

TRABAJO DE GRADO

SIMULACIÓN DEL CAMPO DE ONDAS SÍSMICAS Y CARACTERIZACIÓN DE AMPLITUD Y PERÍODO CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN PARA LAS CIUDADES GUARENAS-GUATIRE.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Lic. Morfe P. Julio C.
Para optar al título de Magister Scientiarum
en Geofísica.

Caracas, 2011

TRABAJO DE GRADO

SIMULACIÓN DEL CAMPO DE ONDAS SÍSMICAS Y CARACTERIZACIÓN DE AMPLITUD Y PERÍODO CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN PARA LAS CIUDADES GUARENAS-GUATIRE.

TUTOR ACADÉMICO: Dr. Michael Schmitz.

Presentado ante la Ilustre
Universidad Central de Venezuela
Por el Lic. Morfe P. Julio C.
Para optar al Título de Magister Scientiarum
en Geofísica.

Caracas, 2011

Caracas, (mayo, 2011)

Los abajo firmantes, miembros del Jurado designado por el Consejo de Facultad de Ingeniería, para evaluar el Trabajo de Grado presentado por el Licenciado Julio Cesar Morfe Peña, titulado:

“SIMULACIÓN DEL CAMPO DE ONDAS SÍSMICAS Y CARACTERIZACIÓN DE AMPLITUD Y PERÍODO CON FINES DE MICROZONIFICACIÓN PARA LAS CIUDADES GUARENAS-GUATIRE”

Consideran que el mismo cumple con los requisitos exigidos por el plan de estudios conducente al Título de Magíster Scientiarum en Geofísica, sin que ello signifique que se hacen solidarios con las ideas expuestas por el autor, lo declaran APROBADO.

Dr. Miguel Bosch

C.I. 5.531.903

Facultad de Ingeniería UCV

Dr. Herbert Rendón

C.I. 4.455.743

Funvisis

Dr. Michael Schmitz

C.I.E-84.322.148

Facultad de Ingeniería UCV

Tutor

DEDICATORIA

Quiero dedicar este trabajo a Dios sobre todas las cosas, a mis padres Cesar Morfe y María Luisa Peña.

A mis hermanas Rosa y Maritza.

A mis amigos el Rab. Roberto, su esposa Amarelis, y Zoraida.

Y a todos mis amigos del Alma.

*“ Tu eres el origen de todos orígenes y la causa de todas las causas,
y roca de mi destino en mi día de tribulación ”*

AGRADECIMIENTOS

A la Universidad Central de Venezuela, por haberme permitido estar en sus aulas y dejarme realizar mis estudios.

Al Dr. Michael Schmitz Tutor Académico y Herbert Rendon Tutor Industrial, por sus asesorías, orientaciones y apoyo.

Se agradece el financiamiento por el Convenio de Cooperación Integral Cuba-Venezuela, VII Comisión Mixta.

A mis padres, César Morfe y María Luisa Peña y a mi familia, por ser mi principal fuente de apoyo.

Al Rab. Roberto L. y su esposa Amarelis, por su apoyo. Estoy agradecido por el amor que me han mostrado.

A Leonardo Alvarado amigo, por su asesoría y orientación en el manejo del programa por acceso remoto del Centro Internacional para Física Teórica de Trieste, Italia, desde FUNVISIS.

A mis amigos Edwin Amaris por su asesoría en las secciones 2D de los perfiles, Cecilio Morales gracias por tu apoyo y a Kenny García, gracias por todos los aportes que hicieron en el desarrollo de este trabajo de grado.

Gracias al personal de FUNVISIS por su apoyo durante el desarrollo de este trabajo de grado.

Morfe P., Julio C.

**SIMULACIÓN DEL CAMPO DE ONDAS SÍSMICAS Y
CARACTERIZACIÓN DE AMPLITUD Y PERÍODO CON FINES
DE MICROZONIFICACIÓN PARA LAS CIUDADES
GUARENAS-GUATIRE.**

**Tutor Académico: Dr. Michael Schmitz. Tutor Industrial: Dr. Herbert Rendon.
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y
Geofísica. Año 2011.**

Palabras Claves: Simulación, Sismos, Espectros de Respuestas Sísmicas.

Resumen. El estudio de la respuesta sísmica del suelo se puede realizar a través de métodos experimentales (mediciones de campo) como la determinación de las frecuencias fundamentales por medio de la relación H/V y el espectro de respuesta para la aceleración, lo cual evalúa los aspectos de la respuesta sísmica. Por otro lado, el estado del arte computacional aporta técnicas matemáticas para el cálculo numérico de los sismogramas sintéticos. Estas técnicas permiten simular la propagación de las ondas sísmicas en medios geológicos complejos. Se ha realizado la estimación de la respuesta sísmica 2D del suelo por medio de la generación de sismogramas sintéticos a lo largo de 4 perfiles, en Guarenas-Guatire. Aplicando la técnica llamada método híbrido, que utiliza el método analítico (sumatoria modal) y numérico (diferencias finitas), para obtener la respuesta sísmica hasta una frecuencia máxima de 5 Hz. Se recolectó toda la información geológica, geofísica local y regional, y construcción de secciones 2D para los 4 perfiles escogidos. Hay 3 perfiles con sismos dirección Norte-Sur y Sur-Norte, cuya longitud varía entre 3 y 6 Km, y un perfil de dirección Oeste-Este con una longitud de 13 Km. Se escogieron 3 eventos escenarios, ubicados en el Sistema de Falla de San Sebastián (Norte), en la Falla Pichao del sistema de fallas La Victoria (Sur) y en la Falla Tacagua (Oeste), con magnitudes de $M_w = 7$, $M_w = 6$ y $M_w = 5$, respectivamente. Se generaron los diferentes parámetros relativos del suelo (RSP H/V: relación espectral de potencia H/V, RSRA: relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical, y también sismogramas sintéticos).

Analizando la relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración en los bordes (amplificaciones considerables en la componente transversal) y centro de los perfiles, junto con el espesor de la capa más somera de sedimentos en la cuenca la cual es una fracción entre 6.5% y 7.5% del espesor total a los Esquistos Las Mercedes (estos porcentajes es lo que más predomina en la cuenca; y en los bordes) se tiene que esta capa somera de sedimentos contribuye significativamente a la amplificación de las ondas Love y contribuye a las altas amplificaciones de la componente horizontal

de la onda Rayleigh. Por otro lado, la componente vertical del movimiento no sufre amplificaciones importantes, por la presencia de la capa más somera de sedimentos en la cuenca.

En la relación del espectro de respuesta para la aceleración transversal se observan amplificaciones entre 3 y 5 veces, y considerables amplificaciones para la componente radial, cerca del borde de la cuenca más alejado de la fuente del sismo. Estas amplificaciones en la componente transversal son debidas a las moderadas pendientes en los bordes sur y norte de la cuenca, las cuales son buenos reflectores de la energía sísmica, (las ondas reflejadas se superponen a las ondas directas que son generadas en los bordes más cercanos al sismo, prolongando la duración del movimiento y aumentando su amplitud) y principalmente por la amplificación causada por el espesor importante de los sedimentos someros (tienen menor impedancia que la Formación Guatire). La componente radial tiene fuertes amplificaciones debido a que las ondas SV generadas por el sismo inciden en el ángulo crítico ó cercano a este, sobre la superficie convirtiéndose parte de la onda SV, del basamento en una onda “SP” muy intensa que viaja horizontalmente a la superficie y origina una fuerte respuesta del valle cuando incide en él por el costado y, a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos en el movimiento horizontal de la onda Rayleigh.

El espectro de la aceleración horizontal tiene mucho más amplificación que el espectro de la aceleración vertical, significando esto que para las frecuencias fundamentales por medio de la relación H/V, las estructuras pueden sufrir (probablemente) mayores daños por la componente horizontal del movimiento que por la componente vertical.

Al compararse los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental por medio de la relación H/V con los resultados de las simulaciones (frecuencias fundamentales), se observa una buena concordancia. Para los perfiles norte-sur y sur-norte la simulación de la relación H/V arrojó amplificaciones máximas entre 3 y 5 veces con frecuencias fundamentales entre 0.5 y 1.9 Hz en la parte profunda de la cuenca.

En la microzonificación sísmica de la cuenca, esta se divide en 2 zonas, la zona 1 en el borde de la cuenca de ancho aproximadamente 1 Km, donde la relación H/V (simulación) tiene una amplitud máxima entre 2 y 5 veces para un intervalo de frecuencia de 1 a 2.5 Hz y la zona 2 el resto de la cuenca (centro) donde la relación H/V arrojó amplificaciones máximas entre 3 y 8 veces con frecuencias fundamentales entre 0.5 y 1.9 Hz. Estas frecuencias fundamentales no deben coincidir con las frecuencias de resonancia de las estructuras para evitar que las edificaciones colapsen. El presente trabajo está enmarcado dentro del Convenio de Cooperación Integral Cuba-Venezuela, VII Comisión Mixta y llevado a cabo por FUNVISIS en cooperación con CENAIIS (Cuba).

ÍNDICE GENERAL

DEDICATORIA.....	IV
AGRADECIMIENTOS.....	V
RESUMEN.....	VI
ÍNDICE GENERAL.....	VIII
LISTA DE ECUACIONES.....	XII
LISTA DE FIGURAS.....	XVI
LISTA DE TABLAS.....	XXIV
CAPÍTULO I.....	1
INTRODUCCIÓN.....	1
1.1 GENERALIDADES.....	1
1.2 Planteamiento del Problema.....	2
1.3 Antecedentes.....	3
1.4 Objetivos.....	5
1.4.1 General.....	5
1.4.2 Específicos.....	5
1.5 Justificación.....	6
1.6 Metodología.....	7
1.7 Ubicación.....	9
CAPÍTULO II.....	10
Marco Geológico.....	10
2.1 Geología Regional.....	10

2.1.1 Origen y Evolución Tectónica del Caribe.....	11
2.1.2 Estratigrafía de la Cuenca de Guarenas Guatire.....	12
2.1.3 Aluvión (Qal).....	14
2.1.4 Terrazas aluvionales (Qtz).....	14
2.1.5 Asociación Metasedimentaria Caracas.....	15
2.1.6 Tectonismo y Sedimentación de la Cuenca Guarenas-Guatire.....	16
2.1.7 Consideraciones Paleogeográficas.....	19
2.2 Geología Estructural.....	20
2.2.1 Generalidades.....	20
2.2.2 Fallas.....	21
2.3 Geología Local.....	21
2.3.1 Consideraciones Fisiográficas.....	21
2.3.2 Generalidades.....	22
2.3.3 Formación Guatire.....	24
CAPÍTULO III.....	26
Marco Teórico.....	26
3 Conceptos Previos.....	26
3.1 El Campo de Onda Sísmico.....	26
3.1.1 Ecuaciones de movimiento y relaciones constitutivas.....	26
3.1.2 Ecuaciones de movimiento elástico para un semi-espacio con heterogeneidades verticales.....	28
3.1.3 Método Multimodal (Ondas SH y P-SV) en un semiespacio estratificado (Para la parte Regional del Perfil).....	29

3.1.4 Modos de Love (Campo lejano).....	31
3.1.5 Modos de Rayleigh (Campo lejano).....	37
3.2 Modos radiados por fuentes puntuales en medios anelásticos (Para la parte Regional del Perfil).....	40
3.3 Método de diferencia finita.....	44
3.3.1 Esquema de diferencia finita para ondas SH.....	44
3.3.2 Esquema de diferencia finita para ondas P-SV.....	50
CAPÍTULO IV.....	56
METODOLOGÍA.....	56
4.1 Metodología para confeccionar un modelo regional del subsuelo.....	56
4.2 Definición de mecanismos focales para sismos escenarios.....	61
4.3 Metodología para calcular los sismogramas sintéticos y espectros de frecuencias del modelo 2D (sumatoria modal y diferencias finitas).....	79
4.3.1 Parámetros físicos, factor Q_p y Q_s , velocidades V_p , V_s y densidades del modelo 2D.....	79
CAPÍTULO V.....	88
RESULTADOS, ANÁLISIS E INTERPRETACIÓN.....	88
5.1 Definición.....	88
5.1.1 Perfil 1A.....	88
5.1.2 Perfil 1B.....	95
5.1.3 Perfil 2A.....	99
5.1.4 Perfil 2B.....	104

5.1.5 Perfil 3A.....	108
5.1.6 Perfil 3B.....	113
5.1.7 Perfil 4.....	117
5.2 INTERPRETACIÓN.....	121
CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.....	124
BIBLIOGRAFÍA.....	126
ANEXOS.....	131

INDICE DE ECUACIONES

Ec. (Nº)	Página
(3.1): Ecuaciones de movimiento.....	27
(3.2): Deformación en función del desplazamiento.....	27
(3.3): Ley de Hooke	28
(3.3a): Ley de Hooke para medio isotrópico	28
(3.4): Ley de Hooke para medio isotrópico	28
(3.5): Ecuaciones que describen el movimiento para la capa “m-th”	30
(3.6): Condiciones de frontera para el medio estratificado	30
(3.7): Soluciones periódicas de las ecuaciones de movimiento capa “m-th”	31
(3.8): Esfuerzo asociado a la capa “m-th”	31
(3.9): Definición de constantes	31
(3.10): Soluciones de la ecuación elástica, evaluadas en $z = 0$	33
(3.11): Soluciones de la ecuación elástica, evaluadas en $z = d$	33
(3.12): Ecuación (10) en función de la ecuación (11)	33
(3.13): Matriz de capa	34
(3.14): Matriz de capa	34
(3.15): Matriz de capa	35
(3.16): Función de dispersión para los modos Love.....	36
(3.17): Ecuación que describe el movimiento del medio (eje “x”), para capa “m-th”	37

Ec. (Nº)	página
(3.18): Ecuación que describe el movimiento del medio (eje “z”), para capa “m-th”.....	37
(3.19): Ecuación de onda estandar.....	37
(3.20): Ecuación de onda compresional homogénea	38
(3.21): Ecuación de onda de cizalla homogénea	38
(3.i): Solución de la ecuación de onda compresional.....	38
(3.ii): Solución de la ecuación de onda de cizalla.....	38
(3.22): Soluciones de la ecuación de onda.....	39
(3.23): Campo elástico para el eje “x”	39
(3.24): Campo elástico para el eje “z”	39
(3.25): Esfuerzo σ_{zz}	39
(3.26): Esfuerzo σ_{zx}	40
(3.27): Transformada temporal de Fourier del desplazamiento.....	42
(3.28): integrales de energía.....	43
(3.3.1): Desarrollo en serie de Taylor de una función de tres variables.....	45
(3.3.2): Serie de Taylor de una función de tres variables.....	45
(3.3.3): Serie de Taylor discretizada de una función, entorno a x_{i+1}	45
(3.3.4): Serie de Taylor discretizada de una función, entorno a x_{i+2}	46
(3.3.5): Segunda derivada parcial en diferencias finitas.....	46

(3.3.6): Ecuación de movimiento para ondas transversales propagándose en el plano (x-z).....	46
(3.3.7): Ecuación de movimiento para ondas transversales en diferencias finitas...	46
(3.3.8): Condiciones de frontera en la interface de dos medios.....	47
(3.3.9): Condiciones en la interface entre dos medios, en diferencias centrales.....	47
(3.3.10): Puntos ficticios en las condiciones de interface, en diferencias centrales.....	48
(3.3.11): Ecuación de movimiento para ondas transversales, en un medio heterogéneo y en diferencias finitas.....	49
(3.3.12): Ecuación de movimiento en diferencias finitas para ondas transversales en un medio heterogéneo, en forma explícita.....	49
(3.3.13): Datos de Cauchy.....	49
(3.3.14): Datos de Cauchy en diferencias finitas.....	50
(3.3.15): Desarrollo en serie de Taylor de una función de tres variables entorno a x_{i-1}	50
(3.3.16): Primera derivada parcial de una función de tres variables en diferencias finitas.....	51
(3.3.17): Sistema hiperbólico de ecuaciones de movimiento de primer orden, para ondas “P-SV” y ecuaciones constitutivas.....	51
(3.3.18): Ecuación en diferencias finitas centrales donde la velocidad horizontal está en función de los esfuerzos.....	52

(3.3.19): Ecuación en diferencias finitas centrales donde la velocidad vertical está en función de los esfuerzos.....	52
(3.3.20): Ecuación (3.3.18) con el cambio de variables $i = i + 1/2$ y $j = j + 1/2$	52
(3.3.21): Ecuación en diferencias finitas centrales donde la combinación lineal de los esfuerzos normales está en función de las velocidades horizontal y vertical....	53
(3.3.22): Ecuación en diferencias finitas centrales donde la combinación lineal de los esfuerzos normales está en función de las velocidades horizontal y vertical...	53
(3.3.23): Ecuación en diferencias finitas centrales donde el esfuerzo tangencial está en función de las velocidades horizontal y vertical.....	53
(3.3.24): Ecuación (3.3.21) con el cambio de variables $i = i + 1/2$ y $k = k + 1/2$	54
(3.3.25): Ecuación (3.3.22) con el cambio de variables $i = i + 1/2$ y $k = k + 1/2$	54
(3.3.26): Ecuación (3.3.23) con el cambio de variables $j = j + 1/2$ y $k = k + 1/2$	54
(5.1): Relación espectral de potencia RSP.....	88

INDICE DE FIGURAS

Fig.(N°)	Página
(A): Mapa político del Estado Miranda y mapa de la ventana de estudio.....	9
(2.1): Mapa de fallas cuaternarias de Venezuela, área nor-central. Modificado del mapa de fallas cuaternarias de Venezuela, Audemar et al (2000).....	11
(2.2): Mapa estructural de la configuración actual del área limítrofe de la placa tectónica del Caribe y la Suramericana, (Giunta et al., 2002).....	12
(2.3): Corte transversal sintético de la Cordillera de la Costa. Modificado de Orta (2003).....	17
(2.4): Distribución geográfica de los sedimentos de la Formación Guatire (SIG), Modificado de Picard 1976.....	18
(2.5): Modelo de basculamiento para la cuenca de Guatire. En la figura de la derecha se muestra la forma actual de la cuenca, Modificado de Picard (1976) ...	20
(2.6): Mapa geológico de la cuenca Guarenas-Guatire, Modificado de Picard 1976	23
(2.7): Mapa geológico de la cuenca Guatire digitalizado en el programa Mapinfo (SIG), Modificado del Atlas de la cordillera de la Costa, Urbani y Rodríguez (2004).....	25
(3.1): Sistema de referencia adoptado para un semi-espacio heterogéneo verticalmente.....	28
(3.2): Muestra un medio estratificado de capas homogéneas, donde, ρ_m , α_m , β_m , y d_m , son respectivamente la densidad, velocidad de la onda “p”, velocidad de onda “s”, y el espesor de la capa m-th.....	29

(3.3): Sistema de referencia adoptado para el medio estratificado.....	32
(3.4): Muestra un medio estratificado de N capas.....	35
(3.A1): Geometría de fuente y sistema de coordenadas asociado con la superficie libre	41
(3.3.1): Discretización del medio para el caso de propagación de ondas SH.....	48
(3.3.2): Discretización del medio en una grilla escalonada.....	55
(4.1): Ubicación del perfil Birongo Norte-Sur.....	56
(4.2): Modelo de velocidades del perfil Birongo Norte-Sur, donde son identificadas el tope de la corteza superior, corteza inferior y manto superior.....	57
(4.3): Gráfica de velocidad de onda “P”, “S” y factores Q_p y Q_s en función de la profundidad.....	60
(4.4): Ejemplo de cómo editar un archivo “n_o_s.stp”.....	61
(4.5): Ejemplo de cómo editar un archivo “p2r.par”.....	61
(4.6): Ubicación del sismo escenario al norte de Guarenas-Guatire.....	63
(4.7): Gráfico que muestra los ángulos rumbo-receptor, ángulo de deslizamiento de falla y buzamiento en fallas.....	64
(4.8): Muestra un ejemplo de cómo editar un archivo “paratest.par”.....	65
(4.9): Gráfica de la relación de dispersión de las ondas Love.....	66
(4.10): Gráfica de la relación de dispersión de las ondas Rayleigh.....	67
(4.11): Se muestra la máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo rumbo/receptor.....	68
(4.12): Se muestra la máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo de desplazamiento de la falla.....	69

(4.13): Ubicación del sismo escenario en falla Pichao al sur de Guarenas- Guatire.....	71
(4.14): Se muestra la máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo rumbo/receptor.....	72
(4.15): Se muestra la máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo de desplazamiento de la falla.....	73
(4.16): Ubicación del sismo escenario en la Falla Tacagua al Oeste de Guarenas- Guatire.....	75
(4.17): Se muestra la máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo rumbo/receptor.....	76
(4.18): Se muestra la máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo de desplazamiento de la falla.....	77
(4.19): Se muestra la máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo de buzamiento.....	78
(4.20): Ubicación de los perfiles.....	81
(4.21): Muestra la sección 2D del perfil 1.....	84
(4.22): Muestra la sección 2D del perfil 2.....	84
(4.23): Muestra la sección 2D del perfil 3.....	85
(4.24): Muestra la sección 2D del perfil 4.....	85
(4.25): Muestra la sección 2D del perfil 1.....	86
(4.26): Muestra la sección 2D del perfil 2.....	86
(4.27): Muestra la sección 2D del perfil 3.....	87

(5.1): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical perfil 1A	92
(5.2): Muestra la relación espectral de potencia H/V en función de frecuencia y a lo largo del perfil 1A	94
(5.3): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical para perfil 1B	96
(5.4): Muestra la relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 1B, y resultados de datos experimentales.....	98
(5.5): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical para perfil 2A	101
(5.6): Muestra la relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 2A, y resultados de datos experimentales.....	103
(5.7): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical para perfil 2B	105
(5.8): Muestra la relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y lo largo del perfil 2B, y resultados de datos experimentales.....	107
(5.9): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical para perfil 3A	110

(5.10): Muestra la relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 3A, y resultados de datos experimentales.....	112
(5.11): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical para perfil 3B	114
(5.12): Muestra la relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 3B, y resultados de datos experimentales.....	116
(5.13): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical para perfil 4	118
(5.14): Muestra la relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 4, y resultados de datos experimentales.....	120
(5.15): Microzonificación sísmica Guarenas-Guatire.....	124
(A1): Contenido de un archivo “pfdg9.par”	132
(A2): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal en función del tiempo y a lo largo del perfil 1.....	134
(A3): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento radial, velocidad radial y aceleración radial en función del tiempo y a lo largo del perfil 1.....	136
(A4): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal para perfil 2	138

(A5): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal en función del tiempo y a lo largo del perfil 3.....	140
(A6): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal en función del tiempo y a lo largo del perfil 4.....	142
(A7): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal en función del tiempo y a lo largo del perfil 1.....	144
(A8): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento radial, velocidad radial y aceleración radial en función del tiempo y a lo largo del perfil 1.....	146
(A9): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento vertical, velocidad vertical y aceleración vertical en función del tiempo y a lo largo del perfil 1B.....	147
(A10): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal en función del tiempo y a lo largo del perfil 2B	149
(A11): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal, velocidad transversal y aceleración transversal en función del tiempo y a lo largo del perfil 3B	151

(A12): Muestra los sismogramas sintéticos del desplazamiento vertical, velocidad vertical y aceleración vertical en función del tiempo y a lo largo del perfil 3B	153
(A13): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 1A	154
(A14): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 2A.....	155
(A15): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 3A	156
(A16): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 4.....	157
(A17): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 1B.....	158
(A18): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 2B.....	159

(A19): Muestra la relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 3B **160**

(A20): Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para perfil 1..... **161**

(A21): Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para perfil 2..... **161**

(A22): Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para perfil 3..... **162**

(A23): Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para el perfil 4..... **162**

ÍNDICE DE TABLAS

	Página
Tabla.1: Vértices de la ventana de estudio.....	9
Tabla. 4.1: Densidades y espesor de capas para el modelo de corteza.....	57
Tabla. 4.2: Velocidades V_p y V_s para el modelo de corteza.....	58
Tabla. 4.3: Factores de calidad Q_p y Q_s para la corteza.....	59
Tabla. 4.4: Resumen de parámetros geofísicos del modelo de la corteza.....	60
Tabla. 4.5: Parámetros físicos V_p , V_s , Q_p , Q_s y densidad $\rho(\text{gr/cc})$ para la cuenca.....	80

CAPÍTULO I

INTRODUCCIÓN

1.1 GENERALIDADES

Gran parte de la zona central del territorio venezolano presenta una alta amenaza sísmica, debido a la presencia de diversos sistemas de fallas, tales como San Sebastián y Tacagua-El Ávila (Beltrán, 1993; Ollarves et al, 2007), por lo que el presente Trabajo Especial de Grado tiene como objetivo la caracterización de las frecuencias y amplitud de la respuesta sísmica de la zona Guarenas-Guatire aplicando el método híbrido de sumatoria modal y diferencias finitas.

Las ciudades de Guarenas y Guatire constituyen una cuenca con formación post-orogénica, rellena principalmente por sedimentos clásticos no consolidados. Estos sedimentos cubren el basamento metamórfico constituido por los Esquistos de Las Mercedes.

En la presente investigación se aplicó la técnica de sumatoria modal y diferencias finitas para obtener la respuesta sísmica de la cuenca hasta una frecuencia máxima de 5 Hz, generando los diferentes parámetros relativos del suelo (relación espectral de potencia H/V, relación del espectro de respuesta de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical, como también sismogramas sintéticos), para 4 perfiles que representan secciones 2D de la cuenca, donde 3 perfiles tienen sismo de dirección norte-sur y de dirección sur-norte, y un perfil con sismo dirección Oeste-Este. Se realizaron los análisis de los resultados.

1.2 Planteamiento del Problema

En el marco de la microzonificación sísmica de Guarenas y Guatire se necesita conocer la respuesta sísmica en las diferentes partes de las ciudades frente a un terremoto cuyo epicentro esté localizado en el sistema de fallas San Sebastián. Para ello se aplica un conjunto de programas los cuales permiten calcular el desplazamiento, velocidad y aceleración del suelo en las ciudades en estudio. Los parámetros de espesores de capas, densidades y velocidades de ondas compresionales y de cizallamiento de la zona a estudiar son dados por FUNVISIS. Los valores de aceleración, desplazamiento y velocidad son requeridos para la generación de sus correspondientes espectros de frecuencias (periodo de resonancia) en caso de un terremoto, los cuales son utilizados por los ingenieros sismorresistentes para la generación de mapas de microzonación.

1.3 ANTECEDENTES

Basado en los registros históricos de Italia, la intensidad más grande experimentada en Napoli es VIII en la escala MCS (Eposito et al., 1992). El terremoto de Irpinia de 1980 (40 Km al este de Napoli, $M_s = 6.9$, $M_I = 6.5$) es representativo de un fuerte sismo en Napoli, equivalente a la intensidad VIII (MCS). El daño fue concentrado en el centro histórico y en el área este. Los sismogramas registrados en la Torre del Greco, el único registro instrumental de aceleración del suelo próximo a Napoli, han validado los sismogramas sintéticos (Nunziata et al., 2000) calculados con la técnica de sumatoria modal (Panza, 1985; Florsch et al., 1991). Esta validación y la disponibilidad de información geotécnica detallada correspondientes a las condiciones de suelo local permitieron calcular movimiento de tierra bastante realista en las 2 áreas de Napoli: Región de S. Lorenzo representativo del centro histórico (Nunziata et al., 2002) y el Centro Direzionale, dentro de la región de Poggioreale, una nueva área desarrollada con rascacielos de importante uso social (Nunziata et al., 2000). Los sismogramas sintéticos fueron calculados usando el enfoque híbrido desarrollado por Fäh (1992) el cual es basado en el método de sumatoria modal y diferencia finita. El movimiento sísmico en Napoli ha sido calculado para el terremoto de 1980 ($M_s = 6.9$).

Los perfiles de velocidad de onda de cizalla han sido asignados, basados en pruebas de pozo e inversión de velocidades de grupo generadas artificialmente. Los sismogramas de ondas P-SV y SH han sido calculados a lo largo de secciones representativas de cada zona, asumiendo los seleccionados perfiles de velocidad. Napoli es un buen ejemplo de una gran ciudad mediterránea con alto riesgo sísmico, principalmente a causa de la alta vulnerabilidad debida a la alta densidad de población y la naturaleza del entorno construido. Se calcularon amplificaciones espectrales máximas y promedias basadas en los seleccionados modelos de Vs. Ellas son caracterizadas por picos de 2-4 en frecuencias próximas a las autofrecuencias de

los edificios dañados, indicando que el daño puede ser atribuido no únicamente a la degradación de los edificios sino también a los efectos de sitio.

En el municipio de Bucarest (Rumania), se desarrolló un mapa de microzonación sísmica, motivados por los fuertes terremotos en el distrito rumano de Vrancea (varios kilómetros al Noreste de Bucarest), usando un complejo método híbrido de modelado de onda, el cual combina la técnica de sumatoria modal, para un medio anelástico lateralmente homogéneo, y la técnica de diferencia-finita, optimizando la ventaja de ambos métodos. El método híbrido permite calcular los parámetros del movimiento sísmico en cualquier sitio de interés, para fuentes sísmicas dadas y propiedades geotécnicas/geológicas del medio de propagación. El modelado es validado al comparar los sismogramas sintéticos (Panza et al.,1996) con los registros de los 3 últimos terremotos más fuertes de Vrancea ($M_w > 6$). Se consideró para los cálculos el rango de frecuencia de 0.05 a 1Hz. Bucarest es el centro económico y cultural más grande de Rumania, expuesto al riesgo sísmico debido a los fuertes terremotos de Vrancea, tiene alrededor de 10% de la población del país. Durante el último siglo la ciudad fue afectada por 3 terremotos en Vrancea de magnitud $M_w > 7$, los cuales ocurrieron en 1940, 1977 y 1986.

1.4 Objetivos:

1.4.1 General:

Simulación numérica 2D de la respuesta sísmica de la zona Guarenas-Guatire aplicando el método híbrido de sumatoria modal y diferencias finitas.

1.4.2 Específicos:

1. Generación de un modelo de capas de la corteza terrestre para las adyacencias de Guarenas-Guatire desde la corteza superior hasta el manto a una profundidad de 100Km, en donde se especifiquen parámetros geofísicos de velocidades V_p , V_s , densidad y coeficientes de atenuación.
2. Corrida de la simulación numérica del área en estudio siguiendo un modelo de capas planas de la corteza generado, para la definición del sismo escenario.
3. Digitalización de perfiles 2D de la estructura de la cuenca sedimentaria de Guarenas-Guatire, con orientaciones variables N-S y E-W, para la generación de un modelo integrado.
4. Generación de sismogramas sintéticos para los diferentes perfiles definidos en la cuenca Guarenas-Guatire.
5. Generación de los mapas de espectros de frecuencias para los parámetros de velocidad, desplazamiento y aceleración.
6. Determinar los períodos de resonancia de la respuesta sísmica del subsuelo para la zona en estudio.
7. Análisis e interpretación de los resultados obtenidos para la definición de microzonas de igual respuesta sísmica de la cuenca Guarenas-Guatire.

1.5 Justificación

Para estimar los movimientos esperados en las diferentes partes en las ciudades de Guarenas y Guatire ante un sismo fuerte, una aproximación muy útil para la microzonación sísmica es el desarrollo y uso de herramientas de modelado basadas en el conocimiento teórico de la física de la fuente sísmica y de propagación de onda, y por otro lado, la información geotécnica, geológica, tectónica, sismotectónica, e histórica disponible.

La fase inicial de este trabajo requiere la colección de todos los datos disponibles concernientes a la geología somera y la construcción de perfiles a lo largo de los cuales se modela el movimiento de tierra.

El resultado son mapas de los movimientos de tierra esperados, también mapas basados en los espectros de respuesta y cálculos de espectro de energía elástica y mapas de microzonificación.

1.6 Metodología

La metodología aplicada durante este estudio está organizada bajo las siguientes etapas:

Estudiar de aspectos teóricos del cálculo de sismogramas sintéticos de ondas superficiales y su aplicación a la microzonificación sísmica.

Confeccionar un modelo regional del subsuelo que abarque corteza superior, corteza inferior y manto hasta una profundidad de 100Km, para la región de Guarenas-Guatire.

Hacer un análisis de la influencia de la selección de los parámetros de la estructura de corteza-manto superior sobre la generación de ondas Rayleigh para una frecuencia máxima de 10Hz. Ajuste del modelo confeccionado en el punto anterior.

Generar de los perfiles de la estructura de la cuenca sedimentaria de Guarenas-Guatire de dirección N-S y E-O (4 perfiles).

Elaborar el modelo de entrada para los cálculos con todos los parámetros requeridos.

Calcular los sismogramas sintéticos (modos Love y Rayleigh) por acceso remoto al Centro Internacional para Física Teórica de Trieste, Italia, desde Funvisis. Estos se calculan a lo largo de los perfiles aplicando un software basado en el método híbrido de Suma Modal-Diferencia Finitas, que resuelve las ecuaciones que gobiernan la propagación de las ondas sísmicas en medios lateralmente heterogéneos, para el caso de las ciudades en estudio, mediante el uso de parámetros geológicos y geofísicos de la zona de interés.

Determinar la conformación del subsuelo e interpretación de los resultados.

Analizar los resultados, en aceleración, velocidad y desplazamiento. Obtención de los espectros de frecuencia.

Los resultados anteriores se usarán para crear un esquema de microzonación sísmica de Guarenas-Guatire.

1.7 UBICACIÓN

El área de estudio se encuentra en Guarenas (Municipio Plaza) y Guatire (Municipio Zamora), Estado Miranda, en la parte nor-central de Venezuela. Esta zona constituye un valle enclavado en el sistema montañoso norte costero del país (Figura A).

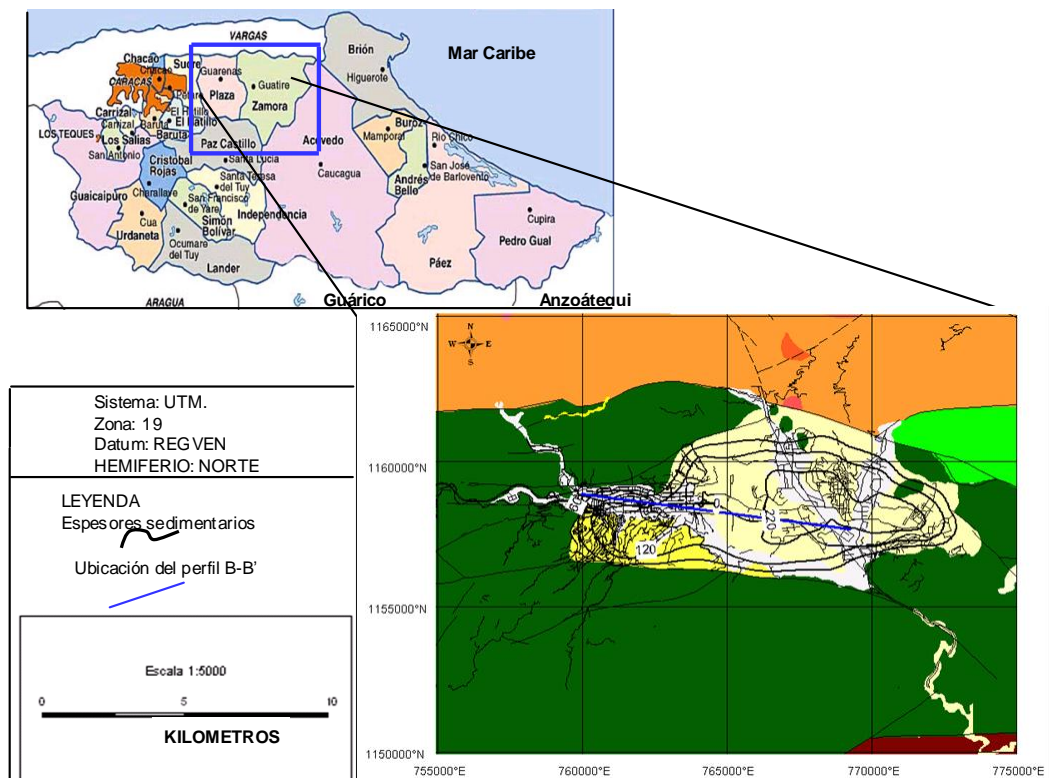


Figura. A. Arriba: Mapa político del Estado Miranda, (www.a-venezuela.com, 2008). Abajo: Mapa digitalizado de la ventana de estudio con isólinas de espesores de sedimentos. Tomado de Noda 2008.

Tabla.1. Vértices de la ventana de estudio.

Vértice	UTM(E-W)	UTM(N-S)	Longitud (Grados)	Latitud (Grados)
1	755000°E	1150000°N	-66,67099909	10,3948091002
2	775000°E	1150000°N	-66,4884494	10,3934309271
3	775000°E	1165000°N	-66,48735868	10,52896451138
4	755000°E	1165000°N	-66,66998739	10,5303610489

CAPÍTULO II

MARCO GEOLÓGICO

2.1. Geología Regional

La cuenca de Guarenas-Guatire pertenece geológicamente a la Cordillera de la Costa, la cual constituye la cadena montañosa ubicada en el norte de Venezuela en la zona costera del país. Este sistema forma parte de la amplia zona de interacción entre la placa tectónica del Caribe y la placa tectónica suramericana, mediante un conjunto de fallas tipo transcurrente dextrales, la mayoría con orientación este-oeste y sísmicamente activas (Giunta et al., 2002). Este sistema está limitado en su extremo occidental, en la región de Barquisimeto por una depresión topográfica y estructural de los Andes de Venezuela y en su parte oriental por el Golfo de Barcelona. Más hacia el este se extiende hasta la Península de Araya y Paria. Hacia el norte limita con el Mar Caribe por medio del sistema de fallas transcurrente dextral de San Sebastián y en el sur por una depresión axial perteneciente a la Serranía del Interior (Fig. 2.1).

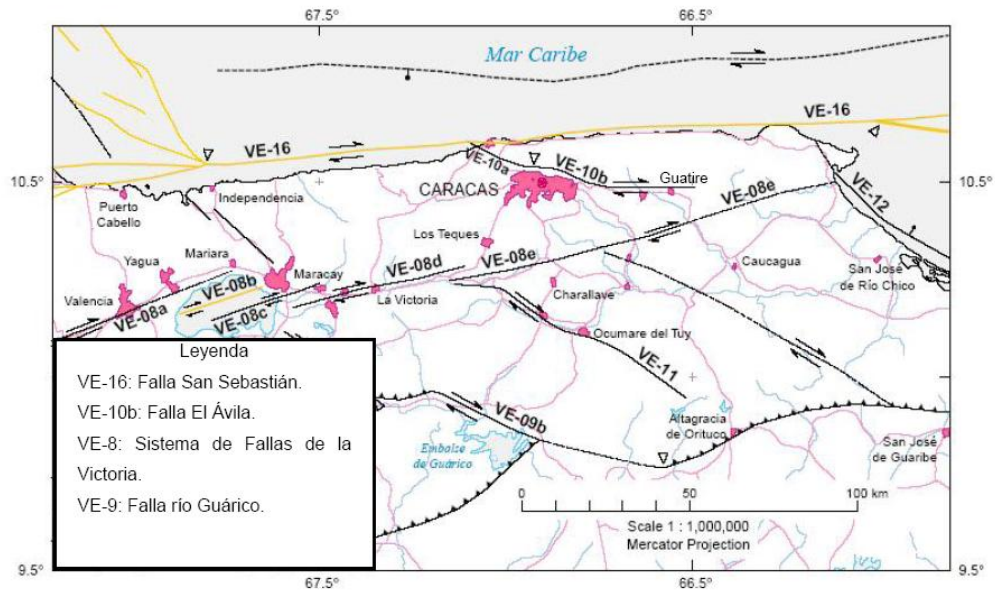


Fig.2.1: Mapa de fallas Cuaternarias de Venezuela, área nor-central. Modificado del mapa de fallas cuaternarias de Venezuela, Audemard et al. (2000)

2.1.1. Origen y Evolución Tectónica del Caribe

El origen y la evolución del Caribe (Fig. 2.2) han sido objeto de diversos estudios y tema de amplio debate en los últimos años (e. g: Navarro et al., 1988; Ostos, 1990; Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1993). Muchos modelos han sido propuestos hasta ahora sin llegar a una solución o un modelo único aceptado, sin embargo, como consecuencia de dichos estudios actualmente se cuenta con una gran variedad de datos, en su mayoría evidencias netamente geológicas, sobre dicha área de estudio.

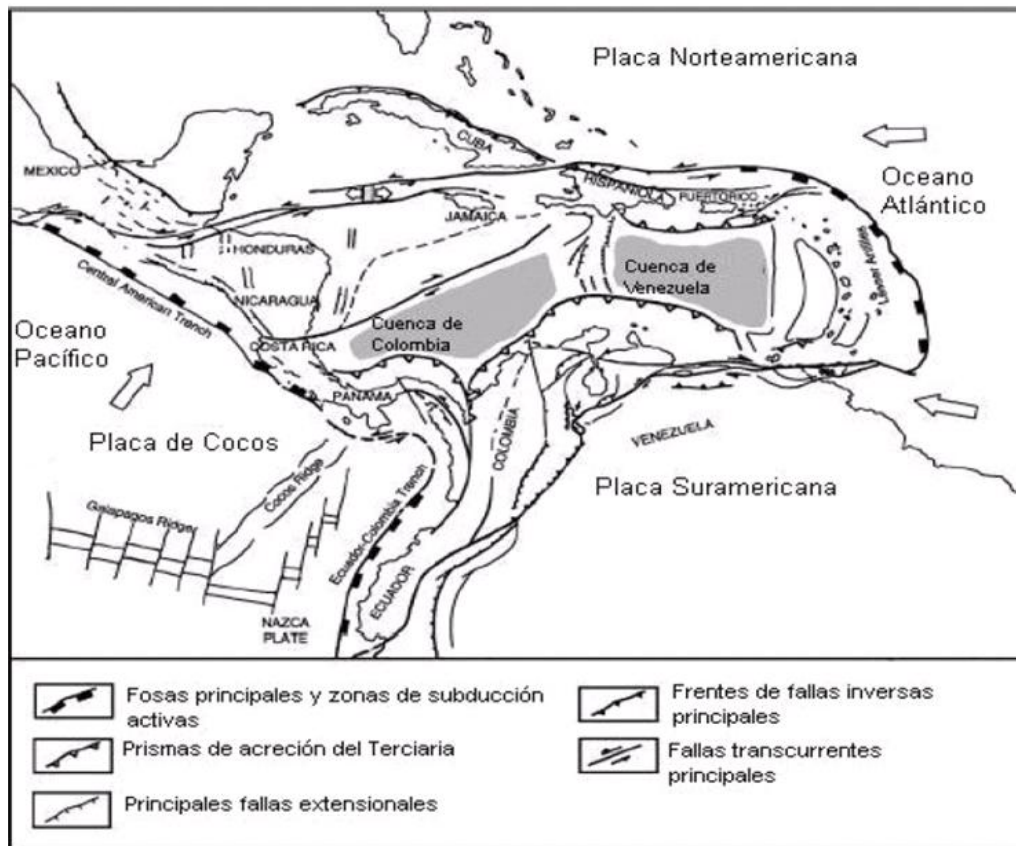


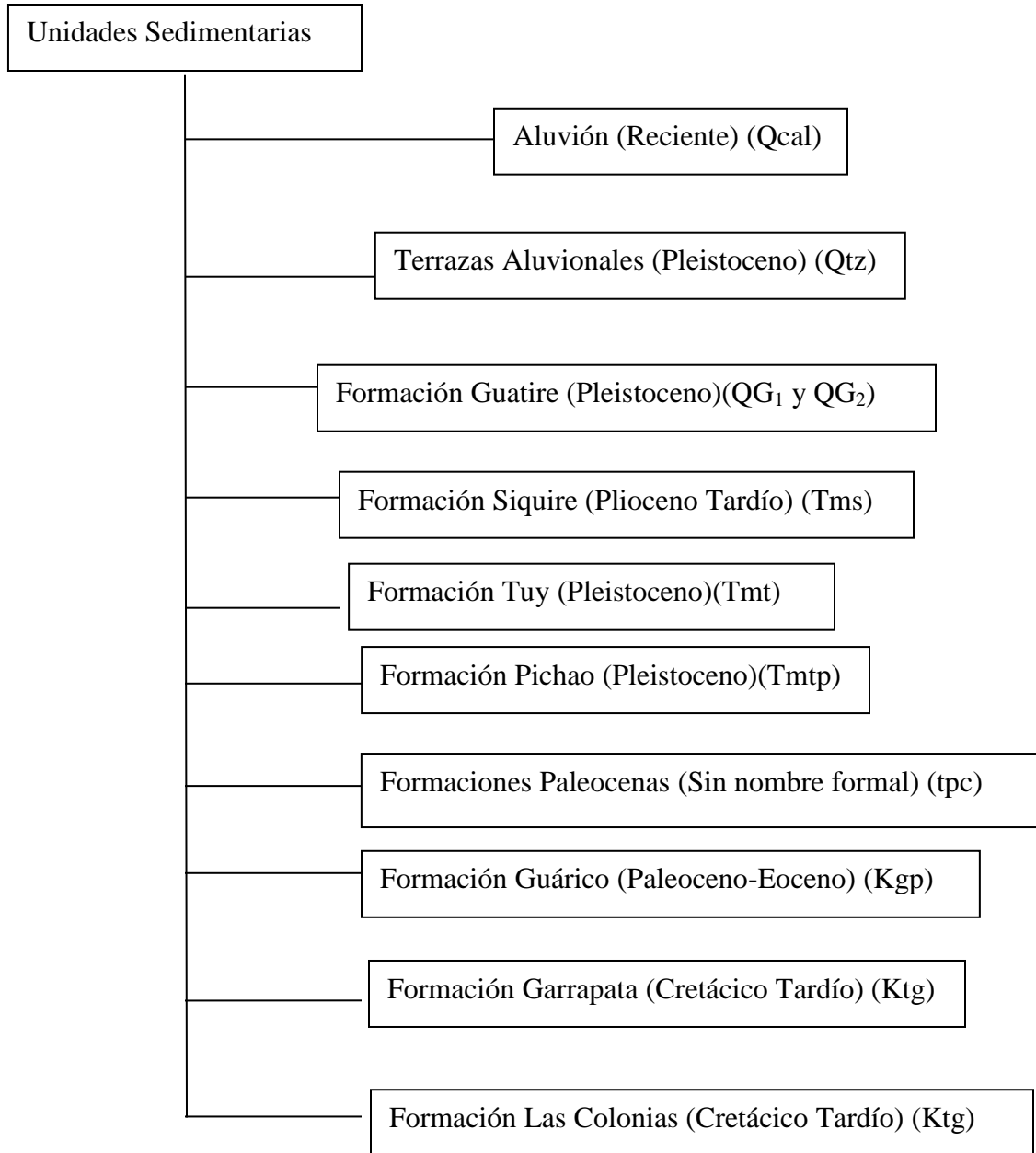
Fig. 2.2: Mapa estructural de la configuración actual del área limítrofe de la placa tectónica del Caribe y la Suramericana (Giunta et al., 2002).

2.1.2. Estratigrafía de la Cuenca de Guarenas Guatire

Las rocas presentes se pueden dividir en tres grupos: rocas sedimentarias de edad pleistocena, terrazas aluviales de edad pleistocena y aluviones de edad cuaternaria, suprayacentes sobre el Esquistos de Las Mercedes y en algunas zonas con el Esquistos Las Brisas de la Asociación Metasedimentaria de Caracas.

Orta (2003) presenta la secuencia de las unidades sedimentarias de las cuencas Tuy, Guarenas-Guatire y de la Faja Piemontina de la Serranía del Interior Central.

Esquema de las unidades sedimentarias de las cuencas Guarenas-Guatire, Tuy y la Faja Piemontina de la Serranía del Interior:



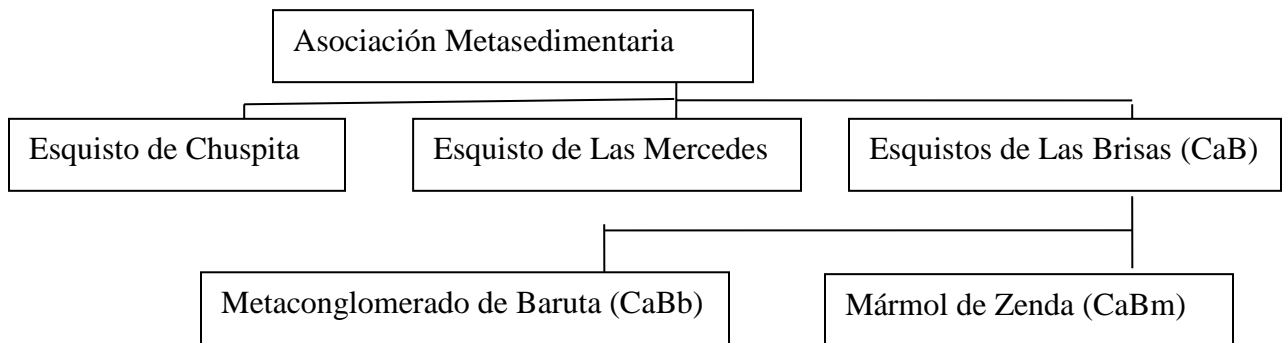
2.1.3. Aluvión (Qal):

Se encuentra en los cauces de los drenajes aflorando de manera discontinua y está presente en el curso del río Guarenas. Se encuentra discordante sobre la Formación Guatire y sobre los Esquistos de Las Mercedes y Las Brisas.

2.1.4. Terrazas aluvionales (Qtz):

Picard (1976) describe esta unidad constituida principalmente por sedimentos con alto contenido de óxidos y granos teñidos de óxido. Sus contactos, al igual que el aluvión, son discordantes sobre las unidades adyacentes y concordantes con el aluvión.

Picard y Pimentel (1968) refieren que esta unidad se encuentra en los cauces de los ríos que atraviesan la cuenca. Audemard (1984) realiza una descripción de las terrazas aluvionales en la quebrada Soapire y las menciona como secuencias con un alto contenido conglomerático de tonos pardos rojizos y matriz arenosa, que en ocasiones presenta intercalaciones de limonita y lutita; indica que estas secuencias varían de espesor y proporción. También destaca que esta unidad es la más elevada, antigua y alejada del curso de los ríos. Orta (2003) realiza una clasificación esquemática bien basada en el trabajo de Urbani (2002), que se muestra a continuación:



2.1.5. Asociación Metasedimentaria Caracas:

Esta asociación hoy día está constituida por los esquistos de Las Brisas, Las Mercedes y Chuspita, ocupando la franja septentrional de la Serranía Costera de la Cordillera de la Costa, inmediatamente al sur de las franjas que ocupan las asociaciones La Costa y Ávila.

Urbani (2000) propone cambiar el nombre de Grupo Caracas a Asociación Metasedimentaria Caracas, para adaptar la nomenclatura a las normas de unidades litodémicas.

Litología tipo: La litología típica del Esquisto de Las Brisas es el esquisto (ó filita) cuarzo- moscovítico-feldespático± clorítico, así como metarenisca y metaconglomerado también cuarzo-feldespático-micáceo.

En el Esquisto de Las Mercedes predomina el esquisto cuarzo-calcáreo-muscovítico-grafitoso, de color gris oscuro, e igualmente en el Esquisto de Chuspita, si bien en ella hay mayor abundancia de metarenisca. Para mayores detalles véase las unidades citadas.

Extensión Geográfica: La Asociación aflora típicamente en la región de Caracas-Los Teques y sus alrededores, y se ha cartografiado como una franja casi continua en sentido este-oeste que se extiende desde el estado Yaracuy, hasta la zona de Barlovento en el estado Miranda. Sus unidades constituyen una franja predominante de la Cordillera de La Costa. Barboza y Rodríguez (2001) muestran la distribución de esta Unidad en el estado Vargas.

Contactos: los contactos entre las rocas de esta Asociación con la Asociación Metamórfica Ávila hacia el norte (Urbani y Ostos, 1989) y con las rocas de la faja Cauagua- El Tinaco al sur son tectónicos (Beck, 1986). El contacto entre los

esquistos de Las Brisas y Las Mercedes es tectónico (Urbani et al., 1989), mientras que entre los Esquistos Las Mercedes y Chuspita parece ser concordante y transicional (Seiders, 1965).

Edad: Las determinaciones paleontológicas de los hallazgos de Wolcott (1943) y Urbani (1969, 1973) permiten asignarle al Esquisto Las Brisas una edad del jurásico tardío-Cretácico, mientras que los Esquistos Las Mercedes y Chuspita generalmente se han considerado como del Cretácico, por lo tanto la asociación en su totalidad puede considerarse como del Jurásico-Cretácico.

2.1.6. Tectonismo y Sedimentación de la Cuenca Guarenas-Guatire

La cuenca de Guarenas y Guatire fue formada bajo la influencia tectónica del levantamiento de la Cordillera de la Costa. Actualmente no existe aún una teoría definitiva de la orogénesis de esta Cordillera, y se han propuesto modelos tanto, autóctonos (Navarro et al., 1988) como alóctonos (Ostos, 1990; Pindell y Barret, 1990; Pindell, 1993) para explicar este levantamiento, pero ninguno ha sido determinante, aunque los modelos alóctonos actualmente están cobrando mayor credibilidad por muchos geólogos y geofísicos. Todo el norte de Venezuela constituye el margen límite de la placa tectónica Suramericana y la placa tectónica del Caribe, siendo éste un cinturón hecho de varias unidades tectónicas imbricadas tanto oceánicas como continentales, acretadas con una vergencia hacia el sur desde el Cretáceo Tardío (Beck, 1986; Bellizia, 1986; Ostos, 1990). Giunta et al. (2002) indican que este cinturón ha sido afectado y desmembrado progresivamente por una deformación que va desde muy frágil a dúctil, relacionadas al gran sistema de fallas dextrales E-O conformado por: la Falla El Pilar, la Falla San Sebastián y la Falla Oca-Ancón, y aunados a éstas los sistemas de fallas conjugados (La Victoria, Tácata, Charallave).

Según el modelo alóctono se establece el emplazamiento de napas (Beck, 1986), entendiéndose por éstas como un manto rocoso que se traslada como una sola unidad, siendo el traslado tectónico por gravedad ó por compresión cortical. Así en el norte de la región central del país encontramos la configuración de un conjunto de napas como se observa en la fig. 2.3.

Las unidades sedimentarias presentes en la Cuenca de Guarenas-Guatire representan los depósitos más recientes sobre la napa de Caracas depositados en un sinclinal de edad Plio-pleistoceno, estando éstos en casi toda su extensión en discordancia erosional sobre los Esquistos Las Mercedes y al oeste sobre una pequeña porción de los Esquistos Las Brisas.

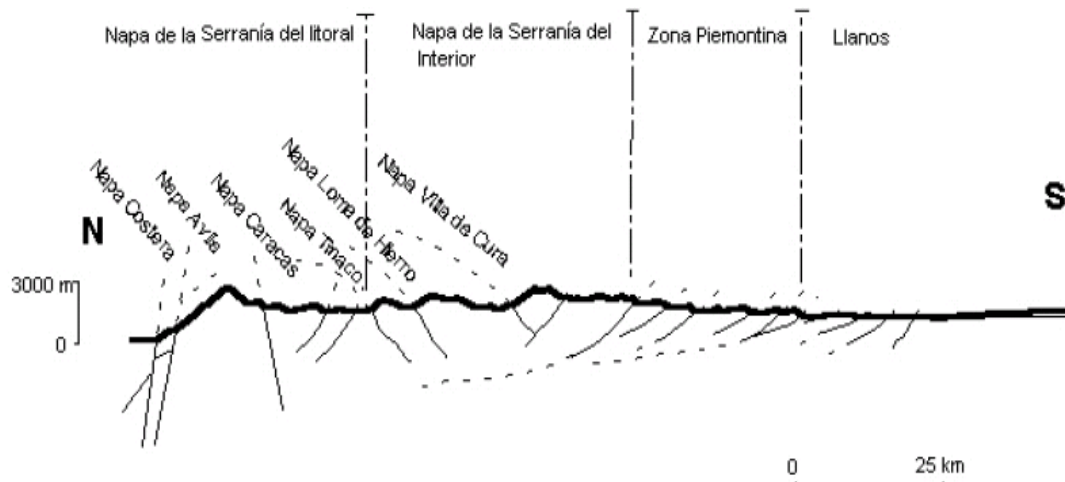


Fig.2.3: Corte transversal sintético de la Cordillera de la Costa. Modificado de Orta (2003).

La cuenca de Guarenas-Guatire es una cuenca cerrada que representa un lago formado tectónicamente y cortado hoy en día por el río Guarenas. Afloran la Formación Guatire, terrazas aluvionales levantadas y aluviones recientes.

La Formación Guatire constituye la unidad geológica representativa de la cuenca, siendo ésta erosionalmente discordante sobre las rocas metamórficas de la Asociación Metasedimentaria Caracas (Picard, 1976), en mayor área sobre el Esquisto Las

Mercedes y en su parte oeste sobre el Esquistos Las Brisas, en una cuenca sinclinal recubierta por aluviones.

En la figura 2.4 se puede observar la distribución estratigráfica de los sedimentos de la Formación Guatire la cual se relaciona con la fisiografía y geología de la fuente de sedimentos. Hacia el norte abundan conglomerados, areniscas y limos raramente cementados provenientes del Macizo del Ávila-Cabo Codera, acumulados como conos aluviales piemontinos que cubren gran parte de la cuenca. Hacia el suroeste hay una franja de rocas clásticas cementadas por calcita, arcilla y limos calcáreos, calizas fosilíferas y limos con vegetales fósiles; esta asociación puede representar el borde sur de la cuenca lacustre, influenciada por la fuente de sedimentos de los Esquistos Las Mercedes expuesta en la Fila de Mariches. Hacia el centro de la cuenca, coincidiendo con la zona más profunda, hay acumulación de arcillas recubiertas por secuencia fluvial (Picard, 1976).

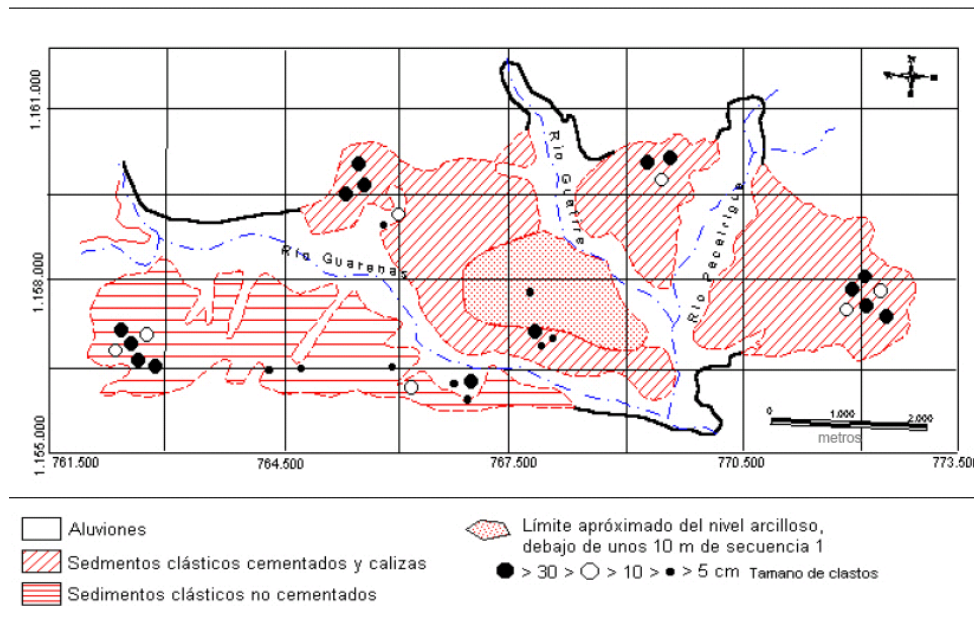


Fig.2.4: Distribución geográfica de los sedimentos de la Formación Guatire (SIG). Modificado de Picard 1976.

2.1.7. Consideraciones Paleogeográficas

Picard (1976) realiza un importante análisis de las paleocorrientes para determinar la forma de la cuenca y la distribución de los sedimentos dentro de la misma. Menciona que la cuenca fue un lago Plio-Pleistoceno, enclavado en la Cordillera de la Costa, y controlado por fallas y movimientos basculantes. Asimismo propone un modelo en el cual la forma de la hoya de drenaje se asemeja a una elipse con el lago en el foco oriental (Fig. 2.5). En esta figura, del lado izquierdo se observa una cuenca en forma de hoya hidrográfica elíptica, en esta cuenca todo el drenaje es hacia la elipse señalada. En la figura de la derecha se observa la misma cuenca después de sufrir un basculamiento debido a movimientos tectónicos diferenciales, que en este caso lo simula la cuña que se observa en el lado superior. Como consecuencia de este movimiento el cuerpo de agua se coloca ahora tangente a la elipse exterior (divisoria de aguas) por cuyo punto de tangencia comienza el desagüe; el drenaje que se observa es parecido al drenaje actual del área. La paleopendiente más pronunciada es la que proviene del Ávila, la cual es la que aporta la mayor cantidad de volúmenes de material derivado de las unidades geológicas del Complejo San Julián y Metagránito de Naiquatá de la Asociación Metamórfica. La acumulación de este material se produjo en forma de conos aluviales piemontinos. Por su parte, la pendiente del lado sur y oeste era menos pronunciada y por lo tanto menor el volumen de material transportado por los ríos que probablemente tendieron a formar meandros (Picard, 1976).

El estudio de paleopendientes hecho por Picard (1976) también indica que la distribución de las mismas dentro de la cuenca formó un lago asimétrico con una costa sin bajos fondos y una pendiente pronunciada del fondo hacia el norte, con variabilidad gradual hacia los extremos este y oeste, para dar lugar en el borde sur a una costa baja con playas y aguas poco profundas. Hacia el centro del lago hubo acumulación de arcillas.

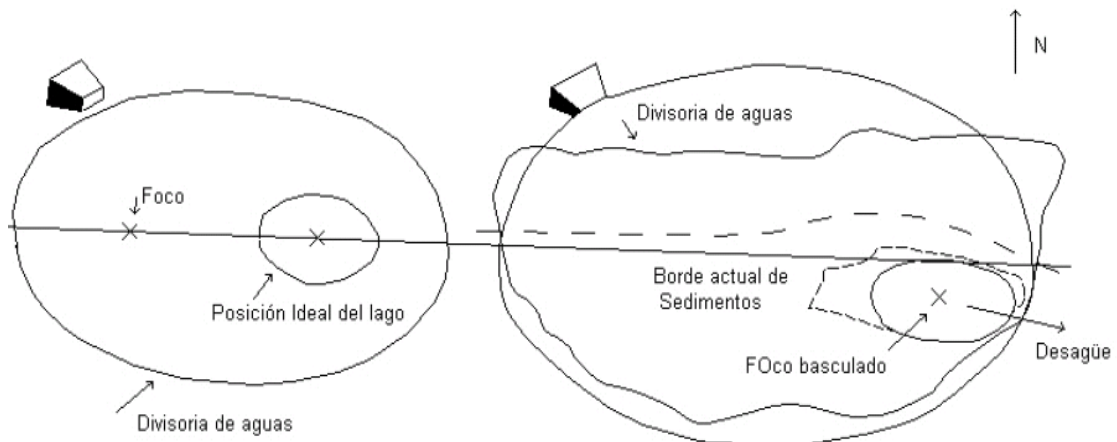


Fig.2.5: Modelo de basculamiento para la cuenca de Guatire. En la figura de la derecha se muestra la forma actual de la cuenca. Modificado de Picard (1976).

La asimetría del lago y de las paleopendientes condicionaron un suministro de sedimentos continuo del norte y el oeste, y menos presente en el sureste del mismo.

Hacia el norte se intercalaron sedimentos de talud piemontino y conos de deyección fluviales; este relleno gradual construyó dentro de la cuenca una paleopendiente al sureste. Finalmente el lago se relleno con relativa rapidez y los ríos comenzaron a erosionar y modelar la cuenca hasta su configuración actual (Picard, 1976).

2.2. Geología Estructural

2.2.1. Generalidades

La Cuenca Guarenas-Guatire constituye un sinclinal controlado por tectonismo. Al norte del mismo se encuentra el antiformal del Ávila el cual constituye junto con el antiformal de El Junquito estructuras plegadas mayores de la Serranía del Litoral (Barboza y Rodríguez, 2001).

2.2.2. Fallas

Las fallas presentes en el área coinciden con las direcciones dadas por Wehrmann (1972) para esta zona; indica la presencia de la Falla Guarenas al sur de la cuenca Guarenas-Guatire al describir un sistema de fallas transversales con rumbo N60°W, cuya formación estaría asociada a la reactivación de las fallas del Caribe, tales como las fallas de Oca y El Pilar. La Falla Guarenas (Miró y Viete, 2009) pone en contacto al relleno sedimentario con el bloque metamórfico sur, presenta evidencias geomorfológicas de fallamiento transcurrente dextral reciente (cuaternario). Por la cuenca Guarenas-Guatire pasa una gran falla regional, la Falla del Ávila, la cual es longitudinal de rumbo E-W, siendo ésta la falla más antigua de la zona (Barboza y Rodríguez, 2001, figura 2.1). Al norte de la Napa del Ávila, en el flanco norte del sistema montañoso del mismo nombre, se encuentra definiendo la línea de costa, la Falla de San Sebastián (Beltrán, 1993), la cual es tectónicamente activa. Barboza y Rodríguez (2001) indican que en fotografías aéreas se observa claramente como la Falla del Ávila coloca en contacto a unidades de la Asociación Metasedimentaria de Caracas con la Asociación Metamórfica del Ávila. Asociada a esta falla se encuentran otras fallas secundarias con orientaciones similares.

2.3. Geología local

2.3.1. Consideraciones Fisiográficas

Al igual que el Valle de Caracas, el Valle de Guarenas-Guatire está situado al sur del macizo del Ávila, en la Serranía del Litoral de la Cordillera de la Costa (Picard, 1976); tiene una longitud de unos 100Km y una anchura promedio de 8Km (El pico más elevado de la Cordillera, el naiquatá, de 2765m. s.n.m., se encuentra en esta cadena). La mayor elevación frente al Valle de Guarenas-Guatire es el pico Amate ó Zamurito de 2016m. La cuenca de drenaje del río Guarenas en la cadena abarca desde el pico Naiquatá hasta Topo El Oso bajando por la Fila Santa Rosa en el lado occidental y por la Fila Bautismo en el lado oriental (Picard, 1976). El Valle de

Guarenas-Guatire está situado en una depresión de la Serranía del Litoral (Fig.2.2), a una altura media de 330m. La Fila de Mariches es su divisoria de aguas meridionales, alcanza 1000m en el Topo Güeime y 1200m en el Topo Guanasnita cerca de Petare. Geomorfológicamente la Serranía del Litoral en su tramo Ávila-Cabo Codera está en etapa de juventud, la Fila de Mariches en etapa de juventud avanzada y el Valle de Guarenas-Guatire en etapa de madurez temprana a media. El río Guarenas se encaja a la salida del valle en las inmediaciones de Los Pozos, en un angosto valle joven que continua hasta Caucagua en la depresión de Barlovento (Picard, 1976).

2.3.2. Generalidades

La figura. 2.6 representa el mapa geológico para la cuenca de Guarenas-Guatire elaborado por Wehrmann (1972). Este trabajo constituye uno de los primeros estudios desarrollados en el área. La Cuenca de Guarenas-Guatire está situada en la Faja Tectónica de la Cordillera de la Costa (Menéndez, 1966) al sur de la zona de fallas del Ávila (Wehrmann, 1972; Fig. 2.1). Esta zona es denominada según Urbani et al. (2000) como la Franja meridional de la Súper Asociación Ígneo Metamórfica de la Cordillera de la Costa. Al norte de la zona de fallas está el Macizo del Ávila-Cabo Codera, donde aflora la Asociación Metamórfica Ávila y más al norte el Complejo San Julián (Urbani et al., 2000). Al sur de la falla en la unidad fisiográfica Fila de Mariches, afloran los Esquistos de Las Mercedes y Las Brisas. Wehrmann (1972) define tres tipos de fallas:

- 1) Fallas oblicuas de rumbo aproximado N50°-80°E.
- 2) Fallas longitudinales de rumbo este-oeste con una componente longitudinal destral, incluyendo al sistema de fallas del Ávila, con buzamiento casi vertical norte o sur.
- 3) Fallas transversales de rumbo N60°O, incluyendo a la falla de Chacaito.

En la figura 2.6, se observa la geología para la cuenca de Guarenas y Guatire descrita por Wehrmann (1972) en la cual se basaron los trabajos de Picard (1976)

y el estudio gravimétrico llevado a cabo por Graterol (1970). En éste se muestran al norte de la falla del Ávila los Esquistos de las Brisas, sin embargo en el Atlas de la Cordillera de la Costa (Fig. 2.7) elaborado por Urbani y Rodríguez (2004) aparece al norte de esta falla lo que denominó Urbani (2000) como la Asociación Metamórfica Ávila y al norte de ésta el Complejo San Julián.

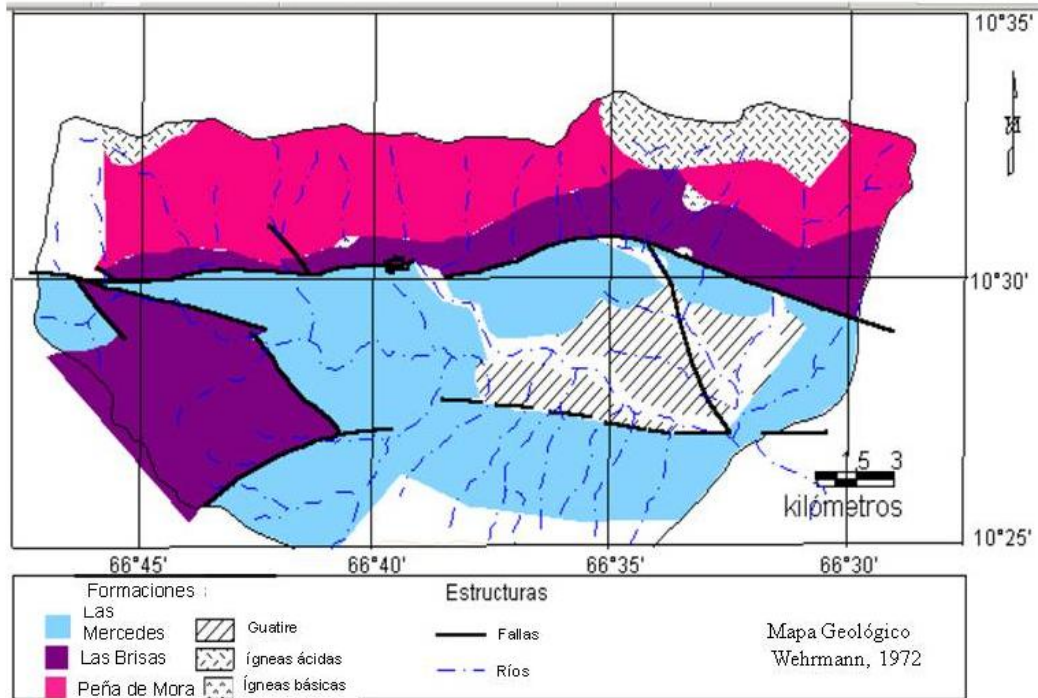


Fig. 2.6: Mapa geológico de la cuenca Guarenas-Guatire. Modificado de Picard 1976.

Picard (1976) realiza un estudio muy completo de la geología de la Cuenca Guarenas-Guatire. En éste señala que la cuenca es cerrada, con área de drenaje que incluye rocas metamórficas en zona de las facies de esquistos verdes de la Cordillera de la Costa. Distribuye los sedimentos dentro de la Cuenca en dos zonas (Figura 2.4): una de influencia norte con conos aluviales piemontinos, que interdigital hacia el sur con la segunda zona, de sedimentos fluviales y lacustres con cierta porción de carbonatos. La cuenca lacustre que dominó la sedimentación de la Formación Guatire se formó en el Plioceno y fue rellenándose de norte a sur y de Oeste a este, dejando una paleopendiente sureste para el régimen fluvial que continuó después del relleno del lago. En sus

conclusiones destaca que la Cuenca Guarenas-Guatire representa una sedimentación intramontana post-orogénica en una cuenca controlada por tectonismo, donde se acumularon principalmente sedimentos de conos aluviales piemontinos.

2.3.3. Formación Guatire

Formación Guatire (QG₁ y QG₂): Este nombre designa los sedimentos poco consolidados de suave buzamiento expuestos en la Cuenca Guarenas-Guatire (Fig. 2.7). La Unidad consiste en una porción de sedimentos clásticos cementados (QG₁), gravas y conglomerados (32% del total de sedimentos) mal consolidados en capas de más de 1 metro de espesor que pasan progresivamente a sedimentos clásticos no consolidados (QG₂), arenas y limos laminados (26%), un 40% arcillas hacia el centro de la cuenca y un 2% de calizas fosilíferas (Orta, 2003).

Localidad tipo y extensión geográfica: la localidad tipo de la formación se puede observar en la carretera actual Guatire-Caucagua, se extiende por unos 4Km desde el contacto con las rocas metamórficas del Esquisto de Las Mercedes en el sitio llamado El Redeo, cerca de Araira, hasta unos 500m antes de Guatire, en el contacto con el aluvión del Río del Norte; afloran alrededor de 350m de sedimentos. La sección se caracteriza por seis secuencias de conglomerados seguidos por intercalaciones de arenas y limos. El primer conglomerado, con un espesor de unos 15m, comienza con grandes bloques angulares seguidos por una capa con bloques angulares de unos 30cm que pasa a una capa con cantos redondeados, a la cual siguen arenas, gravas y limos laminados intercalados. Se pueden encontrar delgados lechos cementados con calcita y concreciones calcáreas, así como lechos de 2 a 3cm de óxido de hierro. En la secuencia pueden haber capas de 2 a 3m de conglomerados, a veces cementados con cantos de unos 2cm de diámetro. Las secuencias alcanzan 45 a 70m de espesor (Picard, 1976).

Espesor: En la sección tipo el espesor es de aproximadamente 350m. Bermúdez (1966) estimó 400m de espesor para los sedimentos en la cuenca Guarenas-Guatire. Graterol (1970) indica que el espesor de la unidad, obtenida por mediciones gravimétricas, es de 200m en el centro de la cuenca con un máximo de 270m al suroeste de Guatire.

Contactos: La Formación Guatire es discordante sobre las rocas metamórficas del Grupo Caracas (Esquistos Las Mercedes), e infrayace localmente a terrazas aluvionales y aluviones recientes, en una cuenca sinclinal (Picard, 1976).

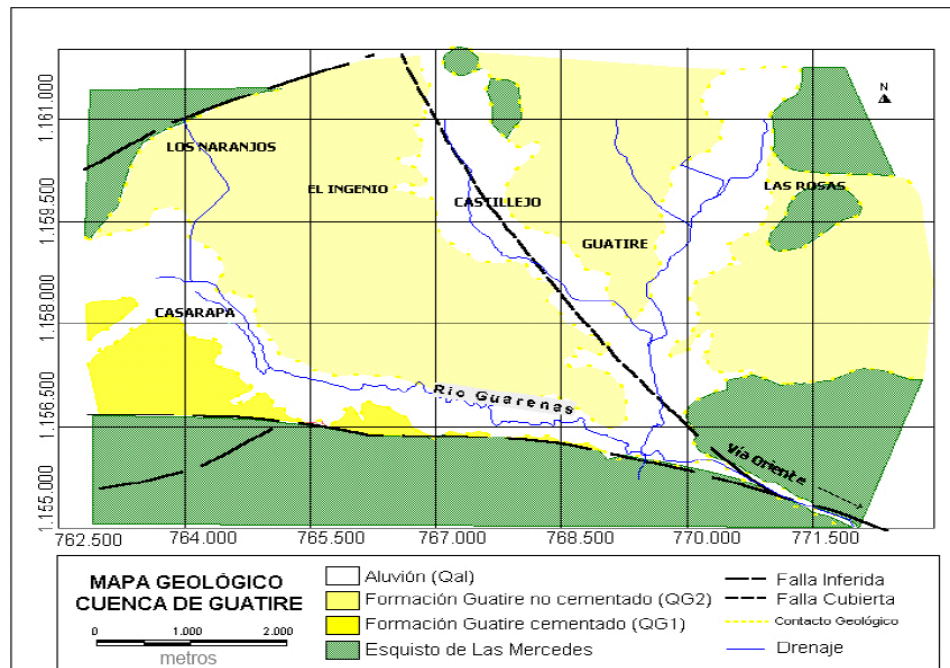


Figura. 2.7: Mapa geológico de la cuenca Guatire digitalizado en el programa Mapinfo (SIG). Modificado del Atlas de la Cordillera de la Costa, Urbani y Rodríguez (2004).

CAPÍTULO III

MARCO TEÓRICO

3. Conceptos Previos

Para facilidad del lector y/o por razones eminentemente didácticas, se considera pertinente recordar ciertas nociones sobre los modos de Rayleigh y los modos de Love, así como los siguientes conceptos:

3.1. El campo de onda sísmico

Las ondas sísmicas pueden ser representadas como una propagación de perturbaciones elásticas dentro de un medio, originadas por un desequilibrio transitorio en el campo de esfuerzos. En el estudio de los cuerpos elásticos, se toma en cuenta el fenómeno macroscópico, asumiendo que el medio es un continuo, es decir, que la materia está distribuida continuamente en el espacio. Por lo tanto, es posible definir las funciones matemáticas que describen los campos asociados con desplazamiento, esfuerzo y deformación.

3.1.1. Ecuaciones de movimiento y relaciones constitutivas.

Considerando el balance de fuerzas, incluyendo fuerza inercial, fuerzas de volumen y fuerzas de superficies actuando en un elemento cúbico dentro del continuo, y aplicando la ley de Newton, se obtiene el sistema de ecuaciones de movimiento (Panza, 1999)

$$\begin{aligned}
\rho \frac{\partial^2 u_x}{\partial t^2} &= \rho \tilde{X} + \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yx}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zx}}{\partial z} \\
\rho \frac{\partial^2 u_y}{\partial t^2} &= \rho \tilde{Y} + \frac{\partial \sigma_{xy}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zy}}{\partial z} \\
\rho \frac{\partial^2 u_z}{\partial t^2} &= \rho \tilde{Z} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{yz}}{\partial y} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z}
\end{aligned} \tag{3.1}$$

donde un sistema de coordenadas cartesiano (x, y, z) es adoptado. Además se tiene que $\sigma_{ij}(\vec{x}, t)$, (i = x, y, z ; j = x, y, z) indica el tensor de esfuerzo de 2° orden, ρ es la densidad del material, y $\tilde{X}, \tilde{Y}, \tilde{Z}$ son las componentes de las fuerzas de volumen por unidad de masa.

Las deformaciones indicadas por el tensor de 2° orden $\varepsilon_{kl}(\vec{x}, t)$, (k= x, y, z ; l = x, y, z), si son infinitesimales, se puede escribir como una función de desplazamientos:

$$\begin{aligned}
\varepsilon_{xx} + \varepsilon_{yy} + \varepsilon_{zz} &= \frac{\partial u_x}{\partial x} + \frac{\partial u_y}{\partial y} + \frac{\partial u_z}{\partial z} \\
\varepsilon_{xy} = \varepsilon_{yx} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_x}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial x} \right) ; \varepsilon_{yz} = \varepsilon_{zy} = \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial y} + \frac{\partial u_y}{\partial z} \right) ; \\
\varepsilon_{xz} = \varepsilon_{zx} &= \frac{1}{2} \left(\frac{\partial u_z}{\partial x} + \frac{\partial u_x}{\partial z} \right)
\end{aligned} \tag{3.2}$$

En general, la relación entre esfuerzo y deformación puede tomar una forma muy compleja ya que tiene que incluir los efectos de parámetros como presión, temperatura, y la cantidad y variabilidad de esfuerzo. Sin embargo, considerando que las deformaciones son pequeñas y los esfuerzos de corta duración (condiciones satisfechas la mayoría de las veces en problemas de cálculo de movimiento de tierra), se puede asumir que el sólido se comporta linealmente y la relación constitutiva que vincula esfuerzos y deformación llega a ser la ley de Hooke:

$$\sigma_{ij} = C_{ijkl} \varepsilon_{kl} \quad (3.3)$$

donde los índices repetidos indican sumatoria, C_{ijkl} es un tensor simétrico de 4º orden, con 81 elementos. Si el sólido es isotrópico (como la mayoría de las veces ocurre para la Tierra) las componentes del tensor C_{ijkl} asumen el mismo valor para todos los ejes y la ecuación (3.3), usando la delta de Kronecker δ_{ij} , es:

$$\sigma_{ij} = \lambda \delta_{ij} \varepsilon_{kk} + \mu (\varepsilon_{ij} + \varepsilon_{ji}) + \nu (\varepsilon_{ij} - \varepsilon_{ji}) \quad ; \quad (3.3a)$$

donde " λ ", " μ " y " ν " son cantidades escalares (Jeffreys y Jeffreys, 1950). Debido a que ε_{ij} es un tensor simétrico, (3.3a) puede ser rescrita como:

$$\sigma_{ij} = \lambda \varepsilon_{kk} \delta_{ij} + 2\mu \varepsilon_{ij} \quad ; \quad (3.4)$$

y las constantes " λ " y " μ " son llamadas parámetros de Lamé.

3.1.2. Ecuaciones de movimiento elástico para un semi-espacio con heterogeneidades verticales.

Un semiespacio con un sistema de coordenadas cartesianas con el eje vertical "z" positivo hacia abajo, en cuya superficie libre, los esfuerzos $(\sigma_{xz}, \sigma_{yz}, \sigma_{zz})$ son nulos, se define por el plano $z = 0$, (fig.3.1).

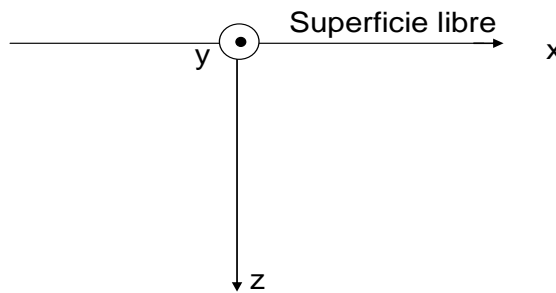


Figura.3.1: Sistema de referencia adoptado para un semiespacio heterogéneo verticalmente.

3.1.3. Método Multimodal (Ondas SH y P-SV) en un semiespacio estratificado (Para la parte Regional del Perfil)

Asumiendo que la heterogeneidad vertical en el semiespacio se puede modelar con una serie de “N-1” capas planas homogéneas, paralelas a la superficie libre, (figura.3.2), donde ρ_m , α_m , β_m , y d_m , son respectivamente la densidad, velocidad de la onda “p”, velocidad de onda “s”, y el espesor de la capa m-th.



Figura. 3.2: Medio estratificado de capas homogéneas, donde, ρ_m , α_m , β_m , y d_m , son respectivamente la densidad, velocidad de la onda “p”, velocidad de onda “s”, y el espesor de la capa m-th.

“Si la distancia a la fuente puntual es grande comparada con la longitud de onda dominante de la onda superficial, se puede resolver el problema sin considerar la fuente, ya que el frente de onda se hace plano”, (campo lejano). En consecuencia, al usar las relaciones (3.2, 3. 4) en la ecuación (3.1) se tienen las ecuaciones que describen el movimiento para la capa “m-th” que son (Panza, 1999):

$$\begin{aligned}
\rho \frac{\partial^2 u_x^m}{\partial t^2} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u_x^m}{\partial x^2} + (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 u_y^m}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u_z^m}{\partial x \partial z} \right) + \mu \left(\frac{\partial^2 u_x^m}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 u_x^m}{\partial z^2} \right) \\
\rho \frac{\partial^2 u_y^m}{\partial t^2} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u_y^m}{\partial y^2} + (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 u_x^m}{\partial x \partial y} + \frac{\partial^2 u_z^m}{\partial y \partial z} \right) + \mu \left(\frac{\partial^2 u_y^m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_y^m}{\partial z^2} \right) \\
\rho \frac{\partial^2 u_z^m}{\partial t^2} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u_z^m}{\partial z^2} + (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 u_x^m}{\partial x \partial z} + \frac{\partial^2 u_y^m}{\partial y \partial z} \right) + \mu \left(\frac{\partial^2 u_z^m}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 u_z^m}{\partial y^2} \right)
\end{aligned} \tag{3.5}$$

Las condiciones de frontera que se deben satisfacer, para el medio estratificado (Panza, 1999) son las condiciones libres en superficie en $z = 0$, (capa $m = 1$).

$$\begin{aligned}
\sigma_{zz}^1 \Big|_{z=0} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial u_z^1}{\partial z} + \lambda \left(\frac{\partial u_x^1}{\partial x} + \frac{\partial u_y^1}{\partial y} \right) \Big|_{z=0} = 0 \\
\sigma_{zx}^1 \Big|_{z=0} &= \mu \left(\frac{\partial u_z^1}{\partial x} + \frac{\partial u_x^1}{\partial z} \right) \Big|_{z=0} = 0 \\
\sigma_{zy}^1 \Big|_{z=0} &= \mu \left(\frac{\partial u_z^1}{\partial y} + \frac{\partial u_y^1}{\partial z} \right) \Big|_{z=0} = 0
\end{aligned} \tag{3.6}$$

y las condiciones de continuidad para las componentes del esfuerzo y desplazamiento, $u_x^m, u_y^m, u_z^m, \sigma_{zx}^m, \sigma_{zy}^m, \sigma_{zz}^m$, (m indica la capa), todas a lo largo del eje vertical, en las interfaces, es decir, donde “ λ, μ ” y “ ρ ” son eventualmente discontinuas.

3.1.4. Modos de Love (campo lejano)

Para los modos de Love (SH), las soluciones periódicas de las ecuaciones elásticas de movimiento para la capa m-th son:

$$\begin{aligned} \mathbf{u}_x^m &= \mathbf{u}_z^m = \mathbf{0} ; \\ \mathbf{u}_y^m &= \left(v'_m e^{-ikr_{\beta_m} z} + v''_m e^{ikr_{\beta_m} z} \right) e^{i(\omega t - kx)} ; \end{aligned} \quad (3.7)$$

y la componente del esfuerzo asociado (Panza, 1999) es:

$$\sigma_{zy}^m = \mu \frac{\partial u_y^m}{\partial z} = ikr_{\beta_m} \mu \left(-v'_m e^{-ikr_{\beta_m} z} + v''_m e^{ikr_{\beta_m} z} \right) e^{i(\omega t - kx)} ; \quad (3.8)$$

donde,

$$\begin{aligned} r_{\alpha_m} &= \begin{cases} \sqrt{\left(\frac{c}{\alpha_m}\right)^2 - 1} & \text{si } c > \alpha_m \\ -i\sqrt{1 - \left(\frac{c}{\alpha_m}\right)^2} & \text{si } c < \alpha_m \end{cases} ; \\ r_{\beta_m} &= \begin{cases} \sqrt{\left(\frac{c}{\beta_m}\right)^2 - 1} & \text{si } c > \beta_m \\ -i\sqrt{1 - \left(\frac{c}{\beta_m}\right)^2} & \text{si } c < \beta_m \end{cases} ; \end{aligned} \quad (3.9)$$

como también v'_m y v''_m son constantes. Dada la convención de signos adoptada, el término en v'_m representa una onda plana cuya dirección de propagación hace un ángulo $\cot^{-1}(r_{\beta_m})$ con la dirección +z cuando r_{β_m} es real, y una propagación de onda en la dirección +x con amplitud disminuyendo exponencialmente en la

dirección +z cuando r_{β_m} es imaginaria. Similarmente el término en v_m'' representa una onda plana haciendo el mismo ángulo con la dirección -z cuando r_{β_m} es real, y una onda propagándose en la dirección +x con amplitud aumentando en la dirección +z cuando r_{β_m} es imaginaria (ver figura.3.3).

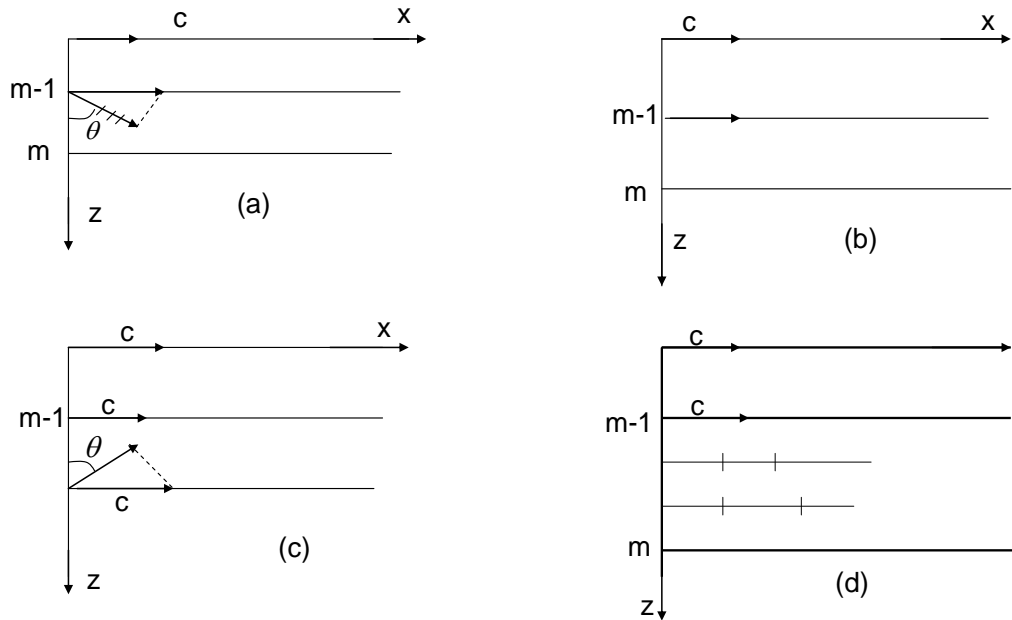


Figura.3.3: Para el sistema de referencia adoptado el término v_m' en la ec.(3.7) representa una onda plana con dirección de propagación haciendo un ángulo $\cot^{-1}(r_{\beta_m})$ con la dirección “+z” si r_{β_m} es real (a), y una onda propagándose en la dirección +x cuya amplitud disminuye exponencialmente en la dirección “+z” si r_{β_m} es imaginaria (b). Análogamente el término v_m'' es una onda plana que hace el mismo ángulo con la dirección (-z) si r_{β_m} es real (c), y una onda propagándose en dirección +x con amplitud aumentando en la dirección +z si r_{β_m} es imaginaria (d).

Considerando la capa m-th, y la interfase (m-1) donde se coloca el origen de referencia, es conveniente usar $\frac{\tilde{u}_y^m}{c} = ik u_y^m$ en lugar del desplazamiento, u_y^m , así que tratamos con cantidades no-dimensionales.

En la interfase (m-1), es decir, cuando $z = 0$, se tiene (Panza, 1999):

$$\begin{aligned} \left(\frac{\tilde{u}_y^m}{c} \right)_{m-1} &= ik(v'_m + v''_m) \quad ; \\ \left(\sigma_{zy}^m \right)_{m-1} &= ik\mu_m r_{\beta_m} (v''_m - v'_m) \quad ; \end{aligned} \quad (3.10)$$

mientras en la interfase (m), es decir, cuando $z = d_m$, se tiene:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\tilde{u}_y^m}{c} \right)_m &= ik(v'_m + v''_m)\cos(Q_m) - k(v''_m - v'_m)\sin(Q_m) \quad ; \\ \left(\sigma_{zy}^m \right)_m &= -k\mu_m r_{\beta_m} (v'_m + v''_m)\sin(Q_m) + ik\mu_m r_{\beta_m} (v''_m - v'_m)\cos(Q_m) \quad ; \end{aligned} \quad (3.11)$$

donde $Q_m = kr_{\beta_m} d_m$, y suprimimos el término dependiente $e^{i\omega t}$.

Eliminando las cantidades v'_m y v''_m de la ec.(3.11) mediante la sustitución de ec.(3.10) en ec.(3.11) se tiene:

$$\begin{aligned} \left(\frac{\tilde{u}_y^m}{c} \right)_m &= \left(\frac{\tilde{u}_y^m}{c} \right)_{m-1} \cos(Q_m) + i \left(\sigma_{zy}^m \right)_{m-1} \left(\mu_m r_{\beta_m} \right)^{-1} \sin(Q_m) \quad ; \\ \left(\sigma_{zy}^m \right)_m &= \left(\frac{\tilde{u}_y^m}{c} \right)_{m-1} i\mu_m r_{\beta_m} \sin(Q_m) + \left(\sigma_{zy}^m \right)_{m-1} \cos(Q_m) \quad ; \end{aligned} \quad (3.12)$$

Introduciendo la matriz de capa

$$a_m = \begin{bmatrix} \cos(Q_m) & \frac{i \sin(Q_m)}{\mu_m r_{\beta_m}} \\ i \mu_m r_{\beta_m} \sin(Q_m) & \cos(Q_m) \end{bmatrix} ; \quad (3.13)$$

La ecuación (3.12) puede ser rescrita en la forma matricial

$$\begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y}{c} \right)_m \\ \left(\sigma_{zy}^m \right)_m \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos(Q_m) & \frac{i \sin(Q_m)}{\mu_m r_{\beta_m}} \\ i \mu_m r_{\beta_m} \sin(Q_m) & \cos(Q_m) \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y}{c} \right)_{m-1} \\ \left(\sigma_{zy}^m \right)_{m-1} \end{bmatrix}$$

es decir ;

$$\begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y}{c} \right)_m \\ \left(\sigma_{zy}^m \right)_m \end{bmatrix} = a_m \begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y}{c} \right)_{m-1} \\ \left(\sigma_{zy}^m \right)_{m-1} \end{bmatrix} ; \quad (3.14)$$

Si se tiene un medio con “N” capas, donde la capa “N” es el semiespacio, (Figura.3.4), se puede mostrar que:

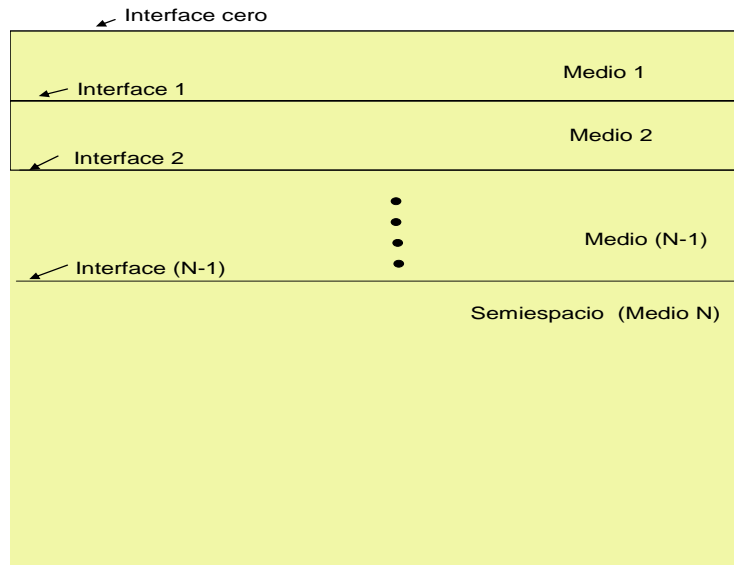


Figura.3.4: Ejemplo de un medio estratificado de N capas.

$$\begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y^N}{c} \right)_{N-1} \\ \left(\sigma_{zy}^N \right)_{N-1} \end{bmatrix} = A \begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y^1}{c} \right)_0 \\ \left(\sigma_{zy}^1 \right)_0 \end{bmatrix} ; \quad (3.15)$$

donde, $A = a_{N-1} a_{N-2} \cdots a_2 a_1$; (producto de matrices).

A= es una matriz 2x2.

Recordando las condiciones de frontera de las ondas superficiales, y los esfuerzos cero en la superficie libre (Panza, 1999), se tiene que $v_N'' = 0$ y $(\sigma_{zy}^1)_0 = 0$, por lo que la ecuación (3.15) se torna en:

$$\begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y^N}{c} \right)_{N-1} \\ \left(\sigma_{zy}^N \right)_{N-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} A_{11} & A_{12} \\ A_{21} & A_{22} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} \left(\frac{\tilde{u}_y^1}{c} \right)_0 \\ \left(\sigma_{zy}^1 \right)_0 = 0 \end{bmatrix}$$

Lo cual implica que,

$$\left(\frac{\tilde{u}_y^N}{c}\right)_{N-1} = A_{11} \left(\frac{\tilde{u}_y^1}{c}\right)_0 ;$$

$$\left(\sigma_{zy}^N\right)_{N-1} = A_{21} \left(\frac{\tilde{u}_y^1}{c}\right)_0 ;$$

Por otro lado, la ecuación (3.10) se torna en:

$$\left(\frac{\tilde{u}_y^N}{c}\right)_{N-1} = ikv'_N ; \quad \left(\sigma_{zy}^N\right)_{N-1} = -ik\mu_N r_{\beta_N} v'_N$$

$$\left(\frac{\tilde{u}_y^1}{c}\right)_0 = ik(v'_1 + v''_1) ;$$

En consecuencia (Panza, 1999),

$$\begin{cases} ikv'_N = A_{11} ik(v'_1 + v''_1) \\ -ik\mu_N r_{\beta_N} v'_N = A_{21} ik(v'_1 + v''_1) \end{cases}$$

$$\Rightarrow$$

$$-\mu_N r_{\beta_N} A_{11} ik(v'_1 + v''_1) = A_{21} ik(v'_1 + v''_1) ;$$

$$\Rightarrow A_{21} + \mu_N r_{\beta_N} A_{11} = \mathbf{0} ; \quad (3.16)$$

El lado izquierdo de la ecuación (3.16) es la función de dispersión para los modos Love (Ondas SH), donde A_{21} y A_{11} son los elementos de la matriz A. Los pares (ω, c) para los cuales la función de dispersión es igual a cero son sus raíces y representan los autovalores del problema. Una vez que la velocidad de fase “c” es calculada, se puede calcular analíticamente la velocidad de grupo usando la Teoría de

Funciones Implícitas (Schwab and Knopoff, 1972), y las autofunciones (Florsch et al., 1991).

3.1.5. Modos de Rayleigh (campo lejano)

Las ondas P-SV se obtienen haciendo “ $u_y = 0$ ” en las ec.(3.5), en consecuencia:

$$\begin{aligned}
 \rho \frac{\partial^2 u_x^m}{\partial t^2} &= (\lambda + 2\mu) \frac{\partial^2 u_x^m}{\partial x^2} + (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 u_z^m}{\partial x \partial z} \right) + \mu \left(\frac{\partial^2 u_x^m}{\partial z^2} \right) \\
 &= (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x} \left[\frac{\partial u_x^m}{\partial x} + \frac{\partial u_z^m}{\partial z} \right] + \mu \nabla^2 u_x^m \\
 &= (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial x} (\nabla \cdot \vec{u}^m) + \mu \nabla^2 u_x^m
 \end{aligned} \tag{3.17}$$

Análogamente se tiene que (Panza, 1999):

$$\rho \frac{\partial^2 u_z^m}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial}{\partial z} (\nabla \cdot \vec{u}^m) + \mu \nabla^2 u_z^m \quad ; \tag{3.18}$$

De las ecuaciones (3.17, 3.18), se tiene

$$\rho \frac{\partial^2 \vec{u}^m}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \nabla (\nabla \cdot \vec{u}^m) + \mu \nabla^2 \vec{u}^m. \tag{3.19}$$

Por otro lado se sabe que,

$$\nabla \cdot \vec{u}_s^m = 0; \quad \nabla \times \vec{u}_p^m = \mathbf{0};$$

ya que la onda compresional es el gradiente de una función escalar

$\vec{u}_p^m = \nabla \phi$, y la onda de cizalla es el rotor de un campo vectorial $\vec{u}_s^m = \nabla \times \vec{\psi}$.

En consecuencia, se puede mostrar que de la ecuación (3.19) se obtiene las relaciones:

$$\frac{\partial^2 \phi}{\partial t^2} = \alpha^2 \nabla^2 \phi \quad ; \quad \alpha^2 = \frac{\lambda + 2\mu}{\rho} \quad (3.20)$$

$$\frac{\partial^2 \vec{\psi}}{\partial t^2} = \beta^2 \nabla^2 \vec{\psi} \quad ; \quad \beta^2 = \frac{\mu}{\rho} \quad (3.21)$$

Como \vec{u}_p es una solución periódica de la ecuación elástica del movimiento, la solución de la ecuación (3.20) para la capa m-th es (Panza, 1999):

$$\phi(x, z, t) = \left(\Delta'_m e^{-ikr_{\alpha_m} z} + \Delta''_m e^{ikr_{\alpha_m} z} \right) e^{i(\omega \cdot t - kx)} \quad ; \quad (3.i)$$

Análogamente se puede mostrar que la solución de la ecuación (3.21) para la capa m-th es:

$$\vec{\psi} = (0, \psi_y, 0) = \psi(x, z, t) \cdot \hat{e}_y$$

donde

$$\psi(x, z, t) = \left(\delta'_m e^{-ikr_{\beta_m} z} + \delta''_m e^{ikr_{\beta_m} z} \right) \cdot e^{i(\omega \cdot t - kx)} \quad ; (3.ii)$$

En consecuencia, las soluciones de las ecuaciones de onda homogéneas que originan las ondas rotacional y de dilatación para la capa m-th son (Panza, 1999):

$$\begin{aligned}\Delta_m &= \left(\Delta'_m e^{-ikr_{\alpha_m} z} + \Delta''_m e^{ikr_{\alpha_m} z} \right) e^{i(\omega t - kx)} ; \\ \delta_m &= \left(\delta'_m e^{-ikr_{\beta_m} z} + \delta''_m e^{ikr_{\beta_m} z} \right) \cdot e^{i(\omega t - kx)} ;\end{aligned}\quad (3.22)$$

donde $\Delta'_m, \Delta''_m, \delta'_m$, y δ''_m son constantes.

Los desplazamientos y las componentes del esfuerzo, correspondientes a la dilatación y rotación, usando la ecuación (3.22), se pueden escribir como:

$$\begin{aligned}\vec{u} &= A \nabla \phi + B \nabla \times \vec{\psi} = A \left[\frac{\partial \Delta_m}{\partial x} \hat{i} + \frac{\partial \Delta_m}{\partial z} \hat{k} \right] + B \left[-\hat{i} \frac{\partial \delta_m}{\partial z} + \hat{k} \frac{\partial \delta_m}{\partial x} \right] ; \\ \Rightarrow \\ u_x^m &= A \frac{\partial \Delta_m}{\partial x} - B \frac{\partial \delta_m}{\partial z} ; \quad u_z^m = A \frac{\partial \Delta_m}{\partial z} + B \frac{\partial \delta_m}{\partial x} ;\end{aligned}$$

Tomando las constantes:

$$A = -\frac{\alpha_m^2}{\omega^2} ; \quad B = \frac{2\beta_m^2}{\omega^2} ;$$

En consecuencia, se tiene que:

$$u_x^m = -\frac{\alpha_m^2}{\omega^2} \frac{\partial \Delta_m}{\partial x} - \frac{2\beta_m^2}{\omega^2} \frac{\partial \delta_m}{\partial z} ; \quad (3.23)$$

$$u_z^m = -\frac{\alpha_m^2}{\omega^2} \frac{\partial \Delta_m}{\partial z} + \frac{2\beta_m^2}{\omega^2} \frac{\partial \delta_m}{\partial x} ; \quad (3.24)$$

$$\sigma_{zz}^m = \rho_m \left\{ \alpha_m^2 \Delta_m + 2\beta_m^2 \left[\frac{\alpha_m^2}{\omega^2} \left(\frac{\partial^2 \Delta_m}{\partial x^2} \right) + 2 \frac{\beta_m^2}{\omega^2} \left(\frac{\partial^2 \delta_m}{\partial x \partial z} \right) \right] \right\} ; \quad (3.25)$$

$$\sigma_{zx}^m = 2\beta_m^2 \rho_m \left\{ -\frac{\alpha_m^2}{\omega^2} \left(\frac{\partial^2 \Delta_m}{\partial x \partial z} \right) + \frac{\beta_m^2}{\omega^2} \left[\left(\frac{\partial^2 \delta_m}{\partial x^2} \right) - \left(\frac{\partial^2 \delta_m}{\partial z^2} \right) \right] \right\} ; \quad (3.26)$$

El campo elástico debe satisfacer las condiciones de frontera en cualquier interfase que son, continuidad en el desplazamiento y en las componentes del esfuerzo. En la siguiente sección se toma en consideración la fuente, por lo que las soluciones de las nuevas ecuaciones matemáticas se aproximarán a las del campo lejano, solo cuando la distancia a la fuente puntual es grande comparada con la longitud de onda dominante de la onda superficial.

3.2. Modos radiados por fuentes puntuales en medios anelásticos (Para la parte Regional del Perfil)

Para incluir la fuente sísmica en los cálculos, se usa la formulación Harkrider (1970), y Ben-Menahem y Harkrider (1964). En la figura. 3.A1. se muestra el modelo de falla para un terremoto, y el sistema de coordenadas asociado con la superficie libre. El ángulo θ se forma entre el rumbo (strike) de la falla y la línea que conecta el epicentro y la estación, δ es el buzamiento, “h” es la profundidad de la fuente.

La fuente es introducida en el medio representando la falla, la cual es asumida planar, el campo de esfuerzos de cizalla y el de desplazamientos son discontinuos, con respecto al plano de falla. Por el contrario, los esfuerzos normales son continuos a través del plano de falla. Knopoff (1964) demostró la equivalencia que hay entre los efectos de un medio fallado con discontinuidad en el campo de esfuerzos de cizalla y en los desplazamientos, y un medio no-fallado donde son aplicadas fuerzas puntuales. (Dos cuplas de fuentes puntuales acopladas a través de la falla; el momento total es cero y el brazo del momento es normal al plano de falla).

Para resolver este problema matemático se emplean las coordenadas cilíndricas. En la capa donde está la fuente, la ecuación de onda a resolver es no homogénea, por lo que se resuelve usando funciones de Green. Por otro lado, en las capas donde no hay fuente se resuelve la ecuación de onda homogénea. Las condiciones de frontera

impuestas en la superficie libre (primera interface) deben ser esfuerzos cero, mientras en las demás interfases las condiciones de frontera son la continuidad en los desplazamientos y esfuerzos. Si se asume que el receptor está a una distancia comparable con la longitud de onda dominante “ λ ”, es decir, $\lambda \sim d$, donde “d” es la distancia fuente- receptor, se puede considerar únicamente el primer término de las expansiones de las funciones de Hankel (Panza, 1999). Esto dará el desplazamiento en el campo lejano.

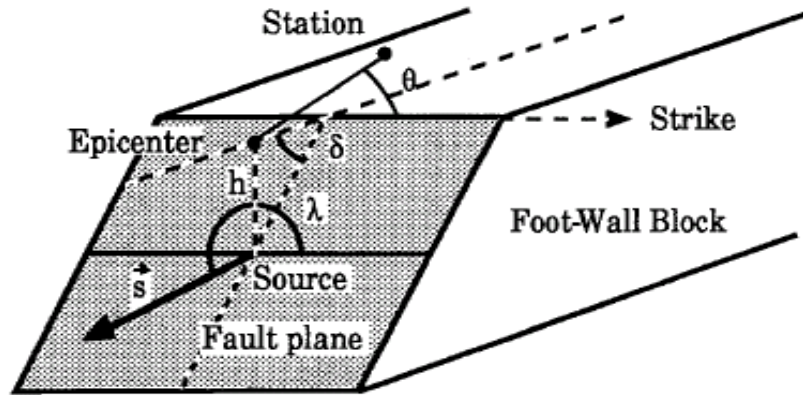


Figura. 3.A1: Geometría de fuente y sistema de coordenadas asociado con la superficie libre. El ángulo θ esta entre el rumbo (strike) de la falla y la línea epicentro-estación, δ es el buzamiento de la falla, “h” la profundidad de la fuente y “ λ ” el ángulo (rake) entre el rumbo de la falla y la dirección de desplazamiento del hanging-wall (Panza, 1999).

Las series temporales $v(t)$, $u(t)$, y $w(t)$ son dadas por la transformada de Fourier de la suma de los modos únicos.

$$v(t) = \int \left[\sum_j (V_L)_j \right] e^{i\omega t} d\omega$$

$$u(t) = \int \left[\sum_j (U_R)_j \right] e^{i\omega t} d\omega$$

$$w(t) = \int \left[\sum_j (W_R)_j \right] e^{i\omega t} d\omega ,$$

donde “ j ” es el número del modo. Este subíndice “ j ” será omitido a partir de ahora. La transformada temporal de Fourier del desplazamiento de onda Love (V_L) y desplazamientos de onda Rayleigh (U_R, W_R) para cada modo son dadas por (Panza, 1999):

$$V_L = |\vec{n}| |R(\omega)| e^{i\Phi_0} e^{-\frac{i3\pi}{4}} \sqrt{K_L} \chi_L(\theta, h) A_L \frac{e^{-iK_L r}}{\sqrt{2\pi r}} e^{-\omega r C_{2L}}$$

$$U_R = |\vec{n}| |R(\omega)| e^{i\Phi_0} e^{-\frac{i3\pi}{4}} \sqrt{K_R} \chi_R(\theta, h) A_R \varepsilon(z) \frac{e^{-iK_R r}}{\sqrt{2\pi r}} e^{-\omega r C_{2R}}$$

$$W_R = (\varepsilon(z))^{-1} e^{-\frac{i\pi}{2}} U_R ; \quad (3.27)$$

donde, “ r ” es la distancia fuente-receptor, $R(\omega)$ es la transformada de Fourier de la función fuente dependiente del tiempo, $\Phi_0 = \arg(R(\omega))$ es la fase inicial aparente de la fuente y $\varepsilon(z) = u_x^*(z)/u_z(z)$ es la elipticidad a la profundidad “ z ” del receptor. Los subíndices “L” y “R” significan ondas Love y ondas Rayleigh. La cantidad $|\vec{n}|$ es el valor absoluto del vector normal al plano de movimiento, con unidades de longitud. Los factores “ A_L ” y “ A_R ” son dados por:

$$A_L = \frac{1}{2C_L u_L I_{1L}} \quad ; \quad A_R = \frac{1}{2C_R u_R I_{1R}} ;$$

donde “ C_L ” y “ u_L ” son las velocidades de fase y grupo del modo de onda Love y, C_R y u_R son las velocidades comparables para el modo de onda Rayleigh. I_{1L} y I_{1R} son las respectivas integrales de energía, las cuales son expresadas por:

$$\begin{aligned}
I_{1L} &= \int_0^{\infty} \rho \left(\frac{u_y(z)}{u_{y0}} \right) dz \\
I_{1R} &= \int_0^{\infty} \rho \left(\left(\frac{u_z(z)}{u_{z0}} \right)^2 + \left(\frac{u_x^*(z)}{u_{z0}} \right)^2 \right) dz ; \tag{3.28}
\end{aligned}$$

El efecto de la anelasticidad se espera por los términos

$$e^{-\omega r C_{2L}} \quad \text{y} \quad e^{-\omega r C_{2R}}$$

Las dependencias azimutales son expresadas por:

$$\begin{aligned}
\chi_L(\theta, h) &= i(d_{1L} \sin(\theta) + d_{2L} \cos(\theta)) + d_{3L} \sin(2\theta) + d_{4L} \cos(2\theta); \\
\chi_R(\theta, h) &= d_{0R} + i(d_{1R} \sin(\theta) + d_{2R} \cos(\theta)) + d_{3R} \sin(\theta) + d_{4R} \cos(2\theta);
\end{aligned}$$

para dos fuentes puntuales acopladas (Panza, 1999), donde:

$$\begin{aligned}
d_{1L} &= G(h) \cos(\lambda) \cos(\delta) ; \quad d_{2L} = -G(h) \sin(\lambda) \cos(2\delta) ; \\
d_{3L} &= \frac{1}{2} V(h) \sin(\lambda) \sin(2\delta) ; \quad d_{4L} = V(h) \cos(\lambda) \sin(\delta) ; \\
d_{0R} &= \frac{1}{2} B(h) \sin(\lambda) \sin(2\delta) ; \quad d_{1R} = -C(h) \sin(\lambda) \cos(2\delta) ; \\
d_{2R} &= -C(h) \cos(\lambda) \cos(\delta) ; \quad d_{3R} = A(h) \cos(\lambda) \sin(\delta) ; \\
d_{4R} &= -\frac{1}{2} A(h) \sin(\lambda) \sin(2\delta) ;
\end{aligned}$$

Las funciones $A(h)$, $B(h)$, $C(h)$, $G(h)$ y $V(h)$ dependen de los valores de las autofunciones en el hipocentro y en el receptor.

$$A(h) = -\frac{u_x^*(h)}{u_{z0}} \frac{u_z}{u_{z0}} ;$$

$$B(h) = \left(-\left(3 - 4 \frac{\beta^2(h)}{\alpha^2(h)} \right) \frac{u_x^*(h)}{u_{z0}} - \frac{2}{\rho(h)\alpha^2(h)} \frac{\sigma_{zz}^*(h)}{\dot{u}_z/c} \right) \frac{u_z(z)}{u_{z0}} ;$$

$$C(h) = -\frac{1}{\mu(h)} \frac{\sigma_{xz}(h) u_z(z)}{\dot{u}_{z0}/c u_{z0}} ;$$

$$G(h) = -\frac{1}{\mu(h)} \left(\frac{\sigma_{yz}^*(h)}{\dot{u}_{y0}/c} \right) \frac{u_y(z)}{u_{y0}} ;$$

$$V(h) = \frac{\dot{u}_y(h) u_y(z)}{\dot{u}_{y0} u_{y0}} ;$$

(ejemplo: Ben-Menahem and Singh, 1981), donde u_{y0} y u_{z0} son los valores de las autofunciones en la superficie libre, y $u_y(z)$ y $u_z(z)$ son los valores de las autofunciones a la profundidad “z” del receptor para el caso de onda Love, $\sigma_{yz}(h)$ es el esfuerzo tangencial a la profundidad de la fuente. Para el caso de la onda Rayleigh, $\sigma_{zz}(h)$ es el esfuerzo normal y $\sigma_{xz}(h)$ el esfuerzo tangencial a la profundidad de la fuente.

3.3 Método de diferencia finita

3.3.1. Esquema de diferencia finita para ondas SH

Partiendo de la serie de Taylor (Chapra y Canale, 2005) para una función que depende de 3 dimensiones $\vec{X} = \vec{X}(x_1, x_2, x_3)$, se tiene que

$$\begin{aligned}
f(\bar{X}) &= f(\bar{X}_0) + \Delta\bar{X}^T \cdot \nabla f(\bar{X}) \Big|_{\bar{X}=\bar{X}_0} + \frac{1}{2} [\Delta\bar{X}^T \cdot \nabla]^2 f(\bar{X}) \Big|_{\bar{X}=\bar{X}_0} + \dots \\
&= f(\bar{X}_0) + (\Delta x_1 \ \Delta x_2 \ \Delta x_3) \begin{pmatrix} \frac{\partial f(\bar{X}_0)}{\partial x_1} \\ \frac{\partial f(\bar{X}_0)}{\partial x_2} \\ \frac{\partial f(\bar{X}_0)}{\partial x_3} \end{pmatrix} \\
&\quad + \frac{1}{2} \left[\Delta x_1 \frac{\partial}{\partial x_1} + \Delta x_2 \frac{\partial}{\partial x_2} + \Delta x_3 \frac{\partial}{\partial x_3} \right]^2 f(\bar{X}_0) + \dots \\
&= f(\bar{X}_0) + \sum_{i=1}^3 \Delta x_i \frac{\partial f(\bar{X}_0)}{\partial x_i} + \frac{1}{2} \left\{ \Delta x_1^2 \frac{\partial^2}{\partial x_1^2} + 2\Delta x_1 \Delta x_2 \frac{\partial^2}{\partial x_1 \partial x_2} \right. \\
&\quad \left. + \Delta x_2^2 \frac{\partial^2}{\partial x_2^2} + 2\Delta x_1 \Delta x_3 \frac{\partial^2}{\partial x_3 \partial x_1} + 2\Delta x_3 \Delta x_2 \frac{\partial^2}{\partial x_3 \partial x_2} + \Delta x_3^2 \frac{\partial^2}{\partial x_3^2} \right\} f(\bar{X}_0) + \dots
\end{aligned} \tag{3.3.1}$$

Haciendo $x_1 = x$, $x_2 = z$, $x_3 = t$, se puede mostrar que

$$\begin{aligned}
f(x, z_0, t_0) &= f(x_0, z_0, t_0) + \Delta x \frac{\partial f(x_0, z_0, t_0)}{\partial x} \\
&\quad + \frac{1}{2} (\Delta x)^2 \frac{\partial^2 f(x_0, z_0, t_0)}{\partial x^2} + \dots
\end{aligned} \tag{3.3.2}$$

donde $\Delta x = x - x_0$.

Discretizando, es decir haciendo $x_{i+1} - x_i = \Delta x$ en la ecuación anterior se tiene

$$\begin{aligned}
f(x_{i+1}, z_j, t_k) &= f(x_i, z_j, t_k) + \Delta x \frac{\partial f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x} \\
&\quad + \frac{1}{2} (\Delta x)^2 \frac{\partial^2 f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x^2} + \dots
\end{aligned} \tag{3.3.3}$$

Además tomando $x_{i+2} - x_i = 2\Delta x$ en la ecuación (3.3.2), se tiene

$$\begin{aligned}
f(x_{i+2}, z_j, t_k) &= f(x_i, z_j, t_k) + 2\Delta x \frac{\partial f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x} \\
&\quad + \frac{1}{2}(2\Delta x)^2 \frac{\partial^2 f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x^2} + \dots
\end{aligned} \tag{3.3.4}$$

Multiplicando la ecuación (3.3.3) por (-2), luego sumándola a la ecuación (3.3.4) y despejando la segunda derivada se tiene

$$\frac{\partial^2 f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x^2} = \frac{f(x_{i+2}, z_j, t_k) - 2f(x_{i+1}, z_j, t_k) + f(x_i, z_j, t_k)}{(\Delta x)^2}; \tag{3.3.5}$$

La aproximación de diferencia finita es formulada para las ecuaciones de movimiento en un medio elástico homogéneo y luego extendido a una formulación de un medio heterogéneo bidimensional. El punto de partida es la ecuación de movimiento para ondas transversales propagándose en el plano x-z de un medio homogéneo.

$$\rho \frac{\partial^2 V}{\partial t^2} = \mu \left[\frac{\partial^2 V}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 V}{\partial z^2} \right]; \tag{3.3.6}$$

donde ρ es la densidad, μ es el módulo de cizalla y “V” es el desplazamiento. La ecuación (3.3.6) es aproximada por una ecuación de diferencia finita con un error de truncamiento de segundo orden (Fäh, 1992). El paso en el tiempo es Δt y el espacio es discretizado por una grilla regular (figura. 3.3.1), en consecuencia

$$\begin{aligned}
\rho \frac{V_{m,n}^{t+\Delta t} - 2V_{m,n}^t + V_{m,n}^{t-\Delta t}}{\Delta t^2} &= \mu \frac{V_{m+1,n}^t - 2V_{m,n}^t + V_{m-1,n}^t}{\Delta x^2} \\
&\quad + \mu \frac{V_{m,n+1}^t - 2V_{m,n}^t + V_{m,n-1}^t}{\Delta z^2}
\end{aligned} \tag{3.3.7}$$

donde $V_{m,n}^{t+\Delta t} = V(m\Delta x, n\Delta z, t + \Delta t)$. Los desplazamientos y las propiedades del material son definidas en una grilla regular (Figura. 3.3.1). Para pasar de un medio homogéneo a uno heterogéneo, las condiciones de continuidad para los esfuerzos y desplazamientos se imponen en las interfaces. Antes de trabajar con un medio heterogéneo aplicaremos las condiciones de continuidad a una interface localizada a una profundidad $z = a$ (Figura. 3.3.1). Las condiciones de frontera en la interface en $z = a$ son las siguientes.

$$\begin{aligned} \mu^{(1)} \frac{\partial V^{(1)}}{\partial z} \Big|_{z=a} &= \mu^{(2)} \frac{\partial V^{(2)}}{\partial z} \Big|_{z=a} ; \\ V^{(1)} \Big|_{z=a} &= V^{(2)} \Big|_{z=a} \end{aligned} \quad (3.3.8)$$

Los superíndices (1) y (2) indican el medio “1” y “2”. La interface está localizada entre las líneas de grilla “N” y “N+1”. Una línea de puntos ficticios es añadida a cada lado de la interface (figura. 3.3.1), las cantidades definidas en los puntos ficticios son denotados por tildes. Estos puntos ficticios son introducidos para satisfacer las condiciones de frontera, pero ellos no entran en el esquema de diferencia finita final. Las condiciones de frontera (3.3.8) se aproximan con respecto a la interface, usando diferencias centrales para los esfuerzos e interpolación lineal para los desplazamientos.

$$\begin{aligned} \mu^{(1)} \frac{\tilde{V}_{m,N+1}^t - V_{m,N}^t}{\Delta z} &= \mu^{(2)} \frac{V_{m,N+1}^t - \tilde{V}_{m,N}^t}{\Delta z} ; \\ \frac{1}{2} (\tilde{V}_{m,N+1}^t + V_{m,N}^t) &= \frac{1}{2} (V_{m,N+1}^t + \tilde{V}_{m,N}^t) \end{aligned} \quad (3.3.9)$$

Despejando los desconocidos puntos ficticios de las ecuaciones (3.3.9) se tiene

$$\tilde{V}_{m,N}^t = \frac{2V_{m,N}^t + (G-1)V_{m,N+1}^t}{G+1} \quad ; \quad (3.3.10)$$

$$\tilde{V}_{m,N+1}^t = \frac{2V_{m,N+1}^t + (G^{-1}-1)V_{m,N}^t}{G^{-1}+1} \quad ; \quad G = \frac{\mu^{(2)}}{\mu^{(1)}}$$

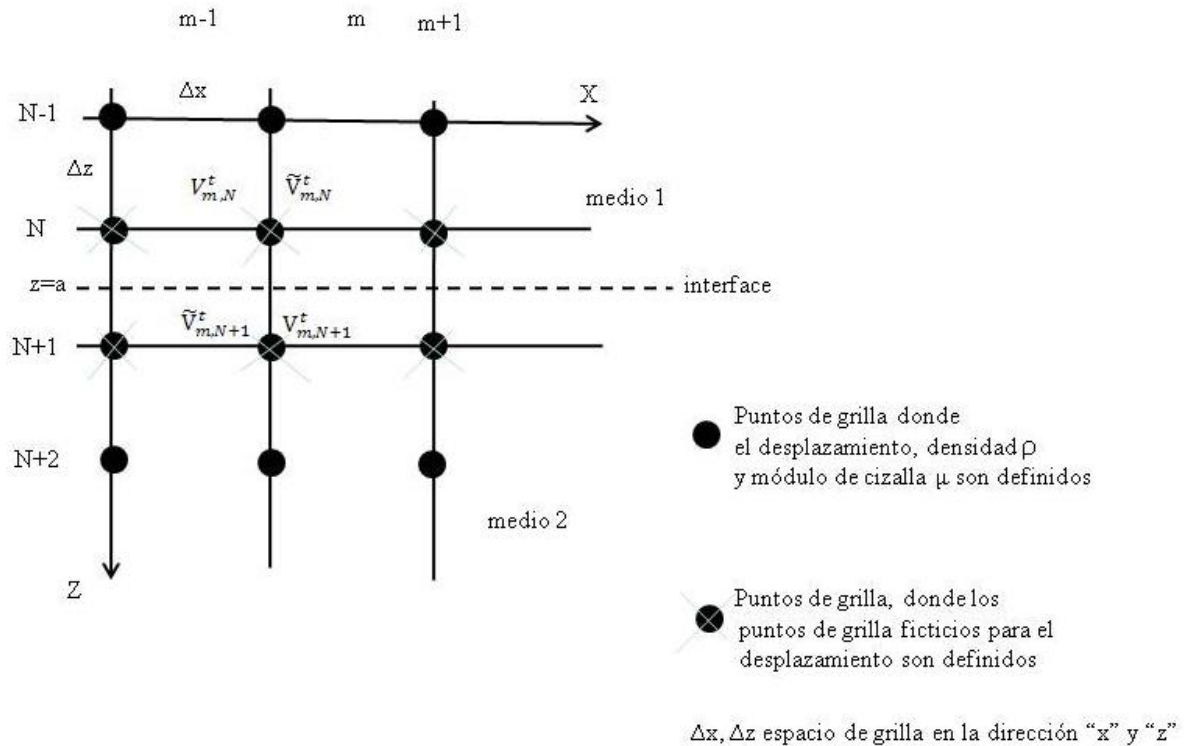


Figura.3.3.1: Discretización del medio para el caso de propagación de ondas SH (Fäh, 1992).

Considerando ahora un medio completamente heterogéneo con densidad $\rho(x, z)$ y módulo de cizalla $\mu(x, z)$ se asume que cada punto de grilla (m,n) está localizado en el centro de una región rectangular homogénea, y entre dos puntos vecinos, hay una interface donde las continuidades de los esfuerzos y desplazamientos tiene que ser satisfecha. La formulación de diferencia finita (3.3.7) para un medio heterogéneo puede ser escrita como

$$\rho_{m,n} \frac{V_{m,n}^{t+\Delta t} - 2V_{m,n}^t + V_{m,n}^{t-\Delta t}}{\Delta t^2} = \mu_{m,n} \frac{\tilde{V}_{m+1,n}^t - 2V_{m,n}^t + \tilde{V}_{m-1,n}^t}{\Delta x^2} + \mu_{m,n} \frac{\tilde{V}_{m,n+1}^t - 2V_{m,n}^t + \tilde{V}_{m,n-1}^t}{\Delta z^2} \quad (3.3.11)$$

Los puntos ficticios son todos los puntos vecinos al punto en posición (m,n). Se puede mostrar que los desplazamientos en los puntos ficticios en la ecuación (3.3.11) son expresados en términos de los puntos reales usando las ecuaciones (3.3.10), en consecuencia (Fäh, 1992) la ecuación (3.3.11) se torna en

$$V_{m,n}^{t+\Delta t} = -V_{m,n}^{t-\Delta t} + 2V_{m,n}^t + 2 \frac{\mu_{m,n}}{\rho_{m,n}} \left(\frac{\Delta t}{\Delta x} \right)^2 \left[G_1 (V_{m+1,n}^t - V_{m,n}^t) + G_2 (V_{m-1,n}^t - V_{m,n}^t) \right] + 2 \frac{\mu_{m,n}}{\rho_{m,n}} \left(\frac{\Delta t}{\Delta z} \right)^2 \left[G_3 (V_{m,n+1}^t - V_{m,n}^t) + G_4 (V_{m,n-1}^t - V_{m,n}^t) \right] \quad (3.3.12)$$

donde

$$G_1 = \frac{\mu_{m+1,n}}{\mu_{m,n} + \mu_{m+1,n}} \quad ; G_2 = \frac{\mu_{m-1,n}}{\mu_{m,n} + \mu_{m-1,n}}$$

$$G_3 = \frac{\mu_{m,n+1}}{\mu_{m,n} + \mu_{m,n+1}} \quad ; G_4 = \frac{\mu_{m,n-1}}{\mu_{m,n} + \mu_{m,n-1}}$$

Para usar la ecuación (3.3.12) se necesitan las condiciones iniciales (datos de Cauchy)

$$\psi(\vec{r}, 0) = \phi_0(\vec{r})$$

$$\left. \frac{\partial \psi(\vec{r}, t)}{\partial t} \right|_{t=0} = \phi_1(\vec{r}) \quad (3.3.13)$$

Al discretizar las ecuaciones (3.3.13)

$$V_{i,j}^{t=0} = \phi_{0i,j} \quad ; \quad V_{i,j}^{\frac{\Delta t}{2}} = \Delta t \left[\phi_{1i,j} \right] + V_{i,j}^{t=0} \quad (3.3.14)$$

3.3.2. Esquema de diferencia finita para ondas P-SV

Para facilidad del lector, se considera pertinente recordar ciertas nociones sobre diferencia finita central.

Haciendo $x_{i-1} - x_i = -\Delta x$, $x_0 = x_i$, $z_0 = z_j$, $t_0 = t_k$, $x = x_{i-1}$ y multiplicando (Chapra y Canale, 2005) por (-1), en la ecuación (3.3.2)

$$f(x, z_0, t_0) = f(x_0, z_0, t_0) + \Delta x \frac{\partial f(x_0, z_0, t_0)}{\partial x} + \frac{1}{2} (\Delta x)^2 \frac{\partial^2 f(x_0, z_0, t_0)}{\partial x^2} + \dots \quad (3.3.2)$$

se tiene

$$-f(x_{i-1}, z_j, t_k) = -f(x_i, z_j, t_k) + \Delta x \frac{\partial f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x} - \frac{1}{2} (\Delta x)^2 \frac{\partial^2 f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x^2} + \dots \quad (3.3.15)$$

Sumando a la ecuación (3.3.3) la ecuación (3.3.15), luego despejando la primera derivada parcial y despreciando los términos de segundo orden en adelante, se tiene la diferencia central

$$\begin{aligned}
f(x_{i+1}, z_j, t_k) &= f(x_i, z_j, t_k) + \Delta x \frac{\partial f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x} \\
&\quad + \frac{1}{2} (\Delta x)^2 \frac{\partial^2 f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x^2} + \dots
\end{aligned} \tag{3.3.3}$$

$$\frac{\partial f(x_i, z_j, t_k)}{\partial x} = \frac{f(x_{i+1}, z_j, t_k) - f(x_{i-1}, z_j, t_k)}{2\Delta x} \quad ; \tag{3.3.16}$$

El esquema de diferencia finita bidimensional para las ondas P-SV está formulado en la grilla escalada (Virieux, 1986). El sistema hiperbólico de ecuaciones de movimiento de primer orden para las ondas P-SV y de las ecuaciones constitutivas son dadas a continuación.

$$\begin{aligned}
\frac{\partial \dot{u}}{\partial t} &= \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial z} \right) \\
\frac{\partial \dot{w}}{\partial t} &= \frac{1}{\rho} \left(\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} \right) \\
\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} &= (2\lambda + 2\mu) \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial x} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial z} \right) \\
\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial t} - \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial t} &= 2\mu \left(\frac{\partial \dot{w}}{\partial z} - \frac{\partial \dot{u}}{\partial x} \right) \\
\frac{\partial \sigma_{xz}}{\partial t} &= \mu \left(\frac{\partial \dot{u}}{\partial z} + \frac{\partial \dot{w}}{\partial x} \right)
\end{aligned} \tag{3.3.17}$$

donde \dot{u} y \dot{w} son las componentes vertical y horizontal de la velocidad, ρ es la densidad, y “ λ, μ ” los coeficientes de Lamé. Los esfuerzos normales son σ_{xx}, σ_{zz} , y el tangencial es σ_{xz} . El grupo de ecuaciones (3.3.17) es aproximado por un

esquema de diferencia finita central de segundo orden (Virieux, 1986), en consecuencia teniendo presente la ecuación (3.3.16) se tiene

$$\begin{aligned} \dot{u}(x_i, z_j, t_{k+1/2}) &= \dot{u}(x_i, z_j, t_{k-1/2}) \\ &+ \frac{\Delta t}{\rho(x_i, z_j)} \left\{ \left[\frac{\sigma_{xx}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) - \sigma_{xx}(x_{i-1/2}, z_j, t_k)}{\Delta x} \right] \right. \\ &\left. + \left[\frac{\sigma_{xz}(x_i, z_{j+1/2}, t_k) - \sigma_{xz}(x_i, z_{j-1/2}, t_k)}{\Delta z} \right] \right\} \quad (3.3.18) \end{aligned}$$

$$\begin{aligned} \dot{w}(x_i, z_j, t_{k+1/2}) &= \dot{w}(x_i, z_j, t_{k-1/2}) \\ &+ \frac{\Delta t}{\rho(x_i, z_j)} \left\{ \left[\frac{\sigma_{xz}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) - \sigma_{xz}(x_{i-1/2}, z_j, t_k)}{\Delta x} \right] \right. \\ &\left. + \left[\frac{\sigma_{zz}(x_i, z_{j+1/2}, t_k) - \sigma_{zz}(x_i, z_{j-1/2}, t_k)}{\Delta z} \right] \right\} \quad (3.3.19) \end{aligned}$$

Haciendo el cambio $i = i + 1/2$ y $j = j + 1/2$, en la ecuación (3.3.19) se tiene

$$\begin{aligned} \dot{w}(x_{i+1/2}, z_{j+1/2}, t_{k+1/2}) &= \dot{w}(x_{i+1/2}, z_{j+1/2}, t_{k-1/2}) \\ &+ \frac{\Delta t}{\rho(x_{i+1/2}, z_{j+1/2})} \left\{ \left[\frac{\sigma_{xz}(x_{i+1}, z_{j+1/2}, t_k) - \sigma_{xz}(x_i, z_{j+1/2}, t_k)}{\Delta x} \right] \right. \\ &\left. + \left[\frac{\sigma_{zz}(x_{i+1/2}, z_{j+1}, t_k) - \sigma_{zz}(x_{i+1/2}, z_j, t_k)}{\Delta z} \right] \right\} \quad (3.3.20) \end{aligned}$$

La discretización para los esfuerzos en diferencia finita central es

$$\begin{aligned}
& \left\{ \frac{\sigma_{xx}(x_i, z_j, t_{k+1/2}) - \sigma_{xx}(x_i, z_j, t_{k-1/2})}{\Delta t} \right\} + \left\{ \frac{\sigma_{zz}(x_i, z_j, t_{k+1/2}) - \sigma_{zz}(x_i, z_j, t_{k-1/2})}{\Delta t} \right\} \\
& = 2 \left[\lambda(x_i, z_j) + \mu(x_i, z_j) \right] \left\{ \left[\frac{\dot{u}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) - \dot{u}(x_{i-1/2}, z_j, t_k)}{\Delta x} \right] \right. \\
& \quad \left. + \left[\frac{\dot{w}(x_i, z_{j+1/2}, t_k) - \dot{w}(x_i, z_{j-1/2}, t_k)}{\Delta z} \right] \right\} \quad (3.3.21)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \left\{ \frac{\sigma_{zz}(x_i, z_j, t_{k+1/2}) - \sigma_{zz}(x_i, z_j, t_{k-1/2})}{\Delta t} \right\} - \left\{ \frac{\sigma_{xx}(x_i, z_j, t_{k+1/2}) - \sigma_{xx}(x_i, z_j, t_{k-1/2})}{\Delta t} \right\} \\
& = 2 \left[\mu(x_i, z_j) \right] \left\{ \left[\frac{\dot{w}(x_i, z_{j+1/2}, t_k) - \dot{w}(x_i, z_{j-1/2}, t_k)}{\Delta z} \right] \right. \\
& \quad \left. - \left[\frac{\dot{u}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) - \dot{u}(x_{i-1/2}, z_j, t_k)}{\Delta x} \right] \right\} \quad (3.3.22)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \left\{ \frac{\sigma_{xz}(x_i, z_j, t_{k+1/2}) - \sigma_{xz}(x_i, z_j, t_{k-1/2})}{\Delta t} \right\} \\
& = \left[\mu(x_i, z_j) \right] \left\{ \left[\frac{\dot{u}(x_i, z_{j+1/2}, t_k) - \dot{u}(x_i, z_{j-1/2}, t_k)}{\Delta z} \right] \right. \\
& \quad \left. + \left[\frac{\dot{w}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) - \dot{w}(x_{i-1/2}, z_j, t_k)}{\Delta x} \right] \right\} \quad (3.3.23)
\end{aligned}$$

Haciendo el cambio $i = i + 1/2$ y $k = k + 1/2$ en las ecuaciones (3.3.21,22) y adaptándolas a nuestros fines (Virieux, 1986) se tiene

$$\begin{aligned}
& \left\{ \sigma_{xx}(x_{i+1/2}, z_j, t_{k+1}) + \sigma_{zz}(x_{i+1/2}, z_j, t_{k+1}) \right\} = \sigma_{xx}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) + \sigma_{zz}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) \\
& + 2\Delta t \left[\lambda(x_{i+1/2}, z_j) + \mu(x_{i+1/2}, z_j) \right] \left\{ \left[\frac{\dot{u}(x_{i+1}, z_j, t_{k+1/2}) - \dot{u}(x_i, z_j, t_{k+1/2})}{\Delta x} \right] \right. \\
& \left. + \left[\frac{\dot{w}(x_i, z_{j+1}, t_{k+1/2}) - \dot{w}(x_i, z_j, t_{k+1/2})}{\Delta z} \right] \right\} \quad (3.3.24)
\end{aligned}$$

$$\begin{aligned}
& \left\{ \sigma_{zz}(x_{i+1/2}, z_j, t_{k+1}) - \sigma_{xx}(x_{i+1/2}, z_j, t_{k+1}) \right\} = \sigma_{zz}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) - \sigma_{xx}(x_{i+1/2}, z_j, t_k) \\
& + 2\Delta t \left[\mu(x_{i+1/2}, z_j) \right] \left\{ \left[\frac{\dot{w}(x_i, z_{j+1}, t_{k+1/2}) - \dot{w}(x_i, z_j, t_{k+1/2})}{\Delta z} \right] \right. \\
& \left. - \left[\frac{\dot{u}(x_{i+1}, z_j, t_{k+1/2}) - \dot{u}(x_i, z_j, t_{k+1/2})}{\Delta x} \right] \right\} \quad (3.3.25)
\end{aligned}$$

Haciendo el cambio $j = j + 1/2$ y $k = k + 1/2$ en la ecuación (3.3.23) y adaptándola a nuestros fines (Virieux, 1986) se tiene

$$\begin{aligned}
& \left\{ \sigma_{xz}(x_i, z_{j+1/2}, t_{k+1}) - \sigma_{xz}(x_i, z_{j+1/2}, t_k) \right\} = \\
& \Delta t \left[\mu(x_i, z_{j+1/2}) \right] \left\{ \left[\frac{\dot{u}(x_i, z_{j+1}, t_{k+1/2}) - \dot{u}(x_i, z_j, t_{k+1/2})}{\Delta z} \right] \right. \\
& \left. + \left[\frac{\dot{w}(x_{i+1}, z_j, t_{k+1/2}) - \dot{w}(x_i, z_j, t_{k+1/2})}{\Delta x} \right] \right\} \quad (3.3.26)
\end{aligned}$$

Las ecuaciones que se implementan para la parte de diferencia finita son (3.3.18, 20, 24, 25, 26). Las velocidades son calculadas en el tiempo $(k + 1/2)\Delta t$ de las componentes del esfuerzo en tiempo $k\Delta t$ y velocidad en tiempo $(k - 1/2)\Delta t$, luego

los esfuerzos son calculados en tiempo $(k + 1)\Delta t$ de las velocidades en tiempo $(k + 1/2)\Delta t$ (figura. 3.3.2). El medio está en equilibrio en tiempo $t = 0$, es decir, el esfuerzo y la velocidad son fijados a cero en todas partes del medio. Debido a estas condiciones iniciales, el esfuerzo y velocidad se propagan simultáneamente (Virieux, 1986). Por otro lado, en las interfaces del medio hay continuidad en los esfuerzos y desplazamientos, como también se debe cumplir condiciones de esfuerzos libres en la superficie libre.

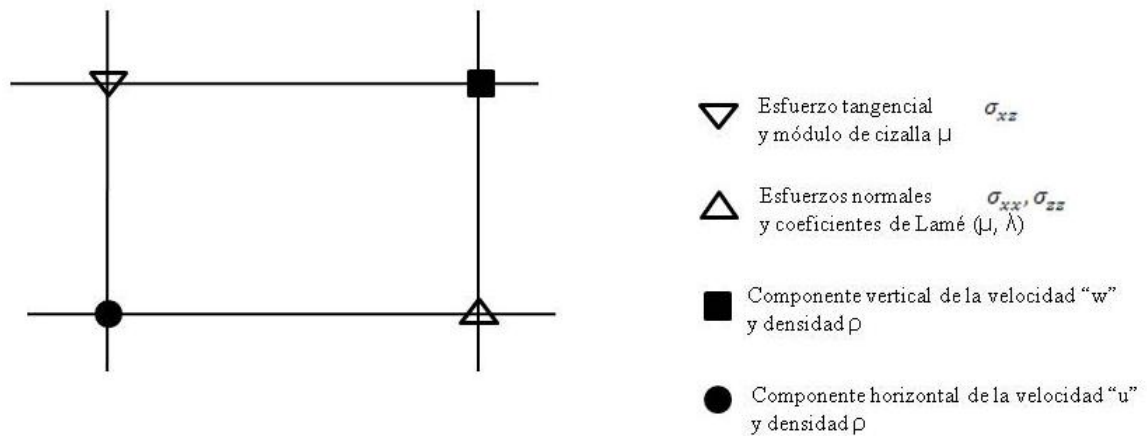


Figura. 3.3.2: **Discretización del medio en una grilla escalonada. Los símbolos negros son para velocidades en $(k + 1/2)\Delta t$ y densidad. Los símbolos blancos son para esfuerzos en tiempo $(k + 1)\Delta t$ y coeficientes de Lamé (Virieux, 1986).**

CAPÍTULO IV

METODOLOGÍA

4.1 Metodología para confeccionar un modelo regional del subsuelo

Del levantamiento sísmico “Caribe Central” de Guédez (2003), se escogió el modelo de velocidades del perfil Birongo NS obtenido a partir del análisis de la línea sísmica CC-01G-09 en la estación Birongo (figura.4.1). Se digitalizó el modelo de velocidades usando el programa xyExtract (figura: 4.2), para extraer las profundidades a las que se hallan el tope de la corteza superior, corteza inferior y manto superior, como también las velocidades V_p promedio para la región entorno a Guarenas-Guatire.

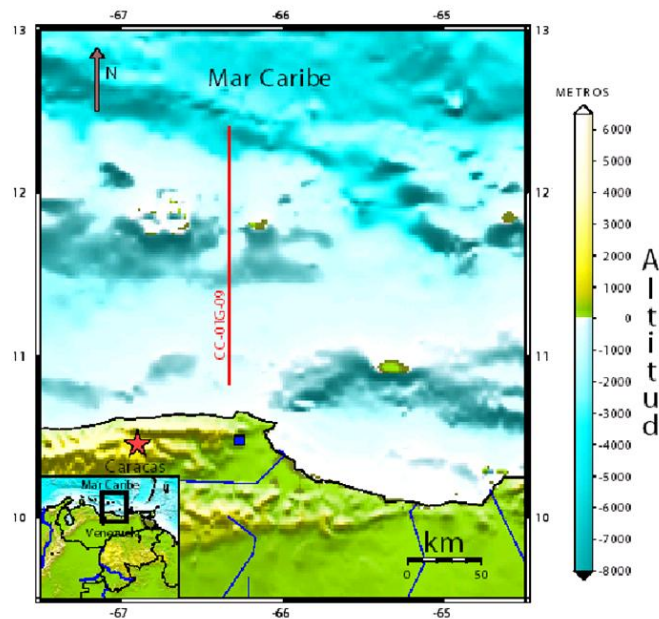


Figura 4.1: Mapa de ubicación del perfil Birongo Norte-Sur. Este es conformado por los disparos realizados costa afuera durante la adquisición de la línea sísmica CC-01G-09 (línea roja) del levantamiento sísmico “Caribe Central” y su respectiva estación receptora: Birongo (cuadrado azul). El perfil sísmico correspondiente es usado para obtener el modelo de velocidad “P” de la corteza. Tomado de Guédez (2003).

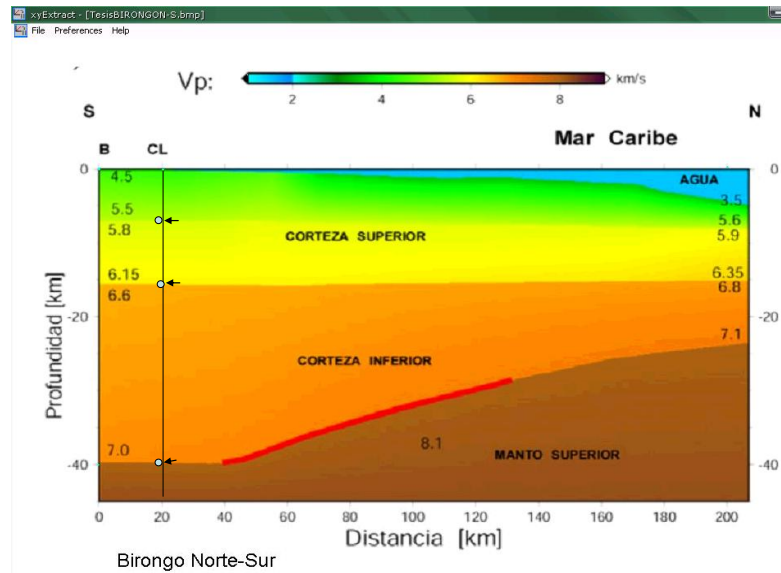


Figura 4.2: En ésta se identifican 3 interfaces, las cuales son indicadas por las flechas en negro, teniendo profundidades de -6.954Km, -15.49 Km y -39.70 Km. Digitalizado por el programa xyExtract. Modificado de Guédez (2003).

Las densidades para la corteza son tomadas del modelo gravimétrico entre Altagracia de Orituco y Caraballeda de Orihuela y Ruiz (1990). La longitud del perfil es de 93 Km aproximadamente. Se tomaron éstas densidades para la corteza por estar éste perfil gravimétrico, cerca de la región de estudio Guarenas-Guatire y por coincidir el número de capas de la corteza (3 capas), en ambos modelos gravimétrico y de velocidad Birongo NS (Guédez, 2003). En la tabla 4.1, se observa las densidades y espesor de las capas en la corteza que conforman el modelo regional del subsuelo.

Tabla 4.1: Densidades obtenidas del modelo gravimétrico de Orihuela y Ruiz (1990) y espesor de capas en la corteza (Guédez, 2003).

Tipo de Roca	Densidad (gr/cc), Orihuela y Ruíz (1990)	Espesor (Km)
Metamórfica	2.62	6.9
Corteza Superior	2.70	8.5
Corteza Inferior (Ultramáfica)	2.90	24.5
Manto Superior (Ultramáfica)	3.30	40

Por intermedio de las curvas empíricas que relacionan velocidad de onda compresional (V_p) y la velocidad de la onda de cizalla (V_s) para la corteza de la tierra

de Brocher (2005), se determinó un perfil de velocidades V_s para la corteza (Tabla 4.2). La regresión de observaciones de V_s versus V_p para todas las litologías excepto rocas máficas, es la siguiente:

$$V_s(\text{Km/seg}) = 0.7858 - 1.2344V_p + 0.7949V_p^2 - 0.1238V_p^3 + 0.0064V_p^4$$

esta relación tiene un error cuadrático $R^2 = 0.979$ para V_p entre 1.5 y 8 Km/seg.

Por otro lado, la relación empírica entre V_s y V_p para rocas máficas, de Brocher (2005) es dada por:

$$V_s(\text{km/seg}) = 2.88 + 0.52(V_p - 5.25),$$

definida para $5.25 < V_p < 7.25$ km/seg.

Tabla 4.2: Modelo de velocidades V_p para la corteza (Guédez, 2003) y velocidades V_s estimadas de Brocher (2005).

Nº Capa	V_p (Km/seg) Promedio (Guédez, 2003)	V_s (Km/seg) Brocher	V_s (Km/seg) Brocher “Línea Máfica”
1	5.3	3.1912	
2. Corteza Superior	6.1	3.5953	
3. Corteza Inferior	7.0		3.79
4. Manto S.	8.29		4.5

Por otro lado, el factor de calidad “Q” para las ondas “s” estimado a partir de las ondas coda (García, 2004) en la zona de estudio es dado por:

Para profundidades $h(\text{Km}) > 40\text{Km}$ (Manto), y frecuencias entre (0-10)Hz el factor de calidad depende de la forma:

$$Q_s = Q_o^{\text{Prom}} f^{\alpha^{\text{Prom}}}; \text{ donde}$$

$$Q_o^{\text{Prom}} = 81 \pm 1.07;$$

$$\alpha^{\text{Prom}} = 0.895 \pm 0.04;$$

$f = \text{frecuencia (Hertz)}$.

$Q_s = \text{factor de calidad}$.

Para $h(\text{Km}) < 40\text{Km}$, y frecuencias entre (0-10)Hz el factor es

$$Q_o^{Prom} = 83.01 \pm 1.08;$$

$$\alpha^{Prom} = 0.89 \pm 0.035;$$

$$Q_s = Q_o^{Prom} f^{\alpha^{Prom}} ;$$

En consecuencia, el factor de calidad promedio en las frecuencias de nuestro interés (0-10) Hz, para las ondas “s” es calculado por la fórmula:

$$Q_{Prom} = \frac{1}{10} \int_0^{10} Q_s(f) df ;$$

por lo tanto, el factor “Q” para las ondas “S” en profundidades $h(\text{Km}) > 40 \text{ Km}$ (Manto) es $Q_{Prom} = 335.6416$, y para $h(\text{Km}) < 40 \text{ Km}$ es $Q_{Prom} = 340.93$.

De los datos estimados de factores Q_p y Q_s para Venezuela de Durand (2006), se tiene que el cociente $Q_p / Q_s = 0.8$, para la corteza en la zona de estudio. Con esta relación, se estimó los valores de Q_p en función de Q_s , (Tabla 4.3, 4.4). Por otro lado, se muestra las propiedades físicas V_s , V_p , Q_s , Q_p , para la corteza en la zona circundante Guarenas-Guatire en función de la profundidad (figura: 4.3).

Tabla 4.3: Factores de calidad Q_p y Q_s para la corteza.

Nº Capa	Q_p	Q_s
1	272.7440	340.9300
2. Corteza Superior	272.7440	340.9300
3. Corteza Inferior	272.7440	340.9300
4. Manto S.	268.5130	335.6416

Tabla 4.4: Resumen de parámetros geofísicos del Modelo de Corteza.

Nº Capa	Espesor (Km)	V _p (Km/seg)	V _s (Km/seg) Regresión de Brocher	V _s (Km/seg) Línea Máfica	Densidad	Q _p	Q _s
1	6.9	5.3	3.2		2.62	272.74	340.93
2. Corteza Sup.	8.5	6.1	3.6		2.70	272.74	340.93
3. Corteza Inf.	24.5	7.0		3.79	2.90	272.74	340.93
4. Manto Sup.	40	8.29		4.5	3.30	268.51	335.642

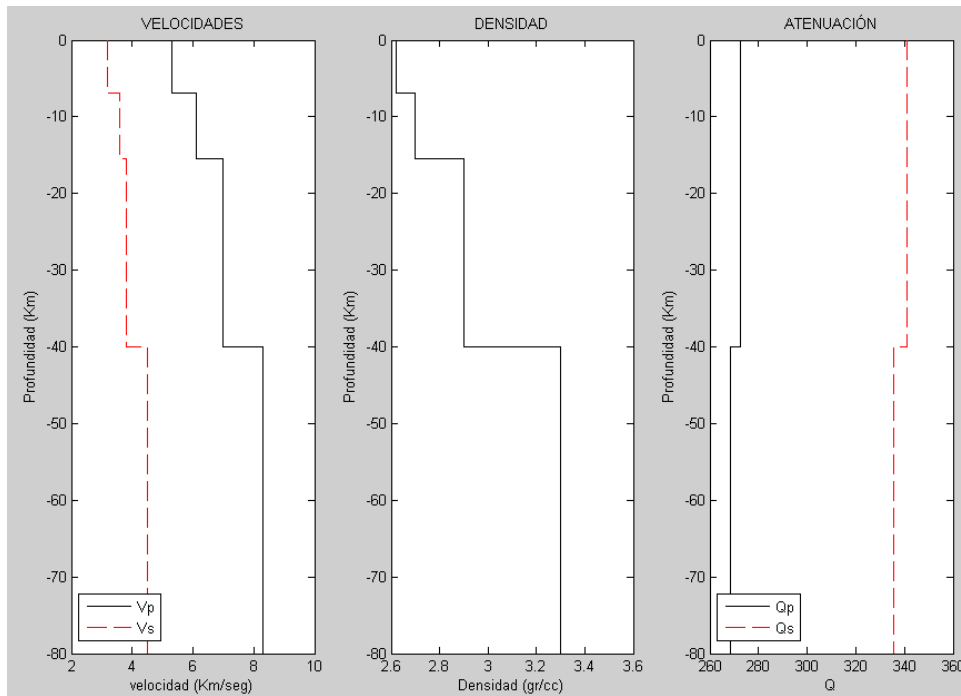


Figura 4.3: Muestra la variación de las propiedades físicas, de velocidad de onda P (V_p) y onda S (V_s) con la profundidad, como también de los factores de calidad Q_p y Q_s para la corteza en la zona circundante a Guarenas-Guatire.

4.2 Definición de mecanismos focales para sismos escenarios.

Por acceso remoto al Centro Internacional para Física Teórica de Trieste, Italia, desde Funvisis, en ambiente Linux, usando la dirección /afs/ictp/home/j/jalvarad se creó un directorio llamado GUAREN09, luego dentro de este se creó otro llamado "1D" en el cual se copiaron los archivos necesarios "p2r.par", "ggcort4.stp" y "paratest.par" para la generación de los modos Love y Rayleigh, y las autofunciones del modelo 1D. Se edita el archivo "ggcort4.stp", para definir las propiedades de las capas V_p , V_s , Q_p , Q_s , ρ (gr/cc) y espesor de capa (por ejemplo, figura: 4.4) y el archivo "p2r.par" (ejemplo, figura: 4.5).

thk(km)	rho	Vp(km/s)	Vs(km/s)	Qp	Qs	depth(km)	layer
2.0000	2.80	4.800000	2.400000	400.00	200.00	2.00000	1
2.0000	2.83	5.800000	3.300000	400.00	200.00	4.00000	2
2.0000	2.84	6.200000	3.500000	400.00	200.00	6.00000	3
8.0000	2.85	5.700000	3.300100	400.00	200.00	14.00000	4
2.0000	2.86	6.200000	3.550000	400.00	200.00	16.00000	5
21.0000	2.87	6.500000	3.700000	400.00	200.00	37.00000	6
3.0000	2.90	7.000000	4.000000	400.00	200.00	40.00000	7
3.0000	3.10	7.500000	4.300000	400.00	200.00	43.00000	8
40.0000	3.35	8.100000	4.500000	400.00	200.00	83.00000	9

Figura. 4.4: Muestra un ejemplo de cómo editar un archivo "n_o_s.stp", donde "n_o_s" significa nombre de estructura, que para este trabajo es "ggcort4".

```
Parameters file for program p2r
0.          reference structure (0 = none)
10.         max frequency (1 or 10 Hz)
4.50        min velocity for halfspace (1Hz=6.42,10Hz=4.50)
n_o_s.stp   physical layers first structure
```

Figura.4.5: Muestra un ejemplo de cómo editar un archivo "p2r.par", la velocidad mínima V_s para el semiespacio debe ser 4.5Km/seg para cálculos hasta 10Hz, y 6.42Km/seg para cálculos hasta 1Hz.

Por otro lado, el Mecanismo Focal encontrado para la falla San Sebastián, lo más cerca posible a Guarenas-Guatire es:

Sismo: 2002/05/28, (Audemard et al., 2005).

AZI =90° respecto al norte.

Buzamiento de la falla = 30°

Ángulo de deslizamiento de la falla (siglas en ingles: Rake) = 176.1°

Profundidad = 9Km

Latitud = 10.638

Longitud =-66.813

Se escogió este mecanismo focal justo al norte de la F. San Sebastián y al norte de la zona Guarenas-Guatire (figura: 4.6). Se editó el archivo “paratest.par” (ejemplo, figura: 4.8) para poder variar los ángulos rumbo-receptor, buzamiento de la falla, ángulo de deslizamiento de la falla (Rake), uno a la vez para determinar los parámetros del mecanismo focal que originen mejor amplitud en los sismogramas sintéticos pero los parámetros se varían en un rango de 30° alrededor de los valores iniciales.

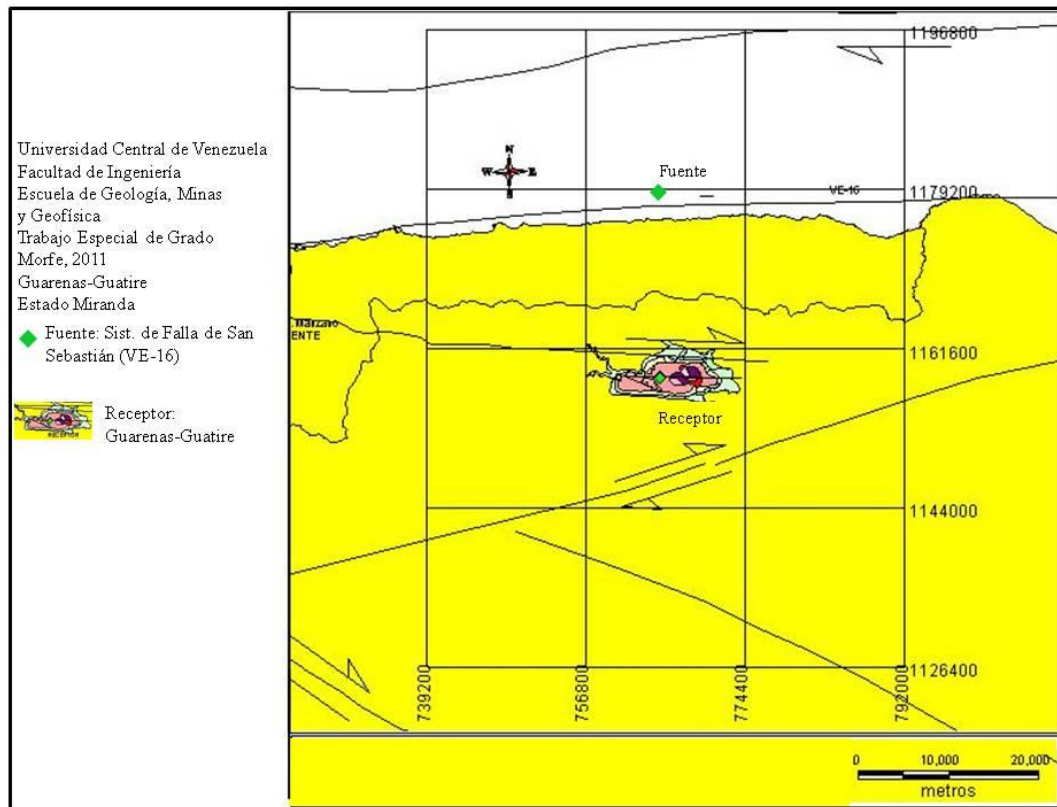


Figura.4.6: Ubicación del sismo escenario al norte de Guarenas-Guatire.

Los parámetros que pueden ser variados son:

Ángulo que hay entre el rumbo de la falla y el receptor (siglas en ingles: SRE) (grados), (figura: 4.7).

Ángulo de buzamiento de la falla (siglas en ingles: DIP), (grados).

Ángulo de deslizamiento de la falla (siglas en ingles: rake), (grados).

Profundidad de la fuente (Km), (siglas en ingles: SDE).

Distancia epicentral (Km), (siglas en ingles: EDI).

Profundidad del receptor (Km), (siglas en ingles: RDE).

Modos a usar (0 0 significa todos), (siglas en ingles: MOD).

Magnitud (siglas en ingles: MAG).

Solo un parámetro puede ser activado para que varíe por el “loop”, en una corrida del programa y es elegido colocando un “1” (uno) en el primer campo numérico (figura.

4.8). Todos los demás parámetros deben tener un “0” (cero), en el primer campo numérico. En dicha figura se observa que el ángulo rumbo/receptor es variado entre 0° y 345° con un paso de 15°. Los parámetros que no son variados, el segundo valor del campo numérico es tomado por el programa, es decir, dip 45°, rake 90°, profundidad de fuente 5Km, (figura: 4.8).

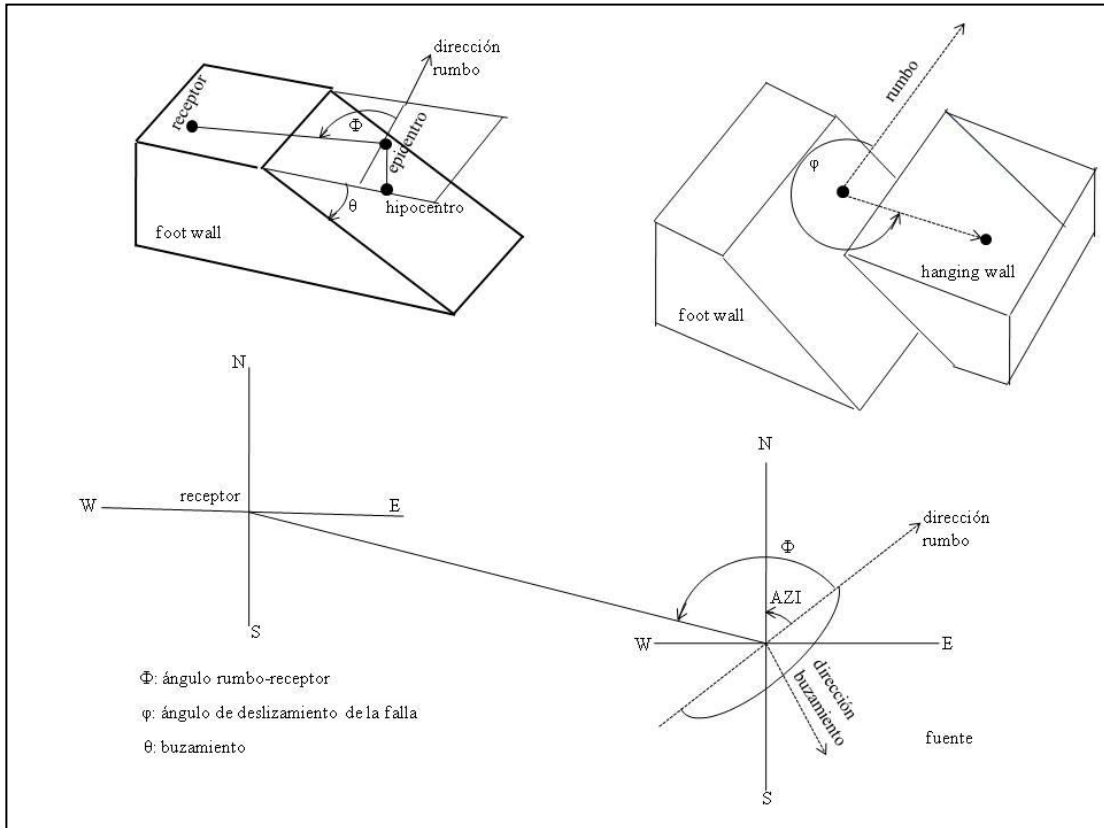


Figura. 4.7: **Ángulos rumbo/receptor, deslizamiento de la falla y de buzamiento en fallas y fuente-receptor.**

```

Parameter file for program paratest
-----
t_l          test label (root for output filenames - 13 chars max)
0           Ref box file for values not listed below(0=no,13char.max)
n_o_s.spl   Love spectrum file
n_o_s.spr   Rayleigh spectrum file
3           Motion (1=displ, 2=vel, 3=acc)
SRE 1 0 345 15 Strike (loop 0=no,1=yes, start, stop, step) (Degrees)
DIP 0 45 90 5 Dip (loop 0=no,1=yes, start, stop, step) (Degrees)
RAK 0 90 90 15 Rake (loop 0=no,1=yes, start, stop, step) (Degrees)
SDE 0 5 10 1 Source Depth (loop 0=no/1=yes, start, stop, step) (km)
EDI 0 20 100 10 Epicentral Distance(loop 0=no/1=yes,start,stop,step) (km)
RDE 0 0 20 2 Receiver Depth (loop 0=no/1=yes, start, stop, step) (km)
MOD 0 0 0 1 Modes (loop 0=no/1=yes, start, stop, step (must be 1) )
INT 0 0 9 1 Interpolation (0-9) (flag 0=no,1=yes, start, stop, step)
MAG 0 5.0 5.5 .1 Magnitude (flag 0=no,1=yes, start, stop, step)

```

Figura. 4.8: Ejemplo de cómo editar un archivo “paratest.par”

Se procede a correr el programa “p2rm.out” e inmediatamente “sh job1D”, cuando termina la corrida se generan los archivos “ggcort4.spl.ps” y “ggcort4.spr.ps” (figura: 4.9, 4.10) que muestran las velocidades de fase en función de frecuencia para las ondas Love y Rayleigh respectivamente. Por otro lado, se puede observar en estas gráficas, que se forman 3 capas las cuales representan las 3 capas que hay sobre el manto (semiespacio), y las velocidades de fase c [Km/seg] de las ondas Love y Rayleigh están entre la mínima y máxima velocidad V_s del modelo de capas escogido. Para bajar las gráficas se usó el programa “WinSCP”.

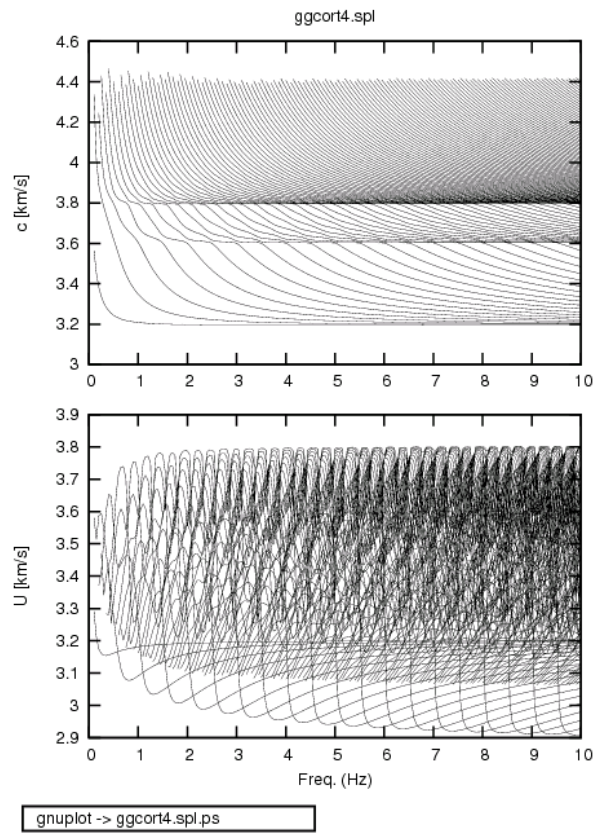


Figura 4.9: Muestra la gráfica de la relación de dispersión de las ondas Love (parte superior), la cual depende de las propiedades físicas de la corteza, y velocidad de grupo U[Km/seg] (parte inferior).

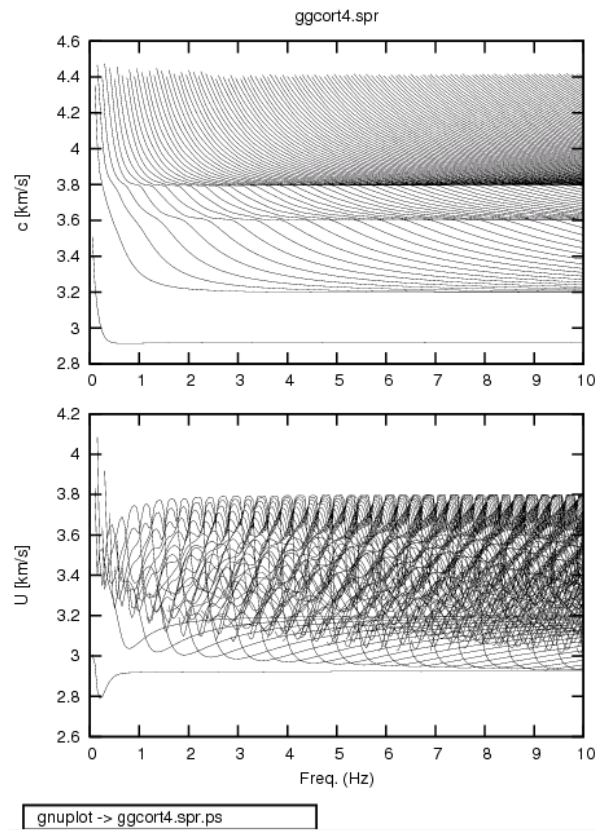


Figura 4.10: Muestra la gráfica de la relación de dispersión de las ondas Rayleigh (parte superior), la cual depende de las propiedades físicas de la corteza, y velocidad de grupo U[Km/seg] (parte inferior).

Otra gráfica que se tiene es la de máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo (grados) que hay entre el rumbo de la falla (strike) y el receptor (receiver), para cada componente, radial, vertical y transversal (figura: 4.11), el ángulo rumbo/receptor tomado del mecanismo focal real es de 270 grados para la falla de San Sebastián, en esta figura se observa mediante una línea roja las amplitudes máximas de cada componente del sismograma sintético para el ángulo de 270° (rumbo/receptor), y que la componente radial y vertical tienen una amplitud máxima muy pequeña, en consecuencia en esta figura se trazaron una línea azul (izquierda) y línea azul (derecha) para cuyos ángulos plausibles rumbo/receptor de 245° y 290° respectivamente, se tienen unas amplitudes máximas del sismograma sintético aceptables para las componentes radial y vertical (P-SV).

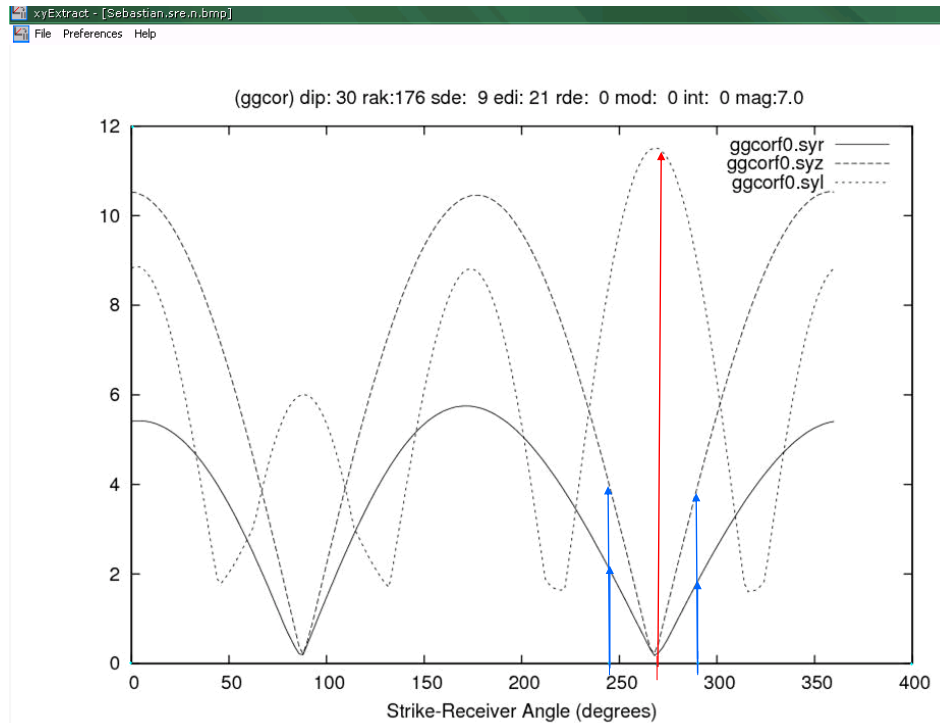


Figura 4.11: Máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo rumbo/receptor para cada componente, r = radial, z = vertical y l = transversal. El ángulo rumbo/receptor de 270° correspondiente a la línea roja, se escoge para la componente transversal. “ggcor” es el nombre raíz de salida del archivo de las gráficas de pruebas.

Se procede a modificar el archivo “paratest.par”, y el parámetro a variar ahora será el ángulo de deslizamiento de la falla, luego se corre el programa “sh job1Da”. Se obtuvo la gráfica de máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo (grados) de deslizamiento de la falla para cada componente, radial, vertical y transversal (figura: 4.12), el ángulo de deslizamiento de la falla (rake) tomado del mecanismo focal real es de 176.1° grados para la falla de San Sebastián, en esta figura se observa mediante una línea roja las amplitudes máximas de cada componente del sismograma sintético para el ángulo de 176.1° (rake), y que la componente radial y vertical tienen una amplitud máxima muy pequeña, en consecuencia en esta figura se trazaron dos líneas azules para cuyo ángulo posible de deslizamiento de la falla de

150°, se tienen unas amplitudes máximas del sismograma sintético aceptables para las componentes radial y vertical (P-SV). La razón por la selección de los respectivos ángulos es obtener una amplitud lo más grande posible en las ondas sin alejarse de la geología y así garantizar que las ondas perturben la cuenca.

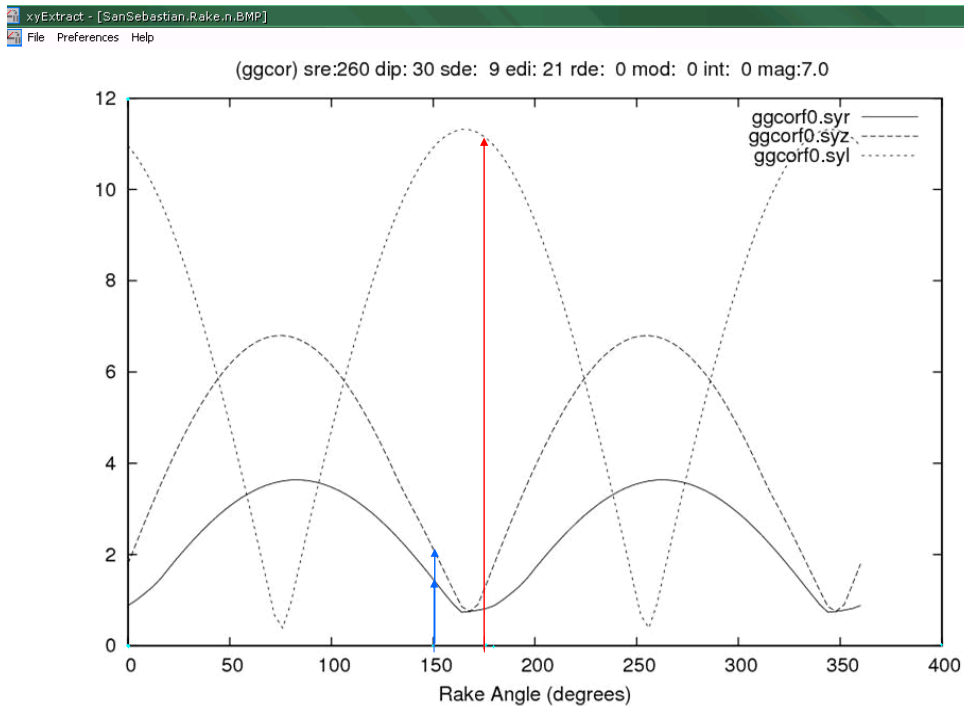


Figura 4.12: Máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo de deslizamiento de la falla para cada componente, r = radial, z = vertical y l = transversal. El ángulo de deslizamiento de la falla de 176.1° de la línea roja se escoge para la componente transversal. El ángulo de deslizamiento de la falla de 150° es un valor posible para la componente “P-SV”.

En función de todas las gráficas obtenidas (figuras: 4.11, 4.12) para la Falla San Sebastián y de su análisis se llegó al siguiente mecanismo focal para dicha falla:

Ángulo de buzamiento de la falla = 30°

Ángulo de deslizamiento de la falla (SH) = 176.1°

Ángulo de deslizamiento de la falla (P-SV) = 150°

Ángulo rumbo-receptor (SH) = 270°

Ángulo rumbo-receptor (P-SV) = 245° ; Mag =7.0 ;

Profundidad = 8 Km.

Por otro lado, el mecanismo focal encontrado (Audemard et al., 2005) para la Falla Pichao del sistema de falla La Victoria (VE-08E), es:

$$AZI = 39^\circ$$

$$\text{Ángulo de buzamiento de la falla} = 75^\circ$$

$$\text{Ángulo de deslizamiento de la falla} = -31.5^\circ$$

$$H = 15 \text{ Km}$$

$$\text{Latitud} = 10.3^\circ$$

$$\text{Longitud} = -67.00^\circ$$

Se trasladó éste mecanismo focal hacia el Este justo al Sur de Guarenas-Guatire (figura: 4.13). Se procede a modificar el archivo “paratest.par” con el mecanismo focal de la Falla Pichao, para tal mecanismo se varió los ángulos, rumbo-receptor y de deslizamiento de la falla, (usando el archivo de parámetros “paratest.par”) uno a la vez para determinar los parámetros del mecanismo focal que originen mejor amplitud en los sismogramas sintéticos pero en un rango de 30° alrededor de los valores iniciales. El primer parámetro a variar es el ángulo de rumbo/receptor, luego se corre el programa “sh job1Da”. Se obtuvo la gráfica de máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo (grados) de rumbo/receptor para cada componente, radial, vertical y transversal del sismograma sintético (figura: 4.14), el ángulo de rumbo/receptor tomado del mecanismo focal real es de 39° grados para la Falla Pichao, en esta figura se observa una línea roja que indica las amplitudes máximas de cada componente del sismograma sintético para el ángulo de 50° (rumbo/receptor), siendo estas amplitudes máximas de las componentes radial y vertical (P-SV) aceptables.

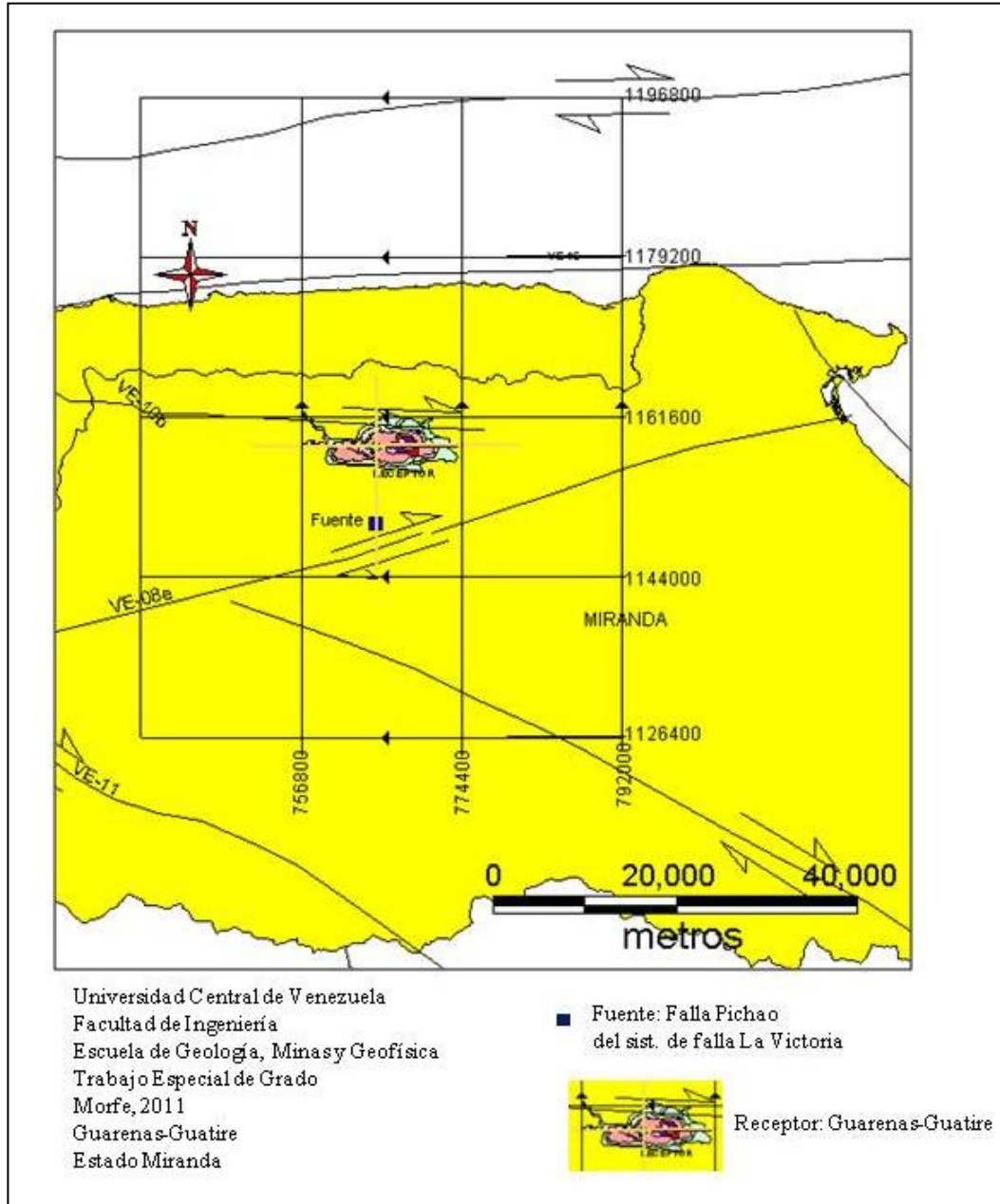


Figura. 4.13: Ubicación del sismo escenario en la Falla Pichao al sur de Guarenas-Guatire.

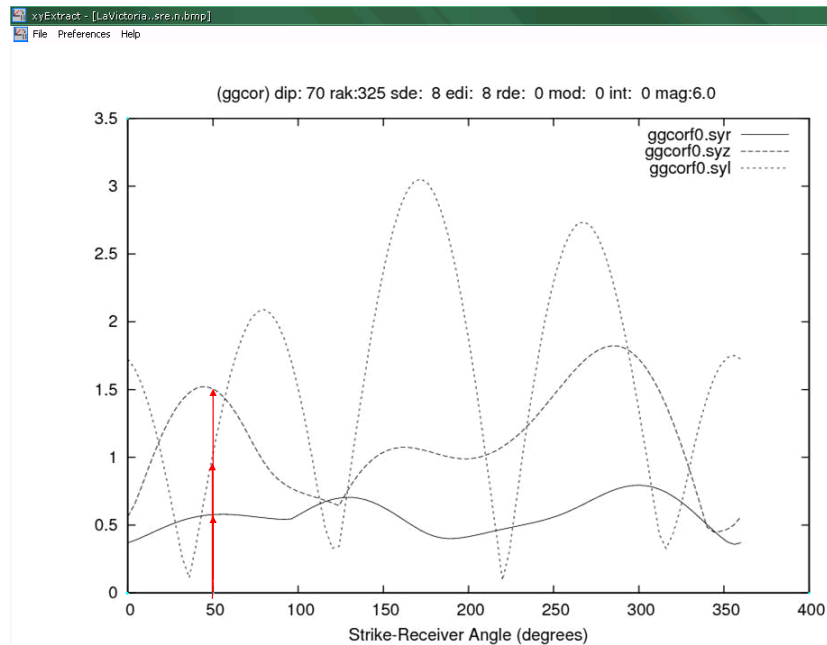


Figura 4.14: Máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo rumbo/receptor para cada componente, r = radial, z = vertical, y l = transversal. El ángulo de 50° (rumbo/receptor) se escoge para las componentes transversal y “P-SV”.

Se procede a modificar el archivo “paratest.par”, y el parámetro a variar ahora será el ángulo de deslizamiento de la falla, luego se corre el programa “sh job1Da”. Se obtuvo la gráfica de máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo (grados) de deslizamiento de la falla para cada componente, radial, vertical y transversal (figura: 4.15), el ángulo de deslizamiento de la falla tomado del mecanismo focal real es de 328.5° grados para la Falla Pichao medido en sentido anti-horario, en esta figura se observa una línea azul que indica (izquierda) las amplitudes máximas de las componentes “P-SV” del sismograma sintético para el ángulo de 318° de deslizamiento de la falla el cual es posible de usar, y la línea azul (derecha) muestra la amplitud máxima de la componente transversal del sismograma para el ángulo de deslizamiento de la falla de 340° el cual es posible de usar.

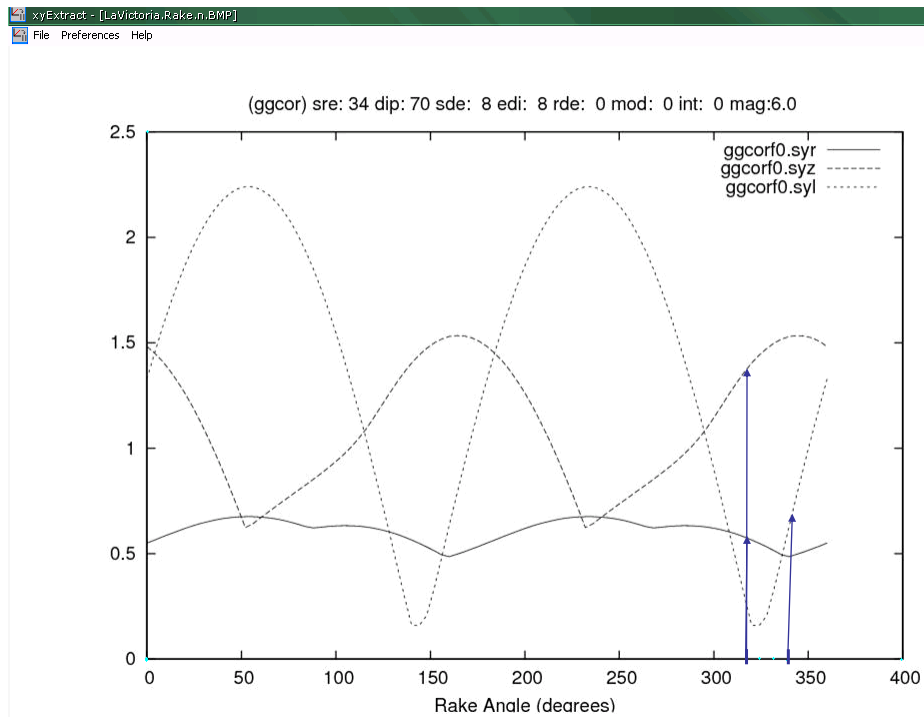


Figura 4.15: Máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo de deslizamiento de la falla para cada componente, r = radial, z = vertical, y l = transversal. El ángulo de deslizamiento de la falla de 318° es posible de usar para la componente “P-SV” (línea azul izquierda) y el ángulo de valor 340° es un valor posible de ángulo de deslizamiento de la falla para la componente transversal (línea azul derecha).

En función de todas las gráficas obtenidas (figuras: 4.14, 4.15) para la Falla Pichao del sistema de fallas La Victoria y de sus análisis se llegó al siguiente mecanismo focal para dicha falla:

Ángulo rumbo/receptor (SH) = 50 °

Ángulo rumbo/receptor (P-SV) = 50° ; rumbo de la falla = 44°NE

Ángulo de buzamiento de la falla = 79°

Ángulo de deslizamiento de la falla (SH) = 340°

Ángulo de deslizamiento de la falla (P-SV) = 318°

Profundidad = 8 Km.

Magnitud = 6.0

Por otro lado, el mecanismo focal planteado para la Falla Tacagua, (VE-10a), (Ollarves et al., 2007) es:

$$AZI = 120^\circ$$

$$\text{Ángulo de buzamiento de la falla} = 85^\circ$$

$$\text{Ángulo de deslizamiento de la falla} = 310^\circ$$

$$H = 5 \text{ Km} ; \text{Latitud} = 10.52^\circ ; \text{Longitud} = -66.97^\circ$$

Para tal mecanismo focal localizado hacia el Oeste de la zona de estudio (figura: 4.16), se varió los ángulos, rumbo-receptor, buzamiento y de deslizamiento de la falla, (usando el archivo de parámetros “paratest.par”) uno a la vez para determinar los parámetros del mecanismo focal que originen mejor amplitud de los sismogramas sintéticos pero en un rango de 30° alrededor de los valores iniciales. El primer parámetro a variar es el ángulo de rumbo/receptor, luego se corre el programa “sh job1Da”. Se obtuvo la gráfica de máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo (grados) de rumbo/receptor para cada componente, radial, vertical y transversal del sismograma sintético (figura: 4.17), el ángulo rumbo/receptor tomado del mecanismo focal real es de 30° grados para la Falla Tacagua, en esta figura se observa mediante una línea roja la amplitud máxima de la componente transversal del sismograma sintético para el ángulo de 50° (rumbo/receptor) el cual es posible de usar, y las líneas azules (izquierda) muestran las amplitudes máximas de las componentes “P-SV” del sismograma para el ángulo rumbo/receptor de 20° el cual es posible de usar.

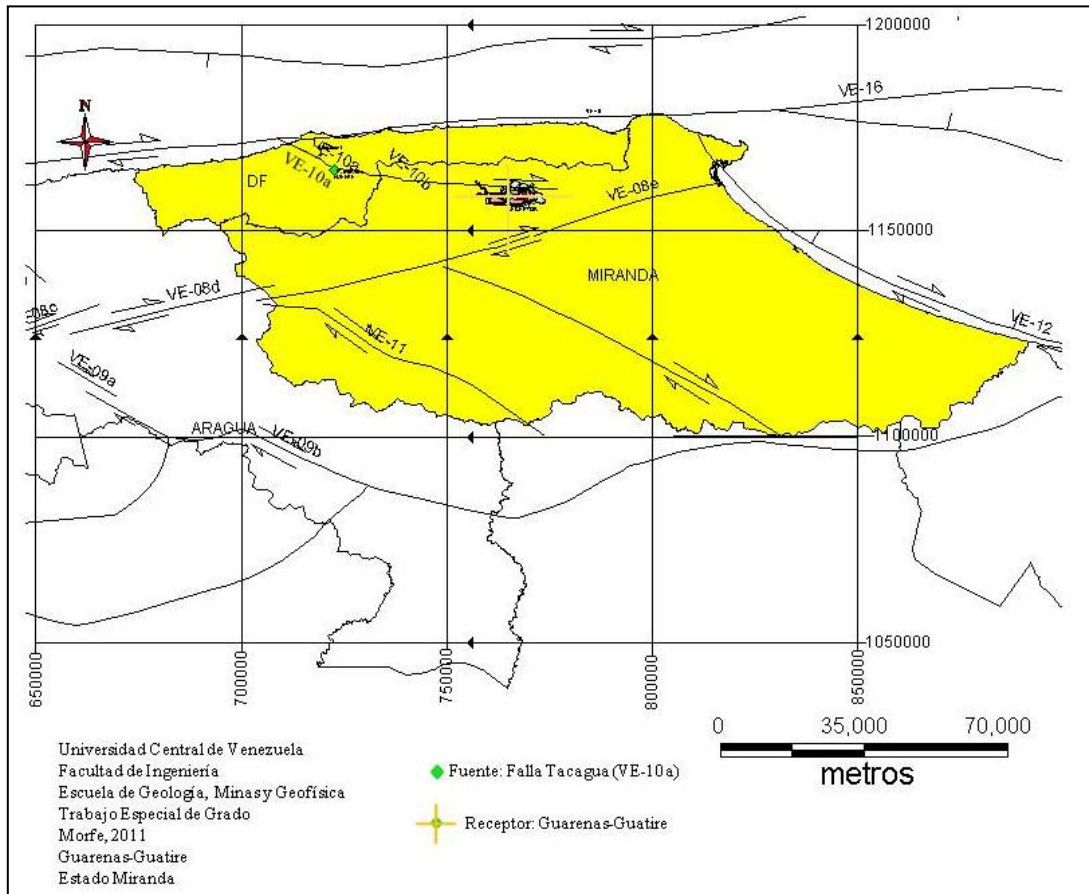


Figura. 4.16: Ubicaci3n del sismo escenario en la Falla Tacagua al Oeste de Guarenas-Guatire.

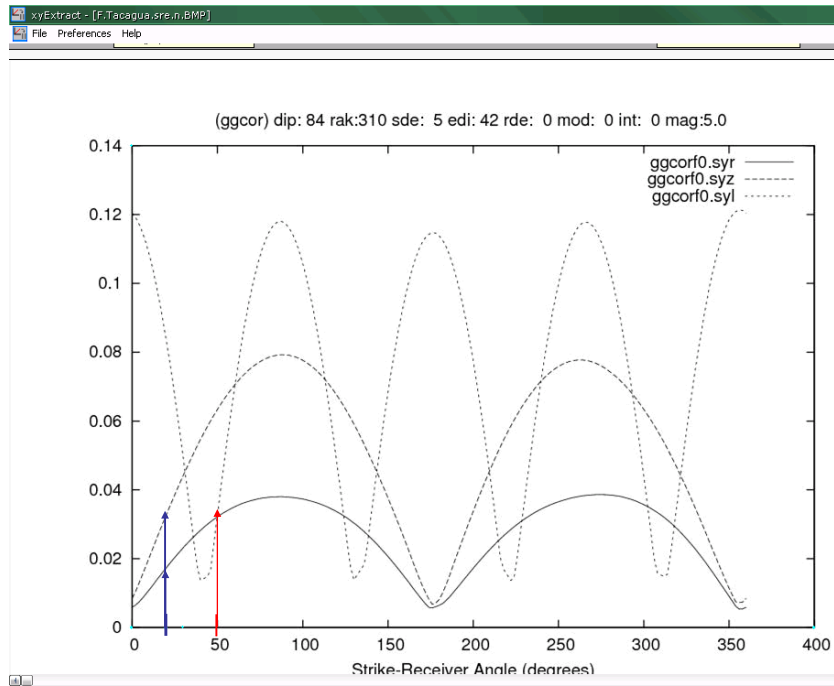


Figura 4.17: **Máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo rumbo/receptor para cada componente, r = radial, z = vertical, y l = transversal. El ángulo rumbo/receptor de 50° indicado por la línea roja, para la componente transversal y el ángulo rumbo/receptor de 20° indicado por la línea azul son posibles para las componentes transversal y “P-SV” respectivamente.**

Se procede a modificar el archivo “paratest.par”, y el parámetro a variar ahora será el ángulo de deslizamiento de la falla, luego se corre el programa “sh job1Da”. De la corrida se obtuvo la gráfica de máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo (grados) de deslizamiento de la falla para cada componente, radial, vertical y transversal (figura: 4.18), el ángulo de deslizamiento de la falla tomado del mecanismo focal real es de 310° grados para la Falla Tacagua medido en sentido anti-horario, en esta figura se observa mediante una línea azul (izquierda) las amplitudes máximas de las componentes “P-SV” del sismograma sintético para el ángulo de deslizamiento de la falla de 305° el cual es posible de usar, y la línea roja (derecha) muestra la amplitud máxima de la componente transversal del sismograma para el ángulo de deslizamiento de la falla de 320° el cual es posible de usar.

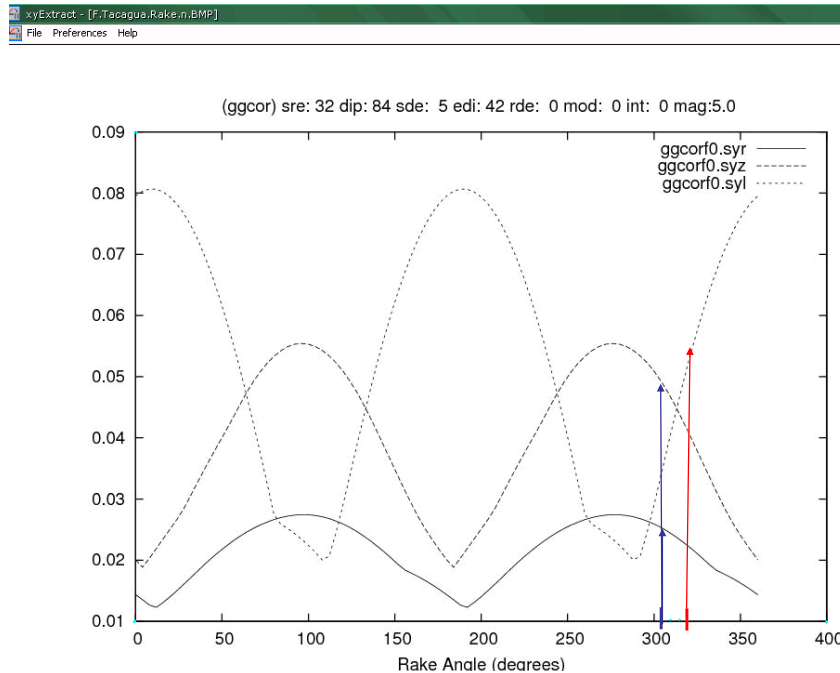


Figura 4.18: **Máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo de deslizamiento de la falla para cada componente, r = radial, z = vertical, y l = transversal. El ángulo de deslizamiento de la falla de 305° indicado por la línea azul y el ángulo de deslizamiento de la falla de 320° indicado por la línea roja son posibles de usar para las componentes “P-SV” y transversal respectivamente.**

Se procede a modificar el archivo “paratest.par”, y el parámetro a variar ahora será el ángulo de “buzamiento” de la falla, luego se corre el programa “sh job1Da”. Se obtuvo la gráfica de máxima amplitud del sismograma sintético (cm) en función del ángulo (grados) de buzamiento para cada componente, radial, vertical y transversal (figura: 4.19), el ángulo de buzamiento tomado del mecanismo focal real es de 85° grados para la Falla Tacagua medido en sentido horario, en esta figura se observa mediante unas líneas rojas las amplitudes máximas de las componentes “P-SV” y transversal del sismograma sintético para el ángulo de buzamiento de 84.2° el cual es posible de usar.

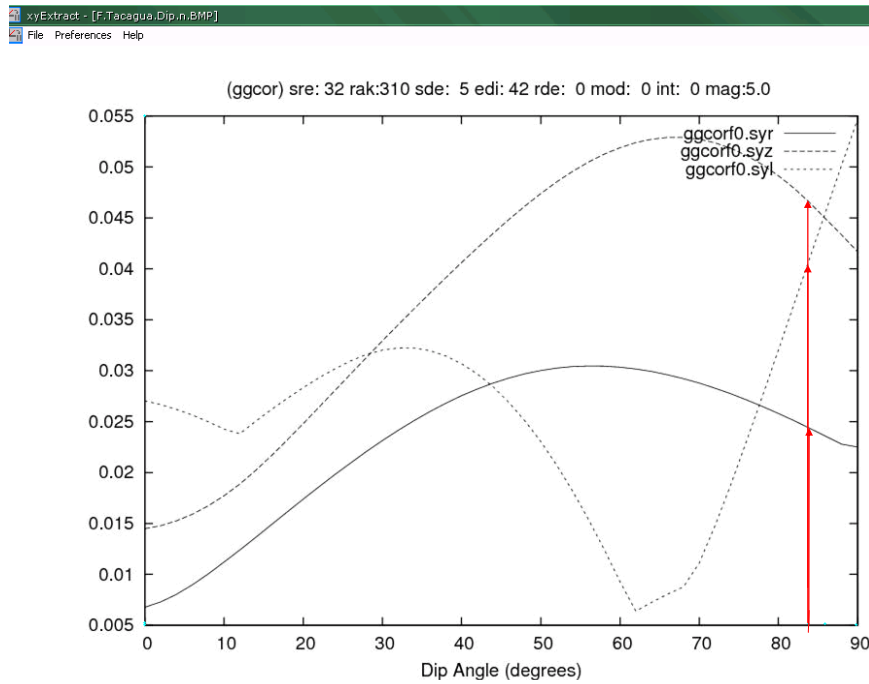


Figura 4.19: Máxima amplitud del sismograma sintético en función del ángulo de buzamiento para cada componente, r = radial, z = vertical, y l = transversal. El ángulo de buzamiento de 84.2° para las componentes transversal y P-SV es posible de usar.

En función de todas las gráficas obtenidas (figuras: 4.17, 4.18, 4.19) para la Falla Tacagua y de sus análisis se llegó al siguiente mecanismo focal para dicha falla:

Ángulo rumbo/receptor (SH) = 50° ;

Ángulo rumbo/receptor (P-SV) = 20° ;

Ángulo de deslizamiento de la falla (SH) = 320° ;

Ángulo de deslizamiento de la falla (P-SV) = 305° ;

Profundidad = 5Km.

Ángulo de buzamiento de la falla = 84.2°.

4.3 Metodología para calcular los sismogramas sintéticos y espectros de frecuencias del modelo 2D (sumatoria modal y diferencias finitas).

Se tomaron 4 perfiles de la cuenca Guarenas-Guatire (figura: 4.20) de los cuales para los perfiles 1, 2 y 3 el sismo viene del norte provocado por el sistema de fallas de San Sebastián, y también para los perfiles 1, 2 y 3 el sismo viene del sur ocasionado por la Falla Pichao del sistema de fallas La Victoria y en el perfil 4 dirección Oeste-Este incide un sismo que viene del oeste ocasionado por la Falla Tacagua.

4.3.1 Parámetros físicos: factor Q_p y Q_s , velocidades V_p , V_s y densidades del modelo 2D.

La cuenca Guarenas-Guatire está formada principalmente por dos capas sedimentarias suprayacentes sobre el Esquisto de Las Mercedes como se observa en los perfiles (figura, 4.21), en la tabla 4.5 se muestra los parámetros físicos correspondientes. Los factores de calidad son escogidos según la geología de los sedimentos.

Tabla 4.5: **Parámetros físicos V_p , V_s , Q_s , Q_p , y ρ (gr/cc)**

	V_p (m/seg)	V_s (m/seg)	Q_p (Vaccari, 2007)	Q_s (Vaccari, 2007)	ρ (gr/cc)
Arena limosa densa, arcilla limosa muy dura	700 (Noda, 2008)	400 (Noda, 2008)	100	50	1,6 (Noda, 2008)
Formación Guatire: constituida por los sedimentos clásticos no consolidados (QG2; lo que más predomina), arenas y limos laminados, arcillas y los sedimentos clásticos cementados (QG1), gravas y conglomerados.	2000 (Noda, 2008)	800 (Noda, 2008)	100	50	1,8 (Noda, 2008)
Esquistos Las Mercedes	3800 (Rocabado et al., 2006)	2200 (Rocabado et al., 2006)	478	319	2,65 (Rocabado et al., 2006)

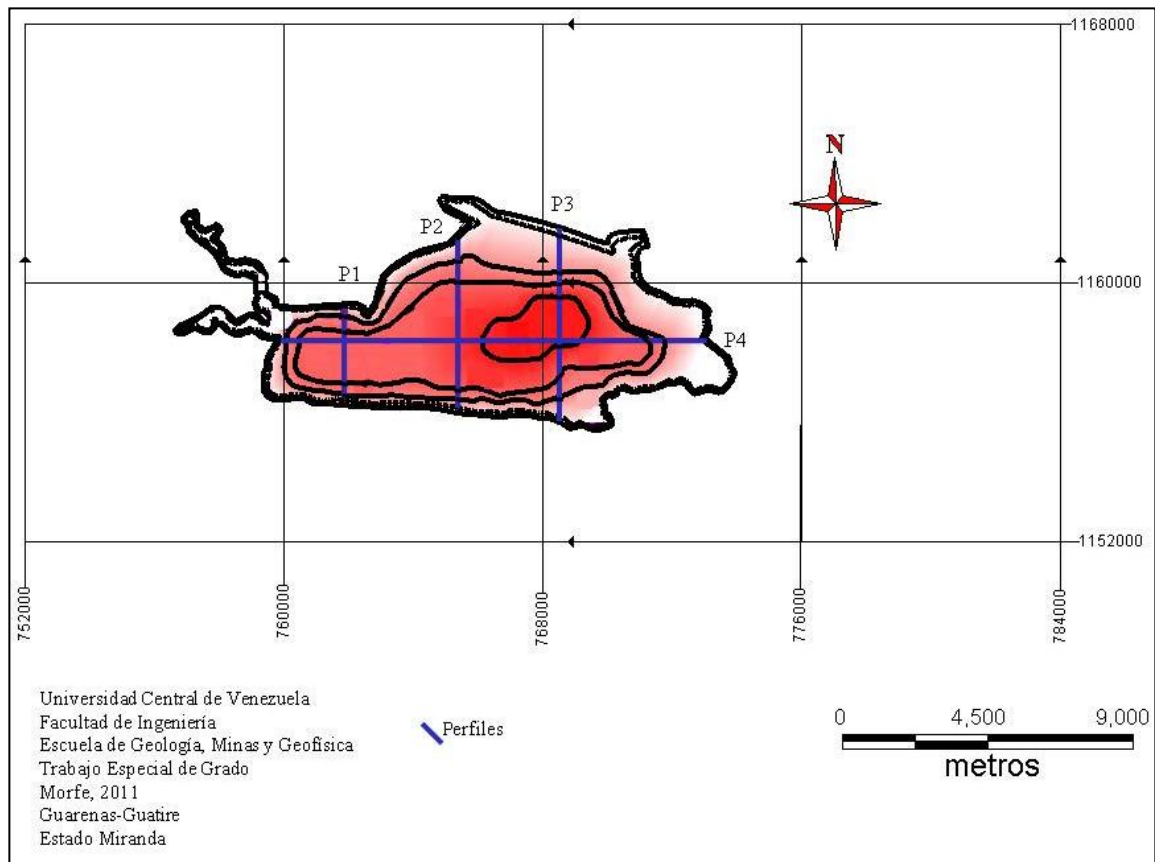


Figura.4.20: Ubicación de los perfiles.

Se digitalizó cada área de un perfil particular, en un contorno cerrado (el primer punto idéntico al último) y se guardaron en archivos independientes “.txt”, esto se hizo para cada perfil. Las áreas vecinas son digitalizadas, usando los mismos puntos en el contacto entre ellas. Se obtuvo 3 archivos con los contornos cerrados de las diferentes áreas presentes en el perfil particular, es decir, el “perfil” tiene archivos llamados (p1capaS1, p1capaS2, p1capaS3) análogamente para los otros perfiles, (ver figura 4.25). Los archivos textos de extensión “.txt” se cambian a extensión “.bln”. A continuación se transformaron los archivos de extensión “.bln” a formato UNIX con el comando “dos2unix”.

Es editado el archivo “bln2pof.inp”, en el cual se escriben las propiedades físicas, densidad, V_p , V_s , Q_p , Q_s y nombre de cada capa del perfil correspondiente. Se corre el

programa “bln2pof.out” que crea el archivo de extensión “.pof” el cual contiene los datos del archivo “bln2pof.inp” y los datos de cada archivo de extensión “.bln” correspondientes al perfil. El archivo “pfdg9.par” se edita con los parámetros de fuente, nombre del archivo con extensión “.pof”, frecuencia de corte del filtro pasa bajo. Se crea dentro del directorio “GUAREN09” una carpeta llamada “2D”, en la cual se crea la carpeta llamada “perfil1” (para el perfil1), dentro de esta carpeta se guardan los archivos “ggcort4.spl” y “ggcort4.spr” que contienen los modos Love y Rayleigh, como también el archivo perfil1.pof, además esta carpeta debe contener su archivo correspondiente “pfdg9.par, de forma análoga se hace para los otros perfiles. Dentro de la carpeta perfil1 contenida en la carpeta llamada “2D”, para obtener los sismogramas y espectros de frecuencia corremos los siguientes programas en el orden indicado: “pfdg9m.out” el cual genera los sismogramas con la técnica de sumatoria modal y diferencia finita y la creación de gráficas, luego se corre “job2D64” programa que tiene los comandos que guían el proceso de preparación de data para el almacenamiento de resultados, y la notificación del avance del proceso por acceso remoto, inmediatamente se corre el comando “newgrp geophysGroup” para trabajar en las computadoras “amd64-sand” pertenecientes al grupo “SAND” del ICTP (limitadas al grupo de geofísicos), después se procede a registrarse en las computadoras “amd64-sand”, por medio del siguiente comando “ssh amd64-sand”, dando inmediatamente el password: funvis, una vez registrado el trabajo es enviado a ejecutar a través del comando “nohup ./job2D64 ... &”, generándose los resultados los cuales son guardados en el archivo llamado “perf_1.ps2D.tar.bz2” que se hallará en la carpeta “perfil1”. Los pasos para obtener los sismogramas y espectros de frecuencia también se realizaron dentro de las carpetas, perfil2, perfil3, perfil4, perfil5, perfil6 y perfil7 para obtener los resultados de estos perfiles. Todos los resultados son bajados por el programa WinSCP.

Las gráficas obtenidas para cada perfil son la relación espectral de potencia H/V (con sus valores correspondientes sobre la figura a color) versus la frecuencia y a lo largo de la distancia del perfil, la relación del espectro de respuesta (RSR) de la

aceleración, para las componentes vertical, radial y transversal (con sus valores correspondientes sobre la figura) versus la frecuencia y a lo largo de la distancia del perfil. Además se generaron gráficas de sismogramas sintéticos del desplazamiento, velocidad y aceleración en función del tiempo y a lo largo de la distancia del perfil, estas últimas se hallan en los anexos y tienen carácter cualitativo. En los anexos también se hallan las gráficas de relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración máxima y sus períodos correspondientes versus la distancia a lo largo del perfil y, las gráficas de la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales para los perfiles.

La relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración en un sitio en el valle se interpreta como la relación de la amplitud de la aceleración en el sitio (superficie de los sedimentos) a la amplitud de la aceleración que debe ser registrada en la superficie del basamento si el valle no existe, ambas amplitudes corresponden a armónicos con una misma frecuencia; esta relación en consecuencia, depende de la frecuencia. Por lo tanto, la relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración máximo en un sitio del valle se define como el valor máximo que toma la (RSR) de la aceleración en ese sitio del valle con su frecuencia correspondiente.

La relación espectral de potencia H/V en un sitio en el valle se interpreta como el cociente de la relación del espectro de respuesta (RSR) del desplazamiento horizontal y la relación del espectro de respuesta (RSR) del desplazamiento vertical en ese sitio, (lo cual depende de la frecuencia).

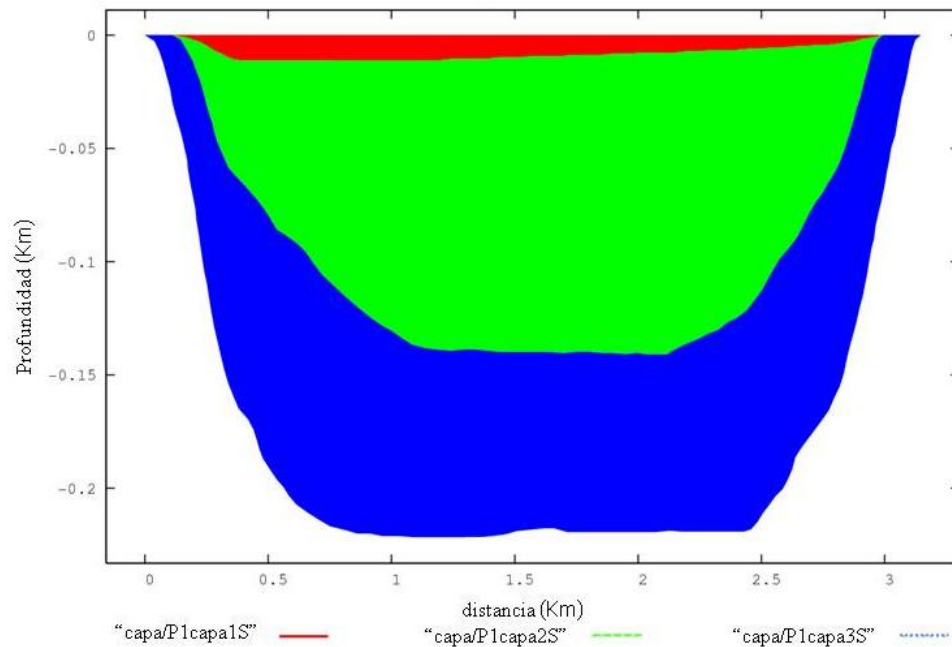


Figura. 4.21: El perfil 1 con sismo dirección norte-sur, la fuente está localizada a la izquierda de la imagen.

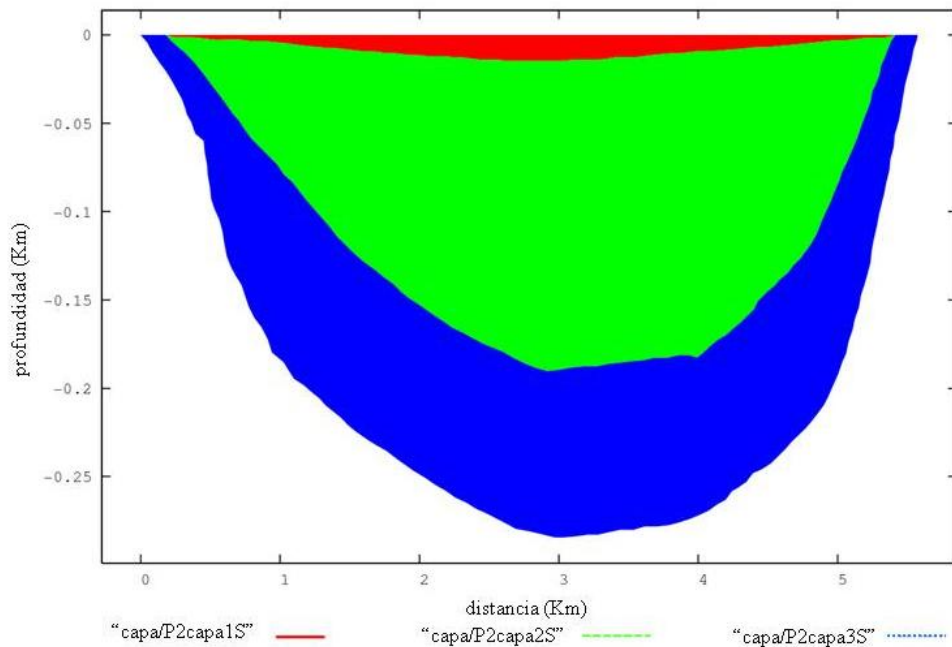


Figura. 4.22: El perfil 2 con sismo dirección norte-sur, la fuente está localizada a la izquierda de la imagen.

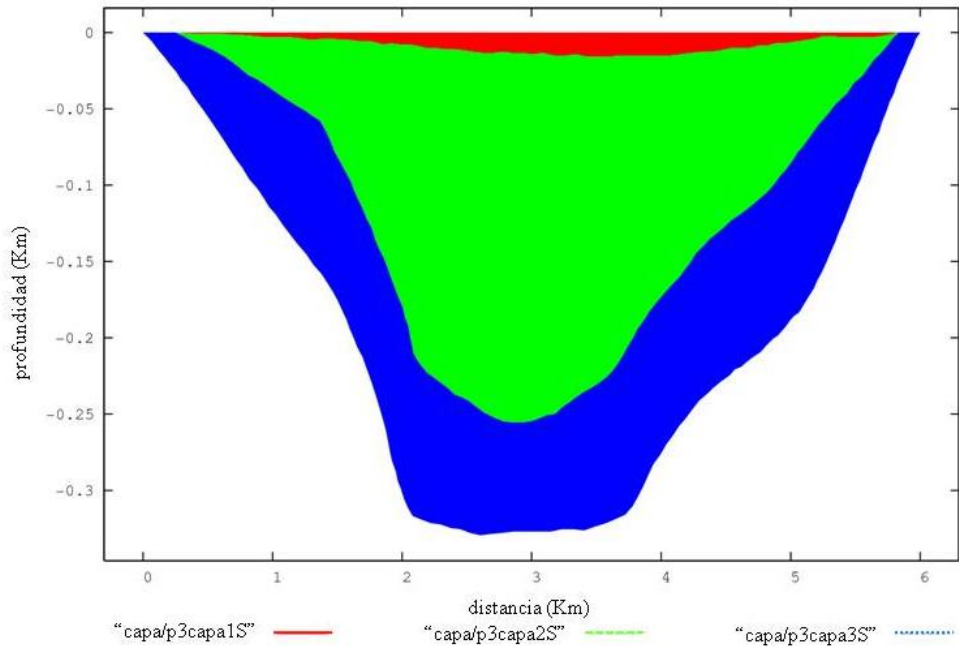


Figura. 4.23: El perfil 3 con sismo dirección norte-sur, la fuente está localizada a la izquierda de la imagen.

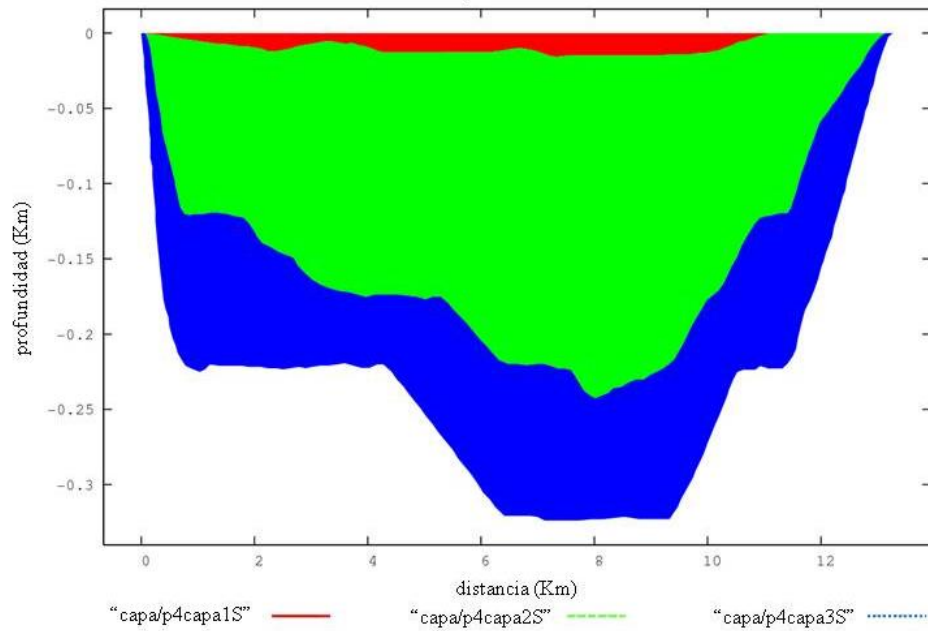


Figura. 4.24: El perfil 4 de dirección Oeste-Este y con sismo dirección Oeste-Este, la fuente está localizada a la izquierda de la imagen.

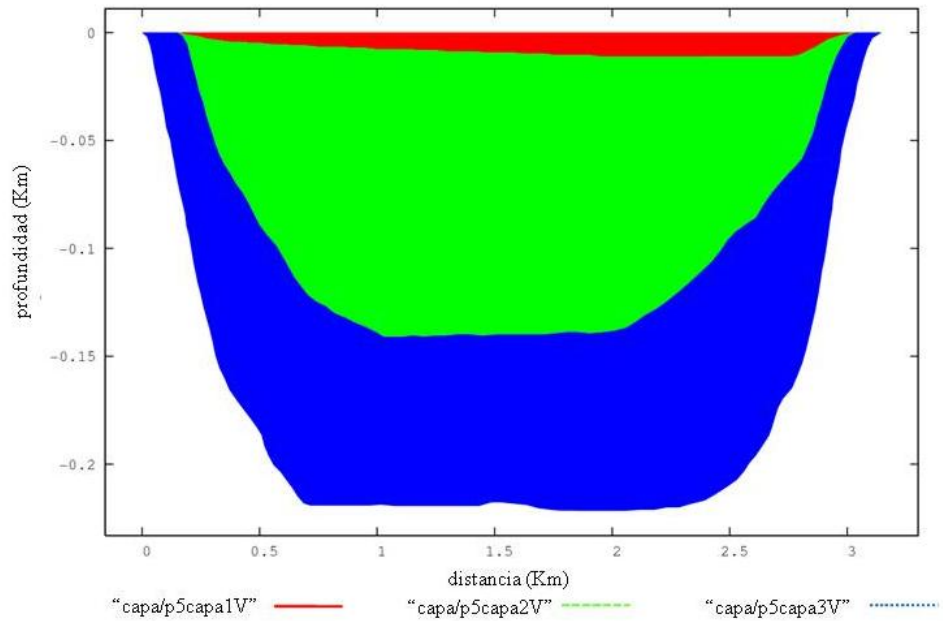


Figura. 4.25: El perfil 1 con sismo dirección sur-norte, la fuente está localizada a la izquierda de la imagen.

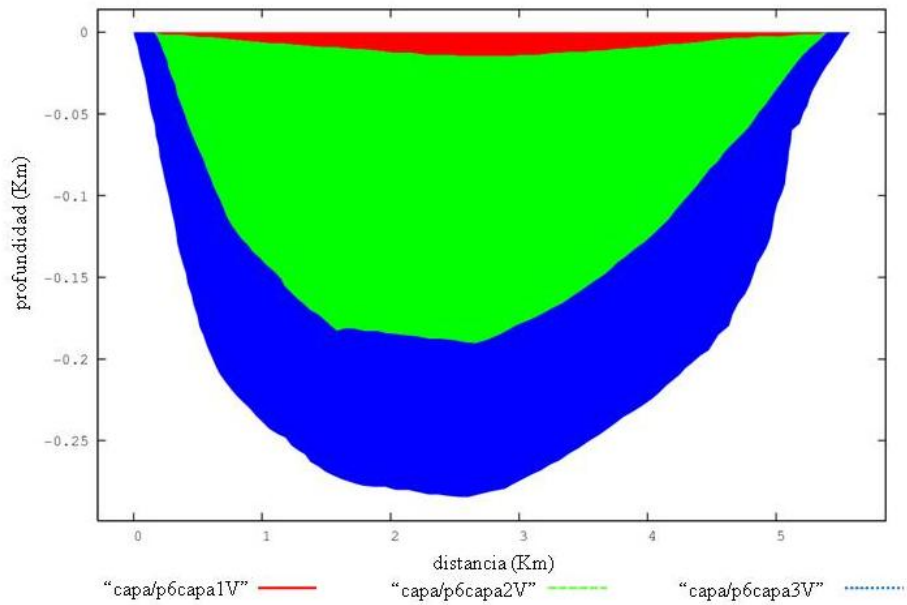


Figura. 4.26: El perfil 2 con sismo dirección sur-norte, la fuente está localizada a la izquierda de la imagen.

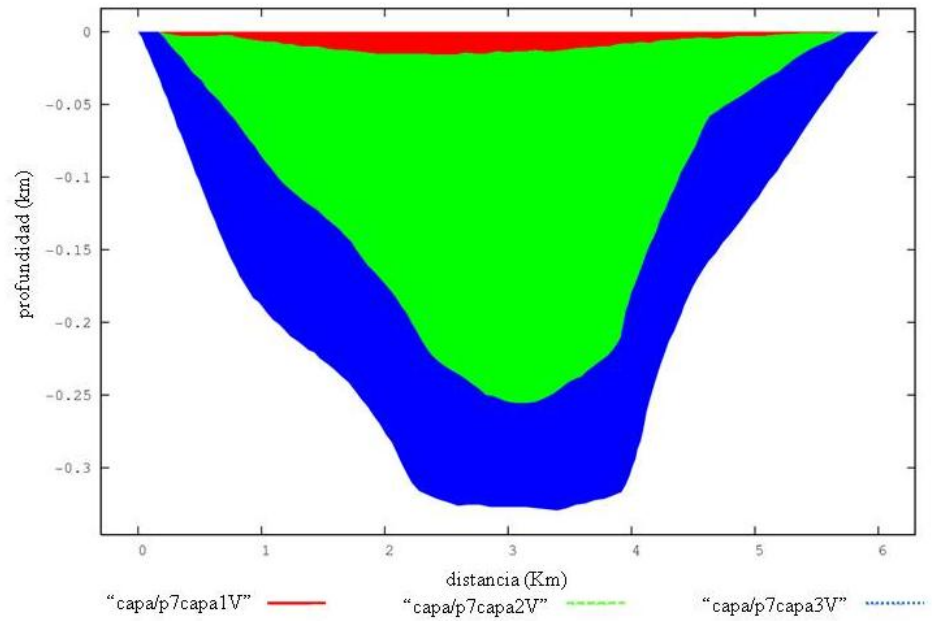


Figura. 4.27: El perfil 3 con sismo dirección sur-norte, la fuente está localizada a la izquierda de la imagen.

CAPÍTULO V

Resultados, Análisis e Interpretación

5.1 Definición

Para tener una mejor noción en el análisis, se define la relación espectral de potencia (H/V) para el desplazamiento (Vaccari, 2007), utilizado por el método híbrido, como;

$$RSP = \frac{2D}{1D} = \frac{S_{HS}}{S_{VS}} \frac{S_{HB}}{S_{VB}} \quad (5.1)$$

donde, S_{HS} = espectro de la componente horizontal del desplazamiento, en superficie.

S_{VS} = espectro de la componente vertical del movimiento, en superficie.

S_{HB} = espectro de la componente horizontal del movimiento, en la roca base.

S_{VB} = espectro de la componente vertical del movimiento, en la roca base.

5.1.1 Perfil 1A

Para el perfil 1A, con orientación norte-sur, se puede ver (Figura. 5.1) la gráfica de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración transversal 2D/1D, revelando que la mayor amplificación de la aceleración es para las frecuencias de 1,4 a 1,8 Hz, y es atrapada entre (1,1 y 1,8) Km, siendo la amplificación de 6. El centro de esta zona está corrido (~125m) al norte del centro de la cuenca. Se puede observar amplificaciones entre 5 y 3, hacia el sur de la cuenca, esto es debido principalmente a la amplificación causada por los sedimentos más someros de la cuenca ya que son una fracción importante del espesor total a los Esquistos Las Mercedes y en segundo lugar a que la moderada pendiente del borde sur de la cuenca es un buen reflector de la onda Love, la energía sísmica reflejada en el borde sur se superpone a las ondas Love que fueron generadas en el borde norte y se propagan al sur, prolongando la duración del movimiento, aumentando la amplitud

del desplazamiento y velocidad del medio para frecuencias de 1 a 2,5 Hz, entre (2 y 2,8) Km. Debido al gran contraste de impedancia entre los Esquistos Las Mercedes y los sedimentos clásticos no consolidados (QG2), la onda Love reflejada en el borde sur tendrá buena amplitud.

La relación del espectro de respuesta (RSR) para la aceleración radial 2D/1D, revela que la mayor amplificación de la aceleración para frecuencias de 1,4 Hz a 2,5 Hz es localizada en la parte profunda de la cuenca algo al sur, entre 1,1 Km y 2,7 Km a lo largo del perfil, siendo la amplificación de 3, 4 y 5. Estas altas amplificaciones para la componente radial de la aceleración, es debida a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos suprayacente a la Formación Guatire y a que las ondas SV inciden en el ángulo crítico ó cercano a este, $\sin \theta_c = \beta / \alpha$, (donde $\theta_c = 37^\circ$, es el ángulo de incidencia crítico respecto a la vertical, α es la velocidad de la onda “P” y β la velocidad de la onda “S” para la superficie libre de la corteza), sobre la superficie libre de la corteza (no hay esfuerzos sobre esta superficie por ello se le llama libre), convirtiéndose parte de la onda SV, en una onda “SP” muy intensa que viaja horizontalmente a la superficie y origina una fuerte respuesta del valle cuando incide sobre él por el costado (Papageorgiou y Kim, 1993). La onda “SP” es una onda “P” convertida de la onda “S”.

Por otro lado, la relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene una amplificación de 2, en el rango de frecuencia de 2,1 Hz a 2,5 Hz, aproximadamente entre 0,9 Km y 1,4 Km a lo largo del perfil.

Para cualquier ángulo de incidencia fijo respecto a la vertical de una onda plana SH que incide en una capa plana sobre un semi-espacio (modelo 1D) ambos con factor de calidad Q_s infinito (Papageorgiou y Kim, 1993), el valor de la relación del espectro de respuesta (RSR) para la componente transversal de la aceleración tiene máximos para múltiplos impares de la frecuencia de resonancia más baja de una capa de espesor H, $f_0^s = \beta_s / (4H)$, donde β_s es la velocidad de la onda “S” de la capa, y además la (RSR)

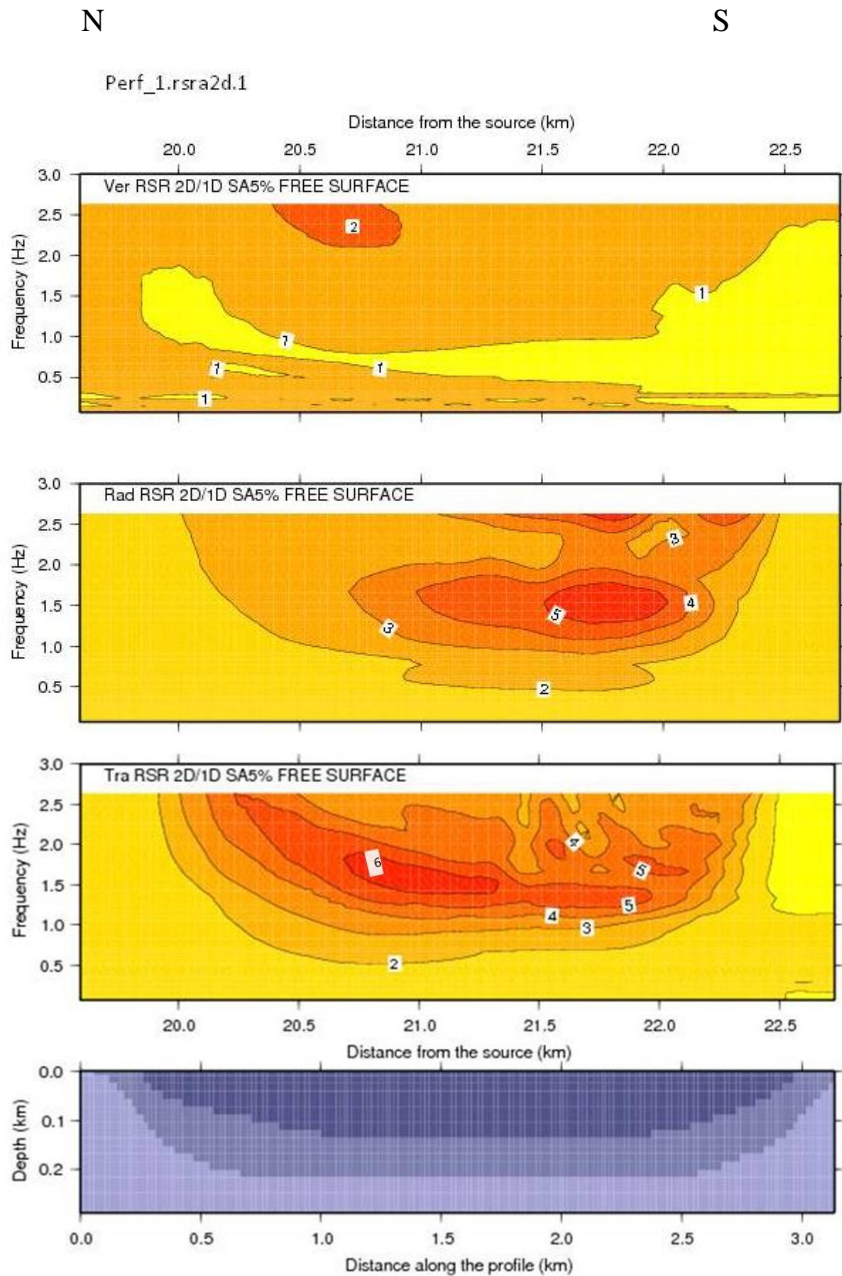
decrece continua y suavemente cuando el ángulo de incidencia aumenta de cero. En consecuencia, es de esperarse que la RSR para la componente transversal de la aceleración tenga un efecto de resonancia cerca del borde de la cuenca más próximo al sismo (Figura. 5.1), ya que mientras más alejado de dicho borde el ángulo de incidencia es mayor (pero se debe puntualizar que la forma de la cuenca puede lograr que lo predicho por el modelo 1D no se cumpla; ya que el modelo 1D no explica las interacciones de las ondas producidas por los bordes finitos de la cuenca). Por otro lado, cuando el ángulo de incidencia de las ondas “SV” es grande (60°), ocurre una gran amplificación de la componente horizontal del movimiento (modelo 1D) cerca de la frecuencia de resonancia f_0^s (Papageorgiou y Kim, 1993). En consecuencia, es de esperarse que la RSR para la componente radial de la aceleración tenga un efecto de resonancia cerca del borde de la cuenca más alejado del sismo (Figura. 5.1). Lo discutido arriba también se aplica para todas las gráficas de la RSR para la aceleración.

Para el perfil 2 con sismo proveniente del sur (Figura.5.7), la RSR de las componentes radial y transversal de la aceleración tienen altas amplificaciones entre 1,2 y 3,2 Km (tanto para el sismo que viene del norte como del sur), esto es debido a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos, ya que esta es una fracción importante del espesor total a los Esquistos Las Mercedes y a la diferencia de impedancia entre la capa de sedimentos más somera y la Formación Guatire (Hamzehloo et al., 2007; Papageorgiou y Kim, 1991).

En el perfil 3 con sismo proveniente del norte (Figura. 5.9), en la RSR para la aceleración la frecuencia de resonancia $f_0^s = \beta_s/(4H)$, (donde β_s es la velocidad de la onda de cizalla de los sedimentos de la cuenca, H la profundidad hasta los Esquistos), esta aparece entre 3,1 y 3,4 Km a lo largo del perfil con una amplificación (resonancia) de 6 para la componente transversal y cercana a esta frecuencia entre 3,5 y 3,7 Km hay una amplificación de 5 para la componente radial. Por otro lado, al comparar la RSR para la aceleración del sismo proveniente del norte y del sur para el

perfil 3, se observan que las mayores amplificaciones ocurren al centro de la cuenca, lo cual es debido a que la geometría de la cuenca atrapa la energía sísmica en esta zona.

Se puede mostrar que la relación del espectro de respuesta para la aceleración 2D/1D es igual a la del desplazamiento usando transformadas de Fourier (Crawford, 1991). En consecuencia, los espectros de aceleración 2D (cuenca) con los cuales se calculan la relación del espectro de respuesta para la aceleración (RSRA) transversal, radial y vertical, darán origen a la relación espectral de potencia H/V cuyas gráficas se muestran en este capítulo.



2009 Jul 16 22:52:24 Perf_1.rsra2d.1.ps

Perf_1.rsra2d.1

— Cuenca — Esquistos Las Mercedes — Corteza

Figura. 5.1: Relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical (de abajo hacia arriba) versus frecuencia y a lo largo del perfil.

Para el perfil1A el sismo viene del norte (Figura.5.2). En el extremo norte entre 0,3Km y 1Km a lo largo del perfil se observan amplificaciones de 2 y 3 para un intervalo de frecuencia de 0,6Hz a 2,5Hz. En la parte profunda de la cuenca algo al sur, entre 1Km y 2,5Km, se observan amplificaciones de 4 y 5 para frecuencias de 1,2Hz a 1,8Hz. En el flanco sur entre 2,5Km y 2,8Km, las amplificaciones son de 2 y 3 para una frecuencia de 1 a 2,5Hz. En esta figura se comparan los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental (círculos azules) por medio de la relación H/V con los resultados de la simulación a lo largo del perfil.

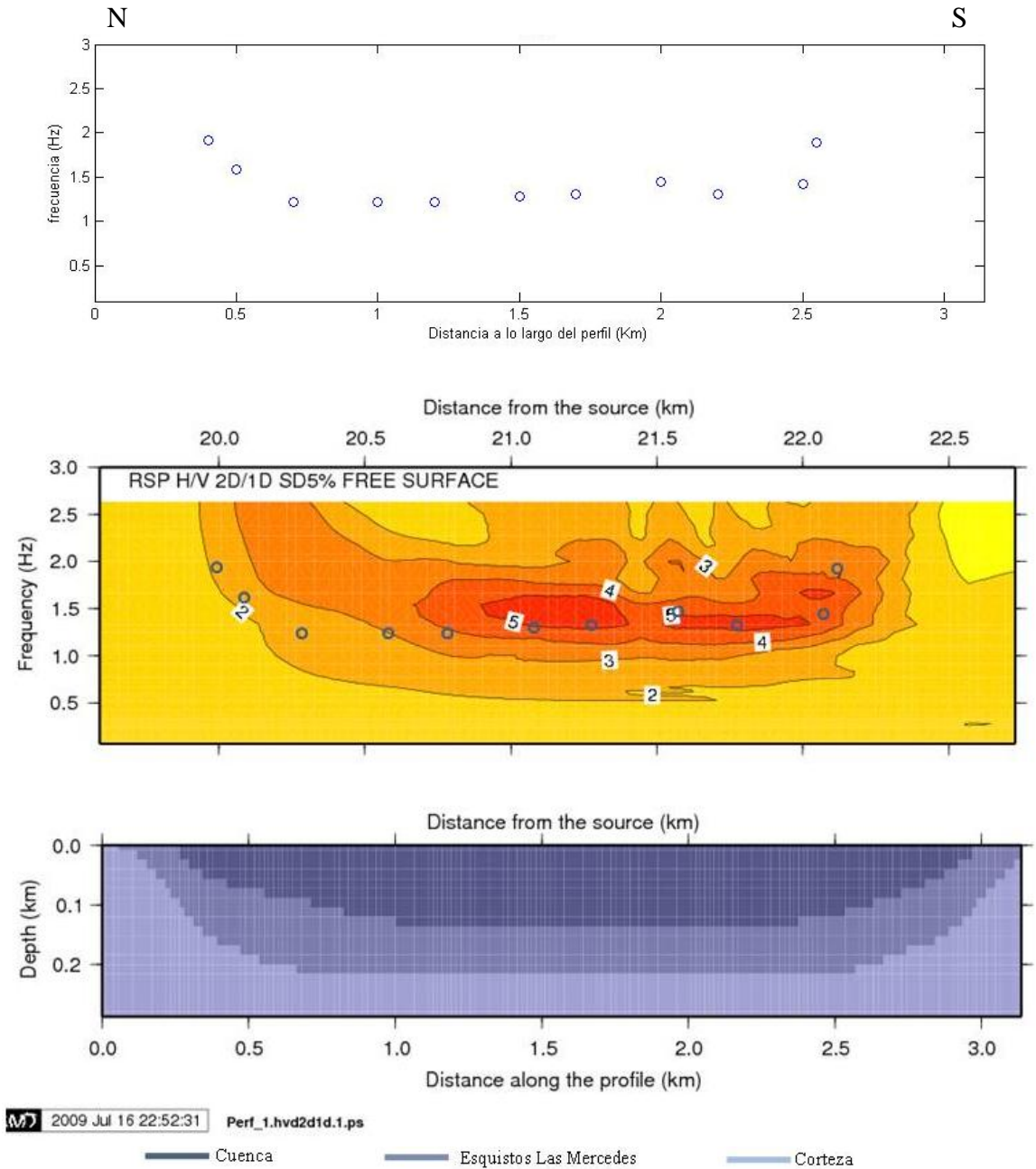


Figura. 5.2: Arriba: Frecuencias naturales obtenidas a través de mediciones de ruido ambiental (Noda, 2008), aplicando el método H/V. Centro: relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 1. Los círculos azules representan resultados de datos experimentales. Abajo: Geometría de la cuenca.

5.1.2 Perfil 1B

Para el perfil 1B, con orientación sur-norte, se observa (Figura.5.3) la gráfica de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración Transversal 2D/1D, mostrando que la mayor amplificación de la aceleración es para las frecuencias de 1,4 a 1,6 Hz y es atrapada entre (1,1 y 1,4) Km, a lo largo del perfil, siendo la amplificación de 5. Se puede observar amplificaciones de 3, hacia el norte de la cuenca, para frecuencias de 1 a 1,5 Hz entre (1,6 y 2,1) Km. Para distancias entre (2,2 y 2,8) Km a lo largo del perfil, se tiene una amplificación de 3,5 para frecuencias entre 1,6 a 2,6 Hz, esta amplificación se debe a la moderada pendiente al norte de la cuenca, y principalmente a la amplificación causada por la capa más somera de sedimentos ya que es una buena fracción del espesor total a los Esquistos Las Mercedes (12/100). Al sur de la cuenca entre (0,5 y 1,1) Km, la amplificación llega a estar entre 3 y 4, para frecuencias entre 0,9 a 2,6 Hz.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración radial 2D/1D, muestra que la mayor amplificación de la aceleración para frecuencias de 1,5 Hz a 2,3 Hz es localizada en el flanco sur de la cuenca aproximadamente entre 0,6 Km y 1,1 Km, siendo las amplificaciones entre 5 y 7. En la zona profunda de la cuenca algo al sur se observa una amplificación de 4 y 5, aproximadamente entre 0,6 Km y 2,3 Km para una frecuencia de 2 Hz a 2,5 Hz. Hacia el flanco Norte, se observa amplificaciones entre 4 y 6, entre 2,3 Km y 2,8 Km para frecuencias de 2 Hz a 2,5 Hz. Las altas amplificaciones son debidas a las ondas “SP”, que inciden del sur sobre la cuenca y a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos suprayacente a la Formación Guatire.

Por otro lado, la relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene una amplificación de 3, en el rango de frecuencia de 2,4 Hz a 2,5 Hz, en la zona profunda de la cuenca aproximadamente entre 0,7 Km y 2 Km a lo largo del perfil.

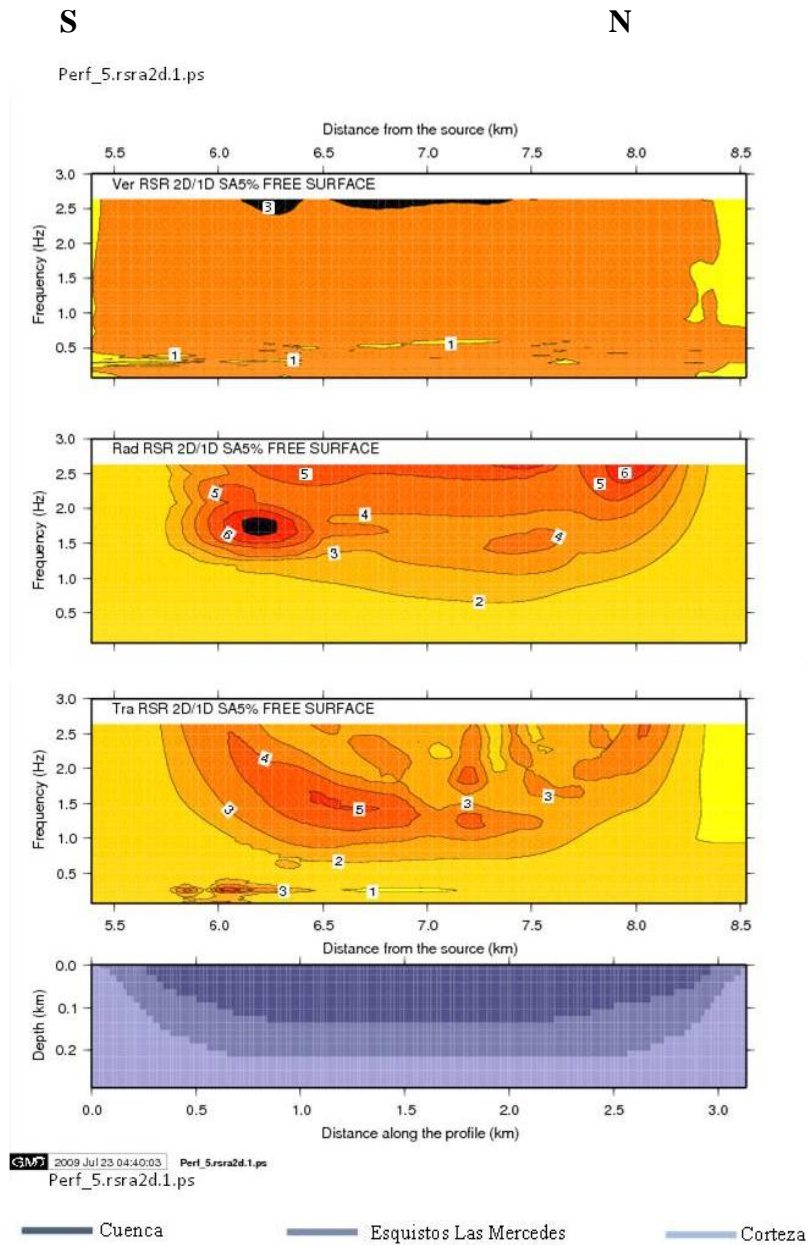


Figura. 5.3: relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical (de abajo hacia arriba) versus frecuencia y a lo largo del perfil.

Para el perfil 1B el sismo viene del sur (Figura.5.4). Para la zona comprendida entre 0,6Km y 2Km, se observa una amplificación de 3, para una frecuencia de 1,1Hz a 1,9Hz. Más al norte entre 2,2Km y 2,5Km se observa una amplificación de 2 para una frecuencia de 0,8Hz a 2,5Hz. En el flanco norte entorno a 2,7Km se tiene una amplificación de 3, para una frecuencia de 2,2Hz a 2,5Hz. En el flanco sur entre 0,4Km y 0,6Km se tiene una amplificación de 2, para una frecuencia de 1,3Hz a 2,5Hz. En esta figura se comparan los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental (círculos azules) por medio de la relación H/V con los resultados de la simulación a lo largo del perfil.

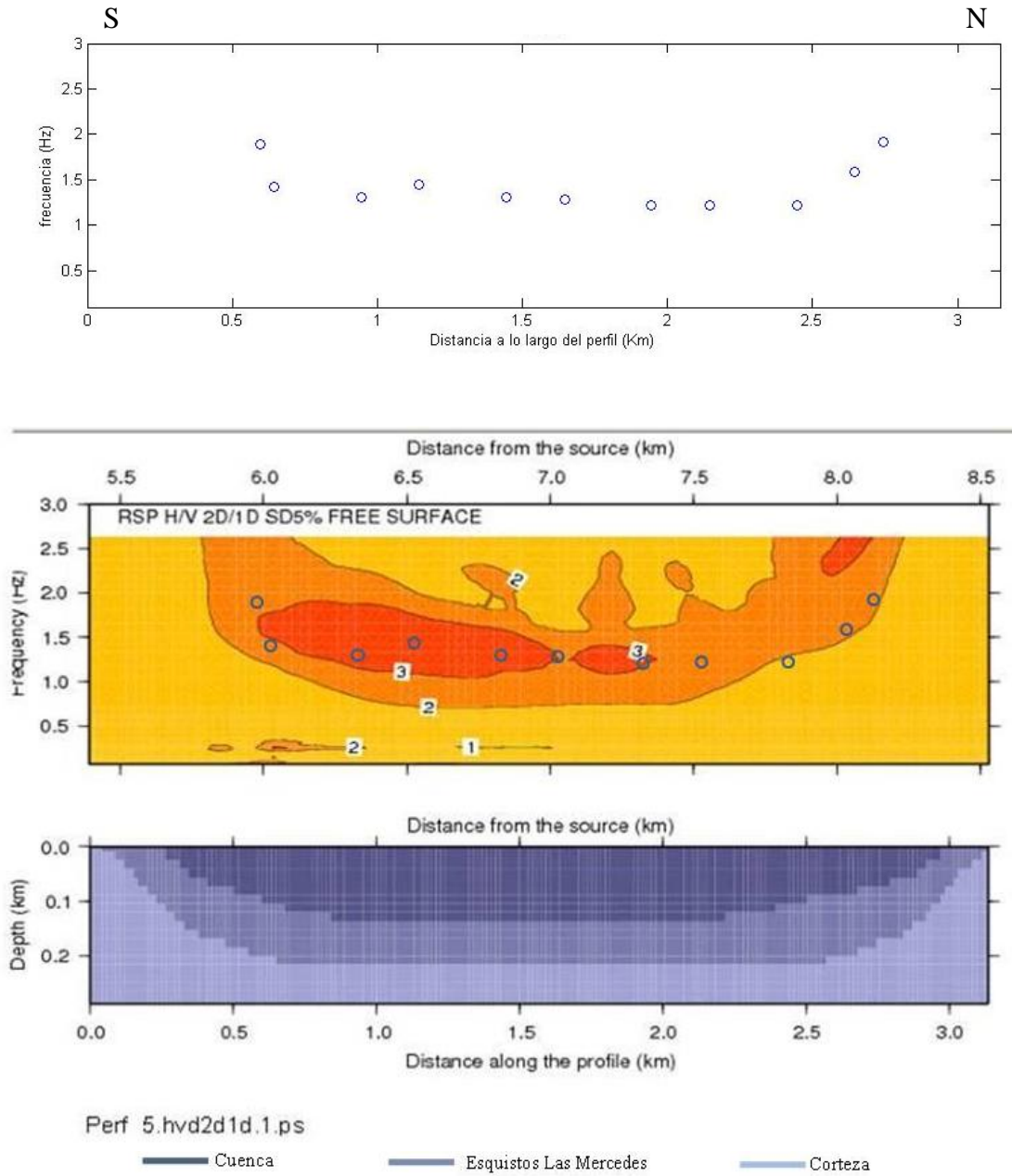


Figura. 5.4: Arriba: Frecuencias naturales obtenidas a través de mediciones de ruido ambiental (Noda, 2008), aplicando el método H/V. Centro: relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 1B. Los círculos azules representan los resultados de los datos experimentales. Abajo: Geometría de la cuenca.

5.1.3 Perfil 2A

Para el perfil 2A, con orientación norte-sur, se puede ver (Figura.5.5) la gráfica de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración Transversal 2D/1D, mostrando que la mayor amplificación de la aceleración es para las frecuencias de 1,0 a 1,5 Hz, y es atrapada entre (2,2 y 3,4) Km, siendo la amplificación de 6. Se puede observar amplificaciones de 4 y 5, al sur de la cuenca, debido a la moderada pendiente del borde sur, la cual es un buen reflector, la energía sísmica reflejada en este borde se superpone constructivamente a las ondas Love que son generadas en el borde norte y se propagan al sur, prolongando la duración del movimiento y aumentando la amplitud del desplazamiento, y principalmente a la amplificación causada por los sedimentos más someros de la cuenca ya que estos son una fracción importante del espesor total a los Esquistos Las Mercedes, con frecuencias de 1,0 a 2 Hz, entre (3,4 y 4,9) Km. A una distancia de 1,9 Km a lo largo del perfil hay una amplificación promedio de 4,5 para frecuencias de 1,1 a 2,5 Hz. En una distancia de 1,5 Km a lo largo del perfil la amplificación es 5 con frecuencias de 1,5 a 2,6 Hz. Para una distancia de 1 Km la amplificación promedio es 3,5 con un intervalo de frecuencias (1,8 a 2,6) Hz.

Para la distancia de (2,2 a 3,4) Km la capa de sedimentos más somera es una fracción de 0,07 del espesor total a los Esquistos Las Mercedes, lo cual es lo suficiente grande para contribuir al aumento de la amplificación (Papageorgiou y Kim, 1991) en esta zona de Guarenas-Guatire.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración radial 2D/1D, revela que la mayor amplificación de la aceleración para frecuencias de 2,1 Hz a 2,5 Hz, es localizada en la parte profunda de la cuenca algo al sur, aproximadamente entre 2,2 Km y 5,1 Km a lo largo del perfil, siendo la amplificación de 5, 6, 7 y 8, también se observa amplificaciones de 4 y 5 justo en la zona más profunda de la cuenca, para frecuencias de 0,9 Hz a 1,5 Hz. En el flanco sur aproximadamente entre 4,3 Km y 4,8 Km, se observan amplificaciones de 5 y 6, para frecuencias de 1,4 Hz a 1,8 Hz. Estas

altas amplificaciones son debidas a la fuerte respuesta del valle a las ondas “SP” que inciden por el norte de la cuenca, las cuales son ondas “P”, convertidas de las ondas “SV”, que inciden sobre la superficie libre de la corteza al ángulo crítico y a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos suprayacente a la Formación Guatire.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene una amplificación de 2, en el rango de frecuencias de 1,6 Hz a 2,5 Hz, aproximadamente en el flanco norte entre 1,4Km y 2Km a lo largo del perfil, en la zona más profunda de la cuenca algo al sur entre 2,5 Km y 3,6 Km y en el flanco sur de la cuenca, entre 4Km y 4,8Km.

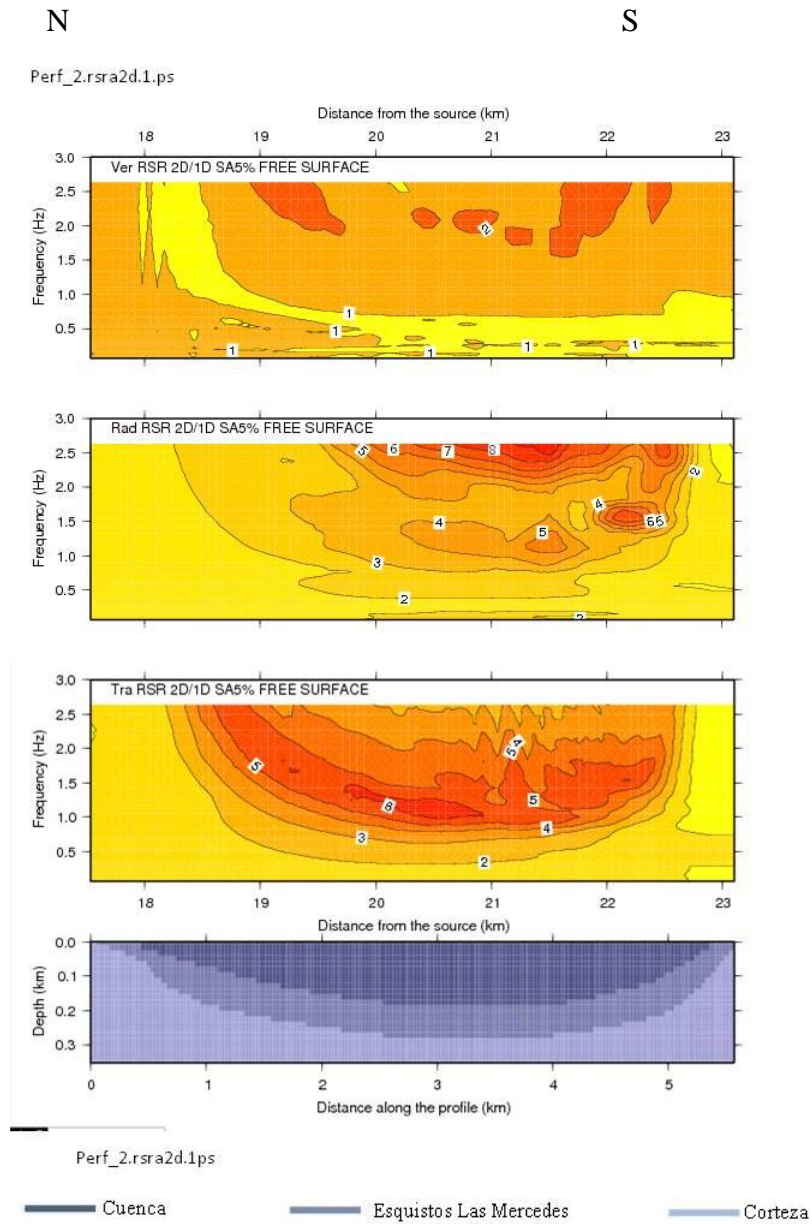
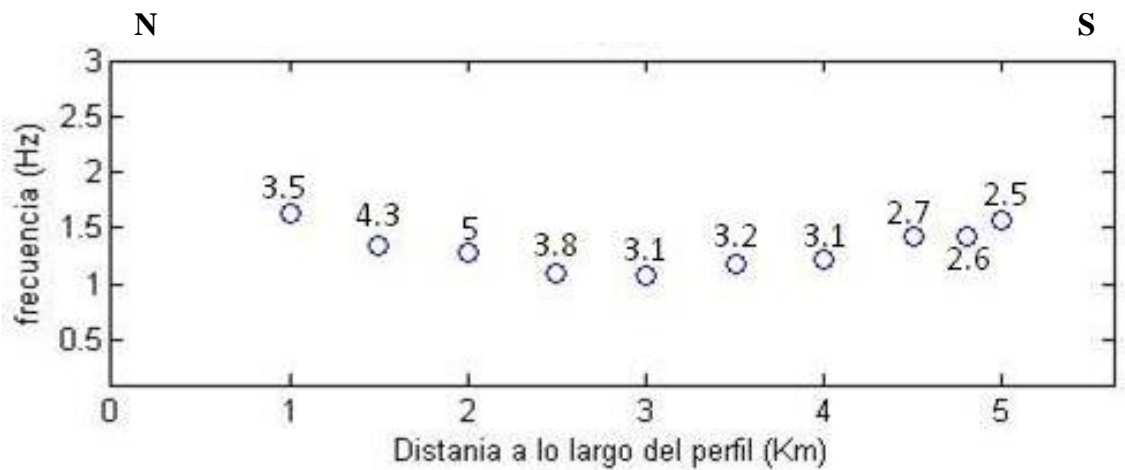


Figura. 5.5: relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical (de abajo hacia arriba).

Para el perfil 2A el sismo viene del norte (Figura.5.6). En el extremo norte entre 0,7 Km y 1Km a lo largo del perfil se observan amplificaciones de 2 y 3 para un intervalo de frecuencia de 1,5 Hz a 2,5 Hz. También en la parte norte entre 1Km y 2,7 Km se observa una amplificación de 4 para una frecuencia en el intervalo de 0,9 Hz a 2,5 Hz. En la parte profunda de la cuenca algo al sur, entre 2,7 Km y 4,3Km se observan amplificaciones de 4 y 5 para una frecuencia de 0,9 Hz a 1,2 Hz. En el flanco sur justo entre 4,3 Km y 5 Km las amplificaciones son 2 y 3 para una frecuencia de 0,5Hz a 2,1Hz. En esta figura se comparan los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental (círculos azules) y amplitud por medio de la relación H/V con los resultados de la simulación a lo largo del perfil.



Perf_2.hvd2d1d.1.ps

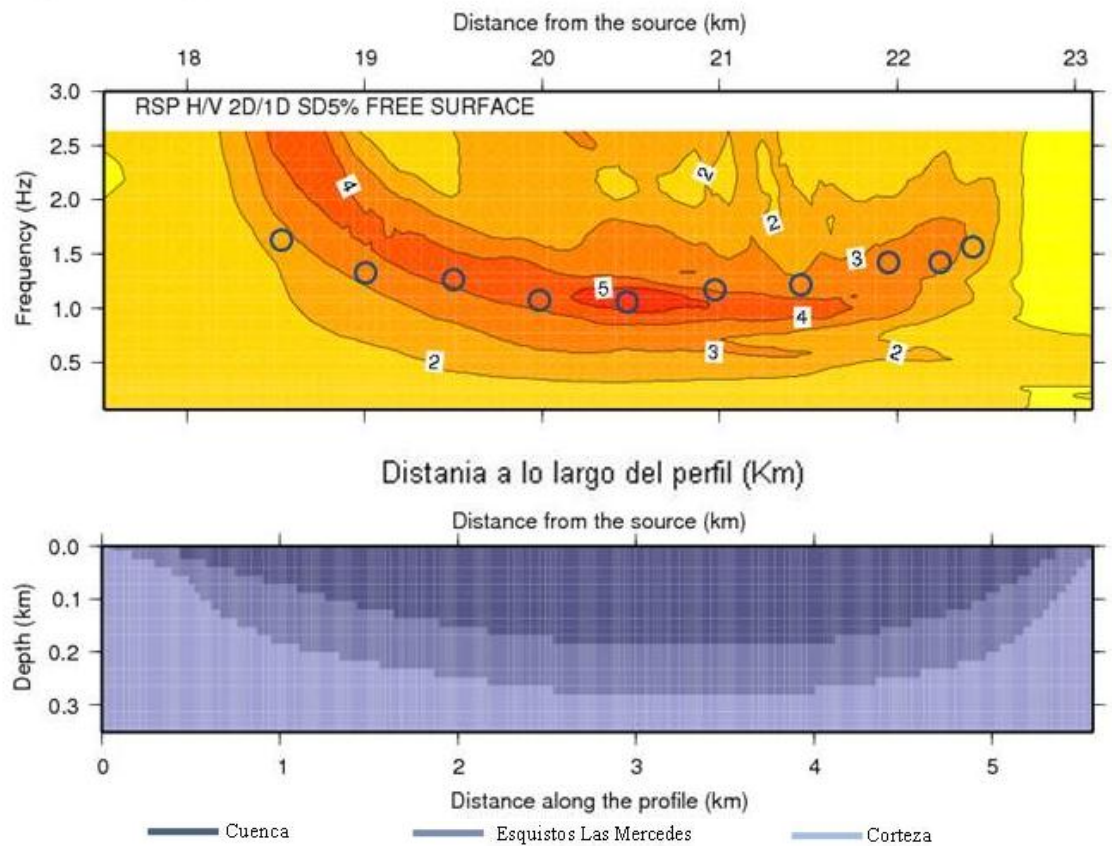


Figura. 5.6: Arriba: Frecuencias naturales obtenidas a través de mediciones de ruido ambiental (Noda, 2008), aplicando el método H/V y las amplitudes experimentales de H/V indicadas en números sobre los círculos. Centro: relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil 2A. Los círculos azules representan resultados de los datos experimentales. Abajo: Geometría de la cuenca.

5.1.4 Perfil 2B

Para el perfil 2B, con orientación sur-norte, se observa (Figura.5.7) la gráfica de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración Transversal 2D/1D, revelando que la mayor amplificación de la aceleración, es para las frecuencias de 0,9 a 1,3 Hz y es atrapada entre (1,6 y 2,3) Km y su amplificación es de 5. Al sur entre (0,7 y 1,6) Km, la amplificación es de 4, para frecuencias de 0,9 a 2,3 Hz. Entre (2,3 y 3,1) Km, la amplificación es de 4 y 3, para un intervalo de frecuencia de 0,8 a 1,1 Hz. Para distancias de (3,9 y 4,5) Km a lo largo del perfil, la amplificación es de 3, para las frecuencias de 1,4 a 2,1 Hz, esta zona se encuentra al norte de la cuenca, y esta amplificación se debe a la moderada pendiente de la cuenca en el borde norte y principalmente a que en esta zona el espesor de la capa más somera es una fracción de 0,06 de la profundidad total a los Esquistos Las Mercedes, lo cual hace que la amplificación aumente.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración radial 2D/1D, muestra que la mayor amplificación de la aceleración para frecuencias de 1,8 Hz a 2,5 Hz es localizada en la parte profunda de la cuenca algo al sur, aproximadamente entre 1 Km y 3,6 Km, para amplificaciones entre 5 y 10. En el flanco Norte, se observan amplificaciones entre 5 y 6, para frecuencias de 2 Hz a 2,5 Hz, aproximadamente alrededor de 4,5 Km a lo largo del perfil. Estas altas amplificaciones son debidas a las ondas "SP", que inciden por el sur de la cuenca, para las cuales el valle responde fuertemente y a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos suprayacente a la Formación Guatire.

Por otro lado, la relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene una amplificación de 2, en el rango de frecuencia de 1,7 Hz a 2,5 Hz, aproximadamente entre 0,9 Km y 3,5 Km a lo largo del perfil.

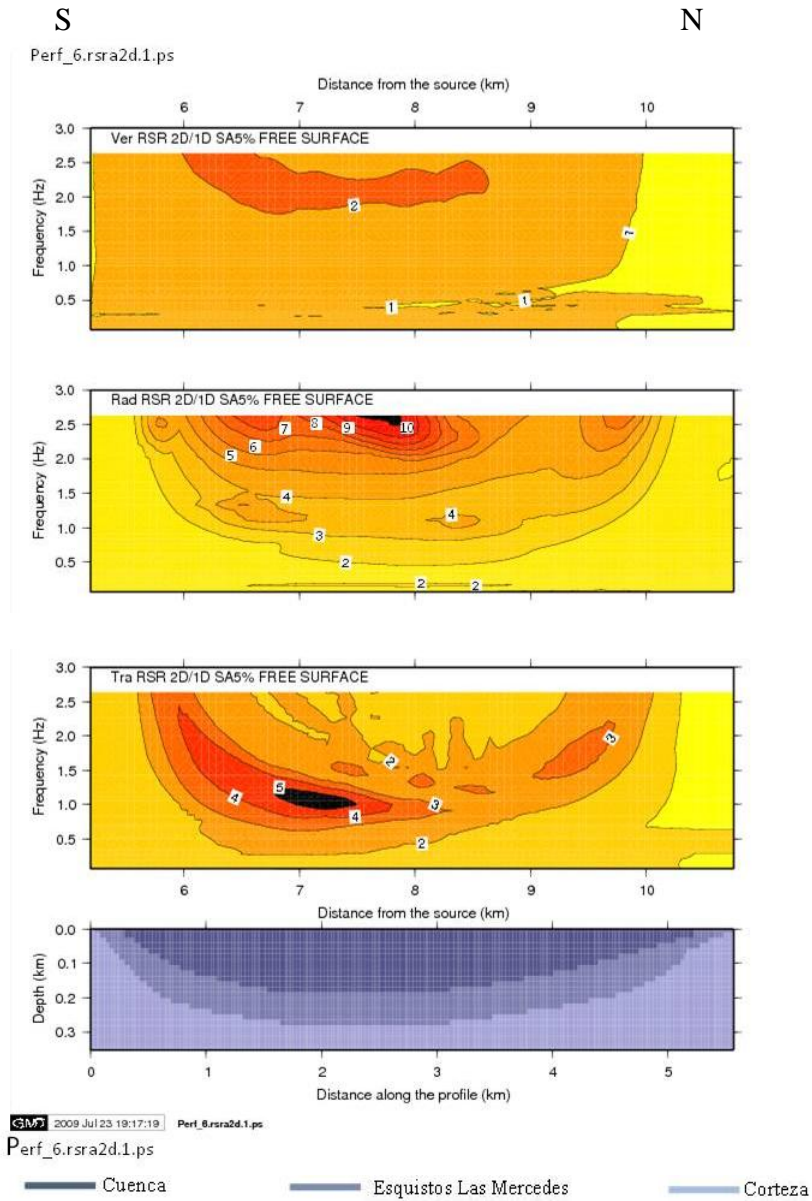


Figura. 5.7: relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical (de abajo hacia arriba) versus frecuencia y a lo largo del perfil.

Para el perfil 2B el sismo viene del sur (Figura.5.8). Al sur de la cuenca en la zona comprendida entre 0,8 Km y 2,5 Km, se observa una amplificación de 3 para una frecuencia de 0,8 Hz a 1,5 Hz. Entre 2,9 Km y 4,2 Km se observa una amplificación de 2, para una frecuencia de 0,6 Hz a 2,5 Hz. En el flanco norte entorno a 4,6 Km hay una amplificación de 3, para una frecuencia de 2,2 Hz a 2,5 Hz. En el flanco sur entre 0,5 Km y 0,8 Km se tiene una amplificación de 2, con una frecuencia de 1,1 Hz a 2,5 Hz. En esta figura se comparan los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental (círculos azules) y amplitud por medio de la relación H/V con los resultados de la simulación a lo largo del perfil.

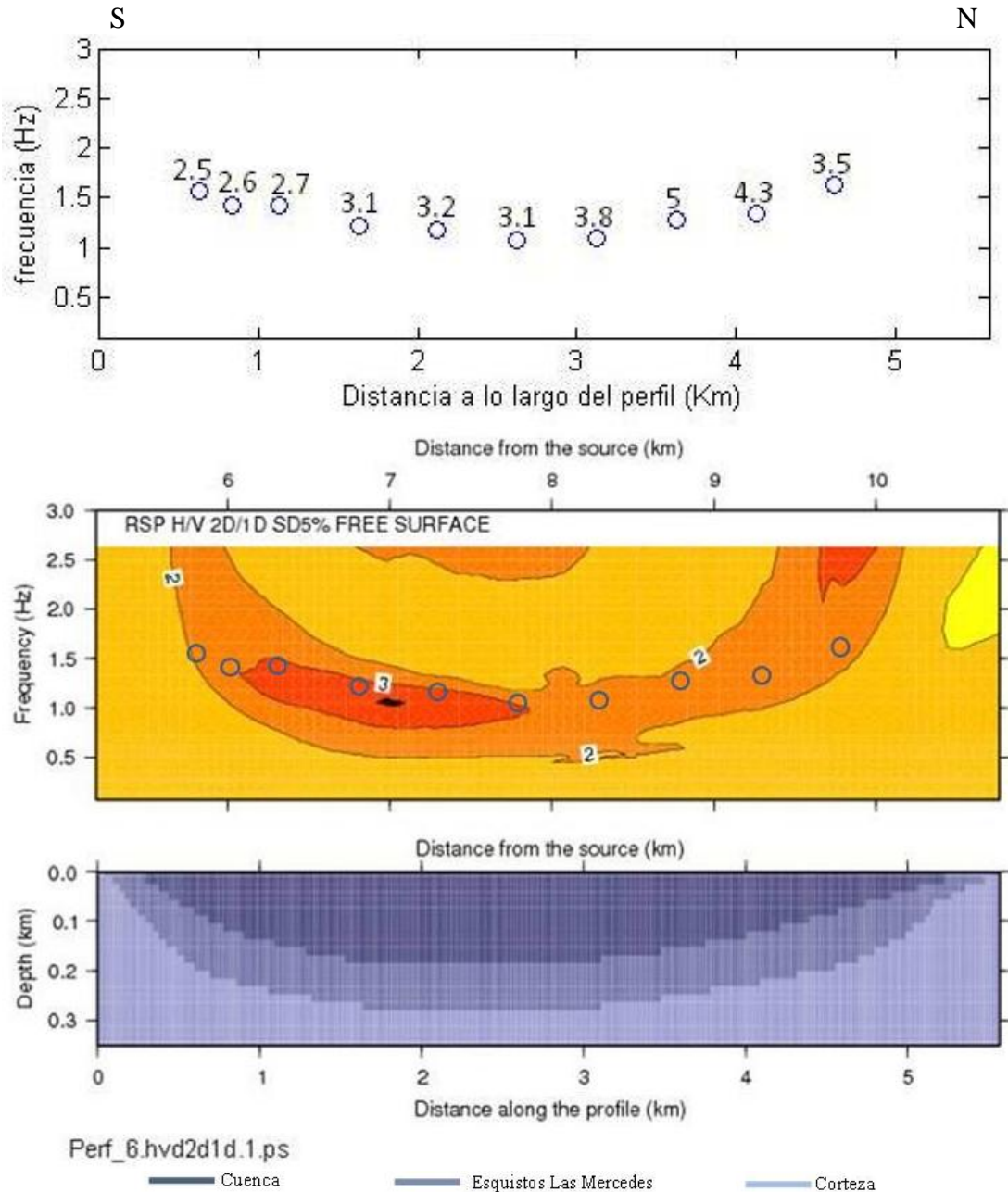


Figura. 5.8: Arriba: Frecuencias naturales obtenidas a través de mediciones de ruido ambiental (Noda, 2008), aplicando el método H/V y las amplitudes experimentales de H/V indicadas en números sobre los círculos. Centro: relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil. Los círculos azules representan resultados de los datos experimentales. Abajo: Geometría de la cuenca.

5.1.5 Perfil 3A

Para el perfil 3A, con orientación norte-sur, se puede ver (Figura.5.9) la gráfica de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración Transversal 2D/1D, revelando que la mayor amplificación de la aceleración es para las frecuencias de 0,7 a 1 Hz, y es atrapada entre (3,1 y 3,5) Km, siendo la amplificación de 6. Hay amplificaciones de 3, 4 y 5 hacia el sur de la cuenca, debido a que la moderada pendiente del borde sur de la cuenca es un buen reflector de la onda Love, superponiéndose estas ondas reflejadas, con las ondas Love directas provenientes del borde norte y principalmente a la amplificación causada por los sedimentos más someros de la cuenca ya que estos son una fracción importante del espesor total a los Esquistos Las Mercedes, la frecuencia para tales amplificaciones es de 1,1 a 2,5 Hz, entre (4,1 y 4,8) Km. A una distancia a lo largo del perfil de “2,7Km”, se tiene una amplificación promedio de 4,5, (es decir, entre 4 y 5) para una frecuencia de 0,6 a 1,3 Hz. En una distancia de “2,2 Km”, se tiene una amplificación promedio de 3,5 (es decir, entre 3 y 4), para una frecuencia de 0,8 a 2 Hz. A una distancia de “1,4 Km”, se tiene una amplificación de 3, para una frecuencia de 2,3 a 2,6 Hz. Se puede decir que para distancias entre (1,4 y 2,7) Km, las amplificaciones son 3, 4, y 5 para frecuencias entre 0,6 a 2,6 Hz.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración radial 2D/1D, revela que la mayor amplificación de la aceleración para frecuencias de 1,8 Hz a 2,5 Hz es localizada un poco al sur de la zona profunda de la cuenca, aproximadamente entre 2,8 Km y 4,1 Km a lo largo del perfil, siendo las amplificaciones entre 4 y 8, también en esta zona se observa una amplificación de 3 y 4, para un rango de frecuencia de 0,7 Hz a 1,5 Hz. En el flanco sur se observa una amplificación de 4 y 5 aproximadamente entre 4,2 Km y 5,3 Km para frecuencias de 1,5 Hz a 2,5 Hz. Las altas amplificaciones son debidas a la fuerte respuesta del valle a las ondas “SP” que inciden por el norte de la cuenca, las cuales son ondas “P”, convertidas de las ondas “SV”, que inciden sobre la superficie libre de la corteza al ángulo crítico y a la

amplificación causada por la capa somera de sedimentos suprayacente a la Formación Guatire.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene una amplificación entre 2 y 3, en el rango de frecuencia de 1,1 Hz a 2,5 Hz, en la zona más profunda de la cuenca aproximadamente entre 1,8 Km y 4 Km a lo largo del perfil.

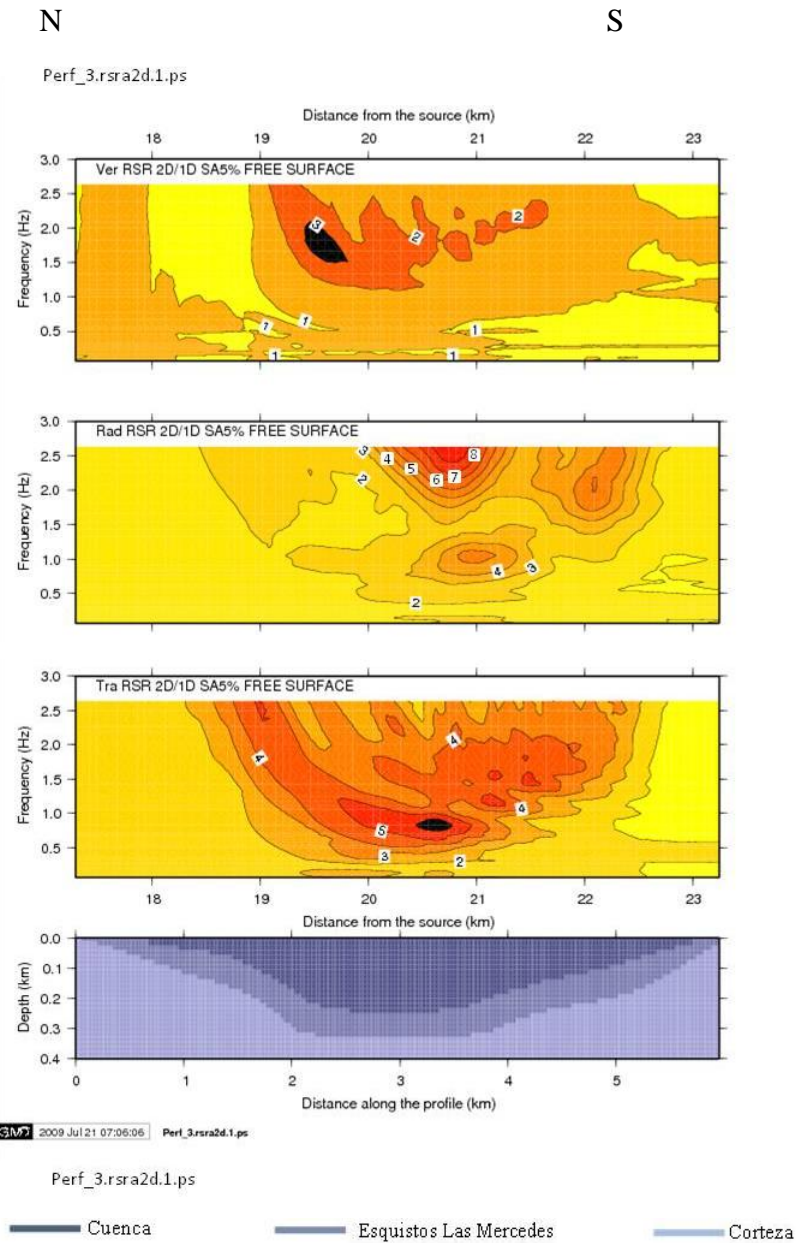


Figura. 5.9: relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical (de abajo hacia arriba) versus frecuencia y a lo largo del perfil.

Para el perfil3A el sismo viene del norte (Figura.5.10). En el extremo norte entre 1,2Km y 1,7Km a lo largo del perfil se observan amplificaciones de 3 y 4 para un intervalo de frecuencia de 1,4Hz a 2,5Hz. En la parte profunda de la cuenca entre 2,3Km y 4,5Km se observan amplificaciones de 3 y 4 para una frecuencia de 0,5Hz a 1,9Hz. En el flanco sur entre 4,7Km y 5,2Km se observa una amplificación de 2 para una frecuencia de 1,3Hz a 2,5Hz. En esta figura se comparan los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental (círculos azules) y amplitud por medio de la relación H/V con los resultados de la simulación a lo largo del perfil.

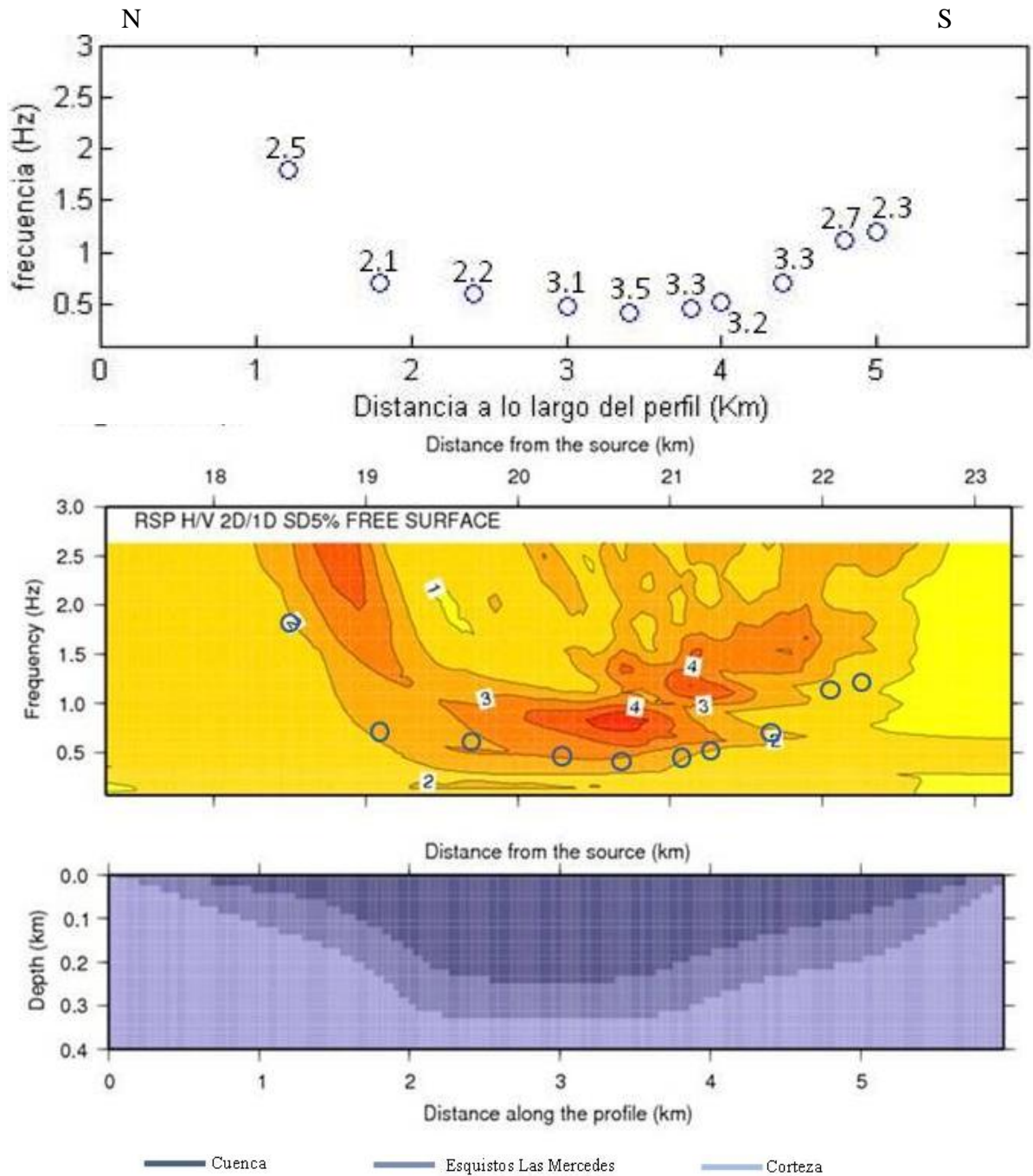


Figura. 5.10: Arriba: Frecuencias naturales obtenidas a través de mediciones de ruido ambiental (Noda, 2008), aplicando el método H/V y las amplitudes experimentales de H/V indicadas en números sobre los círculos. Centro: relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil. Los círculos azules representan resultados de los datos experimentales. Abajo: Geometría de la cuenca.

5.1.6 Perfil 3B

Para el perfil 3B, con orientación sur-norte, se observa (Figura.5.11) la gráfica de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración Transversal 2D/1D, mostrando que la mayor amplificación de la aceleración es para las frecuencias de 0,7 a 1 Hz y es atrapada entre (3,2 y 3,6) Km, a lo largo del perfil, siendo la amplificación de 6. Se puede observar amplificaciones de 3 hacia el norte de la cuenca, para frecuencias de 1,6 a 1,9 Hz entre (4,2 y 4,4) Km, debido a la moderada pendiente del borde norte y principalmente a la amplificación causada por el espesor importante de los sedimentos más someros de la cuenca. Hacia el sur de la cuenca entre (1 y 3) Km, la amplificación es 4, para un intervalo de frecuencia de 0,6 a 2,6 Hz.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración radial 2D/1D, muestra que la mayor amplificación de la aceleración para frecuencias de 1,7 Hz a 2,5 Hz es localizada en la parte profunda de la cuenca, aproximadamente entre 1,7 Km y 4 Km a lo largo del perfil. En el flanco Norte, se observan amplificaciones entre 5 y 7, para frecuencias entre 1,4 Hz a 2,5 Hz aproximadamente alrededor de 4,5 Km a lo largo del perfil. En el flanco sur, se tiene amplificaciones entre 4 y 5, para frecuencias entre 2,1 Hz a 2,5 Hz, aproximadamente alrededor de 1 Km a lo largo del perfil.

Por otro lado, la relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene amplificaciones entre 2 y 3, en el rango de frecuencia de 1,3 Hz a 2,5 Hz, aproximadamente entre 1,5 Km y 4 Km a lo largo del perfil.

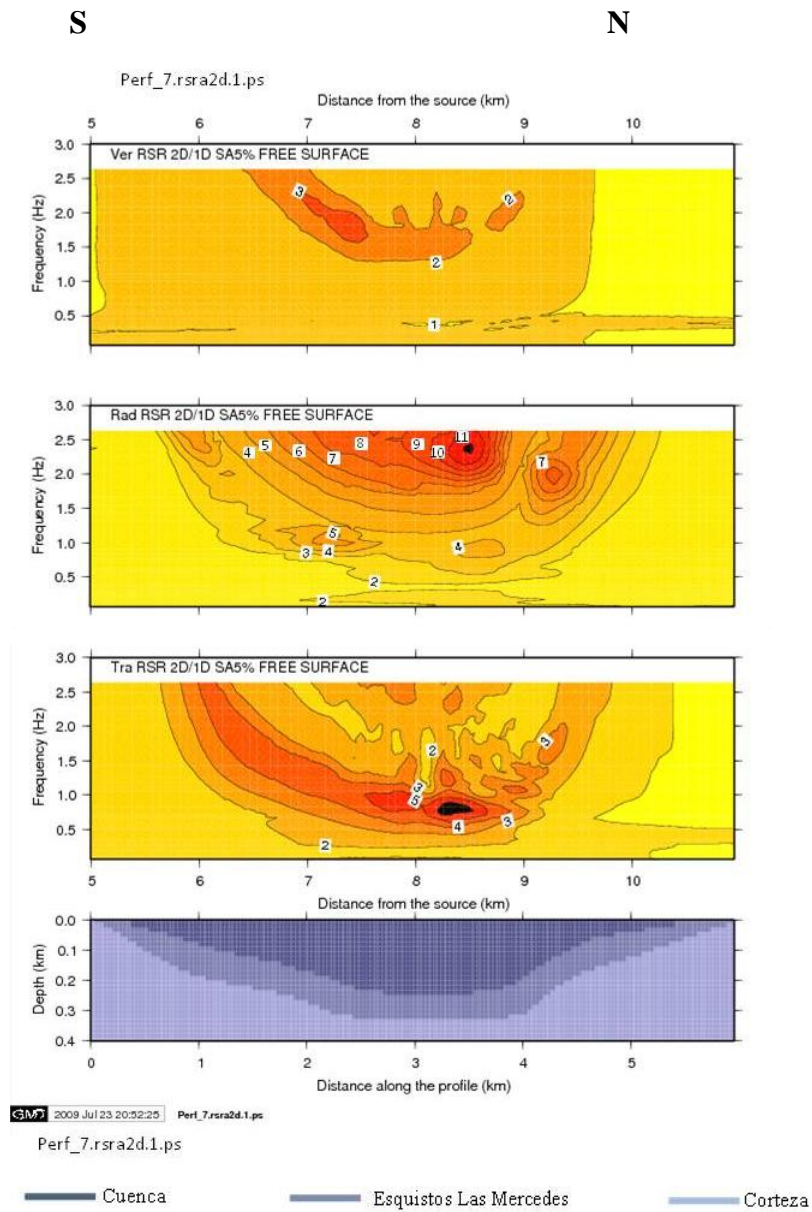


Figura. 5.11: relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical (de abajo hacia arriba) versus frecuencia y a lo largo del perfil.

Para el perfil3B el sismo viene del sur (Figura.5.12). Hacia el extremo sur de la cuenca entre 0,9Km y 2,9Km a lo largo del perfil se observa una amplificación de 3 para un intervalo de frecuencia de 0,6 Hz a 2,5 Hz. En la parte más profunda de la cuenca, entorno a 3,3 Km se observa una amplificación de 3 y 4 siendo la frecuencia de 0,5 Hz a 0,9 Hz. En el extremo norte entorno a 4,4 Km se observa una amplificación de 3, con una frecuencia de 2,3 Hz a 2,5 Hz. En el flanco sur entre 0,7 Km y 0,8 Km se tiene una amplificación de 2 con una frecuencia de 1,5 Hz a 2,5 Hz. En esta figura se comparan los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental (círculos azules) y amplitud por medio de la relación H/V con los resultados de la simulación a lo largo del perfil.

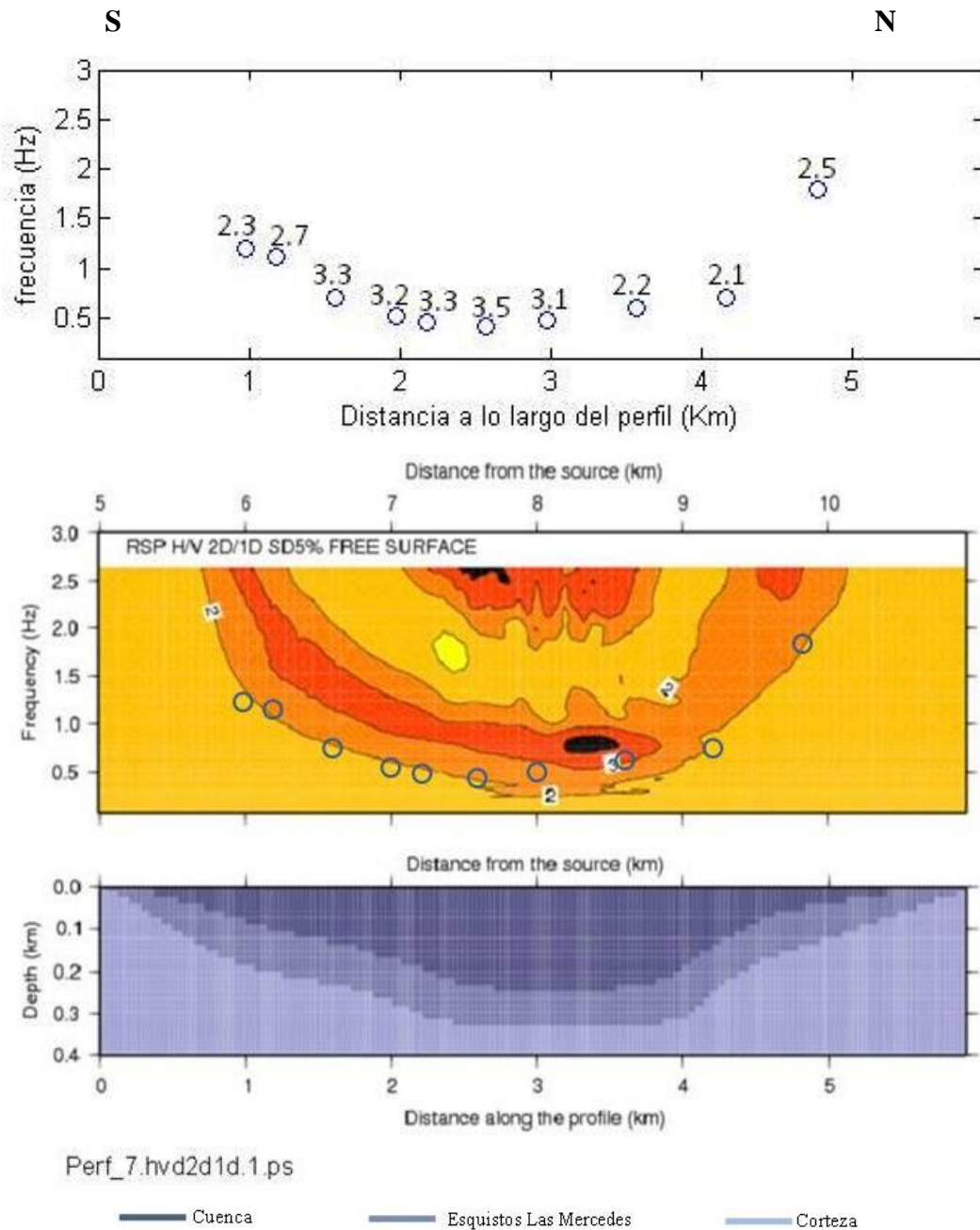


Figura. 5.12: Arriba: Frecuencias naturales obtenidas a través de mediciones de ruido ambiental (Noda, 2008), aplicando el método H/V y las amplitudes experimentales de H/V indicadas en números sobre los círculos. Centro: relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil. Los círculos azules representan resultados de los datos experimentales. Abajo: Geometría de la cuenca.

5.1.7 Perfil 4

Para el perfil 4, con orientación Oeste-Este, se puede ver (Figura.5.13) la gráfica de la relación (Amplificación) del espectro de respuesta para la aceleración Transversal 2D/1D, mostrando que la mayor amplificación de la aceleración es para las frecuencias de 1,3 a 2 Hz, (1 a 1,3) Hz, (0,7 a 1) Hz, y (0,8 a 0,9) Hz, y son atrapadas entre (0,8 y 1,7) Km, (3,1 y 4,7) Km, (6,2 y 7,4) Km, (7,8 y 9,2) Km, respectivamente a lo largo del perfil, siendo sus amplificaciones de 6. Hacia el Este entre (10,6 y 11,6) Km, la amplificación es 2,8 y la frecuencia es de 1,2 a 1,5 Hz, la amplificación en esta zona no es tan alta debido a que no está la capa más somera. En las otras zonas donde la amplificación es alta (algo al Este), el espesor de la capa más somera es una fracción de la profundidad (0,07) a los Esquistos Las Mercedes, lo suficiente para aumentar la amplificación, en forma considerable. Por otro lado, las amplificaciones (2,8 y 6) al Este de la cuenca también son debidas a las reflexiones de las ondas Love en el borde localizado al este geográfico (pendiente moderada), las cuales se superponen constructivamente a las ondas Love que vienen del oeste de la cuenca y principalmente por la amplificación causada por la capa más somera de sedimentos ya que es una fracción importante del espesor total a los Esquistos Las Mercedes.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración radial 2D/1D, muestra que la mayor amplificación de la aceleración, se localiza para la parte profunda de la cuenca algo al Este, aproximadamente entre 4 Km y 10 Km a lo largo del perfil, siendo la amplificación entre 4 y 8, para frecuencias de 1,5 Hz a 2,5 Hz. También se observa amplificaciones entre 4 y 8 para la zona localizada aproximadamente entre 10 Km y 12 Km a lo largo del perfil, para frecuencias de 1 Hz a 2 Hz. En el flanco Oeste se observa amplificaciones de 3 y 4, para frecuencias de 1 Hz a 2,4 Hz aproximadamente entre 0,7 Km y 4 Km.

La relación del espectro de respuesta para la aceleración vertical, tiene una amplificación de 2 y 3, en la zona algo al Oeste de la parte más profunda de la cuenca entre 4 Km y 8 Km, para frecuencias de 1,1 Hz a 2,2 Hz. Además en el flanco Este,

entre 9 Km y 11,5 Km se tiene amplificaciones de 2 y 3, para frecuencias de 1,3 Hz a 2,5 Hz. En el flanco Oeste se observa una amplificación de 2, para una frecuencia de 2,4 Hz a 2,5 Hz.

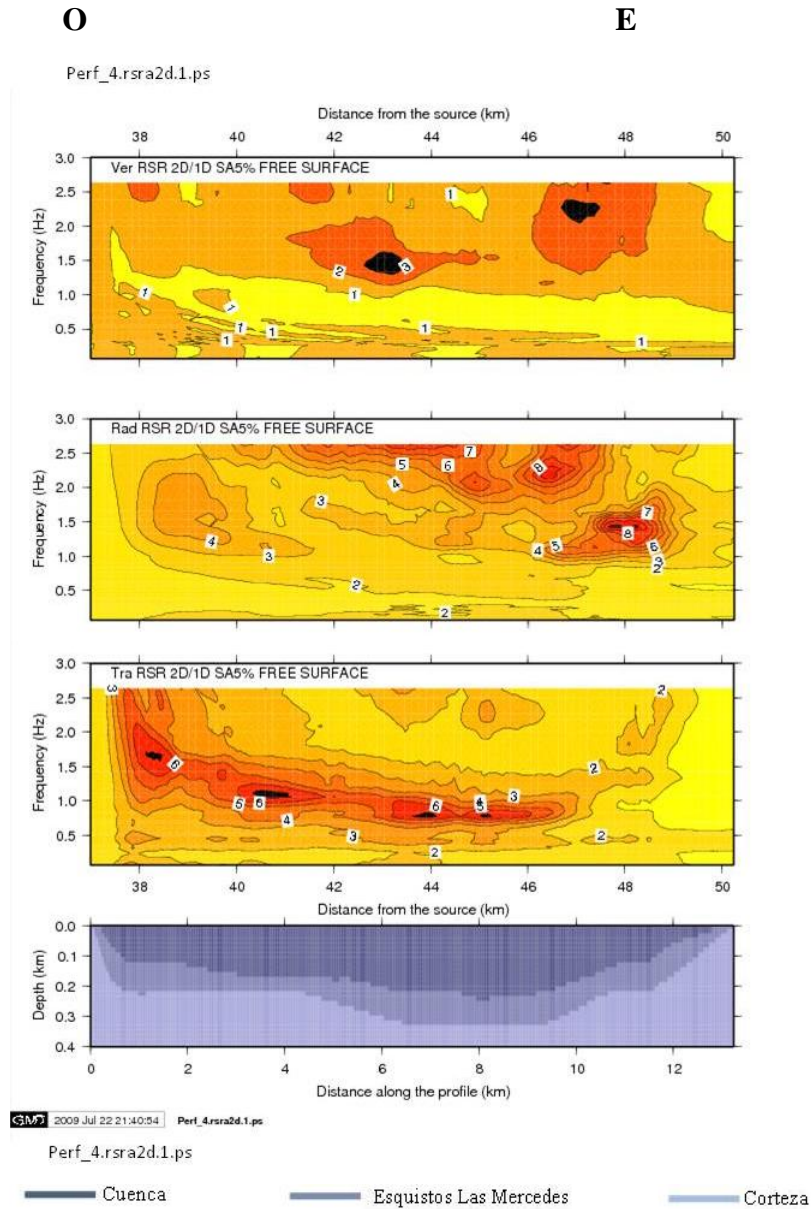


Figura. 5.13: relación del espectro de respuesta (RSR) de la aceleración, para la componente transversal, radial y vertical (de abajo hacia arriba) versus frecuencia y a lo largo del perfil.

Para el perfil4 el sismo viene del oeste (Figura.5.14). En el extremo norte entre 0,6Km y 1,2Km a lo largo del perfil se observan amplificaciones de 3 y 4 para un intervalo de frecuencia de 0,8Hz a 2,5Hz. Para una distancia de 2Km a 5,6Km se tiene amplificaciones de 5, 6 y 7 para una frecuencia de 0,8Hz a 1,7Hz. En la zona más profunda de la cuenca un poco al sur, entre 6,4Km y 9,6Km se observan amplificaciones de 6, 7, 8 y 9 para un intervalo de frecuencia de 0,7Hz a 1Hz (la componente vertical del movimiento tiene muy poca amplificación para este intervalo de frecuencia en esa zona de la cuenca; esto explica este alto nivel de amplificación respecto a los perfiles norte-sur), y en el flanco sur justo entre 10Km y 11,5Km se observan amplificaciones de 2 y 3 para una frecuencia de 0,4Hz a 1,1Hz. En esta figura se comparan los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental (círculos azules) y amplitud por medio de la relación H/V con los resultados de la simulación a lo largo del perfil.

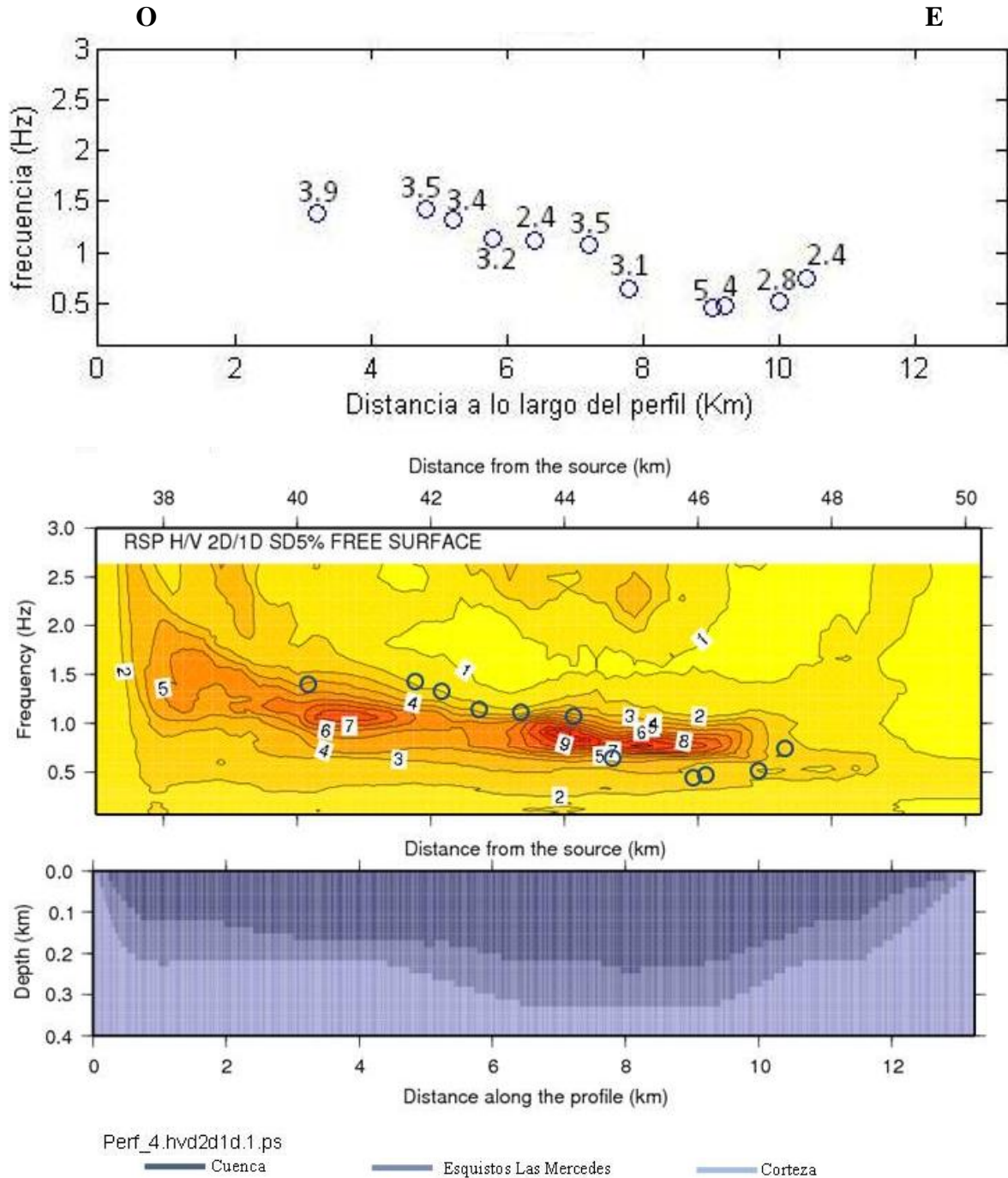


Figura. 5.14: Arriba: Frecuencias naturales obtenidas a través de mediciones de ruido ambiental (Noda, 2008), aplicando el método H/V y las amplitudes experimentales de H/V indicadas en números sobre los círculos. Centro: relación espectral de potencia H/V en función de la frecuencia y a lo largo del perfil. Los círculos azules representan resultados de los datos experimentales. Abajo: Geometría de la cuenca.

5.2 Interpretación

En la relación del espectro de respuesta para la aceleración transversal se observan amplificaciones entre 3 y 5 veces (con frecuencias entre 1 y 2.5 Hz para los perfiles con sismo dirección norte-sur y 0.6 a 2.6 Hz para los perfiles con sismo de dirección sur-norte), y amplificaciones considerables para la componente radial, cerca del borde de la cuenca más alejado de la fuente del sismo, para los perfiles con sismo dirección norte-sur y sur-norte. Estas amplificaciones son debidas principalmente a la amplificación causada por la capa de sedimentos más somera en la cuenca (ya que es una fracción importante del espesor total a los Esquistos Las Mercedes) y en segundo lugar a las moderadas pendientes en los bordes sur y norte de la cuenca, las cuales son buenos reflectores de la energía sísmica, las ondas reflejadas se superponen a las ondas directas (ejemplo: ondas Love) que son generadas en los bordes más cercanos al sismo, prolongando la duración del movimiento y aumentando su amplitud.

La componente radial de la (RSR) para la aceleración tiene fuertes amplificaciones debido a que las ondas SV generadas por el sismo inciden en el ángulo crítico ó cercano a este, sobre la superficie libre de la corteza (se llama superficie libre porque no hay esfuerzos sobre ella) convirtiéndose parte de la onda SV, en una onda “SP” muy intensa que viaja horizontalmente a la superficie y origina una fuerte respuesta del valle cuando incide en él por el costado y, a la amplificación causada por la capa somera de sedimentos suprayacente a la Formación Guatire en la cuenca. Esta capa más somera de sedimentos en la cuenca es una fracción entre 6.5% y 7.5% del espesor total a los Esquistos Las Mercedes (estos porcentajes es lo que más predomina en la cuenca; y en los bordes) en consecuencia, esta capa contribuye significativamente a la amplificación de las ondas Love (Papageorgiou y Kim, 1991) y contribuye a las altas amplificaciones de la componente horizontal de la onda Rayleigh (Hamzehloo et al., 2007). Por otro lado, la componente vertical del movimiento no sufre amplificaciones importantes, por la presencia de la capa más somera de sedimentos en la cuenca.

En las gráficas de la relación del espectro de respuesta para la aceleración, se observa que el espectro de la aceleración transversal y radial tienen mucho más amplificación que el espectro de aceleración vertical en la cuenca, trayendo como consecuencia que el espectro de la aceleración horizontal tenga mucho más amplificación que el espectro de aceleración vertical, significando esto que para las frecuencias fundamentales por medio de la relación H/V, las estructuras pueden sufrir probablemente mayores daños por la componente horizontal del movimiento que por la componente vertical. Por otro lado, toda edificación tiene una frecuencia de resonancia (Crawford, 1991), a la cual responde frente a un sismo que contenga dicha frecuencia, con un movimiento de máxima amplitud. En consecuencia, las edificaciones deben ser construidas con una frecuencia de resonancia distinta a las frecuencias fundamentales obtenidas por medio de la relación espectral de potencia H/V ya que la cuenca responde (frente a un sismo) a estas frecuencias con grandes amplificaciones de la aceleración horizontal, sino las estructuras colapsarían. Al compararse los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental por medio de la relación H/V con los resultados de las simulaciones (frecuencias fundamentales), se observa una buena concordancia. Hay una coincidencia aceptable entre las amplitudes de H/V experimentales y las amplitudes máximas de H/V de las simulaciones y, las diferencias observadas se deben a que se están comparando resultados experimentales (aleatorios) de amplitud de H/V con resultados deterministas de amplitudes máximas de H/V de las simulaciones, estas últimas dependen de la dirección de incidencia de los sismos. Por lo tanto, con miras hacia la microzonificación sísmica la cuenca debe ser dividida en 2 zonas, la zona 1 en el borde de la cuenca de ancho aproximadamente 1 Km, donde la relación H/V tiene una amplitud máxima entre 2 y 5 veces para un intervalo de frecuencia de 1 a 2.5 Hz y la zona 2 el resto de la cuenca (centro) donde la relación H/V arrojó amplificaciones máximas entre 3 y 8 veces con frecuencias fundamentales entre 0.5 y 1.9 Hz, (Figura 5.15).

La técnica llamada método híbrido, que utiliza el método analítico (sumatoria modal) y numérico (diferencias finitas) para obtener la respuesta sísmica, considera que la cuenca es un modelo 2D, es decir, que las propiedades físicas de la cuenca varían solo a lo largo del plano que contiene el perfil 2D de la cuenca, mientras en el eje de coordenadas que es perpendicular a este plano, las propiedades físicas no varían, se está considerando que la cuenca es infinita a lo largo de este eje, lo cual implica que no se toma en cuenta las interacciones de las ondas que se reflejan en los bordes de la cuenca que están a lo largo de dicho eje con las ondas generadas (Papageorgiou y Kim, 1993) en los bordes de la cuenca que si son considerados en el perfil, logrando así que los resultados predichos por la técnica híbrida sean menos precisos.

En el modelo (para simulaciones) de la cuenca Guarenas-Guatire, la zona de mayor espesor de sedimentos está en Guatire la cual se tomó de 250 metros para las simulaciones, pero el mayor espesor de sedimentos de la cuenca (zona Guatire) es un poco mayor, lo cual hace que las frecuencias fundamentales por medio de la relación H/V de las simulaciones para el perfil 3 y zona más profunda del perfil 4 sean menos precisas.

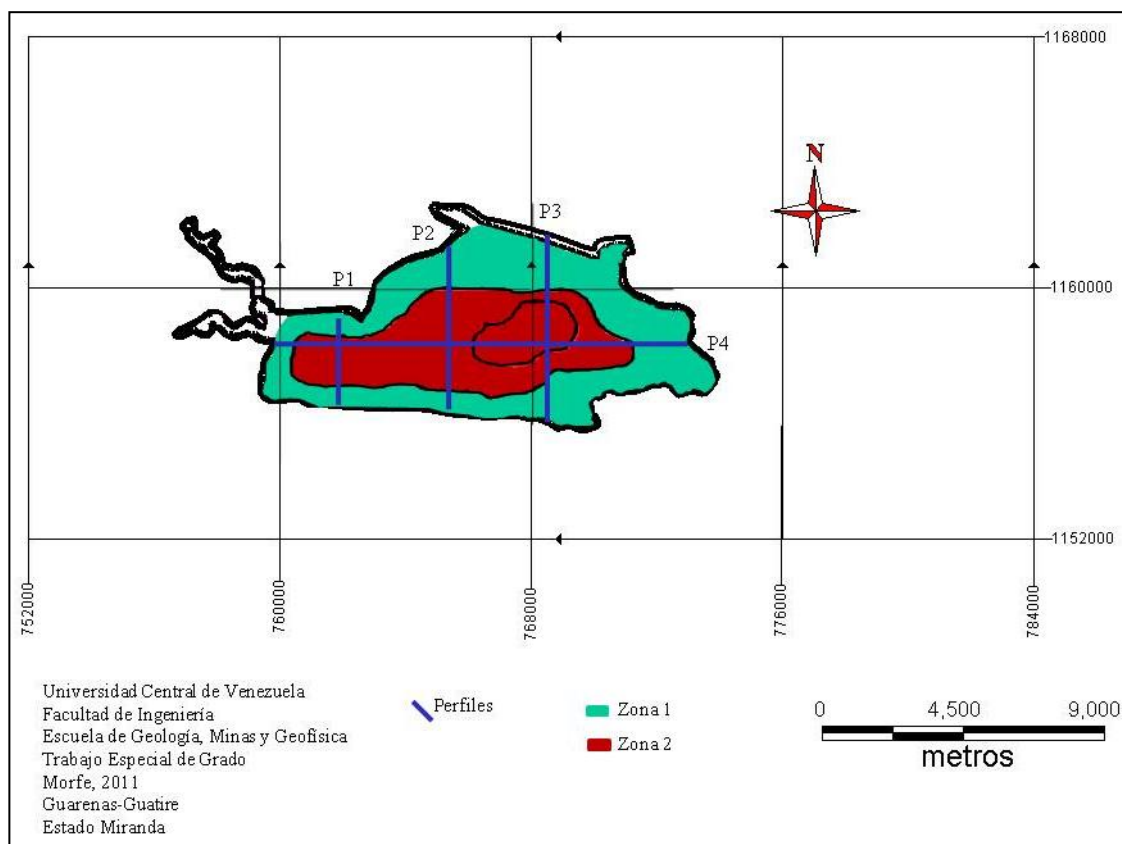


Figura. 5.15: Microzonificación sísmica con isolíneas de espesores de sedimentos.

Conclusiones

La capa más somera de sedimentos en la cuenca es una fracción entre 6.5% y 7.5% del espesor total a los Esquistos Las Mercedes (estos porcentajes es lo que más predomina en la cuenca; y en los bordes) en consecuencia, esta capa contribuye significativamente a la amplificación de las ondas Love (Papageorgiou y Kim, 1991) y contribuye a las altas amplificaciones de la componente horizontal de la onda Rayleigh (Hamzehloo et al., 2007). Por otro lado, la componente vertical del movimiento no sufre amplificaciones importantes, por la presencia de la capa más somera de sedimentos en la cuenca.

El espectro de la aceleración horizontal tiene mucha más amplificación que el espectro de la aceleración vertical, significando esto que para las frecuencias fundamentales por medio de la relación H/V, las estructuras pueden sufrir (probablemente) mayores daños por la componente horizontal del movimiento que por la componente vertical.

Al compararse los resultados de datos experimentales de frecuencia fundamental por medio de la relación H/V con los resultados de las simulaciones (frecuencias fundamentales), se observa una buena concordancia. Para los perfiles norte-sur y sur-norte la simulación de la relación H/V arrojó amplificaciones máximas entre 3 y 5 veces con frecuencias fundamentales entre 0.5 y 1.9 Hz en la parte profunda de la cuenca.

Debido al gran contraste de impedancia entre los Esquistos Las Mercedes subyacentes a la cuenca Guarenas-Guatire y sus sedimentos clásticos no consolidados (QG2), las ondas Love reflejadas en los bordes internos de la cuenca tendrán buenas amplitudes.

Con miras hacia la microzonificación sísmica la cuenca debe ser dividida en 2 zonas, la zona 1 en el borde de la cuenca de ancho aproximadamente 1 Km, donde la relación H/V tiene una amplitud máxima entre 2 y 5 veces para un intervalo de frecuencia de 1 a 2.5 Hz y la zona 2 el resto de la cuenca (centro) donde la relación H/V arrojó amplificaciones máximas entre 3 y 8 veces con frecuencias fundamentales entre 0.5 y 1.9 Hz. Estas frecuencias fundamentales no deben coincidir con las frecuencias de resonancia de las estructuras para evitar que las edificaciones colapsen.

Se puede mostrar que la impedancia acústica de los Esquistos Las Mercedes contribuye a una mayor amplificación de las ondas “P” y “S” del sismo dentro de la cuenca, en 1.075 y 1.11 veces más respectivamente, respecto a la capa más somera de la corteza si no existiesen los Esquistos, es decir, los Esquistos Las Mercedes contribuyen a una mayor amplificación de las ondas Love y Rayleigh que las generadas por la corteza somera si no existiesen estos Esquistos.

Referencias Bibliográficas

Audemard, F. (1984). Evaluación geológica de la Cuenca del Tuy para fines de investigación geotectónica. Trabajo Especial de Grado, Universidad Central de Venezuela, Caracas, 226pp.

Audemard, F., G. Romero., H. Rendón., and V. Cano. (2005). Quaternary fault kinematics and stress tensors along the southern Caribbean from fault-slip data and focal mechanism solutions. *Earth-Science Reviews*, 69: 181-233.

Barboza L. y S. Rodríguez (2001). Integración de la geología del Estado Vargas y del flanco sur del Macizo del Ávila al norte de Caracas. Trabajo Especial de Grado. Dep. Geol., Minas y Geof. U.C.V., Caracas, 334pp.

Beck, C. (1986). Caribbean colliding, Andean drifting and the Mesozoic-Cenozoic geodynamic evolution of the Caribbean. *Soc Ven. Geol., Mem. VI Congreso Geológico Venezolano* 10:163-182.

Bellizia, A. (1986). Sistema Montañoso del Caribe, una cordillera alóctona en el Norte de América del Sur. *Soc. Ven. Geol., Mem. VI Congreso Geológico Venezolano* 10: 6657-6836.

Beltrán C. (comp.) (1993). Mapa geotectónico de Venezuela a escala 1:2.000.000. Public. FUNVISIS. Caracas.

Ben-Menahem, A. and D. G. Harkrider. (1964), Radiation patterns of seismic surface waves from buried dipolar point sources in a flat stratified Earth. *J. Geophys. Res.*, 69: 2605-2620.

Ben-Menahem, A. and S. I. Singh. (1981), *Seismic waves and Sources*. Springer-Verlag New York. 151-171.

Bermúdez, P. (1966). Consideraciones sobre los sedimentos del Mioceno Medio al reciente de las Costas Central y Oriental de Venezuela. *Boletín de Geología*, volumen VII, Caracas, Venezuela, 342-343p.

Brocher, T. (2005). Empirical relations between elastic wavespeeds and density in the earth's crust. *Bull. of the Seismological Society of America*, 95 (6): 2081-2092.

Chapra, S. y R. P. Canale. (2005), *Métodos numéricos para ingenieros con programas de aplicación*, 4ta ed. México: McGraw-Hill Interamericana. 969pp.

Crawford, F. (1991). *Ondas*, 3ra ed. Barcelona, España: Reverté, S. A. 635pp.

Durand, J. y H. Rendón. (2006). Estimación de la atenuación de ondas sísmicas a partir de los registros provenientes de dos estaciones sismológicas. FUNVISIS. Caracas. Inédito.

Eposito, E., S. Porfido., G. Luongo., and S. M. Petrazzuoli. (1992), Damage scenarios induced by the major seismic events from XV to XIX century in Naples City with particular referente to the seismic response, earthquake engineering, Tenth World Conference: 1075-1080.

Fäh D. (1992), A hybrid technique for the estimation of strong ground motion in sedimentary basin, Ph. D. Thesis n. 9767, Swiss Federal Institute of Technology, Zürich.

Florsch, N., D. Fah., P. Suhadole., and G. F. Panza. (1991), Complete synthetic seismograms for high-frequency multimode SH-waves Pageoph, 136: 529-560.

García, S. (2004). Determinación del factor de calidad Q para Venezuela. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Simón Bolívar, Sartenejas-Venezuela.

Giunta G., L. Beccaluva, M. Coltorti, F. Siena y C. Vaccaro (2002). The Southern margin of the Caribbean Plate in Venezuela: tectono-magmatic setting of the ophiolites unit and kinematic evolution. Lithos, 63:19-49.

Graterol V. (1970). Estudio gravimétrico de la cuenca de Guarenas-Guatire. Boletín de Geología, Caracas, Venezuela, incluye mapa, 11(21): 319-336.

Guédez, R. (2003). Estudio cortical en el área centro-norte y noroccidental de Venezuela a partir de datos de sísmica de refracción. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas-Venezuela.

Hamzehloo, H., F. Vaccari., and G. F. Panza. (2007). Towards a reliable seismic microzonation in Tehran, Iran. Engineering Geology, 93: 1-16.

Harkrider, D. G. (1970), Surface waves in multilayered elastic media. Part II. Higher mode spectra and spectral ratios from point sources in plane layered Earth models. Bull. Seism. Soc. Am., 60: 1937-1987.

Jeffreys, H. and B. S. Jeffreys. (1950), Methods of mathematical physics, Cambridge University Press, Cambridge. 138-173.

Knopoff, L. (1964), A matrix method for elastic wave problems. Bull. Seism. Soc. Am., 54: 431-438.

Menéndez A. (1966). Tectónica de la parte central de las montañas occidentales del Caribe, Venezuela. *Bol. de Geol.* 8(15): 154-155.

Miró S., Chantal J. y Viete K., Herwart A. (2009). Estudio Neotectónico de la cuenca Guarenas-Guatire. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geología. Universidad Central de Venezuela, Caracas-Venezuela.

Navarro E, M. Ostos y F. Yoris. (1988). Revisión y redefinición de unidades litoestratigráficas y síntesis de un modelo tectónico para la evolución de la parte norte-central de Venezuela durante el Jurásico Medio-Paleógeno. *Acta Científica Venezolana*, 39: 427-436.

Noda, F. (2008). Estudio geofísico a lo largo de la ruta del ferrocarril Caracas-Guarenas-Guatire. Trabajo Especial de Grado. Departamento de Geofísica. Universidad Central de Venezuela, Caracas-Venezuela.

Nunziata, C., G. Costa., F. Marraca., and G. F. Panza. (2000), Validated estimation of the response spectra for the 1980 Irpinia earthquake in the eastern area of the Naples. *Earthquake spectra.*, 16(3): 643-660.

Nunziata, C., and G. F. Panza. (2002), A contribution to the seismic microzoning of Napoli, *Mem. Soc. Geol. It.* 57(2) : 437-442.

Ollarves R., A. Singer y F. Audemard. (2007). Neotectónica de la falla de Tacagua-El Ávila. FUNVISIS. Caracas. Inédito.

Orihuela, N. y F. Ruiz. (1990). Modelaje gravimétrico en un perfil comprendido entre los poblados de Altagracia de Orituco, Edo. Guárico y Caraballeda, Dto. Federal, Venezuela. *Soc. Ven. Geol., V Cong. Venezolano de Geofísica*: 466-473pp.

Orta M. C. (2003). Integración Geológica de la región Caracas-Charallave-Santa Teresa del Tuy, Distrito Capital y Estado Miranda. Trabajo Especial de Grado. *Dep Geol., Minas y Geof. U.C.V.* 236pp.

Ostos, M. (1990), Evolución tectónica del margen Sur-Central del Caribe, basados en datos geoquímicos. *Escuela Geología, Minas y Geofísica, Caracas, Geos.* 30: 1-294.

Panza, G. F. (1985), Synthetic Seismograms: The Rayleigh waves modal summation, *J. Geophysics.*, 58: 125-145.

Panza. G. F., F. Romanelli and F. Vaccari. (1999), Seismic wave propagation in laterally heterogeneous anelastic media: Theory and applications to seismic zonation, *Advances in Geophysics*, Vol. 43: 137p.

Panza, G. F., F. Vaccari., G. Costa., P. Suhadolc., and D. Fäh. (1996), Seismic input modelling for zoning and microzoning, earthquake spectra., 12, 3 : 529-566.

Papageorgiou, A. and J. Kim. (1991). Study of the propagation and amplification of seismic waves in Caracas Valley with reference to the 29 July 1967 earthquake: SH waves. Bull. of the Seismological Society of America, 81 (6): 2214-2233.

Papageorgiou, A. and J. Kim. (1993). Propagation and amplification of seismic waves in 2-D Valleys excited by obliquely incident P-and SV-waves. Earthquake Engineering and Structural Dynamics, 22: 167-182.

Picard, X. (1976). Geología de la Cuenca Guarenas-Guatire, sedimentación continental intracordillerana. Mem. Bol. Geol., Publicación Especial, 7(2): 965-984.

Picard, X. y N. Pimentel. (1968). Geología de la cuenca Santa Lucía-Ocumare del Tuy, Bol. Geol. 10(19): 263-296.

Pindell, J. (1993). Mesozoic and early Cenozoic development of the Gulf of México and Caribbean Region: Transaction, Gulf Coast section. SEPM, Foundation Annual Research Conference, 13 th. Houston, SEPM Foundation, 251-274pp.

Pindell, J. y S. Barrett. (1990). Geological evolution of the Caribbean Region: a Plate-tectonic prospective. In: Dengo, G., J. E. Case, (Eds.), The Geology of North America, Volumen H. The Caribbean Region. Geol. Soc. of America, Boulder, CO, 405-432p.

Rocabado, V., M. Schmitz., H. Rendón., J. P. Vilotte., F. Audemard., M. Sobiesiak., J. P. Ampuero., y L. Alvarado. (2006). Modelado numérico de la respuesta sísmica 2D del Valle de Caracas. Revista de la Facultad de Ingeniería de la U.C.V., 21 (4): 81-93.

Schwab, F. and L. Knopoff. (1972), Fast surface wave and free mode computations. In: Methods in Computational Physics, Vol.11, B. A. Bolt (Ed.), New York, Academic Press, 87-180.

Seiders, V. M. (1965). Geología de Miranda central, Venezuela. Bol. Geol., Caracas, 6(12):289-416.

Urbani, F. (1969). Primera localidad fosilífera del Miembro Zenda de la Formación Las Brisas: Cueva del Indio, La Guairita, estado Miranda. Bol. Inf. Asoc. Venezolana Geol., Min. y Petról., 12(11): 417-423.

Urbani, F. (1973). Notas sobre el hallazgo de fósiles en rocas metamórficas de la parte central de la Cordillera de la Costa. Bol. Inf. Asoc. Venez. Geol., Min. y Petról., 16 (4-6): 41-54.

Urbani, F. (2000). Revisión de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa. Caracas, Venezuela. U.C.V. Geos (33): 1-170.

Urbani, F. (2002). Nomenclatura de las unidades de rocas ígneas y metamórficas de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Separata de GEOS, número 35, 107pp.

Urbani, F., y M. Ostos. (1989). El Complejo Ávila. Cordillera de la Costa, Venezuela. GEOS, Caracas, (29): 205-217.

Urbani, F., R. Sánchez y J. Silva. (1989). Reconocimiento Geológico de la Región de La Sabana-Cabo Codera-Capaya, D. F. y Miranda. Mem. VII Congr. Geol. Venezolano, Barquisimeto, 1:223-243.

Urbani, F., y J. A. Rodríguez. (2004). Atlas geológico de la Cordillera de la Costa, Venezuela. Edic. Fundación Geos, U.C.V., ediciones en CD-rom, número 1, Caracas, ix+146 mapas a escala 1:25.000.

Vaccari, F. (2007). Computation of synthetic seismograms: Users`guide. Universidad de Trieste. Centro Internacional para Física Teórica (ICTP). Trieste-Italia. Disponible: http://scs.ictp.it/howto/remote_access.html.

Virieux, J. (1986). P-SV wave propagation in heterogeneous media: Velocity-stress finite-difference method. Geophysics, 51 (4): 889-901.

Wehrmann, M. (1972). Geología de la región Guatire-Colonia Tovar. Bol. Geol., Caracas, Public. Esp. 5,4: 2093-2119.

Wolcott (1943). Fossils from metamorphic rocks of the Coast Range of Venezuela. Bull. Am. Assoc. Petrol. Geol., 27: 1632.

ANEXOS

```
Parameters file for program pfdg9
-----
Modal summation model
-----
venz.spr                Modes for 1D structure
0      First mode to use (1=fundamental, 0=all)
0      Last mode to use (0=all)
5.0    Low pass filter cutoff frequency (xcutoff)
.50    Ratio between filter's max freq with unit response and xcutoff
.02    Low pass filter amplitude at cutoff
0      Interpolation for modal summation part
20.000 Source depth (km)
80.0   strike-receiver angle (SH modelling)
72.0   fault dip (SH modelling)
160.0  fault rake (SH modelling)
50.0   strike-receiver angle (P-SV modelling)
72.0   fault dip (P-SV modelling)
160.0  fault rake (P-SV modelling)
45.0   Source-2D model origin distance (km)
7.0    Magnitude
-----
Finite differences model
-----
n_o_m                name of generated FD model
n_o_p.pof           name of profile - Polygons with 2D part definition
4000  Max number of grid points along x
600   Max number of grid points along z
0     Force an air layer of 5 grid points without topography (0=no, 1=yes)
0.0   Min velocity (km/s) for grid definition (0=auto -> look for min Vs)
0     FD model length from 1st column of seismograms (km) (0=auto)
0.00  FD model depth (km) (0=auto)
0.00  Grid spacing (km) (0=auto)
0     dz multiplier (0=auto)
0.000 Depth where step along z changes (0=auto)
0     Number of absorbing points along x (0=auto)
0     Number of absorbing zones (0=auto)
0     Lowest Q for absorbing zones (0=auto)
0     Highest Q for absorbing zones (0=auto)
1     Geom. spreading (0=no, 1=yes) for SH (suggested: 0 far/short, 1 near/long)
1     Geom. spreading (0=no, 1=yes) for P-SV (suggested: 1)
0     Time window length (s) for 1D SH (0=auto)
0     Time window length (s) for 1D P-SV (0=auto)
0     Time window length (s) for 2D SH (0=auto)
0     Time window length (s) for 2D P-SV (0=auto)

00    Shift in origin time (SH)
00    Shift in origin time (P-SV)
-----
Seismograms
-----
0     model origin-first calculated seismogram distance (*) (0=auto)
0     Grid points between seismograms (0=auto)
-----
cntl files and scripts
-----
1     write cntl files (1=yes, 0=no)
1     write script files (1=yes, 0=no)
-----
programs used (in order: syl, syr, sylvdv, syndv, finit, finray)
-----
syl0048.out
syr0048.out
sylvdv57.out
syndv70.out
finit56b.out
finray53b.out
fdsplit.out
araym81.out
-----
running 2D jobs by remote access, reports send to users
-----
```

Figura. A1: Contenido de un archivo “pfdg9.par”.

A continuación se muestran algunos sismogramas sintéticos (los más relevantes). En los sismogramas sintéticos se observa (Figura.A2) que la mayor amplitud en el desplazamiento transversal (11,7cm) se registra a una distancia de 1,15Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 6 (Fig. 5.1). A 0,7Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad transversal de 78,7cm/seg coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 4, y en 0,65Km se tiene la máxima aceleración transversal de “0,9g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 4.

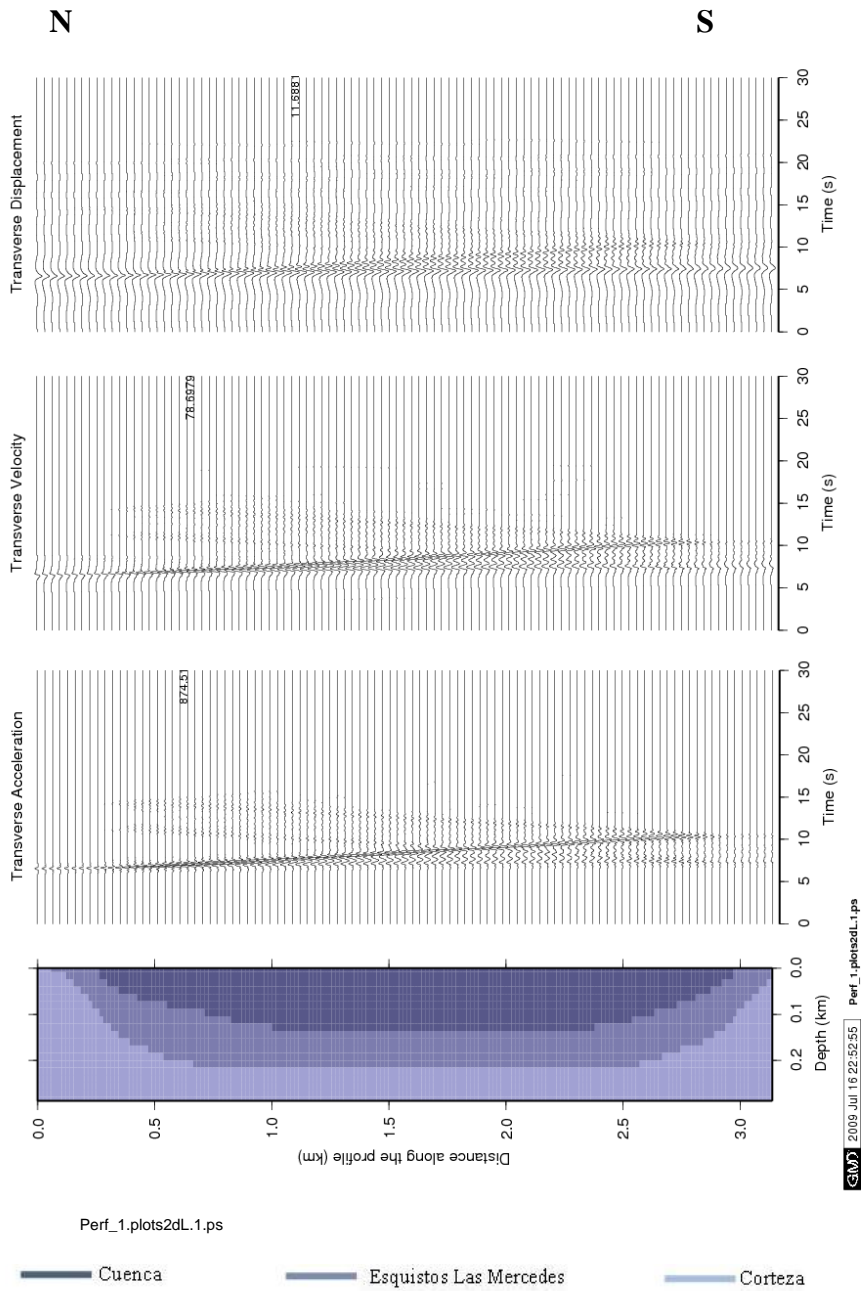


Figura. A2: Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal (arriba), velocidad transversal (2da de arriba) y aceleración transversal (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 1 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A3) que la mayor amplitud del desplazamiento radial (0,67cm) se registra a una distancia de 1Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 2 (Fig. 5.1). Alrededor de 1,9Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad radial de 3,83cm/seg coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 4, y la máxima aceleración radial de “0,05g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 5 a 2,2Km a lo largo del perfil.

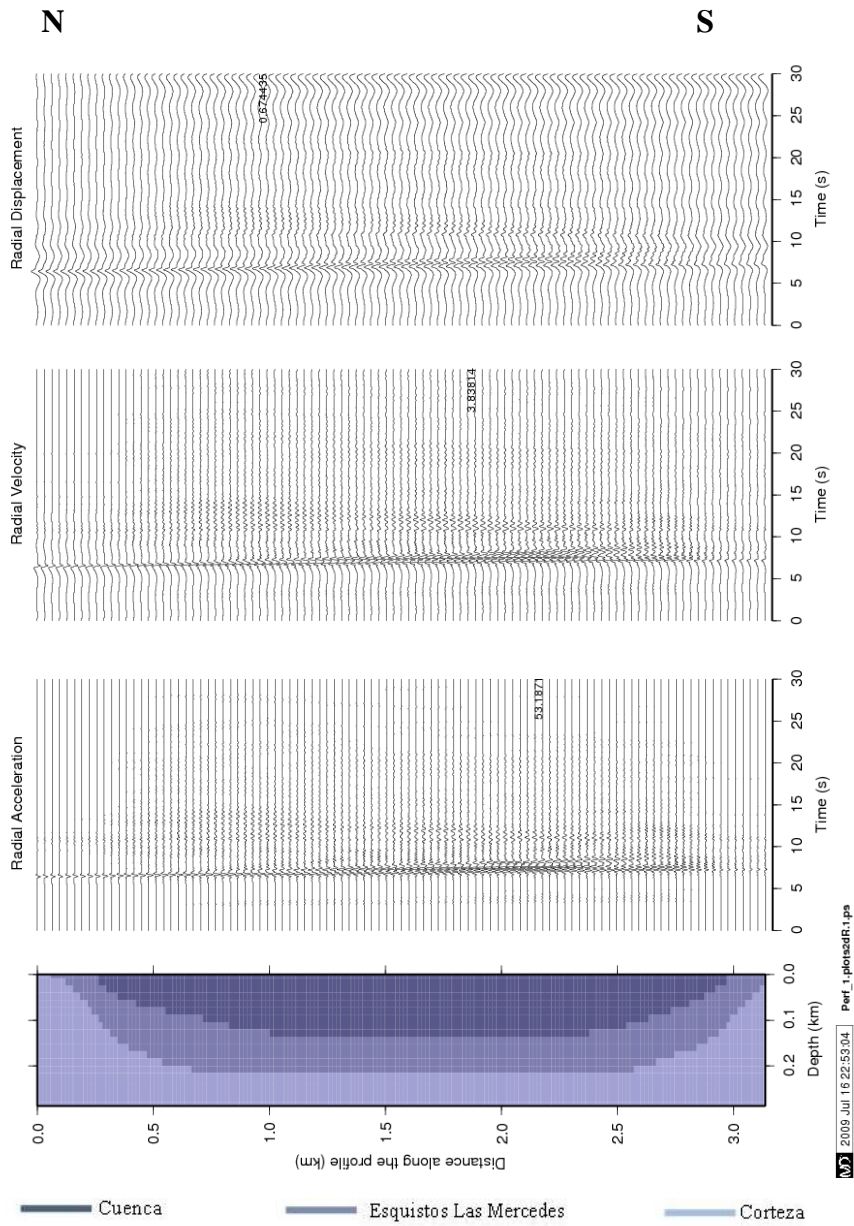


Figura. A3: Sismogramas sintéticos del desplazamiento radial (arriba), velocidad radial (2da de arriba) y aceleración radial (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 1 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A4) que la mayor amplitud del desplazamiento transversal (13,85cm) se registra a una distancia de 2,2Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 6 (Fig. 5.5). Justo a 1,2Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad transversal de 87,14cm/seg y la aceleración transversal máxima de “1,004g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 5.

N

S

Perf_2.plots2dL.1.ps

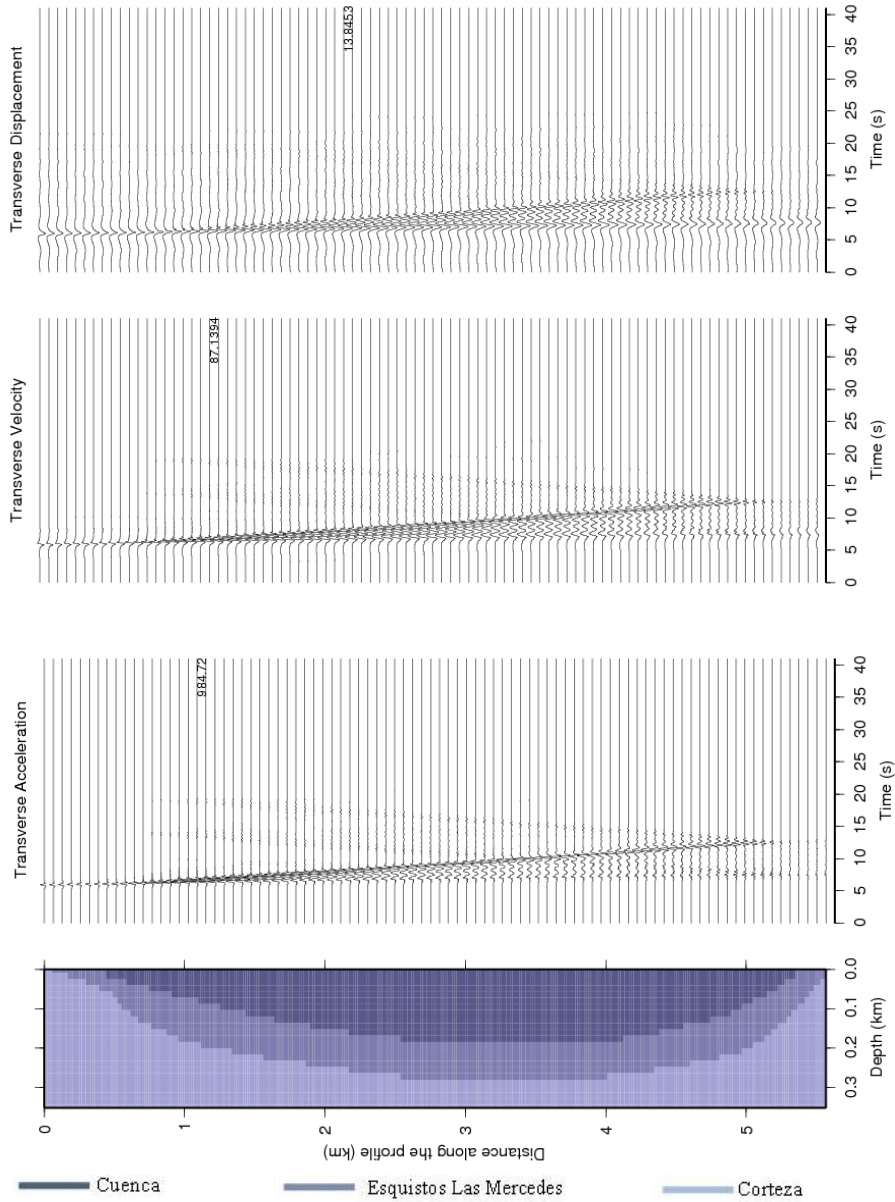


Figura. A4: Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal (arriba), velocidad transversal (2da de arriba) y aceleración transversal (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 2 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A5) que la mayor amplitud del desplazamiento transversal (16,9cm) se registra a una distancia de 2,3Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 4 (Fig. 5.9). A 3,5Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad transversal de 93,92cm/seg coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 6, y a 1,7Km se registra la aceleración transversal máxima de “g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 4.

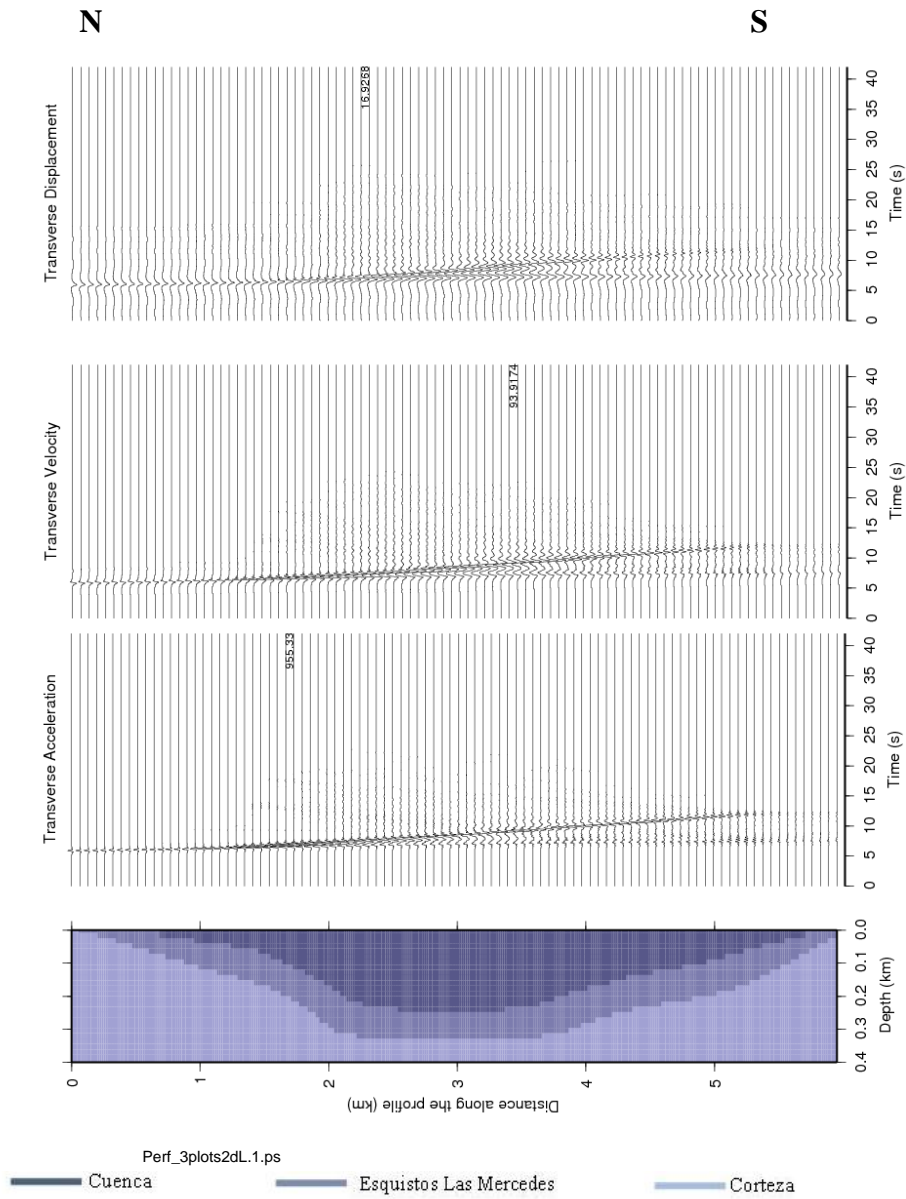


Figura. A5: Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal (arriba), velocidad transversal (2da de arriba) y aceleración transversal (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 3 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A6) que la mayor amplitud en el desplazamiento transversal (0,07cm) se registra a una distancia de “0,97Km” a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 6 (Fig. 5.13). A 0,8Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad transversal de 0,65cm/seg y una máxima aceleración transversal de “0,01g” (bajo comparado con los perfiles sur-norte; esto es posible ya que la distancia epicentral para la Falla Tacagua es grande (42Km) comparada al de la falla La Victoria), coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 5.

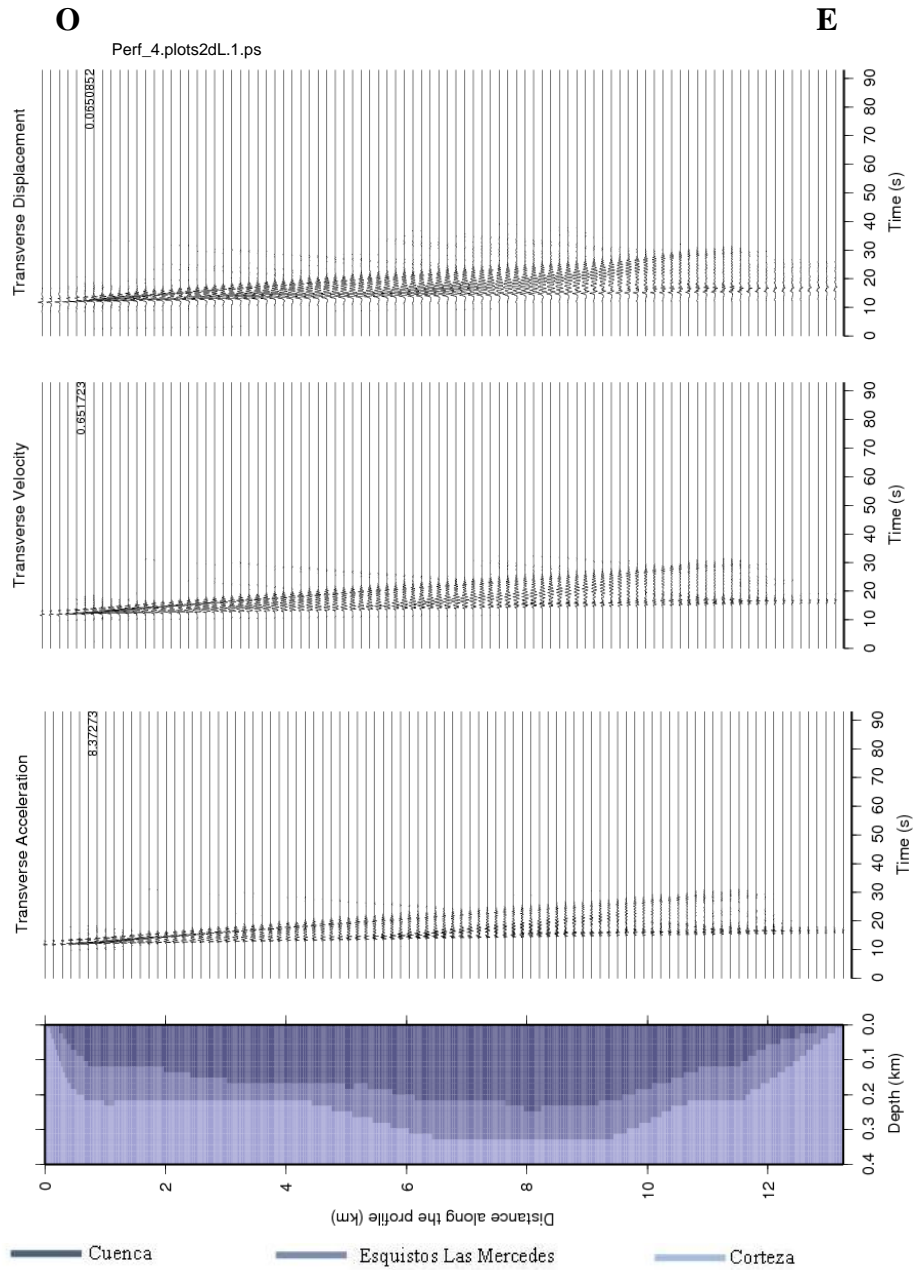


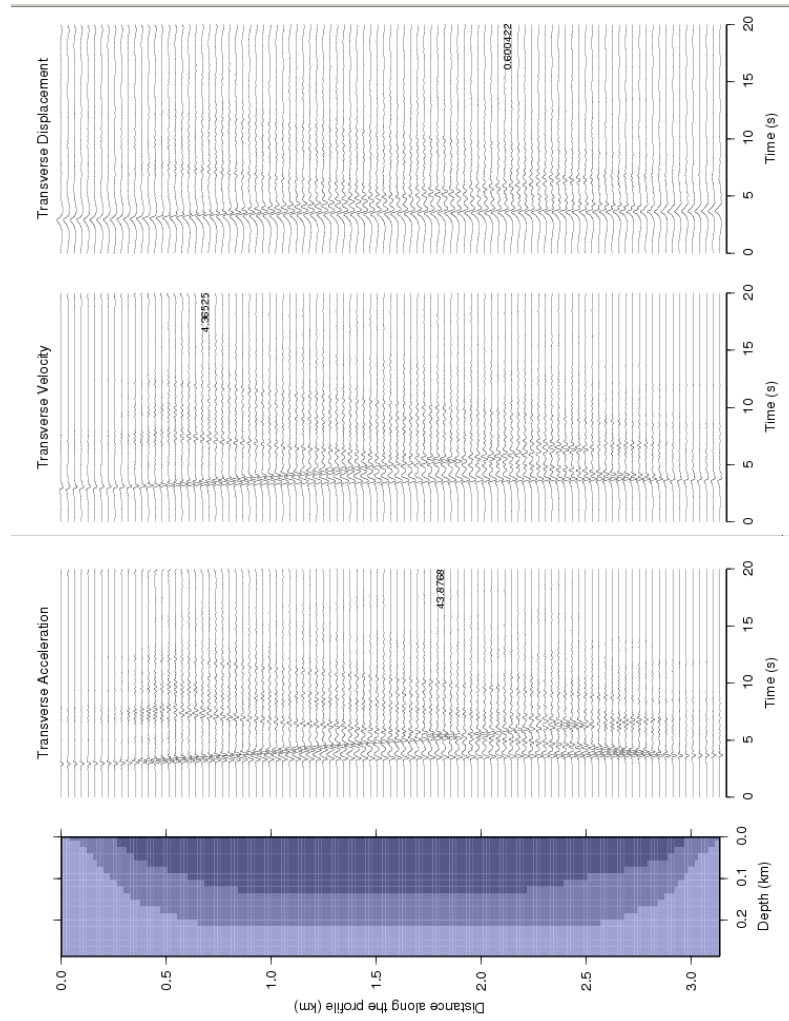
Figura. A6: Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal (arriba), velocidad transversal (2da de arriba) y aceleración transversal (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 4 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A7) que la mayor amplitud del desplazamiento transversal (0,6cm) se registra a una distancia de 2,1Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 3 (Fig. 5.3). A 0,7Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad transversal de 4,37cm/seg, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 4. En 1,8Km se registra la máxima aceleración transversal de “0,045g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 4.

S

N

Perf_5.plots2dL.1.ps



Perf_5.plots2dL.1.ps

— Cuenca — Esquistos Las Mercedes — Corteza

Figura. A7: Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal (arriba), velocidad transversal (2da de arriba) y aceleración transversal (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 1 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A8) que la mayor amplitud del desplazamiento radial (0,51cm) se registra a una distancia de 1,5Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 5 (Fig. 5.3). La máxima velocidad radial de 3,39cm/seg ocurre a 2Km, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 5, y la máxima aceleración radial de “0,038g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 5 entorno a 2,6Km.

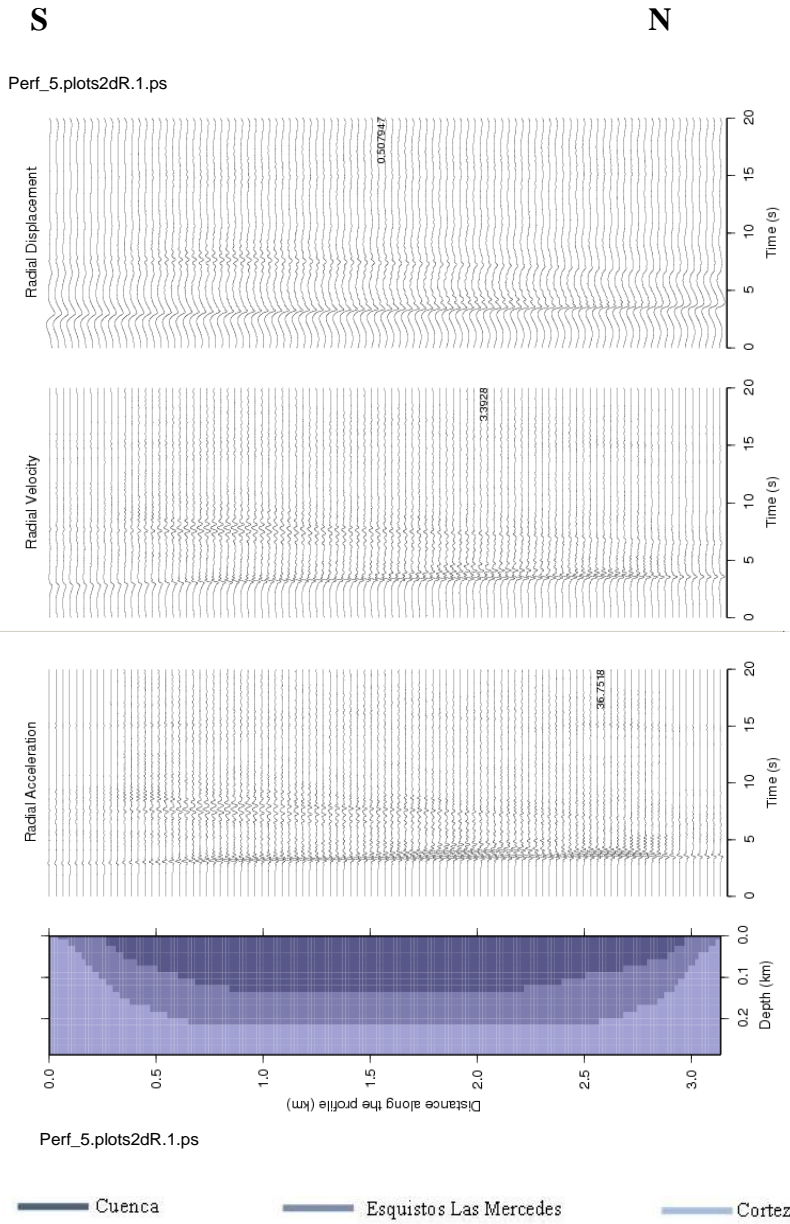


Figura. A8: Sismogramas sintéticos del desplazamiento radial (arriba), velocidad radial (2da de arriba) y aceleración radial (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 1 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A9) que la mayor amplitud del desplazamiento vertical (0,81cm) se registra a una distancia de 2,2Km a lo largo del perfil, la máxima velocidad vertical de 3,278cm/seg ocurre a 2,2Km y la máxima aceleración vertical de “0,037g” se localiza a 2,4Km.

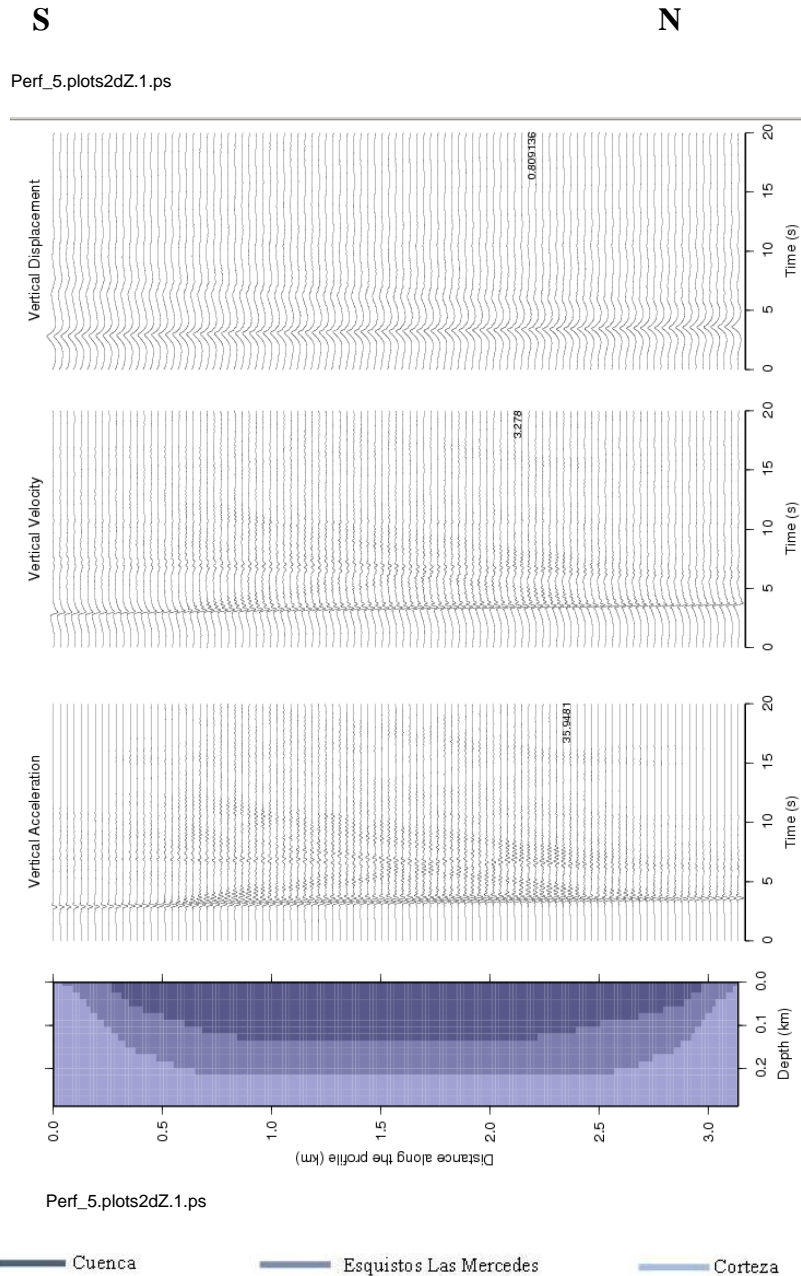


Figura. A9: Sismogramas sintéticos del desplazamiento vertical (arriba), velocidad vertical (2da de arriba) y aceleración vertical (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 1 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A10) que la mayor amplitud del desplazamiento transversal (0,71 cm) se registra a una distancia de 3 Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 3 (Fig. 5.7). A 0,8 Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad transversal de 4,32245 cm/seg, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 4. En 4,8 Km a lo largo del perfil se tiene la máxima aceleración transversal de “0,05g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos son amplificados por un factor de 2,5.

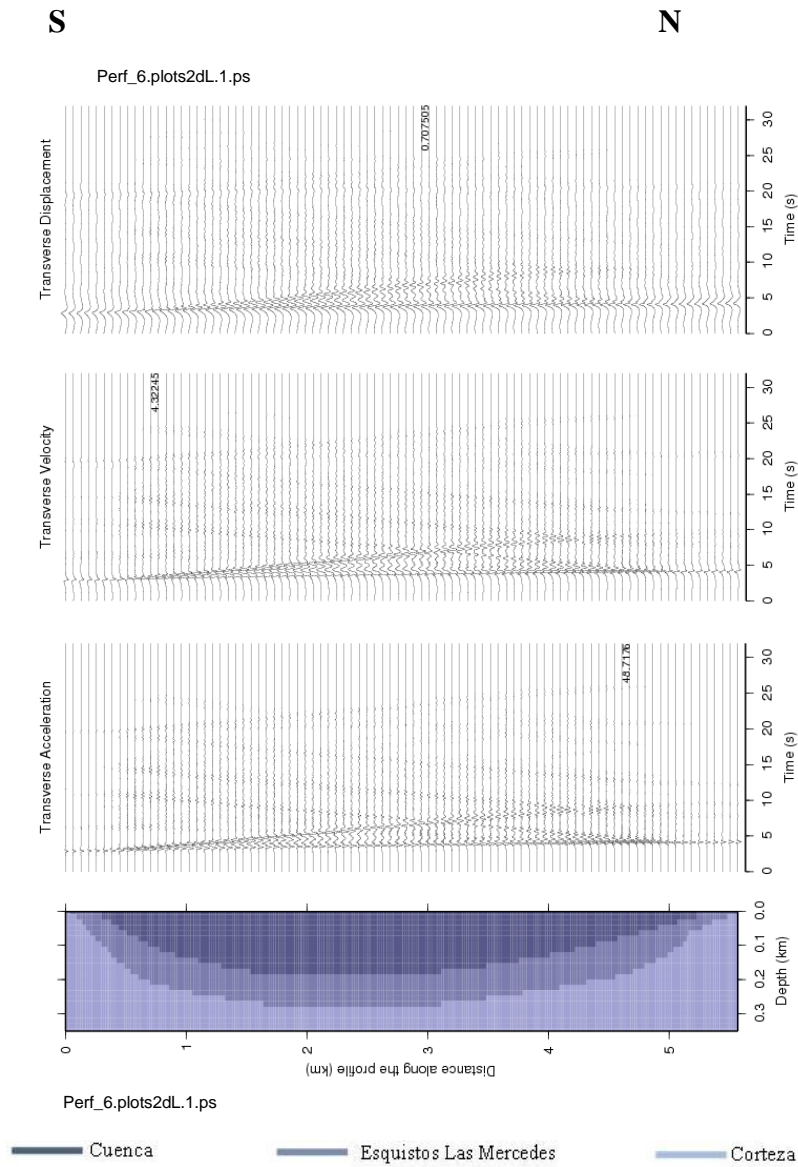


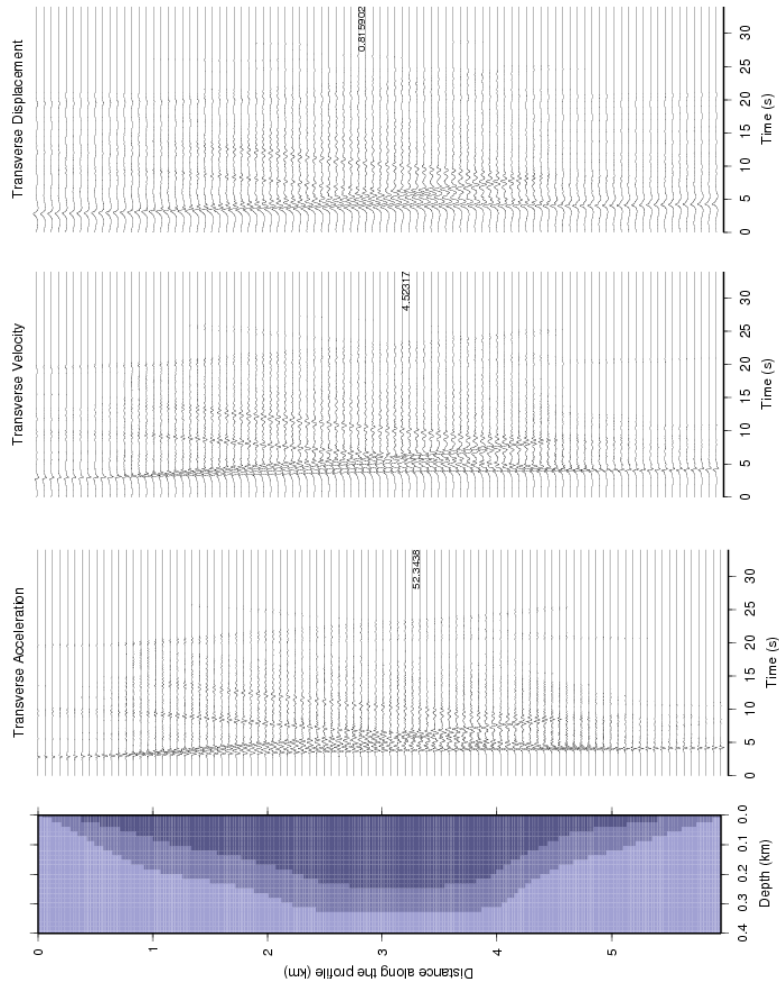
Figura. A10: Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal (arriba), velocidad transversal (2da de arriba) y aceleración transversal (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 2 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A11) que la mayor amplitud del desplazamiento transversal (0,82 cm) se registra a una distancia de 2,9 Km a lo largo del perfil, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 4 y 5 (Fig. 5.11). Justo a 3,3 Km a lo largo del perfil se tiene la máxima velocidad transversal de 4,52317 cm/seg y la máxima aceleración transversal de “0,05g”, coincidiendo con la zona donde los movimientos fueron amplificados por un factor de 6, la máxima amplificación.

S

N

Perf_7.plots2dL.1.ps



Perf_7.plots2dL.1.ps

■ Cuenca ■ Esquistos Las Mercedes ■ Corteza

Figura. A11: Sismogramas sintéticos del desplazamiento transversal (arriba), velocidad transversal (2da de arriba) y aceleración transversal (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 3 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Se observa (Figura.A12) que la mayor amplitud del desplazamiento vertical (0,85 cm) se registra a una distancia de 4 Km a lo largo del perfil, la máxima velocidad vertical de 4,18735 cm/seg y la máxima aceleración vertical de “0,051g” se localizan a 4 Km, coincidiendo con la zona donde el desplazamiento es amplificado por un factor de 2 (Fig. 5.11).

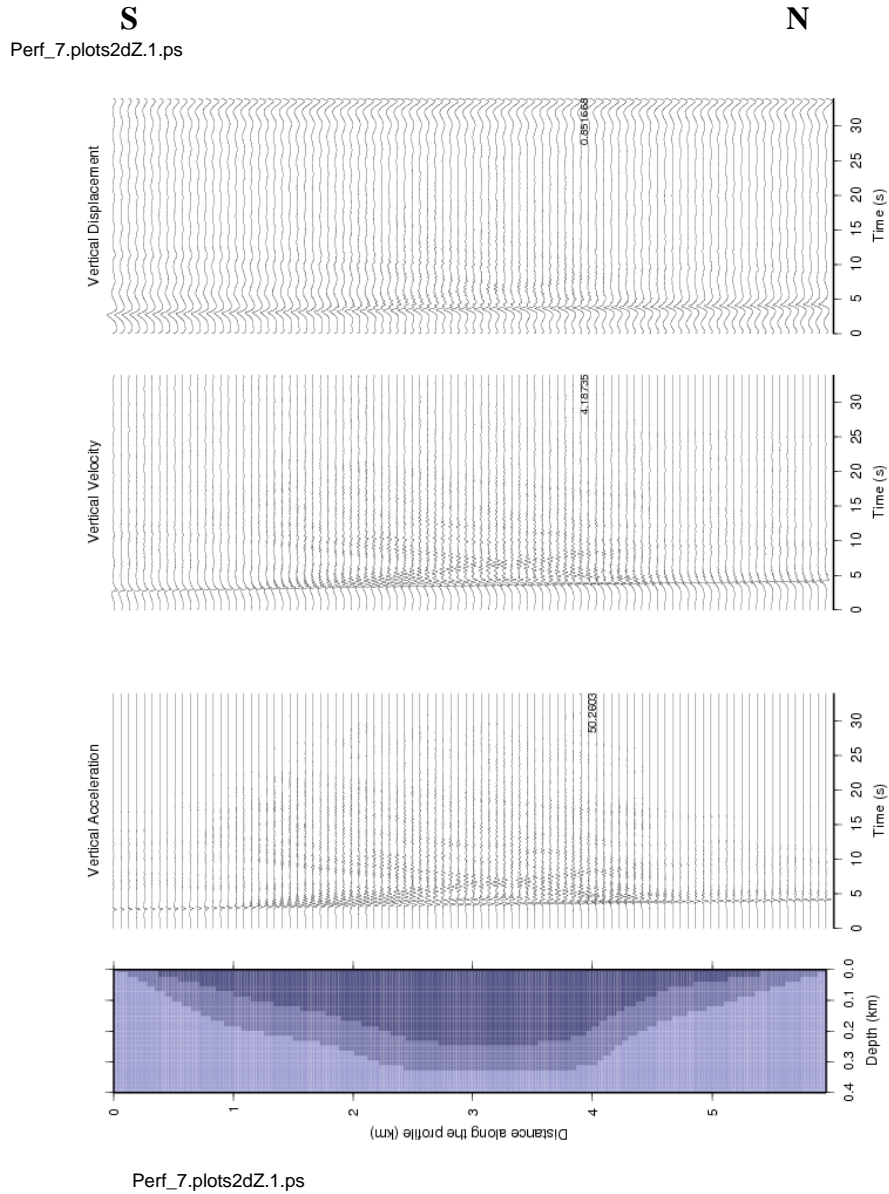
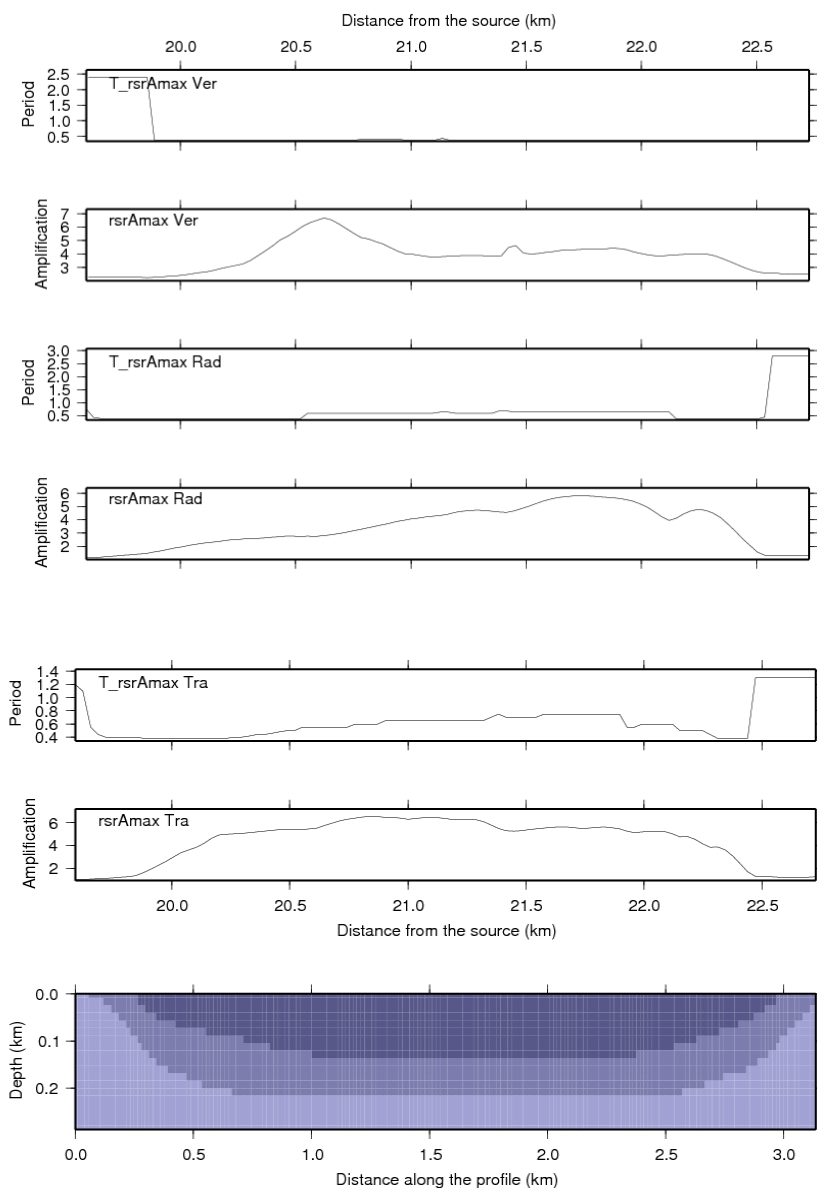


Figura. A12: Sismogramas sintéticos del desplazamiento vertical (arriba), velocidad vertical (2da de arriba) y aceleración vertical (2da de abajo) en función del tiempo y a lo largo del perfil 3 (geometría de la cuenca abajo). Se indican las máximas amplitudes en cada sección de sismogramas sintéticos.

Perf_1.rsrAmax.fdpiota.1.ps



2009 Jul 16 22:53:26 Perf_1.rsrAmax.fdpiota.1.ps

Perf_1.rsrAmax.fdpiota.1.ps

— Cuenca — Esquistos Las Mercedes — Corteza

Figura. A13: relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 1.

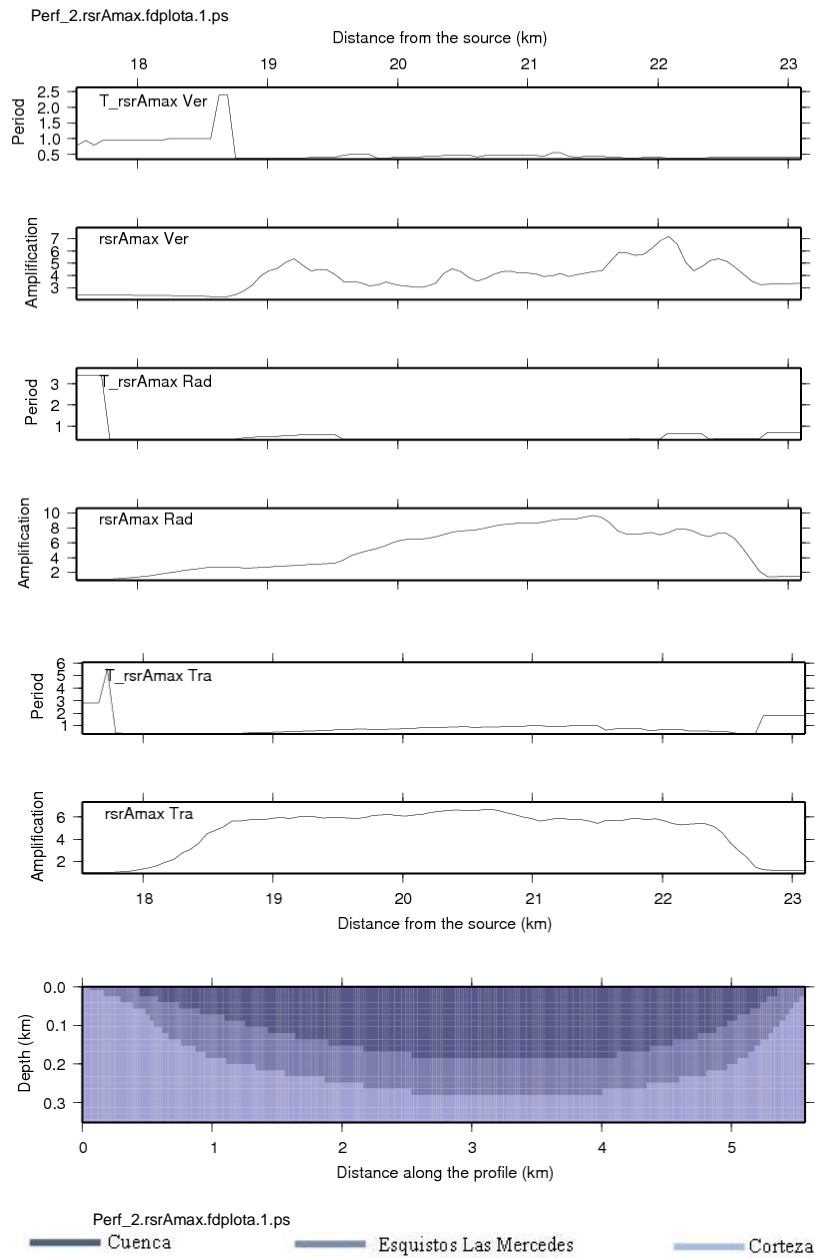


Figura. A14: relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 2.

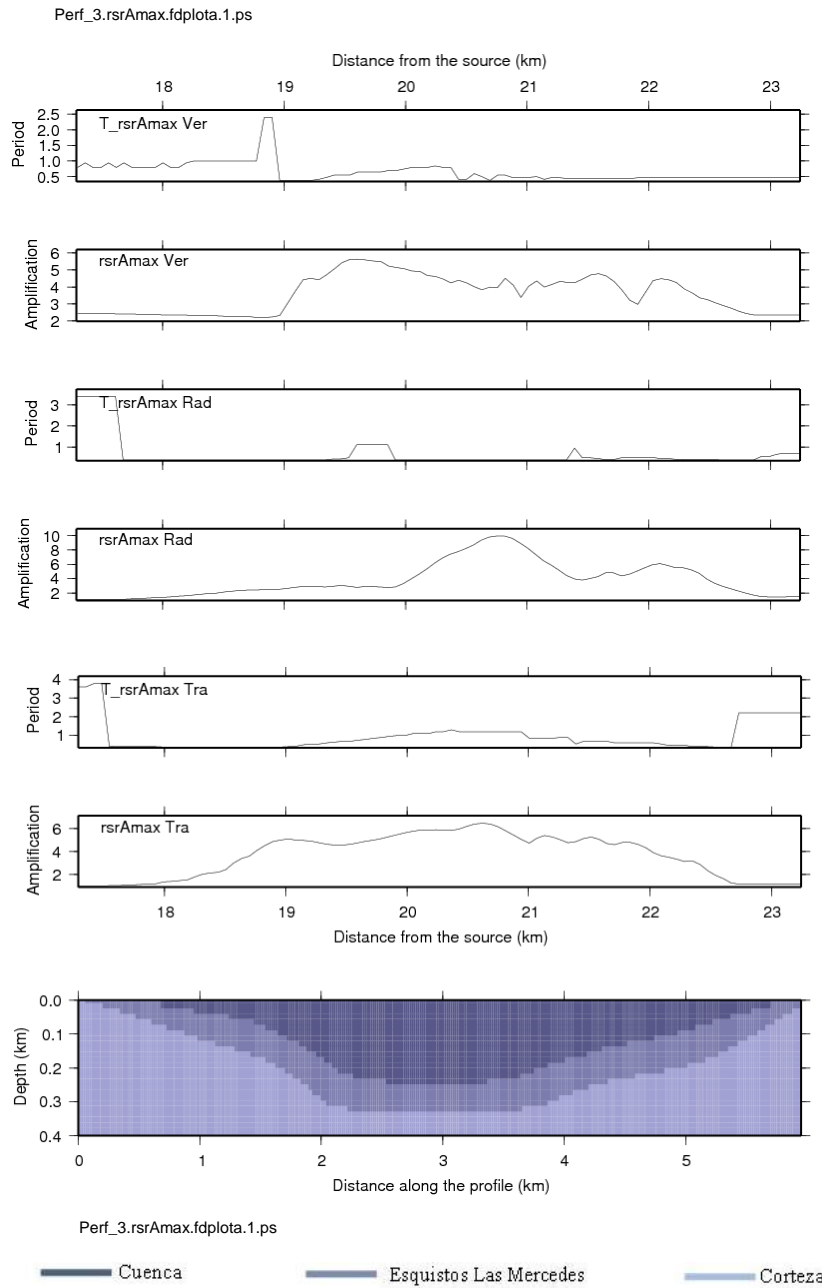


Figura. A15: relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 3.

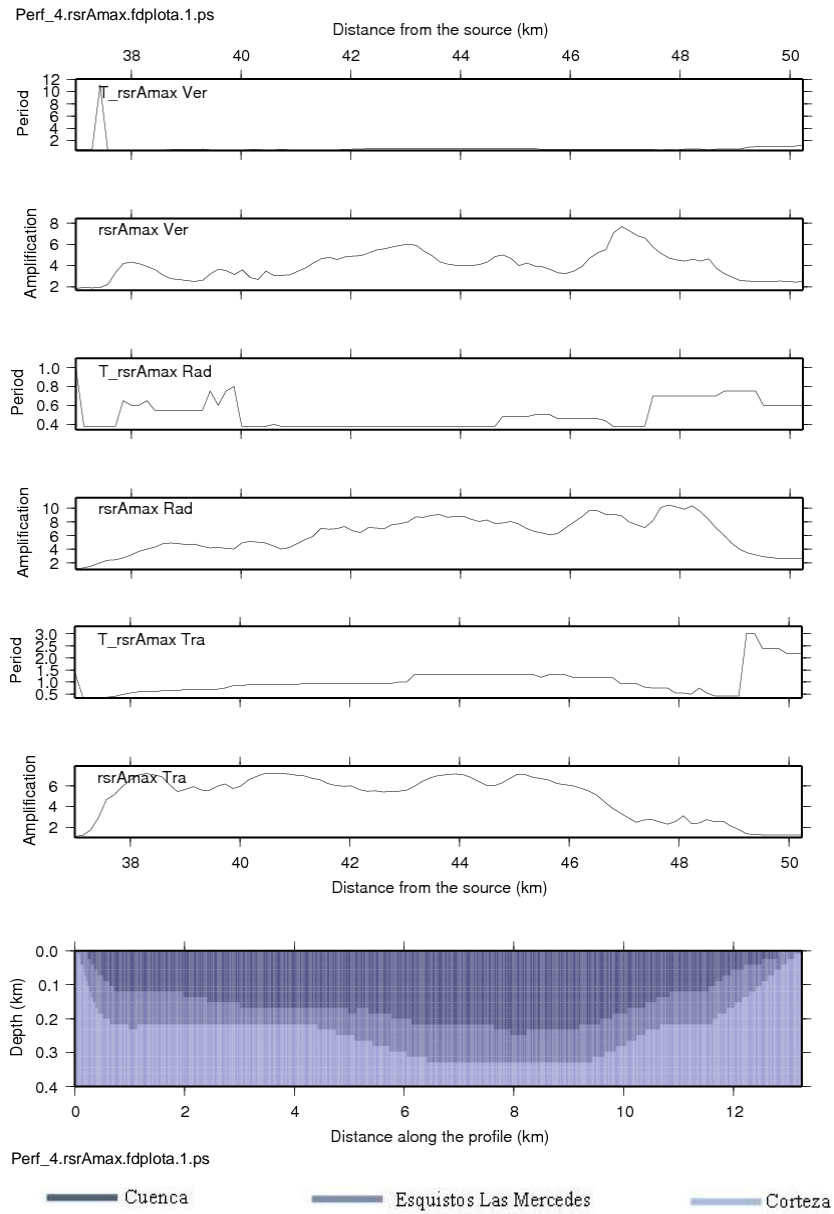


Figura. A16: relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 4.

Perf_5.rsrAmax.fdplota.1.ps

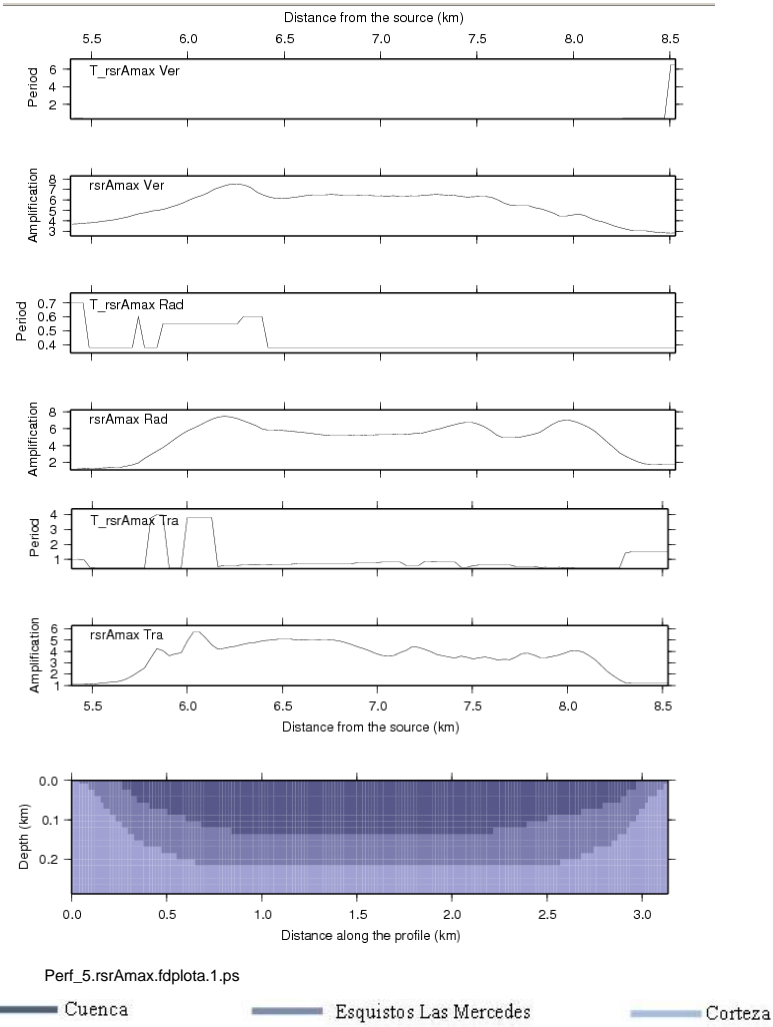


Figura. A17: relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 1.

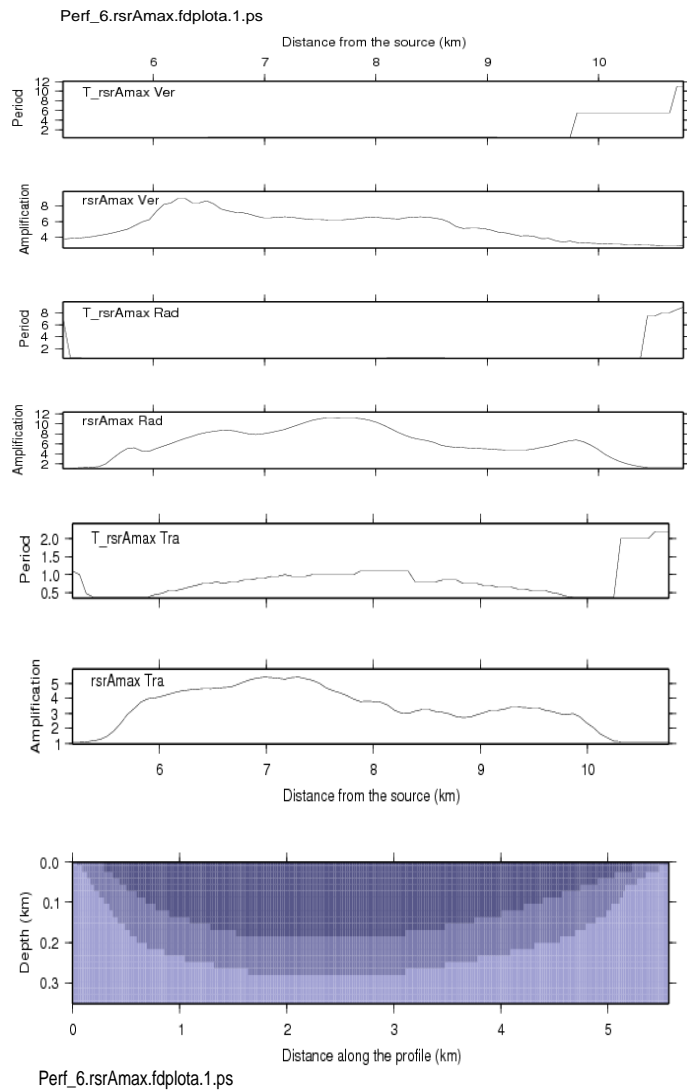


Figura. A18: relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 2.

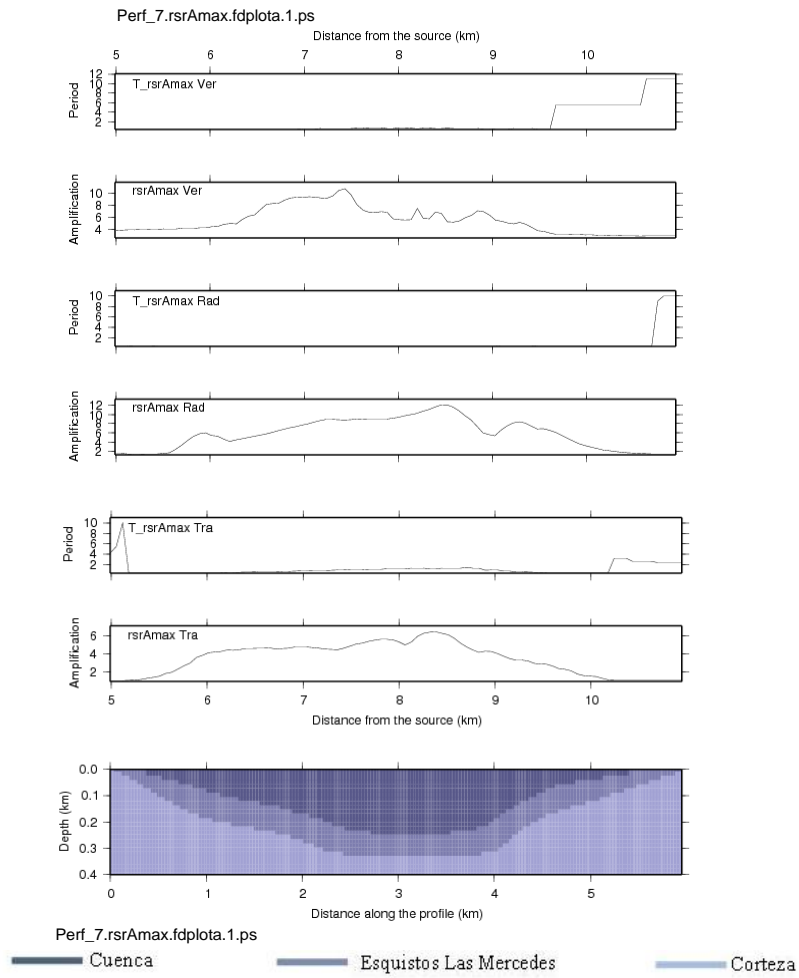


Figura. A19: relación del espectro de respuesta de la aceleración máximo y el período correspondiente, para la componente transversal, radial y vertical del perfil 3.

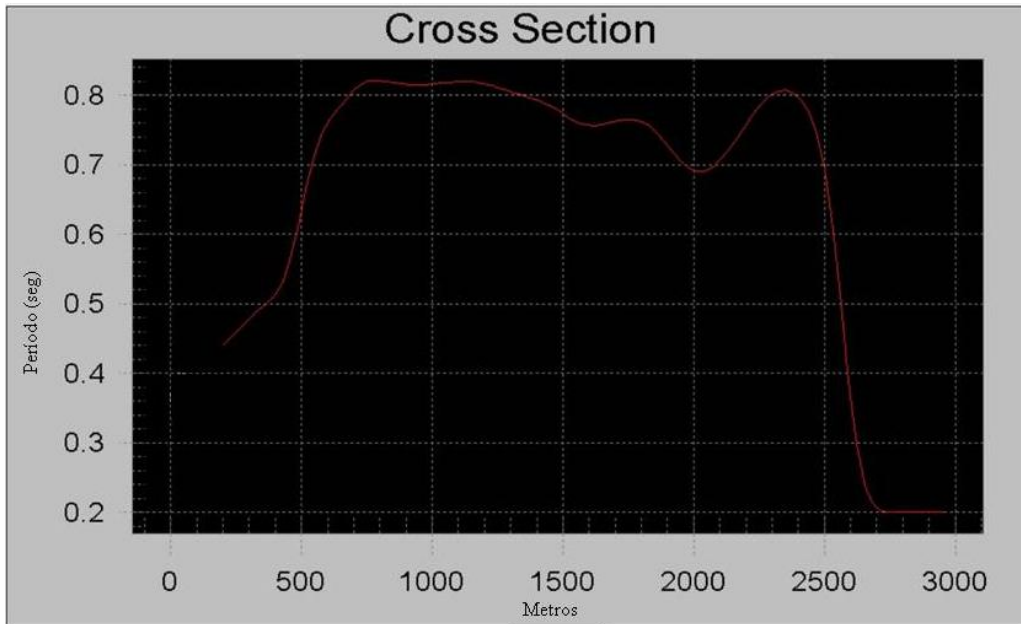


Figura. A20: Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para perfil 1. El lado izquierdo es el norte.

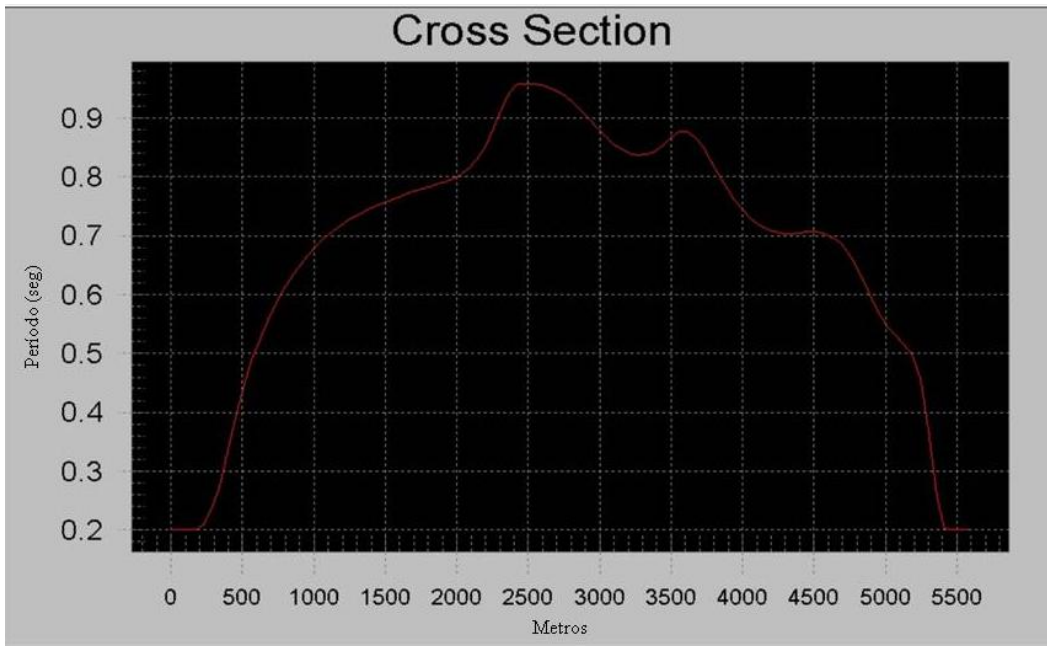


Figura. A21: Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para perfil 2. El lado izquierdo es el norte.

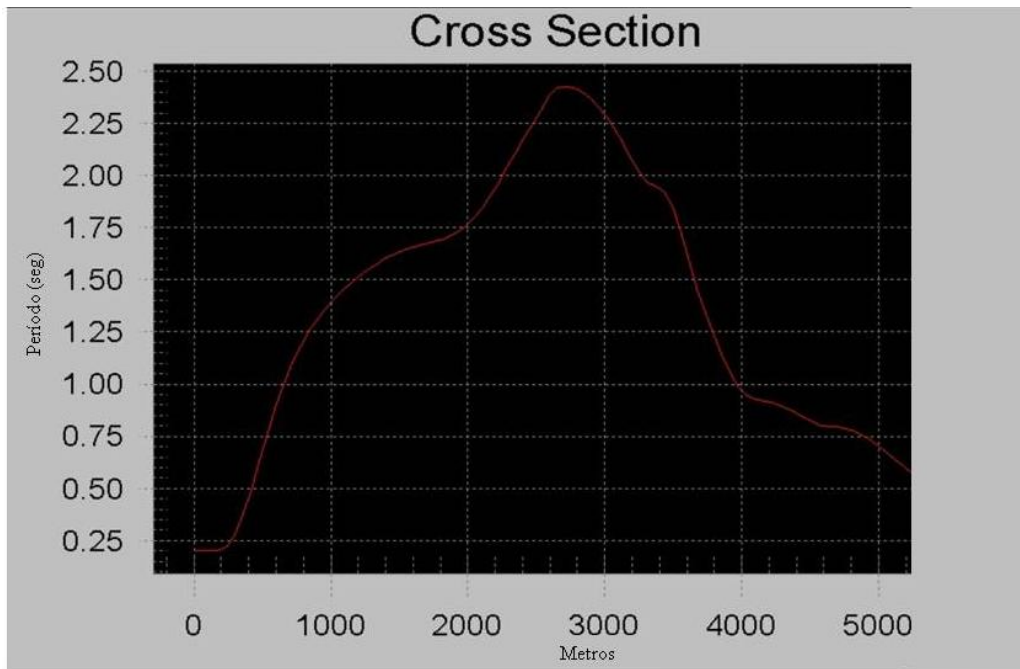


Figura. A22: Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para perfil 3. El lado izquierdo es el norte.

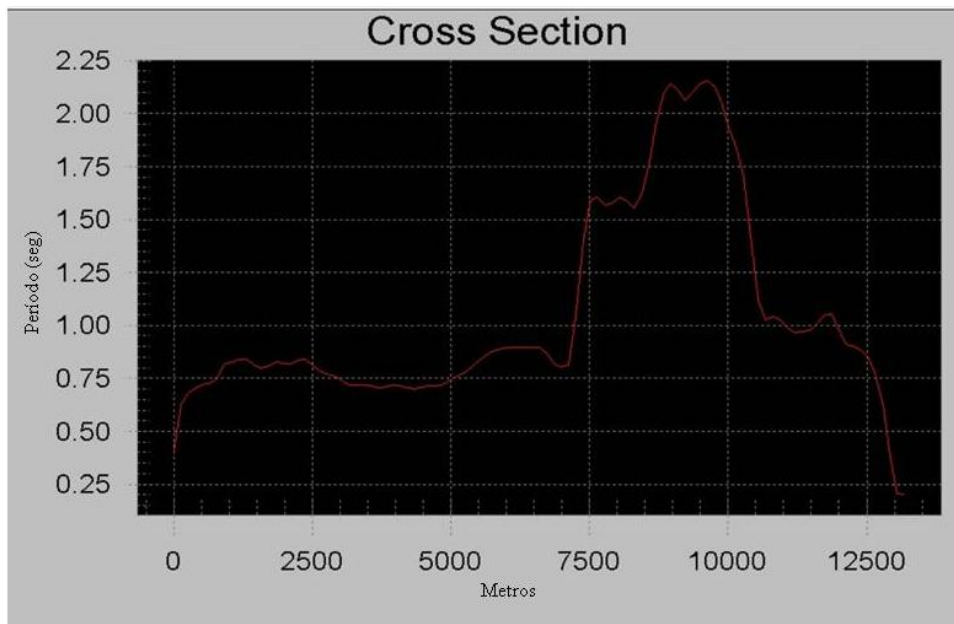


Figura. A23: Muestra la interpolación de los períodos fundamentales de la cuenca por medio de la relación H/V de datos experimentales, para el perfil 4. El lado izquierdo es el Oeste.