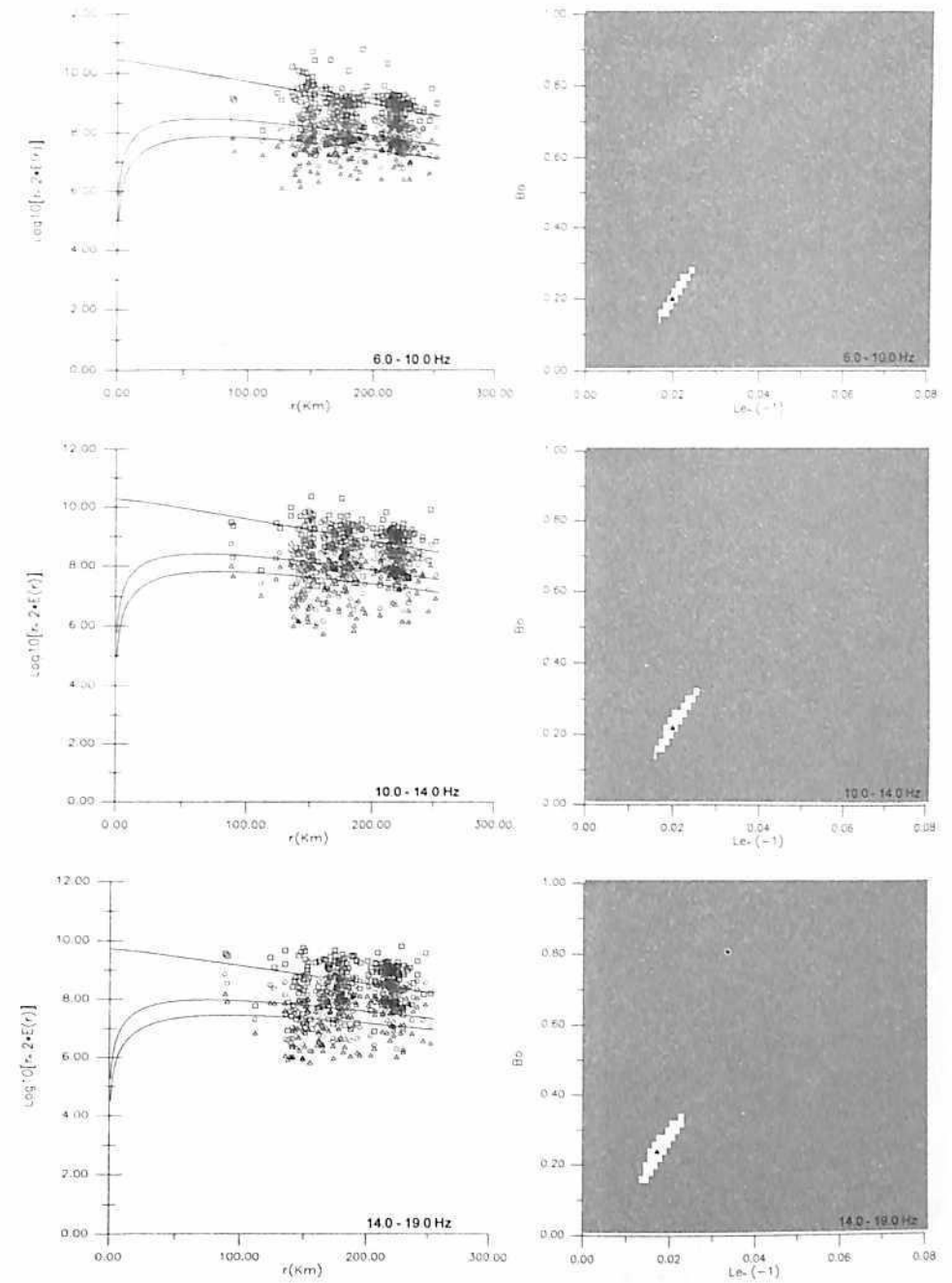
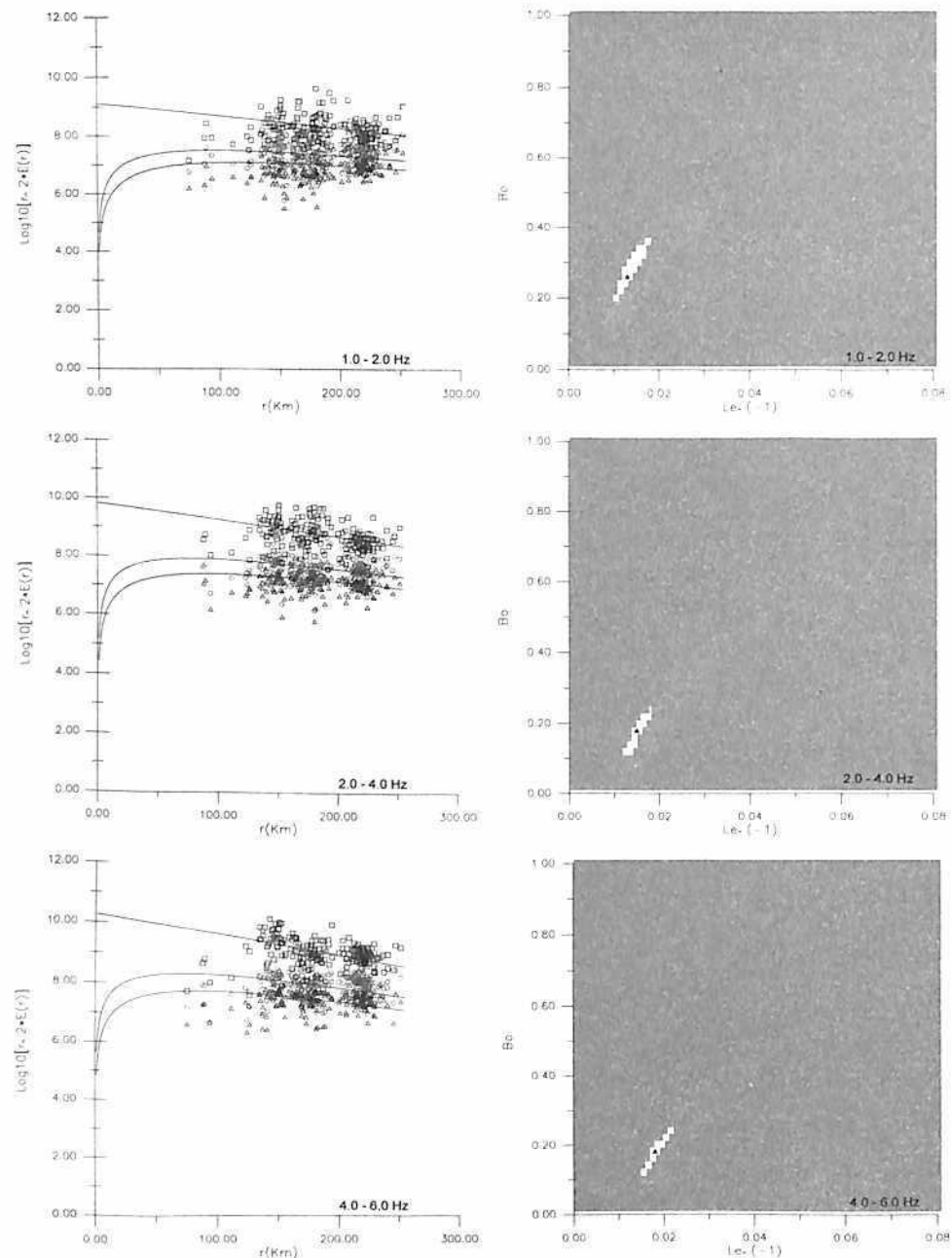
$$Q_l^{-1}(f) = (58.6 \pm 9.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.93 \pm 0.08}$$

$$Q_s^{-1}(f) = (10.2 \pm 2.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.90 \pm 0.11}$$

$$Q_l^{-1}(f) = (48.0 \pm 8.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.94 \pm 0.09}$$

Figura B10. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Sep / 1997 - Dic / 1997, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Frequency (Hz)	Le <sup>A</sup> -1 (Km <sup>A</sup> -1)	Bo	Qt <sup>A</sup> -1	Qs <sup>A</sup> -1	Qi <sup>A</sup> -1
1.0 - 2.0	0.013 <sup>-0.003/+0.005</sup>	0.26 <sup>-0.07/+0.11</sup>	0.02947	0.00766	0.02181
2.0 - 4.0	0.015 <sup>-0.003/+0.003</sup>	0.18 <sup>-0.07/+0.06</sup>	0.01700	0.00306	0.01394
4.0 - 6.0	0.018 <sup>-0.006/+0.007</sup>	0.18 <sup>-0.06/+0.07</sup>	0.01224	0.00220	0.01004
6.0 - 10.0	0.020 <sup>-0.006/+0.003</sup>	0.2 <sup>-0.07/+0.08</sup>	0.00850	0.00170	0.00680
10.0 - 14.0	0.020 <sup>-0.006/+0.006</sup>	0.22 <sup>-0.09/+0.11</sup>	0.00567	0.00125	0.00442
14.0 - 19.0	0.017 <sup>-0.004/+0.006</sup>	0.24 <sup>-0.09/+0.11</sup>	0.00350	0.00084	0.00266



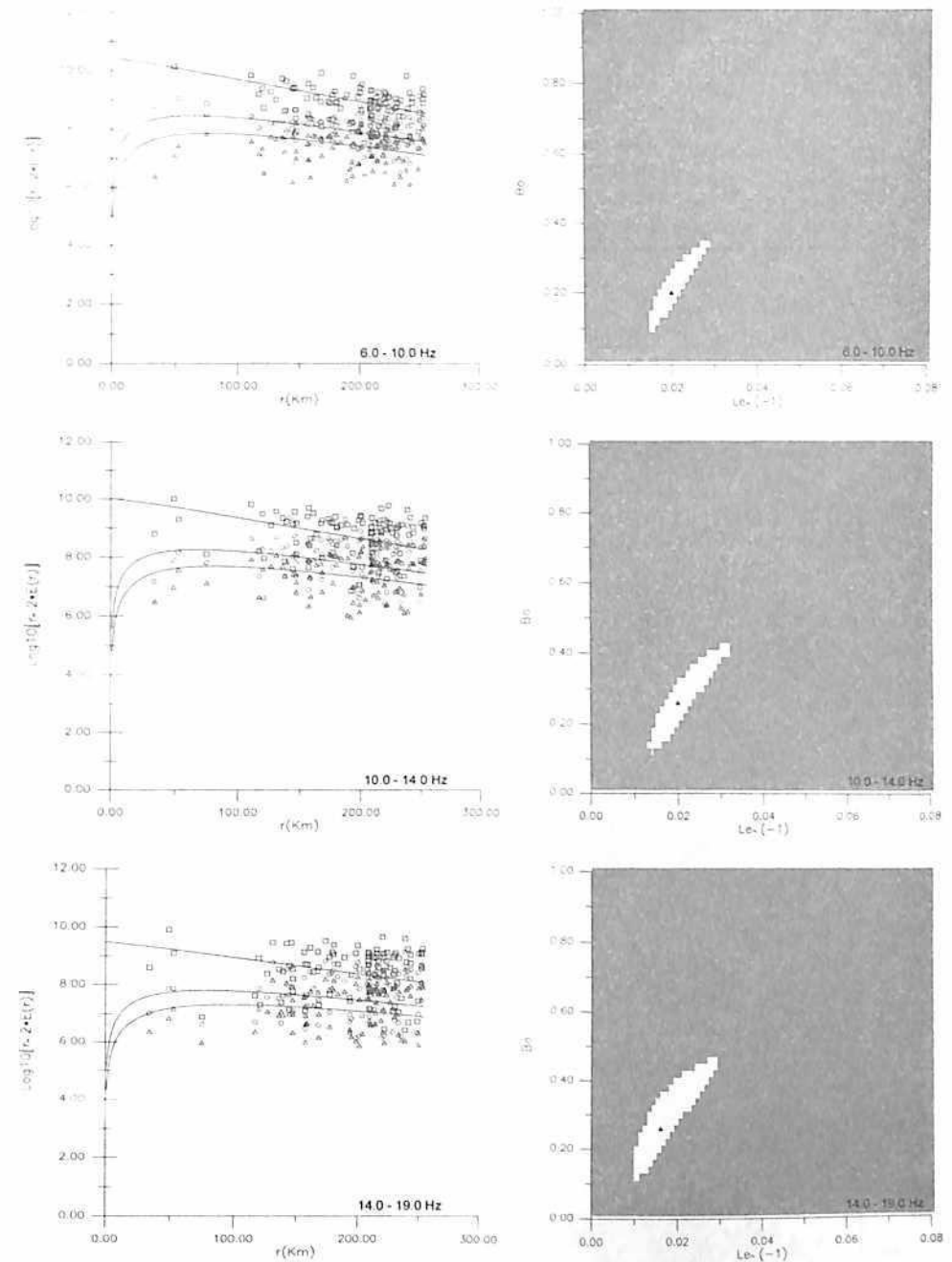
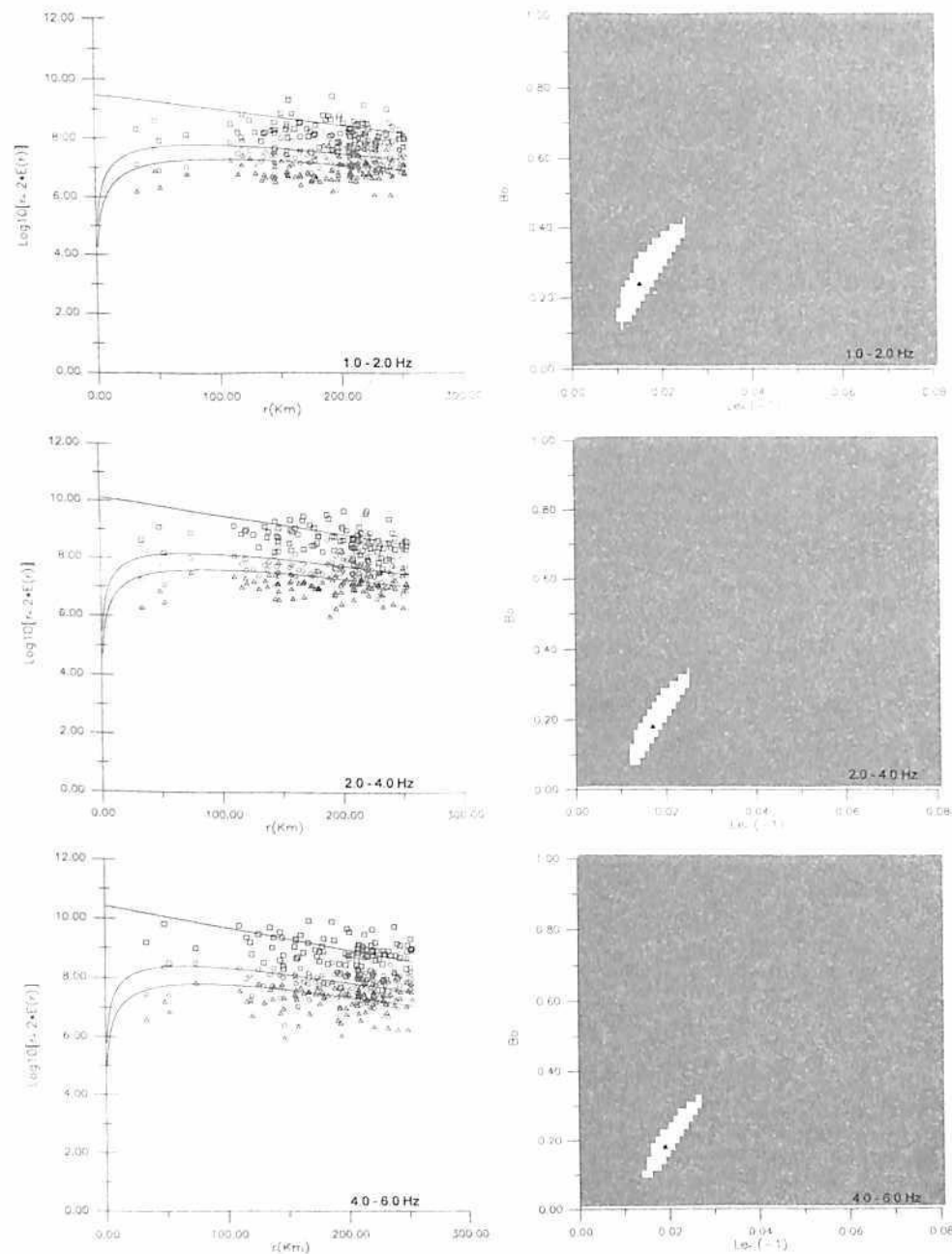
$$Q_i^{-1}(f) = (44.3 \pm 4.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.85 \pm 0.06}$$

$$Q_s^{-1}(f) = (9.4 \pm 1.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.85 \pm 0.07}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (34.6 \pm 4.9) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.85 \pm 0.07}$$

Figura III-B-11. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el período Dic / 1997 - Ene / 1999, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.015 <sup>-0.005/+0.011</sup>	0.24 <sup>-0.14/+0.18</sup>	0.03400	0.00816	0.02584
2.0 - 4.0	0.017 <sup>-0.005/+0.009</sup>	0.18 <sup>-0.11/+0.18</sup>	0.01927	0.00347	0.01580
4.0 - 6.0	0.019 <sup>-0.005/+0.008</sup>	0.18 <sup>-0.09/+0.17</sup>	0.01292	0.00233	0.01059
6.0 - 10.0	0.020 <sup>-0.005/+0.009</sup>	0.2 <sup>-0.11/+0.16</sup>	0.00850	0.00170	0.00680
10.0 - 14.0	0.020 <sup>-0.007/+0.013</sup>	0.26 <sup>-0.15/+0.17</sup>	0.00567	0.00147	0.00419
14.0 - 19.0	0.016 <sup>-0.006/+0.014</sup>	0.26 <sup>-0.15/+0.21</sup>	0.00330	0.00086	0.00244



$$Q_i^{-1}(f) = (53.8 \pm 6.2) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.93 \pm 0.06}$$

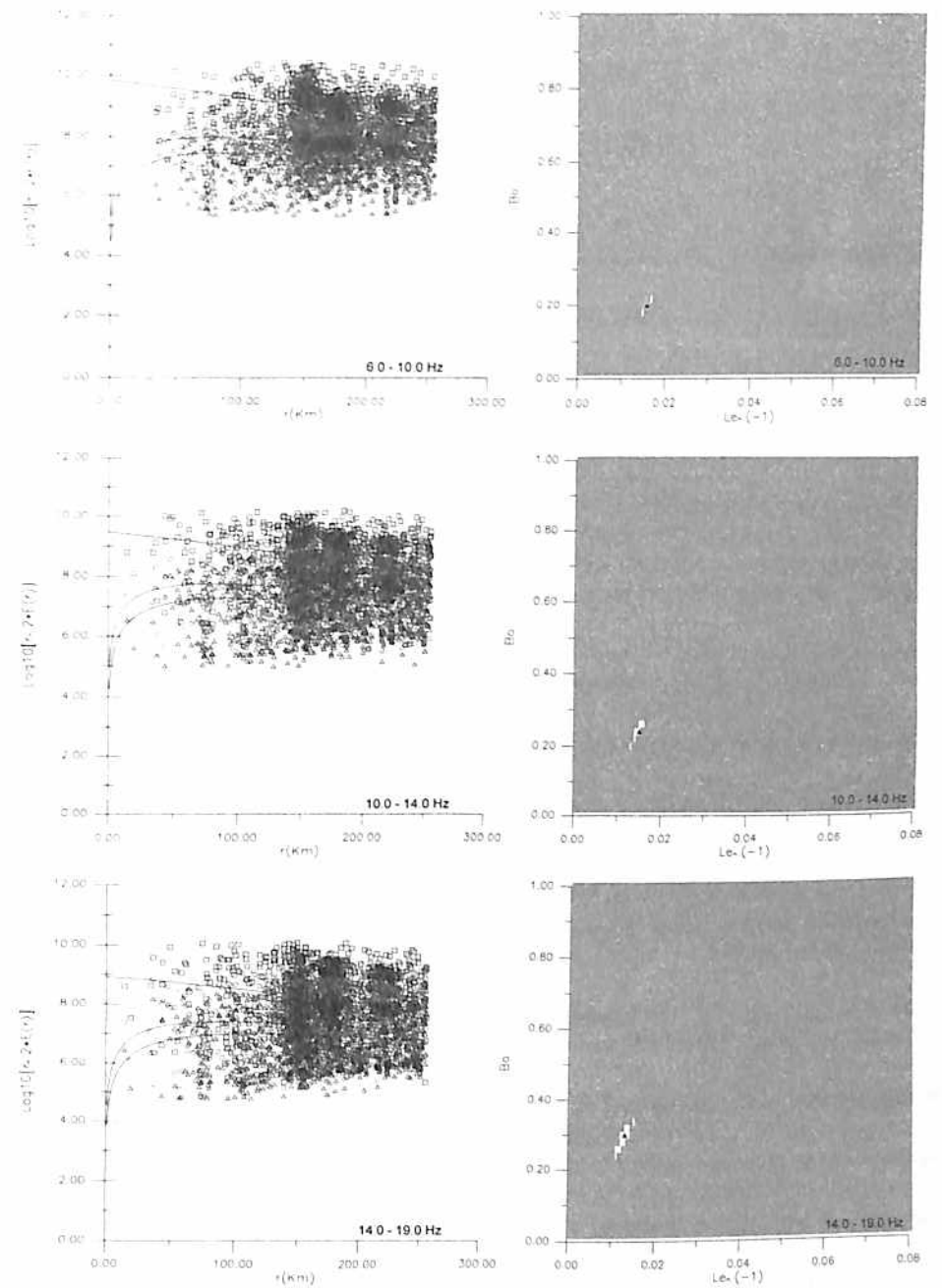
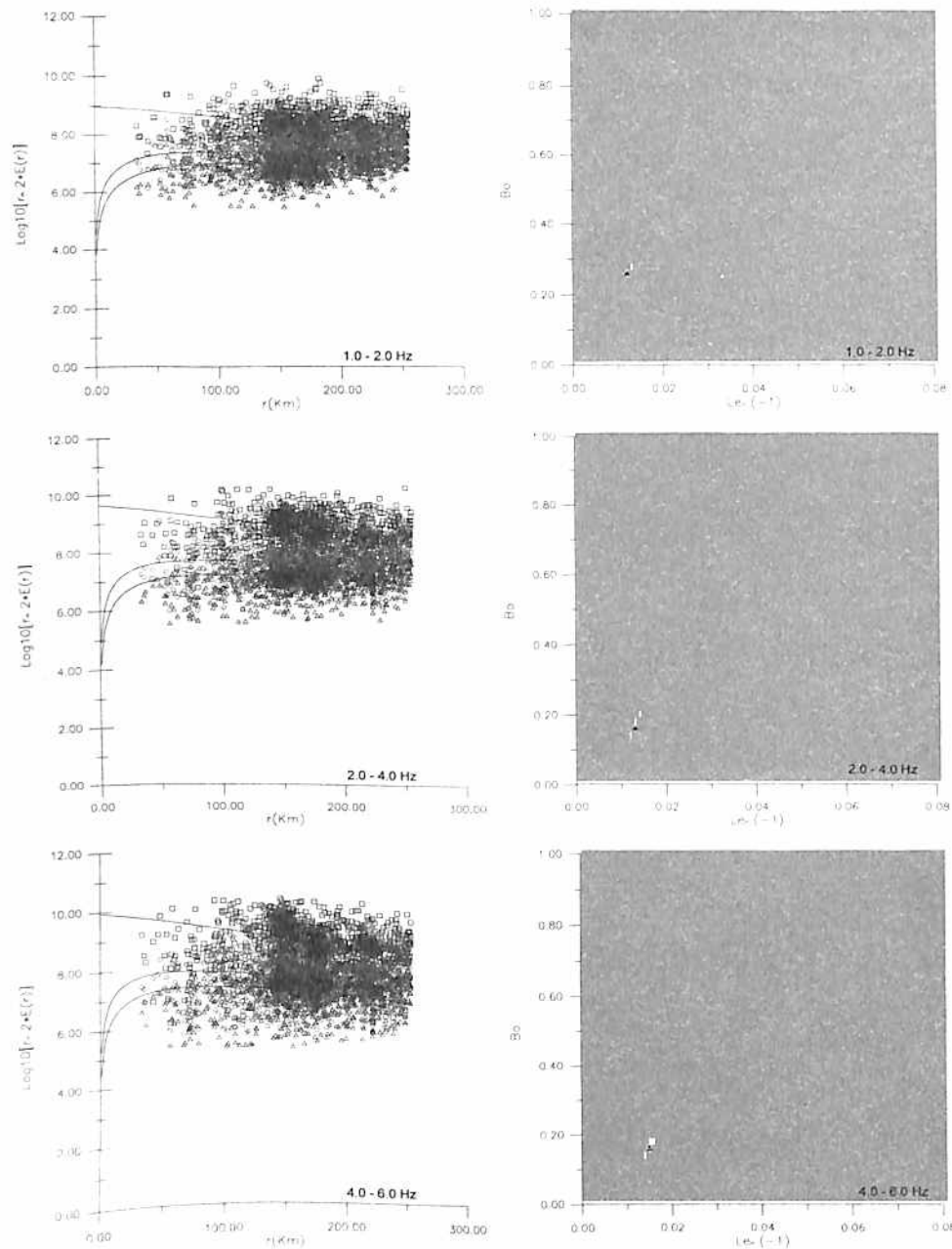
$$Q_s^{-1}(f) = (10.2 \pm 1.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.86 \pm 0.07}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (43.6 \pm 6.5) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.96 \pm 0.08}$$

Figura III-B-12. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el período Ene / 1999 - Abr / 1999, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s

Dic / 1992 - Jun / 1999

Frequency (Hz)	Le <sup>-1</sup> (Km <sup>-1</sup> )	Bo	Qt <sup>-1</sup>	Qs <sup>-1</sup>	Qi <sup>-1</sup>
1.0 - 2.0	0.012 <sup>-0.001/+0.002</sup>	0.26 <sup>-0.14/+0.18</sup>	0.02720	0.00707	0.02013
2.0 - 4.0	0.013 <sup>-0.002/+0.003</sup>	0.16 <sup>-0.03/+0.05</sup>	0.01473	0.00236	0.01238
4.0 - 6.0	0.015 <sup>-0.002/+0.003</sup>	0.16 <sup>-0.03/+0.05</sup>	0.01020	0.00163	0.00857
6.0 - 10.0	0.016 <sup>-0.003/+0.003</sup>	0.2 <sup>-0.03/+0.03</sup>	0.00680	0.00136	0.00544
10.0 - 14.0	0.015 <sup>-0.003/+0.003</sup>	0.24 <sup>-0.05/+0.03</sup>	0.00425	0.00102	0.00323
14.0 - 19.0	0.013 <sup>-0.005/+0.004</sup>	0.3 <sup>-0.07/+0.05</sup>	0.00268	0.00080	0.00188



$$Q_i^{-1}(f) = (42.2 \pm 4.3) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.93 \pm 0.05}$$

$$Q_s^{-1}(f) = (7.6 \pm 1.6) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.84 \pm 0.11}$$

$$Q_t^{-1}(f) = (34.5 \pm 5.7) \cdot 10^{-3} \cdot f^{-0.96 \pm 0.09}$$

Figura III-B-13. Curvas de Ajuste, Elipses de confianza (95%) y parámetros de atenuación para el periodo Dic / 1992 - Jun / 1999, con 0 km < Dist. Hip < 255 km, Vs=3.4km/s



**PUBLICACIONES DE LA  
ACADEMIA COLOMBIANA DE CIENCIAS EXACTAS,  
FÍSICAS Y NATURALES**

**COLECCIÓN JORGE ÁLVAREZ LLERAS**

- Volumen 1 - **Mora-Osejo, L.E.** 1987. Estudios morfológicos, autoecológicos y sistemáticos en Angiospermas. 1/16. 196 pp. 75 figs.
- Volumen 2 - **Murillo, M.T. & M.A. Harker.** 1990. Helechos y plantas afines de Colombia. 1/16. 326 pp. 145 figs.
- Volumen 3 - **Lozano-Contreras, G.** 1994. Las Magnoliaceae del Neotrópico 1/16. 148 pp. 46 figs.
- Volumen 4 - **Eslava Ramírez, J.A.** 1994. Aspectos relacionados con la erupción del volcán Nevado del Ruiz. 1/16. 174 pp. 46 figs.
- Volumen 5 - **Rocha de Campos, M.** 1994. Diversidad en Colombia de los cangrejos del género *Neostrengeria*. 1/16 iv + 144 pp, 47 figs.
- Volumen 6 - **Mora-Osejo, L. E. & H. Sturm.** 1994. Estudios ecológicos del páramo y del bosque altoandino, cordillera Oriental de Colombia. Tomos 1 y 2. 1/16. 716 pp. 190 figs.
- Volumen 7 - **Díaz, J.M., J. Garzón-Ferreira & S. Zea.** 1995. Los arrecifes coralinos de la isla de San Andrés, Colombia, estado actual y perspectivas para su conservación. 1/16. 152 pp. 15 figs, 14 tablas, 9 fotografías.
- Volumen 8 - **Eslava Ramírez, J.A.** 1995. Régimen de la presión atmosférica en Colombia. 1/16. 152 pp. 94 figs. 59 tablas.
- Volumen 9 - **Donato, J.Ch., L. E. González & C. L. Rodríguez.** 1996. Ecología de dos sistemas acuáticos de páramo. 1/16, 168 pp. 53 figs. 14 tablas. 9 fotografías.
- Volumen 10 - **Andrade-C. M., G. Amat & F. Fernández.** (eds.) 1996. Insectos de Colombia - Estudios escogidos. 1/16. 544 pp. 145 figs. tablas y mapas.
- Volumen 11 - **González, F.** 1998. Inventario preliminar de gases de efecto invernadero en Colombia. 1990. Fuentes y sumideros. 1/16. xiv + 174 pp. 108 figs. tablas y gráficas.
- Volumen 12 - **Díaz-Piedrahita, S. & J. Cuatrecasas.** 1999. Asteráceas de la flora de Colombia. Senecioneae I. géneros *Dendrophorbium* y *Pentacalia*. 1/16, 392 pp. 110 figs. 24 mapas.
- Volumen 13 - **Amat, G., M. C. Andrade, M. G. & F. Fernández** (eds.) 1999. Insectos de Colombia. 1/16. 438 pp. + tablas, figuras y mapas.
- Volumen 14 - **Rodríguez, H. & F. González.** Opciones para la reducción de emisiones de gases de efecto invernadero (GEI) en Colombia. 1/16 (262 pp.)
- Volumen 15 - **Rodríguez, H. & González, F.** 2000. Portafolio colombiano de proyectos para el MDL -sector en energía-. 1/16 (164 pp.)
- Volumen 16 - **Espinosa, Baquero A.** 2000. Erupciones históricas de los volcanes colombianos. 1/16. (292 pp.)
- Volumen 17 - **Mora Osejo, L. E.** 2001. Contribuciones al estudio comparativo de la conductancia y de la transpiración foliar de especies de plantas del páramo. 1/16. xii + 282.
- Volumen 18 - **Roldán, G., J. A. Posada & J. C. Gutiérrez.** 2001. Estudio Limnológico de los Recursos Hídricos del Parque de Piedras Blancas. 1/16. x + 146.

- Volumen 19- **Donato-Rondón, J. Ch.** 2001. Fitoplancton de los Lagos Andinos del Norte de Sudamérica (Colombia). 1/16, xii+222.
- Volumen 20- **Aristizábal García, H.** 2002. Los hemípteros de la película superficial del agua en Colombia. 1/16. xv+242, 331 figs.
- Volumen 21- **Pinto, M.** 2002. Estudio sistémico del género *Cavia*. 1/16. 216 pp. 38 figs. 31 láminas, 59 tablas.
- Volumen 22- **Orozco Pardo, C. I.** 2003. Evolutionary biology of *Brunellia* Ruiz & Pavón (Brunelliaceae, Oxalidales). 1/16. 198 pp. + tablas, figuras y mapas.
- Volumen 23- **Vargas Jiménez, C. A.** 2004. Propagación de ondas sísmicas y atenuación de ondas de coda en el territorio colombiano. 1/16, xx + 240 pp., tablas, figuras y mapas.

#### COLECCIÓN ENRIQUE PÉREZ ARBELÁEZ

- Volumen 1 - Memorias del seminario en conmemoración del centenario de Erwin Schrödinger. 1987, 1/16, 221 pp.
- Volumen 2 - **Díaz-Piedrahita, S. & A. Lourteig.** 1989. Génesis de una flora. 1/16, vii. + 362 pp, 35 figs.
- Volumen 3 - **Cubillos, G., F.M. Poveda & J.L. Villaveces.** 1989. Historia epistemológica de la Química. 1/16, 128 pp.
- Volumen 4 - **Hernández de Alba, G. & A. Espinosa.** 1991. Tratados de minería y estudios geológicos de la época colonial, 1616-1803, 1/16 xii + 92 pp, 1 fig.
- Volumen 5 - **Díaz-Piedrahita, S. (ed.)** 1991. José Triana, su vida, su obra y su época. 1/16, viii + 188 pp, 73 figs.
- Volumen 6 - **Díaz-Piedrahita, S.** 1991. La Botánica en Colombia, hechos notables en su desarrollo. 1/16, x + 126 pp. 30 figs. (reimpreso 1997).
- Volumen 7 - **Mantilla, L.C. & S. Díaz-Piedrahita.** 1992. Fray Diego García, su vida y su obra científica en la Expedición Botánica. 1/16, xv + 284, 14 figs. (reimpreso 1995).
- Volumen 8 - **Arias de Greiff, J.** 1993. Historia de la Astronomía en Colombia. 1/16, 200 pp. 32 figs.
- Volumen 9 - **Lértora Mendoza, C.** 1995. Fuentes para el estudio de las ciencias exactas en Colombia. 1/16, 316 pp.
- Volumen 10 - **Gauss, C. F.** 1995. Disquisitiones Arithmeticae. Traductores: H. Barrantes, M. Josephy & A. Ruiz Zúñiga. 1/16, 540 pp.
- Volumen 11 - **Murillo Quinche, L.M.** 1997. Obra selecta. 1/16, x + 188 pp, 29 figs, 4 mapas.
- Volumen 12 - **Romero Beltrán, A.** 1997. La investigación de las dolencias infecciosas en la historia. 1/16, xiv + 540 pp.
- Volumen 13 - **Barrantes, H. & A. Ruiz.** 1998. La historia del Comité Interamericano de Educación Matemática. 1/16, x + 198 pp. (español e inglés). Edición electrónica paralela.
- Volumen 14 - **Díaz-Piedrahita, S.** 2000. Matís y los dos Mutis. 1/16, x 346 pp, 41 figs.

#### COLECCIÓN JULIO CARRIZOSA VALENZUELA

- Volumen 1 - **Castillo, G.** 1992. Física Cuántica, teoría y aplicaciones. Tomo I, 1/16, xxxii + 410, 77 figs.

- Volumen 2 - **Bernal de Ramírez, I.** 1993. Análisis de alimentos. 1/16, xviii + 314 pp, 28 figs. (reimpreso 1998).
- Volumen 3 - **Castillo, G.** 1994. Física Cuántica, teoría y aplicaciones. Tomo II. 1/16, xx + 406 pp., 49 figs.
- Volumen 4 - **Cáceres, D. (ed.)** 1995. Creando ciencia crean docencia. 1/16, 140 pp, 38 figs.
- Volumen 5 - **Romero, C.M. & L.H. Blanco.** 1996. Tópicos de Química Básica. 1/16, 240 pp, 56 figs.
- Volumen 6 - **Peña, G. & M. Pinto.** 1996. Mamíferos más comunes en sitios precerámicos de la sabana de Bogotá. 1/16, 98 pp, 1 mapa, 6 dibujos a color, 18 láminas y 48 gráficos.
- Volumen 7 - **López, C.** 1998. Mecánica Newtoniana. 1/16, 280 pp, 69 figs.
- Volumen 8 - **Charris, C. J., De Castro K. & J. Varela B.** 2000. Fundamentos del análisis complejo de una variable. 1/16, 384 pp.
- Volumen 9 - **Varela, J. de D.** 2000. Principios de Cristalografía. 1/16, xx + 250 pp., 141 figs.
- Volumen 10 - **Kairuz de Civetta, A.** 2002. Introducción al estudio de la composición de los alimentos. 1/16, xx + 166 pp. 16 figs., 30 tablas.
- Volumen 11 - **Muñoz Quevedo, José M.** 2003. Topología Básica. 1/16, VIII +236 pp.
- Volumen 12 - **Romero de Pérez, G.** 2003. Microscopía electrónica. 1/16, XX + 290 pp. 105 figs.

#### COLECCIÓN MEMORIAS

- Volumen 1 - (1994) Memorias del Seminario Nacional "El quehacer teórico y las perspectivas holista y reduccionista. 1/16, viii + 184 pp.
- Volumen 2 - (1994) Memorias del Seminario Konrad Lorenz sobre Etología. 1/16, iv + 38 pp.
- Volumen 3 - (1995) Memorias del Seminario-taller sobre Alta Montaña Colombiana. 1/16, 116 pp.
- Volumen 4 - (1996) Memorias del Primer Congreso Nacional de Neurocomputación. 1/16, xiv + 184 pp.
- Volumen 5 - (1996) Memorias del Primer Congreso Nacional de sobre Cambio Climático. 1/16, 138 pp, 9 figs.
- Volumen 6 - (1996) Memorias del Coloquio "Ciencia, tecnología y cultura". 1/16, xii + 198 pp.
- Volumen 7 - (1996) Memorias de la III Escuela de verano en Geometría Diferencial, ecuaciones diferenciales parciales y análisis numérico. 1/16, xiv + 174 pp.
- Volumen 8 - (1996) Memorias del Seminario de Ciencia Teórica. 1/16, xv + 170 pp.
- Volumen 9 - (1997) Memorias del Seminario en conmemoración de los 440 años del nacimiento de René Descartes. 1/16, xii + 174 pp.
- Volumen 10 - (2001) Memorias del Simposio Pueblos y Ambientes del pasado precolombino. 1/16, viii + 312 pp.
- Volumen 11 - (2001) Reflexiones sobre la ciencia y la tecnología: Colombia al iniciarse el siglo XXI. 1/16, x+166 pp.

#### COLECCIÓN LUIS DUQUE GÓMEZ

- Volumen 1 - **Bueno Hernández, A. & J. Llorente Bousquets.** 2003. El pensamiento biogeográfico en Alfred Russel Wallace. 14x21, 196 pp, 29 figs.

## EDICIONES ESPECIALES

- Francisco José de Caldas, su vida, su personalidad, su obra y el descubrimiento de la hipsometría. 1958. 1/16 refilado. 94 pp.
- Alexander von Humboldt en Colombia. Extractos de sus diarios. 1982. Arias de Greiff, J. (ed.). 1/8 refilado. 286 pp., 20 figs.
- Status and problems of Science in Latin America and the Caribbean. 1990. Guardiola, M.L., J.L. Villaveces & G. Violini (eds.). 1/16. 542 pp.
- Science in Latin America and the Caribbean ad its role in regional development. 1992. Hamende, A., M.H. Hassan, J.L. Villaveces & G. Violini (eds.) 1/16. 2 vols. 824 pp.
- El cambio global, ciencia para entender el mañana. 1998. Lozano, J. (ed.), carta, 322 pp. Figs., mapas y gráficos.
- Tradición Académica. Diccionario Biográfico y Bibliográfico de la Academia Colombiana de Ciencias Exactas, Físicas y Naturales. 1/16. x + 434 pp.
- **Díaz Piedrahita, S. & L.C. Mantilla R.** 2001. La terapéutica en el Nuevo Reino de Granada. Un recetario franciscano del siglo XVIII. Publicación especial No. 7 208 pp. 502 figs.

Las anteriores publicaciones pueden ser solicitadas directamente a la Academia.  
Apartado 44763, Bogotá, D.C., Fax (571) 2443186 Tel. (571) 3414805  
Trans. 27 No. 39A - 63/67 – E.Mail: [accefyn@org.co](mailto:accefyn@org.co)  
Se ofrecen en venta o mediante intercambio por publicaciones similares.  
Mayor información a través de Internet: URL: <http://www.accefyn.org.co>



EDITORIAL IMPRESORES  
Edición terminada  
en agosto de 2004.  
Bogotá, D.C. - Colombia



ISBN 958-9205-58-5



9 789589 205587