

## **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

# **ESTIMACIÓN DE LA ORIENTACIÓN E INTENSIDAD DE ANISOTROPÍA AZIMUTAL EN MEDIOS AZIMUTALMENTE ANISOTRÓPICOS A PARTIR DE SÍSMICA 2D MULTICOMPONENTE**

Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela Por el Br.  
Ovalles Pérez, Asdrúbal José para  
optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, Mayo de 2005

# **TRABAJO ESPECIAL DE GRADO**

## **ESTIMACIÓN DE LA ORIENTACIÓN E INTENSIDAD DE ANISOTROPÍA AZIMUTAL EN MEDIOS AZIMUTALMENTE ANISOTRÓPICOS A PARTIR DE SÍSMICA 2D MULTICOMPONENTE**

**Tutor Académico: Prof. José M. Cavada**  
**Tutor Industrial: MSc. Javier Pérez**

Trabajo Especial de Grado  
Presentado ante la Ilustre  
Universidad Central de Venezuela Por el Br.  
Ovalles Pérez, Asdrúbal José para  
optar al título de Ingeniero Geofísico

Caracas, Mayo de 2005

Caracas, Mayo de 2005

CONSTANCIA DE APROBACIÓN

Los abajo firmantes, miembros de Jurado designado por el consejo de Escuela de Geología, Minas y Geofísica, para evaluar el Trabajo Especial de Grado presentado por el Bachiller Asdrúbal J. Ovalles P., titulado:

**“Estimación de la Orientación e Intensidad de Anisotropía Azimutal  
En Medios Azimutalmente Anisotrópicos a Partir de Sísmica 2D  
Multicomponente”**

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

---

Prof. Marcos Figueroa  
Jurado

---

Prof. José Cavada  
Jurado

---

Prof. Juan Infante  
Jurado

Porque Dios es bueno,  
para siempre su misericordia,  
y su verdad por todas las generaciones.

(Salmo 100:5)

## AGRADECIMIENTOS

Agradezco a Dios por permitirme estudiar, sólo un poco, de los fenómenos que con su infinita sabiduría, ha hecho con precisión matemática como es natural en él. A la Universidad Central de Venezuela. A PDVSA-INTEVEP por el financiamiento y por el soporte tecnológico que me ha brindado. Al Profesor José Cavada le agradezco los conocimientos impartidos y todo el soporte que ofrece saber que, cuando surgen las dudas, sus comentarios ayudarán a clarificar hasta lo más complicado. Al MSc. Javier Pérez, quién tuvo la concepción de esta tesis y compartió su conocimiento y su tiempo, le doy las más sinceras gracias. Debo agradecer, al personal de EPXP y con énfasis al Lic. Rafael Vásquez y al Lic. Ricardo Plata, ellos estuvieron pendientes del desarrollo del trabajo y de optimizar los procesos con eficiencia. Los muchachos del equipo de anisotropía, quienes aportaron muchas ideas: Jorge, Tati y Blads (...estaban pequeños...). A los geoquímicos de la oficina, especialmente a Verónica (la más pequeña), quienes siempre se mostraron interesados en aprender eso de  $\% \# \$ \& !$  *azimutal*.

Gracias a Provi (mamá), a Asdrubal (papá), a mis hermanos (?), a Natita A. (...ya no hay más para transcribir), a Luís C. (experto en tecnologías verdes) y a Aisrael G. ( el intérprete), los dejo de último pero no menos importantes porque son mi familia y mis amigos.

Ovalles P. Asdrubal J.

**“Estimación de la Orientación e Intensidad de Anisotropía Azimutal En Medios Azimutalmente Anisotrópicos a Partir de Sísmica 2D Multicomponente”**

**Tutor Académico: Prof. José Cavada. Tutor Industrial: MSc. Javier Pérez.  
Tesis. Caracas, U.C.V. Facultad de Ingeniería. Escuela de Geología, Minas y Geofísica. 2005, 71 pp.**

**Palabras Claves:** Anisotropía, Sísmica 2D, Fracturas.

**Resumen.** El régimen de esfuerzos presente en la corteza terrestre unido al efecto que causa la presión de los fluidos dentro de los yacimientos puede dar origen a sistemas de fracturas verticales preferencialmente orientadas. Estos sistemas inducen anisotropía azimutal al medio y esto les permite ser modelados a través de un sistema transversalmente isotrópico con eje de simetría horizontal (TIH). El conocimiento de la distribución de la orientación e intensidad de fracturamiento impacta directamente los programas de perforación y de recuperación, puesto que estos sistemas pueden servir para acumular o para migrar al hidrocarburo; por lo tanto, la estimación de la orientación e intensidad de anisotropía azimutal es necesaria en la fases de exploración.

El método sísmico de exploración con onda *PS* ofrece una ventana en lo que refiere al estudio de medios TIH ya que la onda *S* es más sensible a los efectos de la anisotropía azimutal que la onda *P*, esto se traduce en la necesidad de utilizar datos multicomponentes para el análisis de medios TIH. En el desarrollo de esta tesis se han documentado dos métodos para analizar anisotropía azimutal a partir de las señales grabadas por las componentes horizontales del receptor, el primero es el método de cociente de energía, basado en la relación de energía de las señales grabadas, y el segundo es el de cociente de reflectividades, basado en la relación de la reflectividad de la onda *PS* en la orientación de máxima anisotropía entre la de la orientación de mínima anisotropía. Ambos métodos fueron sometidos a pruebas con datos sintéticos, de las que se obtuvo que, la estimación de orientación de anisotropía a partir de trazas impulsivas es exacta para el método de cociente de energía; mientras que, con un error asociado, se obtuvo una buena estimación de la orientación cuando se probó el análisis por cociente de reflectividad. También se realizaron pruebas con trazas no impulsivas, el resultado fue similar para ambos métodos, se obtuvieron estimaciones con un error asociado cuya magnitud crece a medida que aumenta la interferencia entre los modos *S1* y *S2* que resultan de la birrefringencia de la onda *S*.

En general se puede decir que es posible analizar medios TIH a partir de datos multicomponentes con las técnicas presentadas en esta tesis; sin embargo, las técnicas presentadas poseen sus limitaciones como todo método geofísico, estas limitantes deben ser consideradas al momento de realizar el análisis.

# ÍNDICE

	Página
DEDICATORIA . . . . .	iv
AGRADECIMIENTOS . . . . .	v
RESUMEN . . . . .	vi
ÍNDICE . . . . .	vii
LISTA DE TABLAS . . . . .	ix
LISTA DE FIGURAS . . . . .	x
 CAPÍTULO	
I. PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA . . . . .	1
1.1. Introducción . . . . .	1
1.2. El problema . . . . .	2
1.3. Objetivo General . . . . .	3
1.4. Objetivos Específicos . . . . .	3
1.5. Justificación . . . . .	3
II. TEORÍA . . . . .	5
2.1. La anisotropía en la corteza terrestre . . . . .	5
2.1.1. Análisis mecánico de fracturamiento de las rocas . . . . .	6
2.1.2. La envolvente de Mohr: La línea entre el comportamiento elástico y el fracturamiento . . . . .	8
2.1.3. Orientación de las fracturas originadas por esfuerzos de extensión . . . . .	10
2.1.4. Fracturamiento hidráulico . . . . .	11
2.1.5. La isotropía transversal . . . . .	13
2.1.6. Elementos del medio azimutalmente anisotrópico (TIH). . . . .	16
2.1.7. La Birrefringencia . . . . .	18

2.2.	La Onda Convertida $PS$ . . . . .	20
2.3.	Modelo Convolutacional de las señales grabadas . . . . .	22
2.3.1.	Las componentes grabadas . . . . .	24
2.4.	El Cociente de Energía . . . . .	26
2.5.	El Cociente de Reflectividad . . . . .	28
2.5.1.	Estimación de el ángulo de rotación: $\theta$ . . . . .	30
2.5.2.	Caso 1: $C_x(t_{\parallel}) = E_R(t_{\parallel})$ y $C_y(t_{\perp}) = E_T(t_{\perp})$ . . .	30
2.5.3.	Caso 2: $C_x(t_{\parallel}) = E_T(t_{\parallel})$ y $C_y(t_{\perp}) = E_R(t_{\perp})$ . . .	31
III.	MÉTODO Y HERRAMIENTAS . . . . .	34
3.1.	Método . . . . .	34
3.2.	Herramientas . . . . .	36
IV.	RESULTADOS Y ANÁLISIS . . . . .	38
4.1.	Validación: $R_{\parallel} = R_{\perp} = 1?$ . . . . .	38
4.2.	Las Componentes horizontales sintéticas del modelo de Thomsen (1988) . . . . .	40
4.3.	Método de Cociente de Energía . . . . .	45
4.3.1.	Validación con trazas impulsivas . . . . .	45
4.3.2.	Validación con trazas no impulsivas . . . . .	48
4.4.	El Cociente de Reflectividad . . . . .	51
4.4.1.	Validación . . . . .	51
4.5.	Validación del análisis de anisotropía en presencia de ruido . . . . .	54
4.5.1.	El modelo y la geometría . . . . .	55
4.5.2.	La Grabación . . . . .	56
4.5.3.	Validación sobre trazas ruidosas . . . . .	58
4.6.	Método de Harrison para estimar $\delta_t$ . . . . .	61
4.7.	Lo que falta por hacer . . . . .	61
V.	CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES . . . . .	67
	BIBLIOGRAFÍA . . . . .	69

## LISTA DE TABLAS

TABLA		Página
4.1.	Modelo de velocidades . . . . .	39
4.2.	Asignación de orientación de anisotropía. . . . .	43
4.3.	Atributos de la geometría y de la grabación . . . . .	55

## LISTA DE FIGURAS

FIGURA	Página
2.1. Mapa de distribución de esfuerzos en Suramérica (Tomada del proyecto de Mapa de Esfuerzo Mundial). . . . .	7
2.2. Experimento triaxial. En este experimento se somete a una muestra cilíndrica a un esfuerzo de confinamiento lateral $\sigma_3$ y a una carga axial $\sigma_1$ , $p_f$ representa la presión del fluido saturante de la roca. . . . .	9
2.3. La envolvente de Mohr (Modificada de Suppe 1985). Cada círculo es un estado de esfuerzos que originará fracturamiento. . . . .	10
2.4. Geometría de fracturamiento (Modificada del Coward, 1998). a) Elementos involucrados en la envolvente de Mohr. b) El círculo pequeño representa el esfuerzo que da origen a la fractura vertical. c) Por otro lado, el círculo grande representa el estado de esfuerzos que origina la falla de cizalla. . . . .	11
2.5. Orientación de las fracturas en régimen extensivo (Modificada de Coward, 1998). La parte (a) muestra los círculos de Mohr para diferentes $\sigma_1 - \sigma_3$ . La parte (b) muestra la geometría de las fracturas para cada uno de los estados de esfuerzos representados en el diagrama de Mohr de la parte (a). . . . .	12
2.6. Patrón tridimensional de fracturamiento hidráulico (Modificada de Coward, 1998). Las figuras (a) y (b) corresponden al caso cuando los esfuerzos principales horizontales son distintos y cuando el régimen de esfuerzos corresponde al de la corteza superior e inferior respectivamente. Las figuras (c) y (d) corresponden al caso cuando los esfuerzos principales horizontales son iguales y cuando el régimen de esfuerzos corresponde al de la corteza superior e inferior respectivamente. . . . .	14
2.7. Medio Transversalmente isotrópico con eje de simetría horizontal (TIH o azimutalmente anisotrópico). . . . .	15

2.8.	Sistema de Coordenadas de Adquisición ( <i>SCA</i> ) y el Sistema de Coordenadas Naturales ( <i>SCN</i> ). . . . .	17
2.9.	Ondas de cuerpo en medio TIH. <i>P</i> es la onda compresional cuya porción de energía se refleja como <i>SV</i> , esta última, al refractarse dentro del medio TIH se separa en <i>S1</i> , polarizada ortogonal al eje de simetría, y/o <i>S2</i> polarizada en dirección paralela a dicho eje. . . . .	19
2.10.	Coefficiente de reflexión de <i>PP</i> y <i>PS</i> en función del ángulo de incidencia de <i>P</i> ( $\alpha_p$ ). . . . .	23
2.11.	Vista en planta de la descomposición vectorial de la energía de <i>SV</i> en <i>S1</i> y <i>S2</i> cuando sufre birrefringencia, los rayos de <i>SV</i> , <i>S1</i> , y <i>S2</i> son perpendiculares a la hoja. Las líneas discontinuas representan el azimut de mínima anisotropía. . . . .	24
2.12.	$E_R(t_{\parallel})$ y $E_T(t_{\parallel})$ , impulsos grabados por las componente radial y transversal del receptor cuando arriba <i>S1</i> . . . . .	25
2.13.	$E_R(t_{\perp})$ y $E_T(t_{\perp})$ , impulsos grabados por las componente radial y transversal del receptor cuando arriba <i>S2</i> . . . . .	26
2.14.	Algoritmo para la estimación de orientación de mínima anisotropía por el método de cociente de energía. . . . .	29
2.15.	Algoritmo para la estimación de orientación de mínima anisotropía por el método de cociente de reflectividad. . . . .	33
4.1.	Reflectividad de los modelos <i>A</i> y <i>B</i> en función del ángulo de incidencia de <i>P</i> ( $\alpha_p$ ). . . . .	41
4.2.	Reflectividad de los modelos <i>C</i> y <i>D</i> en función del ángulo de incidencia de <i>P</i> ( $\alpha_p$ ). . . . .	42
4.3.	Ondículas impulsivas correspondientes al modelo <i>B</i> cuando se asigna un valor al atributo de orientación de anisotropía azimutal. 23° para el experimento 1 y 67° para el experimento 2. . . . .	44
4.4.	a) Estimación de orientación de mínima anisotropía para el experimento 1 en el modelo <i>B</i> . b) Estimación de orientación de mínima anisotropía para el experimento 2 en el modelo <i>B</i> . La estimación es exacta en el caso de ondículas impulsivas. . . . .	46

4.5.	Ondícula Ricker de 25Hz. . . . .	48
4.6.	Señales grabadas por la componente radial y transversal en el modelo $B$ cuando $\theta = 67^\circ$ , $\delta_t = 8mseg$ y la frecuencia de la ondícula Ricker es de 25Hz. Más a la derecha la función de correlación de las componentes grabadas. . . . .	49
4.7.	a) $S1$ y $S2$ para $\alpha = 60^\circ$ ( $\theta$ estimado) y $\delta_t = 8mseg$ . b) $S1$ y $S2$ para $\alpha = 67^\circ$ ( $\theta$ exacto) y $\delta_t = 8mseg$ . . . . .	52
4.8.	Análisis del cociente de reflectividad a las trazas impulsivas de las componentes horizontales del modelo $B$ cuando $\theta = 23^\circ$ (a) y cuando $\theta = 67^\circ$ (b). . . . .	53
4.9.	La Ondícula Ricker y su espectro de frecuencia utilizada para generar sismogramas por el método de diferencia finita de 8vo orden. . .	56
4.10.	Las secciones grabadas sobre el modelo $B$ cuando $\theta = 67^\circ$ y el espesor de la capa TIH es 300 m. a) El sismograma correspondiente a las componentes verticales de los receptores desplegados. b) El sismograma de las componentes radiales. c) El sismograma de las componentes transversales. . . . .	57
4.11.	Componente radial y transversal cuando $\theta = 67^\circ$ , $\gamma = 5\%$ , $\phi_s = 10^\circ$ , $S/N = \infty$ (arriba). Estimación de $\theta$ y de $\delta_t$ (abajo). . . . .	60
4.12.	Sección radial y transversal junto al diagrama de rosas de $\theta$ estimado cuando $\theta = 67^\circ$ , $\gamma = 5\%$ , $\phi_s = 10^\circ$ . La relación $S/N$ de las secciones es, de arriba a abajo, 300, 200 y 100. . . . .	62
4.13.	Sección radial y transversal junto al histograma de $\delta_t$ estimado cuando $\theta = 67^\circ$ , $\gamma = 5\%$ , $\phi_s = 10^\circ$ . En los histogramas la barras rojas son estimaciones erradas de $\delta_t$ y el azul representa las estimaciones correctas. La relación $S/N$ de las secciones es, de arriba a abajo, 300, 200 y 100. . . . .	63
4.14.	Componente radial y transversal cuando $\theta = 67^\circ$ , $\gamma = 5\%$ , $\phi_s = 10^\circ$ , $S/N = 300$ de baja frecuencia (arriba). Estimación de $\theta$ y de $\delta_t$ (abajo). En el histograma la barras rojas son estimaciones erradas de $\delta_t$ y el azul representa las estimaciones correctas. . . . .	65

4.15. Funciones impares de correlación normalizada para rotaciones cada  $15^\circ$  desde  $-90^\circ$  a  $90^\circ$ , correspondientes a la aplicación sobre las trazas no impulsivas del modelo B cuando los parámetros inducidos son  $\delta_t = 8 \text{ mseg}$  y  $\theta = 67^\circ$ . . . . . 66

# CAPÍTULO I

## PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

### 1.1. Introducción

El posible aumento de consumo de derivados del petróleo que se espera para los próximos años demanda aumento en las cuotas de producción de los países exportadores de petróleo y sus derivados. Lo anterior se refleja en la necesidad de incrementar la actividad exploratoria y en desarrollar técnicas para optimizar la producción de los yacimientos. Desde hace más de una década se han realizado esfuerzo en los diversos campo de las geociencias para el estudio y comprensión de las características de las rocas de baja porosidad, la mayoría de las veces consideradas no rentables en los antiguos esquemas de producción; sin embargo, tal concepción ha cambiado.

La geofísica ha aportado mucho en el tema de exploración de yacimientos con porosidad secundaria, de hecho, uno de los principales aportes de la geofísica ha sido el desarrollo de técnicas para la estimación de la orientación e intensidad de fracturas en yacimientos con sistemas de fracturas verticales preferencialmente orientadas (Narville, 1986; Alford, 1986; Schulte y Edelmann, 1988; Thomsen, 1988; Perón, 1990; Harrison, 1992; Lefeuvre, 1994; Michelena, 1995; Heloise et al., 1999, etcétera).

Algunos investigadores con el fin de proponer métodos soluciones a la exploración de yacimientos de baja porosidad, y contribuir al monitoreo de la producción en ellos, han realizado experimentos a escala de laboratorio (Tatham et al., 1992, y referencias allí), y otros a escala de campo (Alford, 1986; Thomsen, 1988; Lefeuvre, 1994, entre otros). Particularmente, este trabajo se sustentará en algunos de los métodos basados en la grabación de datos multicomponentes con fines exploratorios de yacimientos fracturados en orientaciones preferenciales.

## 1.2. El problema

Un problema a considerar en la planificación de programas de perforación de pozos, en yacimientos fracturados, consiste en la estimación de la orientación preferencial de anisotropía azimutal originada a partir de sistemas de fracturas verticales, lo que se debe a que las mismas están, presumiblemente, alineadas a la dirección de máximo esfuerzo compresivo, paralela a la de máxima permeabilidad (Heloise et al., 1999). El interés en resolver el problema se atribuye a que dichos sistemas de fracturas verticales pueden constituir una ruta para la migración de hidrocarburo a través del yacimiento, servir para almacenarlo, o bien, servir para la inyección de fluidos en los procesos de recuperación (Coward et al., 1998).

Para aprovechar las ventajas que prestan los sistemas de fracturas verticales se han desarrollado técnicas para poder estimar las orientación e intensidad de los mismos. Las técnicas basadas en mediciones dinámicas y estáticas en los pozos y los testigos extraídos son información muy puntual y no necesariamente representativa de la verdadera distribución de fracturas en todo el volumen del yacimiento. Por otro lado, la observación del efecto de la anisotropía en datos adquiridos con onda  $P$  es difícil y muchas veces dudosa de atribuir convincentemente a la presencia de la anisotropía; por lo tanto, algunas técnicas que involucran tal onda están severamente limitadas.

Alternativamente, la sensibilidad de la onda  $S$  a la presencia de anisotropía es superior a la de la onda  $P$ , por lo cual, se han desarrollado numerosas técnicas explotando el fenómeno que gobierna a la onda  $S$  cuando se propaga por medios azimutalmente anisotrópicos. Es por lo anterior que la exploración sísmica multicomponente viene a cubrir las desventajas de otras técnicas en cuanto al estudio y análisis de anisotropía, puesto que la información que esta aporta, no es puntual y es menos ambigua referente a la estimación de orientación e intensidad de sistemas de fracturas verticales en yacimientos de baja porosidad.

### **1.3. Objetivo General**

- Estimar la intensidad y orientación de anisotropía en medios azimutalmente anisotrópicos a partir de datos de sísmica 2D3C.

### **1.4. Objetivos Específicos**

1. Diseñar diagramáticamente el proceso para la estimación de la orientación de anisotropía azimutal a partir de datos sísmicos 2D3C con el método de cociente de energía y el de correlación de Harrison (1992).
2. Diseñar diagramáticamente el proceso para estimar la intensidad de anisotropía a través del método de correlación cruzada.
3. Generar programas para la estimación de orientación e intensidad de anisotropía azimutal cuyo dominio de entrada sean datos de componentes horizontales en formato SEG-Y
4. Probar los programas sobre datos sintéticos de levantamientos sísmicos 2D3C con onda convertida  $PS$

### **1.5. Justificación**

La función principal del proyecto es utilizar los conocimientos disponibles en materia de la propagación de ondas  $S$  en medios azimutalmente anisotrópicos pero adecuándolos a la onda convertida  $PS$ , esto con la finalidad de obtener la orientación e intensidad de fracturas mediante la exploración con fuentes de ondas compresionales y receptores multicomponentes en adquisiciones 2D.

Por otro lado, los programas que se generarán permitirán mejorar la calidad de las imágenes obtenidas en adquisiciones 2D3C, esto se traducirá en la posibilidad de realizar interpretaciones sobre secciones sísmicas menos ambiguas y más coherentes con la

realidad geológica del subsuelo. Así mismo, la estimación de la orientación de fracturas y la detección de las regiones de máxima densidad de fracturas, económicamente rentables para la explotación de hidrocarburo, jugará un papel crucial en la planificación del programa de perforación debido a que las mismas deberán atravesar tantas fracturas como sea posible. Por otro lado, en los proyectos de las operaciones de recuperación se podrán diseñar técnicas de estimulación con el objetivo de incrementar la apertura de fracturas e interconectar la mayor cantidad de las mismas al hoyo. Paralelamente, el conocimiento de la mejor dirección de perforación ayudará reducir el impacto ambiental que resulta de aplicar programas de perforaciones inadecuados, al mismo tiempo que podría ayudar a reducir costos en las etapas de perforación y recuperación.

La independencia de los programas que se generarán con respecto de los programas de procesamiento de datos sísmicos comerciales es crucial desde el punto de vista estratégico, puesto que los primeros podrán aplicarse independientemente de la disponibilidad de las licencias comerciales de los segundos, en otras palabras, la creación de dichos programas en el marco que se ha proyectado se traduce en soberanía tecnológica.

## CAPÍTULO II

### TEORÍA

#### 2.1. La anisotropía en la corteza terrestre

En el sentido más general la anisotropía se usa para hacer referencia a la variación de una o más propiedades físicas de un cuerpo cuando varía la dirección de medición en un punto del mismo (Winterstein, 1990); por otra parte, se define isotropía como la invariabilidad de las propiedades físicas independientemente de la dirección de medición (Winterstein, 1990). La anisotropía se origina en la heterogeneidad de los materiales y como consecuencia de ello todo material heterogéneo es anisotrópico en alguna escala. Sin embargo, en sismología, el término anisotropía se aplica a los materiales cuya heterogeneidad no es apreciable con respecto a las longitudes de ondas usadas para estudiarlos, por lo cual, este hecho obliga a redefinir el concepto como la variación en la medición de una o más propiedades de un material considerado homogéneo con la variación de la dirección de medición en un punto del mismo (Winterstein, 1990).

La anisotropía del subsuelo se puede dividir en clases y a su vez, algunas de estas, se pueden dividir en subclases:

1. Anisotropía intrínseca o inherente
  - a) 7 sistemas de simetría de anisotropía cristalina (Winterstein, 1990).
  - b) Inducida por esfuerzos compresivos (e.g. cuando microfisuras son abiertas o cerradas debido a los esfuerzos de confinamiento que actúan sobre la roca)
  - c) Litológicamente inducida (e.g. Geometría de sentido de depositación preferencial, formación de cristales orientados particularmente durante la sedimentación o metamorfosis)

- d) Paleomagnéticamente inducida (e.g. Alineación preferencial de minerales magnéticamente susceptibles debido a la acción del campo magnético terrestre durante la depositación)
2. Anisotropía inducida de fallas: Este tipo de anisotropía esta gobernada por fallas que manifiestan en la sísmica su propia respuesta.

Algunos autores (Coward et al., 1998; Ramsay y Huber, 1987; Suppe, 1985) han expuesto argumentos de peso para pensar que las microfracturas preferencialmente orientadas, originadas por esfuerzos, son más comunes de lo que aparentan ser y por lo tanto podrían ser la mayor causa de anisotropía sísmica. De hecho, el interés de conocer la relación entre el fracturamiento y el estado de esfuerzos en la corteza ha llevado a un grupo de investigación de la Academia de Ciencias de Heidelberg a compilar datos geológicos y geofísicos con la finalidad de conocer la distribución de esfuerzos tectónicos recientes en la corteza. Como resultado, en la actualidad se dispone de mapas con la información aportada por geocientíficos del mundo entero (figura 2.1).

### **2.1.1. Análisis mecánico de fracturamiento de las rocas**

El término fractura se refiere a todas las discontinuidades discretas en una roca donde la cohesión se ha perdido (Ramsay y Huber, 1987). Este término general abarca: fallas, donde hay desplazamiento relativo entre los bloques; diaclasas, donde los bloques no presentan desplazamiento diferencial; diaclasas selladas, donde los fluidos que viajan dentro de la roca han unido parcial o completamente los lados adyacentes debido a la depositación de material cristalino; y venas, donde el gran espesor (mayor a 1 *mm*) de la discontinuidad es ocupada por un relleno entre las paredes de la fractura. Las fracturas muestran un amplio rango de tamaños los cuales van desde cientos de kilómetros hasta microgrietas con longitudes de fracciones de milímetros como las que se pueden observar en la sección fina de una roca a través del microscopio.

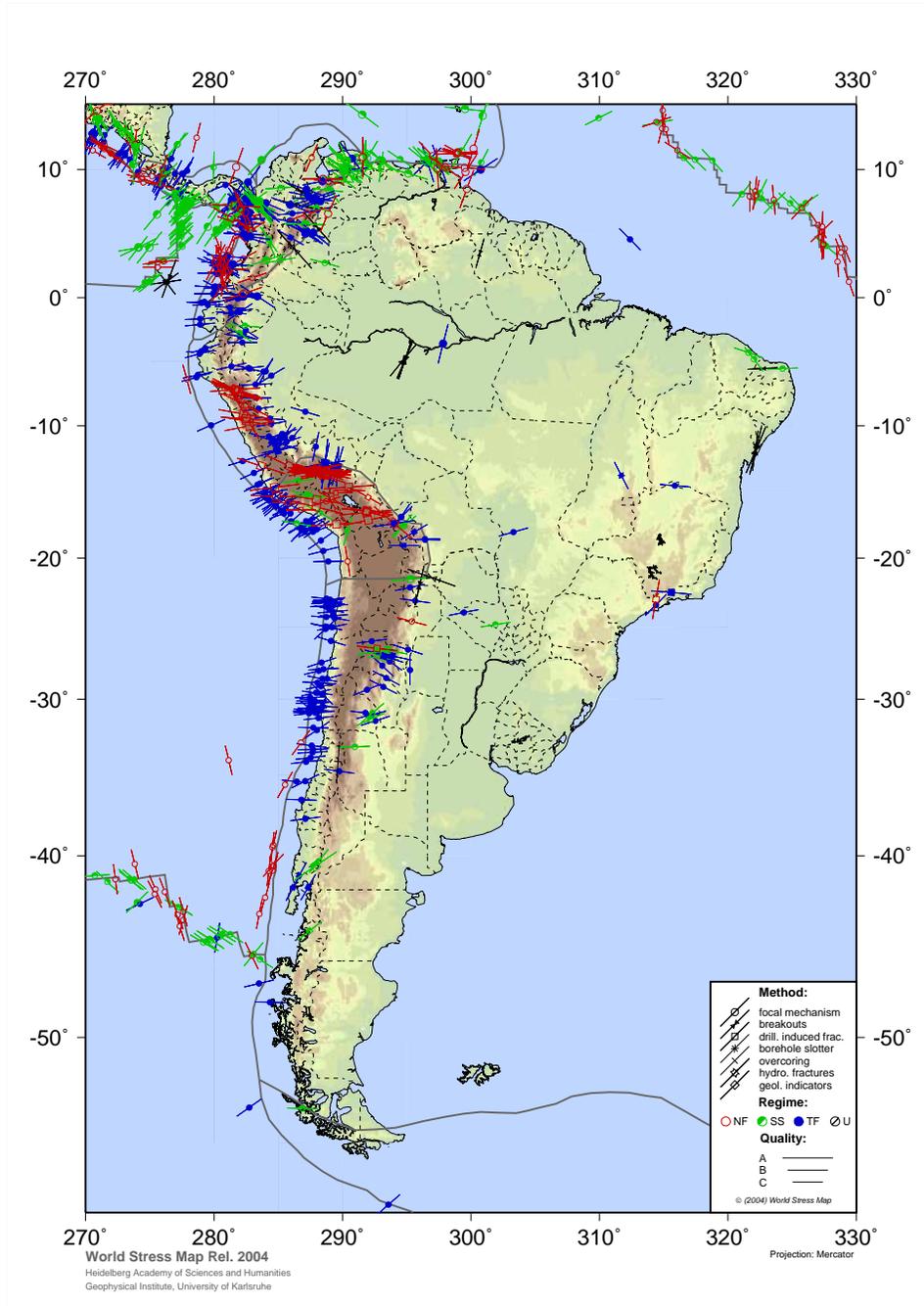


Fig. 2.1. Mapa de distribución de esfuerzos en Suramérica (Tomada del proyecto de Mapa de Esfuerzo Mundial).

Los mecanismos de deformación se clasifican en dos grandes grupos: frágil y plástica (Suppe, 1985). Esta clasificación refleja su dependencia con respecto a las variables presión y temperatura. Por un lado, la deformación frágil es altamente dependiente de la presión e involucra un aumento del volumen debido al agrietamiento de la roca; la resistencia a este tipo de deformación es relativamente insensible a temperatura y tiempo e incrementa con la presión. Por otro lado, la deformación plástica es altamente dependiente de la temperatura y el tiempo; la resistencia a este tipo de deformación es insensible a la presión pero decrece exponencialmente con la temperatura. Por lo tanto, como regla general, la deformación plástica tiene como dominio las partes más profundas de la litosfera; mientras que, la deformación frágil domina la litosfera superior donde las fracturas se encuentran abundantemente y donde las temperaturas ( $0 - 300\text{ }^{\circ}\text{C}$ ) y presiones de confinamiento ( $0 - 4\text{ Kb}$ ) son relativamente bajas (Ramsay y Huber, 1987).

### **2.1.2. La envolvente de Mohr: La línea entre el comportamiento elástico y el fracturamiento**

La envolvente de Mohr es el lugar geométrico de todos los puntos que representan los estados de esfuerzos que limita el campo de comportamiento frágil del elástico, en otras palabras, limita el comportamiento inestable y estable de esfuerzos (Suppe, 1985). Lo anterior implica que si el estado de esfuerzos en algún plano coincide con algún punto de la envolvente de Mohr la roca comenzará a fracturar. La envolvente de Mohr se puede construir de forma empírica a través de un ensayo triaxial de aplicación de esfuerzos sobre una probeta cilíndrica, como se muestra en la figura 2.2.

En este tipo de experimento se somete a una probeta cilíndrica compuesta del material a estudiar a esfuerzos de confinamiento lateral ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ) y a una carga axial ( $\sigma_1$ ) de magnitud mayor a la del confinamiento lateral. Estos tres esfuerzos son principales y ortogonales entre sí. Por otro lado, la presión que ejercen los fluidos saturantes de la

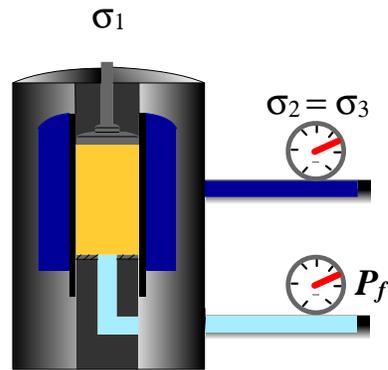


Fig. 2.2. Experimento triaxial. En este experimento se somete a una muestra cilíndrica a un esfuerzo de confinamiento lateral  $\sigma_3$  y a una carga axial  $\sigma_1$ ,  $p_f$  representa la presión del fluido saturante de la roca.

roca ( $p_f$ ) es controlada debido a que ellos juegan un papel crucial en el fracturamiento hidráulico.

El experimento consiste en mantener constante la magnitud de los esfuerzos de confinamiento lateral e incrementar paulatinamente la carga axial hasta que la muestra desarrolle fracturamiento. Posteriormente se sustituye la probeta fracturada por una nueva y se somete a un confinamiento lateral mayor al del ensayo previo y se vuelve a incrementar progresivamente el esfuerzo axial hasta que fracture.

Al final del experimento se puede construir la envolvente de Mohr, la cual es una curva tangente a los círculos que representan los estados de esfuerzos a los que se debió someter la roca para que alcance el comportamiento inestable y por lo tanto desarrollara fracturamiento (figura 2.3).

La figura 2.3 muestra a la envolvente de Mohr y a los círculos que representan los estados de esfuerzos necesarios para fracturar a la probeta. En general, se observa que pueden existir infinitos círculos tangentes a la envolvente; y por lo tanto, infinitos estados de esfuerzos que causarán fracturamiento en el material. Las figuras 2.4b y 2.4c muestran la geometría del fracturamiento extensional y fracturamiento de cizalla respectivamente, además también se muestran los esfuerzos principales que están asociados a esas geometrías de fracturamiento representados como círculos de Mohr. En

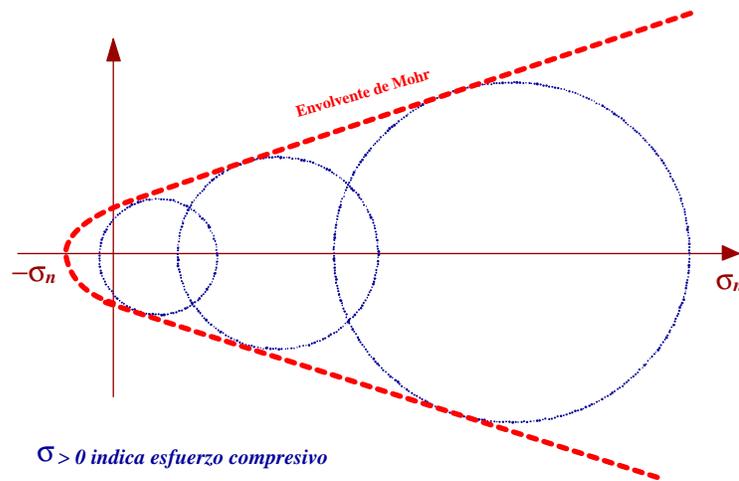


Fig. 2.3. La envolvente de Mohr (Modificada de Suppe 1985). Cada círculo es un estado de esfuerzos que originará fracturamiento.

la figura 2.4a se observa que para que ocurra el fracturamiento de cizalla el radio del círculo, el cual resulta de la diferencia de esfuerzos ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ), debe ser suficientemente grande para tocar la envolvente de fallamiento de cizalla (aproximada a una recta); este tipo de fallamiento frágil solo puede ocurrir si el diámetro del círculo es mayor a cuatro veces la resistencia a extensión de la roca (T). Contrariamente, para que ocurra el fallamiento extensional el círculo de Mohr debe tocar a la envolvente en el vértice; esto solo puede ocurrir si el diámetro del círculo es menor a cuatro veces la resistencia a extensión de la roca (Coward et al., 1998).

### 2.1.3. Orientación de las fracturas originadas por esfuerzos de extensión

Todos los estados de esfuerzos representados por los círculos de Mohr que se muestran en la figura 2.5a tienen distintas diferencias de esfuerzos ( $\sigma_1 - \sigma_3$ ) menores a  $4T$ ; por otro lado, la relación entre la geometría del fracturamiento extensional y los esfuerzos que la producen se muestran en la figura 2.5b. En el estado de esfuerzo representado por el círculo de Mohr (i), la cual tiene relativamente gran diferencia de esfuerzos  $\sigma_1 - \sigma_3$  se observa una dirección de fracturamiento paralela a  $\sigma_1$ , el máximo

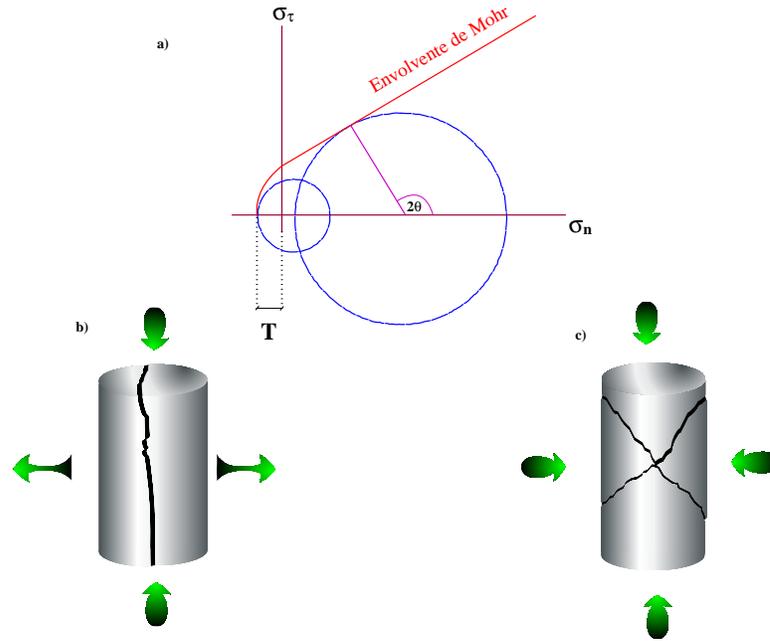


Fig. 2.4. Geometría de fracturamiento (Modificada del Coward, 1998). a) Elementos involucrados en la envolvente de Mohr. b) El círculo pequeño representa el esfuerzo que da origen a la fractura vertical. c) Por otro lado, el círculo grande representa el estado de esfuerzos que origina la falla de cizalla.

esfuerzo compresivo. Por otro lado, la diferencia de esfuerzos en los estados de esfuerzos de los círculo (ii) y (iii) vienen a ser menores progresivamente hasta llegar al estado hidrostático, representado por el punto (iv) en el diagrama de Mohr. En el campo de esfuerzo hidrostático el esfuerzo normal que actúa sobre cualquier plano es el mismo y por lo tanto es fácil abrir fracturas en todas las direcciones por lo que no se observa orientación preferencial en el patrón de fracturamiento (Coward et al., 1998).

#### 2.1.4. Fracturamiento hidráulico

Según Coward (1998) el estado de esfuerzo en la corteza terrestre tiende a ser compresional y la existencia de esfuerzos extensivos son poco comunes, esto puede ser, particularmente, cierto para los estados de esfuerzo en una secuencia sedimentaria soterrada y en diagénesis o en una cuenca tectónicamente relajada. Sin embargo, la

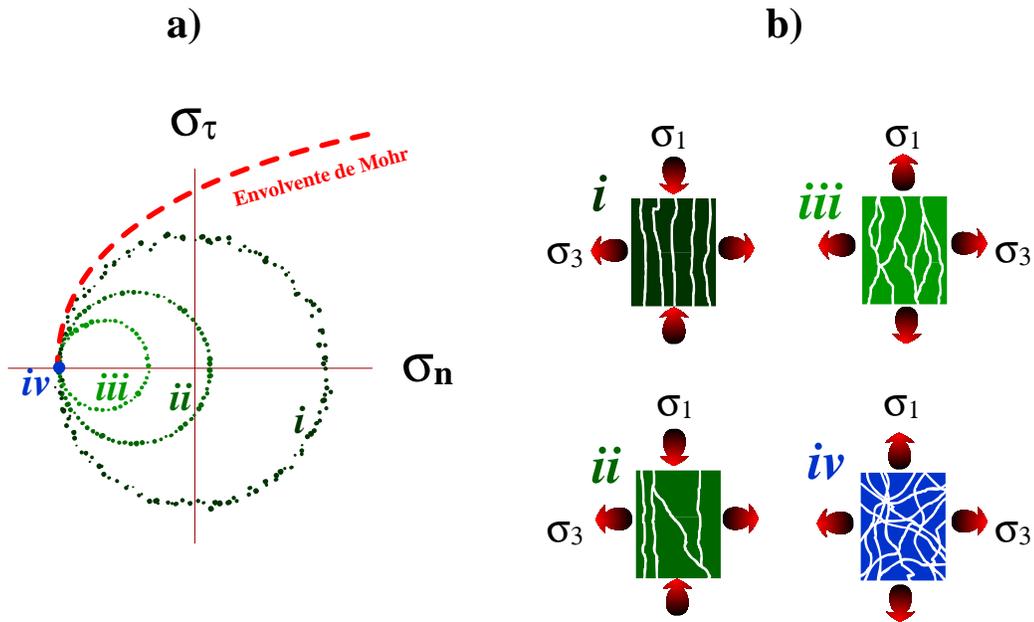


Fig. 2.5. Orientación de las fracturas en régimen extensivo (Modificada de Coward, 1998). La parte (a) muestra los círculos de Mohr para diferentes  $\sigma_1 - \sigma_3$ . La parte (b) muestra la geometría de las fracturas para cada uno de los estados de esfuerzos representados en el diagrama de Mohr de la parte (a).

presencia de fracturas, tales como las que se originan por esfuerzos de extensión lateral, son muy frecuentes en la corteza, esto se ha logrado explicar satisfactoriamente a través del fenómeno de fracturamiento hidráulico. La presión del fluido interno de la roca actúa opuesto a los esfuerzos de confinamiento, de forma tal que los esfuerzos efectivos son:  $\sigma_1 - p_f$ ,  $\sigma_2 - p_f$ ,  $\sigma_3 - p_f$ , en donde  $p_f$  representa la presión de dicho fluido. La acción de la presión del fluido causa que el círculo de Mohr sea movido a la izquierda una cantidad igual a  $p_f$ . Lo anterior implica que estados de esfuerzos estables, que no tocan la envolvente de Mohr, al ser trasladado a la izquierda pueden interceptar a la envolvente y por lo tanto hacer desarrollar fracturas al medio sometido a dichos esfuerzos.

Cuando el esfuerzo vertical es el de máxima compresión ( $\sigma_1$ ) y cuando los dos esfuerzos horizontales principales no son iguales ( $\sigma_2 \neq \sigma_3$ ) el patrón de fracturas generados en la parte superior e inferior de la corteza es como se indica en las figuras

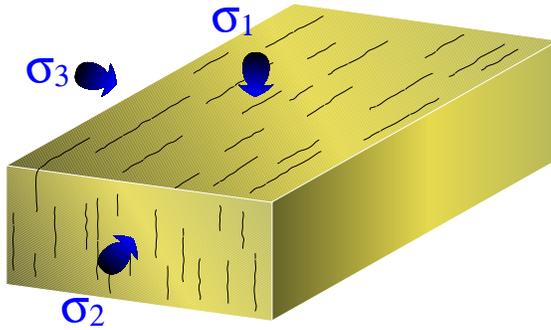
2.6a y 2.6b respectivamente. En la corteza superior, donde las fracturas extensionales abundan, las fracturas serán verticales y estarán alineadas perpendicular a  $\sigma_3$ , el mínimo esfuerzo compresivo. En la corteza inferior, donde ocurre el fallamiento de cizalla, se formarán fracturas conjugadas con buzamiento de  $60^\circ$  (aproximadamente) y rumbo paralelos a  $\sigma_2$ .

El patrón tridimensional del arreglo de fracturas cuando los esfuerzos principales horizontales son iguales ( $\sigma_2 = \sigma_3$ ) se muestran en las figuras 2.6c y 2.6d. En ellas se observa una distribución aleatoria de fracturas, verticales y buzantes respectivamente, sin ningún tipo de rumbo preferencial de las mismas debido a que el esfuerzo horizontal es el mismo en todas las direcciones. La figura 2.6c corresponde al comportamiento frágil en la corteza superior y la figura 2.6d al comportamiento frágil de la corteza inferior.

#### **2.1.5. La isotropía transversal**

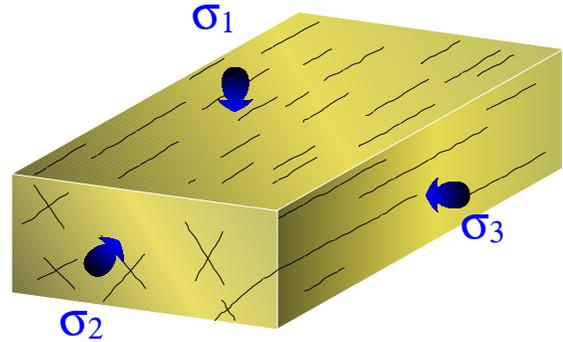
Los sismólogos también han encontrado evidencia que apunta hacia el comportamiento anisotrópico de las rocas de la corteza (Crampin et al., 1980). En principio, ellos atribuyeron dicho fenómeno a la isotropía transversal con eje de simetría vertical que exhiben algunas rocas sedimentarias, pero luego, tras observar la diferencia en el tiempo de arribo de las ondas S que se propagaban por la vertical pudieron probar que la anisotropía de la roca era más compleja, y como consecuencia fue referida a la isotropía transversal con eje de simetría horizontal (Winterstein y De, 1991). Entre los sistemas de simetría, el transversalmente isotrópico (TI) tiene un especial significado para los geofísicos debido a que es muy útil para realizar aproximaciones de lo que se desea estudiar, el subsuelo. Por ejemplo, el sistema TI con eje de simetría vertical (TIV) permite modelar la anisotropía que genera una sucesión de capas finas de un mismo tipo de roca sedimentaria; por otro lado, un sistema de fracturas verticales paralelas puede ser aproximado a través de un sistema TI con eje de simetría horizontal (TIH).

**a)**  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$



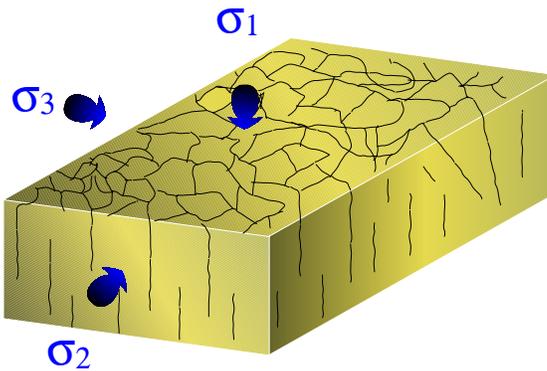
$(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T$

**b)**  $\sigma_1 > \sigma_2 > \sigma_3$



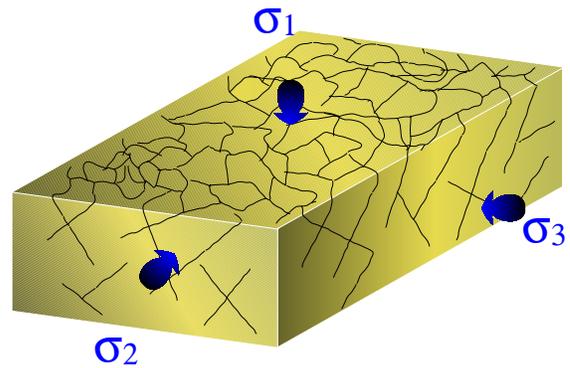
$(\sigma_1 - \sigma_3) > 4T$

**c)**  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$



$(\sigma_1 - \sigma_3) < 4T$

**d)**  $\sigma_1 > \sigma_2 = \sigma_3$



$(\sigma_1 - \sigma_3) > 4T$

Fig. 2.6. Patrón tridimensional de fracturamiento hidráulico (Modificada de Coward, 1998). Las figuras (a) y (b) corresponden al caso cuando los esfuerzos principales horizontales son distintos y cuando el régimen de esfuerzos corresponde al de la corteza superior e inferior respectivamente. Las figuras (c) y (d) corresponden al caso cuando los esfuerzos principales horizontales son iguales y cuando el régimen de esfuerzos corresponde al de la corteza superior e inferior respectivamente.

Los medios que se pueden modelar a través de este último también se conocen como azimutalmente anisotrópicos (Winterstein, 1990).

El medio transversalmente isotrópico se caracteriza por poseer un eje de infinitos planos de simetría, frecuentemente llamado eje de simetría, e infinitos ejes de dos planos de simetría perpendicular a este, donde a su vez, uno de estos dos planos también es perpendicular al eje de simetría (Winterstein, 1990). Dos de las características más importantes son: a) Cualquier vector paralelo al eje de infinitos planos de simetría está contenido en algunos de dichos planos; b) Cumple con el principio empírico de Neumann, que establece: *"Las propiedades de un material homogéneo son por lo menos tan simétricas como la estructura interna del material y frecuentemente mucho más"* (Winterstein, 1990). Sin embargo, cualquier sólido que posea, al menos, 3 planos de simetría puede ser considerado transversalmente isotrópico (Winterstein, 1990).

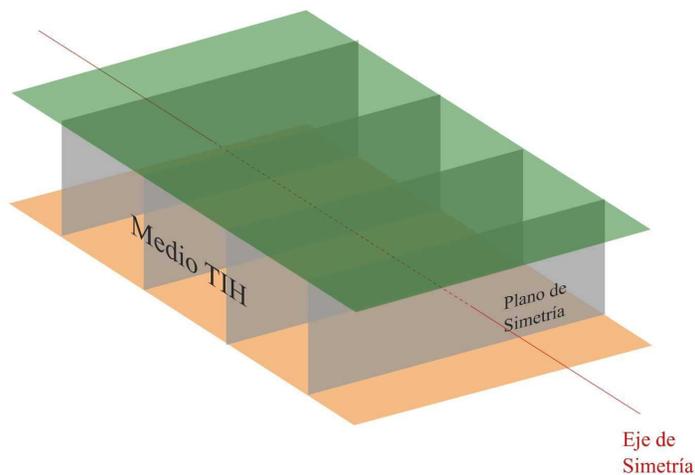


Fig. 2.7. Medio Transversalmente isotrópico con eje de simetría horizontal (TIH o azimutalmente anisotrópico).

### 2.1.6. Elementos del medio azimutalmente anisotrópico (TIH).

Hace más de doce años la terminología referente al estudio de medios anisotrópicos y a la adquisición de datos multicomponentes no estaba muy clara para la comunidad geofísica en general; sin embargo, diversos autores (Winterstein, 1990; Brows y Stewart, 2002, y referencias allí) han propuesto una convención en la terminología que en la actualidad es aceptada y usada en relación a tales tópicos.

En el análisis de de medios azimutalmente anisotrópico dos factores son esenciales para su caracterización: 1) La orientación del eje de máxima o mínima anisotropía y 2) La intensidad de anisotropía (Lynn, 2004). El eje de máxima anisotropía es paralelo al eje de simetría del modelo TIH (figura 2.7), por otro lado, el eje de mínima anisotropía es cualquiera de los infinitos ejes de dos planos de simetría. En secciones futuras se describirá el efecto de la presencia de dichos ejes sobre la propagación de la onda convertida; sin embargo, por ahora solo se puede decir que la orientación de los ejes de anisotropía esta fuertemente ligada a la orientación del Sistema de Coordenadas Natural (*SCN*) (Winterstein, 1990).

Desde el punto de vista de adquisición también se dispone de una terminología que hace referencia a la configuración espacial de las señales grabadas. En sísmica 2D3C dicha terminología es más fácil de usar que en adquisiciones 3D3C. El elemento fundamental en adquisición 2D3C es poder definir con claridad el Sistema de Coordenadas de Adquisición (*SCA*), el cual está determinado por la orientación de la línea sobre la cual se encuentran los receptores (dirección radial o  $SCA_x$ ) y la orientación perpendicular a esta (dirección transversal o  $SCA_y$ ). La rigurosidad en el uso de esta convención es que en algunos análisis de anisotropía azimutal, como los que se tratan en esta tesis, las señales grabadas en el *SCA* son el punto de partida para hallar los factores esenciales para la caracterización del medio TIH (figura 2.8).

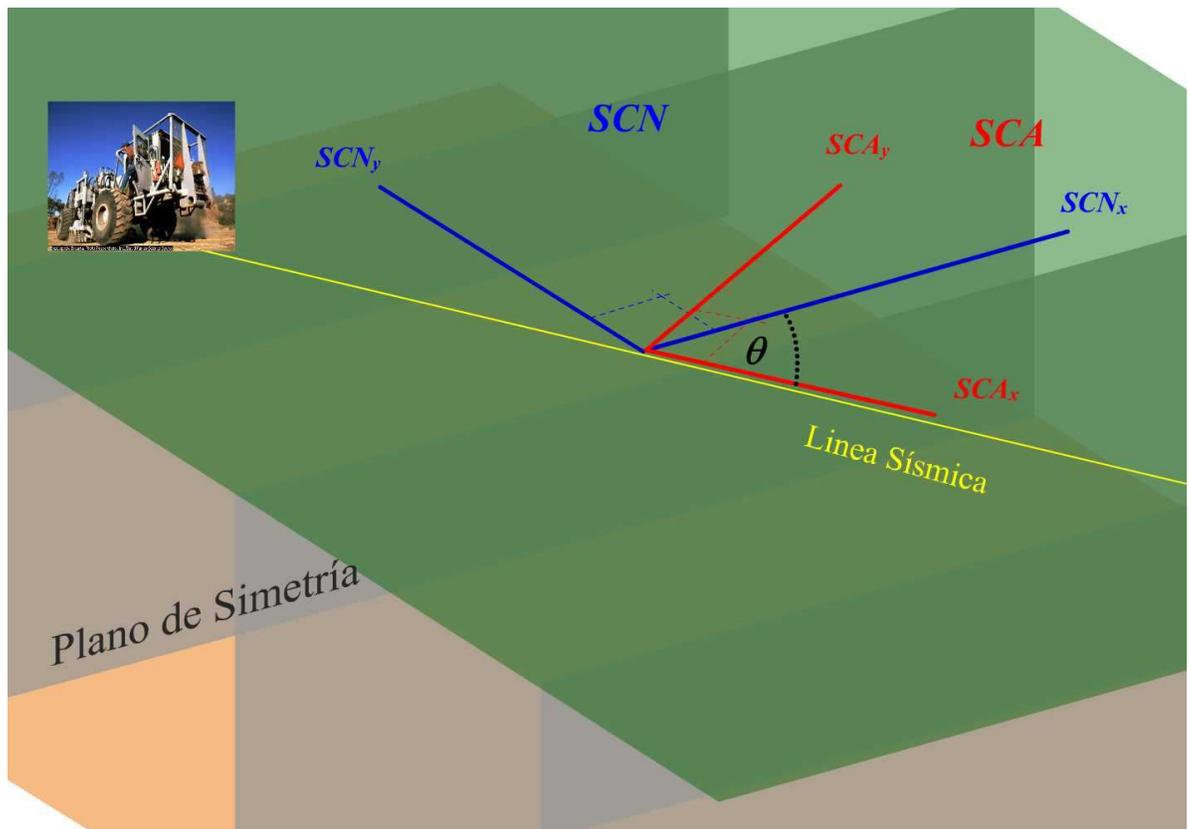


Fig. 2.8. Sistema de Coordenadas de Adquisición ( $SCA$ ) y el Sistema de Coordenadas Naturales ( $SCN$ ).

### 2.1.7. La Birrefringencia

La birrefringencia, o refracción doble, es el fenómeno en el cual una onda incidente sobre una interfase se refracta como dos ondas de distintas polarizaciones que viajan a diferentes velocidades y en direcciones ligeramente distintas. Un material birrefringente es un sólido homogéneo que permite viajar en la misma dirección a dos ondas de diferente polarización y de distintas velocidades de propagación. Para los geofísicos la cantidad de birrefringencia es la diferencia fraccional de las velocidades de las ondas que viajan en una dirección determinada, usualmente expresada como porcentaje; tal como lo indica la siguiente ecuación:

$$\gamma\% = \frac{V_{max} - V_{min}}{V_{max}} \bullet 100\% \quad (2.1)$$

donde  $V_{max}$  es la mayor velocidad y  $V_{min}$  la menor. En el estudio de medios TIH la ecuación anterior está ligada a la estimación de intensidad de anisotropía, de hecho, experimentos físicos han revelado la relación existente entre  $\gamma$  y la cantidad de fracturas por unidad de longitud (Tatham et al., 1992).

Una característica esencial de los medios TIH es que es un medio birrefringente de la onda  $S$ ; esto significa que cuando una onda  $S$  incida sobre el medio TIH, cuya orientación de polarización no coincida con la de los ejes de máxima o mínima anisotropía, dará origen a dos ondas  $S$  transmitidas de distintas polarizaciones y que se propagarán a distintas velocidades. A la más rápida se le denotará como  $S1$  y a la más lenta como  $S2$  (figura 2.9). Sí la onda  $S$  incidente se propagó ortogonal al eje de simetría entonces la polarización de  $S1$  será ortogonal al eje de simetría mientras que la de  $S2$  será paralela. Contrariamente, en los casos que la polarización de la onda  $S$  incidente sea ortogonal o paralela al eje de simetría entonces la onda  $S$  transmitida será sólo  $S1$  para el primer caso y sólo  $S2$  para el segundo (Winterstein, 1990).

El término **polarización** de una onda elástica se refiere a las propiedades geométricas del campo de desplazamiento de la partícula, incluyendo forma de la trayectoria y

## ONDAS EN MEDIO TIH

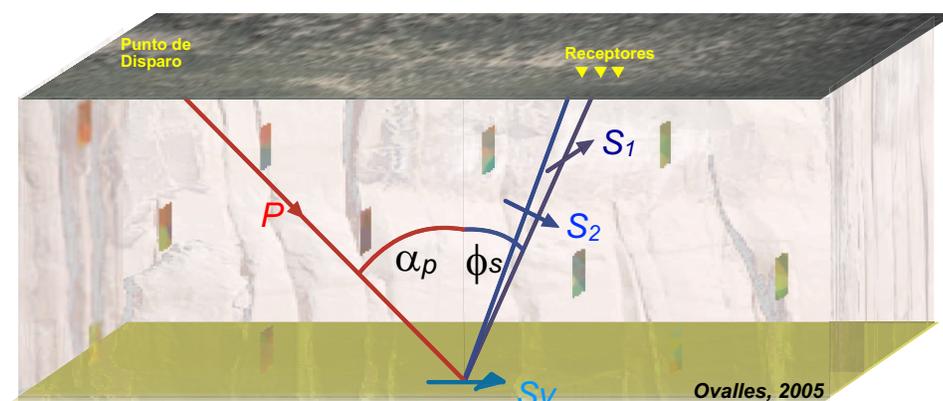


Fig. 2.9. Ondas de cuerpo en medio TIH.  $P$  es la onda compresional cuya porción de energía se refleja como  $SV$ , esta última, al refractarse dentro del medio TIH se separa en  $S_1$ , polarizada ortogonal al eje de simetría, y/o  $S_2$  polarizada en dirección paralela a dicho eje.

orientación espacial, pero excluyendo la magnitud del movimiento. Cuando el movimiento de la partícula es a lo largo de una línea recta, la polarización es llamada lineal, esta se define como positiva en un sentido y negativa en el sentido opuesto. La polarización puede no ser lineal sino más bien de forma arbitraria; no obstante, la polarización de una onda corpórea aislada ( $P$ ,  $S_1$ , y  $S_2$ ) es lineal en un medio perfectamente elástico y libre de ruido. En un medio isotrópico, la polarización de las ondas  $P$  es paralela a la dirección de propagación, y perpendicular para las ondas  $S$ ; contrariamente, en un medio anisotrópico, las polarizaciones pueden no ser ni paralelas ni perpendiculares a la dirección de propagación, en este caso, cuando las polarizaciones son impuras, se conocen como *quasicompresional* para las ondas  $P$  y *quasicizalla* para las  $S$ , y aunque teóricamente es posible que la polarización de alguna onda sea tan impura que el término *quasi* no sea aplicable es poco común observar tal impureza en los datos sísmicos (Winterstein, 1990).

La orientación espacial de la polarización de una onda corpórea aislada está determinada tanto por el medio como por la dirección de propagación. Y ya que en un

medio azimutalmente anisotrópico se pueden propagar tres ondas corpóreas ( $P$ ,  $S1$ ,  $S2$ ), entonces puede haber para una misma dirección de propagación tres orientaciones de polarización, cuya configuración espacial, que forman estas tres orientaciones, se denomina Sistema de Coordenadas Naturales ( $SCN$ ).

## 2.2. La Onda Convertida $PS$

El método sísmico de reflexión mediante el uso de la onda  $P$  es el método principal en la exploración de hidrocarburo, y por muy buenas razones. Entre todas las ondas elásticas la onda compresional es la que viaja más rápido, usualmente tiene buena relación señal/ruido ( $S/N$ ), son fácilmente generadas por una variedad de fuentes, y además se propagan en fluidos. Sin embargo, el interés surgido por mejorar las imágenes obtenidas a partir de la onda  $P$ , o por disponer de una técnica alternativa cuando el método basado en la onda  $P$  falla ha orientado a tomar muy en cuenta la información que puede suministrar la onda  $S$ ; por lo tanto, a considerar la grabación y análisis de datos multicomponentes (Stewart, 2002).

El uso de la onda  $S$  generada en superficie para fines exploratorios es posible, y de hecho, ya ha sido usada (Alford, 1986; Thomsen, 1988); sin embargo, las secciones sísmicas obtenidas generalmente poseen una relación señal/ruido menor que las secciones obtenidas con onda  $P$ , frecuentemente tienen poca resolución. Además, las fuentes generadoras de dichas ondas son costosas y escasas. Adicionalmente, el tiempo de grabación cuando se usa la onda  $S$ , generada en superficie, es aproximadamente el doble o el triple del que requeriría la misma exploración pero con uso de la onda  $P$ . Por lo tanto, debido a lo costoso y a la calidad de los datos que se obtienen el uso de la onda  $S$  generada en superficie, en la exploración sísmica, ha estado limitado (Stewart, 2002). No obstante, la generación de la onda  $S$  a partir de la incidencia no ortogonal de la onda  $P$  sobre una interfase acústica, ha servido de estímulo para pensar que la onda convertida ( $PS$ ) podría venir a reemplazar el uso de la onda  $S$ , a aquella generada en

superficie, en los casos que la onda  $S$  aporte solución a un problema de exploración.

Los levantamientos sísmicos con receptores multicomponentes (3C) y mediante el uso de la onda convertida ofrecen una ventana en el análisis de anisotropía, de hecho ha sido usada con esos fines desde hace más de una década (Garotta y Granger, 1988; Martin et al., 1986; Martin y Thomas, 1987; Ata y Michelena, 1995; Pérez et al., 1999; Heloise et al., 1999). No obstante, es posible que hoy día los mayores retos en lo que concierne a la exploración con la onda  $PS$  sean el procesamiento y la interpretación de los datos que ella aporta.

Es bien sabido que la onda convertida  $PS$  puede originarse en la conversión de modo que sufre una onda  $P$  cuando incide oblicuamente sobre una interfase sólido-sólido, la energía de la onda  $P$  incidente se particiona para originar una  $P$  y una  $S$  transmitida y una  $P$  y una  $S$  reflejada (Aki y Richards, 1980). La onda  $PS$  referida en este trabajo es la onda que se refleja como  $S$  tras la conversión de una  $P$ .

Stewart (2002) citó algunas características singulares de la onda  $PS$ . Modelaje y medidas de campo han mostrado que la transmisión y múltiple conversión de una  $PS$  tiene, generalmente, mucho menor amplitud que la  $P$  reflejada como  $S$ . Por otro lado, debido a la ley de Snell la trayectoria de la  $PS$  es asimétrica, esto es:  $\sin \alpha_p / V_p = \sin \phi_s / V_s$ , donde  $\alpha_p$  y  $\phi_s$  son el ángulo de incidencia de la onda  $P$  y el de reflexión de  $S$  respectivamente, y  $V_p$  y  $V_s$  sus velocidades. Ya que  $V_p$  es mayor a  $V_s$ , entonces  $\alpha_p$  es mayor a  $\phi_s$ , por lo cual, la onda  $S$  emerge en un ángulo más cerrado a la normal de la interfase del que lo hace la onda  $P$  (figura 2.9). La asimetría de la trayectoria de la onda  $PS$  es la causa de mayor inconveniente en la aplicación de los esquemas convencionales de procesamiento de datos sísmicos, diseñados para las trayectorias simétricas de las reflexiones  $PP$ . Análogamente, mediante las ecuaciones de Zoeppritz se puede conocer la variación de la reflectividad de la onda  $PS$  ( $R_{PS}$ ) respecto al ángulo de incidencia  $\alpha_p$ , para cambios pequeños en las propiedades del medio superior (*sup*) respecto al inferior (*inf*), que están separados por la interfase donde ocurre la reflexión, esta exhibe una forma *quasisenoidal* según una aproximación presentada

por Aki y Richards (1980) , dicha aproximación está expresada mediante la siguiente ecuación:

$$R_{PS} = -k \left( (1 + \varrho) \frac{\Delta\rho}{\rho} + 2\varrho \frac{\Delta V_S}{V_S} \right) \quad (2.2)$$

donde:

$V_P = \frac{1}{2}(V_{P_{inf}} + V_{P_{sup}})$	Velocidad media de onda P
$\Delta V_P = V_{P_{inf}} - V_{P_{sup}}$	Diferencia de velocidades de onda P
$V_S = \frac{1}{2}(V_{S_{inf}} + V_{S_{sup}})$	Velocidad media de onda S
$\Delta V_S = V_{S_{inf}} - V_{S_{sup}}$	Diferencia de velocidades de onda S
$\rho = \frac{1}{2}(\rho_{inf} + \rho_{sup})$	Promedio aritmético de las densidades
$\Delta\rho = \rho_{inf} - \rho_{sup}$	Diferencia de densidades
$k = \frac{V_P \tan \phi_S}{V_S \frac{2}{2}}$	
$\varrho = \frac{-2 \text{sen}^2 \alpha_P V_S^2}{V_P^2} + \frac{2V_S}{V_P} \text{cos} \alpha_P \text{cos} \phi_S$	

La expresión gráfica de la ecuación anterior se puede ver en la figura 2.10, en ella se puede observar la variación *quasisenoidal* respecto al ángulo de incidencia, y además se puede notar que para ángulos moderados la energía es comparable a la de las reflexiones *PP*. En el mismo sentido, otra característica importante es que modelaje numérico y experimentos de campo han revelado que la resolución lateral de la onda *PS* es comparable, y en algunos casos mejor, a la de la onda *PP* (Eaton et al., 1991); sin embargo, es el contenido de frecuencias lo que hace la diferencia.

### 2.3. Modelo Convolutivo de las señales grabadas

La exploración sísmica mediante onda convertida *PS* se basa en la emisión de una onda *P* en superficie que se refleja como *S* tras sufrir la conversión de modo en incidencia no ortogonal. Cuando la onda *S* que se refleja atraviesa un medio azimutalmente anisotrópico, y esta no está polarizada ni paralela ni perpendicular al eje de

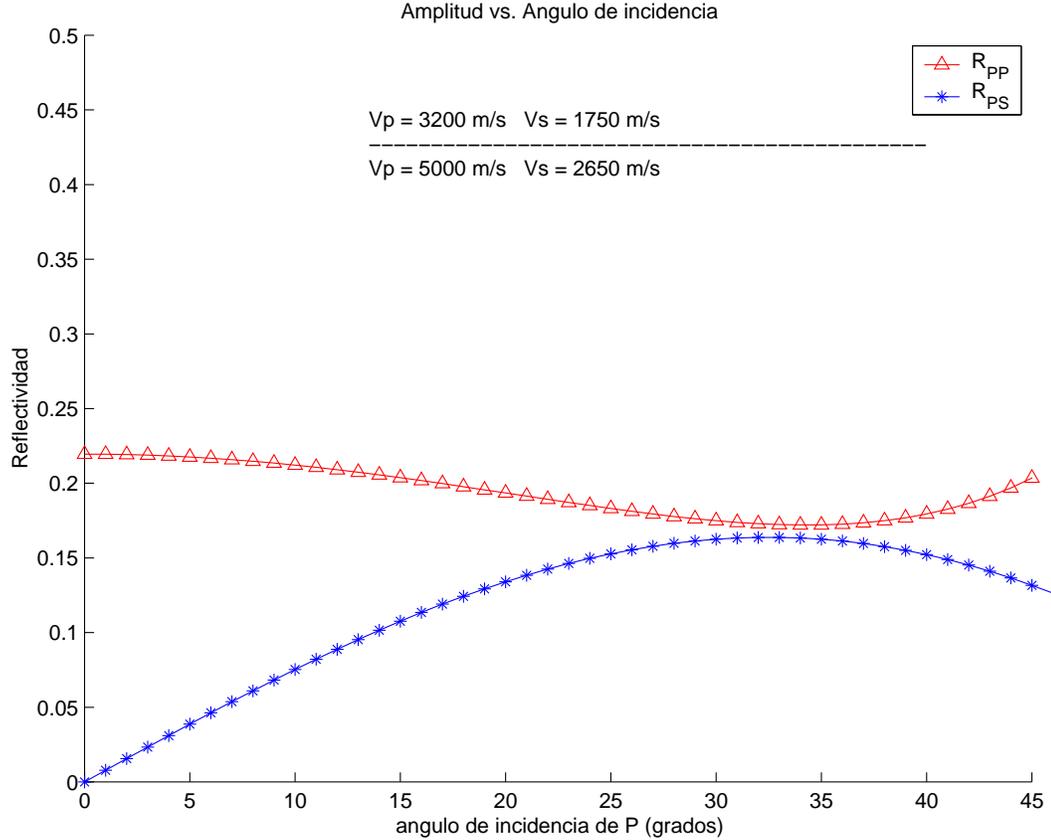


Fig. 2.10. Coeficiente de reflexión de  $PP$  y  $PS$  en función del ángulo de incidencia de  $P$  ( $\alpha_p$ ).

máxima anisotropía, ocurre el fenómeno de birrefringencia de la onda  $S$ . Esto implica que a las componentes del receptor arribarán dos ondas  $S$ , primero  $S1$  y después  $S2$ . Para el desarrollo matemático se supondrá que la onda  $PS$  se propaga en direcciones tan cercanas a la ortogonal del eje de simetría que se aproximará a la propagación en tal dirección.

La polarización de la onda  $S$  que se genera en la conversión de modo está contenida en el plano fuente-receptor, cuya traza con el datum define la dirección  $SCA_x$  del Sistema de Coordenadas de Adquisición ( $SCA$ ), dirección en la cual se supone que esta polarizada la onda  $S$  reflejada (que se denotará en lo que resta como  $SV$ ). Según mostró Thomsen (1988), cuando  $SV$  sufre birrefringencia ocurre la descomposición vectorial de su amplitud como se muestra en la figura 2.11.

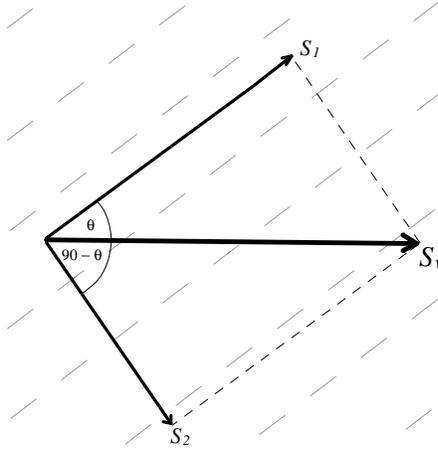


Fig. 2.11. Vista en planta de la descomposición vectorial de la energía de  $SV$  en  $S1$  y  $S2$  cuando sufre birrefringencia, los rayos de  $SV$ ,  $S1$ , y  $S2$  son perpendiculares a la hoja. Las líneas discontinuas representan el azimut de mínima anisotropía.

Cuando  $SV$  sufre el fenómeno de birrefringencia esta se descompone en dos ondas que se propagan aproximadamente en la misma dirección y a distintas velocidades. La más rápida de ellas,  $S1$ , esta polarizada en la dirección perpendicular al eje de máxima anisotropía; mientras que la mas lenta,  $S2$ , está polarizada paralelamente a dicho eje. Lo anterior deriva en que a cada una de las componentes horizontales del receptor llegarán dos impulsos, el primero correspondiente a  $S1$  en un tiempo  $t_{\parallel}$  y el segundo a la llegada de  $S2$  un tiempo  $t_{\perp}$ .

Tal como lo sugirió Thomsen (1999) se supone, en este análisis, que la propagación ocurre en un medio lineal, homogéneo y anisotrópico; por lo cual, la convolución con alguna ondícula para generar la traza puede ser considerada después de la descomposición vectorial de la amplitud de  $SV$ .

### 2.3.1. Las componentes grabadas

De la figura 2.11 se puede ver que:

$$S1 = \cos_{\theta} R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \quad (2.3)$$

$$S2 = -\text{sen}_{\theta} R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \quad (2.4)$$

donde  $\theta$  es el ángulo entre  $SCA_x$  y  $SCN_x$ ,  $R_{\parallel}$  y  $R_{\perp}$  son los coeficientes de reflexión en la direcciones de polarización de  $S1$  y  $S2$  respectivamente, y  $\delta$  indica que es un impulso discreto en tiempo  $t_{\parallel}$  ó  $t_{\perp}$ .

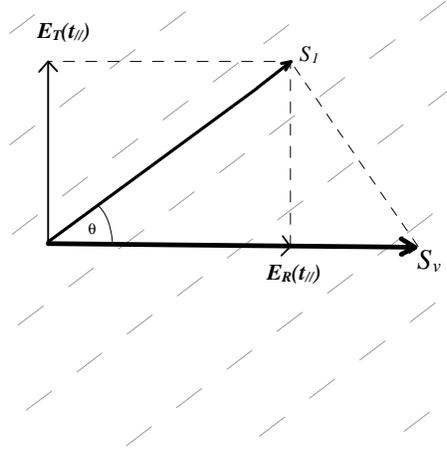


Fig. 2.12.  $E_R(t_{\parallel})$  y  $E_T(t_{\parallel})$ , impulsos grabados por las componente radial y transversal del receptor cuando arriba  $S1$ .

Por otro lado, en la figura 2.12 se puede observar que la expresión matricial de los impulsos  $E_R(t_{\parallel})$  y  $E_T(t_{\parallel})$ , grabados en las componente radial y transversal del receptor respectivamente, cuando arriba  $S1$  es:

$$\begin{bmatrix} E_R(t_{\parallel}) \\ E_T(t_{\parallel}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & -\text{sen}\theta \\ \text{sen}\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{\parallel}\delta(t - t_{\parallel})\cos\theta \\ 0 \end{bmatrix} \quad (2.5)$$

De igual forma, cuando arriba  $S2$  al receptor se tienen impulsos grabados en la componente radial y transversal del receptor (figura 2.13), cuya expresión matricial es:

$$\begin{bmatrix} E_R(t_{\perp}) \\ E_T(t_{\perp}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & -\text{sen}\theta \\ \text{sen}\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} 0 \\ R_{\perp}\delta(t - t_{\perp}) - \text{sen}\theta \end{bmatrix} \quad (2.6)$$

al hacer la expansión de las matrices, y considerando la convolución con una ondícula

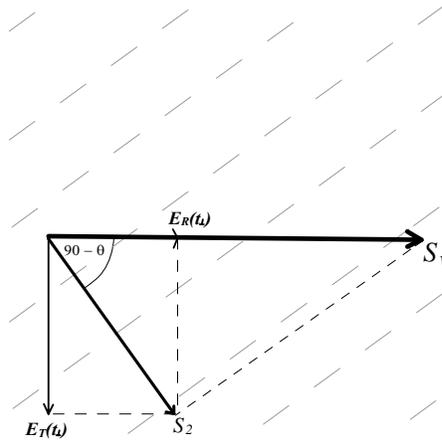


Fig. 2.13.  $E_R(t_\perp)$  y  $E_T(t_\perp)$ , impulsos grabados por las componente radial y transversal del receptor cuando arriba  $S_2$ .

$\omega_t$ , se tiene:

$$E_R(t) = \left[ \underbrace{R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos^2 \theta}_{\text{Proyecc. de } S1 \text{ en la radial}} + \underbrace{R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \sin^2 \theta}_{\text{Proyecc. de } S2 \text{ en la radial}} \right] * \omega_t \quad (2.7)$$

$$E_T(t) = \left[ \underbrace{R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos \theta \sin \theta}_{\text{Proyecc. de } S1 \text{ en la transversal}} - \underbrace{R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \cos \theta \sin \theta}_{\text{Proyecc. de } S2 \text{ en la transversal}} \right] * \omega_t \quad (2.8)$$

## 2.4. El Cociente de Energía

Cuando se realizan adquisiciones con onda  $S$  multifuente-multicomponente el ángulo entre el eje de mínima anisotropía y la línea sísmica es aquel bajo el cual después de rotar, con el método de Alford (1986) a las fuentes y a los receptores, origina que la energía fuera de la diagonal principal, en la matriz de señales de rotadas de Alford, sea cero. En contraste, cuando la fuente sólo tiene una componente (radial en el caso de la onda  $PS$ ) sólo se pueden rotar los receptores hasta que la energía en una de las componentes sea mínima (Michelena, 1995).

El método de cociente de energía se basa en la suposición de que el ángulo de rotación es aquel que da origen a la máxima (o mínima) relación de energía entre las componentes horizontales del receptor ya rotadas, lo cual ocurrirá cuando las compo-

mentes estén en concordancia al *SCN*.

En la sección anterior se dedujo que las señales impulsivas grabadas por las componentes radial ( $E_R$ ) y transversal ( $E_T$ ) del receptor cuando *SV* se propaga en un medio azimutalmente anisotrópico son:

$$E_R(t) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos^2_{\theta} + R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \sin^2_{\theta} \quad (2.9)$$

$$E_T(t) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos_{\theta} \sin_{\theta} - R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \cos_{\theta} \sin_{\theta} \quad (2.10)$$

Para rotar dichas señales un ángulo  $\alpha$  en sentido antihorario sólo basta con premultiplicar la matriz de componentes grabadas por la matriz de rotación.

$$\begin{bmatrix} e_R(t) \\ e_T(t) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos_{\alpha} & \sin_{\alpha} \\ -\sin_{\alpha} & \cos_{\alpha} \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_R(t) \\ E_T(t) \end{bmatrix} \quad (2.11)$$

desarrollando el producto matricial se tiene que las señales rotadas  $e_R$  y  $e_T$  son:

$$\begin{aligned} e_R(t) &= (\cos_{\alpha} E_R(t_{\parallel}) + \sin_{\alpha} E_T(t_{\parallel})) \\ &\quad + (\cos_{\alpha} E_R(t_{\perp}) + \sin_{\alpha} E_T(t_{\perp})) \end{aligned} \quad (2.12)$$

$$\begin{aligned} e_T(t) &= (-\sin_{\alpha} E_R(t_{\parallel}) + \cos_{\alpha} E_T(t_{\parallel})) \\ &\quad + (-\sin_{\alpha} E_R(t_{\perp}) + \cos_{\alpha} E_T(t_{\perp})) \end{aligned} \quad (2.13)$$

Sustituyendo en las ecuaciones (2.12) y (2.13) los valores de las componentes grabadas en  $t_{\parallel}$  y  $t_{\perp}$  que se pueden deducir de 2.9 y 2.10, se tiene después de algunas simplificaciones que:

$$e_R(t) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos_{\theta} \cos_{\theta - \alpha} + R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \sin_{\theta} \sin_{\theta - \alpha} \quad (2.14)$$

$$e_T(t) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos_{\theta} \sin_{\theta - \alpha} - R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \sin_{\theta} \cos_{\theta - \alpha} \quad (2.15)$$

Ahora bien, para obtener la energía de cada una de las señales rotadas sólo basta con elevar al cuadrado las amplitudes de ellas; por lo tanto la energía de  $e_R$  y de  $e_T$  es

$W_R$  y  $W_T$  respectivamente.

$$W_R(t) = R_{\parallel}^2 \cos^2_{\theta} \cos^2_{\theta-\alpha} + R_{\perp}^2 \sin^2_{\theta} \sin^2_{\theta-\alpha} \quad (2.16)$$

$$W_T(t) = R_{\parallel}^2 \cos^2_{\theta} \sin^2_{\theta-\alpha} + R_{\perp}^2 \sin^2_{\theta} \cos^2_{\theta-\alpha} \quad (2.17)$$

cuya relación de energía  $R(\alpha)$  es:

$$R(\alpha) = \frac{W_R(t)}{W_T(t)} = \frac{R_{\parallel}^2 \cos^2_{\theta} \cos^2_{\theta-\alpha} + R_{\perp}^2 \sin^2_{\theta} \sin^2_{\theta-\alpha}}{R_{\parallel}^2 \cos^2_{\theta} \sin^2_{\theta-\alpha} + R_{\perp}^2 \sin^2_{\theta} \cos^2_{\theta-\alpha}} \quad (2.18)$$

La ecuación (2.18) fue presentada por Michelena (1995), salvo que él aproximó  $R_{\parallel} = R_{\perp} = 1$ . La ecuación 2.18 establece que el cociente de energía  $R(\alpha)$  se maximiza (o minimiza) cuando el *SCA* coincide con el *SCN*. Por otro lado, un aspecto importante es que el cociente de energía se calcula a partir de la energía de los segmentos de trazas, grabados por las componentes horizontales, que contienen las llegadas de  $S_1$  y  $S_2$ , tal como se indica en la figura 2.4.

## 2.5. El Cociente de Reflectividad

En la sección 2.3 se dedujo que las componentes horizontales del receptor graban cada una dos impulsos en el tiempo ( $t_{\parallel}$ ) y ( $t_{\perp}$ ) (Thomsen, 1988); los cuales corresponden a la proyección sobre cada uno de ellos de las llegadas  $S_1$  y  $S_2$  respectivamente. La expresión matemática de las señales grabadas en las componente radial ( $E_R$ ) y transversal ( $E_T$ ) es:

$$E_R(t) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos^2_{\theta} + R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \sin^2_{\theta} \quad (2.19)$$

$$E_T(t) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos_{\theta} \sin_{\theta} - R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \cos_{\theta} \sin_{\theta} \quad (2.20)$$

donde  $\theta$  es el ángulo de rotación. Debido a que  $t_{\parallel} - t_{\perp}$  esta en el orden de unidades de milisegundos se puede producir interferencia entre ambos modos ( $S_1$  y  $S_2$ ). En la

# DIAGRAMA DEL MÉTODO DE COCIENTE DE ENERGÍA

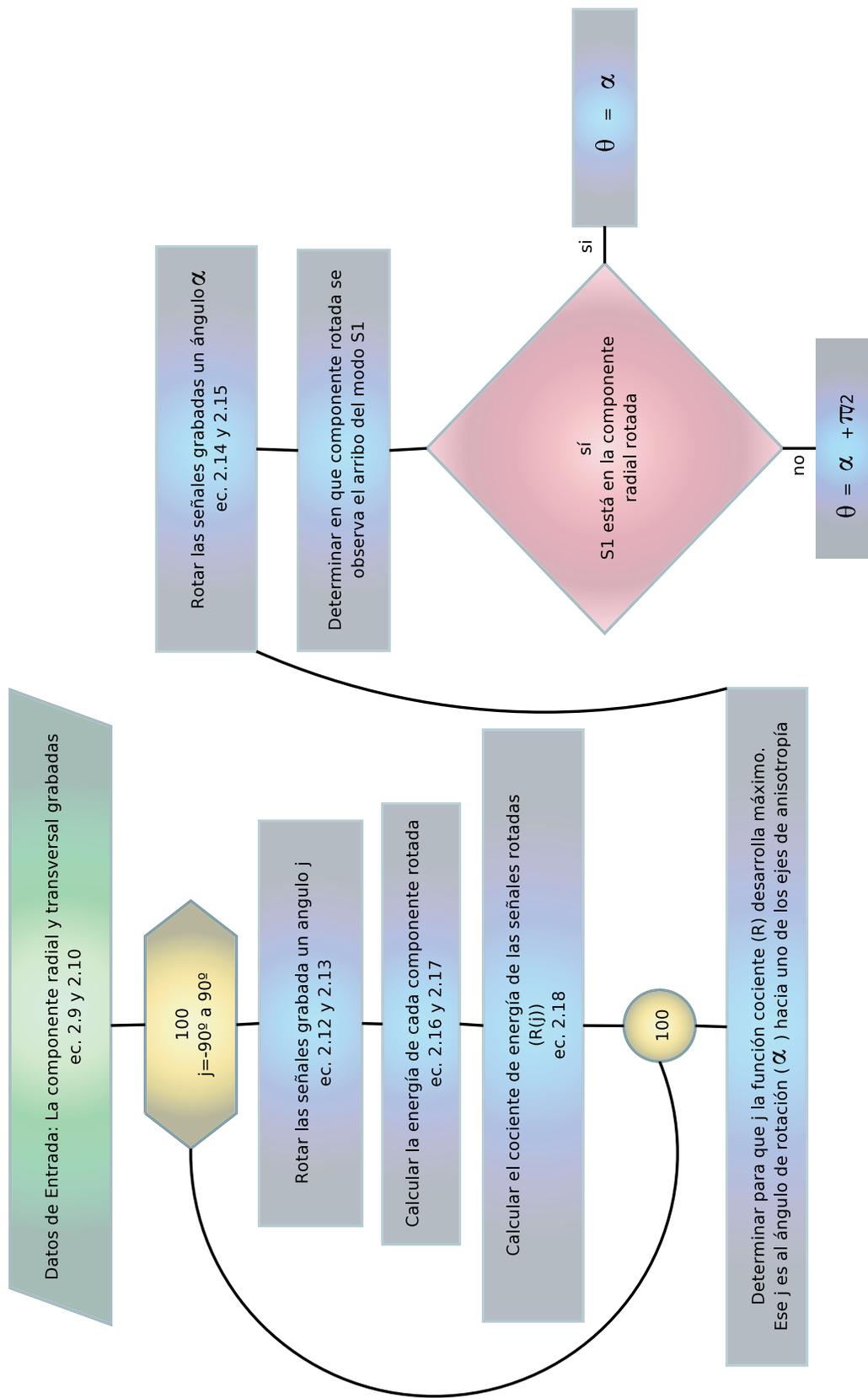


Fig. 2.14. Algoritmo para la estimación de orientación de mínima anisotropía por el método de cociente de energía.

sísmica se observa que en una componente hay un evento en  $t_{\parallel}$  y en la otra componente el mismo evento se observa en  $t_{\perp}$ <sup>1</sup>. El problema que queremos resolver es estimar  $\theta$  a partir de la sísmica, es decir, de las componentes grabadas.

### 2.5.1. Estimación de el ángulo de rotación: $\theta$

Vamos a suponer que  $C_x(t)$  y  $C_y(t)$  son las grabaciones de las componentes horizontales<sup>2</sup>. Un mismo reflector produce eventos en  $C_x(t_{\parallel})$  y  $C_y(t_{\perp})$ . De esos eventos vamos a estimar  $\theta$ .

### 2.5.2. Caso 1: $C_x(t_{\parallel}) = E_R(t_{\parallel})$ y $C_y(t_{\perp}) = E_T(t_{\perp})$

Nuestros únicos parámetros conocidos son:

$$E_R(t_{\parallel}) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos^2 \theta \quad (2.21)$$

$$E_T(t_{\perp}) = -R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \cos \theta \sin \theta \quad (2.22)$$

La deducción de señales que utilizó Thomsen se puede escribir

$$\begin{bmatrix} E_R(t_{\parallel}) & E_R(t_{\perp}) \\ E_T(t_{\parallel}) & E_T(t_{\perp}) \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos \theta & -\sin \theta \\ \sin \theta & \cos \theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos \theta & 0 \\ 0 & -R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \sin \theta \end{bmatrix}$$

de las propiedades de operaciones con matrices se puede deducir que:

$$\mathbb{C} = \mathbb{R} * \mathbb{S} \implies \mathbb{S} = \mathbb{R}^{-1} * \mathbb{C}$$

<sup>1</sup> Siempre y cuando la polarización de la onda S incidente no coincida con los ejes de máxima y mínima anisotropía

<sup>2</sup>  $x$  y  $y$  involucra la ortogonalidad, más no especifica si es transversal o radial

lo que se traduce en:

$$\begin{bmatrix} R_{\parallel}\delta(t - t_{\parallel}) \cos\theta & 0 \\ 0 & -R_{\perp}\delta(t - t_{\perp}) \sin\theta \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos\theta & \sin\theta \\ -\sin\theta & \cos\theta \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_R(t_{\parallel}) & E_R(t_{\perp}) \\ E_T(t_{\parallel}) & E_T(t_{\perp}) \end{bmatrix}$$

del producto de matrices, se obtienen dos sistemas de ecuaciones:

$$\begin{cases} R_{\parallel}\delta(t - t_{\parallel}) \cos\theta = E_R \cos\theta + E_T(t_{\parallel}) \sin\theta \\ 0 = -E_R(t_{\parallel}) \sin\theta + \cos\theta E_T(t_{\perp}) \end{cases} \quad (2.23)$$

y

$$\begin{cases} 0 = E_R(t_{\perp}) \cos\theta + E_T(t_{\perp}) \sin\theta \\ -R_{\perp}\delta(t - t_{\perp}) \sin\theta = -E_R(t_{\perp}) \sin\theta + E_T(t_{\perp}) \cos\theta \end{cases} \quad (2.24)$$

resolviendo los sistemas anteriores se tiene que:

$$R_{\parallel}\delta(t - t_{\parallel}) = \frac{E_R(t_{\parallel})}{\cos^2\theta} \quad (2.25)$$

$$R_{\perp}\delta(t - t_{\perp}) = \frac{-E_T(t_{\perp})}{\cos\theta \sin\theta} \quad (2.26)$$

ahora bien, si dividimos ambos coeficientes de reflexión, tenemos:

$$\frac{R_{\parallel}\delta(t - t_{\parallel})}{R_{\perp}\delta(t - t_{\perp})} = -\frac{E_R(t_{\parallel})}{E_T(t_{\perp})} \tan\theta \quad (2.27)$$

En los casos en que la intensidad de anisotropía sea débil se puede aproximar dicho cociente a 1, esto es:

$$1 \approx -\frac{E_R(t_{\parallel})}{E_T(t_{\perp})} \tan\theta \quad (2.28)$$

ecuación de la cual se puede despejar  $\theta$ .

### 2.5.3. Caso 2: $C_x(t_{\parallel}) = E_T(t_{\parallel})$ y $C_y(t_{\perp}) = E_R(t_{\perp})$

En este caso, nuestros únicos parámetros conocidos son:

$$E_R(t_{\parallel}) = R_{\perp}\delta(t - t_{\perp}) \sin^2\theta \quad (2.29)$$

$$E_T(t_{\perp}) = R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos \theta \operatorname{sen} \theta \quad (2.30)$$

Al igual que se hizo en el caso anterior, se obtienen dos sistemas de ecuaciones a partir de la matriz de las señales grabadas. estos dos sistemas son:

$$\begin{cases} R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) \cos \theta = E_R(t_{\parallel}) \cos \theta + E_T(t_{\parallel}) \operatorname{sen} \theta \\ 0 = -E_R(t_{\parallel}) \operatorname{sen} \theta + E_T(t_{\parallel}) \cos \theta \end{cases} \quad (2.31)$$

y

$$\begin{cases} -R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) \operatorname{sen} \theta = -E_R(t_{\perp}) \operatorname{sen} \theta + E_T(t_{\perp}) \cos \theta \\ 0 = E_R(t_{\perp}) \cos \theta + E_T(t_{\perp}) \operatorname{sen} \theta \end{cases} \quad (2.32)$$

aplicando operaciones algebraicas, se llega a:

$$R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel}) = \frac{E_T(t_{\parallel})}{\cos \theta \operatorname{sen} \theta} \quad (2.33)$$

y

$$R_{\perp} \delta(t - t_{\perp}) = \frac{E_R(t_{\perp})}{\operatorname{sen}^2 \theta} \quad (2.34)$$

dividiendo la primera igualdad por la segunda:

$$\frac{R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel})}{R_{\perp} \delta(t - t_{\perp})} = \frac{E_T(t_{\parallel})}{E_R(t_{\perp})} \tan \theta \quad (2.35)$$

En este caso, si la anisotropía es débil, el cociente de amplitud obtenido también se aproxima a 1.

$$1 \approx \frac{R_{\parallel} \delta(t - t_{\parallel})}{R_{\perp} \delta(t - t_{\perp})} = \frac{E_T(t_{\parallel})}{E_R(t_{\perp})} \tan \theta \quad (2.36)$$

Finalmente, el algoritmo para estimar la orientación de mínima anisotropía por el método de reflectividad es según se observa en la figura 2.5.3.

## MÉTODO DE COCIENTE DE REFLECTIVIDADES

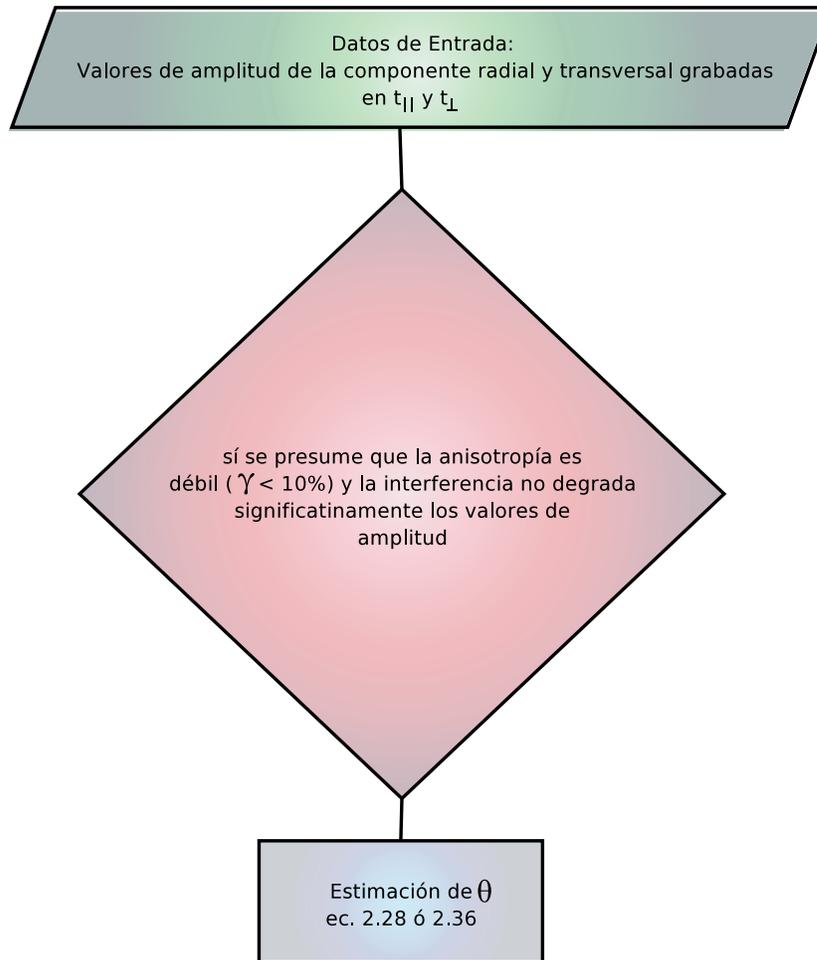


Fig. 2.15. Algoritmo para la estimación de orientación de mínima anisotropía por el método de cociente de reflectividad.

## CAPÍTULO III

### MÉTODO Y HERRAMIENTAS

#### 3.1. Método

1. Revisión de los modelos matemáticos de rotación: Esto consiste en la comprensión de las bases teóricas y de los fundamentos físicos necesarios para lograr los objetivos. Para ello se ejecutaron sistemáticamente las cuatro fases siguientes:
  - a)* Validación de los fundamentos físicos y/o matemáticos
  - b)* Detección de las aproximaciones
  - c)* Reconocimiento del dominio
  - d)* Diseño del diagrama de flujo de los modelos matemáticos
  
2. Programación en MATLAB de los modelos matemáticos: Debido a que MATLAB se presta como una herramienta de construcción rápida de rutinas fue utilizada para generar programas que permitieran validar los modelos matemáticos de análisis de anisotropía azimutal estudiados en esta tesis. Por otro lado, la ejecución de dichos programas con parámetros de entrada distintos a los utilizados por los autores de los métodos permitió detectar inconsistencias en la utilización de los modelos. Esta etapa consistió de tres fases.
  - a)* Depuración y corrección de los errores de sintaxis
  - b)* Validación con ensayos propios de los autores de los modelos
  - c)* Ejecuciones con distintos datos de entrada
  
3. Creación de programas para la estimación de la orientación e intensidad de anisotropía azimutal a partir de sísmica 2D3C: En virtud de las prestaciones que

ofrece lenguaje C y FORTRAN se creó una rutina principal, en lenguaje C, y tres subrutinas en FORTRAN, con la finalidad de analizar anisotropía azimutal a partir de archivos contentivos de la información horizontal del campo de ondas. La rutina principal tiene como función la extracción de los datos de la sísmica 2D3C para la aplicación de los algoritmos matemáticos programados en las subrutinas. Para ello se ejecutaron las siguientes fases:

- a) Codificación en lenguaje C de una rutina para:
    - 1) Leer datos a partir de archivos en formato estándar SEG-Y
    - 2) Pedir al usuario parámetros de entrada para la aplicación de los algoritmos matemáticos
    - 3) Extracción de la geometría de los datos a partir de los archivos en formato SEG-Y
    - 4) Invocar subrutinas programadas en lenguaje FORTRAN para aplicar los algoritmos matemáticos a los datos
  - b) Codificación en lenguaje FORTRAN de tres rutinas para:
    - 1) Calcular la función de correlación normalizada entre dos segmentos de trazas y arrojar un archivo con el salto en tiempo entre dichos segmentos
    - 2) Aplicar sobre los datos el método de Cociente de Energía y arrojar en un archivo los ángulos estimados
    - 3) Aplicar sobre los datos el método de Cociente de Reflectividad y arrojar en un archivo los ángulos estimados
  - c) Codificación en MATLAB de una rutina programada para visualizar la información de los archivos de salida de la rutina en C y las tres rutinas en FORTRAN
4. Aplicación de la rutina programada sobre datos 2D3C: En esta etapa de dos fases se utilizaron datos sintetizados mediante dos técnicas distintas. La primera

de ellas consistió en la construcción de trazas sintéticas según el modelo convolucional presentado por Thomsen (1988) y por el método de diferencia finita de 8vo orden. En detalle las fases son:

- a) Sintetización de trazas según el modelo convolucional de Thomsen (1988) generadas mediante la codificación en MATLAB de una rutina cuya salida son un par de trazas registradas por las componentes horizontales de un receptor 3C para un ángulo de rotación e intensidad de anisotropía suministrados por el usuario. Lo anterior involucra:
  - 1) Creación de varios modelos físicos del subsuelo para generar trazas de las componentes horizontales de respuestas distintas ante el análisis de anisotropía azimutal
  - 2) Examinar la sensibilidad del análisis ante los distintos modelos
- b) Creación de trazas sintéticas mediante un constructor de sismogramas sintéticos del campo completo de ondas mediante el método de diferencia finita de 8vo orden. Lo anterior involucra:
  - 1) Creación de varios modelos físicos del subsuelo para generar trazas de las componentes horizontales de respuestas distintas ante el análisis de anisotropía azimutal
  - 2) Examinar la sensibilidad del análisis ante los distintos modelos
  - 3) Seleccionar uno de los modelos y disminuir la relación señal-ruido al par horizontal de trazas respuestas para evaluar el efecto de de dicha variación en la rutina programada

### **3.2. Herramientas**

Se codificaron rutinas en Lenguaje C++, FORTRAN 77 y en MATLAB V5.3, de este último programa se aprovecharon las herramientas de graficación para generar al-

gunos de los gráficos que se presentan en el capítulo IV. Para graficar los sismogramas generados por diferencia finita de 8vo orden se utilizaron las herramientas de visualización de Seismic Unix (SU), concretamente, se utilizaron las herramientas generadoras de PostScripts; por otro lado, se utilizó  $\text{\LaTeX}$  como procesador de texto para editar el tomo de tesis. Todo lo anterior se realizó en una estación UltraSparc 10 conectada a un servidor Silicon Graphics de 32 procesadores con plataforma UNIX. Algunas imágenes se editaron con Adobe Illustrator en un computador personal.

## CAPÍTULO IV

### RESULTADOS Y ANÁLISIS

#### 4.1. Validación: $R_{\parallel} = R_{\perp} = 1$ ?

En el análisis de cociente de energía, Michelena (1995) aproximó a  $R_{\parallel} = R_{\perp} \approx 1$ , lo cual implica que los índices de reflectividades de la onda  $PS$ , tanto en la dirección de mínima como de máxima anisotropía, son iguales. Por lo cual, uno de los primeros análisis que se realizó fue cuantificar de alguna forma el impacto que dicha aproximación tuvo en los métodos de análisis de anisotropía. Para lograr lo anterior se estudió dicha aproximación con los modelos físicos de la tabla 4.1.

Las figuras 4.1 y 4.2 muestran la variación de los coeficientes de reflexión de  $S1$  y  $S2$  respecto al ángulo de incidencia de  $P$  para los modelos  $A$   $B$  y  $C$   $D$  respectivamente. Para el cálculo de la velocidad de  $S2$  se utilizó la ecuación 2.1 mientras que las curvas de reflectividad fueron obtenidas a través de la ecuación 2.2. En principio se puede observar que para ángulos moderados ( $30^{\circ}$  -  $40^{\circ}$ ) de las curvas de reflectividad correspondiente de los modelos  $A$  y  $B$  tal suposición puede ser adecuada, incluso para el modelo  $C$  en el rango  $35^{\circ}$  -  $50^{\circ}$ ; sin embargo, el modelo  $D$  es el menos adecuado para realizar la suposición de Michelena (1995), aunque esto no significa que el rango de valores de la reflectividad de  $S1$  y  $S2$  presentados por el modelo  $D$  no permitan realizar un buen análisis de anisotropía azimutal; para ello es necesario aplicar los algoritmos de estimación a los datos adquiridos sobre ese modelo. Por otro lado, en los modelos  $A$  y  $B$  se observó que  $R_{\parallel} = R_{S1}$  es menor a  $R_{\perp} = R_{S2}$  lo cual se explica debido a que el contraste de impedancia entre la capa 1 y 2 es positivo en ambos modelos, y esto genera que  $V_{SV_2}$  (velocidad de la onda  $SV$  de la capa 2) tenga menor contraste con  $V_{S1}$  que con  $V_{S2}$ . Análogamente ocurre en los casos  $C$  y  $D$  pero en estos se observa lo opuesto,

Tabla 4.1. Modelo de velocidades

MODELO A				
----------	--	--	--	--

Capa	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(Kg/m^3)$	$\gamma$
1	3000	1764	2100	0,02
2	3464	2000	2200	0,00

MODELO B				
----------	--	--	--	--

Capa	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(Kg/m^3)$	$\gamma$
1	3000	1764	2100	0,05
2	3464	2000	2200	0,00

MODELO C				
----------	--	--	--	--

Capa	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(Kg/m^3)$	$\gamma$
1	4994	2784	2700	0,02
2	4800	2692	2400	0,00

MODELO D				
----------	--	--	--	--

Capa	$V_p(m/s)$	$V_s(m/s)$	$\rho(Kg/m^3)$	$\gamma$
1	4994	2784	2700	0,05
2	4800	2692	2400	0,00

$R_{S2} < R_{S1}$ , lo cual se origina en este caso por el contraste negativo entre la capa 1 y 2 de dichos modelos.

Por otro lado, las figuras 4.1 y 4.2 también muestran el cociente de reflectividades del modo  $S1$  entre el modo  $S2$  para los cuatros modelos, de las cuales se pueden observar dos características importantes:

1. El gradiente de las curvas  $R_{S1}/R_{S2}$  es positivo para los modelos  $A$  y  $B$  mientras que es negativo para  $C$  y  $D$ .
2. La aproximación  $R_{S1}/R_{S2} \approx 1$  parece más adecuada para los modelos  $A$   $B$  y  $C$  en el dominio de ángulos presentados.

A raíz de ambas observaciones se puede decir que en los modelos  $A$   $B$  y  $C$  la aproximación  $R_{S1}/R_{S2} = R_{\parallel}/R_{\perp} \approx 1$  puede ser utilizada. Adicionalmente, en los dos primeros casos la aproximación es por defecto y en el último es por exceso. Mientras mayor sea la intensidad de anisotropía ( $\gamma$ ) más diferentes será  $R_{S1}$  de  $R_{S2}$  y por lo tanto la aproximación de la proporción  $R_{S1}/R_{S2}$  a 1 será impráctica.

En síntesis, la suposición de Michelena (1995) parece válida en los modelos  $A$ ,  $B$  y  $C$  aunque no se descarta que se pueda obtener un buen análisis de anisotropía azimutal sobre el modelo  $D$ . Paralelamente, la relación de reflectividades entre los modos  $S1$  y  $S2$  de los modelos  $A$ ,  $B$  y  $C$  parece adecuado para la aplicación del análisis de anisotropía por el método de la relación de reflectividades, aunque el error en la estimación de la orientación de anisotropía depende de lo aproximado que sean los valores de  $R_{S1}$  y  $R_{S2}$  entre sí.

#### **4.2. Las Componentes horizontales sintéticas del modelo de Thomsen (1988)**

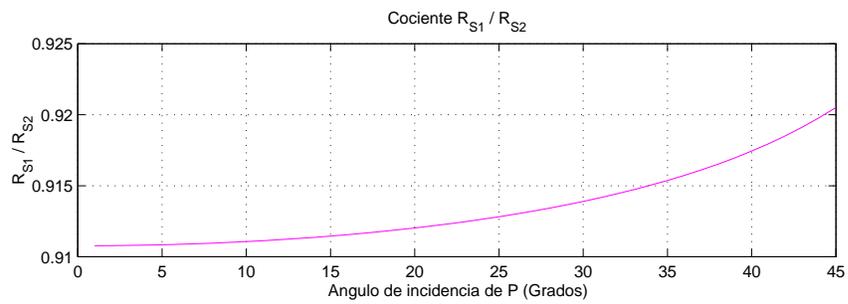
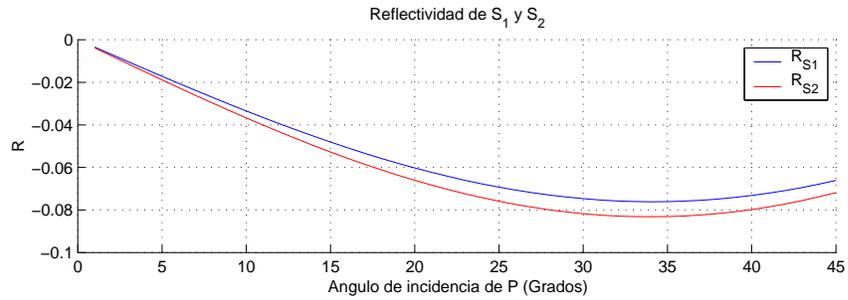
En la sección 2.3 (p. 22) se mostró la expresión matemática de Thomsen (1988) para las señales grabadas por las componentes horizontales del receptor cuando se

---

---

a) MODELO A

---



---

---

b) MODELO B

---

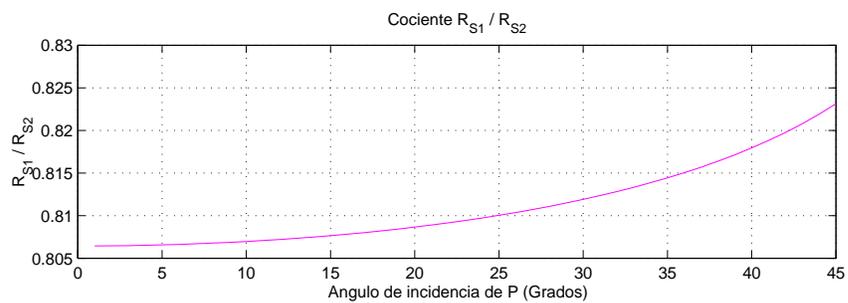
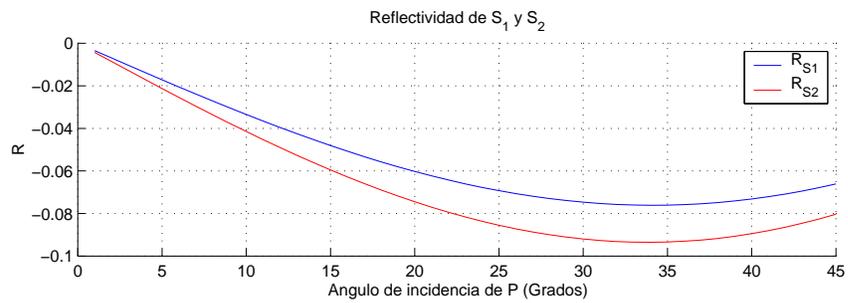


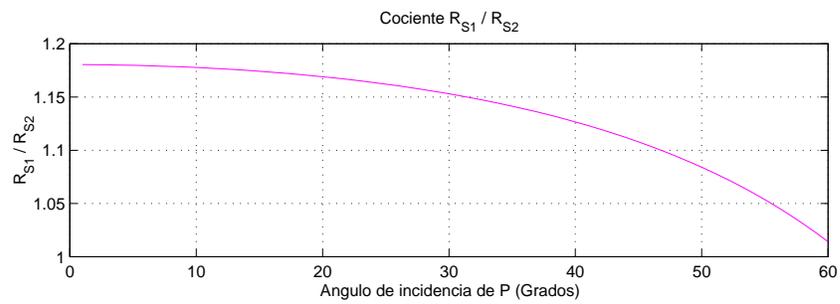
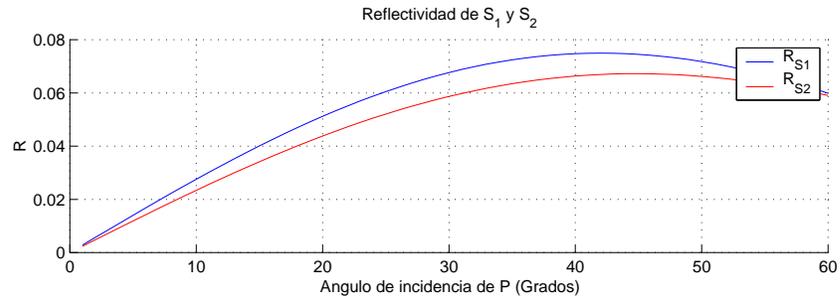
Fig. 4.1. Reflectividad de los modelos A y B en función del ángulo de incidencia de P ( $\alpha_p$ ).

---

---

a) MODELO C

---



---

---

b) MODELO D

---

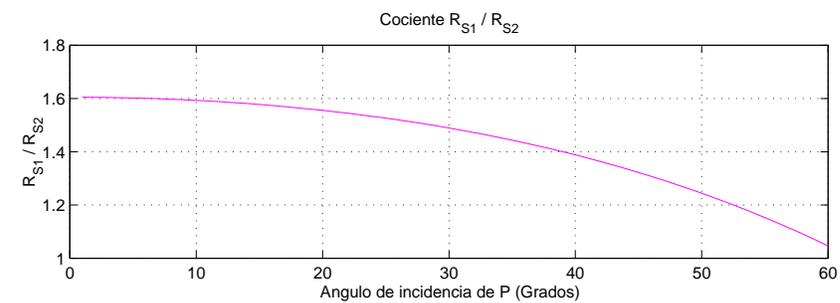
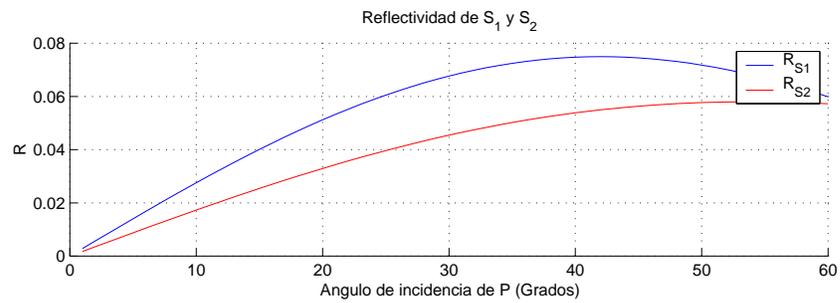


Fig. 4.2. Reflectividad de los modelos C y D en función del ángulo de incidencia de P ( $\alpha_p$ ).

realizan adquisiciones multifuente-multicomponente sobre medios azimutalmente anisotrópicos. En esta tesis se utilizaron dichas expresiones para generar trazas sintéticas con el fin de probar los modelos matemáticos de análisis de anisotropía azimutal presentados.

Debido a que el caso que nos atañe es la propagación de ondas convertidas en medios TIH las expresiones del modelo convolucional deben adecuarse para el caso de estudio, para ello, los coeficientes  $R_{\parallel}$  y  $R_{\perp}$  se estimaron mediante la ecuación 2.2 (p. 22) para un ángulo de incidencia de  $P$  de  $20^{\circ}$  lo cual garantiza un ángulo de emergencia de  $S1$  y  $S2$  entre  $0^{\circ}$  y  $20^{\circ}$  según la ley de Snell, de modo que, las trazas obtenidas puedan aproximarse al caso de propagación en la vertical. En principio se generaron señales impulsivas según el modelo de Thomsen (1988), esto permitió aplicar los algoritmos de rotación sobre trazas donde no existiera interferencia entre las llegadas de  $S1$  y  $S2$ . Para obtener trazas impulsivas de distintas respuestas se añadió atributo de orientación de anisotropía a nuestros modelos mediante dos experimentos que se ejecutaron sobre cada uno de ellos, tal como se presenta en la tabla 4.2. Las trazas impulsivas obtenidas para cada experimento sobre el modelo  $B$  se presentan en la figura 4.3.

Tabla 4.2. Asignación de orientación de anisotropía.

Experimento	$\theta$ inducido	$\delta_t$ (mseg)	Incidencia de P ( $\alpha_p$ )
1	$23^{\circ}$	8	$20^{\circ}$
2	$67^{\circ}$	8	$20^{\circ}$

Las gráficas de la figura 4.3 representan las trazas impulsivas grabadas por las componentes horizontales del receptor. Se puede ver que cada componente registra la llegada del modo  $S1$  primero y un  $\delta_t$  después la llegada de  $S2$ ,  $\delta_t$  representa el efecto acumulado de la birrefringencia y esta determinado en primer lugar por la intensidad de anisotropía y en segundo por el tiempo de viaje de los modos  $S1$  y  $S2$  a través de la capa TIH, debido a la naturaleza de las pruebas que se hicieron, en este caso, el

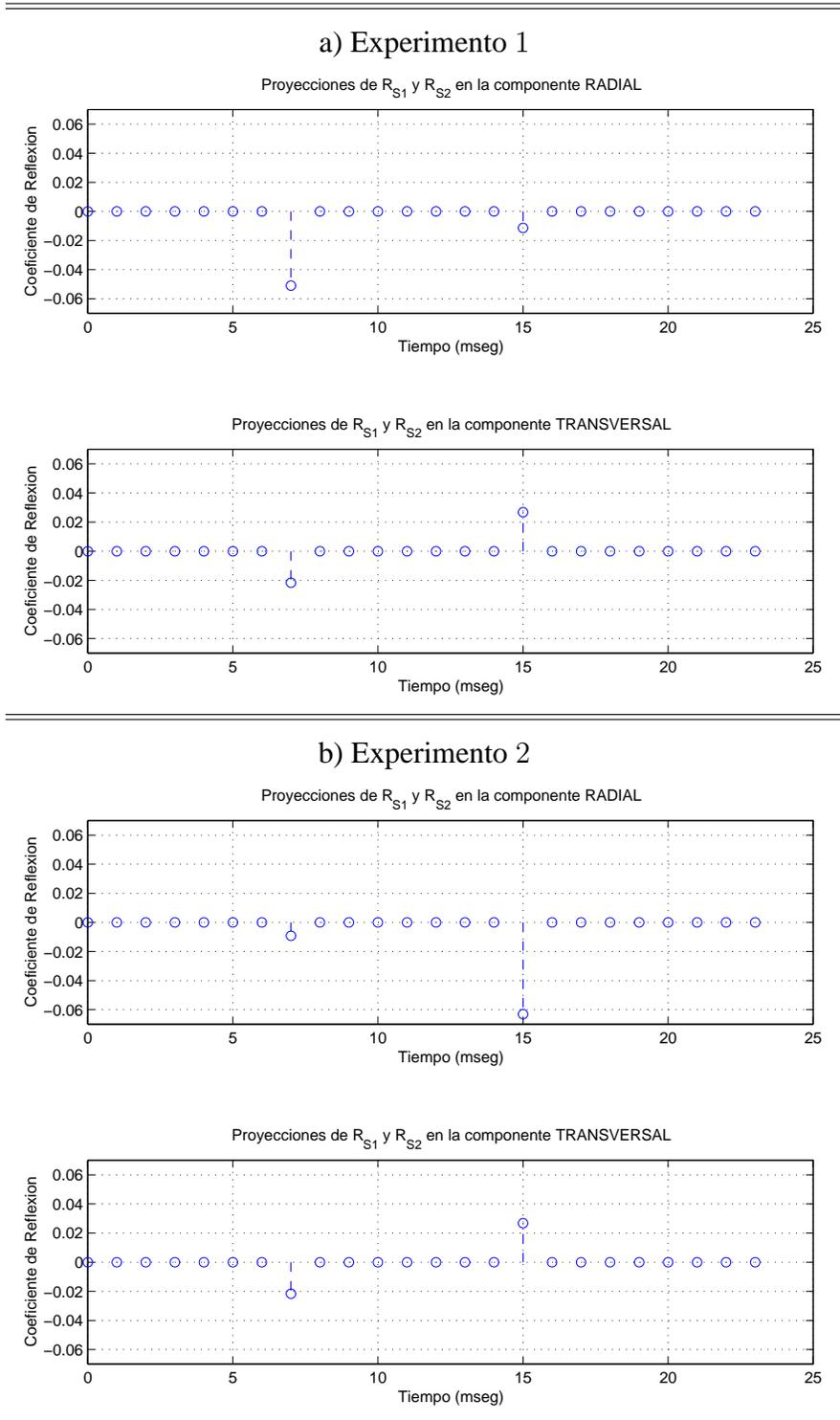


Fig. 4.3. Ondículas impulsivas correspondientes al modelo  $B$  cuando se asigna un valor al atributo de orientación de anisotropía azimutal.  $23^\circ$  para el experimento 1 y  $67^\circ$  para el experimento 2.

valor de  $\delta_t$  fue asignado arbitrariamente, esto equivale a asignar un valor de espesor de la capa TIH. La relación de amplitudes de estas proyecciones depende en primera instancia de la orientación de los ejes de anisotropía pues son ellos los que determinan la descomposición vectorial de  $SV$ . Respecto a la polaridad, en ambos experimentos los impulsos de la componente radial presentaron la misma polaridad mientras que los de la componente transversal presentaron polaridades opuestas, esto fue común para todos los sismogramas generados en el desarrollo de esta tesis y tiene su justificación en la descomposición vectorial que supone el modelo de Thomsen (1988).

### **4.3. Método de Cociente de Energía**

#### **4.3.1. Validación con trazas impulsivas**

Se aplicó el método de cociente de energía a las trazas impulsivas del modelo  $B$  obtenidas en la sección 4.2 (figura 4.3). El resultado de la estimación de orientación de mínima anisotropía se puede observar en la figura 4.4.

De la estimación de orientación de mínima anisotropía ( $\theta$ ) realizada al modelo  $B$  para dos orientaciones distintas se puede decir que la estimación realizada a las trazas impulsivas, donde los modos  $S1$  y  $S2$  fueron identificables y no interferentes entre sí, resultó exacta, confirmando así lo enunciado por Michelena (1995) acerca de la exactitud para tal caso. Otra observación es que cuando  $\theta = 23^\circ$  el máximo de  $R(\alpha)$  refleja la orientación correcta; mientras que, cuando  $\theta = 67^\circ$  la orientación correcta es el ángulo asociado al mínimo. Lo anterior es atribuido a la relación resultante en la ecuación 2.18 cuando  $\alpha = \theta$  donde para  $\theta > 45^\circ$  el numerador es menor al denominador de la expresión y por lo tanto se desarrolla un mínimo. Por esta razón la estimación de orientación de mínima anisotropía ( $\theta$ ) requiere cuidado cuando se realiza por este método. Por ejemplo, si al modelo  $B$  se hubiera asignado una orientación de mínima anisotropía  $\theta = -23^\circ$ , esto es,  $23^\circ$  medidos en sentido horario a partir de la línea sísmica, la res-

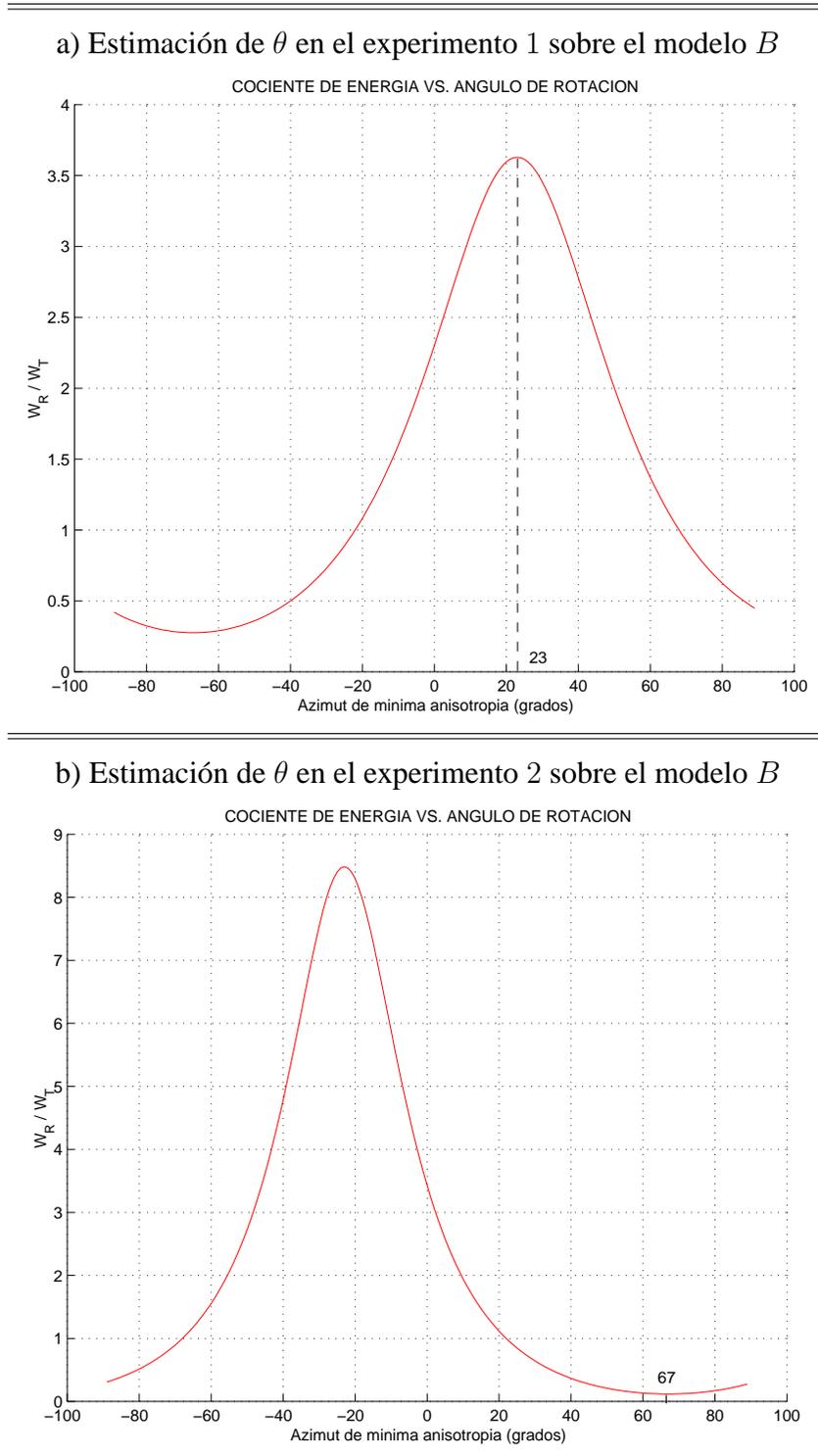


Fig. 4.4. a) Estimación de orientación de mínima anisotropía para el experimento 1 en el modelo  $B$ . b) Estimación de orientación de mínima anisotropía para el experimento 2 en el modelo  $B$ . La estimación es exacta en el caso de ondículas impulsivas.

puesta de  $R(\alpha)$  obtenida ante el análisis hubiera resultado similar a la figura 4.4b, que corresponde al caso en que  $\theta$  es igual a  $67^\circ$ ; por lo cual, distinguir el verdadero valor de  $\theta$  debe ser hecho a través de alguna técnica adicional.

Ante la ambigüedad de la estimación de  $\theta$  por el método del cociente de energía, Michelena (1995) sugirió la revisión de las ondículas que registran los receptores ya rotados ( $e_R(t)$  y  $e_T(t)$ ), e identificar en cual de ellos se maximizó  $S1$  y en cual  $S2$ , tal que, sí el primer arribo ( $S1$ ) fue registrado por  $e_R(t)$  entonces la orientación de mínima anisotropía ( $\theta$ ) es  $\alpha$ , contrariamente, si el primer arribo es registrado en  $e_T(t)$  entonces  $\theta = \alpha + \pi/2$ . Más adelante se verá que dicha sugerencia es difícil de aplicar cuando los modos  $S1$  y  $S2$  interfieren, lo cual representa el caso general en adquisiciones sobre medios TIH.

El método también se aplicó a las ondículas impulsivas que resultan de aplicar los experimentos 1 y 2 a los modelos  $A$ ,  $C$  y  $D$ , los resultados obtenidos fueron similares a los obtenidos con el modelo  $B$ , es decir el factor común fue la exactitud en la estimación de  $\theta$  incluso para el modelo  $D$  que era el que más se alejaba de la aproximación que Michelena (1995) hizo con respecto a  $R_{\parallel}$  y  $R_{\perp}$ . De todo lo anterior se concluye:

1. La estimación de  $\theta$  a partir de trazas impulsivas de las componentes horizontales es exacta con el método de cociente de energía.
2. La aproximación de  $R_{\parallel} = R_{\perp} \approx 1$  es más de forma que de fondo matemático en lo que respecta a este método.
3. La ambigüedad en la estimación de  $\theta$  que presenta este método es una limitante para una aplicación práctica ya que involucra un análisis adicional de las componentes rotadas para identificar en cual de ellas está el modo  $S1$  y en cual  $S2$ , pues de esta forma es posible discernir la verdadera orientación de los ejes de anisotropía.

### 4.3.2. Validación con trazas no impulsivas

Análogamente al caso anterior también se realizaron pruebas pero con trazas no impulsivas, estas se obtuvieron a través de la convolución de la serie de reflectividad definida por Thomsen (1988) para las componentes horizontales con una ondícula Ricker, tal como lo indican las expresiones 2.7 y 2.8. La figura 4.5 muestra la ondícula Ricker que se convolucionó a la serie de reflectividad obtenida para el modelo *B* en el experimento 2 (figura 4.3b); mientras que las trazas obtenidas luego de realizar la convolución se observan en la figura 4.6 junto a su función de correlación.

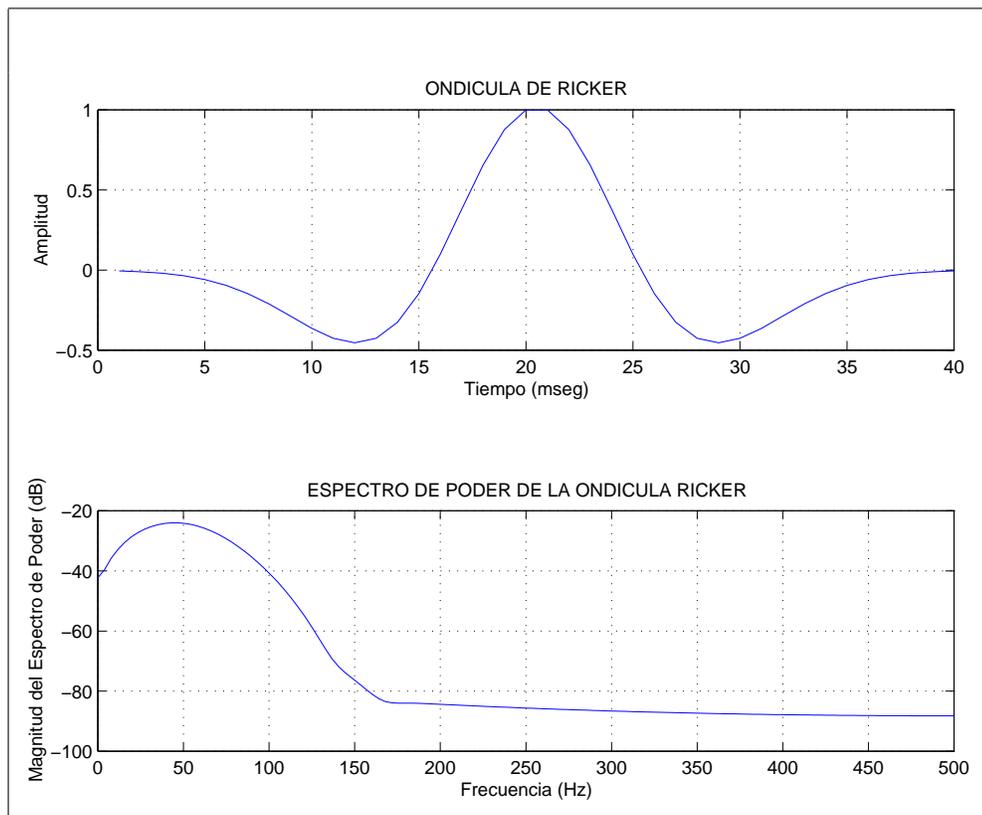


Fig. 4.5. Ondícula Ricker de 25Hz.

De la figura 4.6 se deducen las siguientes implicaciones.

1. Los modos *S1* y *S2* interfieren entre sí.

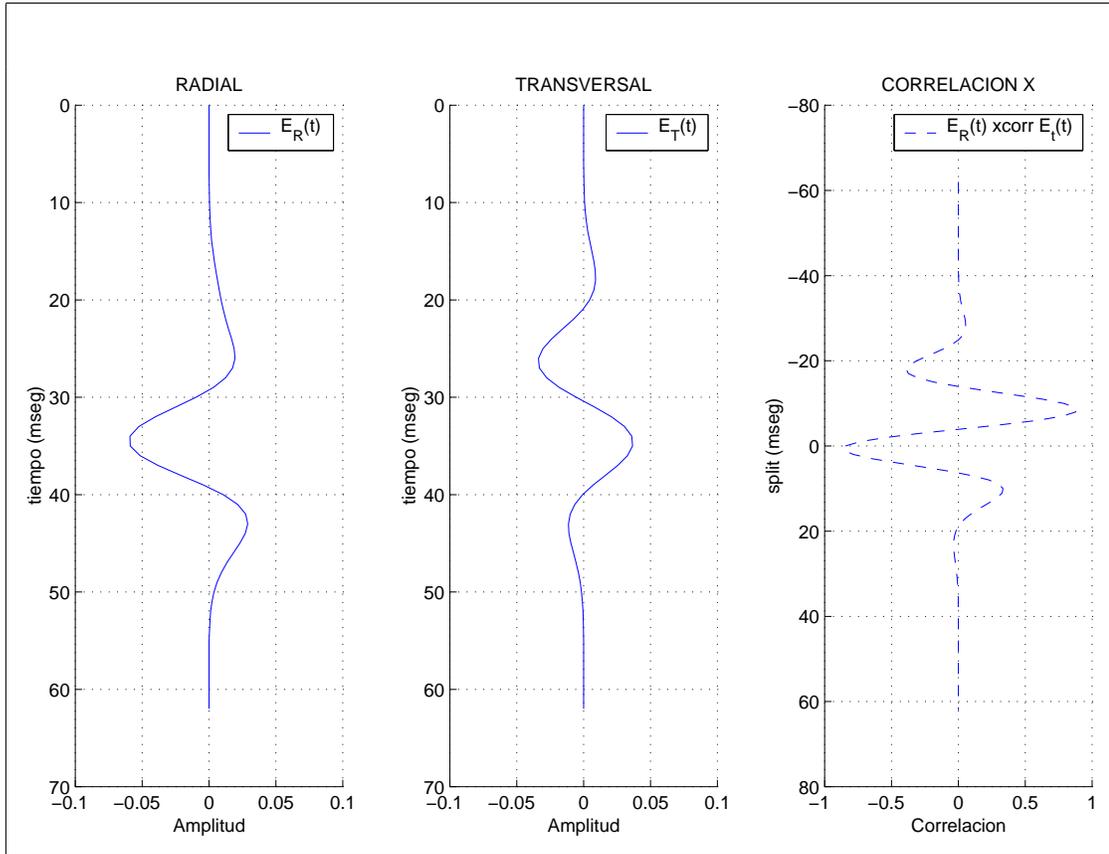


Fig. 4.6. Señales grabadas por la componente radial y transversal en el modelo  $B$  cuando  $\theta = 67^\circ$ ,  $\delta_t = 8\text{mseg}$  y la frecuencia de la ondícula Ricker es de  $25\text{Hz}$ . Más a la derecha la función de correlación de las componentes grabadas.

2. La función de correlación cruzada entre  $S1$  y  $S2$  puede ser utilizada para estimar  $\delta_t$  en los casos que la interferencia entre  $S1$  y  $S2$  no modifique bruscamente la relación de amplitudes.

A las trazas de la figura 4.6 se le aplicó el análisis de cociente de energía, el ángulo estimado resultó ser  $60^\circ$  ( $7^\circ$  menos que el valor de  $\theta$  inducido al modelo  $B$ ). La inexactitud de la estimación deriva de que los modos  $S1$  y  $S2$  interfieren entre sí de forma tal que degradan los valores de amplitud relativos; por lo cual se concluye:

- La interferencia entre los modos  $S1$  y  $S2$  puede degradar los valores de amplitud, punto de partida para el análisis de cociente de energía. Lo anterior se refleja

en estimaciones inexactas; por lo cual, el análisis de anisotropía actúa más bien como un análisis de interferometría.

La interferencia entre los modos  $S1$  y  $S2$  se origina en: a) Un  $\gamma$  relativamente débil; 2) Tiempo de viaje de los modos a través de la capa TIH relativamente bajo; c) Las dos anteriores. En otras palabras, la interferencia se produce cuando  $\delta_t$  es comparable o menor al periodo de la ondícula, en este caso la Ricker. Para ilustrar lo anterior, considere una ondícula Ricker de  $15Hz$  se necesitaría que  $\delta_t$  fuera aproximadamente  $67mseg$  para lograr una buena distinción entre  $S1$  y  $S2$ , ahora piense en el espesor que debería tener la capa TIH para que los modos se separen entre sí tal cantidad de tiempo. En 1995 Michelena presentó una relación empírica en la cual establecía que el período máximo de la ondícula para poder realizar el análisis era  $2\delta_t$ .

La figura 4.7a muestra las componentes grabadas ya rotadas  $60^\circ$  para hacerlas coincidir con la orientación de mínima anisotropía estimado; mientras que la figura 4.7b muestra las componentes grabadas rotadas  $67^\circ$  hacia la dirección exacta de mínima anisotropía ( $\theta$ ). De ellas se observa que:

1. Las trazas correspondientes a  $S1$  y a  $S2$  de la figura 4.7a presentan algún nivel de interferencia, y esto se ve porque la ondícula Ricker no es simétrica respecto a la amplitud máxima. No así en el caso de de la figura 4.7b.
2. En ambos casos se observa que  $S2$  tiene mayor energía que  $S1$  y esto se atribuye al efecto del valor de  $\theta$  en la descomposición vectorial de  $SV$ . Por lo tanto, se espera que a  $\theta \approx 45^\circ$  la energía de  $S1$  y  $S2$  será aproximadamente la misma, situación en la que la energía no migrará de una componente a otra al rotar los datos un ángulo  $\theta$ .
3. La función de correlación cruzada entre los modos  $S1$  y  $S2$  permite estimar con buena precisión el valor de  $\delta_t$  inducido al modelo, siempre y cuando la interferencia entre los modos  $S$  no distorsione el efecto acumulado de la birrefringencia

en las componentes grabadas. El valor de  $\delta_t$  está asociado al máximo global de la función de correlación.

Finalmente, se puede decir que la exactitud de la estimación de  $\theta$  para el caso cuando los modos interfieren depende de cuanto efecto cause dicha interferencia sobre los valores de amplitudes relativos de los modos  $S1$  y  $S2$ . A medida que la frecuencia dominante de la grabación sísmica sea más baja se aumenta la probabilidad de obtener interferencia entre  $S1$  y  $S2$  y por lo tanto impredecibilidad de  $\theta$ . Además de la frecuencia existen otros factores que pueden degradar la relación de amplitudes entre los modos; entre ellos la cantidad de atenuada por el medio para cada modo, la relación entre la velocidad y el espesor de la capa TIH, la intensidad de anisotropía, y el ruido, caso último que se analizará más adelante.

#### **4.4. El Cociente de Reflectividad**

##### **4.4.1. Validación**

Este método resulta de aplicar una óptica realista en lo que respecta a los datos obtenidos de la grabación multicomponente sobre medios TIH, en la cual se considera que los modos  $S1$  y  $S2$  interfieren y por lo tanto es complicado separar la energía de  $S1$  de la de  $S2$  en las trazas de las componentes horizontales. La figura 4.8a muestra el resultado de aplicar el cociente de reflectividad a las trazas impulsivas que resultan de asignar un  $\theta = 23^\circ$  al modelo  $B$  (experimento 1); mientras que, la figura 4.8b muestra el análisis resultante de aplicar dicho método a las trazas impulsivas del modelo  $B$  con  $\theta = 67^\circ$  (experimento 2).

En principio, este método utiliza la aproximación de que  $R_{\parallel} \approx R_{\perp}$  y dicha aproximación es el factor que introduce el error inherente del método. La teoría del méto-

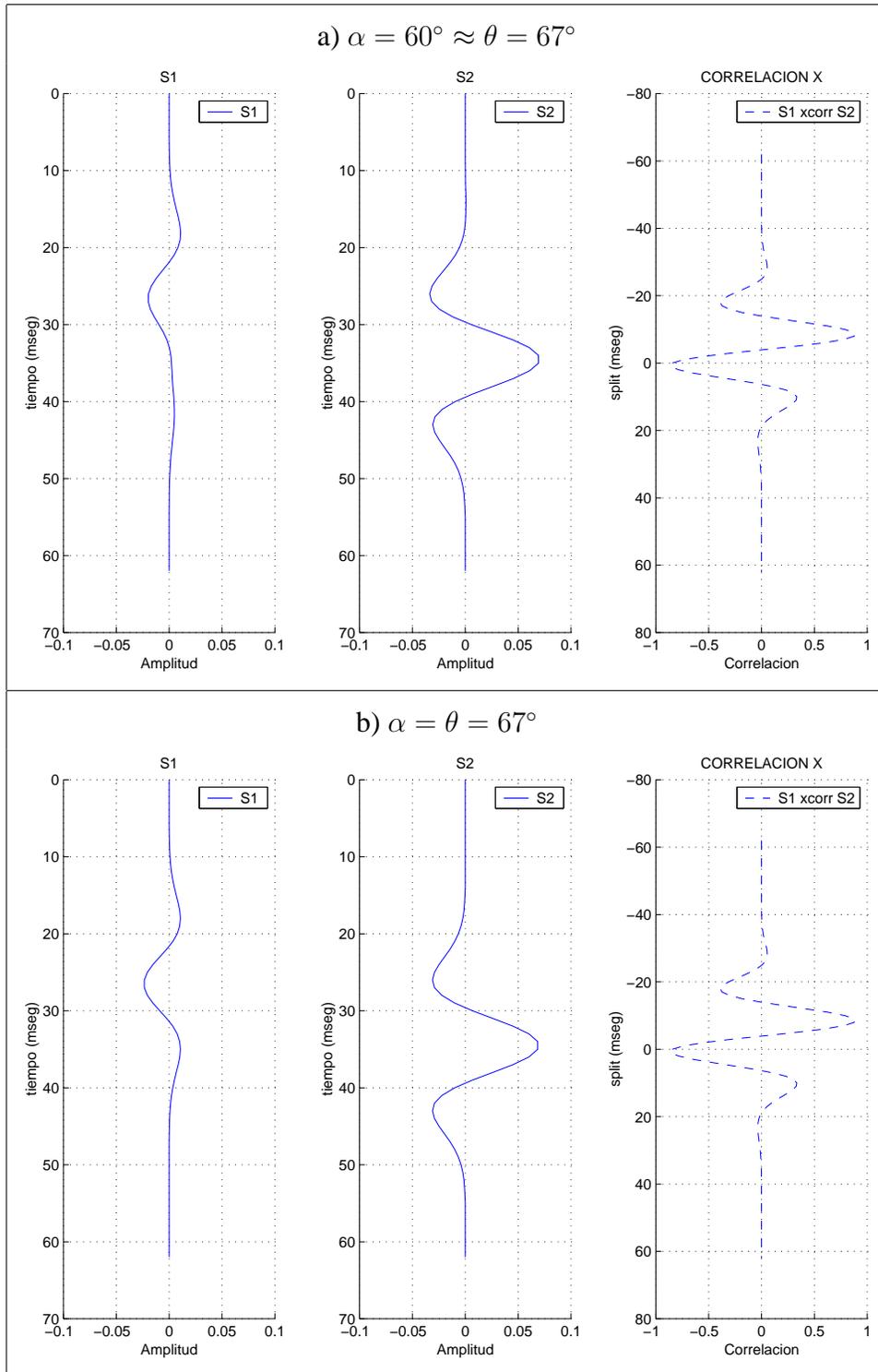


Fig. 4.7. a)  $S1$  y  $S2$  para  $\alpha = 60^\circ$  ( $\theta$  estimado) y  $\delta_t = 8mseg$ . b)  $S1$  y  $S2$  para  $\alpha = 67^\circ$  ( $\theta$  exacto) y  $\delta_t = 8mseg$ .

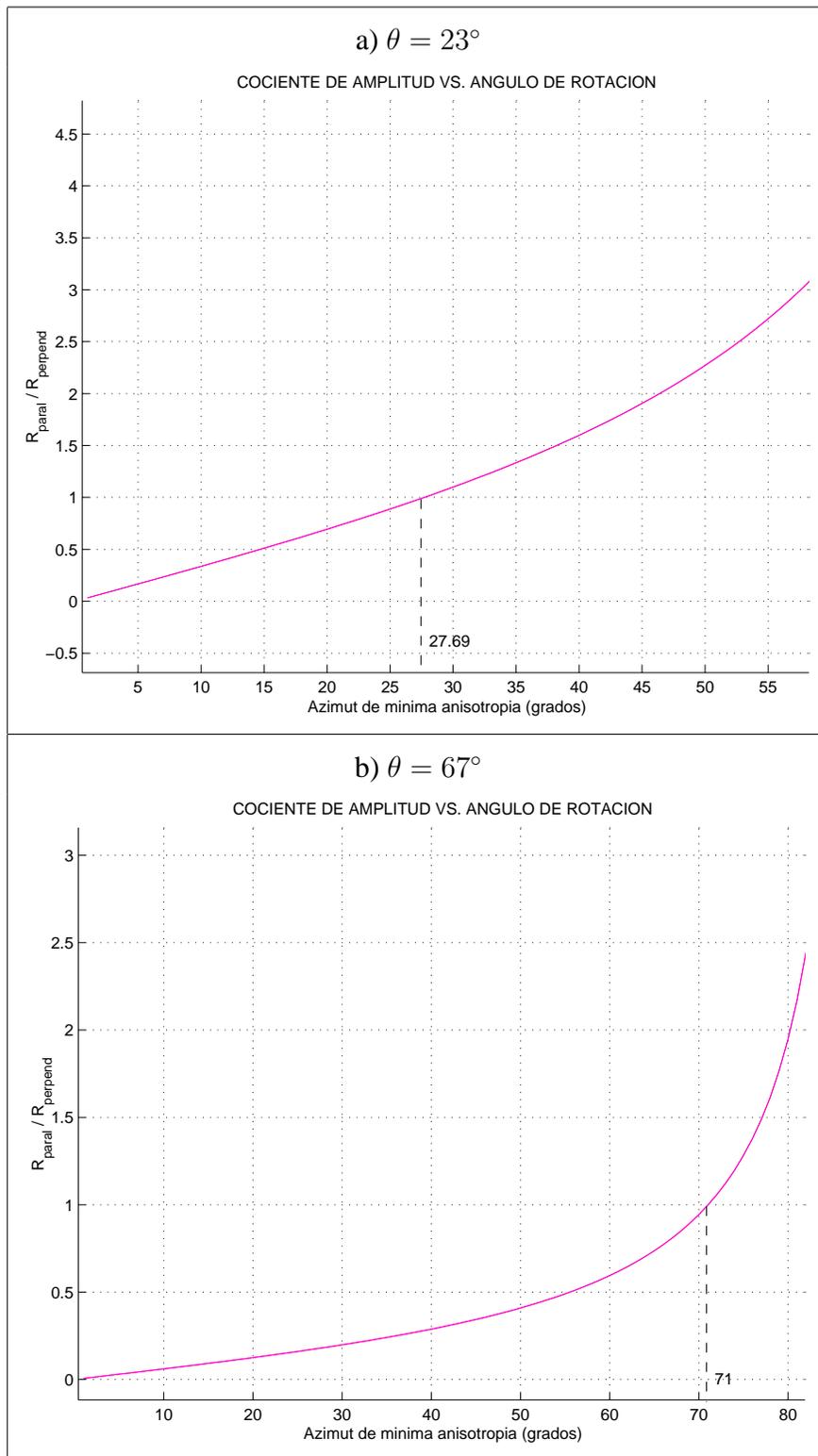


Fig. 4.8. Análisis del cociente de reflectividad a las trazas impulsivas de las componentes horizontales del modelo  $B$  cuando  $\theta = 23^\circ$  (a) y cuando  $\theta = 67^\circ$  (b).

do establece que la estimación de  $\theta$  es aquel ángulo asociado a cuando la proporción  $R_{\parallel}/R_{\perp}$  es igual a 1; por lo cual, para los casos de estudio se puede ver en la figura 4.8 que el  $\theta$  estimado es de  $27,7^{\circ}$  ( $4,7^{\circ}$  por encima del  $\theta$  inducido) para el experimento 1; mientras que para el experimento 2 el ángulo estimado fue de  $71^{\circ}$  ( $4^{\circ}$  por encima del  $\theta$  inducido). Sin embargo, a pesar de la buena precisión obtenida para estos dos experimentos este método está limitado a los casos cuando la intensidad e anisotropía ( $\gamma$ ) relativamente débil.

Por otro lado, desde el punto de vista de programación del método, éste parece ser más óptimo que el cociente de energía debido a que no requiere iteraciones para estimar  $\theta$ , y tampoco necesita ningún análisis adicional para resolver alguna ambigüedad en la estimación, como si se necesita en la estimación de  $\theta$  por cociente de energía.

Otra prueba que se realizó fue la de aplicar el cociente de reflectividad a trazas no impulsivas. Análogamente a la validación para trazas no impulsivas efectuada con el cociente de energía se utilizaron los mismos datos para validar el cociente de reflectividad. La estimación de  $\theta$  obtenida fue de  $60,3^{\circ}$  ( $6,7^{\circ}$  por debajo del verdadero  $\theta$  inducido al modelo  $B$ ), valor en el que se nota la contribución al error que origina el efecto de la interferencia entre los modos si se compara al valor obtenido para el mismo caso con trazas impulsivas. La similitud entre las estimaciones arrojadas por el método de cociente de energía y el de reflectividades hace inferir que en los casos que existe interferencia el trasfondo matemático del cociente de energía puede ser simplificado hacia el fundamento teórico del cociente de reflectividades y sus aproximaciones; de hecho, sí se toman las suposiciones que se toman en el cociente de reflectividad y se aplican a la ecuación 2.18 la forma resultante será similar a la de las ecuaciones 2.27 y 2.36.

#### **4.5. Validación del análisis de anisotropía en presencia de ruido**

Para esta sección se utilizaron trazas construidas por un generador de sismogramas

sintéticos del campo de onda completo por el método de diferencia finita de 8vo orden. Para ello fue necesario construir un modelo físico de velocidades y asignarle el atributo de orientación de mínima anisotropía azimutal ( $\theta$ ); posteriormente se diseñó una geometría de adquisición y se generaron los tres sismogramas resultantes de la realización de un disparo (un sismograma por cada componente), se validaron los sismogramas y se realizaron pruebas adicionándoles ruido gaussiano a las secciones obtenidas.

#### 4.5.1. El modelo y la geometría

El modelo de velocidades utilizado fue igual al modelo *B* utilizado en las secciones anteriores, a este se le añadió el atributo  $\theta$  igual a  $67^\circ$  y se asignó un valor de espesor de la capa TIH de 300 m, mientras que el espesor de la segunda capa es indefinido. Por otro lado, el diseño de la geometría y grabación fue según se explica en la tabla 4.3

Tabla 4.3. Atributos de la geometría y de la grabación

Parámetros de Geometría y Grabación	
Offset mínimo	0 m
Offset máximo	900 m
Nro de estaciones receptoras	91
Espaciamiento entre estaciones	10 m
Tiempo de grabación	de 0 a 0.699 s
Tasa de muestreo	1 ms
Nro. de Muestras	700

Finalmente, la ondícula suministrada al programa para la generación de los sismogramas fue una Ricker de 25 Hz (figura 4.9).

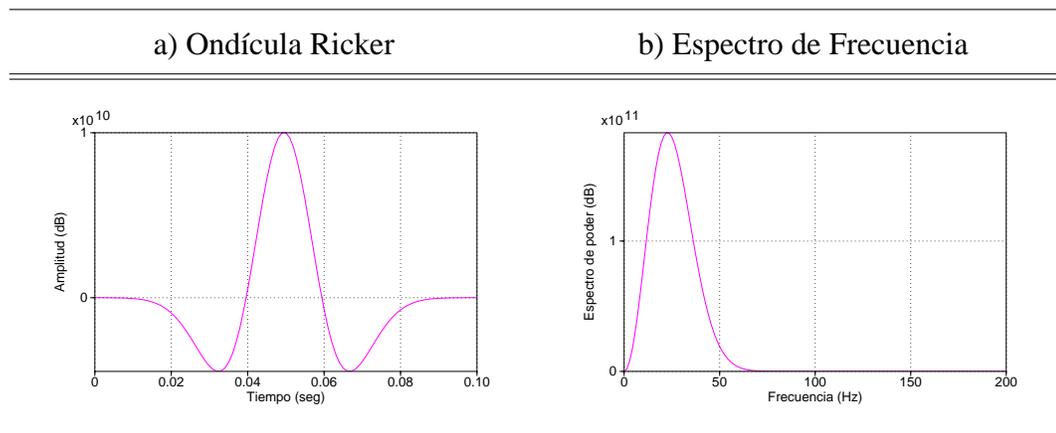
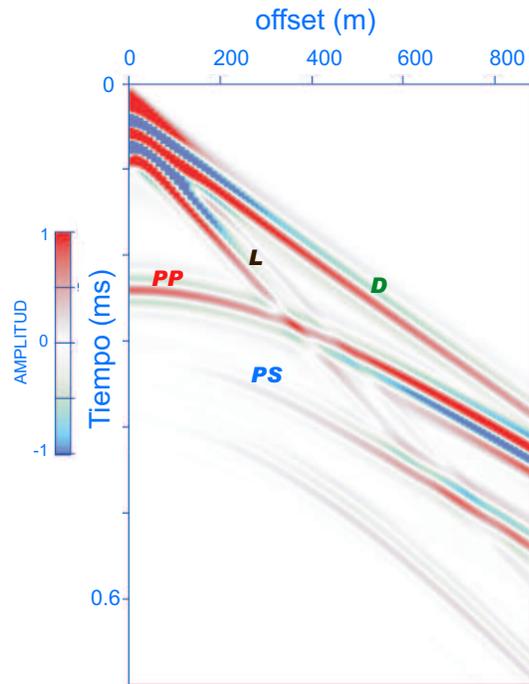


Fig. 4.9. La Ondícula Ricker y su espectro de frecuencia utilizada para generar sismogramas por el método de diferencia finita de 8vo orden.

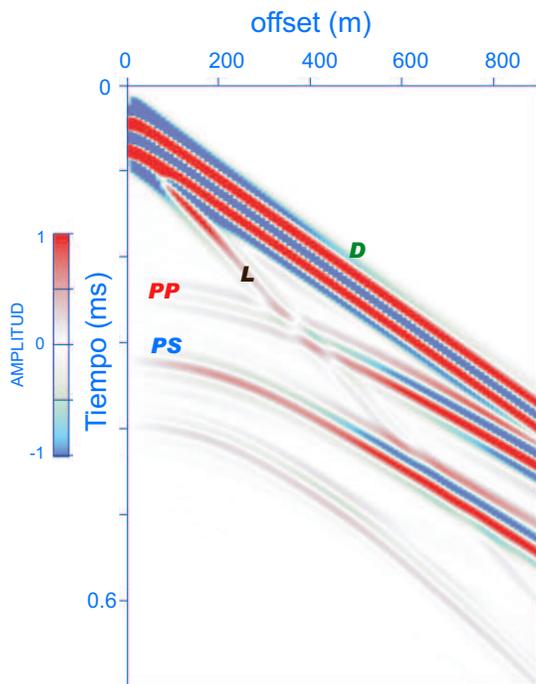
#### 4.5.2. La Grabación

Luego de ejecutar el programa de generación de sismogramas por diferencia finita de 8vo orden se obtuvieron tres secciones sísmicas, una correspondiente a la componente vertical y las otras dos a las horizontales. Las secciones obtenidas se muestran en la figura 4.10. De ellas se pueden distinguir diversos modos, entre los cuales está la onda directa ( $D$ ), el tren de superficiales ( $L$ ), y los modos de cuerpo:  $PP$  y  $PS$ . La presencia de energía aportada por reflexiones  $PS$  en el sismograma correspondiente a las componentes transversales revela la existencia de una capa anisotrópica, que en nuestro caso es la capa 1 con  $\gamma = 5\%$  de anisotropía azimutal. Los valores de amplitud de los sismogramas se suponen ser una medida de la magnitud del máximo desplazamiento de las partículas en dirección del vector velocidad de las mismas para cuando arriba cada modo.

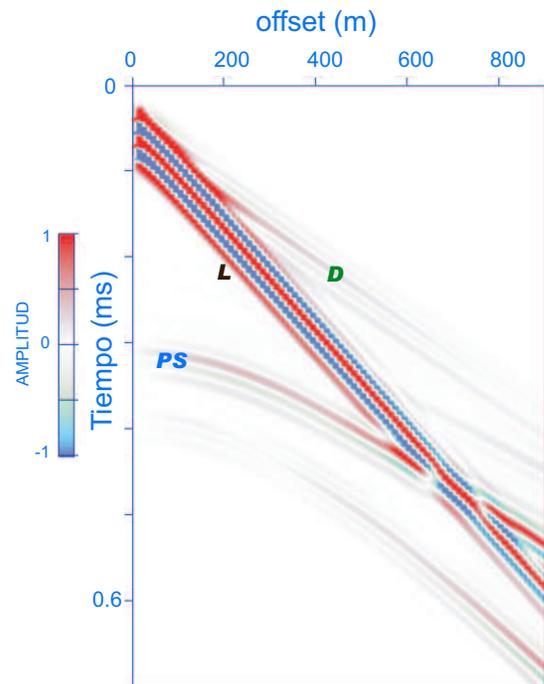
En el sismograma de componente vertical se puede observar el efecto de la onda directa y con menor pendiente y menor amplitud el de la onda superficial; de igual forma se puede ver con bastante energía a la reflexión  $PP$  que a offset mínimo está a  $240 \text{ mseg}$ . Para offsets un poco mayores a  $400 \text{ m}$  se puede observar bien delineado a la reflexión  $PS$  y se atribuye a que debido que el rayo de la onda convertida no se



a) VERTICAL



b) RADIAL



c) TRANSVERSAL

Fig. 4.10. Las secciones grabadas sobre el modelo *B* cuando  $\theta = 67^\circ$  y el espesor de la capa TIH es 300 m. a) El sismograma correspondiente a las componentes verticales de los receptores desplegados. b) El sismograma de las componentes radiales. c) El sismograma de las componentes transversales.

propaga por la vertical entonces los modos  $S_1$  y  $S_2$  tienen polarizaciones impuras, y por lo tanto, proyecciones de los modos  $S$  se registran en la componente vertical.

Análogamente, en la sección radial se puede ver que la onda directa es grabada y posee mayor amplitud que la que se observa en la sección vertical, lo anterior responde al hecho que la polarización de la onda directa, que es  $P$  y está polarizada en el plano vertical-radial, posee una mayor componente horizontal que vertical debido a que se propaga casi paralela a la superficie; por otro lado, la contribución de la onda superficial es poca y se observa muy poca energía de la misma en esta sección, no así el efecto de la onda  $PP$  y los modos  $PS$  que presentan energía desde los 150  $m$  de offset aproximadamente. Si se extrapola el modo  $PS$  siguiendo su tendencia se puede notar que a offset mínimo este arriba a 310  $ms$  aproximadamente.

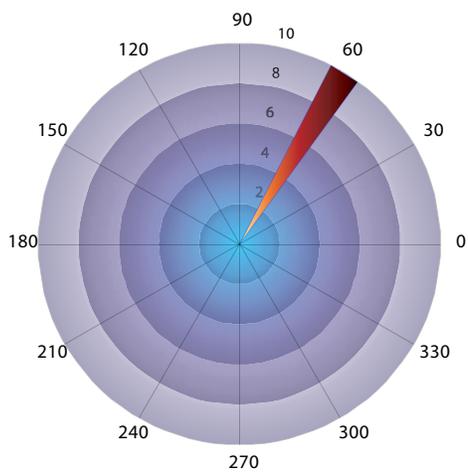
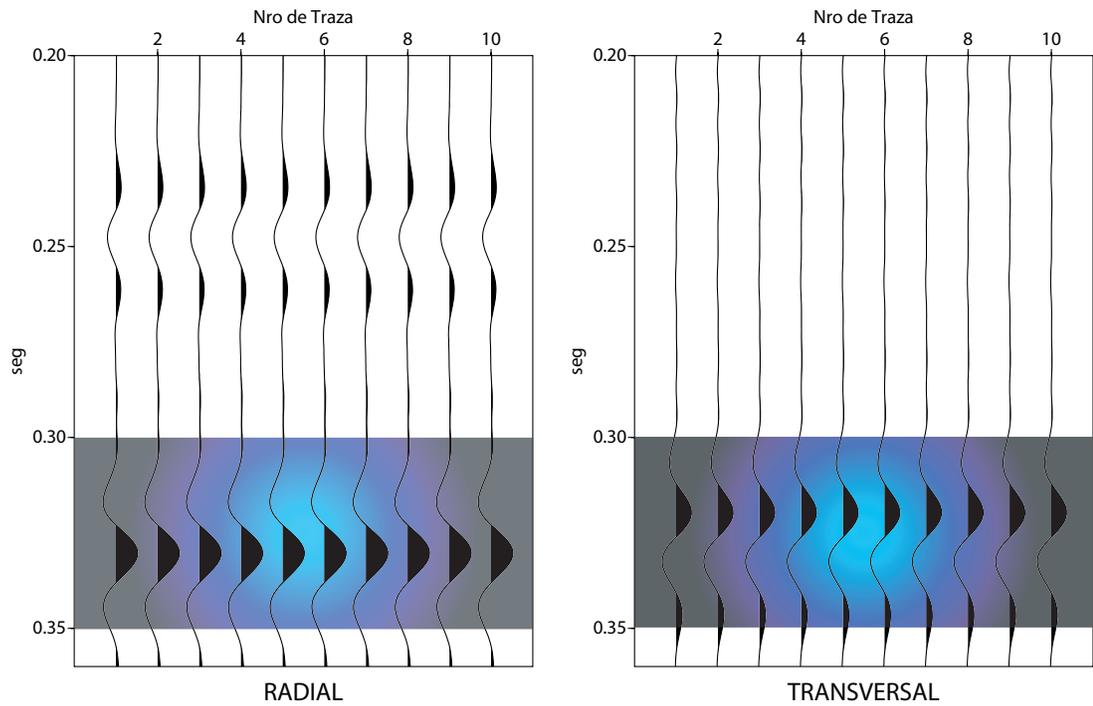
Finalmente, en la sección transversal se vió muy poca energía de la onda directa y  $PP$  y esto se entiende porque ambos modos están polarizados en el plano vertical-radial y esta componente capta los movimientos perpendiculares a tal plano. No obstante, el tren de ondas superficiales aportó mucha energía a esta sección y por lo tanto se infiere que la polarización más significativa de dicho tren es perpendicular al plano vertical-radial y esto coincide con la polarización típica de la onda Love. Como era de esperar para esta sección, también se observó energía de la onda  $PS$  aunque cualitativamente menor a la que presenta la sección radial.

### 4.5.3. Validación sobre trazas ruidosas

Se tomó la traza correspondiente al offset 170 $m$  y se agruparon 10 de ellas para simular un sismograma de trazas de punto común de conversión apiladas. El offset elegido se debe a que las señales de  $PS$  grabadas allí provienen de una  $P$ , cuyo ángulo de incidencia ( $\alpha_p$ ) es  $20^\circ$ , y que por Ley de Snell se refleja a  $10^\circ$  aproximadamente ( $\phi_{S_1} \approx \phi_{S_2}$ ); por lo cual, la aproximación a propagación por la vertical de los modos  $S$  puede ser aplicada.

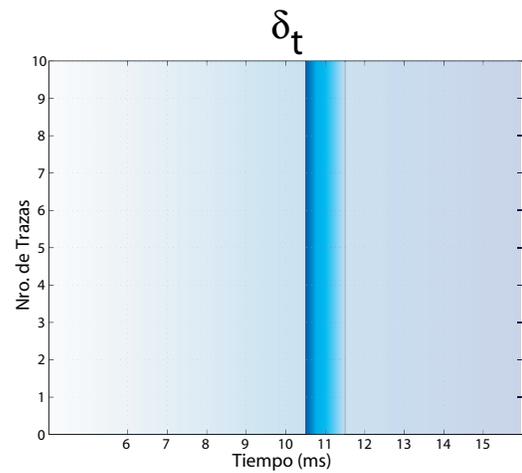
La figura 4.11 muestra a la sección radial apilada y transversal apilada, ambas libres de ruido, y también al diagrama de rosas de ángulos estimados a partir de cada uno de los 10 pares radial-transversal en la ventana de tiempo entre 300 *ms* y 350 *ms*. En principio se puede observar que los modos  $S_1$  y  $S_2$  interfieren entre sí, por lo cual, la estimación que se observa en el diagrama de rosa está afectado por el error que causa dicha interferencia. El  $\theta$  estimado es de aproximadamente de  $60^\circ$ , similar al estimado a partir de las trazas del modelo convolucional de Thomsen (1988) creadas en MATLAB para los mismos atributos de anisotropía azimutal.

La figura 4.12 muestra tres pares de sección radial apilada y transversal apilada para tres proporciones diferente de relación señal a ruido ( $S/N$ ), donde el ruido inducido a las trazas sigue una distribución gaussiana. Las secciones de la figura 4.12 poseen una relación  $S/N$ , de arriba a abajo, de 300, 200 y 100 respectivamente. Se observa que para el primero de los casos el porcentaje de éxito en las estimaciones de 80 % y en el segundo 70 %; sin embargo se nota un decaimiento brusco en el porcentaje de éxito; tal que, para la proporción  $S/N = 100$  la estimación acertó en un 30 %. El comportamiento era tal como se esperaba, es decir, al degradar los valores de amplitudes relativos entre los modos se pierde evidencia en las trazas del efecto de la birrefringencia, por lo tanto, la estimación de  $\delta_t$  a través de la función de correlación en los casos de trazas ruidosas e interferidas puede arrojar valores nada coherentes con la realidad del fenómeno (figura 4.13); por lo cual, la estimación de  $\theta$  cuando la rutina programada tiene switches que dependen de la estimación de  $\delta_t$  a través de la correlación de las componentes grabadas puede ser también errada. Lo anterior deriva en el hecho de que sí se degradan las amplitudes relativas entonces la correlación de los modos es afectada y por lo tanto la estimación de  $\delta_t$  puede no ser la mejor. Adicionalmente, degradar la relación de amplitudes por la adición de ruido también afecta la estimación de  $\theta$  ya que es prácticamente alterar las componentes del vector de máximo desplazamiento de la partícula del medio. Los efectos anteriores pueden ser contrarrestados aplicando los mismos filtros y ganancia a las trazas del par radial-transversal con la finalidad de



100 % de Éxito

Estimación de  $\theta$



Histograma de  $\delta_t$  estimado

Fig. 4.11. Componente radial y transversal cuando  $\theta = 67^\circ$ ,  $\gamma = 5\%$ ,  $\phi_s = 10^\circ$ ,  $S/N = \infty$  (arriba). Estimación de  $\theta$  y de  $\delta_t$  (abajo).

preservar los valores relativos de amplitudes.

También se realizaron pruebas adicionando ruido de baja frecuencia en una proporción  $S/N = 300$ , el resultado es el que se muestra en la figura 4.14. Concretamente, se puede observar el grado de inexactitud en la estimación de  $\theta$  y  $\delta_t$  que presenta el método para el ruido de esta característica. Se observa que la estimación de  $\delta_t$  es muy inexacta y tiene su origen en la deformación que sufren las trazas lo que al mismo tiempo afecta a la función de correlación entre ellas.

#### **4.6. Método de Harrison para estimar $\delta_t$**

También se probó la estimación de la intensidad de anisotropía azimutal por el método de retardo o *time-delay* de Harrison (1992). El método anterior, basado en el modelaje de la parte impar de la función de correlación de las componentes grabadas rotadas, se aplicó a las trazas no impulsivas correspondiente al modelo  $B$ , con atributos de anisotropía inducidos de  $\delta_t = 8 \text{ mseg}$  y  $\theta = 67^\circ$ . En la gráfica se observa que para rotaciones cada  $15^\circ$  de las componentes grabadas desde  $-90^\circ$  a  $90^\circ$ , cualitativamente hablando, la máxima correlación ocurre entre los  $5 \text{ mseg}$  y los  $9 \text{ mseg}$ , la mayor frecuencia ocurre a los  $6 \text{ mseg}$  aproximadamente, 2 milisegundos por debajo del  $\delta_t$  inducido. Al igual que en la estimación por la correlación de las señales grabadas, el efecto de la interferencia puede inducir un error en la estimación de  $\delta_t$ .

#### **4.7. Lo que falta por hacer**

Sintetizando, se ha mostrado en el desarrollo de esta tesis la documentación teórica de los principios matemáticos y físicos del análisis de anisotropía en medios TIH. Se ha mostrado las principales aproximaciones que se han utilizado; por lo cual, un trabajo pendiente desde el punto de vista teórico, consiste en cuantificar de alguna manera

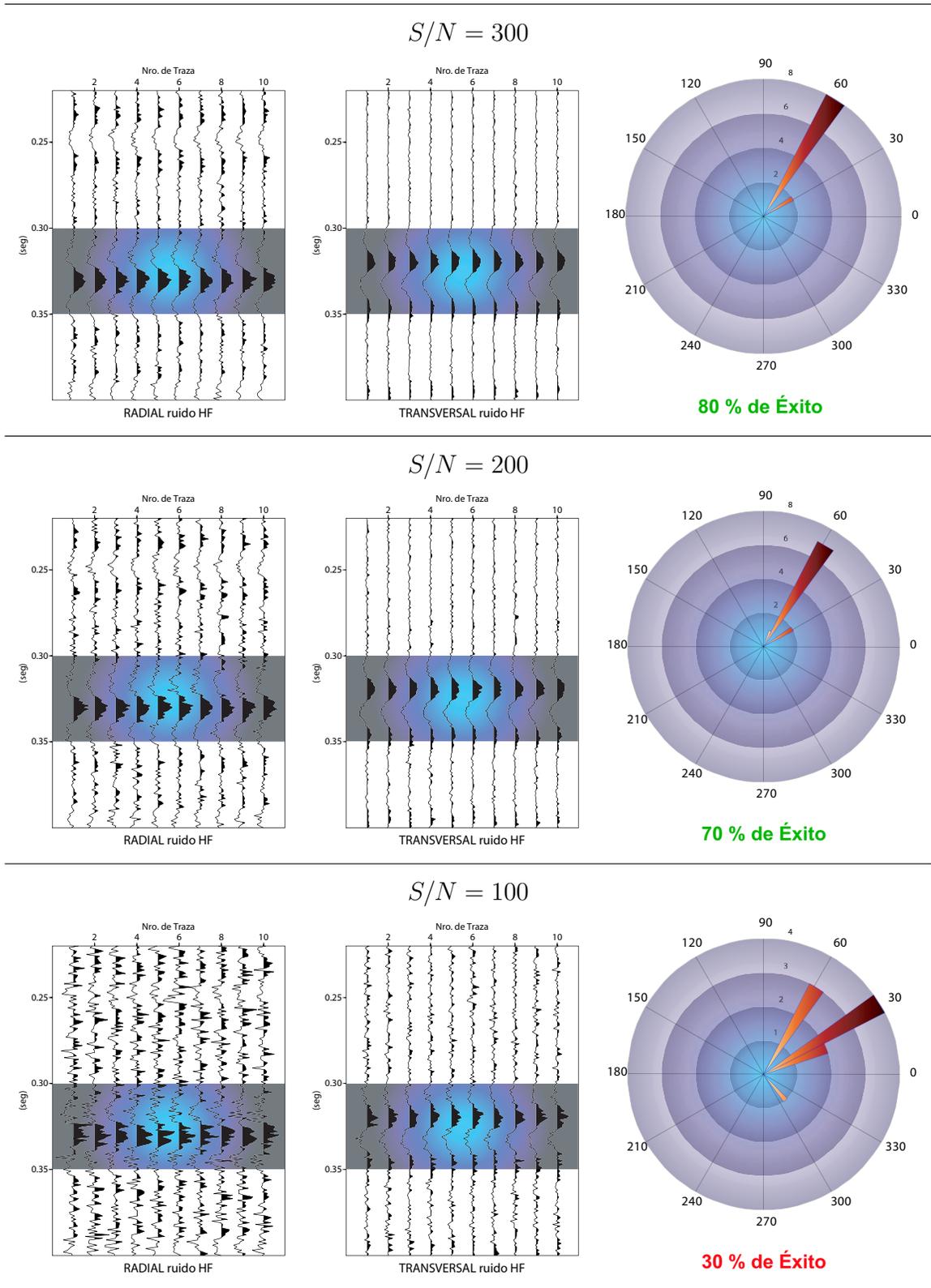


Fig. 4.12. Sección radial y transversal junto al diagrama de rosas de  $\theta$  estimado cuando  $\theta = 67^\circ$ ,  $\gamma = 5\%$ ,  $\phi_s = 10^\circ$ . La relación  $S/N$  de las secciones es, de arriba a abajo, 300, 200 y 100.

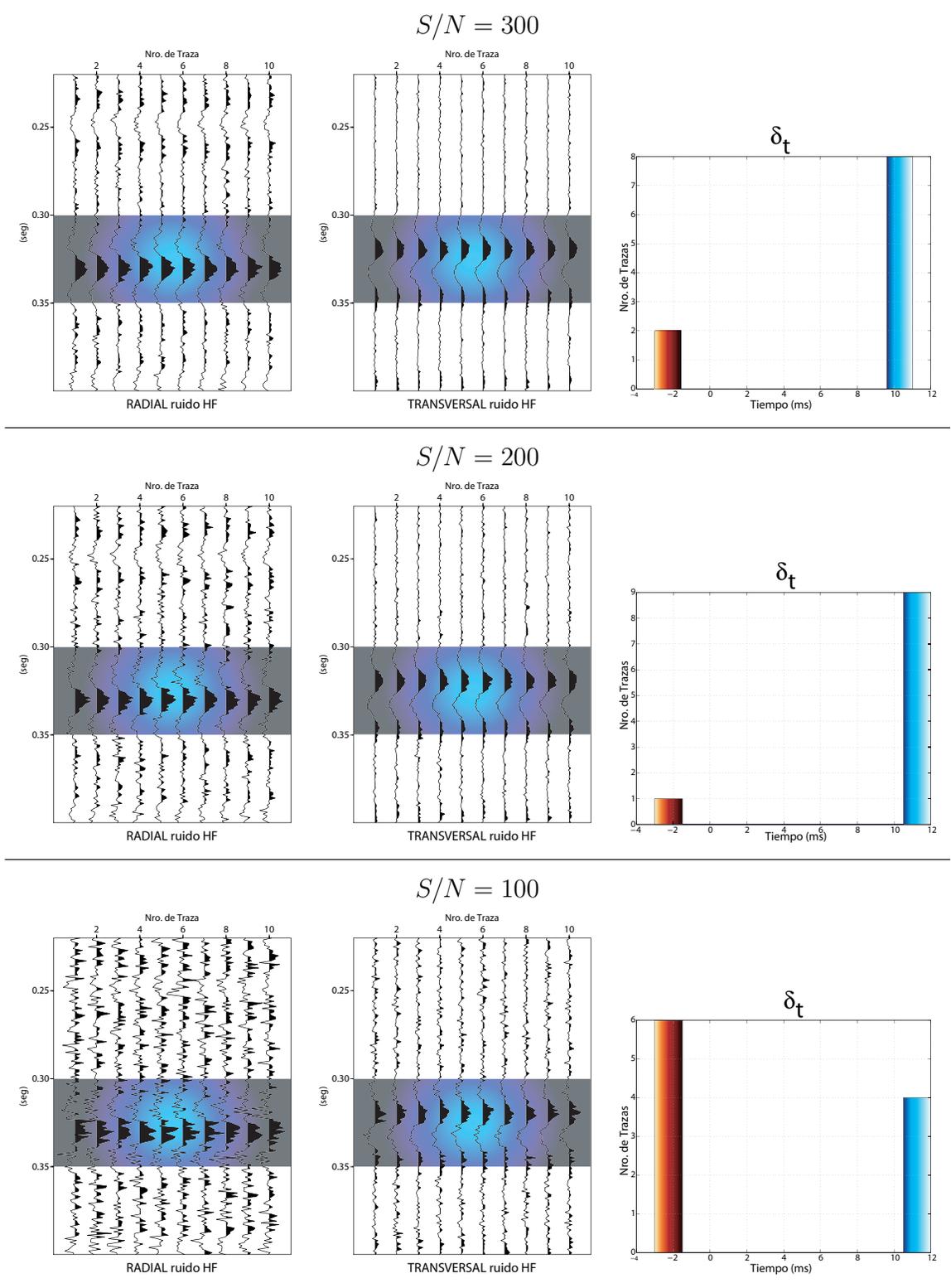
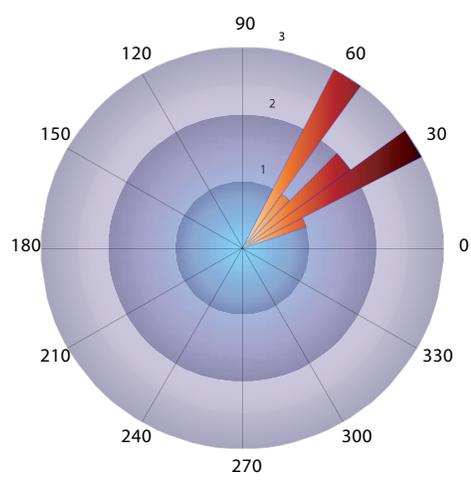
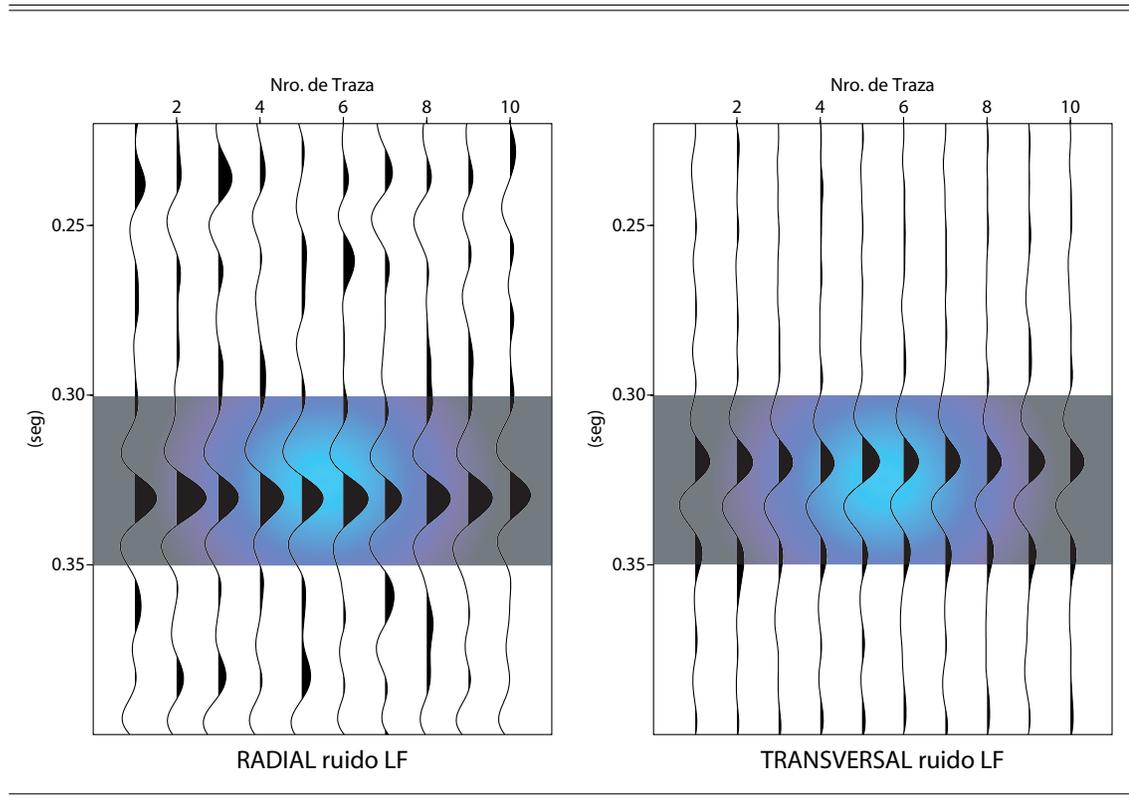


Fig. 4.13. Sección radial y transversal junto al histograma de  $\delta_t$  estimado cuando  $\theta = 67^\circ$ ,  $\gamma = 5\%$ ,  $\phi_s = 10^\circ$ . En los histogramas la barras rojas son estimaciones erradas de  $\delta_t$  y el azul representa las estimaciones correctas. La relación  $S/N$  de las secciones es, de arriba a abajo, 300, 200 y 100.

el error que genera la propagación no vertical de los rayos de la onda  $PS$ , el efecto en la velocidad de los modos  $S$  cuando poseen polarizaciones impuras, y el error que induce el hecho de que las polarizaciones no concuerden con los ejes de anisotropía del medio. Concretamente, es necesario analizar con más detalle la propagación de la onda  $PS$  cuando esta no se propaga perpendicular al eje de simetría del medio TIH, sus implicaciones teóricas y prácticas.

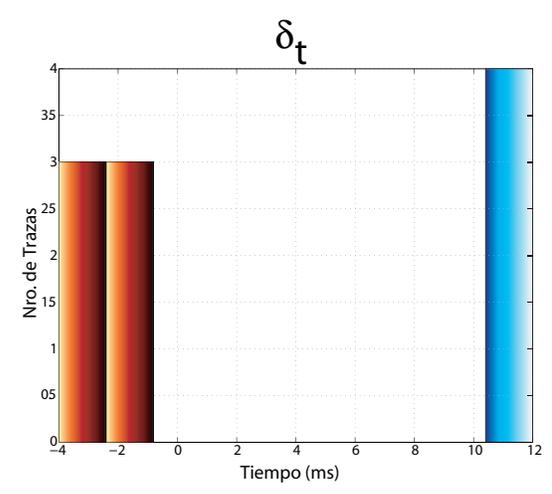
Otro factor en cual se debe enfatizar más investigación es en la estimación del efecto acumulado de la birrefringencia ( $\delta_t$ ), ya que la función de correlación es un método poco robusto en la presencia de ruido de baja frecuencia y también cuando los modos  $S$  están interfiriendo. Esto requiere revisar con más detalle métodos alternativos, por ejemplo, el de la suma de correlación normalizada de Harrison (1992) .

Finalmente, se deben evocar esfuerzos para extrapolar la técnica desarrollada para cuantificación de atributos de anisotropía al análisis de medios TIH a partir de la sísmica 3D3C. Una forma de ver esto es considerando una realización de una primera rotación en el azimut del par fuente-receptor, luego una estimación del ángulo  $\theta$ , y finalmente una rotación hacia la dirección estimada. No obstante, de esta forma solamente se logrará incrementar la relación  $S/N$  cuando  $|\theta|$  sea mucho mayor o mucho menor a  $45^\circ$ . Por lo cual, se deben dirigir esfuerzos para aprovechar las combinaciones de azimut entre fuente-receptor con la finalidad de utilizar los principios de estimación de atributos de anisotropía en levantamientos multifuente-multicomponente o 2D9C en levantamientos 3D3C.



**30 % de Éxito**

Estimación de  $\theta$



Histograma de  $\delta_t$  estimado

Fig. 4.14. Componente radial y transversal cuando  $\theta = 67^\circ$ ,  $\gamma = 5\%$ ,  $\phi_s = 10^\circ$ ,  $S/N = 300$  de baja frecuencia (arriba). Estimación de  $\theta$  y de  $\delta_t$  (abajo). En el histograma la barras rojas son estimaciones erradas de  $\delta_t$  y el azul representa las estimaciones correctas.

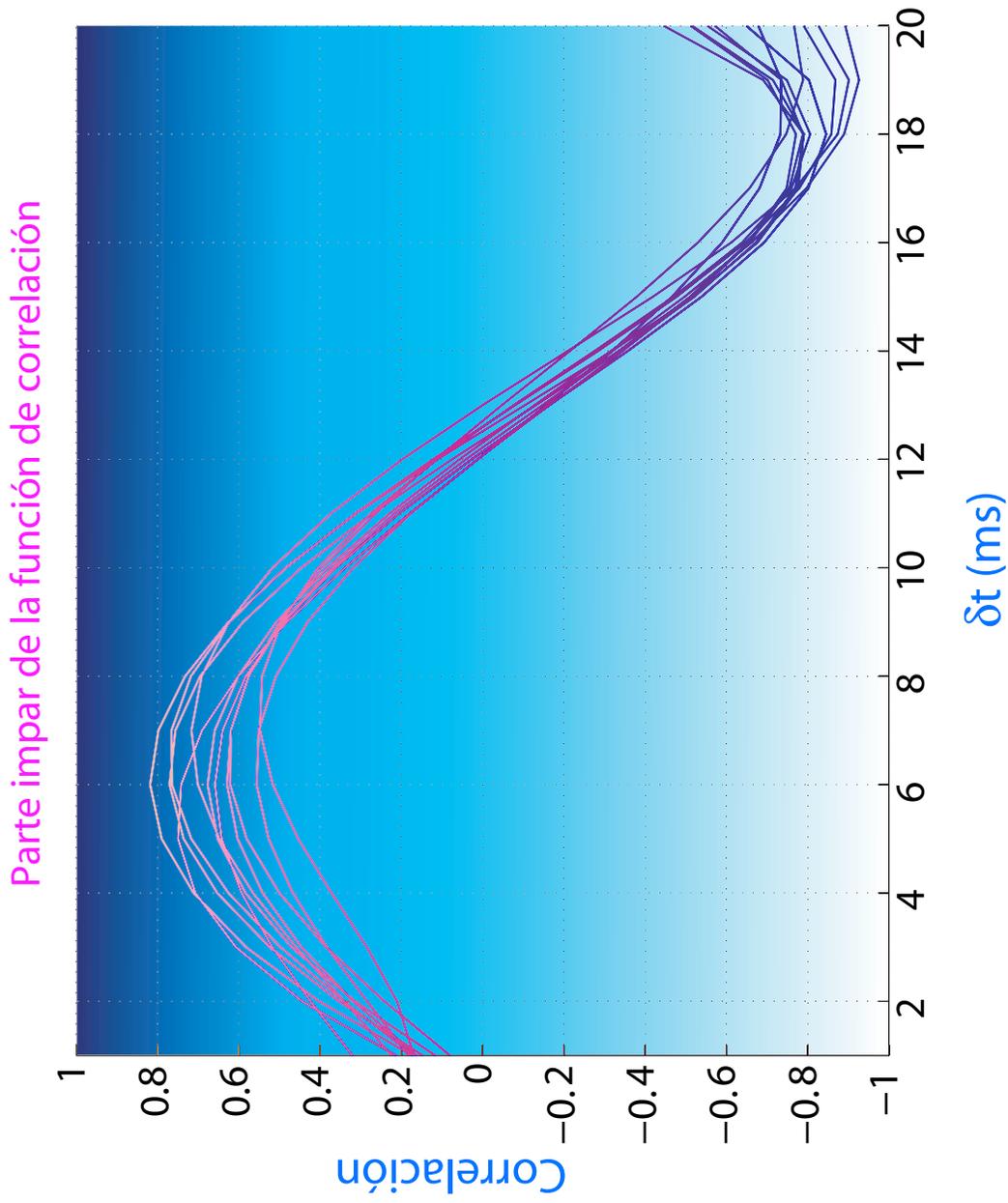


Fig. 4.15. Funciones impares de correlación normalizada para rotaciones cada  $15^\circ$  desde  $-90^\circ$  a  $90^\circ$ , correspondientes a la aplicación sobre las trazas no impulsivas del modelo B cuando los parámetros inducidos son  $\delta_t = 8$  *mseg* y  $\theta = 67^\circ$ .

## CAPÍTULO V

### CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

- Los fenómenos que rigen a la onda  $S$  cuando se propaga en medios azimutalmente anisotrópicos pueden ser aprovechados para el análisis de dichos medios, pero considerando que, la propagación de  $PS$  para reflectores planos no ocurre en el eje de simetría y por lo tanto  $PS1$  y  $PS2$  poseen polarizaciones impuras además de que la estimación del efecto acumulado de la birrefringencia ( $\delta_t$ ) se excede del valor verdadero.
- El método de Cociente de Energía de Michelena (1995) permite estimar la orientación de anisotropía ( $\theta$ ) de forma exacta para trazas impulsivas; por el contrario, la exactitud de la estimación para trazas no impulsivas depende del  $\delta_t$  entre  $S1$  y  $S2$  y de la frecuencia dominante de la sísmica. Para modos  $S$  aislados el método arrojará mayor precisión en la estimación de  $\theta$ , mientras que los modos interferidos pueden degradar la relación de amplitudes lo que se traduce en estimaciones erradas de  $\theta$ .
- El método de Cociente de Reflectividades se presenta como una alternativa que, desde el punto de vista de programación, ofrece ser un algoritmo más rápido que el de cociente de energía; la aproximación  $R_{\parallel}/R_{\perp} \approx 1$ , que puede ser utilizada cuando la intensidad de anisotropía es débil, permite obtener buenas estimaciones de  $\theta$  cuando los modos  $S$  interferidos no presentan amplitudes relativas muy degradadas.
- El error total de la estimación de  $\theta$  tiene tres componentes fundamentales en los métodos presentados, 1) El error inherente de las aproximaciones utilizadas en el desarrollo teórico; 2) El efecto que causa la interferencia entre los modos  $S$ ; 3) La degradación de las amplitudes originada por la presencia de ruido.

- Se recomienda cuantificar el error que genera el hecho de que en el caso general de análisis de anisotropía azimutal con onda  $PS$ , la misma no se propaga por la vertical y por lo tanto las polarizaciones de los modos  $S$  son impuros, esto origina que las polarizaciones de dichos modos no coincidan con los ejes de simetría, lo cual a su vez induce un error en la estimación de  $\theta$ ; por otro lado, el tiempo de propagación por la capa anisotrópica incrementa el efecto acumulado de la birrefringencia ( $\delta_t$ ) y origina una sobrestimación del mismo.
- La función de correlación cruzada entre las señales de las componentes horizontales no es un método robusto para la estimación de  $\delta_t$  cuando los modos  $S$  interfieren entre sí; por lo cual, se recomienda aplicar métodos alternativos para la estimación del efecto acumulado de la birrefringencia.
- Se recomienda aplicar los mismos filtros y funciones de ganancia a las señales de las componentes horizontales, lo anterior con el fin de preservar la relación de amplitudes, al mismo tiempo de compensar la degradación de amplitudes que el ruido induce a las trazas, pilar fundamental de los métodos de análisis de anisotropía por descomposición vectorial.
- Se recomienda aplicar el análisis de anisotropía azimutal a datos de onda  $PS$  apilados. Esto permitirá aproximar los datos a la suposición de propagación ortogonal al eje de simetría al mismo tiempo que permitirá incrementar la proporción de señal a ruido.

## BIBLIOGRAFÍA

Aki, K., y Richards, P. G. (1980) Quantitative seismology, theory and methods. New York. Freeman and Company.

Alford, R. M., (1986) Shear data in the presence of azimuthal anisotropy. 56th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., 476-479

Ata, E. y Michelena, R. (1995) Mapping distribution of fracture in a reservoir with p-s converted wave. The Leading Edge, 14, 664–673.

Brows, R. J. y Stewart, R. (2002) A proposed polarity standart for multicomponent seismic data. Geophysics, 67.

Coward, M., Daltaban, T., y Jhonson, H. (1998) Structural geology in reservoir characterization. London. The Geological Society. 152 p.

Crampin, S., Evans, R., Ucer, B., Doyle, M., Davis, J. P., Yegorkina, G. V., y Miller, A. (1980) Observation of dilatancy induced polarization anomalies and earthquake prediction. Nature, 286, 874–877.

Eaton, S., Stewart, R., and Harrison, M. (1991) The fresnel zone for p-sv waves. Geophysics, 56, 360–364.

Garotta, R. y Granger, P. (1988) Acquisition and processing of 3d3c data using converted wave. 58th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys.

Harrison, M. P. (1992) Processing of psv surface-seismic data: Anisotropy analysis, dip moveout, and migration: Ph.D. Disertación. Editada, Universidad de Calgary, Calgary.

Heloise, B., Wallace, B., Michelle, K., Bates, R., Layman, M. y Jones, M., (1999) P-wave and s-wave azimuthal anisotropy at a naturally fractured gas reservoir, bluebell-field, utah. *Geophysics*, 64, 1312–1328.

Lefeuvre, F. (1994) Fracture related anisotropy detection, and analysis: and if the pwaves were enough?. 64th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts.

Lynn, H. (2004) The winds of change...anisotropic rocks. Fall SEG/AAPG Distinguished Lecturer.

Martin, M., Davis, T. Y O'Rourke, T. (1986) An integrated three-component approach to fracture detection. *SEG Expanded Abstract*, 5, 235.

Martin, M. y Thomas, L. (1987) Shear wave birrefringence: A new tool for evaluating fractured reservoirs. *The Leading Edge*, 6.

Michelena, R. J. (1995) Quantifying errors in fracture orientation estimated from surface ps converted waves. *The Leading Edge*, 282–285.

Narville, C. (1986) Detection of anisotropy using shera-wave splitting in vsp surveys: requeriments and applications. 56th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts, 391–394.

Pérez, M., Gibson, R. L. y Toksoz, M. (1999) Detection of fracture orientation using azimuthal variation of P-wave avo responses. *Geophysics*, 64, 1253–1265.

Perón, J. (1990) Estimation of fracture directions from zero-offset vsp by two- and four- component rotation. 60th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts.

Ramsay, J. y Huber, M. (1987) The techniques of modern structural geology. London Academic Press.

Schulte, L. y Edelmann, H. (1988) Azimuthal anisotropy proven to be a useful approach for multicomponent shear-wave data processing. 58th Ann. Internat. Mtg. Soc. Expl. Geophys., Expanded Abstracts.

Stewart, R. (2002) Converted wave seismic exploration: Methods. *Geophysics*, 67, 1348–1363.

Suppe, J. (1985) Principles of structural geology. New Jersey: Prentice-Hall.

Tatham, R., Matthews, M., Sekharan, K., Wade, C. y Liro, L. (1992) A physical model study of shear wave splitting and fracture intensity. *Geophysics*, 52, 647–652.

Thomsen, L. (1988) Reflection seismology in azimuthal anisotropic media. *Geophysics*, 53, 304–313.

——— (1999) Converted wave reflection seismology over inhomogeneous, anisotropic media. *Geophysics*, 64, 678–690.

Winterstein, D. F. y De, G. (1991) Tiv documented. *Geophysics*, 66.

Winterstein, D. F. (1990) Velocity anisotropy terminology for geophysicist. *Geophysics*, 55, 1070–1088.