



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTONOMA
DE MEXICO

UNIDAD ACADÉMICA DE LOS CICLOS PROFESIONAL
Y DE POSGRADO DEL COLEGIO DE CIENCIAS
Y HUMANIDADES
INSTITUTO DE GEOFISICA
POSGRADO EN GEOFISICA

ANÁLISIS DE ANISOTROPIA SISMICA
DE LA BRECHA DE GUERRERO

T E S I S

QUE PARA OPTAR AL GRADO DE

DOCTOR EN SISMOLOGIA Y FISICA

DEL INTERIOR DE LA TIERRA

P R E S E N T A :

ADOLFO VAZQUEZ CONTRERAS

CIUDAD UNIVERSITARIA,

JUNIO DE 1994

**TESIS CON
FALLA DE ORIGEN**

03077
3
2eje.



Universidad Nacional
Autónoma de México



UNAM – Dirección General de Bibliotecas Tesis Digitales Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS © PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis está protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

ANÁLISIS DE ANISOTROPÍA SÍSMICA

DE LA BRECHA DE GUERRERO

	Página
Resumen.	1
Introducción.	3
1.- Geología del área.	5
1.1 Marco geológico general.	5
1.1.1 El Terreno Guerrero.	6
1.1.2 El Terreno Xolapa.	10
1.1.3 Sistemas de fracturas.	14
2.- Sismotectónica del área.	16
2.1 Marco tectónico regional.	16
2.2 Características de la subducción.	18
2.3 Sismicidad regional.	19
2.4 La brecha sísmica de Guerrero.	20
2.5 Sismicidad en la Brecha de Guerrero.	21
3.- Elementos de anisotropía sísmica.	25
3.1 El fenómeno de birrefringencia.	25
3.2 Orientación mineral preferencial.	26
3.3 Anisotropía inducida por esfuerzos.	30
3.4 Anisotropía debida a fracturamiento y anisotropía de fracturamiento inducida por esfuerzos.	30
3.4.1 Dilatación y anisotropía de dilatación extensiva.	32
3.5 Identificación de los diferentes tipos de anisotropía.	33
3.6 Observaciones de anisotropía en la litósfera.	33
4.- Birrefringencia de ondas S en registros sísmológicos.	37
4.1 Condiciones para la observación de anisotropía en registros sísmológicos y hodogramas. La ventana de ondas S.	37
4.2 Métodos de correlación cruzada.	40
4.3 Discriminantes del movimiento de partícula.	41
4.4 Empleo del espectro cruzado para la estimación del retraso entre ondas S.	43

5.-	Análisis de datos de la Brecha de Guerrero.	50
5.1	Instrumentación, condiciones de operación y selección de datos.	50
5.1.2	Análisis de ruido.	54
5.2	Análisis de anisotropía azimutal de velocidad.	55
5.3	Análisis de polarización para la determinación de birrefringencia.	70
5.3.2	Efecto del filtrado.	71
5.3.3	Función de linealidad	74
5.4	Birefringencia de ondas S.	76
5.4.1	Polarización de ondas S.	76
5.4.2	Observaciones de birrefringencia en el plano vertical-transversal.	78
5.4.3	Retrasos entre ondas S.	81
5.4.4	Relación entre los retrasos de la onda S y la magnitud.	83
5.4.5	Variaciones temporales del retraso entre ondas S.	85
5.5	Determinación del retraso con métodos semi-automáticos.	90
6.-	Discusión de resultados y conclusiones.	99
6.1	Discusión de resultados.	99
6.2	Limitaciones del modelo de velocidad y los datos empleados en el presente trabajo.	103
6.3	Perspectivas futuras para otros estudios de anisotropía en la zona.	106
6.4	Conclusiones.	107
	Referencias.	110
	Apéndice I.- Anisotropía inducida por esfuerzos.	121
	Apéndice II.- Identificación de los diferentes tipos de anisotropía.	131
	Apéndice III.- Bases teóricas del análisis de polarización	136
	Apéndice IV.- Ejemplos de sismogramas.	151
	Apéndice V.- Eventos utilizados para el análisis de birrefringencia	158

AGRADECIMIENTOS

Deseo hacer patente mi agradecimiento a las siguientes personas e instituciones, cuyo apoyo me permitió dar término a este trabajo. En primer lugar a mi tutor Dr. Ramón Zúñiga Dávila por su guía durante el desarrollo de la investigación en el programa de doctorado. A los miembros de mi comité asesor: Dr. David Novelo Casanova y Dr. Sri Krishna Singh por sus útiles comentarios al trabajo escrito.

A CONACyT por haberme proporcionado una beca para llevar a cabo mis estudios en la UNAM y al Servicio Alemán de Intercambio Académico (DAAD) por el apoyo financiero para mi estancia en la Universidad de Kiel durante 1991.

A la Comisión Federal de Electricidad por su apoyo para la obtención de la beca del DAAD y el permiso laboral para llevar a cabo mis estudios.

A los doctores Dante Morán, Carlos Valdés, Antonio Uribe, Javier Pacheco, Marco Guzmán y Francisco Sánchez Sesma por los útiles comentarios y correcciones al trabajo de tesis. A los doctores Lautaro Ponce y Tony Monfret por sus sugerencias sobre la investigación.

Al Dr. Rolf Meissner de la U. de Kiel, quien fungió como mi asesor oficial durante mi estancia en dicha universidad por su apoyo y amistad. A los doctores Jochen Zchau, Jochen Kumpel y Jurgen Strelhau de la misma institución por motivarme en mi investigación.

A David Booth y Stuart Crampin del Servicio Geológico Británico y a Eugene Chesnokov del Instituto de Física de la Tierra de Moscú por su grata disposición a explicarme aspectos de la anisotropía sísmica.

A mis compañeros Jaime Domínguez, Mario Pardo, David Escobedo y Marco Torres por facilitarme información que enriqueció en mucho mi trabajo. A Miguel Rodríguez del I. de Ingeniería con quien pude comentar mis experiencias en el extranjero, así como a Miguel Angel Arroyo, excelente amigo.

A Julio Cuenca, Alfredo Sereno, Jesús Hernán Flores, Diana Comte, Laura Díaz, Adílce Flores, José Alvarez, Jaime Ramos, Gustavo Malavé, Eugenio Polanco y demás compañeros y ex-compañeros del Posgrado por su amistad así como a Norma Bravo, Rosa María Prol y Anita Rodríguez por su orientación en los trámites.

A mis colegas del Depto. de Geofísica de CFE por su apoyo así como a Miguel Olvera, Mayra Delgado y Ana Luisa Fabela por algunos dibujos y trabajo de mecanografía.

LISTA DE SIMBOLOS

ρ	densidad
c_{ijkl}	elementos del tensor de elasticidad
c, v	velocidad
f	frecuencia
λ, μ	constantes de Lamé
l, m, n	constantes de Murnaghan
τ	retraso entre ondas S
σ	esfuerzo
ϵ	deformación
$\lambda_1, \lambda_2, \lambda_3$	valores propios de la matriz de covarianzas
X-COR	correlación cruzada
X-ESP	espectro cruzado
COH	coherencia
m	pendiente
r	coeficiente de correlación
ecm	error cuadrático medio

RESUMEN

En este trabajo se analiza la actividad microsísmica bajo la estación central de Tetitlán de la red telemétrica de Guerrero durante el periodo de 1987 a 1992 con el objeto de determinar la anisotropía en la Brecha de Guerrero. La dependencia de la velocidad sísmica con el azimut en el área se analiza con el objetivo de encontrar evidencias de anisotropía en la corteza. Los sismogramas correspondientes a eventos localizados dentro de la ventana de ondas S muestran evidencia de birrefringencia en los hodogramas del plano horizontal y en algunas ocasiones en el plano vertical-transversal. La dirección media de polarización de la onda S rápida se correlaciona con la dirección del principal sistema de fracturamiento en la zona y con la del esfuerzo compresivo máximo. El análisis de los tiempos de retraso y del porcentaje de anisotropía relativo a las dos fases S con respecto a la profundidad permite asignar la zona más anisotrópica a la parte más somera de la corteza terrestre. El efecto del filtrado de sismogramas en la estimación de la polarización de la onda S rápida así como en la determinación del retraso entre ondas S se investiga para una banda de frecuencias (4 a 20 Hz). El filtrado de los sismogramas no afecta sustancialmente la dirección de polarización de las ondas S siempre que el filtro esté centrado en la frecuencia central de la señal. Asimismo, el filtrado puede restituir la linealidad de la fase del espectro cruzado de las componentes horizontales, lo cual permite estimar el retraso entre ondas S. Por otro lado, las técnicas del análisis de polarización más utilizadas en la sismología se discuten y se propone la utilización del espectro cruzado de las dos componentes horizontales como una herramienta para incrementar la confiabilidad en la interpretación de los parámetros de la birefringencia de ondas S. Se observó una disminución temporal significativa de los valores promedio del retraso entre ondas S (33 ms) para la transición de 1990 a 1991. Este brusco descenso coincide con el inicio de 1991 y parece estar asociado al sismo del 29 de Diciembre de 1990 (18:19:47) de magnitud 3.8, el único evento importante relativamente cercano (38 Km) en un periodo de 20 días centrado en el inicio de 1991.

ABSTRACT

Microseismic activity in the period 1987-1992 under the Tetitlán central station of the Guerrero telemetric network is analyzed in this work in order to characterize the anisotropy in the Guerrero Gap. The azimuthal dependence of the seismic velocity in the studied area is analyzed in order to find evidence for anisotropy in the Earth's crust. Seismograms corresponding to events located inside the shear-wave window show evidence of birefringence in the hodograms of the horizontal plane, and sometimes in the vertical-transverse plane. The mean shear-wave polarization direction of the fast wave correlates well with the direction of the most important fracture system in the studied area as well as with the main compressive stress direction. The analysis of delay times and of the percentage of anisotropy associated to the two S-wave phases with respect to depth allows to assign the most anisotropic zone to the shallower part of the Earth's crust, although its limits could not be well established. The effect of seismogram filtering on the estimation of the fast S-wave polarization and the S-wave delay is investigated for a frequency band (4 to 20 Hz). The filtering of seismograms does not significantly alter the shear-wave polarization direction provided that the band-pass filter is centered in the main central frequency. On the other hand, the filtering can recover the phase linearity of the cross-spectrum of the horizontal components, allowing the shear-wave delay estimation. The most important methods of the polarization analysis which are used in seismology are discussed and the cross-spectrum of the horizontal components is proposed as a method to increase the likelihood in the interpretation of the S-wave birefringence parameters. A temporal decrease of 33 msec in the average delay values was observed in the transition from 1990 to 1991. This sharp decrease coincides with the beginning of 1991 and seems to be associated with the 29 December 1990 (18:19:47) earthquake ($M_c = 3.8$), which is the only important event relatively nearby (38 Km) during a period of 20 days centered in the beginning of 1991.

INTRODUCCION

El análisis de la anisotropía sísmica está adquiriendo cada vez mayor importancia en la sismología debido al creciente número de observaciones que indican que el comportamiento de los materiales que conforman la corteza y el manto terrestre presentan características que se desvían de lo esperado para un medio puramente isotrópico.

La propagación sísmica en un medio anisotrópico es un fenómeno complejo si se le compara con el caso isotrópico. Sin embargo es posible realizar simplificaciones considerables en el tratamiento del fenómeno debido a que la corteza terrestre puede considerarse en muchos casos como un cuerpo transversalmente isotrópico con eje de simetría vertical, como es el caso de una secuencia repetitiva de capas delgadas o con eje de simetría horizontal como en el caso de un medio con fracturas o microfracturas verticales alineadas por el esfuerzo.

La anisotropía sísmica asociada a la acumulación de esfuerzos es uno de los aspectos que ha despertado más interés por sus aplicaciones potenciales a la predicción sísmica (Gupta, 1973, Crampin et al., 1990). Es un hecho comprobado en el laboratorio que la aplicación de un esfuerzo compresivo en una dirección determinada sobre un material se traduce en anisotropía de velocidad (Dahlen 1972, Engelhard, 1988). Sin embargo la aplicación de estos estudios a la sismología, se encuentran en una etapa inicial debido a la falta de observaciones que apoyen la teoría de la dilatación extensiva (Crampin, 1985), así como a las complejas condiciones de la corteza terrestre y las diferentes características de los sismos que pudieran influir en la precisión de las mediciones de los parámetros con los que se puede cuantificar la anisotropía. Es por ello que existe mucha controversia en cuanto a la posibilidad de observar efectos premonitorios a un temblor por medio del análisis que hasta hoy se ha hecho de dichos parámetros (Aster et al., 1990, Wyss, 1991). Por otro lado aún no ha sido desarrollada una teoría que involucre directamente las observaciones a la teoría de la predicción.

La instalación de sensores de tres componentes en algunas redes sísmicas del mundo ha permitido el estudio de la anisotropía sísmica a través del fenómeno de birrefringencia de ondas S. Las ondas S son más sensibles a la anisotropía sísmica que la onda P y además permiten estudiar este fenómeno con una sola estación. Debido a que el fenómeno de birrefringencia de ondas S no solo se observa en materiales intrínsecamente anisotrópicos como los cristales de las rocas del manto, sino en todo tipo de rocas con granos y fracturas o microfracturas alineadas por los procesos geodinámicos y/o la gravedad, sus aplicaciones potenciales a las ciencias de la Tierra son muy numerosas.

Las aplicaciones de la anisotropía de ondas P y S a la caracterización geológica y geofísica del medio terrestre han tenido mayor éxito que el aspecto de la predicción, tanto a nivel regional como de estudios locales (p. ej. de yacimientos petroleros). Por medio del análisis de la anisotropía de la onda P en varias estaciones ha sido posible delimitar provincias tectónicas subcrustales en Europa Central (Babuska y Plomerova, 1989). Por otro lado, las aplicaciones más comunes de los estudios de birrefringencia de ondas S a las zonas sísmicamente activas han sido la correlación de las direcciones de polarización de la onda S y los retrasos entre ondas S con las condiciones tectónicas de la zona, por ejemplo con la dirección de los esfuerzos principales, existencia de zonas de fractura y delimitación de zonas de anisotropía en la corteza y manto terrestres (Chen et al., 1987; Bowmann y Ando, 1987; Kaneshima y Ando 1989). En cuanto a las aplicaciones de la birrefringencia de ondas S, observada en mediciones de pozo, a los yacimientos petroleros, ha sido posible la identificación de zonas fracturadas (Liu et al., 1991) así como la estimación de parámetros como densidad de fracturamiento y densidad de poros y su relación con la permeabilidad (Brodov et al., 1991).

El objetivo de este trabajo fué utilizar por primera vez los datos disponibles en México de registros sísmicos de tres componentes, grabados durante un periodo de tiempo relativamente grande, y en una zona de gran interés sismotectónico, para obtener información sobre las condiciones de la corteza terrestre a través del estudio de las propiedades de birrefringencia de la onda S así como una evidencia indirecta del estado de esfuerzos en la zona a través de la variación temporal de los retrasos.

Debido al volumen cada vez mayor de registros sísmicos de tres componentes que se registra en las zonas sísmicamente activas del mundo es necesario desarrollar una metodología práctica y confiable para medir los parámetros de la birrefringencia de ondas S. Las características complejas del fenómeno de generación de sismos han impedido hasta hoy encontrar un algoritmo de detección aplicable a todos los casos. Sin embargo, como se demuestra en el presente trabajo, el uso combinado de varias herramientas matemáticas permite una estimación más confiable de los parámetros de la anisotropía.

1. GEOLOGIA DEL AREA

1.1 Introducción.

La Brecha Sísmica de Guerrero es una porción de la costa del estado del mismo nombre situada entre Acapulco y Petlatán. Debido a la generación de sismos de gran magnitud en el pasado y la ausencia de actividad en el presente, ha crecido el interés en estudiar a fondo la geología y sismicidad de esta zona ya que se espera que allí se genere un sismo de gran magnitud en un futuro próximo como resultado del proceso de subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa Norteamericana (Nishenko y Singh, 1987; Suárez et al., 1990). El conocimiento de la geología estructural y la litología de Guerrero, en especial de la región costera es básico para la interpretación sismotectónica y para la mejor comprensión de los mecanismos de transmisión y atenuación de la energía sísmica de la costa hacia el continente, efectos de anisotropía de velocidad, etc. Las formaciones geológicas presentes en el área de estudio, en su mayor parte de tipo volcanosedimentarias y metamórficas intrusionadas por batolitos, influyen directamente sobre los parámetros sísmicos a través de sus características como son : densidad, dirección de lineamientos, edad, etc., así como su situación espacial y contactos.

1.2 Marco geológico regional.

El marco geológico regional de la brecha de Guerrero lo constituye la porción central de la Sierra Madre del Sur. Dicha porción limita al oriente, a la altura de la línea Ixtapan de la Sal-Taxco-Iguala, con la plataforma Guerrero-Morelos, enclavada dentro del Eje Neovolcánico (Fig. 1.1). En dicha plataforma se depositaron potentes sedimentos marinos de edad principalmente cretácica (Fries, 1960). En la siguiente tabla se resume la litología y ambiente geológico de la Sierra Madre del Sur.

TABLA 1.1 SIERRA MADRE DEL SUR

AREA	LITOLOGIA	DOMINIO	EDAD
Norte :	sedimentos	plataforma	Mesozoico
Colima, Norte de Guerrero	volc.-sedim.	arco insular volcánico-mar marginal	Mesozoico
Central :			
NW de Gro., W. de Edomex., S. de Mich.	volc.-sedim.	arco insular- mar marginal	Jur. y Cret.
	volcánicas y sedimentarias	continental	Cenozoico
Sur :	metamórficas	raíces de un arco magmático	Mesozoico
S. de Guerrero Oaxaca	batolitos		Terciario

Durante el Jurásico Superior (210-145 ma) y principalmente durante el Cretácico Inferior (140-95 ma) se desarrollan en la porción centro-meridional de México, dos dominios geológicos bien diferenciados: al occidente se desarrolla un sistema de arcos volcánicos cuyos productos son secuencias sedimentarias, volcánicas y volcánoclasticas; al oriente se forma un sistema de cuencas y plataformas donde se depositan principalmente sedimentos calcáreos (Morán Zenteno, 1986). El estudio detallado de las unidades vulcanosedimentarias y metamórficas de la Sierra Madre del Sur ha traído como consecuencia el planteamiento de varios modelos evolutivos para explicar su compleja estructura en términos de arcos volcánicos y eventos magmáticos intrusivos de edades diferentes, de diferencias en la polaridad de la subducción así como de terrenos tectonoestratigráficos.

Un terreno se define como un área que tiene características tectónicas y estratigráficas similares que la diferencian sustancialmente de las regiones vecinas. El registro estratigráfico define la homogeneidad espacio-temporal del terreno. Los límites entre terrenos vienen dados por grandes fallas tectónicas y por discontinuidades abruptas en la estratigrafía que no pueden explicarse como cambios de facies o inconformidades. En el caso del sur de México, todos los terrenos tienen límites tectónicos con basamentos aparentemente diferentes, pudiendo tener cubiertas sedimentarias comunes (Campa y Coney, 1983).

Aunque la zona de estudio del presente trabajo se localiza totalmente dentro del terreno Xolapa, dada la cercanía del área con el terreno Guerrero, ambos terrenos se discutirán a continuación. La Figura 1.2 muestra la extensión de dichos terrenos.

1.1.1 El Terreno Guerrero.

El Terreno Guerrero ocupa gran parte del occidente de México y abarca entre otras regiones el estado de Michoacán y el noroeste de Guerrero. En la costa del Pacífico se extiende desde Bahía de Banderas en Jalisco hasta la región de Zihuatanejo.

Esta unidad es un terreno compuesto ya que muestra gran variedad de litologías, estratigrafías y estilos estructurales. Campa y Coney (1983) lo subdividen en tres secuencias separadas o subterrenos, por sus diferencias en estratigrafía, grado de metamorfismo y estilo deformacional. Sin embargo todos están compuestos por secuencias volcánicas submarinas y sedimentarias, siendo su edad cuando menos del Jurásico tardío al Cretácico Medio. Los subterrenos identificados hasta hoy en este complejo son :

- 1) Teloloapan-Ixtapan
- 2) Zihuatanejo
- 3) Huetamo

Las secuencias mesozoicas volcánicas y sedimentarias del terreno Guerrero se encuentran intrusionadas por numerosos plutones calcálicos del Cretácico y del Terciario Inferior (Damon et al, 1984, Schaaf, 1990). Estos se encuentran cubiertos en su mayor parte por rocas volcánicas del Cenozoico. La fig. 1.3 muestra las localidades tipo y las columnas estratigráficas de los subterrenos del terreno Guerrero (Campa y Coney, 1983, Ramírez et al., 1991), cuyos límites y extensión se desconocen.

El subterreno Teloapan-Ixtapan está constituido por una secuencia volcánica y volcanoclástica andesítica interestratificada con calizas, lutitas y areniscas (Campa y Coney, 1983). En diferentes localidades se ha observado que la base del terreno Teloapan, constituida por lutita negra contiene capas de arenisca y conglomerado de cuarzo cristalino. Esto parece indicar que el arco de Teloapan o parte de él se desarrolló sobre una corteza de tipo granítico (Vidal, 1991a). El límite oriental del terreno, en el estado de Guerrero, está marcado por una falla inversa con orientación hacia el este, localizada sobre calizas de plataforma cretácicas, pertenecientes al terreno Mixteco.

El subterreno Huetamo se conoce bien en el estado de Michoacán, donde está constituido por sedimentos vulcanoclásticos marinos del Jurásico Superior que subyacen una secuencia de lutitas y areniscas tipo flysch (Campa y Coney, 1983).

El subterreno Zihuatanejo se extiende a lo largo de la costa, al sur de Puerto Vallarta, existiendo importantes afloramientos en Colima y en la parte sur de Michoacán. Está constituido principalmente por rocas volcánicas andesíticas, calizas con fauna del Albiano interestratificadas y algunas lutitas, areniscas y conglomerado (Campa y Coney, 1983).

En base a la litología de los subterrenos mencionados, se ha interpretado la geología del terreno Guerrero como el producto de la evolución de arcos insulares que formaron la Sierra Madre del Sur (Campa y Ramírez, 1979; Urrutia y Valencio, 1986 ; Ortiz et al., 1991) Una interpretación alternativa es que este terreno se formó a partir de la actividad volcánica de arcos continentales (Vidal, 1991b). Mientras que los subterrenos Zihuatanejo y Teloapan muestran secuencias vulcanosedimentarias y lavas andesíticas, así como calizas, lutitas y areniscas, la región de Huetamo, localizada entre ellos, no presenta lavas andesíticas, aunque sí sedimentos vulcanoclásticos, por lo que se le considera una zona de transición entre arcos volcánicos. Los afloramientos volcánico-sedimentarios de la Sierra Madre del Sur representan el dominio mesozoico de arco insular mar marginal, la Plataforma Guerrero-Morelos el dominio mesozoico continental y el sector Huetamo-Teloapan, una zona de transición (Campa y Ramírez, 1979). Según este modelo, el arco jurásico de Teloapan migró en su actividad hacia el occidente durante el Cretácico, formando el arco de Zihuatanejo. Otros autores han



Fig. 1.1 Marco geológico regional de la brecha de Guerrero.



Fig. 1.2 Situación y límites de los terrenos Guerrero y Xolapa.
(tomada de Campa y Coney, 1983)

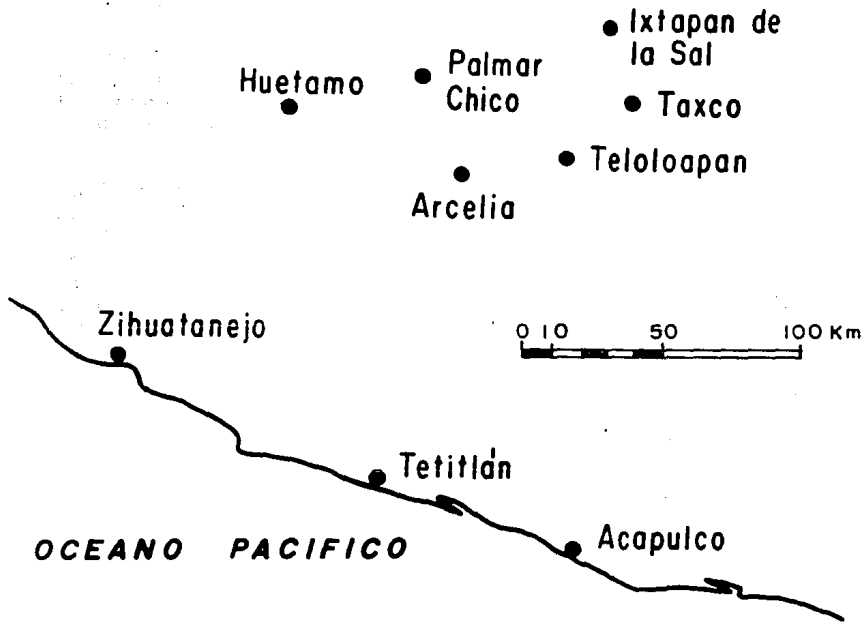
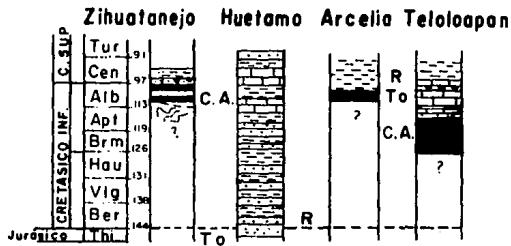


Fig. 1.3 Localidades tipo y columnas estratigráficas del terreno Guerrero. Las columnas estratigráficas son tomadas de Ramírez al., (1991).

propuesto que durante el Jurásico Superior y el Aptiano-Albiano, un borde de placa al este del bloque Guerrero-Morelos estuvo activo, subduciéndose hacia el occidente, dando lugar al ascenso de magmas que formaron el arco volcánico entre Huetamo y Teloiloapan (Urrutia y Valencio, 1986).

Tomando en cuenta la historia común de deformación y metamorfismo, Ramírez et al., (1991) consideran que la región de Teloiloapan-Arcelia constituye un arco magmático y que Zihuatanejo y Huetamo probablemente estén asociados entre sí pues ambos muestran influencia continental en sus productos volcánicos. Por otro lado, en Palmar Chico, Michoacán, 42 Km al NW de Arcelia, se han encontrado secuencias de rocas ultramáficas que han sido identificadas como ofiolitas. Dichas rocas parecen ser características de mares marginales (Pearce, 1980), lo que indicaría que la cuenca marginal de Arcelia se extiende por lo menos hasta esta zona.

El terreno Guerrero se originó muy probablemente como producto del volcanismo, plutonismo y sedimentación en un dominio de arcos de islas asociado a un límite convergente de placas que después fueron acresionados a la margen continental (Campa y Ramírez, 1979; Damon et al., 1981). Por otro lado, Carfantan (1981) propone que las secuencias volcanosedimentarias del terreno Guerrero se acumularon en una cuenca oceánica marginal entre un arco insular al occidente y el borde oriental continental constituido por los terrenos Mixteca y Oaxaca.

Una hipótesis, basada en estudios paleomagnéticos, que podría explicar la presencia de terrenos alóctonos en la costa suroccidental de México, es la de un transporte tectónico hacia el norte de fragmentos del borde continental de la margen occidental de Norteamérica y México durante el Cretácico Tardío y el Paleoceno (Beck et al., 1981). Esta hipótesis es compatible con la presencia de la placa de Kula frente al margen occidental de Norteamérica, cuyo avance hacia el norte podría haber producido convergencia oblicua entre placas y el arrastre de fragmentos del borde continental. Otros estudios paleomagnéticos más recientes con datos locales (Bohnel et al., 1989) indican que el terreno Guerrero no sufrió rotaciones aparentes significativas ni tampoco desplazamientos considerables en latitud desde el Cretácico Medio.

La Figura 1.4 (INEGI, 1984) muestra la geología superficial del terreno Guerrero y parte del terreno Xolapa.

1.1.2 El Terreno Xolapa.

Este terreno está compuesto de varias unidades cristalinas constituidas por rocas metamórficas y plutones graníticos, lo que se denomina Complejo Xolapa, así como de algunos cuerpos sedimentarios que las sobreyacen (De Cserna, 1965). El terreno Xolapa ocupa la porción pacífica del sur de Guerrero, desde la región vecina al norte de Acapulco y se continua por toda la costa de Oaxaca. A este complejo se le asigna un espesor mínimo de 10 km, una longitud mínima de 500 km

y una anchura máxima de 75 km (Ortega Gutiérrez, 1981). En general este complejo está constituido por migmatitas, gneises y esquistos de facies anfibolita que son el resultado del metamorfismo tanto de rocas ígneas como de rocas sedimentarias (Ortega Gutiérrez, 1981, Morán Zenteno, 1986). Los gneises de este complejo tienen un rumbo dominante noroeste-sureste con lineaciones en la misma dirección e inclinaciones al noreste y suroeste (Kesler, 1973).

Los cuerpos cristalinos del terreno Xolapa se formaron en dos etapas de magmatismo de acuerdo a fechamientos isotópicos de Rb - Sr (Morán Zenteno, 1991) :

1) Emplazamiento de plutones deformados, relacionados probablemente con el metamorfismo regional y anatexis del complejo Xolapa desde el Jurásico hasta el Cretácico Temprano (144 a 128 ma).

2) Emplazamiento de plutones no deformados durante el Paleogeno (Terciario Temprano), los cuales afloran extensamente en la región ocupando hasta un 50 % de la superficie del terreno Xolapa.

El Complejo Xolapa se encuentra separado de los otros terrenos por diferente franjas miloníticas que constituyen fallas que en algunos casos tienen gran extensión (fig. 1.5). De norte a sur se han localizado las siguientes (Ratschbacher et al., 1991) :

- Al sur de Tierra Colorada se encuentra una franja milonítica con componente lateral izquierda y rumbo WNW-ESE que constituye el límite NE con el terreno Mixteco.

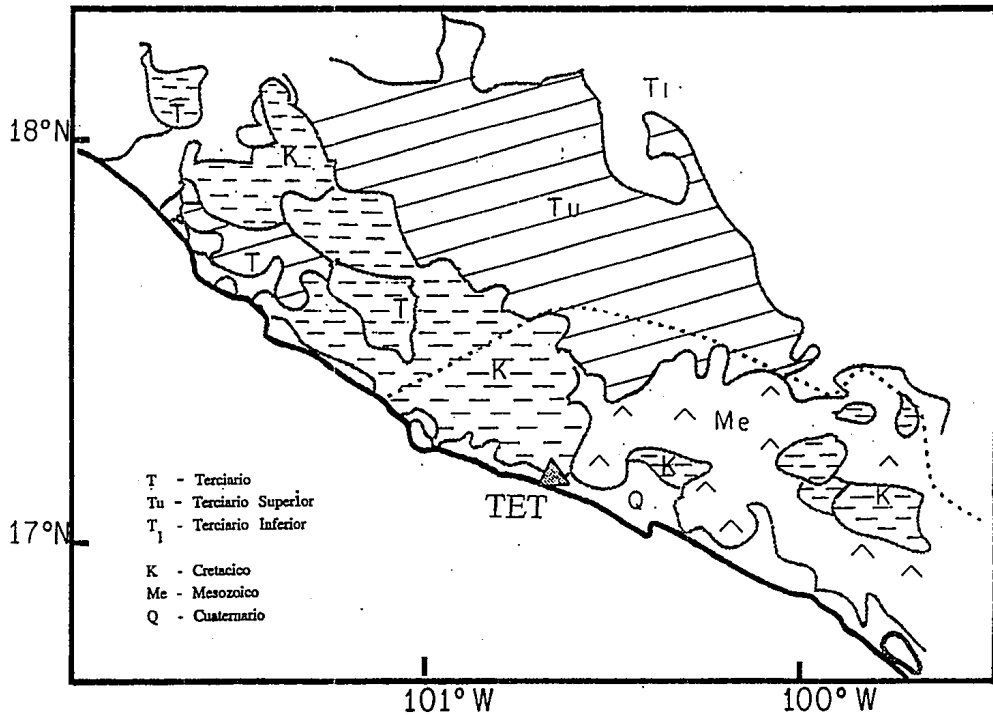
- Al norte de Ayutla se encuentra otra zona milonítica subvertical y rumbo WNW-ESE que limita con el terreno Mixteco.

- En Oaxaca, al norte de Puerto Escondido se encuentra la falla de Juchatengo con orientación paralela al borde continental que pone en contacto el terreno Xolapa con el Mixteco. En el área de Juchatengo tiene una orientación NW-SE.

- En Oaxaca, al norte de Pochutla se encuentra la falla de Chalalapa que pone en contacto el terreno Xolapa con el terreno Oaxaca; esta falla esta separada de la anterior por el lineamiento de Colotepec (Ortega Gutiérrez et al, 1986).

En base a las fallas anteriores se ha interpretado un movimiento de levantamiento del terreno Xolapa en relación al terreno Mixteco y el terreno Oaxaca (Morán Zenteno, 1991).

La edad del complejo Xolapa no se conoce con certeza debido a la inconsistencia de los fechamientos isotópicos que arrojan edades desde el Cámbrico hasta el Terciario. Guerrero et al. (1978) indican que el evento termal más antiguo aconteció durante el Jurásico en base a los métodos de U-Pb (165 ± 3 ma) y Rb-Sr (180 ± 84 ma).







-  sedimentos aluviales
-  rocas volcanosedimentarias
-  rocas intrusivas
-  rocas metamórficas

Fig. 1.4 Geología superficial de la costa de Guerrero en el sector Zihuatanejo-Acapulco (modificado de INEGI, 1984). La línea punteada indica los límites del complejo Xolapa.

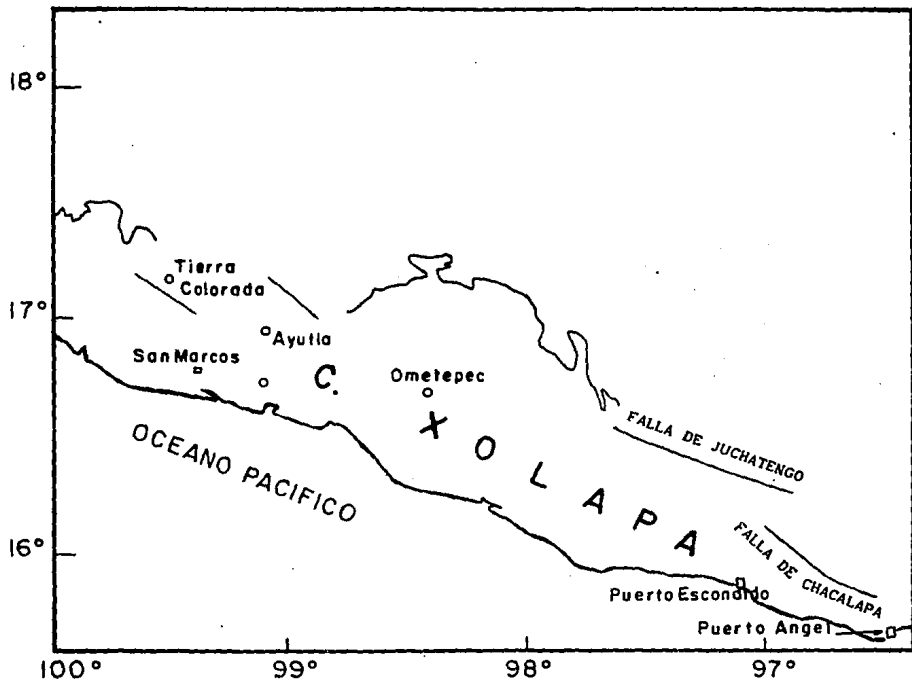


Fig. 1.5 Fallas importantes del Complejo Xolapa.
(modificada de Morán Zenteno, 1991)

1.1.3 Sistemas de fracturas.

Los terrenos Guerrero y Xolapa muestran varios sistemas de fracturamiento que se han interpretado de imágenes de satélite y fotografías aéreas (INEGI, 1985). Algunos de estos lineamientos geológicos también aparecen en la carta tectónica de México que solo toma en cuenta información apoyada con trabajos de campo bien documentados (Padilla et al., 1989). La Figura 1.6 muestra los sistemas de fallas interpretados a partir de fotografías aéreas de la zona de estudio durante la presente investigación. En este mapa se observa que el principal sistema de fracturamiento en la zona de Guerrero tiene un rumbo NE-SW que se correlaciona con la dirección de la subducción. Otro sistema de menor importancia es oblicuo al primero y subparalelo a la costa. De Cserna (1965) reportó varias fallas observadas e inferidas en la parte centro-meridional del estado de Guerrero, la mayoría de las cuales mostraban una tendencia general N 23° E.

En otras zonas sísmicas del mundo (p. ej. norte de Chile), existen fallas de rumbo asociadas a la subducción cuando el esfuerzo horizontal máximo es aproximadamente perpendicular a la trinchera oceánica (Jarrard, 1983). Sin embargo en el caso de México donde la dirección de la subducción forma un ángulo de aproximadamente 70° con la trinchera, la actividad sísmica no parece estar correlacionada a este tipo de fallas, pues no se observan mecanismos focales de falla transcurrente ni alineación de epicentros asociados a fallas regionales de rumbo. En base a la interpretación de fotografías LANDSAT, Johnson y Harrison (1990) proponen la existencia de una gran falla denominada Chapala-Oaxaca, pasando al norte de la presa de Infiernillo y Chilpancingo y continuando hasta Oaxaca, la que junto con la trinchera de Acapulco constituiría el par de fallas transformadas asociadas a la subducción. A pesar de que no existen evidencias geológicas en el campo de dicha falla, se han observado algunas alineaciones de réplicas que estarían localizadas sobre dicha falla como por ejemplo en el caso del sismo de Petatlán $M_s=7.6$ ocurrido el 14 de marzo de 1979 (Valdés, 1993).

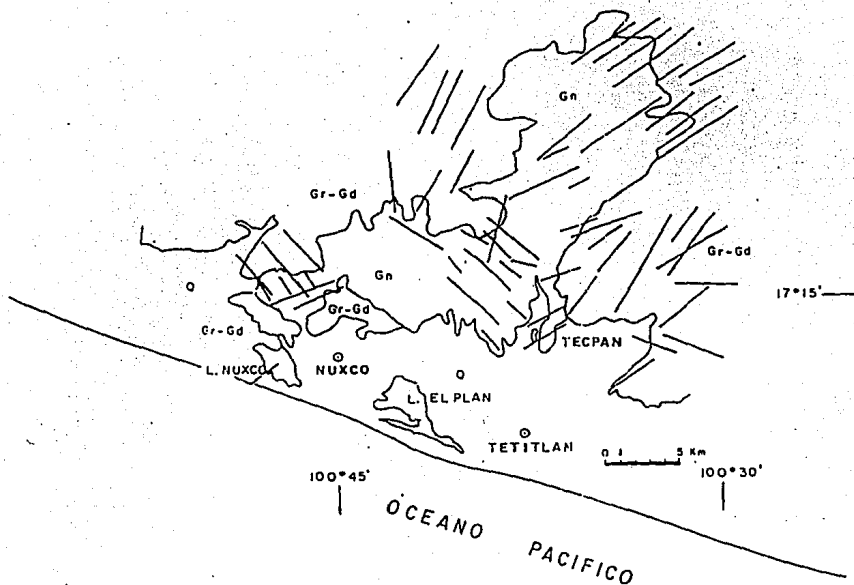


Fig. 1.6 Fracturamiento en el área de Tecpan de Galeana, Guerrero interpretado a partir de fotografías aéreas de la zona. Las rocas granodioríticas (Gr-Gd) muestran un sistema preferencial de fracturas en la dirección NE-SW, mientras que los lineamientos en el gneiss (Gn) que tienen una dirección NW-SE han sido interpretados como foliación. La litología fué tomada de la carta geológica de Zihuatanejo E 14-7-10 (INEGI, 1985),

2. SISMOTECTONICA DEL AREA

La zona de subducción mexicana, en especial la parte central de Guerrero ha sido objeto de varios estudios sobre sismicidad y tectónica para conocer mejor la geometría de la placa, el proceso de generación de grandes sismos en el área y evaluar el riesgo sísmico. Esto es debido a que se ha determinado que presenta una gran probabilidad de ocurrencia de un sismo de magnitud $M_s > 7.0$ en un corto plazo (Suárez et al., 1990).

2.1 Marco tectónico regional.

El rasgo tectónico principal de la costa de Guerrero es la Trinchera Mesoamericana, que se extiende desde las costas de Colima hasta Centroamérica por unos 3000 km y corre paralelamente a la costa, localizándose a unos 60 km de la misma en el área de Guerrero. La Placa de Cocos se subduce a lo largo de la trinchera bajo la placa Norteamericana y la placa del Caribe. El punto triple de unión entre estas placas no está bien establecido, pero probablemente se localiza en el Golfo de Tehuantepec conformando no un punto, sino una zona de deformación (Guzmán-Speziale et al., 1989).

La zona de subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica abarca la línea de costa que va de 15° a 20° de latitud Norte y de los 92° a los 105° de longitud Oeste (Burbach et al., 1984). Los principales rasgos fisiográficos que delimitan la zona de subducción mexicana son la Trinchera de Acapulco, la zona de falla de Orozco, y la Cordillera de Tehuantepec (fig.2.1). Estos dos últimos rasgos topográficos están orientados casi paralelamente a la dirección de la subducción, estando sujetos al mismo proceso. La Trinchera de Acapulco es una depresión paralela a la costa con profundidades que alcanzan los 5290 m, con una diferencia de nivel entre la profundidad máxima de la fosa y la llanura abisal de 1790 m (Jarrard, 1986). La margen continental al NW de la dorsal de Tehuantepec es estrecha con cañones submarinos, mientras que al SE la margen continental es amplia con cuencas de arco volcánico (Shiple et al., 1980). La subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana desde la región de Michoacán hasta Oaxaca es de ángulo bajo, mientras que al SW de la dorsal de Tehuantepec, la subducción bajo la placa del Caribe tiene un ángulo de 45° a 50° (Ponce et al., 1992). En el límite de la placa de Cocos con la placa de Rivera, al NW, en la región de Jalisco hay un cambio rápido en la inclinación de la subducción que alcanza los 50° (Pardo, 1993).

El espesor de la corteza oceánica cerca de Acapulco se ha estimado en 9 km en base a estudios sísmicos marinos y mediciones gravimétricas y magnetométricas (Couch and Woodcock, 1981). Por otro lado, el espesor máximo de la corteza continental en la zona de subducción se ha estimado en 50 Km (Suárez et al., 1990).

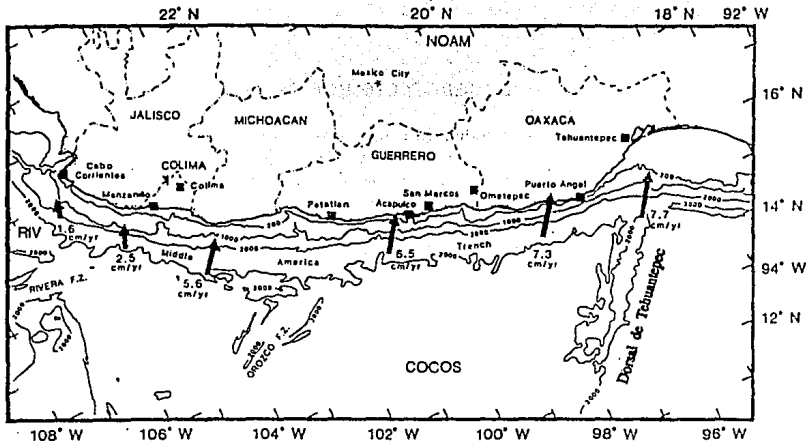


Fig. 2.1 Principales rasgos fisiográficos de la zona de subducción mexicana (tomada de Nishenko y Singh, 1987).

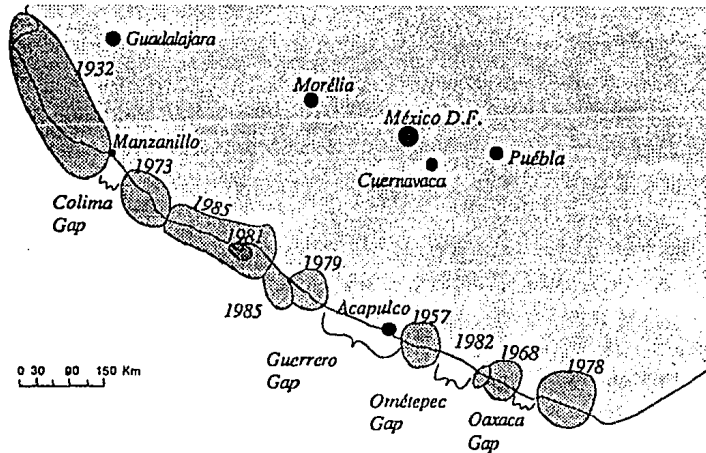


Fig. 2.2 Zonas de ruptura de los eventos recientes con $M > 7$ en el suroeste de México (según Eissler et al., 1986).

Para la zona de Guerrero, Suárez et al., (1992) han estimado un modelo de corteza con un espesor total de 34 km y una velocidad promedio de onda P de 6.75 km/s, en base al análisis de primeros arribos de ondas refractadas, utilizando el principio de Velocidad Aparente Mínima (Matumoto et al., 1977). Este modelo es una modificación del modelo inicial de la costa de Guerrero derivado por Valdés (1982) en base a las réplicas del temblor de Petatlán. El modelo anterior ha sido mejorado recientemente por Pardo (comunicación personal) quien utilizó además una red temporal entre Acapulco y Zihuatanejo. Este modelo es el siguiente :

$$V_p/V_s = 1.75$$

V_p (km/s)	H (km)
5.0	0.0
6.5	10.14
7.1	18.36
7.4	23.42
8.0	34.0

Este modelo, por ser de capas horizontales, es apropiado hasta unos 60 Km de la costa ya que después los espesores crecen por efecto de la subducción.

2.2 - Características de la subducción.

La geometría de la subducción a profundidad, se encuentra claramente marcada en el área por la actividad sísmica de la zona de Wadati-Benioff. El echado de la Placa de Cocos varía, incrementándose hacia el sur. En el área de Michoacán es de unos 9°, en Guerrero de unos 12°, en Oaxaca de unos 14° y en el área de Tehuantepec de unos 45° (Novelo-Casanova, 1980; Burbach et al., 1984; LeFevre y McNally, 1985). Este cambio en la inclinación de la placa al sur de la dorsal de Tehuantepec, el cual ocurre gradualmente a lo largo de 150 Km, así como la diferencia en cuanto a la máxima profundidad de los sismos intermedios (80 km al NW de la dorsal de Tehuantepec y 200 al SW), parece indicar que la placa de Cocos se encuentra segmentada (Ponce et al., 1992). Por otro lado parece existir otra segmentación menor cerca de los 99° W, donde la trinchera se intersecta con la zona de fractura de O'Gorman (Singh y Mortera, 1992). Estos autores indican que el cociente de momentos sísmicos de ondas P con respecto al basado en ondas S (Mos/Mop) es mucho menor en Oaxaca (1.5 ± 0.5) que al NW de los 99° W (3.1 ± 1.3) y asocian dichas diferencias a cambios en las características de la interfase de la placa relacionadas con la mayor edad de la placa al SW de los 99° W. Al oeste de los 96° W, límite de la dorsal de Tehuantepec, los sismos llegan hasta los 100 Km de profundidad (Jiménez y Ponce, 1978; Burbach et al., 1984), pero el borde inferior de la zona de Wadati-Benioff se localiza alrededor de los 75 km de profundidad (Dewey and Suárez, 1991). El pequeño ángulo de la subducción en la zona de Guerrero refleja probablemente que la placa litósferica oceánica subducida es joven (Bevis and Isacks, 1984); la edad de la subducción ha sido estimada en unos 15 ma

(Jarrard, 1986). La velocidad de convergencia de la placa de Cocos se incrementa de 1.6 cm/año en Colima a 7.7 cm/año en Oaxaca, siendo de 6.5 cm/año para la zona de Guerrero con una dirección N 37° E (McNally y Minster, 1981; DeMets et al., 1990).

Por otro lado, en la mayoría de las zonas de subducción en el mundo existen cinturones volcánicos paralelos a la trinchera a distancias de la misma correspondientes a profundidades de la placa subducente entre los 100 y 150 km; tal es el caso de la cadena de volcanes en Centroamérica (Cross y Pilger, 1982). En México el Cinturón Volcánico Transmexicano tiene una dirección oblicua a la trinchera y la actividad sísmica es prácticamente nula en la región oriental y occidental de dicho cinturón, aunque la poca cobertura de estaciones sísmicas en estas zonas posiblemente sean responsables de esta observación (Suárez, 1990). Aunque se ha propuesto en varios estudios la relación de este arco volcánico con la subducción (Mooser, 1972; Demant y Robin, 1975), existen otras teorías para explicar su formación, entre ellas una que lo explica en términos de una falla de transformación intraplaca (Cebull y Shurbet, 1987). La presencia de rocas calcoalcalinas típicas de cinturones volcánicos asociados a la subducción así como de rocas alcalinas típicas de ambientes de apertura cortical en el occidente de México (Nelson, 1990) confirman el origen complejo de este cinturón volcánico.

2.3 - Sísmicidad regional.

La región costera suroccidental de México, comprendida entre los estados de Jalisco y Oaxaca, constituye la zona sísmica más activa del país como resultado del proceso de subducción de la placa de Cocos. En esta zona se libera aproximadamente el 3 % de la energía sísmica mundial (Suárez y Rosenbluth, 1980). La sísmicidad cercana a la trinchera es prácticamente nula hasta unos 40 a 50 km de la misma; este fenómeno está asociado a la presencia de sedimentos saturados y acrecionados de naturaleza plástica (Byrne et al., 1988). Los epicentros se concentran en los estados de Michoacán, Guerrero y Oaxaca. Con la excepción del gran sismo de Jalisco en 1932 de magnitud $M_s = 8.2$ (Eissler y Mc Nally, 1984; Singh et al., 1985) y el sismo de Oaxaca de 1978 de magnitud $M_s = 7.8$ (Stewart y Chael, 1978), los eventos de mayor magnitud ($M_s > 7$) a profundidades menores a 40 km se concentran en las costas de Guerrero y Michoacán, lo que puede deberse al mayor acoplamiento de la placa de Cocos (Zúñiga y Tapia, 1992). La sísmicidad asociada a las réplicas de eventos importantes con características de fallamiento inverso en la zona de subducción mexicana se concentra a profundidades menores a los 30 km (Stolte et al., 1986; UNAM Seismology Group, 1986). Por otro lado, los eventos bien localizados, a profundidades mayores de 40 km, implican que dichos sismos ocurren dentro de la placa subducida más que en la interfase de la placa y son en su mayoría de tipo de fallamiento normal (Dewey y Suárez, 1991).

2.3.1 Periodicidad de ocurrencia de eventos de subducción.

A lo largo de las zonas de subducción existen segmentos que tienen una relativa independencia de movimiento con respecto a la totalidad de la placa. En estas regiones, los sismos fuertes se repiten con un intervalo interevento más o menos regular, lo que se denomina periodo de recurrencia. Las brechas sísmicas son regiones que usualmente tienen dimensiones correspondientes a los segmentos mencionados y que han sufrido fuertes sismos en el pasado pero que no han experimentado un gran terremoto en un lapso que sobrepasa el periodo de recurrencia de la zona. En la zona de subducción mexicana, el periodo de recurrencia es de 32 a 56 años (Singh et al., 1981). Para la porción norte de la Placa de Cocos, McNally (1981) propone un periodo de recurrencia de 33 a 35 años para temblores grandes ($M_s \geq 7.5$). Las brechas de la zona de subducción donde no han ocurrido sismos mayores en ese periodo se consideran maduras. La ausencia de sismicidad para otros segmentos de esta área, en lapsos de tiempo mayores que los periodos de recurrencia normales podrían deberse a rasgos topográficos como la Fractura de Orozco y la Dorsal de Tehuantepec que causan una subducción asísmica en ciertas zonas (Eisler et al., 1984). Al romperse las brechas por efecto de los esfuerzos acumulados en el proceso de subducción, se originan sismos característicos con magnitudes entre 7 y 8. La longitud de ruptura de estos sismos se correlaciona con el tamaño de las brechas, pudiendo variar entre 50 y 200 km en la zona de subducción mexicana, siendo el ancho de las áreas de ruptura no mayor de 80 km (Suárez y Rosenblueth, 1980).

2.4 - La brecha sísmica de Guerrero.

La brecha de Guerrero se localiza entre los paralelos $16^{\circ} 45'$ y $17^{\circ} 30' N$ y los meridianos $99^{\circ} 30'$ y $101^{\circ} W$, inmediatamente al sur de la zona de ruptura de los temblores de Petatlán (1979) y Michoacán (1985) (fig. 2.2). Esta es una de las 5 brechas o gaps que habían sido identificados como maduras hasta 1981, a lo largo de la zona de subducción mexicana: Jalisco, Michoacán, Guerrero, Ometepec y Tehuantepec (Singh et al, 1981, fig.2.2). En 1985 se rompió la brecha de Michoacán con dos eventos ($M_s=8.2$ y $M_s=7.5$) y actualmente se considera que la brecha de Guerrero es la que tiene un mayor potencial sísmico (Kelleher, 1973; Nishenko y Singh, 1987; Suárez et al., 1990). El periodo de recurrencia para la zona de Acapulco-San Marcos, en el límite sur del gap de Guerrero ha sido estimado en 50 años para sismos de magnitud $M_s \geq 7.5$ (Nishenko & Singh, 1987). Para la zona de Guerrero Central ($100^{\circ} - 101^{\circ}$) Nishenko (1989) sugiere periodos de recurrencia que varían de 50 a 70 años para eventos con magnitud M_s entre 7.5 y 7.8. Estas últimas estimaciones se han realizado por extrapolación del comportamiento de recurrencia sísmico en Oaxaca y por lo tanto dichos tiempos de recurrencia se consideran especulativos (Nishenko, 1989). Tomando en cuenta que en la costa de Guerrero no

han ocurrido temblores importantes durante los últimos 80 años al NW de Acapulco (lo que constituye propiamente el gap de Guerrero), ya que el último evento ocurrió en 1911 ($M_s=7.8$) y más de 30 al SE (sismo de 1957, $M_s=7.7$), es de esperarse que el gap de Guerrero sea el próximo en romperse. La zona inmediata al sureste (San Marcos) se considera con alto potencial ya que la estimación de su periodo de recurrencia es de 56 años (Nishenko y Singh, 1987).

Existen varias posibilidades en cuanto a la forma en que se romperá este gap. En caso de que se rompa en un solo evento, se puede generar un temblor de magnitud entre 7.9 y 8.1 (Astiz, 1987; Valdés, 1993). Otra posibilidad más es que se genere una serie de eventos grandes en la costa norte de Guerrero en un intervalo de tiempo corto como ocurrió con la secuencia de eventos grandes en esta zona en 1899 ($M_s=7.7$), 1908 ($M_s=7.8$), 1909 ($M_s=7.5$) y 1911 ($M_s=7.8$), los cuales rompieron aparentemente toda la brecha (Nishenko y Singh, 1987). La forma en que se rompa el segmento de placa dependerá de la forma en que se acumule el esfuerzo tectónico, de la ley de fricción que gobierna el deslizamiento de la falla y de la heterogeneidad estructural de la región focal, entre otros aspectos. El número de parámetros y la incertidumbre sobre los mismos no permite la posibilidad de determinar con mayor precisión el tiempo y probabilidad de ocurrencia.

2.5 Sismicidad en la Brecha de Guerrero.

De acuerdo a un estudio reciente (Suárez et al., 1990) en el que se analizó la actividad microsísmica durante 20 meses, la Placa de Cocos provoca fallamiento de tipo inverso a profundidades menores a 25 km, encontrándose ausencia de actividad entre 25 y 32 km de profundidad. En el rango de 32 a 45 km nuevamente se detecta actividad, pero en este caso predominan los mecanismos normales. Esta distribución en profundidad (fig. 2.3) se refleja en planta como dos bandas de simicidad muy bien definidas (fig. 2.4) :

- una faja costera de unos 35 km de ancho con hipocentros a profundidades de 10 a 25 km.
- una faja continental separada de la faja costera con focos a profundidades entre 32 y 42 km.

El echado de la placa subducente en esta zona es somero y se incrementa hasta 12° (Suárez et al., 1990). La solución compuesta del plano de falla de sismos someros indica planos de falla con echado en la dirección NE. Se estima que la placa se dobla a una profundidad de unos 30 km, la cual limita la región en que se generan los sismos someros. La proyección vertical de los epicentros con profundidades mayores de 45 km, localizados hasta 200 km de la costa, indican una trayectoria subhorizontal de la placa subducente, llegando hasta unos 50 km de profundidad (fig. 2.5).

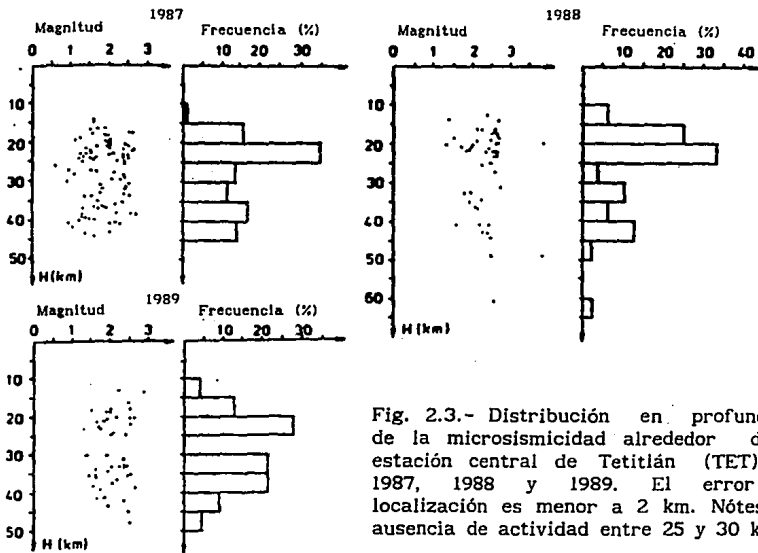


Fig. 2.3.- Distribución en profundidad de la microsismicidad alrededor de la estación central de Tetitlán (TET) para 1987, 1988 y 1989. El error de localización es menor a 2 km. Nótese la ausencia de actividad entre 25 y 30 km.

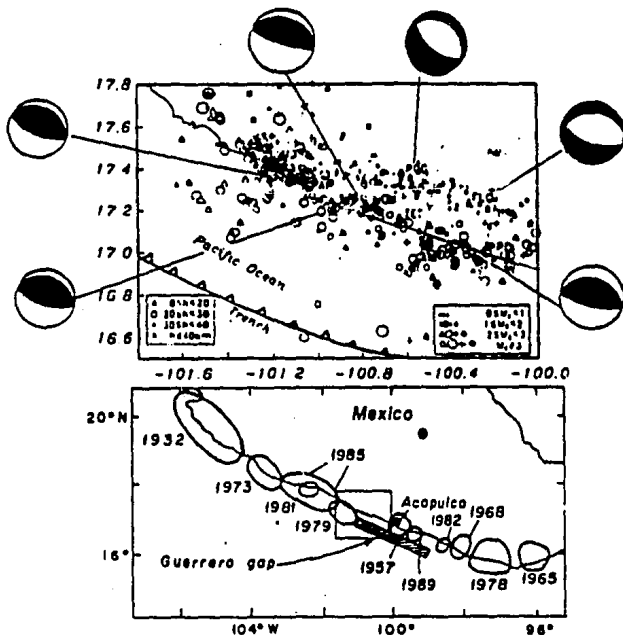


Fig. 2.4 Distribución de la microsismicidad en la Brecha de Guerrero. Se muestran algunas soluciones compuestas del plano de falla. La figura inferior muestra las áreas de ruptura de sismos previos importantes en el área (de Suárez et al., 1991).

Como ya se mencionó con anterioridad, la distribución epicentral de la sismicidad en el gap muestra dos bandas separadas por un vacío de sismicidad. Con el objetivo de verificar si esta distribución de epicentros se conservaba entre Petatlán y Acapulco (Guerrero Central) y para tener mayor control de la sismicidad en el límite norte de la Brecha de Guerrero, se instaló una red temporal de 9 estaciones en esta zona en marzo de 1991. Los resultados de dicho estudio (Pardo, comunicación personal) indican que el vacío de sismicidad observado en la Brecha de Guerrero Central no es un rasgo temporal asociado a su grado de madurez dentro del ciclo sísmico de acumulación de esfuerzos (Mogi, 1985), sino un rasgo tectónico de la subducción. Al norte de Petatlán se observa que persiste el vacío de sismicidad pero las bandas de epicentros cambian de dirección, siguiendo la línea de costa, lo que se interpretó como una barrera geométrica.

La solución de los mecanismos focales (Pardo, comunicación personal) muestra una uniformidad en la dirección de los ejes de tensión de N 35°E entre los 13 y los 25 km de profundidad, concordando con la dirección de la subducción propuesta por DeMets et al. (1990) de N 34° E. A profundidades mayores se tienen en su mayoría mecanismos normales y la dirección de los ejes de tensión varía notablemente.

El evento sísmico reciente más importante en la costa de Guerrero ocurrió el 25 de abril de 1989 al este de la brecha de Guerrero, en la región de San Marcos a una profundidad de 17.3 Km (Coyoli et al., 1989). La magnitud M_s del evento, similar a la del sismo doble de Ometepec, fué 6.8 y se sintió fuertemente en Acapulco y México (intensidad de grado V). Las réplicas de este sismo forman una nube alrededor del evento principal y delimitan un área de 780 Km^2 cubriendo parcialmente el área de réplicas del sismo de 1957 así como la zona de máxima intensidad del sismo de 1907 ($M_s=7.7$) (Zúñiga et al., 1992).

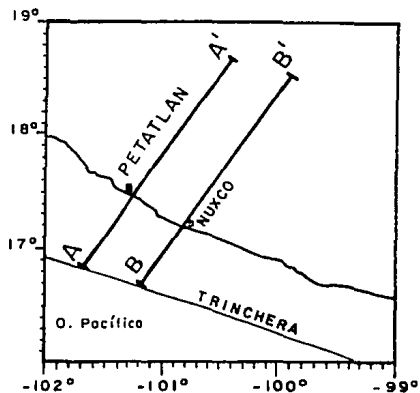
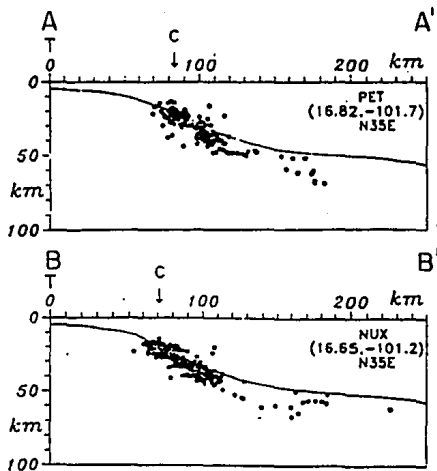


Fig. 2.5.- Secciones en la dirección de convergencia N 35° E en las áreas de Tetitlán y Nuxco. Los puntos indican los hipocentros y la línea continua el límite superior de la litósfera oceánica inferida para la región de Nuxco (cortesía de M. Pardo).

3.- ELEMENTOS DE ANISOTROPIA SISMICA.

Un cuerpo sólido es anisotrópico cuando la magnitud de sus propiedades físicas dependen de la dirección de medición. La variación de la velocidad sísmica con la dirección de propagación es un efecto que puede deberse a diversas causas, las que no siempre son evidentes. La magnitud de esa variación depende fundamentalmente de la relación entre la longitud de onda sísmica y los componentes del medio así como del tipo de medio y del tipo de onda. Usualmente se utiliza el término anisotropía para describir las variaciones de propiedades con la dirección en cuerpos homogéneos (Winterstein, 1989). Ya que a cierta escala ningún material es homogéneo, la distinción entre anisotropía y heterogeneidad es función de la escala. Por ejemplo, para ondas sísmicas con longitud de onda en el orden de cientos de metros, un paquete de estratos alternados de rocas calizas y lutitas se comportará anisotrópicamente; sin embargo, si el mismo paquete se analiza con pulsos ultrasónicos, sus características aparecerán como las de un medio que podría considerarse heterogéneo. Crampin y colaboradores (1984) mencionan cinco causas principales de anisotropía sísmica en la Tierra :

- a) anisotropía cristalina causada por el arreglo atómico cristalino.
- b) anisotropía litológica debida al alineamiento de los elementos en forma de grano de la matriz de la roca.
- c) anisotropía estructural causada por capas delgadas de roca que se repiten en ciertos ambientes sedimentarios, lo que se conoce como anisotropía tipo PTL ("periodic thin layer").
- d) anisotropía inducida por esfuerzos directos sobre los constituyentes materiales intactos.
- e) anisotropía inducida por fracturamiento, debida a inclusiones secas o llenas de fluido, cuyas dimensiones son menores que una longitud de onda sísmica.

La mayoría de las rocas de la corteza terrestre son prácticamente isotrópicas a la propagación de las ondas P, siendo una excepción notable las lutitas, en las que la anisotropía es causada por granos alineados (White et al., 1982). Las ondas S proporcionan mayor información para caracterizar la anisotropía de velocidad en un cuerpo que las ondas P pues aparte de la anisotropía azimutal, el fenómeno de birrefringencia o doble refracción de ondas S ("shear-wave splitting") puede observarse para una misma trayectoria fuente-estación.

La causa más común de anisotropía parece ser la inducida por fracturamiento, ya que casi todas las rocas de la corteza terrestre presentan microestructuras de fracturas y poros llenos de fluidos y son por lo tanto efectivamente anisotrópicas a la propagación de ondas S (Crampin, 1984).

3.1 El fenómeno de la birrefringencia.

El efecto más notable de la anisotropía sísmica de un medio homogéneo es la birrefringencia de ondas S, fenómeno por el cual una onda S incidente se refracta en una interfase como dos ondas S con

diferente polarización y velocidad (Winterstein, 1990). La partición de ondas S constituye el efecto acumulativo de la birefringencia de ondas S a lo largo de un material anisotrópico. Las ondas S así generadas se denominan qS1 (onda S rápida) y qS2 (onda S lenta). Similarmente la onda compresional que se propaga en el medio anisotrópico se denomina qP. Las tres ondas se propagan con la misma dirección y tienen polarizaciones mutuamente ortogonales. El prefijo "q" (quasi) indica que la polarización puede no ser exactamente radial o transversal (Crampin, 1989). Este fenómeno puede observarse en las dos componentes horizontales de los registros sísmicos de tres componentes. En ocasiones la rotación de las trazas en las direcciones radial y transversal permiten observar el retraso entre las dos ondas S más claramente. En la fig. 3.1a se representa este fenómeno. La onda S de mayor velocidad se polariza en la dirección de la estructura anisotrópica, mientras que la onda S lenta se polariza perpendicularmente a la primera. El retraso entre las ondas S rápida y lenta es función del espesor del medio anisotrópico y se conserva cuando el tren de ondas sale del mismo. Por otra parte, una onda S polarizada paralelamente o perpendicularmente a la dirección de anisotropía no causará bipartición, aunque sí se observará anisotropía en la velocidad de acuerdo a la dirección de propagación (fig. 3.1b y c). El ángulo formado entre el rayo incidente y la normal al plano representado por los elementos causantes de la anisotropía influye en la magnitud del retraso entre ondas S, siendo éste máximo para un ángulo de 90° (Crampin y Lynn, 1987).

En las secciones siguientes se discuten fundamentalmente los tipos de anisotropía sísmica que pueden asociarse a la corteza terrestre; más tarde, en el Capítulo 5 se analiza la anisotropía en la brecha de Guerrero en base a sismogramas generados por sismos locales y registrados alrededor de la estación de Tetitlán.

3.2 Orientación mineral preferencial.

Los minerales que constituyen las rocas son naturalmente anisotrópicos debido a la estructura atómica característica de cada mineral, la cual determina las propiedades elásticas de los cristales simples así como de los diferentes agregados minerales. Las velocidades sísmicas en los cristales varían de acuerdo a los sistemas de simetría de los minerales; éstos se caracterizan por sus planos de simetría (fig. 3.2). Un plano de simetría es un plano en el que las propiedades elásticas tienen simetría de espejo (Crampin, 1989).

Sistema	Planos de simetría
isotrópico	simetría total
hexagonal	simetría cilíndrica
cúbico	9
tetragonal	5
ortorrómbico	3
monoclínico	1
triclínico	ninguno

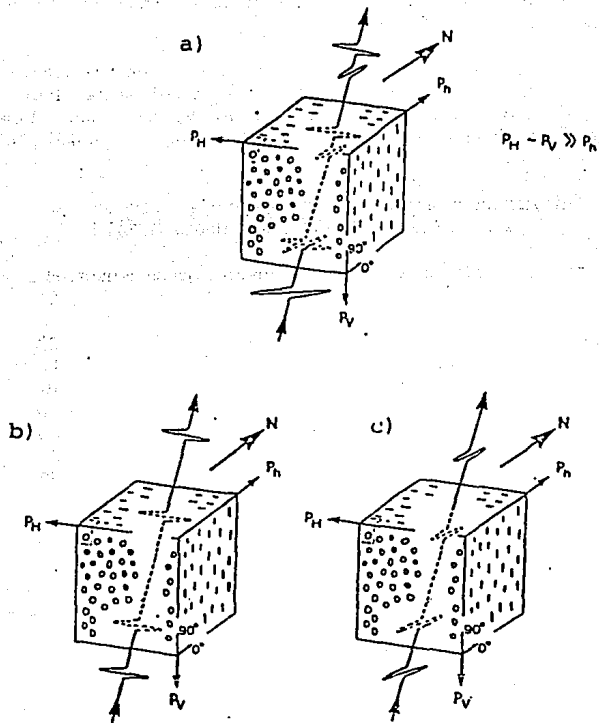


Fig. 3.1.- a) Birefringencia de ondas S en un medio fracturado. La onda S rápida se polariza en la dirección de las fracturas y la S lenta perpendicularmente. En (b) y (c) no se produce birefringencia pues la onda S está polarizada paralelamente (b) o perpendicularmente (c) a las fracturas. (según Crampin y Lynn, 1987).

La mayoría de los valores de anisotropía en cristales, que son citados en la literatura se han determinado experimentalmente utilizando vibraciones de alta frecuencia, del orden de 1 a 2 MHz o mayores, utilizando la técnica de transmisión de pulsos (Kern y Wenk, 1985). Sin embargo, a diferentes frecuencias el grado de anisotropía puede variar (Winterstein, 1989).

A continuación se presenta una tabla de valores de anisotropía de minerales constituyentes de roca (Babuska, 1981). Este valor esta definido como $100 \cdot (V_{\max} - V_{\min}) / V_{\text{prom}}$ donde V_{\max} = velocidad máxima, V_{\min} = velocidad mínima y V_{prom} = velocidad promedio

Tabla 3.1
Anisotropía de minerales constituyentes de rocas.
Datos de Babuska (1981) y Sawamoto (1984)

Mineral	Simetría	Porcentaje de anisotropía	
		P	S
Olivino	ortorrómbica	25	22
Granate	cúbica	0.6	1
Ortopiroxeno	ortorrómbica	16	16
Clinopiroxeno	monoclínica	21	20
Muscovita	monoclínica	58	85
Ortoclasa	monoclínica	46	63
Anortita	triclínica	36	52
Rutilo	tetragonal	28	68
Nefelina	hexagonal	24	32
Espinela	cúbica	12	68

En rocas masivas y sedimentarias como las areniscas la anisotropía puede ser insignificante en rocas masivas como las areniscas y por el contrario alcanzar grandes valores en rocas con estructura paralela como las lutitas, con un porcentaje de anisotropía de hasta 30 % (White et al., 1982). El grado de anisotropía en las rocas sedimentarias depende del grado de saturación de fluidos y de la presión de poro. En general la anisotropía de las rocas ígneas es pequeña a elevadas presiones hidrostáticas (entre 0.3 y 4%) mientras que las rocas metamórficas están caracterizadas por altos coeficientes de anisotropía, estando el valor promedio entre un 8 y 10 % (Babuska y Cara, 1991).

En rocas metamórficas la anisotropía debida a la textura mineral puede ser más importante que la anisotropía debida al fracturamiento. Por ejemplo, en mediciones a temperatura ambiente en una anfibolita de clinopiroxeno (Siegismund y Vollbrecht, 1991), se observó que las microfrazuras contribuyen notablemente a la anisotropía total a bajas presiones de confinamiento. Sin embargo, a presiones entre 200 y 300 MPa, las microfrazuras son cerradas casi totalmente y la anisotropía se debe casi totalmente a su estructura interna o fábrica (fig.3.3). En otro estudio de laboratorio, Brocher y Christensen (1991) observaron birrefringencia de ondas S en una filita sometida a una presión de 200 MPa, pudiendose distinguir las ondas S rápida y lenta en la misma traza sísmica (fig.3.4). La mayoría de las

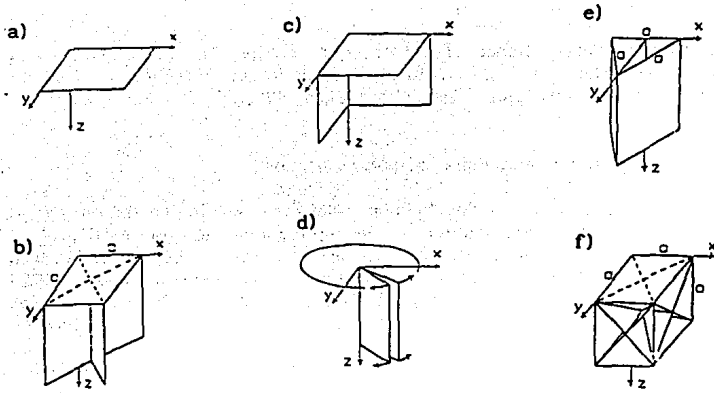


Fig. 3.2.- Orientación espacial de los planos de simetría de los sistemas de simetría más comunes: a) monoclinico, b) tetragonal, c) ortorrómbico, d) hexagonal, e) trigonal, y f) cúbico. En el sistema isotrópico cualquier plano es un plano de simetría. (de Crampin, 1989).

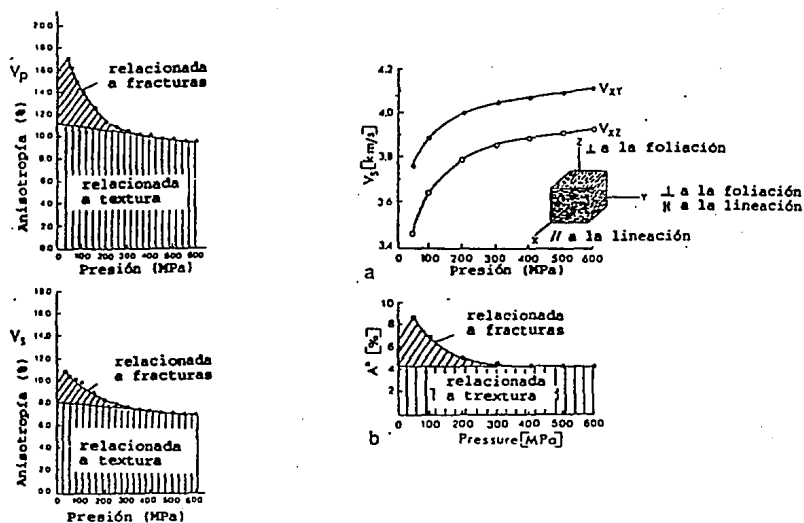


Fig. 3.3.- Anisotropía debida a fracturamiento y debida a la textura mineral de ondas P y S como función de la presión a temperatura ambiente. En (b) se muestra la birefringencia de las ondas S a lo largo de la dirección X (las ondas S están polarizadas en los planos XY y XZ) contra la presión a temperatura ambiente. (de Siegmund y Vollbrecht, 1991).

rocas metamórficas tienen fábricas que están mas cercanas a la simetría ortorrómbica (o inclusive monoclinica) que a la simetría transversalmente isotrópica (Babuska y Cara, 1991).

3.3 Anisotropía inducida por esfuerzos.

La anisotropía inducida por esfuerzos es la variación de la velocidad con la dirección debida a la aplicación de un esfuerzo compresivo a un material. Este fenómeno ha sido ampliamente documentado en experimentos de laboratorio, en concreto (Jones, 1952) y en rocas ígneas de baja porosidad (Nur y Simmons, 1969, Lockner et al., 1977). Algunas observaciones de campo comprueban este fenómeno (Turchaninov et al., 1977, Li et al., 1988). Los resultados de dichos experimentos, su significado en el marco geológico y la formulación matemática de la anisotropía inducida por esfuerzos se discuten en el Apéndice I.

3.4 Anisotropía debida a fracturamiento y anisotropía de fracturamiento inducida por esfuerzos.

Como ya se mencionó anteriormente la anisotropía debida a fracturamiento parece ser la más común en la corteza terrestre. Sin embargo para que las fracturas y microfracturas causen anisotropía deben tener un alineamiento preferencial, el cual en muchos casos es inducido por esfuerzos tectónicos. Se cree que existen fracturas y microfracturas rellenas de fluidos por lo menos en los primeros 10 a 20 km de la corteza terrestre (Fyfe et al., 1980). Perforaciones en la península de Kola en 1985 en Rusia, sobre el Escudo Báltico atravesaron rocas granodioríticas fracturadas, estando las microfracturas llenas de agua entre los 4500 y 9000 m de profundidad. Se piensa que esta agua ha sido liberada de los minerales constituyentes de la roca (Frankfurter-Allgemeine, 1985). En general, las fracturas alineadas de la corteza terrestre se comportan de acuerdo a ciertos sistemas de simetría anisotrópica determinados fundamentalmente por el estado de esfuerzos. En la corteza terrestre predominan las simetrías hexagonal, ortorrómbica y monoclinica en ese orden y se observan en los siguientes casos :

- Sistema hexagonal.- También se le denomina sistema de isotropía transversa y tiene un eje de simetría cilíndrica. Se presenta usualmente en la corteza terrestre como resultado de fisuras paralelas, granos alineados o una secuencia repetitiva de capas finas (Crampin, 1989).

- Sistema ortorrómbico.- Se presenta en el manto superior y se cree que la causa son los cristales ortorrómbicos del olivino (Bowman, 1985). Se presenta también en cuencas sedimentarias como resultado de la combinación de fracturas verticales con un eje de simetría horizontal y anisotropías de capas delgadas periódicas. El tensor de esfuerzos tiene simetría ortorrómbica y por ello es posible que cualquier fenómeno alineado por el esfuerzo tenga esta simetría (Crampin, 1989).

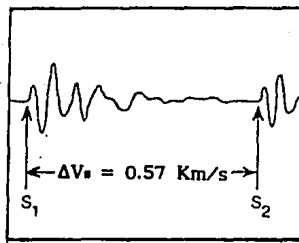


Fig. 3.4 Birrefringencia de ondas S a 200 MPa originada por la orientación mineral preferencial en la filita Chugach por la propagación de una onda S paralela a la foliación. La onda rápida S1 vibra paralelamente a la foliación, mientras que la onda lenta S2 vibra normal a la foliación.
(tomada de Brocher y Christensen, 1991)

Esfuerzos horizontales diferentes

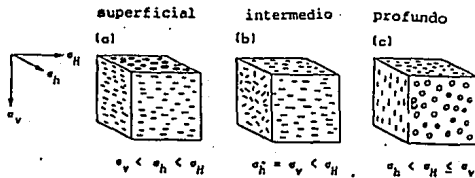


Fig. 3.5.- Orientaciones esperadas de fracturas y microfracturas en la corteza terrestre como resultado de una diferencia en la magnitud de los esfuerzos principales horizontales (según Crampin, 1990).

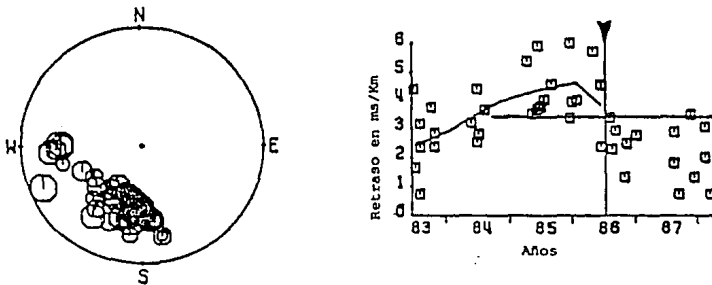


Fig. 3.6 Polarizaciones y variación de retrasos entre ondas S durante 5 años en la estación KNW de la red de Anza, California. La línea vertical indica el evento de North Palm Springs de magnitud 6 (tomado de Crampin et al, 1989).

- Sistema monoclinico.- Se presenta cuando existen dos sistemas de fracturas paralelas no ortogonales, donde el plano de simetría es perpendicular a la línea de intersección de las dos series de fisuras. Existe solamente muy cerca de la superficie, donde la presión litostática no ha cerrado las fisuras perpendiculares al esfuerzo compresivo máximo (Crampin, 1989).

El campo regional de esfuerzos tiende a orientar los poros de la roca en dirección normal al esfuerzo compresivo mínimo y paralelo al esfuerzo compresivo máximo (Crampin, 1987) Esta situación se muestra esquemáticamente en la fig. 3.5. En muchos casos el esfuerzo compresivo máximo en la corteza terrestre es horizontal y las fracturas tienen una orientación preferencial vertical. Esta situación se ha comprobado en operaciones de fracturamiento hidráulico (Zoback y Zoback, 1980).

3.4.1 Dilatación y anisotropía de dilatación extensiva (EDA).

El fenómeno de dilatación se refiere al incremento de volumen de roca observado en el laboratorio cuando ésta es sometida a grandes esfuerzos de compresión. Dichos esfuerzos provocan la formación y propagación de fracturas, las que empiezan a ocurrir cuando el esfuerzo compresivo alcanza un valor igual a la mitad de la resistencia de la roca (Brace et al, 1966). En la predicción sísmica este fenómeno se ha asociado con la generación de temblores por medio de la difusión de fluidos en el área focal. Esto causaría dilatación y posteriormente rupturas secundarias que liberan energía durante la secuencia de réplicas (Nur, 1972). El papel que juega el agua en el mecanismo de dilatación antes de un temblor se desconoce y solo se incorpora a los modelos de manera cualitativa. La teoría de la dilatación produjo mucho interés acerca del papel que la anisotropía inducida por esfuerzos puede desempeñar en este modelo. (Soga et al., 1978; Gupta, 1973). En experimentos de laboratorio se observó que el inicio de la dilatación ocurre aproximadamente cuando se alcanza el 60% de la deformación final de falla y se nota por una disminución en las velocidades P y S. Sin embargo, los estudios iniciales en zonas sísmicas que parecían confirmar las predicciones de la teoría de la dilatación, se han puesto en entredicho por estudios más recientes, de mayor precisión, que no han podido detectar cambios significativos de velocidad en zonas de actividad sísmica (King et al., 1981, Leary y Malin, 1982).

Para explicar la serie de observaciones de birefringencia de ondas S tanto en ambientes tectónicamente activos como en zonas poco activas de muy diversas litologías, Crampin ha propuesto el concepto de anisotropía de dilatación extensiva (EDA). Esta clase de anisotropía es causada por fracturas saturadas, microfracturas y poros que existen en todas las rocas. Dichas estructuras están alineadas preferencialmente por el esfuerzo, por lo que las rocas son efectivamente anisotrópicas a la propagación de ondas sísmicas. A diferencia de la dilatación normal, en la dilatación extensiva, aunque las fracturas están alineadas por el esfuerzo, no están directamente inducidas por el mismo. Un esfuerzo que es uno o dos órdenes de

magnitud menor que el requerido para abrir fracturas puede sin embargo orientar o reorientar fracturas ya existentes (Booth et al., 1989). En las rocas ígneas y metamórficas, las fracturas y microfracturas de dilatación extensiva frecuentemente se encuentran aisladas, sin canales interconectores.

Hasta 1987 (Crampin, 1987), no se había detectado ni antes ni después de un sismo ningún cambio mayor en la configuración de las fracturas inducidas por dilatación en cuanto a dirección de polarización de la onda S y retrasos entre ondas S. Sin embargo en dos estudios posteriores se ha observado que los retrasos entre ondas S parecen aumentar antes de varios sismos de magnitud 3 y 4 (Booth et al., 1989) y en otro caso, en Anza, California, antes de un sismo de magnitud 6.3 (Crampin et al., 1990). Estas observaciones se interpretaron como el resultado de un efecto combinado de un pequeño incremento en la densidad de fracturamiento y un abombamiento (bowing) de los poros a medida que se acumula el esfuerzo antes del temblor y una reducción gradual de la densidad de fracturas una vez que la energía ha sido liberada por el sismo. Sin embargo los retrasos observados muestran bastante dispersión (Fig. 3.6) y no es evidente la transición de un estado al otro, por lo que existe gran polémica en cuanto a la validez del modelo (Aster et al., 1990).

3.5 Identificación de los diferentes tipos de anisotropía.

En las mediciones de anisotropía sísmica no siempre es claro el origen de la anisotropía. Diversos factores pueden contribuir en forma simultánea a la anisotropía efectiva de la roca. Pocas mediciones de campo se han realizado en donde se haya abordado este problema. Sin embargo se han hecho algunos experimentos de laboratorio y desarrollos teóricos para tratar de separar algunos de dichos factores. Los experimentos más significativos se discuten en el Apéndice II.

3.6 Observaciones de anisotropía en la litosfera.

La anisotropía en la litosfera ha sido determinada principalmente por medio de tres clases de observaciones (Anderson, 1989) :

- birrefringencia de ondas S (splitting)
- variaciones azimutales cíclicas de velocidad P y S
- acoplamiento de ondas Love y Rayleigh

El primer punto es objeto de estudio mas detallado en el siguiente capítulo y nos referiremos unicamente al segundo punto en esta sección por ser las observaciones que mas se han realizado a gran escala.

En diversas regiones de la litósfera, principalmente en el zonas marinas se han observado variaciones azimutales de velocidad que muestran un comportamiento armónico con periodo de 180° (Hess,

1964; Morris et al., 1969; Shearer y Orcutt, 1986). Las variaciones azimutales de velocidad en la litósfera oceánica son consecuencia de la orientación preferencial de los cristales de olivino, los cuales se alinean perpendicularmente a las dorsales, siguiendo la dirección de flujo que tuvo el magma al salir del " rift" o zona de esparcimiento. Dichas variaciones se han obtenido principalmente para ondas refractadas Pn. La anisotropía de velocidad para dichas ondas compilada de varios estudios en el oceano Pacífico e Indico varía entre 3 y 10% (Christensen, 1984). Este es un fenómeno bastante sistemático y extendido en la litósfera oceánica (Bibee y Shori, 1976).

Backus (1965) derivó la fórmula que describe las variaciones azimutales de velocidad de la onda P en el plano horizontal xy (x_1x_2 en la fig 3.7) cuando se tiene un sólido con anisotropía débil ($<10\%$) de cualquier tipo. Esta ecuación se deriva de la solución del sistema de ecuaciones que expresa la propagación de ondas de cuerpo en la dirección x_1 en un medio elástico anisotrópico (Crampin, 1977) :

$$(T - \rho c^2 I) a = 0$$

$$\text{con } T_{3 \times 3} = c_{ijkl} \text{ para } i, j = 1, 2, 3$$

$$\rho = \text{densidad} \quad c = \text{velocidad} \quad I = \text{matriz identidad}$$

La solución de este problema de valores propios tiene tres raíces positivas para ρc^2 con vectores propios ortogonales a. Estos corresponden a tres ondas de cuerpo (qP, qS1 y qS2) que se propagan en cada dirección con velocidad diferente y polarizaciones ortogonales. Si la anisotropía es débil, los elementos fuera de la diagonal de la matriz T son pequeños y la velocidad de las ondas de cuerpo está dada por :

$$\rho c_1^2 = c_{1111} + X \quad \rho c_2^2 = c_{2121} + Y \quad \rho c_3^2 = c_{3131} + Z$$

donde c_1 , c_2 y c_3 son las velocidades qP, qS1 y qS2 y X, Y, Z son

términos de segundo orden en los elementos fuera de la diagonal principal. La variación de la velocidad con el azimut se obtiene rotando el tensor elástico con respecto al eje vertical x_3 . Para la onda P la variación azimutal de velocidad puede expresarse en términos de coeficientes que son combinaciones lineales de 6 constantes elásticas y es la siguiente :

$$\begin{aligned} \rho v_p^2 = & (3c_{1111} + 3c_{2222} + 2(c_{1122} + 2c_{1212}))(1/8) + (c_{1111} - c_{2222})(1/2) \cos 2\theta \\ & + (c_{2111} + c_{1222}) \sin 2\theta + (c_{1111} + c_{2222} - 2(c_{1122} + 2c_{1212}))(1/8) \cos 4\theta \\ & + (c_{2111} - c_{1222})(1/2) \sin 4\theta \end{aligned} \quad 3.1$$

con θ = azimuth medido desde la dirección x_1 ,

ρ = densidad

v_p = velocidad de la onda P

c_{ijkl} = constantes elásticas

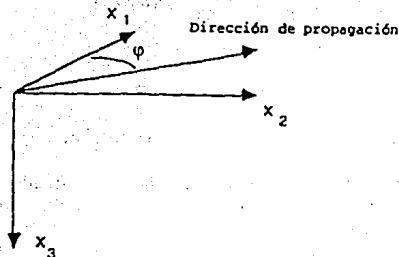


Fig. 3.7 Sistema coordenado cartesiano utilizado por Backus (1965) para derivar la expresión de las variaciones angulares de velocidad en un medio debilmente anisotrópico.

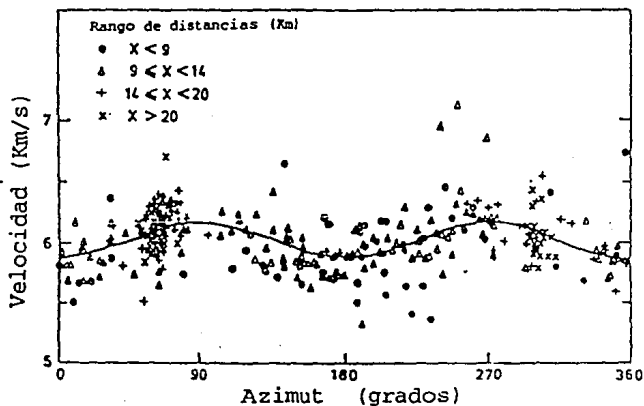


Fig. 3.8 Velocidad aparente contra azimut en rocas de facies granulita del bloque Arunta en Australia Central. El patrón circular testifica una anisotropía sísmica de 5 %. La dirección de máxima anisotropía coincide con la dirección predominante (rumbo) de la foliación del gneiss aflorante (tomada de Greenhalgh et al., 1990).

Cuando se asume que la estructura contiene un plano de simetría vertical, la cual es una suposición razonable para muchas estructuras geológicas, la ecuación anterior se simplifica así (Crampin y Bamford, 1977) :

$$\rho v_p^2 = (3c_{1111} + 3c_{2222} + 2(c_{1122} + 2c_{1212}))(1/8) + \\ + (c_{1111} - c_{2222})(1/2) \cos 2\theta + \\ + (c_{1111} + c_{2222} - 2(c_{1122} + 2c_{1212}))(1/8) \cos 4\theta \quad 3.2$$

donde θ se mide a partir del plano de simetría.

En la litósfera continental se han realizado pocos estudios para investigar variaciones azimutales de velocidad relacionadas con la anisotropía. Bamford (1973) determinó anisotropía de velocidad en el manto superior continental de 8 % en el sur de Alemania a través del análisis de varios sondeos profundos de refracción. Greenhalgh et al., (1990) determinaron un 5% de anisotropía para rocas metamórficas de facies granulita que constituyen un complejo aflorante en Australia (fig. 3.8). Se considera que dado que las presiones y temperaturas en el manto superior continental son mas altas que en el manto oceánico, es mayor la factibilidad de alineación de minerales de olivino en el basamento continental (Fuchs, 1977).

En la corteza continental las variaciones azimutales armónicas de velocidad debidas a anisotropía no son tan comunes como bajo los océanos. Esto se debe a la naturaleza heterogénea de la mayor parte de la corteza continental, donde se tienen variaciones verticales y laterales de velocidad. En estas condiciones, la principal causa de anisotropía, generalmente local, en la parte superior de la corteza terrestre (10 a 20 km) son las fracturas de las rocas alineadas por el esfuerzo (Crampin, 1985) así como la presencia de complejos metamórficos (Greenhalgh et al., 1990; Brocher y Christensen, 1991). Por otra parte, para la corteza inferior, se ha indicado la posibilidad de que se produzcan ahí deformaciones horizontales de corte de gran magnitud que causarían anisotropía (Meissner y Kuznir, 1987).

4. BIRREFRINGENCIA DE ONDAS S EN REGISTROS SISMOLOGICOS

La birrefringencia de ondas S en los registros sísmológicos se ha analizado tradicionalmente con diagramas de movimiento de partícula. Sin embargo el gran volumen de información sísmica hace necesario el desarrollo de métodos automáticos o semiautomáticos para agilizar la interpretación. Algunos de los métodos que se han utilizado para analizar la birrefringencia de ondas S, en especial el método de la matriz de covarianzas, están basados en un análisis general de los registros sísmicos de tres componentes el cual se conoce como Análisis de Polarización (Kanasewich, 1983, Jurkevics, 1988). Las bases teóricas de dicho análisis se discuten en el apéndice III.

4.1 Condiciones para la observación de anisotropía en registros sísmológicos y hodogramas. La ventana de ondas S.

La detección de birrefringencia en registros sísmológicos, caracterizada fundamentalmente por el retraso entre las dos ondas S, requiere de varias condiciones para su clara observación en sismogramas y hodogramas. La identificación de este fenómeno será más clara a medida que las condiciones de observación se acerquen más a las condiciones ideales que son :

- Incidencia del tren de ondas S en la superficie terrestre dentro de la llamada ventana de ondas S, representada por un cono regular bajo la estación. Fuera de este cono la onda S sufre serias distorsiones y cambios de fase. Mediante el cálculo de hodogramas de sismogramas sintéticos generados por una fuente de 6 Hz, Booth y Crampin (1985) determinaron que para una onda plana que se propaga en un medio con una relación de Poisson igual a 0.25, la ventana de ondas S está dada por :

$$\theta = \arcsin (V_s/V_p) < 35^\circ$$

Sin embargo, dado que normalmente existe una capa de intemperismo, la cual tiene el efecto de curvar las trayectorias hacia la vertical, este ángulo puede ampliarse normalmente hasta unos 45° .

- Ausencia de variaciones en la topografía de la zona. La presencia de fuertes irregularidades topográficas puede enfocar ocasionalmente ondas SP en el sitio del registro y aparecer como un arribo en la componente radial. Aunque esta onda pueden identificarse rotando las componentes horizontales y así distinguirla de la onda S, pueden darse casos en que la onda SP sea enfocada por más de un accidente topográfico y origine dos arribos SP (Crampin, 1990b).
- Un medio anisotrópico de suficiente espesor. El retraso en tiempo entre las dos ondas S debe ser aproximadamente mayor que el periodo de la señal, lo cual produce hodogramas cruciformes; en caso contrario tiene lugar un movimiento aproximadamente elíptico. El límite inferior a

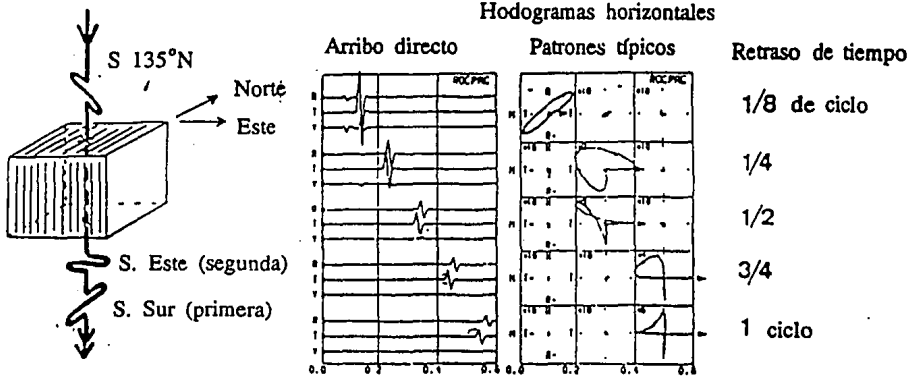
partir del cual el efecto de la anisotropía puede observarse en sismogramas sintéticos ha sido establecido en 0.25 del periodo T (Naville, 1986). La fig. 4.1 muestra un modelo sintético de hodogramas obtenidos para diferentes retrasos.

Podrían presentarse algunas dificultades en la identificación de la onda S por las conversiones de S a P o P a S, las que se originan en las discontinuidades y producen precusores para la fase S. Cuando el ángulo de incidencia es pequeño, las amplitudes de la fase S convertida a P (SP) son mucho mayores en el componente vertical que en las horizontales (Kanasewich, 1973). Por otro lado la onda P convertida a S (PS) llegará antes que la fase S directa y su reconocimiento podría requerir el uso de sismogramas sintéticos (Bowman y Ando, 1987).

En los últimos 15 años se han venido desarrollando algunas técnicas automáticas para la detección de birrefringencia de ondas S, principalmente aplicadas al perfil sísmico vertical (VSP). Esta metodología de observación, por ser de fuente controlada y realizarse en el subsuelo, permite probar diferentes algoritmos de detección con sismogramas sintéticos, ya que se evita así la distorsión del pulso sísmico causada por la superficie terrestre.

En el caso de la sismología se carece de control sobre la fuente y su posición, las mediciones se realizan usualmente en la superficie y se tiene la influencia de heterogeneidades; esto hace difícil la aplicación directa de los algoritmos diseñados para la exploración sísmica. Sin embargo, se han hecho algunos intentos para llevar a cabo el cálculo del retraso entre ondas S en forma automática como se verá más adelante. Dado que los algoritmos automáticos aún no son muy confiables, en la mayoría de los estudios locales de anisotropía en zonas con potencial sísmico (Crampin, 1987, Kaneshima y Ando, 1989), el análisis de los hodogramas se ha venido realizando en forma visual. A continuación se describe el procedimiento sugerido por Chen et al. (1987) para distinguir entre polarización real de ondas S y polarización aparente debida a ondas convertidas y ruido. Este procedimiento puede resumirse de la siguiente forma :

- Rotación azimutal de los sismogramas en componentes radial y transversal.
- Graficación de los hodogramas en sucesivas ventanas de tiempo de corta duración y con amplitudes escaladas de acuerdo a la máxima amplitud en cada ventana.
- Exámen detallado de cualquier primer arribo aparente de una onda S con polarización predominantemente radial ya que podría tratarse de una onda S convertida a P.
- Los primeros arribos de la onda S pueden reconocerse en el hodograma como segmentos lineales o curvas con pequeña elipticidad. La segunda onda S puede reconocerse a partir de un cambio abrupto en la dirección de polarización.
- Determinación de la dirección de polarización de la onda S rápida de los hodogramas. Normalmente se tiene algo de ruido debido a la coda de la onda P antes del arribo de la S. Si la amplitud de este ruido es mayor que el movimiento de partícula



Resultados del programa ROPAC de modelado elástico y anisotrópico (cortesía de S. Crampin, 1988).

Fig. 4.1 Modelado de hodogramas sintéticos de sismogramas con diferentes retrasos entre las ondas S rápida y lenta. (según Crampin, 1988)

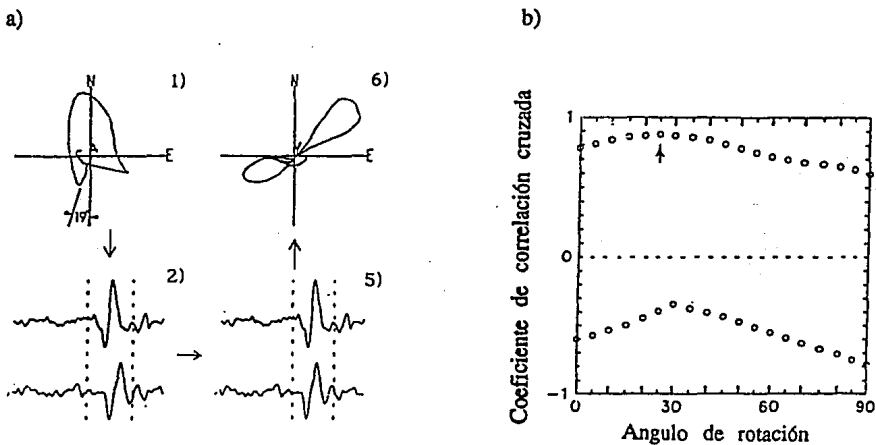


Fig. 4.2 Cálculo del retraso entre ondas S telesísmicas utilizando correlación cruzada de las componentes horizontales. (tomada de Bowman y Ando, 1987).

- El movimiento de partícula de la primera onda S podría ser ligeramente elíptico. En este caso se elige una dirección de polarización promedio. Los eventos que muestran una polarización elíptica fuerte se descartan.

Por otra parte es necesario hacer notar que la identificación de la onda S puede verse complicada por la interferencia de energía dispersada en la corteza, la cual puede arribar antes o después de la onda S directa, lo que es particularmente importante para arribos nodales (Ebel, 1989). Este autor analizó el efecto de la dispersión en la corteza sobre arribos directos que atraviesan la corteza con ángulos precríticos y llega a la conclusión de que cualquier estudio que pretenda analizar la anisotropía sísmica a partir de las diferencias de tiempo entre arribos SV y SH debe asegurar que las diferencias de tiempo observadas no son producto de la dispersión. En el caso de tener una sola estación, la observación de varios registros de buena calidad permitirá cuantificar en que rango de magnitud se encuentran los retrasos y así decidir si el retraso observado en un sismograma ruidoso tiene una magnitud comparable. Asimismo la similitud entre las trazas horizontales en una ventana de tiempo que contenga el arribo S, dada por la función de coherencia puede ayudar a discriminar la señal del ruido. En el caso de contar con varias estaciones cercanas, la comparación de los arribos de cada estación ayudará a resolver si se trata de un efecto local de difracción.

A continuación se describen algunos métodos automáticos para la detección de birrefringencia en registros sismológicos, comenzando por los utilizados para eventos telesísmicos que son los que presentan menos dificultades.

4.2 Métodos de correlación cruzada.

Estos métodos se han aplicado con mayor efectividad a registros de periodo intermedio y largo (Bowman y Ando, 1987; Iannacone y Deschamps, 1989). Dada la relativa simplicidad de dichos sismogramas, Bowman y Ando (1987) mencionan los siguientes procedimientos :

1er. Método (fig. 4.2a) :

1. Medición de la orientación del 1er. movimiento S del diagrama de movimiento de partícula horizontal.
2. Rotación de las dos componentes de acuerdo al ángulo medido.
3. Cálculo del coeficiente de correlación cruzada entre las trazas rotadas.
4. El incremento Δt que produce el máximo o mínimo coeficiente de correlación se considera una medida del "splitting" o retraso entre las dos ondas S.
5. La componente lenta qS_2 se incrementa con respecto a la componente rápida el tiempo Δt .
6. Las trazas se rotan de nuevo a un sistema norte-sur y se grafica el movimiento de partícula corregido, el cual muestra una mayor linealidad.

2o. Método (fig. 4.2b) :

1. Rotar los dos sismogramas cada 5 grados, de 0° a 90°.
2. Se encuentran los coeficientes de correlación cruzada máximo y mínimo para el conjunto de ángulos de rotación y su correspondiente retraso Δt .
3. El ángulo de polarización correcto es el que produce el máximo coeficiente de correlación y el retraso entre ondas S es el incremento Δt correspondiente.

4.3 Discriminantes del movimiento de partícula.

Estos discriminantes consisten en alguna medida del movimiento rectilíneo, cálculo del máximo desplazamiento vectorial o la proyección del movimiento en alguna componente (Macbeth y Crampin, 1990). De estos métodos los más utilizados han sido los siguientes :

- Método de Shi, Meyer y Schneider (1990).

Este método está diseñado para determinar la dirección de polarización de una onda sísmica en un geófono de tres componentes a través de la maximización del cociente de la suma de las proyecciones de los desplazamientos relativos en direcciones ortogonales (x-y) en el plano horizontal como función del ángulo ϕ entre estos ejes y un sistema de referencia fijo X-Y (fig. 4.3). Esta función tiene la siguiente forma :

$$F(\phi) = \sum d_i \cos(\phi - \theta_i) / \sum d_i \sin(\phi - \theta_i) \quad 4.1$$

con θ_i = ángulo entre el eje Y y el vector definido por las muestras
i e (i+1)
 d_i =magnitud del vector

Para la correcta aplicación de este método, la ventana de tiempo del sismograma debe incluir solamente la onda S rápida y ser menor que el retraso entre las dos ondas S.

El ángulo de polarización se determina rotando los sismogramas horizontales con respecto al eje vertical hasta que $F(\phi)$ es máxima. El retraso se obtiene por correlación cruzada de las dos componentes rotadas.

- Método de Aster, Shearer y Berger (1990).

Este método también está diseñado para un solo geófono de tres componentes. La función de linealidad que utiliza es de la forma:

$$F = (\lambda_1 - \lambda_2) / \lambda_3 \quad 4.2$$

donde λ_1 y λ_2 son los valores propios mayor e intermedio de la matriz de covarianzas

$$\text{y } \lambda_3 = \lambda_1 + \lambda_2 + \lambda_3$$

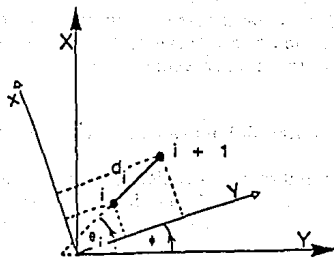


Fig. 4.3 Sistema fijo X,Y y sistema de referencia rotatorio x,y.
 ϕ es el ángulo entre los dos sistemas. θ es el ángulo que forma el vector definido por las muestra i e $(i+1)$ con el eje Y.
 (tomada de Macbeth y Crampin, 1990)

Como en el caso de la linealidad definida por Kanasevich (Apéndice III, ec. III.18), esta función tiene el valor de 1 para un movimiento totalmente lineal y cero si la función es no lineal. Con el objetivo de estabilizar esta función se proyecta la dirección del movimiento lineal en una dirección específica (que usualmente es la dirección de polarización inicial de la onda S), de lo cual se puede examinar la persistencia de esta dirección de polarización en ventanas consecutivas de tiempo en el sismograma. Con este objetivo, la función de linealidad toma la forma :

$$L^F(t) = \left(\frac{\lambda_1 - \lambda_2}{\lambda_s} \right) (e_1 \cdot a)^2 \quad 4.3$$

con e_1 = vector propio correspondiente al valor propio mayor

a = dirección inicial de polarización
el índice F se refiere a la onda rápida

Este método detecta el retraso por medio de la observación del cambio en la función de linealidad $L^F(t)$ a medida que la ventana de tiempo recorre el sismograma.

Para proporcionar evidencia de la onda S lenta en el sismograma, la función de linealidad puede redefinirse de la siguiente manera:

$$L^s(t) = \frac{\lambda_1 - \lambda_2}{\lambda_s} (u \cdot a)^2 \quad 4.4$$

con u = vector en el plano horizontal, perpendicular a e_1 .
El índice s se refiere a la onda S lenta

Basados en estas mediciones de linealidad, Aster et al. (1990) volvieron a analizar datos sísmicos de la red de Anza, California, en los cuales Crampin et al (1990) dicen haber observado un incremento en los retrasos entre ondas S antes de un sismo de magnitud 6.2. Sin embargo una posterior confrontación de los mismos datos sismológicos con el algoritmo de detección demostró que éste fallaba considerablemente en algunos casos en que el splitting era evidente a simple vista en los sismogramas (Crampin et al., 1991)

4.4 Empleo del espectro cruzado para la estimación del retraso entre ondas S.

El espectro cruzado es una función que se ha aplicado a eventos muy similares que han ocurrido casi en la misma localización (sismos dobles), para detectar posibles cambios en la velocidad sísmica del medio (Poupinet, 1984) así como para calcular tiempos de arribo con gran precisión (Ito, 1985). En el presente trabajo se propone la aplicación de esta función a las trazas horizontales de un mismo evento, las cuales han sido previamente rotadas en la dirección de polarización del primer arribo de la onda S.

El espectro cruzado de dos señales f_a y f_b está definido de la siguiente manera :

$$S_c(f) = \frac{F_a(f) F_b(f)^*}{T} = K(f) - iQ(f) \quad 4.5$$

donde F_a y F_b son las transformadas de Fourier de f_a y f_b

* indica el complejo conjugado

T = longitud de la ventana de tiempo

$K(f)$ = parte real del espectro

$Q(f)$ = parte imaginaria del espectro

Dos funciones derivadas de esta función son de gran importancia (Ito, 1985) :

$$i) \text{ La coherencia : } \text{Coh}^2(f) = \frac{|S_c(f)|^2}{S_a(f) S_b(f)} \quad 4.6$$

donde $S_a(f)$ y $S_b(f)$ representan el espectro de potencia de f_a y f_b .

Esta función indica el grado de asociación entre dos señales en la banda de frecuencias centrada en f (Kanasewich, 1983) y por lo tanto indica que tan similares son dos señales. Si dos señales son idénticas en forma pero tienen diferente amplitud $\text{Coh} = 1$.

$$ii) \text{ El espectro de fase : } \phi(f) = \tan^{-1} \left[\frac{-Q(f)}{K(f)} \right] \quad 4.7$$

Para el caso de señales idénticas con diferentes amplitudes, esta función tiene la forma:

$$\phi(f) = 2 \pi f \tau \quad 4.8$$

donde τ es el defasamiento en tiempo entre las dos señales.

En caso de que la señal contenga ruido aleatorio, el espectro conserva la misma forma (Ito, 1985). Como este espectro es una función continua de la frecuencia, es posible detectar diferencias en tiempo menores que el intervalo de muestreo, proporcionando una gran precisión en la estimación de los tiempos de arribo (Poupinet, 1984).

En forma general, para cualquier proceso estacionario puede definirse un retraso que es función de la frecuencia :

$$\tau(\omega) = - d \phi(\omega)/d\omega \quad 4.9$$

el cual se denomina retraso de grupo o retraso de envolvente (Priestley, 1981).

El espectro cruzado está relacionado a la correlación cruzada a través de la transformada de Fourier. Si f_a y f_b son dos funciones estacionarias y ergódicas se cumple :

$$Sc(f) = \int Rab(t) e^{-i\omega t}$$

4.10

$$\text{con } Rab = \lim_{T \rightarrow \infty} (1/T) \int_0^T fa(t) fb(t + \tau) dt$$

De la ecuación 4.8 puede observarse que la pendiente de la fase del espectro cruzado de dos señales f_a y f_b permite estimar la diferencia en tiempo entre las mismas. Si en lugar de utilizar eventos dobles se utilizan las componentes horizontales de un mismo evento, rotadas de acuerdo a la dirección de polarización del primer arribo de la onda S, y si hay partición de la onda S (splitting), en la traza perpendicular al primer arribo de S, estará minimizada su energía, pero estará presente la energía de la segunda onda S que tiende a polarizarse perpendicularmente a la primera. Las proyecciones horizontales de una onda S que ha sufrido birrefringencia al propagarse en un medio con fracturas verticales solo son ortogonales para rayos estrictamente verticales (Booth y Crampin, 1985). Con la fase del espectro cruzado se podría calcular entonces la diferencia en el tiempo de arribo de las dos ondas S. En base a lo anterior, esta función se aplicó a 4 sismogramas teóricos al mismo tiempo que la correlación cruzada (fig. 4.4) para poder comparar las estimaciones del retraso. Como puede observarse en la siguiente tabla, los resultados son prácticamente iguales para sismogramas sin ruido. Sin embargo puede observarse que aún en este caso la fase del espectro cruzado no es perfectamente lineal y la mayor distorsión ocurre para el menor retraso (gráfica (c) para la señal número 4).

R E T R A S O S

Señal	Correlación cruzada (ms)	Espectro cruzado (ms)
1	100	99
2	118	111
3	112	113
4	40	39

1

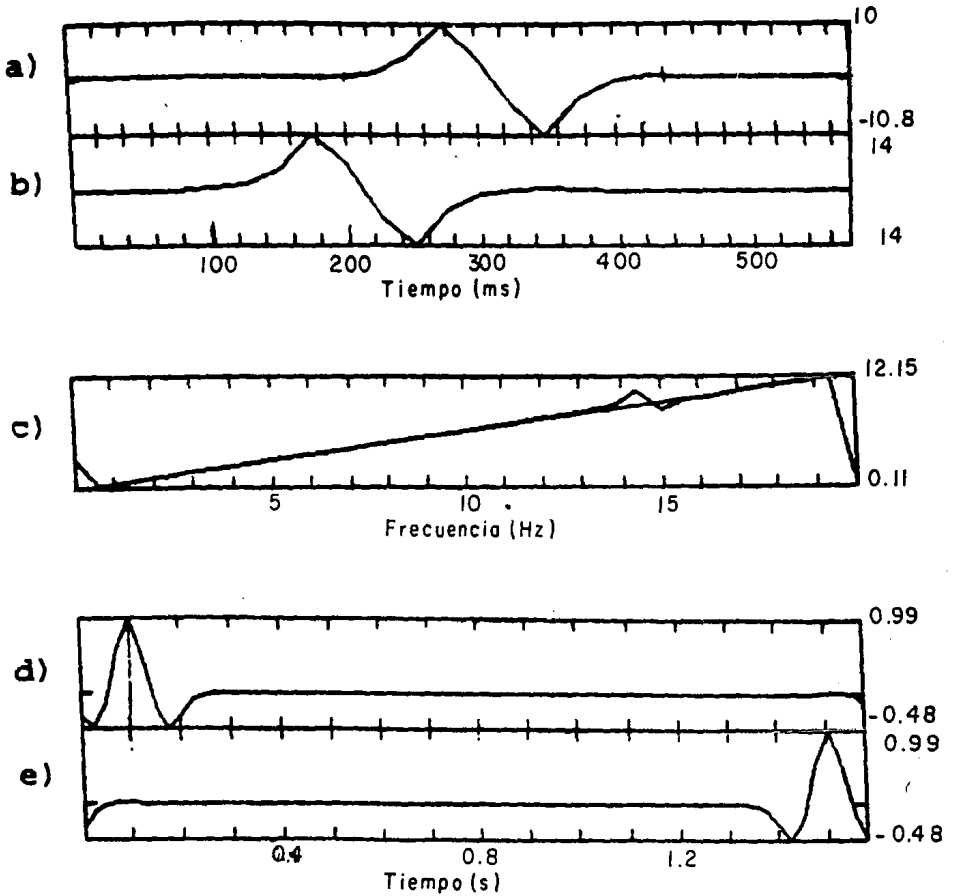
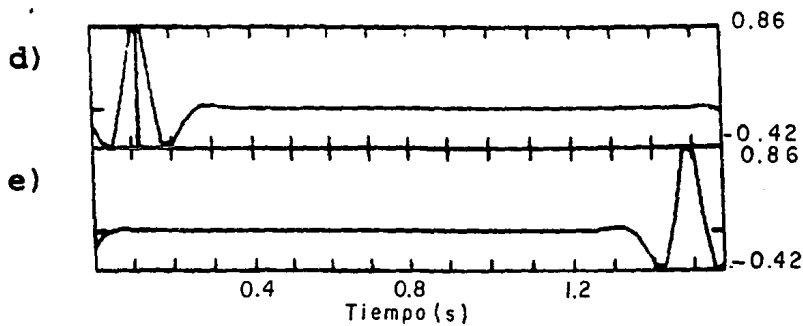
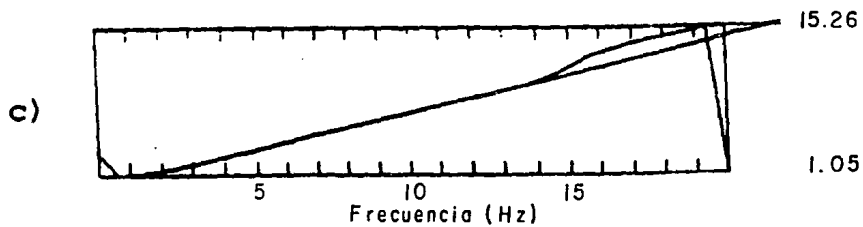
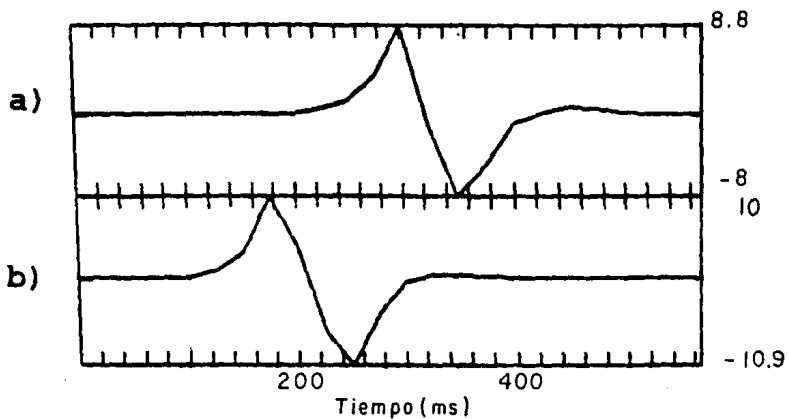
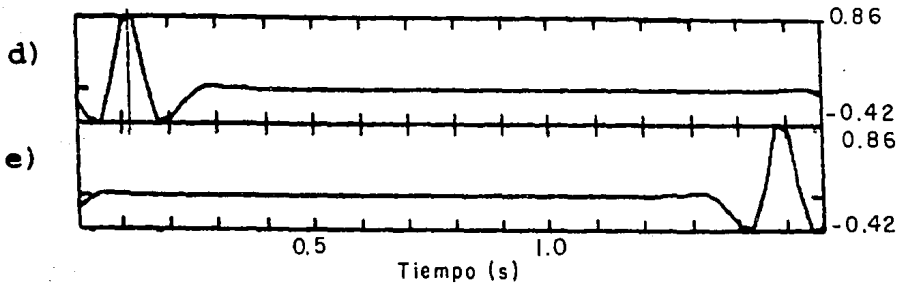
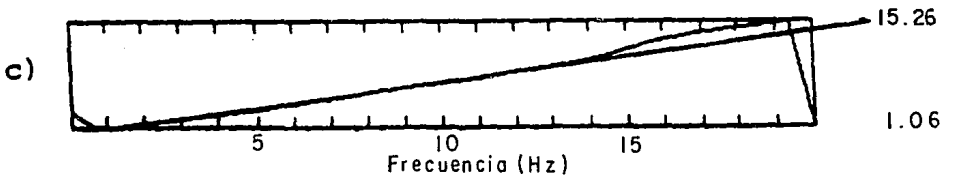
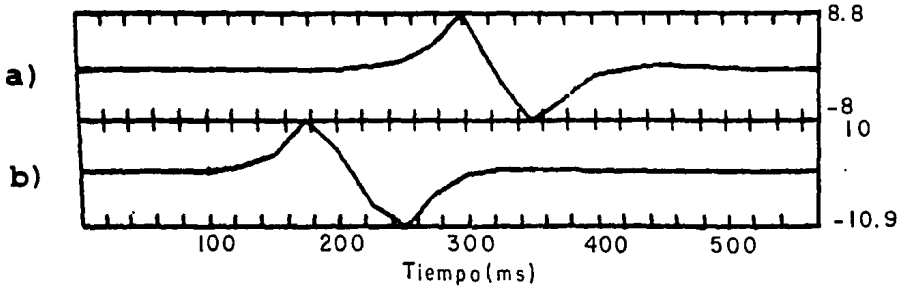


Fig. 4.4 Determinación del retraso entre ondas S en cuatro sismogramas teóricos. Cada grupo de figuras (1, 2, 3 y 4) corresponde al análisis de un sismograma. Las figuras (a) y (b) corresponden a las trazas horizontales del sismograma teórico. La gráfica (c) es el espectro cruzado de ambas componentes. Las gráficas (d) y (e) corresponden a la correlación cruzada de (a) con (b), y de (b) con (a) respectivamente.

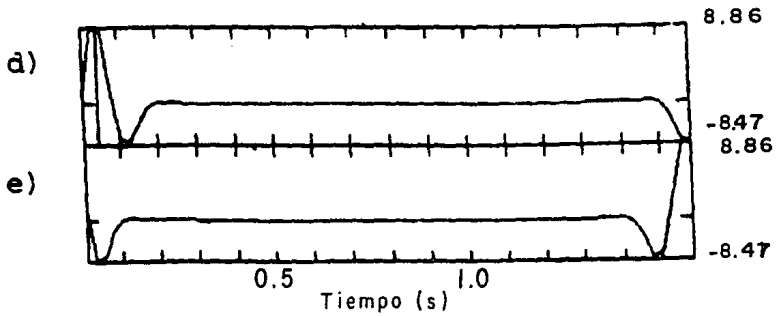
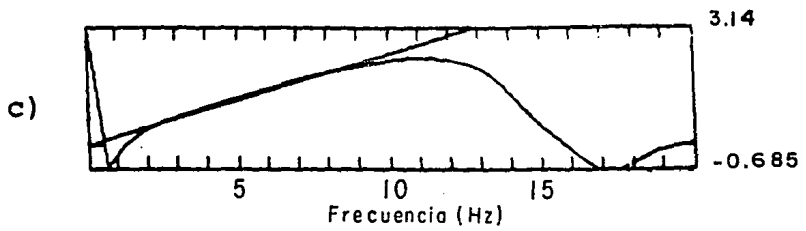
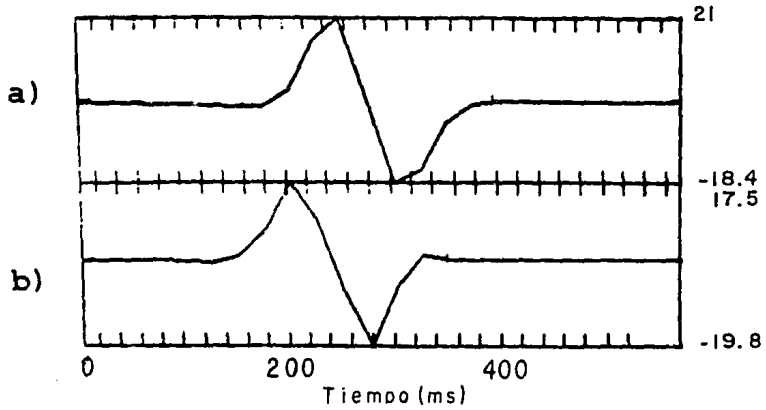
2



3



4



5. ANALISIS DE DATOS.

La información sísmica de la Brecha de Guerrero que se utilizó en este trabajo consistió de sismogramas digitales registrados entre 1987 y 1992. En primer lugar se analiza la sismicidad en términos de la distribución azimutal de velocidades en el área para encontrar posibles evidencias de anisotropía lateral en la zona de estudio. En segundo lugar, se analiza la información que proviene de temblores localizados dentro de la ventana de ondas S para determinar la dirección principal de polarización así como inferir en una primera aproximación los límites a profundidad de una zona de anisotropía.

5.1 Instrumentación, condiciones de operación y selección de datos.

La red telemétrica de Guerrero, cuya instalación comenzó después del sismo de Michoacán de 1985 terminó de instalarse en septiembre de 1987. Consta de 9 sismógrafos marca Mark Products modelo LHC : una estación de tres componentes y 8 sismómetros verticales con frecuencia natural de 1 Hz (Solís, 1987). La estación central, localizada en Tetitlán (TET) es la única estación de la red equipada con un sensor de tres componentes Mark L3D. Esta red ha registrado la microsismicidad en la costa de Guerrero (eventos con magnitud $1.5 < M_d < 4$) durante periodos de 4, 3 y 4 meses durante 1987, 1988 y 1989 respectivamente, y de una manera más regular desde 1990. De 1987 a 1990 la señal sísmica se grababa en cinta magnética y de allí era muestreada por un convertidor analógico digital a 75 Hz. A partir de 1991 los sismos son discriminados automáticamente y almacenados directamente en forma digital con un muestreo de 100 Hz. El sistema analógico continua en operación para registrar sismos de mediana y gran magnitud. Con el sistema digital se han podido registrar sismos que pasaban desapercibidos en el sistema analógico debido a su pequeña magnitud (hasta $M_d = 1.3$). La curva teórica de respuesta de los instrumentos de la red tiende a ser constante desde los 6 Hz. La fidelidad de los sismogramas registrados por la red ha sido variable a lo largo de su operación pero ha mejorado notablemente con la instalación del sistema digital de adquisición de datos. Por otro lado la interferencia de ruidos electromagnéticos, como radios de banda civil, pueden dañar la calidad de los sismogramas.

La figura 5.1 muestra una sección transversal a la costa cercana a la estación de Tetitlán con hipocentros localizados dentro de la ventana de ondas S bajo la estación para el periodo 1987-1989. Estos eventos tienen un error de localización total menor a 2.8 Km y sus registros muestran bajo nivel de ruido. Las condiciones anteriores decrementan considerablemente el número de eventos útiles para el análisis de birrefringencia.

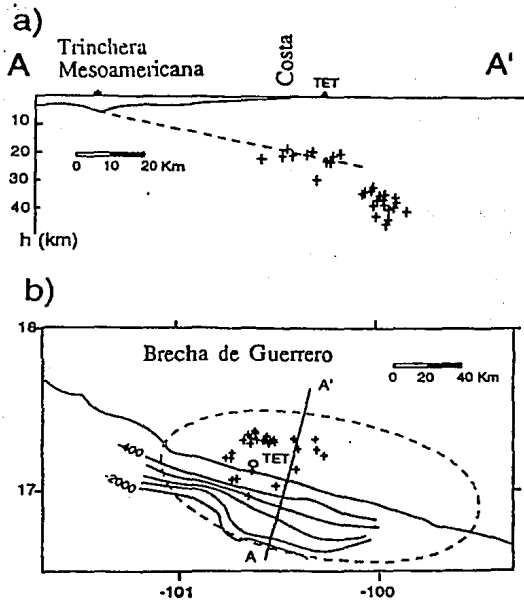


Fig. 5.1 a) Sección transversal de hipocentros cerca de la estación TET. Solo están indicados los eventos bajo la estación dentro de la ventana de ondas S con error de localización menor a 2.8 Km. El buzamiento de la placa subducida es de aproximadamente 13° (Burbach et al., 1984; Suárez et al., 1990) y se indica con línea punteada.

b) Distribución azimuthal de epicentros alrededor de la estación central TET. Las curvas batimétricas se indican cada 400 m. La línea punteada indica los límites aproximados de la brecha de Guerrero.

Los datos obtenidos de la red sismológica de Guerrero que se analizan en el presente trabajo son los siguientes :

- Localización de microsismicidad durante 1987, 1988, 1989 y 1990 registrada en la estación central de Tetitlán. Esta información fué procesada con el programa HYP071 (Lee y Lahr, 1975) para obtener la localización de los hipocentros. Estos datos se utilizaron para calcular tiempos teóricos de viaje en base a un modelo de velocidad, lo que permitió el cálculo de velocidades aparentes y medias alrededor de la estación de Tetitlán. Las velocidades teóricas así obtenidas se compararon con las observadas para determinar si eran notables los efectos debidos a anisotropía.
- Información digital seleccionada : 37 sismogramas de tres componentes registrados en la estación central de Tetitlán, con un muestreo de 75 Hz registrados en el período 1987-1990 ; 23 sismogramas de tres componentes con un muestreo de 100 Hz registrados en el periodo 1991-1992. Los eventos digitales se analizaron para determinar la polarización de la onda S rápida y retrasos entre las dos ondas S. Algunos ejemplos de sismogramas se muestran en el Apéndice IV).

Los resultados del análisis de los datos mencionados anteriormente se encuentran limitados por la precisión en las localizaciones epicentrales así como por la calidad de los sismogramas y su frecuencia de muestreo. Estas limitaciones intrínsecas a los datos así como el efecto del modelo de velocidad utilizado se discuten en el próximo capítulo (sección 6.2).

Los eventos digitales seleccionados para el análisis de birrefringencia tienen las siguientes características :

- 1.- Localización dentro de la ventana de ondas S.
- 2.- Error total de localización menor a 2.8 Km.
- 3.- Bajo nivel de ruido.
- 4.- Azimut de arribo en un rango para el cual el retraso entre las dos ondas S no depende sustancialmente del mismo, de acuerdo a la hipótesis de fracturas verticales alineadas por el esfuerzo (Crampin, 1987). Esta hipótesis se consideró válida en base a los resultados preliminares para el periodo 1987-1989 (Vázquez et al., 1993) que indican una fuerte correlación de la dirección de la polarización principal de la onda S con la dirección del esfuerzo compresivo máximo.

Con el objetivo de asegurar que los arribos de los eventos grabados digitalmente, y que fueron utilizados para el análisis de birrefringencia, correspondían a arribos de ondas S directas y no refractadas críticamente se graficó un diagrama de distancia hipocentral contra tiempo de arribo y se ajustó a una recta por medio de mínimos cuadrados (Fig. 5.2). Como puede observarse, los datos indican una velocidad del medio que varía entre 3.1 y 4 Km/s, pero la mayoría se ajusta a una recta con velocidad promedio de 3.63 Km/s que concuerda con el valor de velocidad promedio hasta los 34 Km de profundidad (3.57 Km/s) de acuerdo al modelo de velocidad más reciente (ver sección 2.1).

La fig. 5.3 muestra una gráfica de tiempo de arribo de la onda P contra la distancia directa hipocentro-estación para los eventos seleccionados de entre la microsismicidad ocurrida entre 1987 y 1990. Los puntos muestran poca dispersión de valores para distancias hipocentrales menores a 30 Km, con una velocidad promedio de onda P, ajustada por mínimos cuadrados, de 6.2 Km/s. Para distancias mayores, la velocidad promedio varía entre 5.8 y 7.0 Km/s, lo que indicaría que para dichas distancias también se tienen ondas refractadas además de las directas. Posteriormente se determinó mediante trazado de rayos en un modelo de capas planas que considera la subducción, que pocos (< 10 %) de los arribos corresponden a ondas refractadas críticamente.

5.1.2 Análisis de ruido.

El estado de la calibración de las tres componentes de la estación central durante los cinco años de operación interrumpida entre 1987 y 1992 se desconoce. En Julio de 1991 se realizó una calibración de la respuesta del equipo de monitoreo utilizando el osciloscopio y un generador de señales senoidales que se utilizaron como patrón. Las resistencias del sensor no se han modificado desde su instalación. El posible ruido que introduce en los sismogramas la operación de un generador localizado en la caseta de la estación, que asegura el suministro de energía eléctrica en caso de falla, se ha observado a veces como armónicos de frecuencia menor a 60 Hz. En los sismogramas utilizados en este estudio no se observan dichos armónicos, sino un ruido de baja frecuencia y baja amplitud constante que parece ser de origen instrumental (i.e. interferencia en el cableado, amplificador, etc). La amplitud de este ruido es un orden de magnitud menor que la señal de la onda P y su contenido de frecuencia es muy variable con picos a diferentes frecuencias.

Sin embargo, es necesario estimar el grado de calibración de las componentes horizontales de la estación para asegurar un mínimo de confiabilidad en la interpretación de los diagramas de movimiento de partícula (hodogramas). Respuestas instrumentales bastante diferentes distorsionarían la forma de las ondas S dando lugar a falsas

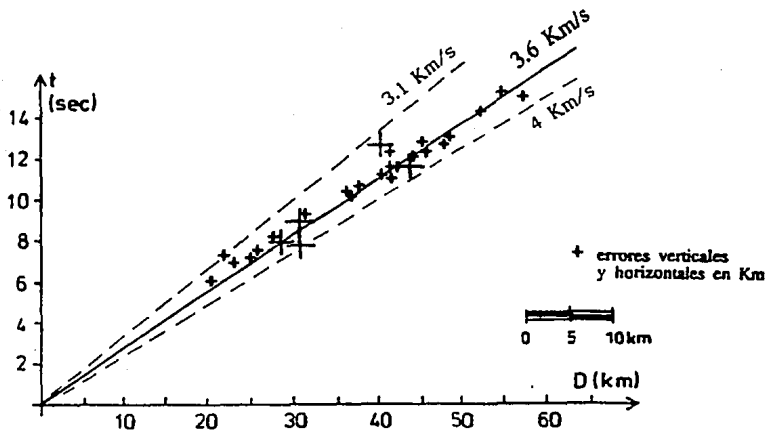


Fig. 5.2 Diagrama tiempo-distancia hipocentral para los primeros arribos de la onda S, correspondientes a hipocentros localizados dentro de la ventana de ondas S bajo la estación Tetitlán. Los errores de localización se indican con barras. La alineación de los eventos con una recta que pasa por el origen indica que muy probablemente se trata de ondas directas. La velocidad promedio es de 3.63 Km/s. Las líneas punteadas indican las desviaciones máximas respecto a la velocidad promedio.

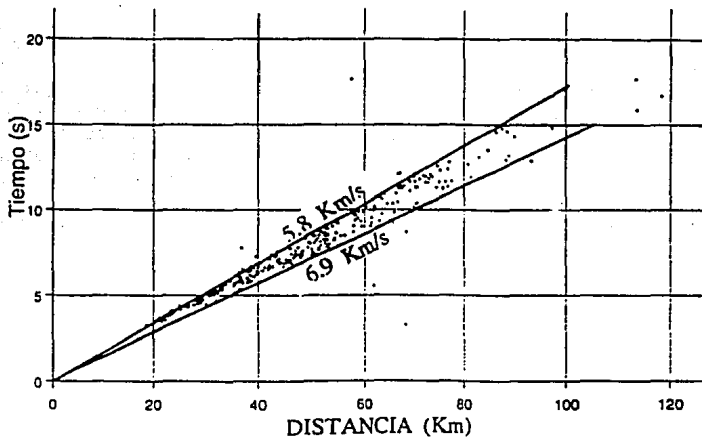


Fig. 5.3 Diagrama tiempo-distancia hipocentral para los primeros arribos de onda P, correspondientes a hipocentros localizados alrededor de la estación de Tetitlán entre 1987 y 1991, con error de localización menor a 2.8 Km.

estimaciones de la dirección de polarización y del retraso entre las mismas. Aunque actualmente se trabaja en la calibración de las tres componentes del sensor de la estación de Tetitlán, esto no puede asegurar que la respuesta actual del sensor haya permanecido inalterada durante el transcurso del tiempo desde su instalación. El sensor podría haber estado sujeto a influencias de temperatura, interferencias electrónicas, etc. En lugar de considerar las curvas actuales de calibración es posible realizar diferentes estadísticas que den una idea de la similitud o diferencia en las condiciones de operación de las componentes.

Siguiendo una metodología propuesta por Shih y Meyer (1990), se calculó una función de transferencia relativa de las dos componentes horizontales utilizando ruido, el cual se asume que es direccionalmente aleatorio. Esta hipótesis se prueba graficando la función de transferencia contra el azimuth. Dicha función se define de la siguiente manera :

$$\text{rms} = \frac{\text{rms}_{ns} - \text{rms}_{ew}}{\text{rms}_{ns} + \text{rms}_{ew}}$$

donde rms = valor cuadrático medio de la amplitud del sismograma de velocidad.
 ns = norte-sur ; ew = este-oeste

La fig. 5.4 muestra los valores de RMS calculados para los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S. Como puede observarse, la mayoría de las variaciones para el ruido antes del arribo de S se encuentran en una banda de ± 0.15 . El ruido que precede al arribo de P, aunque de amplitud mucho menor al ruido que precede al arribo de S, muestra una dispersión mayor, debida a alguna interferencia electrónica con la forma de pulsos cuadrados. Sin embargo, dado que lo que interesa en este trabajo es el arribo de las fases S, la fig. 5.4b indica que para la mayoría de los eventos, la sensibilidad de las componentes horizontales es similar y no depende del azimuth, además de que la media del ruido que precede al arribo de S es cercana a cero (-0.017).

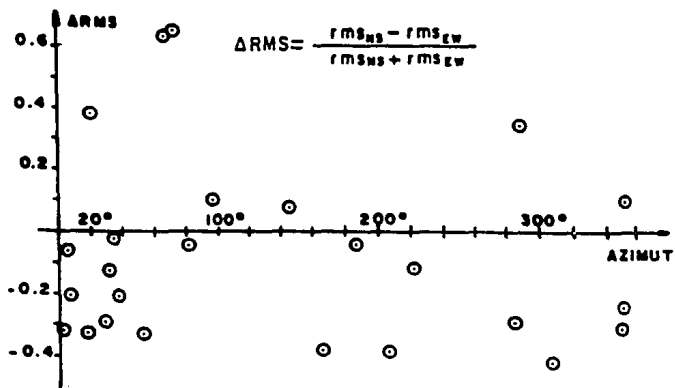
5.2 Análisis de anisotropía azimuthal de velocidad.

Un estudio detallado de las variaciones de velocidad en el área puede proporcionar información útil referente a posibles direcciones preferenciales de propagación asociadas a estructuras geológicas y/o debidas a anisotropía. La existencia de anisotropía lateral o azimuthal en la velocidad de la onda P en la corteza terrestre ha sido comprobada por medio de líneas de refracción que cruzan la misma zona en diferentes direcciones en el océano (Shearer y Orcut, 1985) así como en el continente (Bamford, 1977). En lo que respecta a las ondas S hasta

a)

RUIDO ANTES DE ARRIBO DE "P"

VENTANA = 2 seg



b)

RUIDO ANTES DE ARRIBO DE "S"

VENTANA = 2 seg

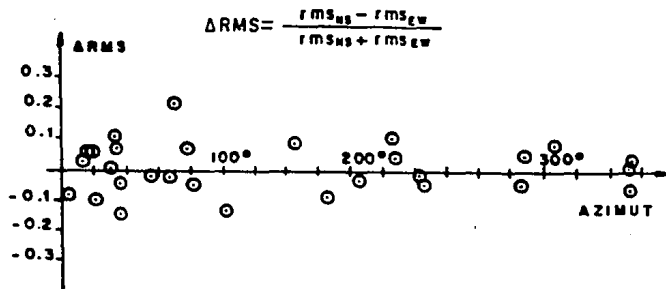
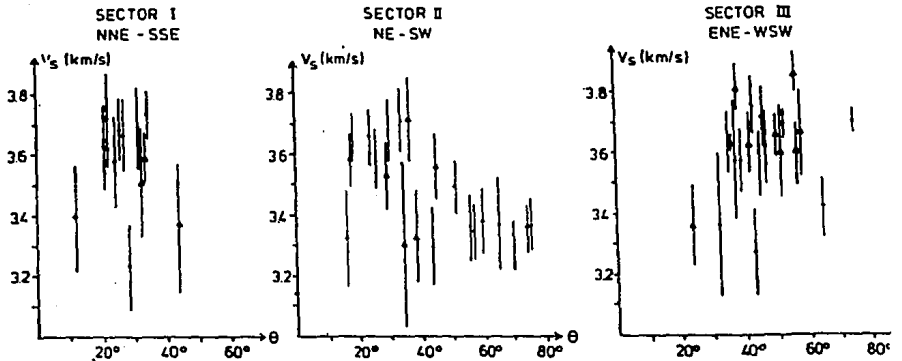
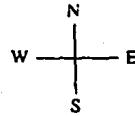
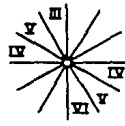
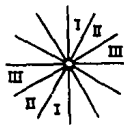


Fig. 5.4 Función de transferencia del valor cuadrático medio (RMS) de la amplitud de los sismogramas para una ventana de ruido de 2 segundos antes de los arribos de onda P (a) y onda S (b) para los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S en función del azimut de arribo. El ruido antes del arribo S es aproximadamente similar para todos los eventos. Los datos corresponden al periodo 1987-1989.

hoy se han publicado muy pocos estudios de campo que comprueben la anisotropía azimutal de la corteza terrestre (Bezgodkov y Yegorkina, 1984). Uno de los principales problemas que conciernen a estas mediciones es que, debido a la insuficiencia de datos, no siempre es posible distinguir entre anisotropía azimutal y heterogeneidad lateral en un medio isotrópico.

Para el análisis de las variaciones azimutales de velocidad se utilizaron únicamente eventos con errores de localización horizontal y vertical menores a 2 Km. En base a este criterio se seleccionó un total de 250 temblores : 96 para 1987, 53 para 1988, 48 para 1989 y 53 para 1990. Se calcularon las velocidades aparentes de las ondas P y S asociadas a cada evento, así como velocidades promedio P suponiendo trayectorias rectas entre fuente y estación. Lo anterior se hizo con el fin de determinar cual era la contribución de la estructura de velocidad a las variaciones azimutales de velocidad observadas.

En un principio se buscaron posibles indicios de anisotropía azimutal considerando 6 direcciones geográficas principales que corresponden a la bisectriz de cada uno de los sectores de 30° de un círculo cuyo centro es la estación de Tetitlán, como se indica en la parte superior de la fig. 5.5, y calculando las velocidades medias para los eventos de 1987 a 1989 en función del ángulo de incidencia. A partir de experimentos de laboratorio, se sabe que la velocidad aumenta en la dirección del esfuerzo compresivo máximo (Engelhard, 1988). Por otro lado, la mayoría de los modelos de subducción indican que es muy probable que el campo de esfuerzos en la región de prearco de la placa suprayacente sea compresional y subhorizontal, en concordancia con las observaciones de eventos inversos interplaca, dirección y magnitud de la convergencia de placas y la presencia de prismas acrecionados al continente (Apperson, 1991). En la zona de Wadati-Benioff de la brecha de Guerrero, dado el bajo ángulo de la subducción (13° como máximo) el esfuerzo principal debe ser compresivo en la dirección de la subducción (fig. 2.1). Por lo tanto, en este caso, independientemente de que los epicentros se encuentren en, o arriba de la zona de Wadati-Benioff, cabría esperar velocidades mayores en la dirección noreste, en particular en el sector II que corresponde a la dirección de la subducción (Mc Nally y Minster, 1981; DeMets, 1990). La figura 5.5 muestra las velocidades promedio de la onda S calculadas en los 6 sectores como función del ángulo de incidencia. Como puede observarse, no son evidentes valores mayores en el sector II con respecto a los demás sectores. Los valores medios de velocidad promedio para cada sector se calcularon en dos rangos con respecto al ángulo de incidencia: de 20 a 40° y de 40° en adelante considerando que se observan dos poblaciones de eventos con medias diferentes. Los resultados se indican en la siguiente tabla :



θ = ángulo de incidencia

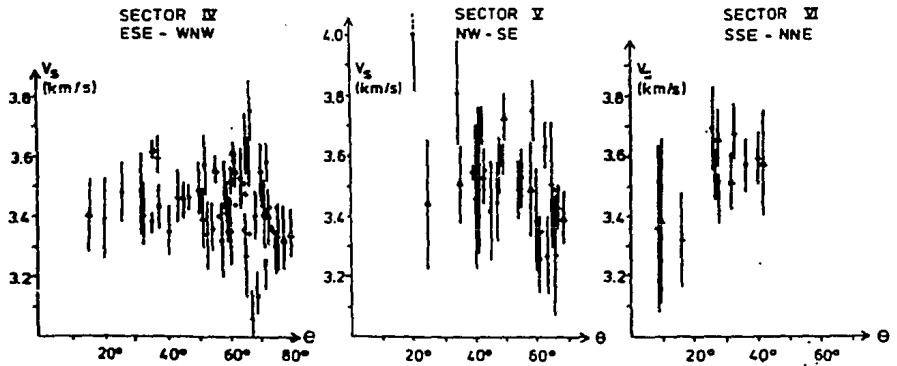


Fig. 5.5 Variación de la velocidad media con la dirección y el ángulo de incidencia θ para eventos con error de localización total menor a 2.8 Km. Las seis direcciones geográficas están indicadas para cada gráfica (sectores del I al VI) y se muestran en la parte superior de la figura. Las barras verticales indican el error en la estimación de la velocidad media.

Tabla 5.1.- Velocidades medias para sectores de 30° en función del ángulo de incidencia ϕ .

Sector	ϕ : 20° - 40°		ϕ : 40° - 90°	
	media	No. Ptos	media	No. Ptos.
I	3.613 \pm 0.167	9	-	-
II	3.588 \pm 0.153	10	3.384 \pm 0.083	10
III	3.568 \pm 0.160	7	3.624 \pm 0.141	14
IV	3.440 \pm 0.083	8	3.407 \pm 0.137	41
V	3.552 \pm 0.150	5	3.557 \pm 0.105	23
VI	3.604 \pm 0.067	8	3.580 \pm 0.014	2

Las velocidades medias no difieren significativamente para ángulos de incidencia entre 20° y 40°. Para el grupo de eventos con ángulo de incidencia mayor a 40° se observa que el sector III muestra la mayor velocidad promedio; la diferencia en la media de la velocidad es significativa con respecto a los sectores II y IV al 95 % de confianza de acuerdo a la prueba estadística de la "t" de student. La dirección del sector III no se correlaciona ni con la dirección de la subducción ni con la dirección de los principales sistemas de fracturamiento en el área. Lo más probable es que este máximo este asociado a la composición litológica de la corteza, (particularmente a la presencia de extensos afloramientos de gneiss al este de la estación Tetitlán) ya que dichas trayectorias corresponden en general a epicentros más regionales. Esta roca puede alcanzar velocidades de propagación altas (de 5.73 a 8.54 Km/s para la onda P) mientras que el límite superior de velocidad del granito es mucho menor (variación de 5.81 a 6.61 Km/s), (Babuska y Cara, 1991). El granito se presenta como batolitos que afloran preponderantemente hacia el N y NW. Esta hipótesis se reforzó al analizar las variaciones azimutales de los residuales de tiempo P como se discutirá más adelante.

Los modelos teóricos de Backus (1965) y Crampin & Bamford (1977) se han utilizado para interpretar las variaciones azimutales de velocidad compresional observadas en el océano, donde la homogeneidad de la placa oceánica, constituida por cristales de olivino, permite encontrar los ejes de anisotropía y relacionarla al flujo del magma en la dorsal oceánica. En el continente las heterogeneidades verticales y laterales pueden enmascarar las variaciones azimutales debidas a anisotropía. En nuestro caso no fué posible comparar las observaciones con las fórmulas de Backus (1965) y Crampin y Bamford (1977) debido a que estas son válidas únicamente para ondas que viajan sobre la superficie de un sólido anisotrópico, es decir ondas refractadas críticamente, mientras que la gran mayoría de nuestras observaciones corresponden a ondas directas. Sin embargo, con el objeto de comparar

con las velocidades aparentes observadas, se calcularon las variaciones teóricas de velocidad aparente que se tendrían en un medio de capas isotrópicas y una estructura buzante como es característica en zonas de subducción. De este modo, se calcularon por trazado de rayos los tiempos de viaje teóricos de la onda P así como velocidades aparentes y medias para la misma distribución de hipocentros en distancia y profundidad que la de los eventos elegidos entre 1987 y 1990. El cálculo de estos parámetros se llevó a cabo con el modelo de velocidad más reciente para la zona de la costa de Guerrero (Suárez et al., 1992; Pardo, comun. personal) y modificado por el efecto de la subducción. Para cada sector de 15° se construyó un modelo de 4 capas sobre un semiespacio, con los dos últimos contactos inclinados un ángulo variable entre 0° y 13° de acuerdo al azimut del perfil (fig. 5.6). Una diferencia significativa entre el rango de variación azimutal de las velocidades calculadas y las observadas podría constituir una indicación de anisotropía. La figura 5.7 muestra las variaciones azimutales de velocidad observada para la onda P. Como puede verse, las velocidades calculadas reproducen prácticamente las observadas, aunque la variación máxima observada es ligeramente mayor que la teórica.

En un medio anisotrópico donde los elementos causantes de la anisotropía son fracturas verticales, la variación azimutal de velocidades de las ondas directas dependen del ángulo entre la normal a las fracturas y la dirección de propagación y por lo tanto del azimut (Crampin, 1987). En este caso, dada la existencia de un plano de simetría vertical, existirá periodicidad de 180° para las velocidades de las ondas directas. Por lo tanto, dependiendo de la distribución de hipocentros en la zona de estudio, y considerando que la corteza en el área se aproxima a un medio anisotrópico de ese tipo, es factible que se observe un patrón azimutal de tipo senoidal con máximos separados 180° para las ondas directas. La figura 5.8 muestra la variación azimutal de las velocidades medias . Aunque el patrón de variación parece ser de tipo senoidal, el hecho de que los máximos no estén separados 180° sino aproximadamente 270° indica el efecto preponderante de la estructura de velocidad en el patrón de variación (fig.5.6). La similitud entre las velocidades medias observadas y calculadas también es notoria en este caso. Las velocidades medias tienen valores máximos en dos rangos de azimuts: entre 30 y 60°, que es la dirección de mayor pendiente de la placa subducida y corresponde a eventos con profundidades entre 30 y 45 Km ; y en el rango entre 315 y 330° y que corresponde a eventos con profundidades entre 30 y 45.5 Km. En los demás azimuts no se localizaron eventos con profundidades mayores a 30 Km, los que tienen por tanto velocidades menores. Lo anterior explica la forma aparentemente senoidal del patrón de velocidades medias.

eventos en el rango
de azimuts 95° - 105°

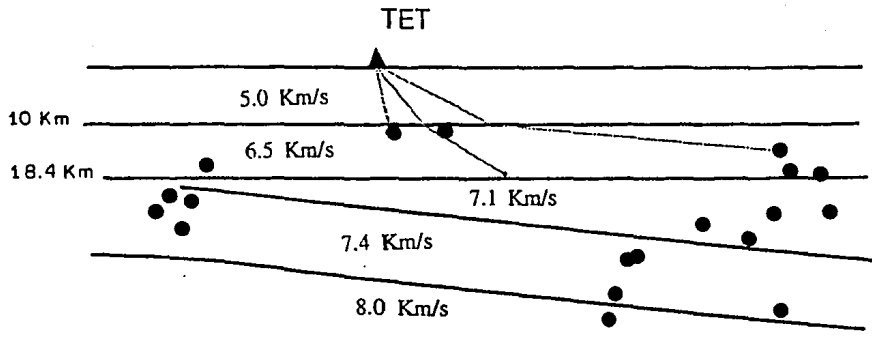
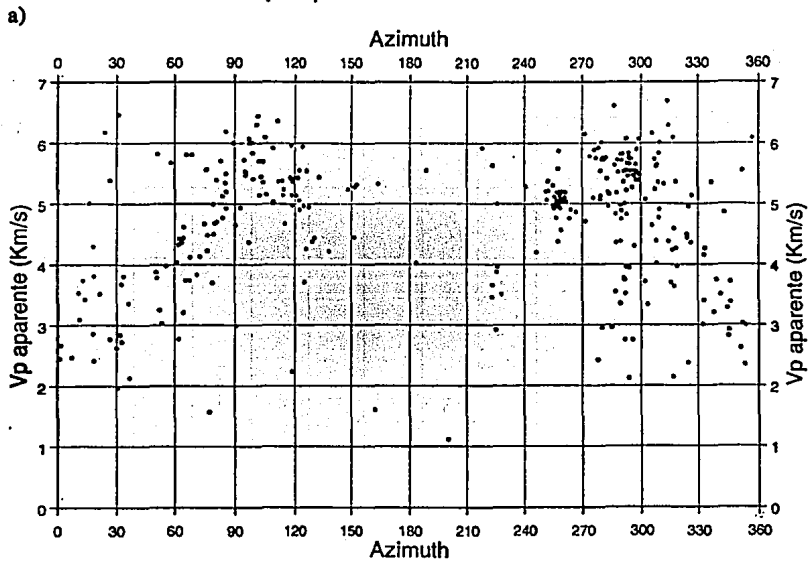


Fig. 5.6. Modelo de velocidad utilizado para calcular tiempos teóricos de viaje de la onda P y S en el sector correspondiente a azimuts entre 90° y 105° .

Vp apar. real vs. Azimuth



Vp. apar. teorica vs. Azimuth

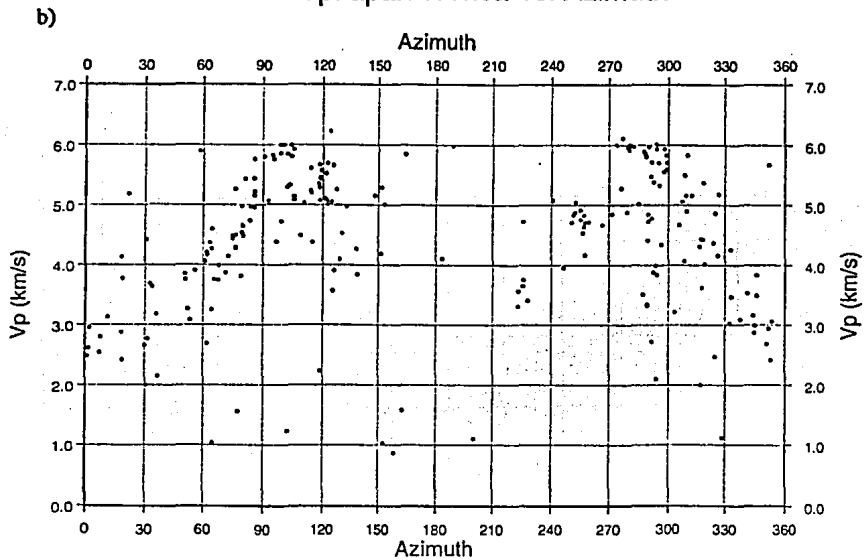
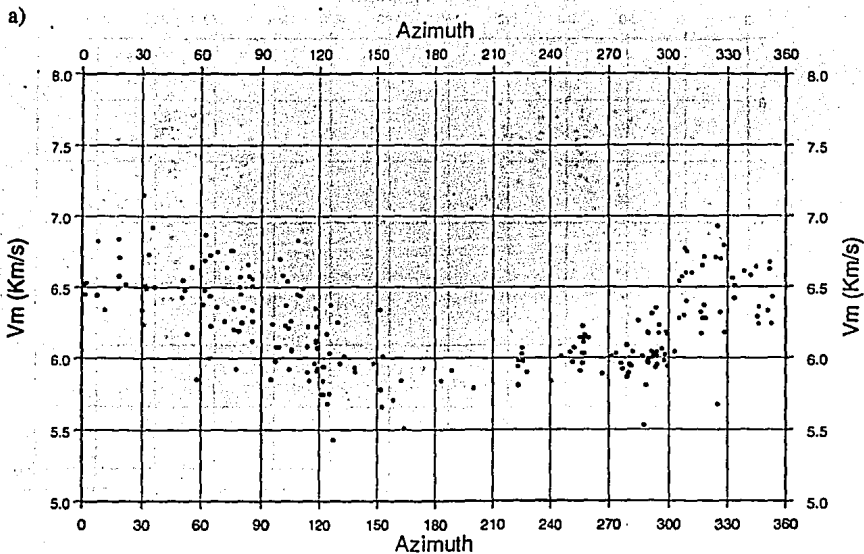


Fig. 5.7 Velocidades aparentes observadas (a) y calculadas (b) para los primeros arribos de onda P. Los tiempos teóricos se calcularon con el modelo actual de subducción (Pardo, 1990).

Vm observada vs. Azimuth



Vm teorica vs. Azimuth

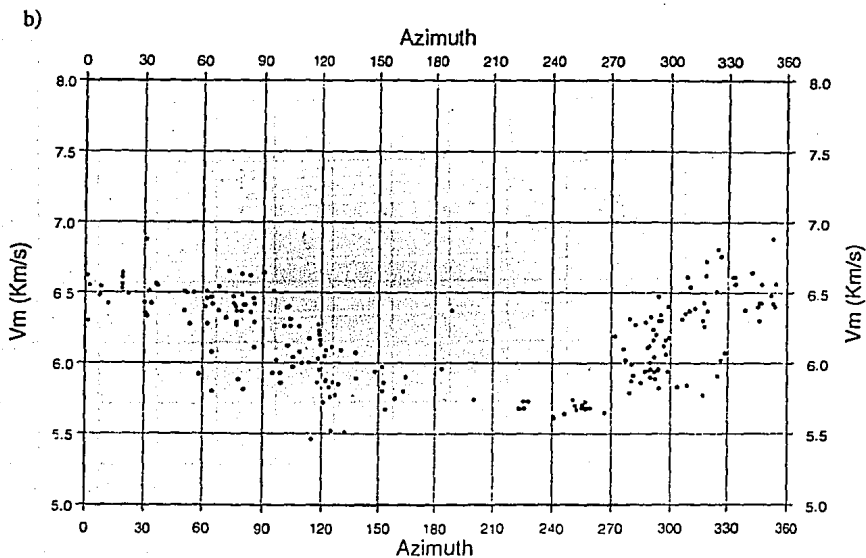
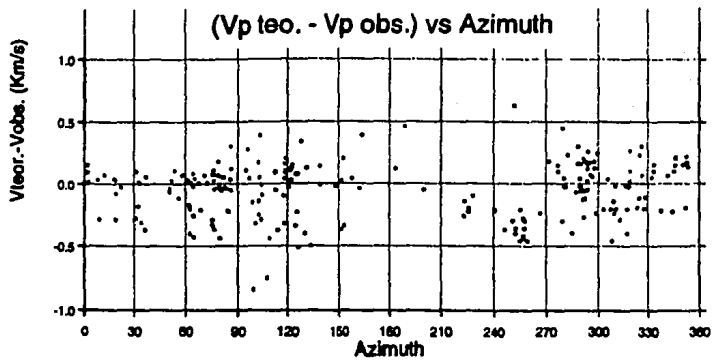


Fig. 5.8 Variaciones azimutales de la velocidad promedio P.
a) velocidades observadas b) velocidades teóricas.

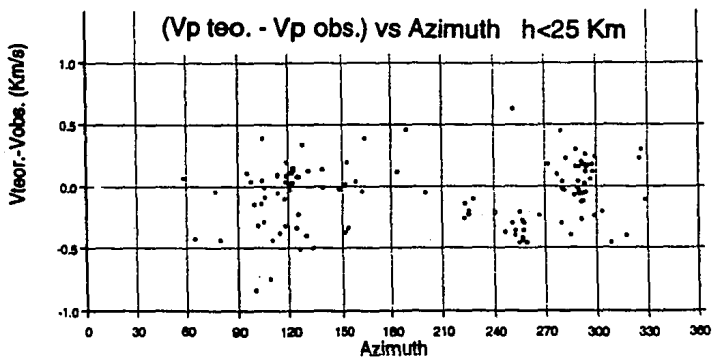
Con el objetivo de resaltar el efecto de la anisotropía intrínseca por sobre el efecto estructural, se procedió a graficar las variaciones azimutales de los residuales de velocidad media. Dichos residuales resultan de restar las velocidades teóricas promedio de las velocidades promedio observadas (fig. 5.9). La gráfica muestra algunas diferencias importantes para los residuales en los rangos de azimut 90° - 120° y 270° - 300° . Cuando se graficaron estos residuales en dos grupos de eventos de acuerdo a su profundidad h (mayores y menores de 25 Km) se observaron residuales negativos en el rango de azimut 220° - 270° , separado de residuales en su mayoría positivos y con azimut en el rango 270° - 300° para el grupo de eventos con $h < 25$ Km, lo que pudiera atribuirse a anisotropía. Sin embargo, el primer rango de azimuts, correspondería casi totalmente a eventos fuera de la costa, dada la cercanía de la estación con el litoral. Los residuales en el rango 220° - 270° indican que las velocidades observadas son mayores que las teóricas y que por lo tanto debe considerarse un modelo con velocidades mayores o tal vez con mayor espesor de la segunda capa. También es posible que el modelo no sea el más adecuado para esta zona por tratarse de corteza oceánica con una distribución diferente de velocidades. Por otro lado, los residuales en el rango de 270° a 300° indican que las velocidades observadas son menores que las teóricas y que por lo tanto debería reducirse la velocidad del modelo o modificar el mismo. Al parecer en este caso se trata del efecto del espesor de la tercera capa del modelo que tienen un contacto inferior buzante y que tiende a adelgazarse hacia el NW.

Adicionalmente, se graficaron las variaciones azimutales de la velocidad promedio de ondas S, V_s , en representación polar para dos grupos de epicentros : (a) profundidad $h < 25$ Km y (b) $h > 25$ Km, (fig. 5.10). Esto se hizo con el objetivo de observar si existía anisotropía azimutal de velocidad en el área relacionada con la dirección del esfuerzo compresivo máximo o de sistemas de fracturas como se ha observado en otras partes de la corteza (fig. 1.5). La frontera de 25 Km se eligió tomando en cuenta la distribución de la sismicidad con la profundidad discutida en el capítulo 2. Se observa que los eventos con $h < 25$ Km, en la dirección NW-SE casi paralela a la costa tienen velocidades mayores que los eventos localizados mar adentro, lo que es de esperarse por tratarse en el último caso de materiales correspondientes a corteza oceánica. El tamaño de la muestra de eventos en el cuadrante N-E impiden una comparación confiable con los demás eventos continentales así como una posible correlación de los sistemas de fractura existentes en el área (fig. 1.6). Para el grupo con $h > 25$ Km, se nota una ligera tendencia hacia el NNE, indicada por algunos puntos con velocidad superior a los 4 Km/s, aunque dicho incremento de velocidad, mayor en la dirección de la subducción, podría explicarse por ocurrir allí eventos de mayor profundidad.

a)



b)



c)

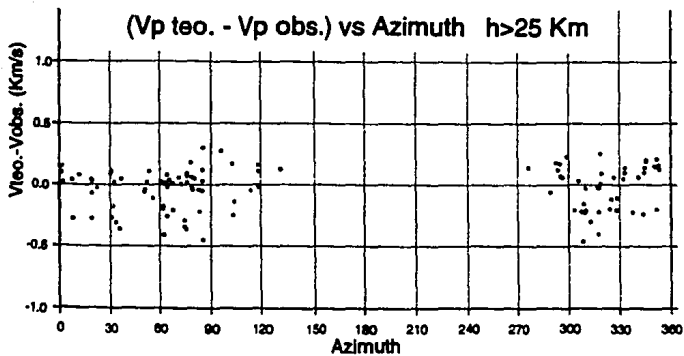


Fig. 5.9 Gráficas de residuales de velocidad promedio V_p contra azimut : a) todos los eventos; b) eventos con $h < 25$ km; c) eventos con $h > 25$ km.

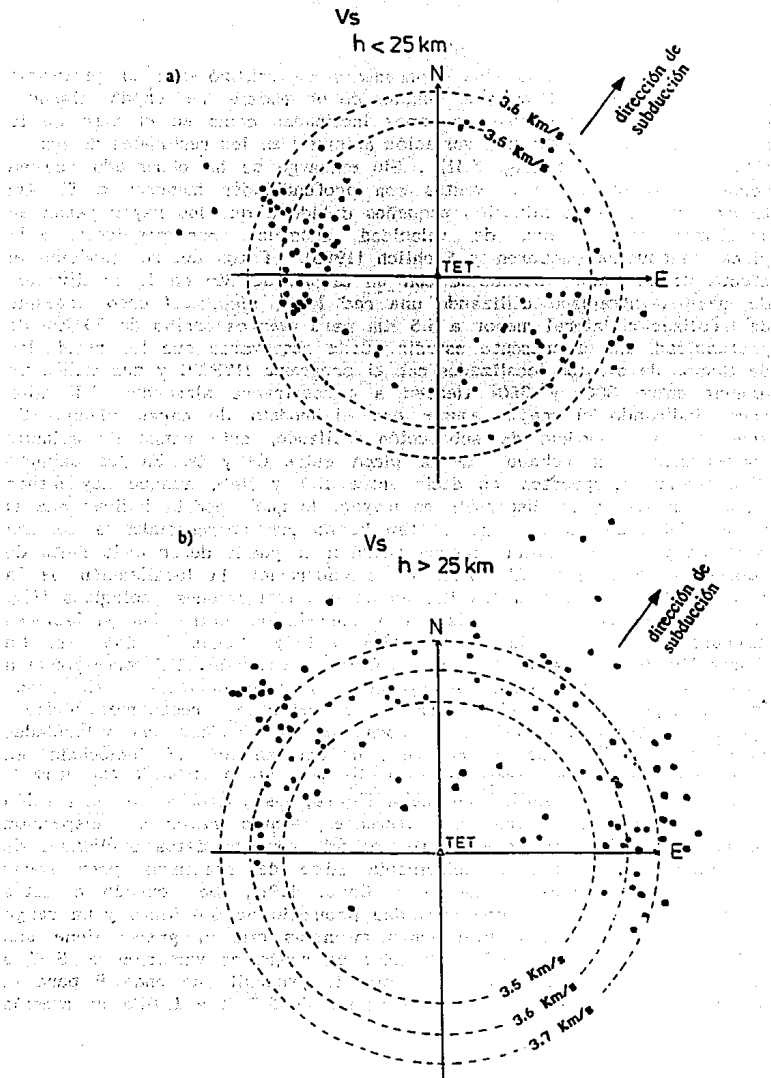


Fig. 5.10 Representación polar de las variaciones de velocidad promedio S. a) eventos con profundidad $h < 25$ Km; b) eventos con $h > 25$ Km.

La localización de los hipocentros se realizó con el programa HYP071 (Lee y Lahr, 1975) y es función de un modelo de capas planas, por lo que una estructura de capas inclinadas como en el caso de la subducción puede causar una variación azimutal en los residuales de los tiempos de arribo (fig. 5.11). Sin embargo se ha observado que en zonas de subducción los eventos con profundidades menores a 50 Km tienen errores de localización pequeños debido a que los rayos pasan en un tiempo corto la zona de velocidad anómala correspondiente a la placa subducida (McLaren y Frohlich (1985). Estos autores modelan el efecto de una placa subducida con un ángulo de 30° en la localización de eventos intraplaca utilizando una red local, siendo el error máximo de localización lateral menor a 5.5 Km para eventos arriba de 50 Km de profundidad. En el presente estudio puede observarse que los residuales de tiempo de eventos localizados con el programa HYP071 y que tienen un azimut entre 300° y 360° tienden a concentrarse alrededor del valor cero, indicando el mejor ajuste con el modelo de capas planas. De acuerdo al modelo de subducción utilizado, este rango de azimuts corresponde a un echado de la placa entre 0° y 9°. En los azimuts diametralmente opuestos, es decir entre 120° y 180°, aunque hay menor número de datos, la dispersión es mayor, lo que podría indicar que el ajuste del lado oceánico no es tan bueno por corresponder a corteza oceánica y no continental, aunque también se puede deber a la falta de cobertura de la red. Al tomar en consideración la localización de la estación TET, cercana a los límites de dos formaciones geológicas (fig. 1.4), se observa que existe una correlación entre las variaciones azimutales de las residuales de tiempo P y dichas formaciones. La dispersión de valores hacia el W y NW de la estación TET corresponde a rocas intrusivas calcoalcalinas (granitos y granodioritas) y es menor que la dispersión hacia el E y SE que corresponde a rocas metamórficas (gneisses). Dicha correlación se comprobó al graficar las velocidades promedio de la onda P en función del ángulo de incidencia en direcciones NW y SE respecto de la estación de Tetitlán (fig. 5.12). Como puede observarse en dicha figura, los patrones de dispersión de velocidades medias son muy diferentes, siendo mayor la dispersión hacia el SE. Esta hipótesis se ve apoyada por los datos publicados de velocidad compresional y anisotropía libre de fracturas para rocas típicas de la corteza (Babuska y Cara, 1991). De acuerdo a estos autores el granito tiene una velocidad promedio de 6.4 Km/s y un rango de variación de 5.81 a 6.61 Km/s mientras que el gneiss tiene una velocidad promedio de 6.43 Km/s pero un rango de variación de 5.73 a 8.54 Km/s. Por otro lado, la anisotropía promedio de onda P para el granito es de 1.6 % y para el gneiss de 6.7 % a 1 GPa de presión hidrostática.

Resid. P vs. Azimuth

a)

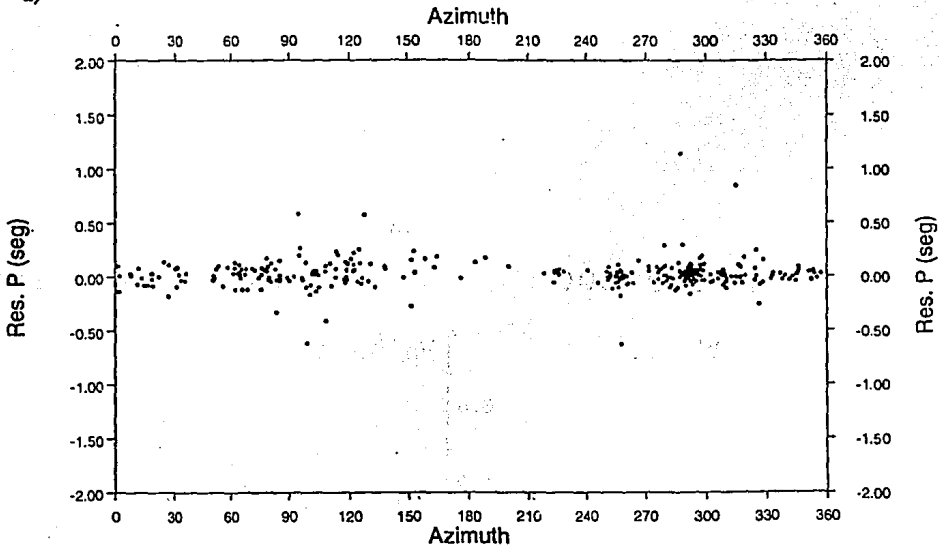


Fig. 5.11 Variación azimutal de los residuales de tiempo calculados con el programa HYPO71, para eventos con error total de localización menor a 2.8 Km. Se observa una mayor dispersión de valores hacia el E y SE, en los azimuts comprendidos entre 90° y 135° ($r = 0.0349 \pm 0.184$) en comparación a los valores provenientes del W y NW, en los azimuts comprendidos entre 270° y 315° ($r = 0.0347 \pm 0.157$). Esto se correlaciona con la localización de la estación TET en los límites de dos formaciones geológicas. Hacia el SW afloran principalmente rocas metamórficas y hacia el NW rocas intrusivas calcoalcalinas.

a)

Azimut 270-300°

NW ←

b)

Azimut 90-120°

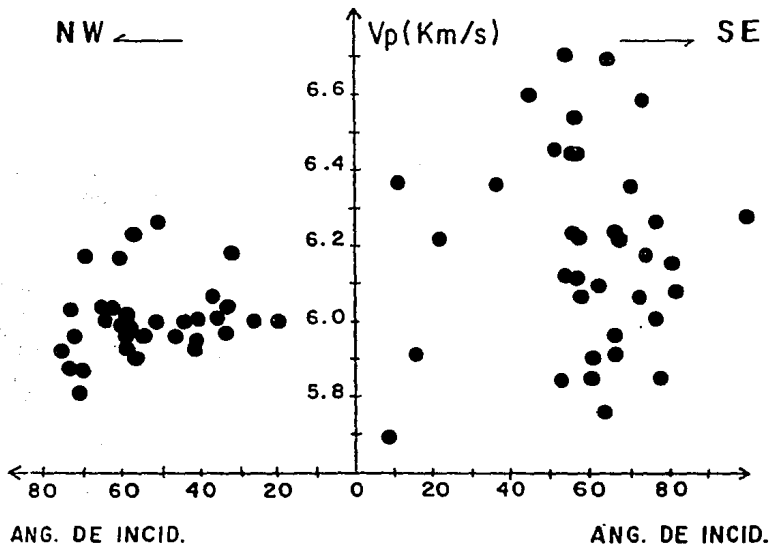


Fig. 5.12 Variación de la velocidad media P con el ángulo de incidencia para dos sectores de 30' situados al NW (a) y al SE (b) de la estación Tetitlán. Nótese la gran diferencia en la dispersión de valores de velocidad media.

5.3 Análisis de polarización para la determinación de birrefringencia.

El análisis de polarización tiene diferentes aplicaciones como se mencionó en el Capítulo 4. Sin embargo el principal objetivo de este trabajo es caracterizar la anisotropía en la zona de la brecha de Guerrero y su situación. De acuerdo a esto, dicho análisis se aplicó a eventos localizados dentro de la ventana de ondas S bajo la estación Tetitlán.

Los métodos más comunes para el análisis de polarización con el objetivo de identificar fases sísmicas han sido los que usan la matriz de covarianzas (Kanasewich, 1983; Jurkevics, 1988) y las técnicas de correlación (Bowman y Ando, 1987). En esta sección se utiliza una adaptación del método de mínimos cuadrados descrito en el Apéndice III para calcular la linealidad de correlación (RC), azimut e inclinación en su representación convencional y por medio de la proyección esférica completa (Moritz, 1990). Este es un método simple en comparación con el método de la matriz de covarianzas que requiere el cálculo de valores y vectores propios. El método de mínimos cuadrados es de efectividad ligeramente menor en el cálculo del azimut y la inclinación, aunque no en la determinación de la linealidad como se verá más adelante.

5.3.1 Evaluación de Atributos de Polarización.

Con el objetivo de determinar si era posible la detección de los parámetros que caracterizan la birrefringencia de la onda S (polarización de la onda rápida y el retraso entre las dos ondas S), se llevó a cabo el cálculo de los atributos de polarización descritos en el Apéndice III en 15 sismogramas de 3 componentes. Estos registros muestran diferente calidad, la cual se evalúa de acuerdo a un cociente o relación de señal a ruido "RSR" en función de la energía como se indica en el Apéndice IV. La amplitud promedio de tres componentes (A), la función de linealidad (RC), el azimut λ y el ángulo de incidencia ϕ fueron los parámetros calculados de acuerdo a las técnicas descritas en el apéndice III. En el 80 % de los eventos procesados se observó que el arribo de la primera onda S se correlaciona principalmente con los cambios en los parámetros de azimut e inclinación. La linealidad RC así como la amplitud promedio de las tres componentes se correlacionan en ocasiones con el arribo de la primera onda S. Dicha correlación se observa por el inicio simultáneo del aumento en magnitud de dichos parámetros. La detección de la onda S lenta a través de los parámetros de polarización no pudo realizarse ya que no se observaron cambios

simultáneos en los parámetros después del arribo de la primera onda S a pesar de que se utilizó la longitud de ventana recomendada de 1 a 1 1/2 longitudes de onda para realizar el análisis de polarización (Kanasewich, 1983, Cllet y Dubesset, 1987). El parámetro que mejor se correlaciona con el posible arribo de la segunda onda S es el de azimut cuando hay poco ruido (relación señal a ruido en energía "RSR" mayor de 12).

La Figura 5.13 muestra un ejemplo del análisis de polarización llevado a cabo para el sismograma 89-8. Dicho evento muestra una correlación relativamente buena del primer arribo de la onda S rápida (S1, indicada por una flecha en el sismograma, fig. 5.13a,b) con un nivel aproximadamente constante en los valores de azimut (λ) e inclinación (ϕ) a partir de, o un poco antes del arribo de la onda S1. Por otro lado, la amplitud de tres componentes A y la linealidad por correlación RC comienzan a incrementar su magnitud antes del arribo de S1. A la derecha de la figura se muestra el movimiento de partícula en el plano horizontal de una ventana de tiempo centrada en el arribo de S1 (indicada con línea continua en las trazas H1 y H2) para comparar su dirección de polarización y tiempo de arribo con el proporcionado por el análisis de polarización. La Figura 5.13c muestra la proyección esférica completa de los puntos de la ventana mencionada con anterioridad, en donde azimut e inclinación son graficados simultáneamente. Como puede observarse, es más difícil reconocer el arribo de la onda S en tales diagramas que observando la gráficas de los parámetros independientemente. Esto se debe al corto intervalo de tiempo en que dichos parámetros se mantienen aproximadamente constantes.

5.3.2 Efecto del filtrado.

Con el objeto de determinar el efecto del filtrado sobre los parámetros de polarización, las trazas horizontales de 7 eventos se filtraron en una banda de 4 a 20 Hz, elegida en base a la frecuencias representativas de la amplitud del espectro cruzado. Se eligieron para esta prueba 2 eventos de buena calidad ($RSR > 12$), 3 de calidad media ($7 < RSR < 12$) y 2 de mala calidad ($RSR < 7$). Pudo observarse que en general, los rasgos de los atributos que se asocian al arribo de la onda S rápida en los sismogramas originales, en los sismogramas filtrados aparecen en tiempos bastante similares cuando no hay demasiado ruido. Sin embargo, se constató que en general los parámetros de los sismogramas filtrados muestran una menor correlación con el primer arribo de la onda S como puede observarse en la fig. 5.13b y 5.14b. Se observó que la identificación del primer arribo de la onda S es correlacionable con una relativa estabilidad del azimut e inclinación asignados a los índices de tiempo que siguen a este arribo. Por otro lado nuestros experimentos indican que no es posible la identificación del segundo arribo de la onda S por medio de los parámetros del análisis de polarización ya sea utilizando sismogramas

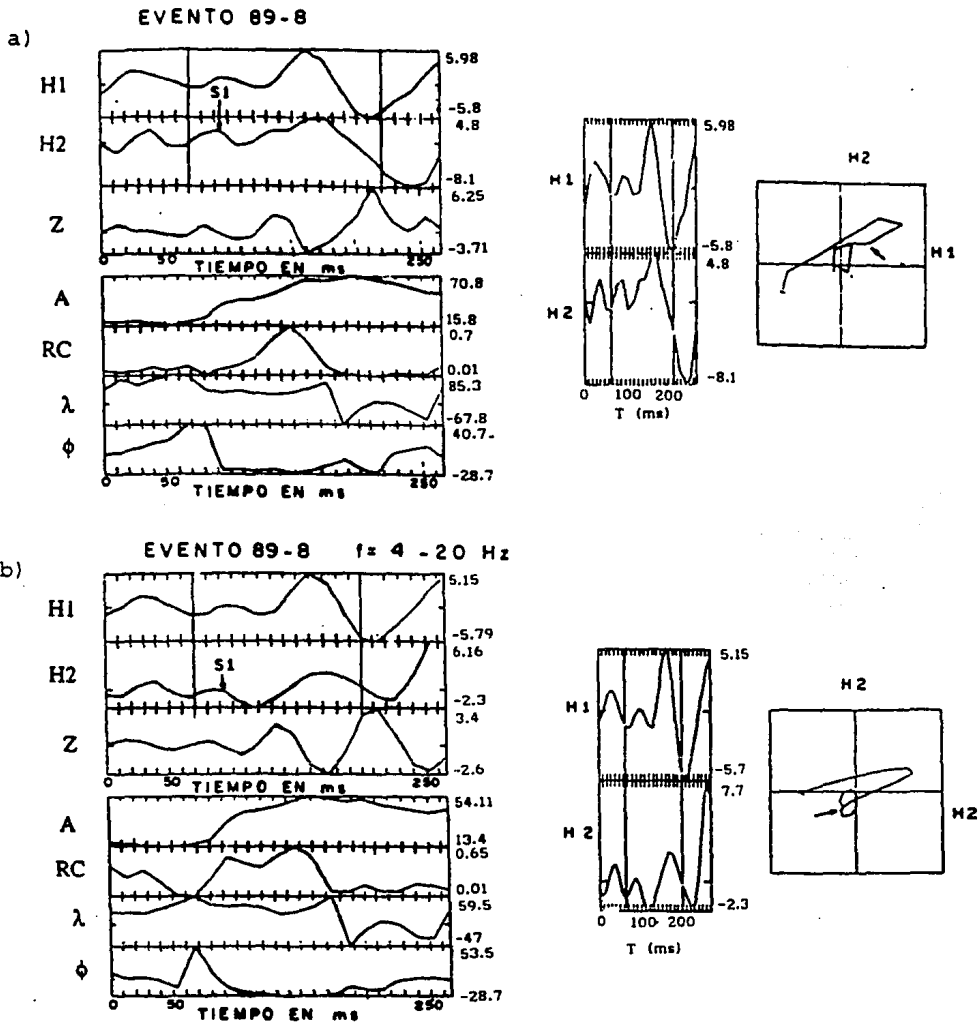


Fig. 5.13 a) Análisis de polarización para el evento 89-8. H1 y H2 son las componentes horizontales y Z la vertical. A es la amplitud de tres componentes, RC es la linealidad por correlación, λ es el azimuth y ϕ la inclinación. A la derecha se muestra el hodograma en el plano horizontal para la ventana de tiempo indicada por las líneas verticales en los sismogramas a la izquierda. El arribo de la onda S1 se indica por una pequeña flecha en el sismograma.

b) Análisis de polarización para el evento 89-8 filtrado de 4 a 20 Hz. El hodograma horizontal correspondiente se muestra a la derecha.

EVENTO 89-8

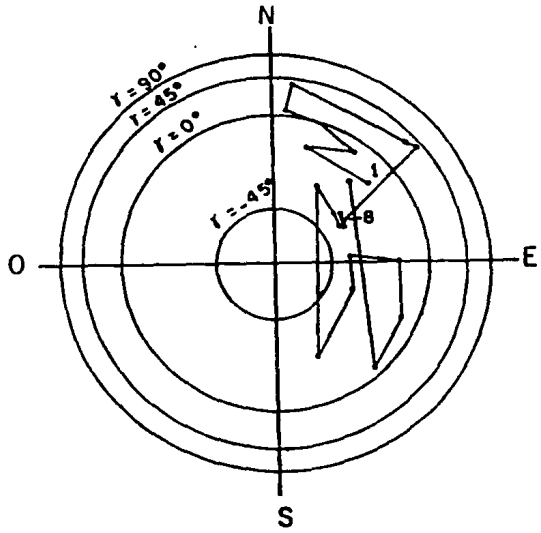
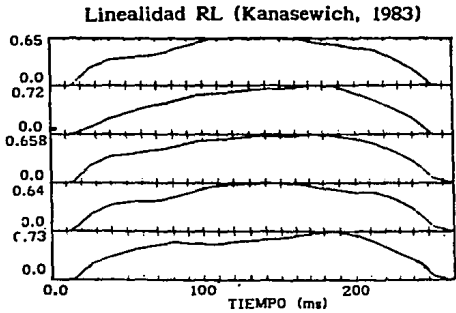
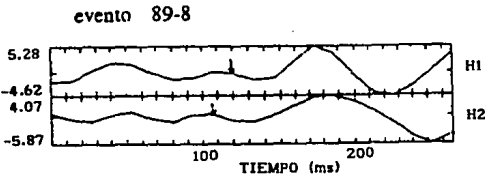


Fig. 5.13 c) Representación conjunta de los parámetros de azimuth e inclinación para el evento 89-8 mostrado en a). Cada punto corresponde al análisis de una ventana móvil de tiempo de 0.083 seg. El punto inicial del análisis es el 1 y el punto 8 corresponde con el arribo de la onda S marcado con la flecha en 5.13a. Los puntos del diagrama están unidos para indicar la variación temporal de los parámetros.



- w = longitud de ventana en puntos
- s = suavizamiento en puntos
- w = 7 s = 5
- w = 8 s = 3
- w = 6 s = 4
- w = 6 s = 5
- w = 6 s = 3

Fig. 5.13 d) Ejemplo de prueba de linealidad RL para el evento 89-8 mostrado en la parte superior con diferentes longitudes de ventana y suavizamiento.

originales o filtrados, independientemente de su calidad.

Las figuras 5.13b y 5.14b muestran los resultados para los eventos 89-8 y 89-7 a los que se aplicó un filtro de 4 a 20 Hz. Como puede observarse es difícil reconocer el primer arribo de la onda S en base a los parámetros del análisis de polarización. La inclinación, que era el parámetro que más claramente definía el arribo de S1 en el evento original resulta distorsionado. Sin embargo, el azimut o la dirección de polarización (en los hodogramas) determinados en los sismogramas filtrados es coherente con la observada en los sismogramas originales (fig. 5.13 y 5.14).

5.3.3. Función de linealidad.

La función de linealidad RL tal como la define Kanasewich (1983):

$$RL(t) = (1 - (\lambda_{\min} / \lambda_{\max})^n)^j$$

con λ_{\min} , λ_{\max} = valores propios mínimo y máximo de la matriz de covarianzas

fué utilizada con los valores $n=0.5$, $j=1$ que se consideran adecuados para el análisis de polarización ya que constituye un filtro no-lineal que al aplicarse a un registro sísmico incrementa la relación señal a ruido de las fases P y S (Montalbetti y Kanasewich, 1970). Dicha función se aplicó a algunos sismogramas para diferentes anchos (w) de una ventana móvil y longitud de suavizamiento (s) para determinar que valores de estos parámetros eran los que mejor se correlacionaban con el arribo de la onda S1. Este análisis se llevó a cabo con el programa PITS_A (Scherbaum, 1991), que es un paquete de análisis sísmológico interactivo. Se observó que un ancho de ventana entre 6 y 8 puntos y un suavizamiento de 3 a 5 puntos proporcionan la mejor correlación entre el máximo de la función de linealidad RL con el arribo de la onda S rápida (fig. 5.13d). Para la onda S típica de los sismogramas analizados en este caso, con un espectro de amplitud centrado en 12 Hz y una frecuencia de muestreo de 75 Hz, esto significa una ventana de tiempo aproximadamente igual o ligeramente mayor que el periodo dominante.

Ya que el análisis de polarización no permitió la identificación del arribo de la onda S lenta y por lo tanto del retraso, se eligieron las técnicas de correlación cruzada y de espectro cruzado en combinación con la inspección visual de los sismogramas para dicha estimación. La correlación cruzada se ha empleado en la determinación de retrasos con eventos regionales y telesísmicos mientras que, de acuerdo a lo discutido en el Capítulo 4, es factible utilizar el espectro cruzado con el mismo fin. En la Sección 5.5 se discutirán los resultados de ambos métodos.

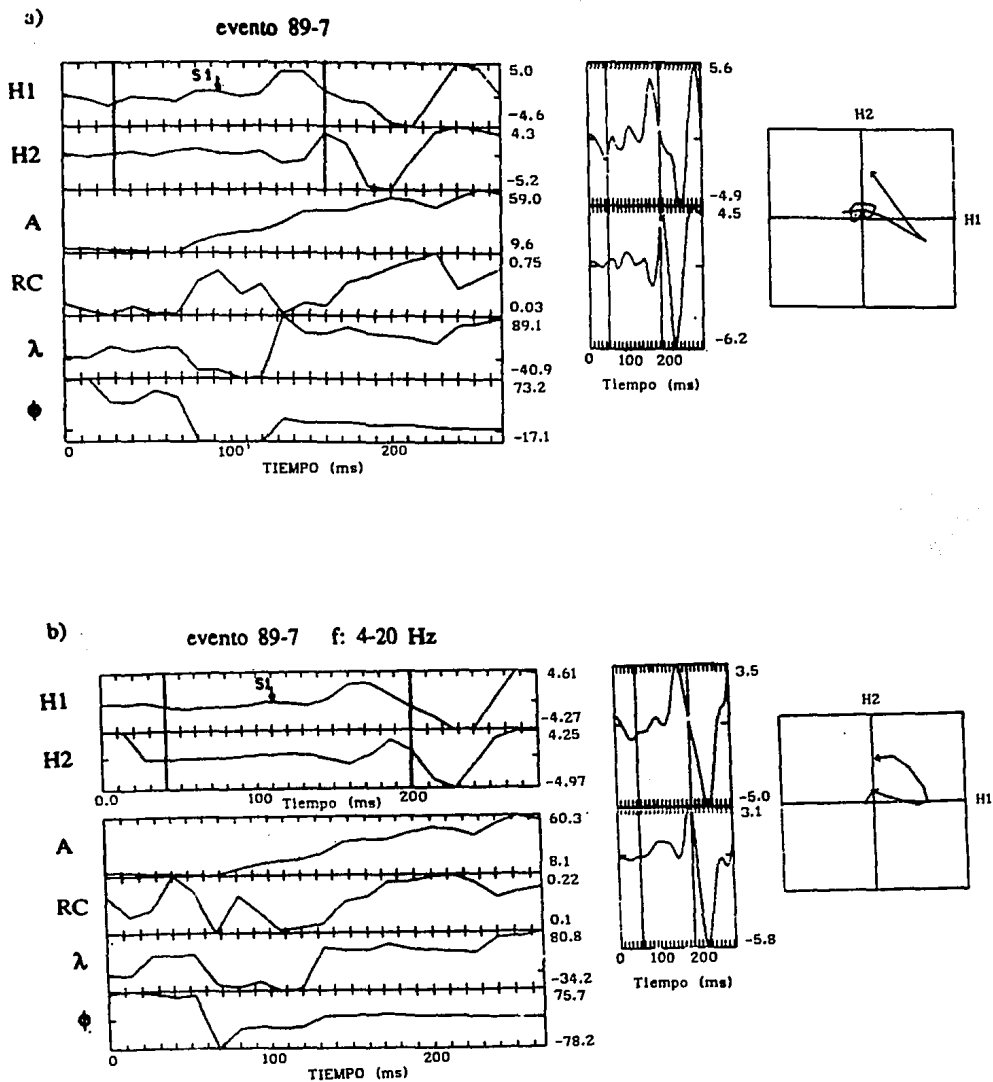


Fig. 5.14 Análisis de polarización para el evento 89-7.
 a) sismograma original b) sismograma filtrado. A la derecha se muestran los hodogramas horizontales correspondientes.

5.4 Birrefringencia de ondas S.

Para llevar a cabo el análisis de birrefringencia, se graficaron los hodogramas de los eventos digitales seleccionados para varias ventanas de tiempo adyacentes y se siguió el procedimiento descrito en el capítulo 4 para determinar las direcciones de polarización del primer arribo de la onda S y el retraso entre las dos ondas S.

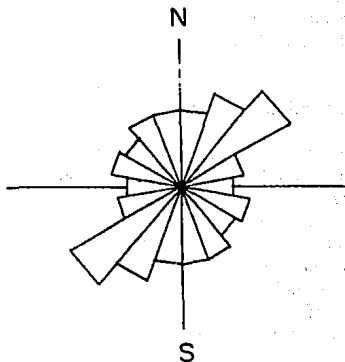
5.4.1 Polarización de ondas S.

La dirección de la polarización de la onda S rápida se estimó para los 60 eventos analizados para el periodo 1987-1992 (Apéndice V). Los sectores de la roseta de polarización se calcularon cada 20°. La mayoría de las polarizaciones de los eventos (26.6 %) tienen una dirección NE-SW en el rango de 40° a 60° (fig. 5.15a). Esta dirección está cercana al azimut promedio del esfuerzo compresivo máximo que se ha estimado de la solución de mecanismos focales en N 37° E (Mc Nally & Minster, 1981; LeFevre and Mc Nally, 1985). El segundo grupo más importante de direcciones de polarización tiene un azimut entre 20° y 40°.

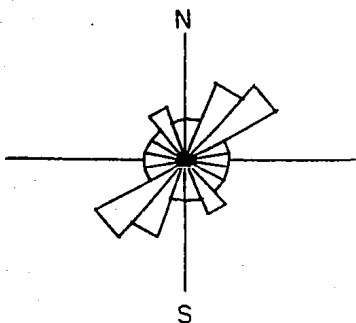
Con el objeto de buscar posibles diferencias en la distribución de las direcciones de polarización en los dos niveles principales de sismicidad, arriba de 25 Km y abajo de esta profundidad, se graficaron diagramas de rosas para ambos grupos (figuras 5.15b y 5.15c). Como puede observarse, la dirección preferencial de polarización se conserva con la profundidad, aún para el segundo grupo más importante de direcciones de polarización. Sin embargo, el grupo de eventos más profundos ($h > 25$ Km) muestra mayor dispersión en las direcciones de polarización. Lo anterior parece reflejar que a profundidad los elementos causantes de la anisotropía, sean microfracturas alineadas por el esfuerzo o granos minerales, muestran menor uniformidad en su alineación que las microfracturas situadas arriba de los 25 Km. El principal sistema de fracturamiento en el área (fig. 1.6) afecta sobre todo los extensos batolitos graníticos que ahí se encuentran y tiene un azimut entre 52° y 59°, el cual se correlaciona con el grupo más importante de direcciones de polarización. Por otro lado, los gneises aflorantes en la zona de estudio muestran una foliación en dirección NW-SE (fig. 1.6).

La correlación entre la dirección de polarización del arribo de la primera onda S y la dirección del esfuerzo compresivo máximo apoya la interpretación de que la anisotropía en la brecha de Guerrero es causada principalmente por la distribución de fracturas, microfracturas y espacios porosos que están alineados por el campo de esfuerzos actual en el área (Vázquez et al., 1993).

a) todos los eventos



b) $h < 25$ Km



c) $h > 25$ Km

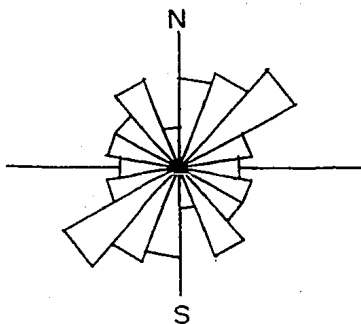


Fig. 5.15 Rosetas de la dirección de polarización para los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S para el periodo 1987-1992 : a) todos los eventos b) eventos con $h < 25$ Km c) eventos con $h > 25$ Km. Las amplitudes de los sectores de 20° son proporcionales a la raíz cuadrada del número de eventos (en total 60).

Los sismogramas correspondientes al periodo 1987-1989, con un muestreo de 75 Hz se filtraron con un filtro de Butterworth de 4 a 20 Hz, que es la banda de frecuencias más significativa de su espectro cruzado. Esto se efectuó para investigar si la birrefringencia de ondas S podía observarse más fácilmente en los hodogramas filtrados. Asimismo para tratar de determinar con mayor precisión la magnitud de cualquier cambio en la dirección de polarización de la onda S rápida. La diferencia en la dirección de polarización entre el hodograma filtrado y el original se midió para estos eventos. La diferencia absoluta promedio es de 4.4°, la cual es estadísticamente insignificante considerando la resolución de la dirección de polarización en sectores de 20° según la Figura 5.15.

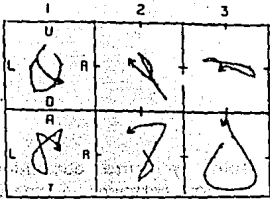
5.4.2 Observaciones de birrefringencia en el plano vertical-transversal.

De acuerdo a Tsvankin y Chesnokov (1990), la birrefringencia de ondas S también puede observarse en el plano vertical transversal para un medio con simetría hexagonal (isotropía transversa) u ortorrómbica. Su modelado sintético para un semiespacio anisotrópico con dichas simetrías indica que la birrefringencia de las ondas S puede observarse en el hodograma vertical - transversal en los límites de la ventana de ondas S, y fuera de ella hasta ángulos de incidencia de 55° - 60°. Los hodogramas verticales-transversales se compararon con los horizontales para los sismogramas del periodo 1987-1989 con el objeto de comprobar los resultados teóricos. Sin embargo se encontraron pocos ejemplos donde la birrefringencia sea evidente en el plano vertical transversal. Dos ejemplos se muestran en la fig. 5.16 en donde se han graficado los hodogramas de tres ventanas de tiempo, que corresponden a las marcas verticales indicadas sobre los sismogramas. En ambos casos el arribo de la onda S rápida se localiza en la segunda ventana. En la parte inferior de cada caso se muestran los sismogramas filtrados y rotados en las direcciones paralela y ortogonal a la polarización del primer arribo de la onda S, las cuales están indicadas por los ejes 1 y 2 respectivamente. Puede observarse que después de filtrado, el hodograma del sismograma 87-9 en el plano vertical-transversal muestra una mayor similitud con el hodograma horizontal lo que indica que el filtro utilizado fué el correcto ya que se logró una mayor coherencia entre las componentes horizontales y la vertical. Sin embargo en el caso del evento 87-11, los sismogramas de los sismogramas originales ya mostraban practicamente el mismo patrón, que en este caso particular fué distorsionado por el filtrado. La onda lenta S2 se identificó por un cambio brusco en la dirección de la polarización, el cual coincide con la terminación del movimiento rectilíneo iniciado por el arribo de la fase rápida o S1.

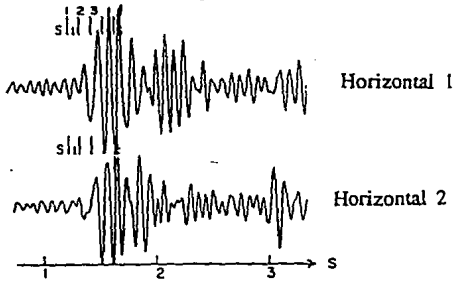
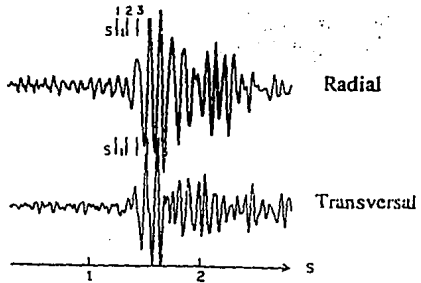
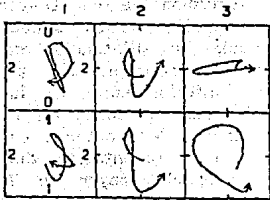
Fig. 5.16 Comparación de hodogramas en el plano horizontal y en el vertical-transversal para dos eventos 89-7 (a) y 87-11 (b) que muestran birrefringencia (sus localizaciones se indican en el Apéndice V). Los sismogramas originales han sido filtrados en la banda de 4 a 20 Hz y rotados en la dirección de S1 en la parte inferior de cada inciso. Se han graficado los hodogramas de tres ventanas de tiempo, que corresponden a las marcas verticales indicadas sobre los sismogramas. El primer renglón de ventanas corresponde a hodogramas en el plano vertical-transversal, que indican el movimiento vertical arriba-abajo (U-D) y a la izquierda o derecha (L-R) de la dirección de la fuente. El segundo renglón corresponde a los hodogramas en el plano horizontal, con el eje radial hacia-lejos de la fuente (A-T) en sentido vertical y el eje transversal izquierda-derecha (L-R) en sentido horizontal.

evento 87-9

a)

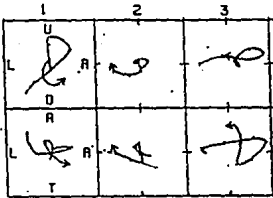


87-9 filtrado
f: 4-20 Hz

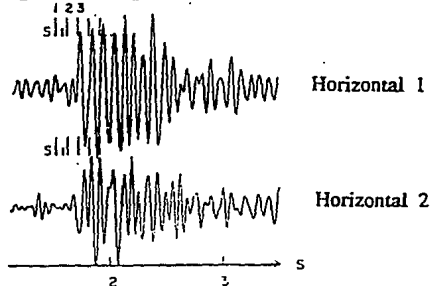
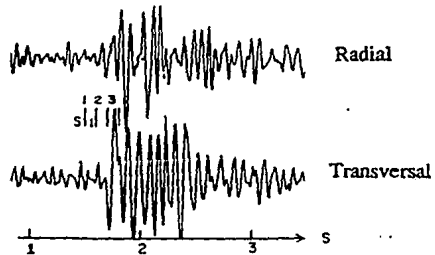
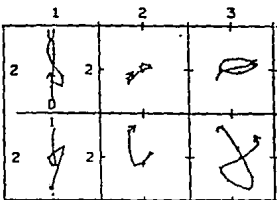


b)

evento 87-11



87-11 filtrado
f: 4-20 Hz



5.4.3 Retrasos entre ondas S.

Los retrasos entre las ondas S rápida y lenta obtenidos del análisis visual de los hodogramas así como los retrasos normalizados (con respecto a la distancia fuente-estación) se graficaron contra la profundidad para los eventos 1987-1992 (Figs. 5.17). Los retrasos entre ondas S dependen del azimut y del ángulo de incidencia del rayo en el medio anisotrópico así como de la longitud de la trayectoria a través de él. Es por ello que para investigar la variación del retraso con la profundidad es necesario restringir la orientación de las trayectorias a límites preestablecidos. En esta investigación hemos supuesto la presencia de fracturas tipo EDA o debidas a dilatación extensiva (Crampin, 1987) en base a la evidencia proporcionada por los alineamientos de la polarización descritos anteriormente. El intervalo angular más grande dentro de la ventana de ondas S, donde los retrasos de tiempo de ondas S que se propagan a través de fracturas tipo EDA muestran la menor variación con respecto a la orientación del rayo, corresponde a trayectorias que forman un ángulo mayor de 75° con respecto a las normales de las fracturas (Crampin, 1987). De acuerdo a esto se restringieron las observaciones a aquellas que correspondían a rayos que forman ángulos mayores de 75° con las normales de planos verticales de fracturas que tienen un rumbo en la dirección de la polarización promedio N 40° E.

Si el medio anisotrópico se extiende hasta el sitio de la fuente más profunda, los retrasos no normalizados deberían aumentar con la profundidad. Sin embargo, si la zona de anisotropía es más somera que la fuente más distante, los retrasos normalizados con la distancia deberían disminuir a medida que nos alejamos de la superficie terrestre. Comparando las figuras 5.17a y 5.17b, parece probable un decremento de los retrasos normalizados con la profundidad. Esto se confirma por el coeficiente de correlación mayor para los retrasos normalizados (-0.42). Para el caso no normalizado la correlación es prácticamente nula (0.038). Lo anterior indica que la zona de mayor anisotropía no abarca la totalidad de eventos y debe estar limitada en profundidad (arriba de 45 Km que es el evento más profundo). Es posible que esta zona de mayor anisotropía se encuentre arriba de los 25 Km de profundidad si se considera que los histogramas de frecuencia contra profundidad indican una concentración de la sismicidad entre los 20 y 25 Km y luego un brusco descenso de la misma (lo que puede estar asociado a un cambio litológico importante). Sin embargo, el hecho de que solo 9 de los 42 retrasos analizados se localizan arriba de ese nivel y dado el error en los datos, los límites de la zona de mayor anisotropía no pueden determinarse con exactitud.

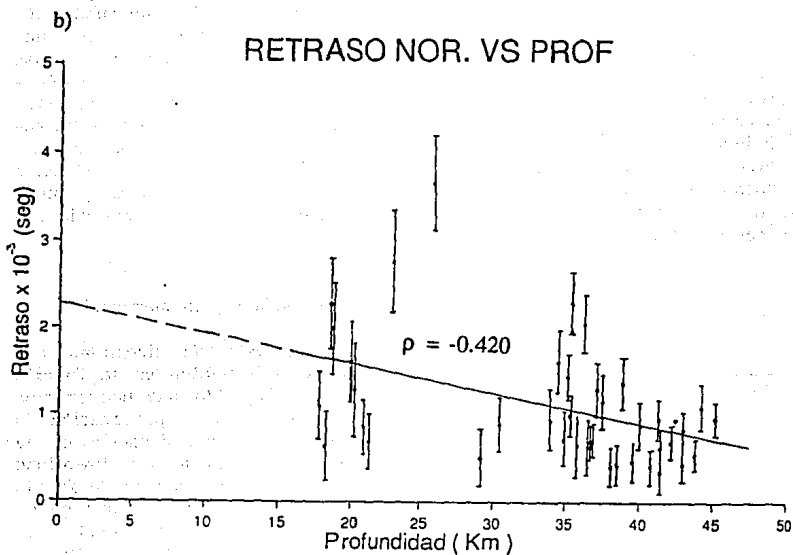
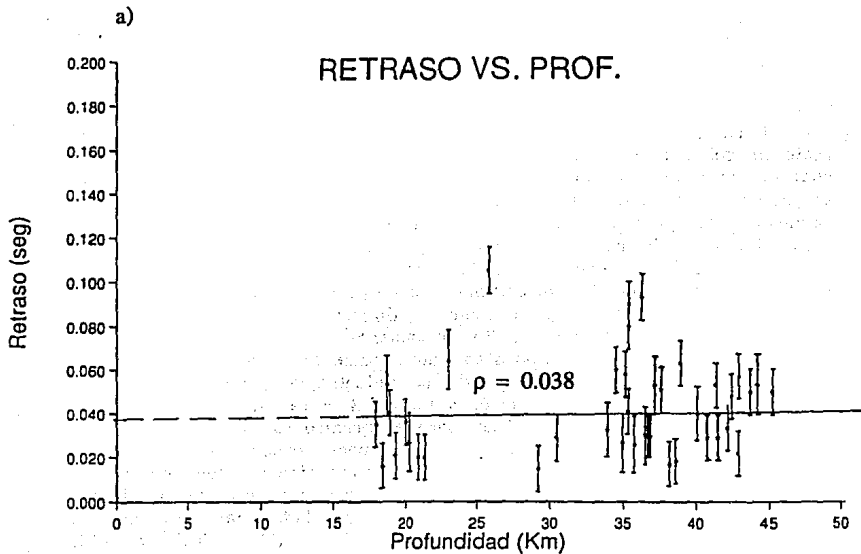


Fig. 5.17 (a) Gráfica de retraso entre ondas S contra profundidad. La recta indica el ajuste de mínimos cuadrados. (b) retraso normalizado (con respecto a la trayectoria del rayo) contra profundidad.

Para la mayoría de los eventos localizados (46) se estimó un cociente del retraso entre ondas S y el tiempo de arribo (dT/Ts) el cual es un índice de anisotropía suponiendo que toda la longitud de la trayectoria contribuye al retraso observado (Savage et al., 1989). Este parámetro se graficó contra la profundidad (fig. 5.18). El ajuste de estos datos a una recta de mínimos cuadrados muestra una correlación negativa con un coeficiente de correlación de -0.415. Lo anterior parece confirmar que la anisotropía disminuye con la profundidad y que la mayor anisotropía se encuentra limitada hasta un nivel de profundidad que se desconoce. Tentativamente se eligió el nivel de 25 Km por las razones expuestas anteriormente. Para los eventos localizados hasta esta profundidad, la anisotropía promedio calculada en base al cociente dT/Ts es de 6.36 ± 2.28 %. Este valor es mayor que la anisotropía de onda S reportada para el granito (5 %) y menor que la del gneiss (entre 12 y 38 %), en ambos casos en condiciones atmosféricas (Schon, 1983) y refleja la composición litológica de la corteza superior que superficialmente se caracteriza por afloramientos de gneiss y rocas granodioríticas. Por otro lado, las gráficas de retraso, retraso normalizado y cociente dT/Ts (figs. 5.17 y 5.18) indican una brusca disminución de la mayoría de los valores de dichos parámetros entre los 35 y 40 Km de profundidad la que corresponde a eventos con azimuts entre 20 y 60°. De acuerdo al modelo de subducción utilizado, la mayor inclinación de la placa subducida tiene una dirección N 37° E y pertenece a ese rango de azimuts. A las profundidades citadas la velocidad de la onda P es de unos 8 Km/s y corresponde a rocas ultramáficas. Es decir que este mínimo parece estar asociado a la dirección de mayor inclinación de la placa y parece indicar que buena parte de las trayectorias de dichos eventos atraviesan rocas ultramáficas con un grado de anisotropía bajo así como rocas graníticas, las que tienen una anisotropía relativamente pequeña en comparación a las rocas metamórficas y rocas superficiales fracturadas.

5.4.4 Relación entre los retrasos de la onda S y la magnitud.

Un factor que podría afectar el intervalo de linealidad que caracteriza la polarización de la onda S es la variación en la función de fuente del evento. Aster et al. (1990) han sugerido que una función de fuente mayor o efectos de directividad debidos a la propagación de la ruptura darían lugar a un pulso directo de larga duración en la estación de registro, lo que produciría un intervalo de linealidad mayor. En general un incremento en la duración de la función de fuente está asociada a una mayor magnitud. Es debido a lo anterior que en un análisis de birrefringencia deberían utilizarse solo eventos dentro de un rango de magnitud de tal modo que las diferencias en magnitud no causen diferencias en los intervalos de linealidad de las señales

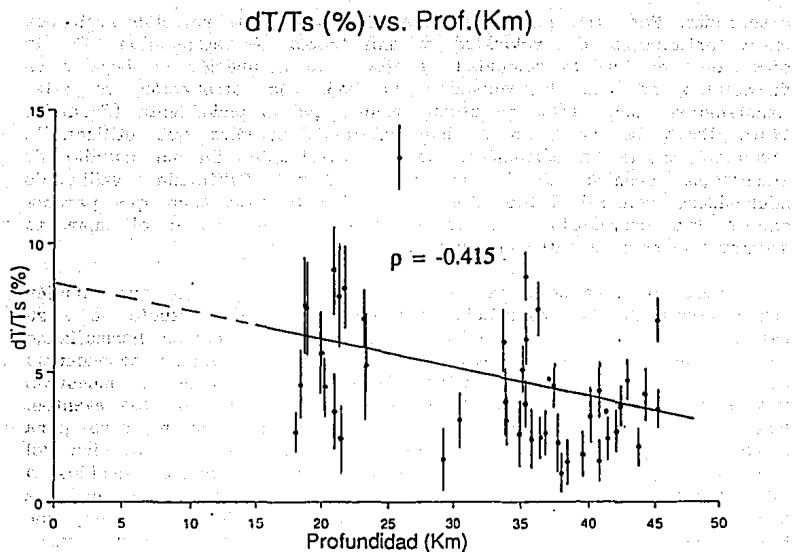


Fig. 5.18 Gráfica del cociente de retraso entre ondas S sobre tiempo de arribo (dT/T_s) contra profundidad.

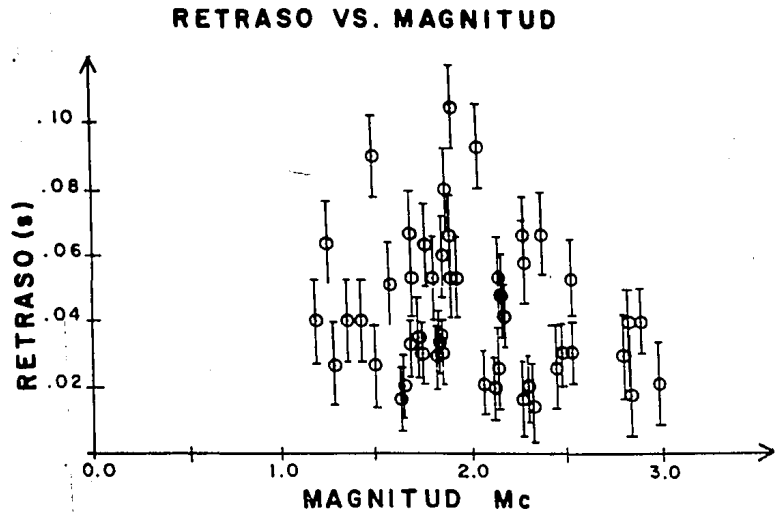
observadas. Por otra parte, se sabe que existe una relación recíproca entre anisotropía de velocidad y anisotropía de atenuación. En las direcciones en que la velocidad es alta, la atenuación es baja y en direcciones en que la velocidad es baja, la atenuación es alta. Asimismo la onda rápida se atenúa menos que la onda lenta (Crampin, 1991). Hasta la fecha no se han publicado estudios que utilicen la atenuación como un parámetro de la anisotropía. En un estudio de anisotropía sísmica de la región de Anza, California, utilizando microsismos con $M_d < 3.5$, Aster et al. (1990) observaron que parecía existir una correlación positiva un tanto gruesa entre el momento sísmico y el retraso entre las ondas S correspondiente.

Para los eventos estudiados en el presente trabajo, que también son microsismos con magnitudes similares a las del estudio de Anza (Aster et al., 1990), se graficó el retraso y el retraso normalizado entre ondas S contra la magnitud para determinar alguna dependencia entre estos parámetros (Fig. 5.19). Nuestras observaciones no muestran una correlación clara entre el retraso y la magnitud de los eventos, aun cuando existe una ligera tendencia de correlación negativa para magnitudes entre 1.7 y 3. Es posible que errores en la estimación del retraso debidas a ruido en las componentes horizontales debidas a difracciones causadas por inhomogeneidades impidan observar una proporcionalidad directa entre retraso y magnitud. Sin embargo hay que tomar en cuenta que dicha hipótesis no puede considerarse suficientemente fundamentada dada la gran dispersión en los datos de Anza, en los que inclusive no se estimó el coeficiente de correlación y por otra parte la falta de más observaciones que incluyan además magnitudes mayores a 3.

5.4.5 Variaciones temporales del retraso entre ondas S.

Las variaciones temporales del retraso entre ondas S han sido asociadas a cambios premonitorios de sismos de moderada magnitud en dos casos : en Anza, California para un sismo de magnitud 6.3 (Crampin et al., 1989) y para un sismo de Enola, Arkansas de magnitud 3.8 (Booth et al., 1989). En ambos casos se observó un aumento de los retrasos antes del sismo y una disminución después del mismo. Sin embargo existe controversia en cuanto a la validez de dichas interpretaciones debido a la escasez de ejemplos y a que el número de retrasos utilizado era insuficiente para definir un cambio significativo en la magnitud del retraso. Por lo tanto hasta el presente las variaciones temporales del retraso entre ondas S no han sido consideradas en la lista de precursores aprobados por la comunidad sismológica (Wyss, 1991). A pesar de lo anterior y de que en nuestro caso el número de datos es pequeño, es importante tener un registro de dichas variaciones temporales como referencia para futuros estudios. La figura 5.20 muestra las variaciones temporales del retraso y del retraso normalizado entre ondas S para los eventos analizados en el

a)



b)

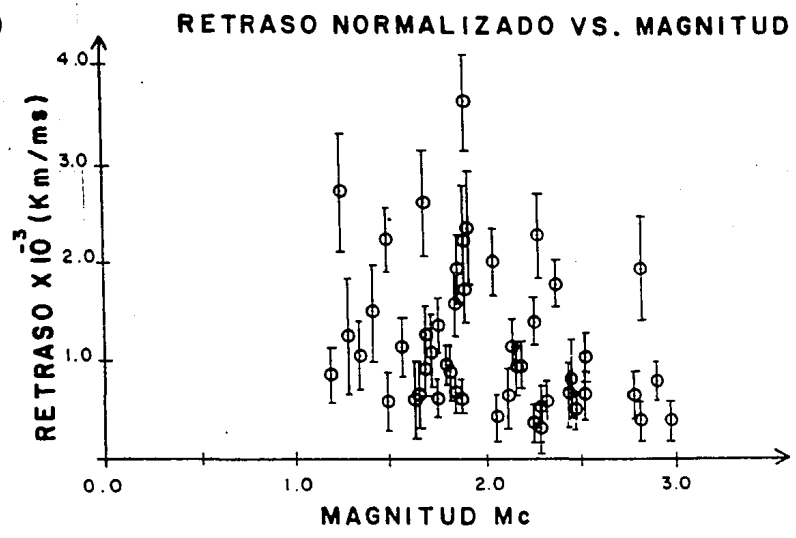


Fig. 5.19 (a) Gráfica de retraso entre ondas S contra magnitud de coda (b) gráfica de retraso normalizado (con respecto a la trayectoria) contra magnitud de coda.

periodo 1987-1992 en varios segmentos : de septiembre de 87 a marzo de 88; de abril de 89 a diciembre de 89; de marzo de 90 a mayo de 91 y de enero a mayo de 1992. El valor medio total estimado para el retraso durante este periodo completo es 0.044 ± 0.022 seg y del retraso normalizado por la trayectoria es 1.142 ± 0.742 ms/Km. Los valores medios del retraso y el retraso normalizado por año son los siguientes:

Tabla 5.2 Retrasos por año

Año	Retraso (seg)	Retraso normalizado (ms/Km)	No. muestras
1987	0.046 ± 0.018	1.202 ± 0.469	6
1988	0.058 ± 0.020	1.717 ± 0.657	7
1989	0.050 ± 0.029	1.284 ± 0.683	6
1990	0.064 ± 0.023	1.661 ± 0.959	8
1991	0.031 ± 0.008	0.875 ± 0.489	9
1992	0.029 ± 0.010	0.592 ± 0.211	7

Los datos entre 1987 y 1990 están muy irregularmente espaciados y existen grandes lapsos de tiempo sin información. Considerando el agrupamiento de puntos del periodo 1987-1988 y 1989-1990 se tiene la siguiente estadística :

Periodo	Retraso (seg)	Retraso normalizado (ms/Km)	No. muestras
1987-1988	0.055 ± 0.021	1.459 ± 0.712	13
1989-1990	0.046 ± 0.022	1.484 ± 0.860	14

De la tablas anteriores puede observarse una disminución notable de la magnitud del retraso para los años 1991 y 1992 con respecto a los años anteriores. Con el objetivo de comprobar si esta disminución es significativa se llevó a cabo una prueba "t" de student para años consecutivos, encontrándose que únicamente para la transición de 1990 a 1991 las medias difieren significativamente al 95 % de confianza. Este brusco descenso en el valor del retraso coincide con el inicio del año 1991. En otros estudios, dichos cambios bruscos en la magnitud del retraso han sido asociados a un evento con magnitud significativamente mayor que la sismicidad de fondo del área (Booth et al., 1989). Sin embargo ninguno de los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S durante esa transición tuvo una magnitud mayor a 3 (el máximo fué de 2.9). Debido a lo anterior no se pudo asociar dicho cambio a un evento en particular. Por otra parte, el valor promedio menor que se observa para todo el periodo 1991-1992 requiere de una hipótesis más global para explicar dicho comportamiento. Inicialmente se pensó en comparar la variación temporal de los retrasos con la curva de frecuencia acumulativa de la actividad sísmica detectada en el área (fig. 5.21). El objetivo era ver si se detectaban vacíos en la actividad sísmica que pudieran correlacionarse aun de manera cualitativa con la acumulación de esfuerzos en el área. Sin embargo el

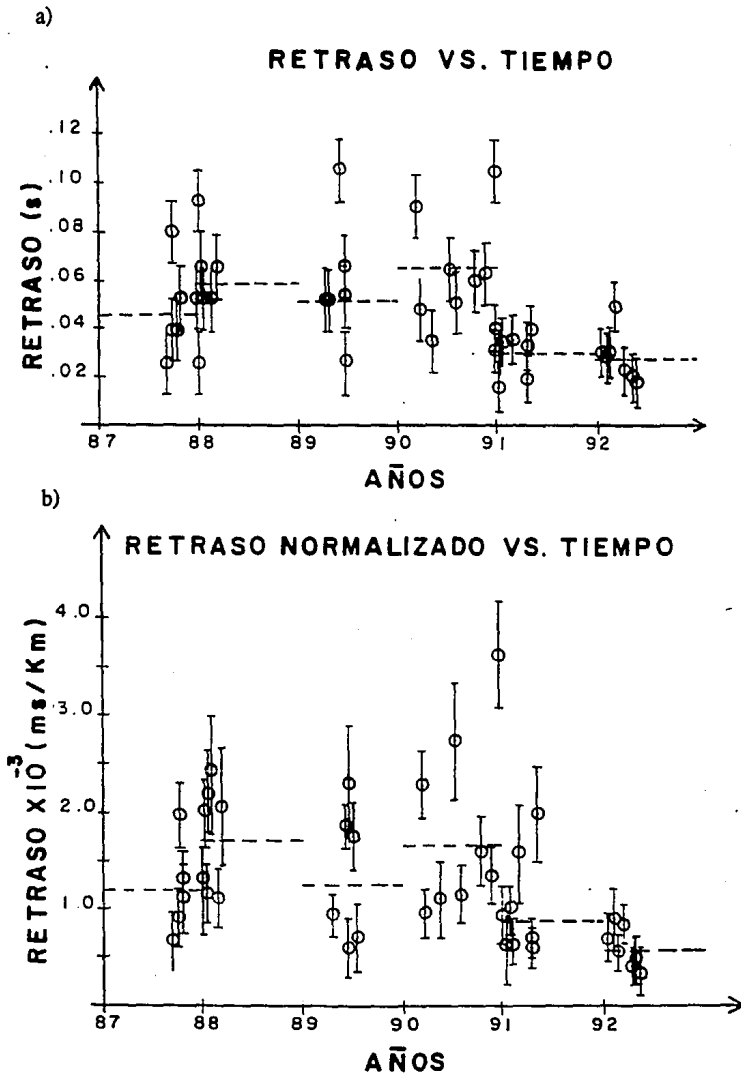


Fig. 5.20 Variación temporal del retraso entre ondas S (a) y del retraso normalizado (b) durante el periodo 1987-1992. Las líneas punteadas indican los promedios ponderados de los retrasos para cada año.

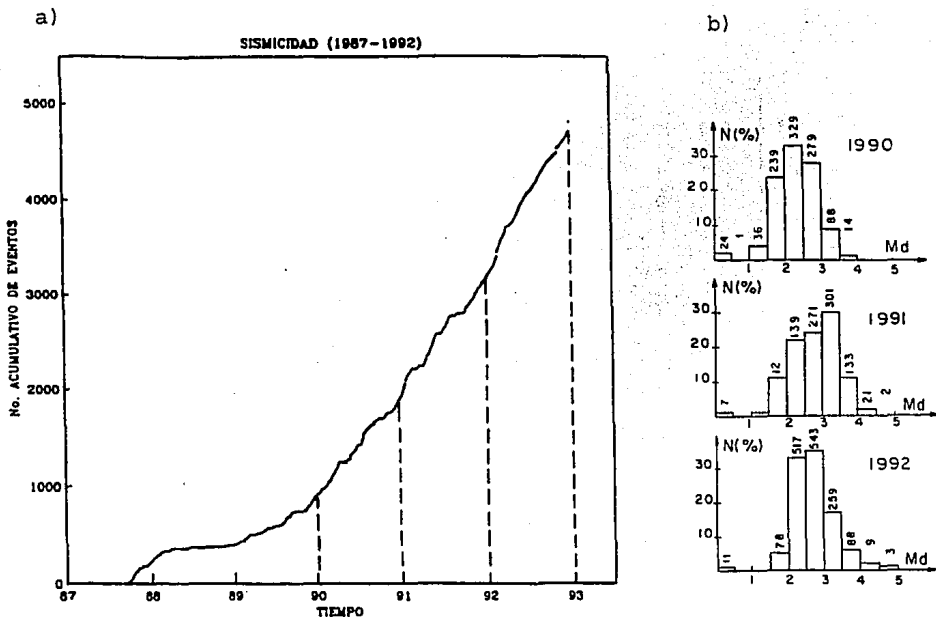


Fig. 5.21 a) Frecuencia acumulativa de la actividad sísmica en la brecha de Guerrero para el periodo 1988-1992 (cortesía de D. Escobedo). Se incluyen todos los eventos registrados. De 1988 a 1990 la red sísmológica funcionó irregularmente. b) Histogramas anuales de magnitud para el periodo 1990-1992; se indica el número de eventos registrados y su frecuencia relativa.

número de datos de retraso (49) es limitado en comparación a los 4500 que tiene la curva de frecuencia acumulativa e impide una correlación confiable entre las dos series de datos. Sería necesario un monitoreo digital continuo en el área con estaciones de tres componentes y separadas entre sí unos cuantos kilómetros (≤ 5 Km), para poder llevar a cabo una comparación.

5.5 Determinación del retraso entre ondas S con métodos semi-automáticos.

Los métodos automáticos de detección de birrefringencia se han aplicado en forma limitada a la sismología dada la complejidad del fenómeno y la incertidumbre de los métodos. El éxito ha sido parcial ya que unos algoritmos funcionan solo bajo determinadas condiciones. Lo anterior ha dado como resultado que un paquete de análisis de ondas S para exploración petrolera como SWAP (Wild, 1991) contenga hasta 15 técnicas diferentes para estimar los parámetros de la birrefringencia de ondas S. En este estudio se aplicaron algunas herramientas matemáticas como auxiliares en la determinación del retraso entre ondas S. Las funciones de correlación cruzada y de espectro cruzado descritas en el Capítulo 4 se aplicaron a las componentes horizontales rotadas de los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S en el periodo 1987-1992. La rotación de los sismogramas se llevó a cabo de acuerdo a la dirección de arribo de la primera onda S observada en el hodograma horizontal de cada evento.

La función de correlación cruzada ha sido utilizada para analizar la birrefringencia de ondas S de eventos de periodo intermedio y largo provenientes del manto (Bowman y Ando, 1987). Para eventos locales, cuyo contenido espectral es de mayor frecuencia, su uso ha sido limitado. Se argumenta que los sismos locales y el ruido asociado, debido a su mayor frecuencia, impiden obtener una estimación confiable del retraso (Crampin, 1991, comunicación personal). Por otro lado, los retrasos estimados por correlación son susceptibles de ser afectados seriamente por reverberaciones después del arribo de los pulsos iniciales (Kaneshima, 1989). A pesar de ello, por existir la posibilidad de utilizarla, se aplicó dicha función a las componentes horizontales para investigar su posible utilidad. La mayoría de los valores de retraso estimados por medio de la correlación cruzada y del espectro cruzado resultaron mayores (hasta casi 5 veces en el caso más extremo) o iguales a los obtenidos por inspección visual. Esto podría explicarse en algunos casos por el hecho de que la interferencia debida al ruido provoca desviaciones considerables en la linealidad observable en el hodograma y por lo tanto disminuye el número de intervalos de tiempo con polarización aproximadamente lineal que pueden ser considerados para cuantificar el retraso.

Asimismo se calculó la fase del espectro cruzado y la coherencia de las dos componentes horizontales para los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S. La longitud de ventana utilizada para determinar el coeficiente de correlación y la fase del espectro cruzado fué la misma para un mismo evento y varió entre 200 y 500 ms, dependiendo de la longitud de ventana que proporcionó la mayor linealidad de la fase.

Para comparar las estimaciones del retraso proporcionadas por la correlación cruzada y la fase del espectro cruzado con las proporcionadas por los hodogramas, en sismogramas con poco ruido, se graficaron los cocientes T_c/dT , T_f/dT y T_f/T_c (dT = retraso del hodograma, T_c = retraso por correlación cruzada, T_f = retraso por espectro cruzado) en función de la coherencia (fig. 5.22). Se observa que en general, para valores altos de la coherencia (mayores de 0.9), los valores obtenidos tienden a igualar los del hodograma, sobre todo en el caso de la correlación cruzada.

Por último, debe observarse que las estimaciones de la correlación cruzada y de la fase del espectro cruzado muestran mayor correlación entre ellas que cuando se comparan con las estimaciones visuales. Lo anterior se explica por la relación de ambas funciones a través de la transformada de Fourier (ver Capítulo 4). Las estimaciones de la correlación cruzada resultaron casi siempre mayores que las de la fase del espectro cruzado. Debe recordarse que una ventaja de utilizar la fase del espectro cruzado es que pueden determinarse diferencias de tiempo menores que el intervalo de muestreo (Ito, 1985). Para los eventos analizados, nunca se tuvieron estimaciones menores al intervalo de muestreo correspondiente (0.013 s o 0.010 s).

La Figura 5.23 muestra un ejemplo de la estimación del retraso entre ondas S utilizando los tres métodos mencionados. En la figura 5.23a las componentes horizontales han sido rotadas en las direcciones radial y transversal al epicentro; su respectivo hodograma se muestra a la derecha. En 5.23b las componentes horizontales se rotaron otra vez de acuerdo a la dirección de polarización de la primera onda S. En 5.23c se muestran la amplitud y fase del espectro cruzado así como la coherencia de las componentes horizontales correspondientes a una ventana de los sismogramas en (b). La fase del espectro cruzado (traza 4) se ajustó con una recta de mínimos cuadrados que pasa por el origen y su pendiente proporciona un valor de retraso de 62 ms. Esta ventana muestra una buena coherencia (traza 5) en el rango de 1 a 20 Hz que es el que se utilizó para el ajuste de la recta. La correlación cruzada de dichas trazas (fig. 5.23d) proporciona un valor de retraso de 65 ms.

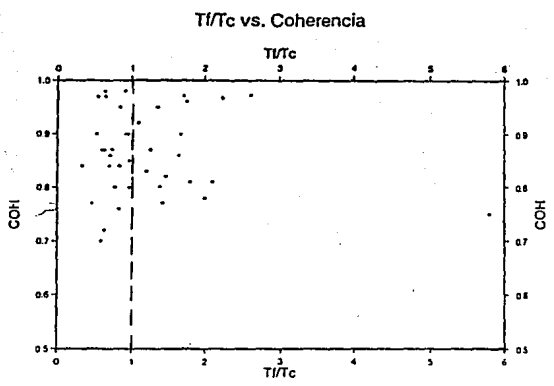
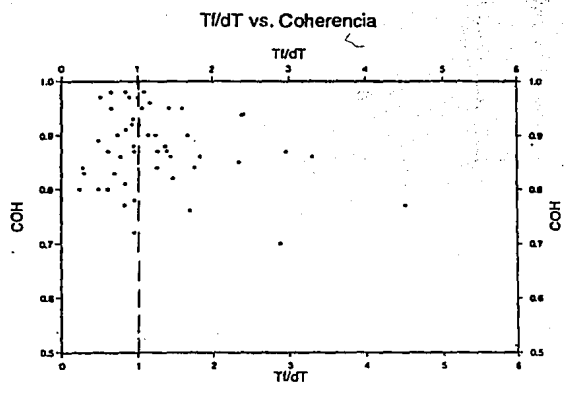
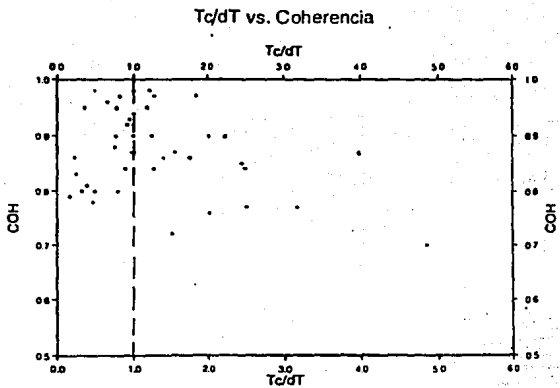


Fig. 5.22 Comparación de las estimaciones de retrasos entre ondas S contra la coherencia. dT = retraso estimado del hodograma, T_c = retraso por correlación cruzada, T_f = retraso por espectro cruzado.

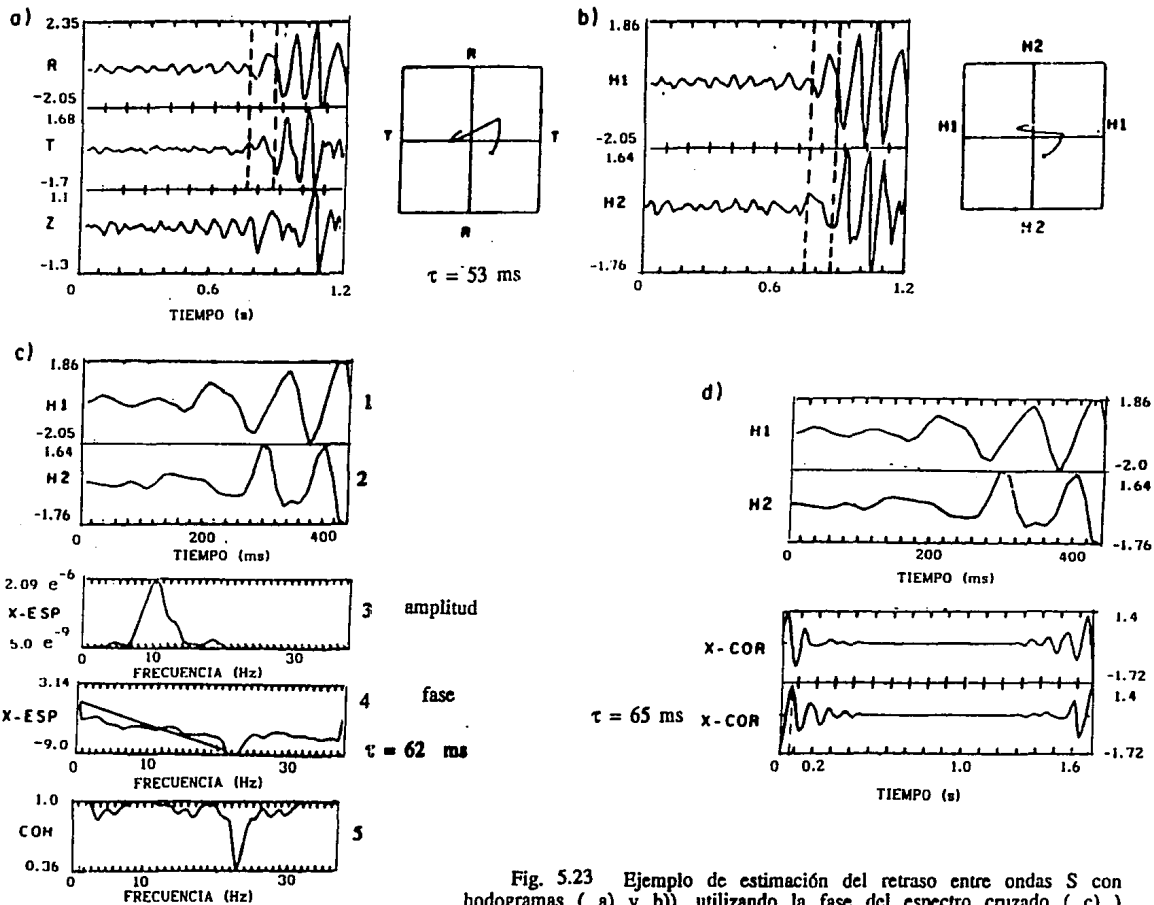


Fig. 5.23 Ejemplo de estimación del retraso entre ondas S con hodogramas (a) y b)), utilizando la fase del espectro cruzado (c)) y utilizando la correlación cruzada (d)) (ver texto).

En sismogramas con poco ruido una longitud de ventana entre 250 y 500 ms resultó adecuada para estimar el retraso por medio de la pendiente de la fase, ya que ésta se comportó en forma aproximadamente lineal y proporcionó estimaciones similares (fig. 5.24a y 5.24b). Sin embargo la fase del espectro cruzado puede ser muy sensible a la posición de la ventana y comportarse en forma no-lineal (fig. 5.24c). Si las trazas de esta ventana de tiempo se filtran en la banda de frecuencias comunes a ambas trazas, dada por la amplitud de su espectro cruzado, la linealidad de la fase se recupera (fig. 5.23d). En este caso se aplicó un filtro pasabandas de 1 a 27 Hz.

En sismogramas ruidosos puede resultar problemática la determinación del retraso utilizando únicamente los diagramas de movimiento de partícula. Por otro lado, en estos casos, la correlación cruzada proporciona por regla general estimaciones poco confiables por la presencia de varios máximos que pueden atribuirse al ruido. En tal caso un análisis detallado de la fase del espectro cruzado aplicado a ventanas móviles del sismograma puede proporcionar buenos resultados como se verá a continuación.

La figura 5.25 muestra un ejemplo de sismograma ruidoso, en el cual puede determinarse aproximadamente el tiempo de arribo de la onda S pero no el retraso entre la fase rápida y la lenta. Las componentes horizontales del evento 92-17 han sido rotadas de acuerdo a la dirección de polarización aproximada de la onda S1, según se interpretó del hodograma (fig. 5.25a). Se eligió una ventana de análisis, marcada con líneas verticales en el sismograma, la cual ha sido expandida en la parte inferior (fig. 5.25b). Este segmento fué barrido con ventanas móviles de diferente longitud. En este caso se utilizaron ventanas traslapadas de 1000, 500, 400, 300 y 150 ms localizadas en torno al arribo de la onda S1 (figs 5.25b, c, d). Antes de llevar a cabo el cálculo del espectro cruzado de las componentes horizontales, se aplicó a cada ventana de tiempo un "taper" de tipo cosenoidal con 20% de suavizamiento. Los puntos de la fase del espectro se ajustaron a una recta con intersección en el origen y se calcularon tres parámetros :

- pendiente de la recta ajustada.
- coeficiente de correlación lineal de los datos de fase con respecto a la frecuencia.
- error cuadrático medio (ecm) del ajuste de los datos a la recta.

Es necesario indicar que el coeficiente de correlación lineal no tiene relación con la recta ajustada que pasa por el origen. Es decir, la fase podría tener un alto coeficiente de correlación pero un mal ajuste con respecto a la recta. Aquella pendiente correspondiente a la ventana con el mayor coeficiente de correlación y el menor error cuadrático medio se consideró como la más apropiada para llevar a cabo la estimación del retraso.

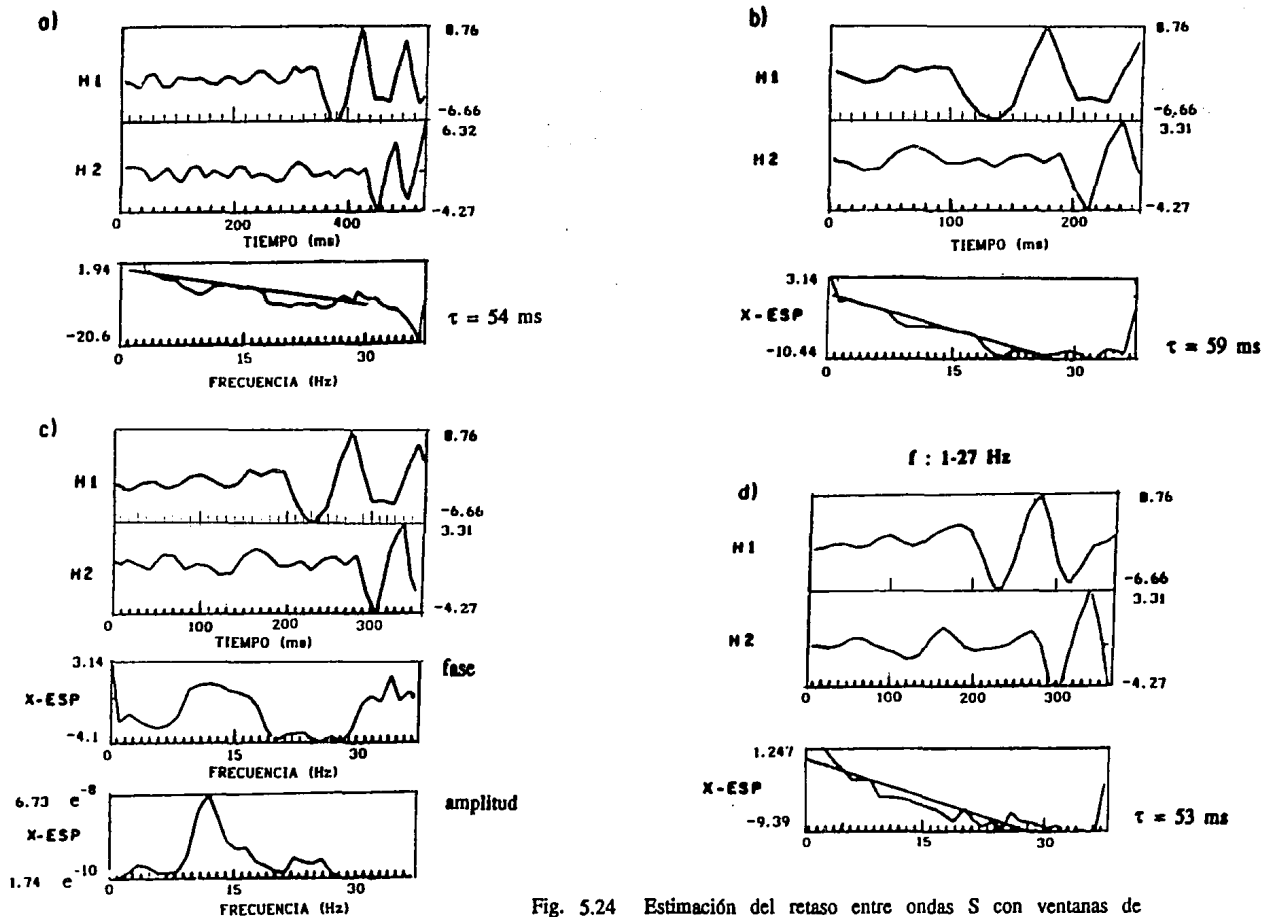
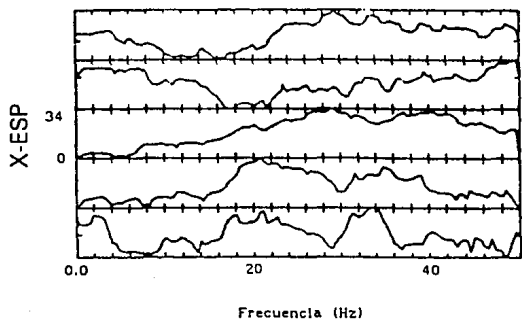
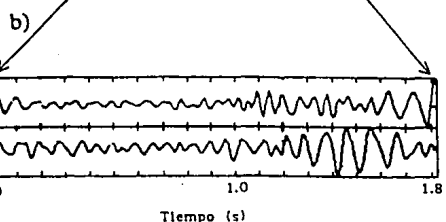
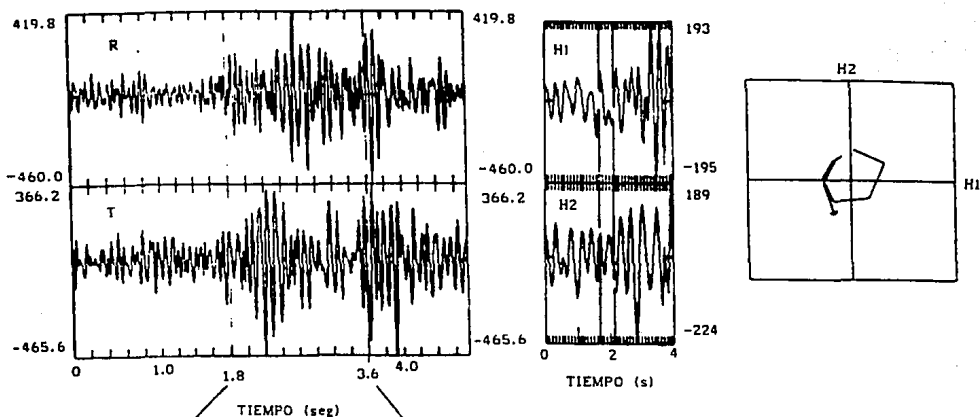


Fig. 5.24 Estimación del retaso entre ondas S con ventanas de diferente longitud. En (c) fué necesario filtrar la ventana para recuperar la linealidad de la fase.

a) Evento 92-17



Ventanas de 1 seg
Fase del espectro cruzado

m	r	ecm	τ (s)
---	---	-----	------------

0.0-1.0 s			
0.1-1.1 s			
0.2-1.2 s	0.82	0.88	4.49
0.3-1.3 s			
0.4-1.4 s			

m = pendiente
ecm = error cuadrático medio
 τ = retraso (s)
r = coef. de correlación

Fig. 5.25 Estimación del retraso en un sismograma ruidoso utilizando la fase del espectro cruzado de ventanas móviles de diferente longitud. (a) sismograma rotado y hodograma alrededor del arribo de la onda S1. (b) curvas de fase para ventanas de 1 seg de duración.

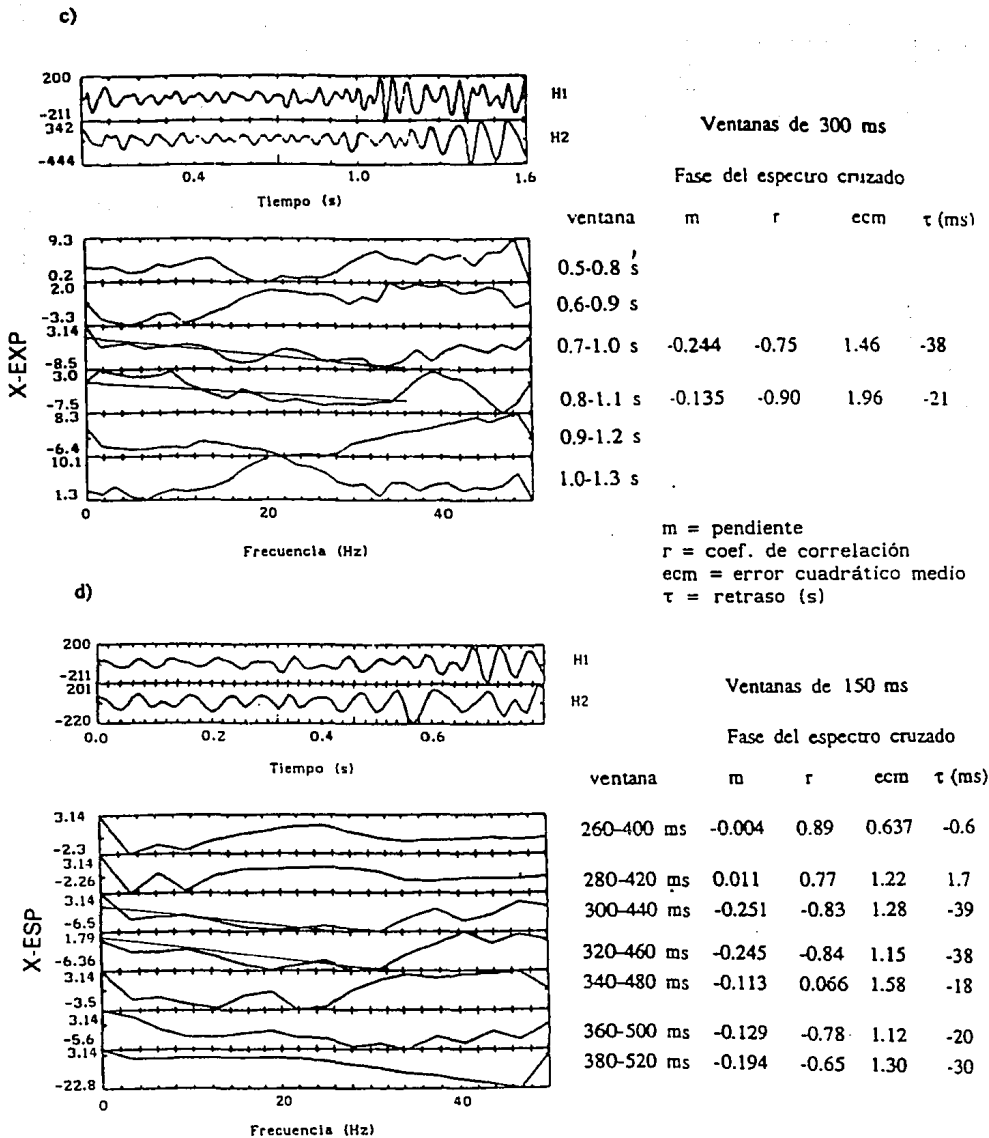


Fig. 5.25 (c) Fase del espectro cruzado para ventanas de 300 ms.
(d) Fase del espectro cruzado para ventanas de 150 ms.

Los resultados mostraron que ventanas muy grandes, desde 1 seg hasta 400 ms, fallaban en reconocer el retraso por medio de la fase, proporcionando estimaciones muy grandes en comparación a las determinadas con eventos no ruidosos de similar profundidad. Por otro lado fueron muy pocas las ventanas con longitud en dicho rango que mostraron linealidad, la cual por otra parte, no se conservaba en ventanas sucesivas. Por ejemplo pudo comprobarse que un retraso aparente de 130 ms para una ventana de 1 segundo (tercera gráfica de la fase del espectro cruzado, fig. 5.25b) correspondía a porciones de la coda de la onda S con frecuencias fundamentales cercanas y formas muy similares en ambas componentes horizontales, las cuales están separadas ese intervalo de tiempo. Con las ventanas de 300 ms y 150 ms se tuvieron estimaciones del retraso que son coherentes con las esperadas, tanto en signo como en magnitud y que se conservan en ventanas consecutivas (figs. 5.25c y 5.25d). En conclusión puede decirse que en sismogramas con un cociente de señal a ruido muy bajo es recomendable utilizar ventanas móviles pequeñas para estimar el retraso. En este caso, la longitud de 150 ms corresponde a un poco menos de 2 longitudes de onda, de acuerdo a la frecuencia característica observada de 12 Hz ($T=0.083$ seg) para la onda S.

6. DISCUSION DE RESULTADOS Y CONCLUSIONES.

6.1 Discusión de resultados.

El estudio llevado a cabo indicó que la causa mas probable de anisotropía en la brecha de Guerrero es el alineamiento de microfracturas, inducido por el esfuerzo compresivo máximo en la zona así como un sistema de fracturamiento estrechamente correlacionado al mismo. Las otras causas de anisotropía en zonas de subducción analizadas por Shih et al., (1991) y que se mencionan en la introducción (alineamiento mineral fósil y reorientación mineral inducida por esfuerzos generados en el manto) son características de condiciones litosféricas muy profundas que no corresponden a la zona de estudio y por lo tanto se descartan.

En el caso de la brecha de Guerrero la sismicidad registrada corresponde principalmente a eventos localizados en la zona de contacto entre placas y a eventos más someros que dicha zona. En general la sismicidad intraplaca en la brecha de Guerrero corresponde a eventos con profundidades mayores a los 40 Km (Dewey y Suárez, 1991). Del total de 60 eventos analizados dentro de la ventana de ondas S, solo un 25 % tiene profundidades mayores a 40 Km. Aunque no existen mediciones directas del estado de esfuerzos en el área, se considera que la dirección probable del esfuerzo compresivo máximo debe ser perpendicular a la trinchera (Suter, 1990; Moore y Shipley, 1988). La solución de mecanismos focales someros en la Brecha de Guerrero (Pardo, comunicación personal) indica una orientación constante del eje de compresión de N 35° E de los 13 hasta los 25 Km de profundidad, la cual concuerda con la dirección del esfuerzo compresivo en el área estimada por otros autores (Mc Nally y Minster, 1981, DeMets, 1990) también en base a la solución de los mecanismos focales. La dirección de polarización preferencial de la onda S rápida corresponde a un azimut entre 40° y 60° con media de 51.5°, es decir 16° de diferencia con respecto a la orientación del esfuerzo compresivo máximo, mientras que el segundo grupo más importante de direcciones de polarización (fig. 5.15) coincide con la dirección de dicho esfuerzo. La orientación paralela o subparalela de la polarización de la onda S rápida respecto al esfuerzo compresivo máximo se ha observado en otras partes del mundo (Crampin, 1987; Kaneshima y Ando, 1989). Por otro lado, el principal sistema de fracturas en la zona tiene una dirección oblicua a la trinchera con azimut cercano a 50°, existiendo otro sistema de menor importancia que es aproximadamente perpendicular al sistema principal y semiparalelo a la costa (ver fig. 1.6). Es posible que en este caso el sistema de fracturamiento principal influya preferencialmente en la polarización de las ondas S y otros sistemas de fracturamiento y/o foliación en la detección de otras direcciones de polarización. Al respecto cabe recordar que en una estación cercana a la falla de San Jacinto en Anza, California se ha observado que las polarizaciones de la onda S eran paralelas a la falla y no al esfuerzo compresivo máximo determinado con mediciones geodésicas (Crampin et al., 1990). Se han reportado otros casos donde la anisotropía observada es debida más probablemente a fracturas paralelas a las fallas que a microfracturas alineadas por el esfuerzo (Leary et al., 1987; Savage et al., 1990).

En 88 % de los sismogramas de los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S pudo identificarse la birrefringencia de ondas S en los diagramas de movimiento de partícula en el plano horizontal. 25 % de los sismogramas analizados muestran claramente el arribo de las dos ondas S en los sismogramas rotados. Solamente en algunos de los eventos donde se analizó el movimiento de partícula en el plano vertical-transversal (9 de 27) fué posible identificar la presencia de birrefringencia, siendo los hodogramas similares a los del plano horizontal. Esto puede explicarse por la mayor interferencia del ruido proveniente de difracciones y reverberaciones con la componente vertical (Crampin, 1990b). Sin embargo el hecho de que es posible identificar la birrefringencia en el plano V-T confirma que la simetría del medio se aproxima a la de un medio transversalmente isotrópico u ortorrómbico que son las simetrías para las cuales Tsvankin y Chesnokov (1990) encuentran el patrón de birrefringencia en el plano vertical-transversal. En este caso la hipótesis de la existencia de microfrazuras verticales alineadas por el esfuerzo (fracturas de dilatación extensiva o EDA), las cuales tienen simetría transversalmente isotrópica con el eje de simetría horizontal, se ve reforzada.

El análisis de los retrasos entre ondas S y los retrasos normalizados por la trayectoria en función de la profundidad indican que la zona de mayor anisotropía no se extiende hasta la fuente más profunda. Por otro lado, el cociente del retraso sobre el tiempo de arribo S indica una tendencia decreciente de la anisotropía con la profundidad, lo que es de esperarse ya que las fracturas y microfrazuras tienden a cerrarse con el esfuerzo litostático. El pequeño número de muestras impide determinar hasta que nivel de profundidad se encuentra limitada la zona que origina el mayor porcentaje de anisotropía. Tomando como un límite tentativo el nivel de 25 Km y haciendo el cálculo para los eventos localizados hasta esa profundidad (9 de un total de 43) y considerando que toda la trayectoria contribuye a la anisotropía, se tiene que el valor promedio de la anisotropía de la onda S es de 6.36 ± 2.9 % y refleja la constitución litológica de la corteza superior en la zona, constituida tanto por rocas metamórficas como graníticas.

El valor promedio del cociente del retraso sobre el tiempo de arribo S (dT/T_s) para los eventos localizados a más de 25 Km de profundidad fué de 3.68 ± 1.8 . Aunque este valor está fuertemente afectado por la anisotropía de la corteza superior, no se puede descartar la presencia de anisotropía a profundidades mayores a los 25 Km si consideramos las posibles litologías del basamento del complejo Xolapa. Este complejo presenta afloramientos de rocas graníticas hasta en un 50% del área (Morán Zenteno, 1991) y el resto lo constituyen rocas metamórficas, las cuales están constituidas principalmente por gneises, esquistos de biotita, mármol y pegmatitas. De acuerdo a lo anterior, se podría considerar como modelo de la zona una corteza formada por un complejo granítico y gnéisico. El granito, a pesar de estar constituido por minerales que pueden ser altamente anisotrópicos presenta una anisotropía de onda P de solo 1.6 % (Babuska y Cara, 1991) a presiones de 1000 MPa (correspondientes a unos 37 Km de profundidad tomando un gradiente promedio de 27 MPa/Km). Para la onda S

se ha reportado un valor medio de anisotropía del granito de 5% en condiciones atmosféricas (Schon, 1983). Por otro lado, para el gneiss, a presiones de 1000 MPa se ha reportado una anisotropía promedio de onda P de 3.5 y 6.7% para dos localidades (Babuska y Cara, 1991). Para la propagación de la onda S en gneiss, en condiciones atmosféricas, se ha reportado una anisotropía variable entre 12 y 38% (Schon, 1983). De acuerdo a lo anterior, lo más probable es que la anisotropía residual, a más de 25 Km de profundidad, se deba a una corteza inferior formada por rocas con valores de anisotropía similares a los del granito pero de composición más máfica (dado el alto valor de velocidad de onda P de 7.4 a 8 km/s). Por otro lado, debe considerarse que las diferencias en velocidad debidas a variaciones mineralógicas de las rocas ígneas y metamórficas son mucho mayores que las debidas a la anisotropía intrínseca para un tipo de roca (Babuska y Cara, 1991). Es decir que las variaciones observadas de la anisotropía pueden deberse en parte a variaciones en la composición mineralógica.

La detección de la anisotropía por medio de las variaciones azimutales de velocidad resultó ser una tarea que amerita estudios adicionales, en otras zonas de la brecha de Guerrero, además de Tetitlán, donde exista una mayor homogeneidad lateral en la geología y donde actualmente no se cuenta con estaciones de tres componentes. Las variaciones debidas a la anisotropía del medio se ven enmascaradas por el efecto estructural de la subducción, ya que un modelo puramente isotrópico con una estructura buzante reproduce casi totalmente dichas variaciones. Sin embargo las variaciones azimutales de los residuales de tiempo de la onda P (tiempos observados menos teóricos, (fig. 5.11) y de la velocidad media contra ángulo de incidencia (fig. 5.12) muestran cualitativamente una buena correlación con la heterogeneidad del medio debida al contacto de rocas ígneas intrusivas con rocas metamórficas del complejo Xolapa. Varias fuentes de error contribuyen a dificultar una comparación confiable de las velocidades observadas y las calculadas y poder separar el efecto de la anisotropía. En primer lugar la complejidad del medio debido al contacto lateral de diferentes cuerpos geológicos limita naturalmente el modelo de velocidad y, en segundo lugar los errores debidos a la localización de los epicentros. Las fuentes de error en los datos se discuten más ampliamente en la sección 6.2. Una posible alternativa para estudios a futuro es utilizar el trazado de rayos en tres dimensiones, técnica que al ser aplicada a modelos de subducción e involucrar la geometría de la red sísmica local permite evaluar con mayor precisión los errores de localización debidas a las condiciones particulares de un área (McLaren y Fröhlich, 1985).

Los métodos de correlación cruzada y espectro cruzado proporcionaron evidencia indirecta de la presencia de birrefringencia de ondas S en la zona de estudio. Estos métodos deben considerarse como herramientas que conviene utilizar adicionalmente al análisis visual de hodogramas para la detección de birrefringencia, ya que proporcionan otros criterios para cuantificar el retraso con mayor precisión y ayudan a evitar errores en la interpretación. En este trabajo se aplica la técnica del espectro cruzado al análisis de anisotropía por primera vez. En el mejor de los casos, cuando se tiene sismogramas con poco ruido (Coherencia ≥ 0.9 entre las componentes horizontales) las tres

técnicas proporcionan estimaciones similares. Sin embargo deben tenerse en cuenta las limitaciones de cada método. Así por ejemplo, la correlación cruzada puede ser susceptible a reverberaciones cuando se considera una ventana de tiempo mayor al arribo de los pulsos iniciales (Kaneshima y Ando, 1989). En sismogramas ruidosos, en los que es imposible identificar a simple vista el tiempo de arribo de la onda S, la determinación del retraso por medio del análisis de la fase del espectro cruzado en ventanas de tiempo móviles proporciona un criterio confiable para determinar dicho retraso. Lo anterior es válido suponiendo que el retraso entre ondas S ha sido observado claramente para otros eventos en la misma estación.

En lo que respecta a las variaciones temporales de los retrasos en la estación Tetitlán se observa una disminución notable del valor medio del retraso para 1991 (0.031 s) y 1992 (0.029 s) en comparación al periodo de 1987 a 1990 (0.046, 0.058, 0.055 y 0.064 s, respectivamente). El brusco descenso en los valores de retraso coincide con el inicio del año 1991. Para poder llevar a cabo una correlación de las variaciones temporales de los retrasos con un incremento del estado de esfuerzos antes de un sismo, es necesario examinar registros de tres componentes grabados cerca del epicentro del evento principal el cual es significativamente mayor que la sismicidad de fondo del área (Booth et al, 1989). Todos los eventos analizados dentro de la ventana de ondas S, incluidos los que correspondían a la transición de 1990 a 1991 tuvieron una magnitud menor a 3 (2.9), es decir no había un evento principal, por lo que inicialmente no se pudo asociar dicho cambio en magnitud del retraso a un evento en particular. Sin embargo, al revisar todo el registro de sismicidad para los 10 últimos días de 1990 y los 10 primeros días de 1991 se encontró que el evento de mayor magnitud ($M_d = 3.8$) tuvo lugar el 29 de Diciembre de 1990 (18:19:47), localizado a 17.4 Km de profundidad y fuera de la ventana de onda S (ángulo de incidencia aproximado de 67°), pero a una distancia epicentral relativamente corta (39.8 Km al oeste de la estación de Tetitlán). El mecanismo focal de este evento es de tipo normal. Cabe mencionar que hubo otros 8 eventos de magnitud mayor a 3 durante los 10 últimos días de 1990 y 5 durante los 10 primeros días de 1991 pero todos localizados a más de 92 Km de distancia (media de 136 Km). Es factible que dicho evento sea el responsable de la brusca caída en la magnitud del retraso al iniciar el año 1991. Cabe recordar que Booth et al. (1989) observó cambios significativos en la magnitud de los retrasos con una red de estaciones espaciadas 2 o 3 Km, y asoció dichos cambios a un evento de magnitud 3.8 localizado dentro de la ventana de ondas S. En tal caso el cambio en los retrasos se atribuyó a un abombamiento de las microfracturas causado por la acumulación de esfuerzos antes del sismo y su posterior adelgazamiento. El valor promedio menor del retraso que se observa para el todo el periodo 1991-1992 requiere de una hipótesis más global para explicar el fenómeno. La inexistencia de mediciones directas del estado de esfuerzo en el área y el número limitado de datos de retraso (49) comparado con el volumen de datos de la curva de frecuencia acumulativa de la actividad sísmica (4500) dificultan por el momento plantear dicha hipótesis. Sin embargo, el hecho de que el número de eventos con magnitud entre 3 y 4 fué 5 veces mayor en 1991 en comparación a 1990, sugiere que el cambio en el nivel medio del retraso podría estar relacionado con un cambio significativo en el nivel de esfuerzos.

6.2 Limitaciones del modelo de velocidad y los datos empleados en el presente trabajo

Los efectos del modelo de velocidad, calidad de las localizaciones hipocentrales y calidad de los registros sísmológicos en la determinación de varios parámetros analizados en este trabajo con el objetivo de caracterizar la anisotropía en la zona de estudio se ennumeran en la Tabla 6.1.

El modelo de velocidad en la zona de estudio influye de manera directa en el cálculo de las variaciones azimutales teóricas de velocidad y de manera indirecta en la determinación de los parámetros de birrefringencia ya que la localización de los eventos es función de un modelo en particular. El modelo de capas planas para la zona de Guerrero, originalmente propuesto por Valdés (1982) ha sido mejorado por Suárez et al., (1992) y por Pardo (comunicación personal) quien utilizó además una red temporal para localizar microtemblores con mayor precisión en la zona. Este último modelo (con los dos últimos contactos inclinados entre 0 y 13°) fué el utilizado para calcular las velocidades aparentes y medias teóricas. La velocidad de onda P de la primera capa de 5.0 Km/s es la única diferencia en relación al modelo de Suárez (5.8 Km/s). Al comparar las velocidades medias y aparentes (calculadas por trazado de rayos) de este modelo con el de Pardo se observó que son mayores en un 4 a 9 % para los eventos a profundidades menores a 20 Km (20 % de los datos) y entre 2 y 5 % para los eventos con profundidades mayores a los 20 Km (80 % de los datos). Por lo anterior, la forma general de la curva no se modifica sustancialmente al utilizar cualquiera de los dos modelos. Por otra parte, se estimó el efecto que tendría utilizar una velocidad de 5.0 Km/s para la primera capa en lugar de 5.8 Km/s sobre la localización de los eventos, lo que afecta indirectamente los parámetros de la birrefringencia. Para los eventos situados dentro de la ventana de ondas S en el periodo 1987-1992, se llevó a cabo una relocalización utilizando el programa HYPO71. La diferencia en la localización epicentral entre los dos modelos es :

$$\Delta R = 1.747 \pm 0.969 \text{ Km}$$

siendo los parámetros promedio de los eventos relocalizados los siguientes :

$$\begin{aligned} \text{GAP} &= 180.7 \pm 51.97 \\ \text{rms} &= 0.095 \pm 0.047 \text{ seg} \\ \text{erh} &= 1.03 \pm 0.70 \text{ Km} \\ \text{erz} &= 0.99 \pm 0.63 \text{ Km} \\ \text{ADJ} &= 0.252 \pm 0.235 \text{ Km} \end{aligned}$$

GAP = separación azimutal mayor en grados entre estaciones
rms = error cuadrático medio de los residuales de tiempo
erh = error horizontal de localización
erz = error vertical de localización
ADJ = último ajuste en la localización epicentral

TABLA 6.1
ERRORES INTRINSECOS A LOS DATOS EN EL ANALISIS DE ANISOTROPIA

DATOS	ERRORES Y LIMITACIONES	PARAMETRO AFECTADO	MEJORAS	CONTROLES
Localización de microsismicidad 1987-1992	Localización hipocentral Modelo de capas horizontales	Tiempo de arribo y curva de variación azimutal de velocidad derivada	Modelo modificado con capas inclinadas	Errores de localización menor a 2 Km
Sismogramas de eventos 1987-1992	Localización epicentral Profundidad	Dirección de polarización. Secundariamente el retraso entre ondas S No afectan los parámetros de anisotropía en si, solo la interpretación en terminos del espesor de la zona de anisotropía		Eventos dentro de la ventana de ondas S. Cobertura uniforme de la red. Eventos directos.
	Ruido que interfiere el arribo de onda S	Magnitud del retraso Secundariamente la polarización	Filtrado en frecuencia	
	Frecuencia de muestreo	Retraso determinado por hodogramas o correlación cruzada	Empleo del espectro cruzado y filtrado en frecuencia	

La diferencia promedio en valor absoluto entre los azimuts inversos, calculados a partir de las localizaciones derivadas con los dos modelos, es $\Delta G = 6.19^\circ \pm 15.67^\circ$, sin embargo para el 94 % de los datos se tiene $\Delta G = 2.76^\circ \pm 2.48^\circ$. Ya que esta diferencia en el azimut inverso es mínima, la rotación de los sismogramas necesaria para el cálculo de la dirección de polarización y el retraso producirán por lo tanto resultados muy parecidos en la gran mayoría de los casos.

Aunque la subducción es de ángulo bajo y no afecta demasiado la mayoría de los tiempos de arribo estimados (4.5 % en promedio para una muestra de 15 eventos entre 20 y 44 Km de profundidad) se consideró un modelo de capas inclinadas derivado del modelo anterior ya que compensa parcialmente el error de utilizar un modelo de capas horizontales. Aunque este no es el mejor modelo posible se justifica su aplicación ya que la localización rutinaria de la microsismicidad registrada por la red de Guerrero desde su instalación se ha realizado con el mismo modelo y en este sentido todas las localizaciones que se utilizaron en este trabajo tienen un tratamiento homogéneo.

En la determinación de los parámetros de la birrefringencia la localización de los eventos influye de la siguiente manera :

a) Dirección de polarización. Aunque todos los eventos localizados dentro de la ventana de ondas S tienen buena cobertura, un error grande en la localización afectará mayormente el cálculo de la dirección de polarización sobre todo si se trata de eventos muy cercanos a la estación. Considerando el evento más cercano y el más lejano analizados, se tiene que un error de localización de ± 2 Km produce un error en azimuth de 26° para una distancia epicentral de 4 Km y un error de 3° para una distancia epicentral de 37 Km. Aunque no pueden descartarse algunos errores relativamente grandes en el cálculo de la dirección de polarización debidos a una mala localización, el hecho de que exista una dirección preferencial de polarización claramente definida correlacionada con la dirección del esfuerzo compresivo máximo en el área, indica que dichos errores no influyen mucho en los resultados finales. Por otra parte la rotación de las trazas horizontales en las direcciones radial y transversal permiten eliminar fases polarizadas en la dirección radial debidas a ondas S convertidas a P.

b) Retraso entre ondas S.- Este parámetro se calculó por medio de tres técnicas: una visual (hodograma) y dos matemáticas (correlación cruzada y espectro cruzado). Puesto que es necesario llevar a cabo la rotación de las componentes horizontales en las direcciones radial y transversal para utilizar los dos últimos métodos, la localización epicentral influirá en el cálculo del retraso, aunque de manera secundaria a través de la forma de onda. La correcta determinación de la profundidad hipocentral no influye en el cálculo del retraso, solo en la interpretación que se hace del mismo, ya que como se mencionó en el capítulo 3 el espesor del material anisotrópico es proporcional a la magnitud del retraso.

Por otro lado la frecuencia de muestreo de los sismogramas (75 y 100 Hz) determinan un límite inferior en la magnitud del retraso observable. En el análisis de los sismogramas se consideró que cuando menos 3 muestras (dos intervalos de muestreo) definían un retraso (20 ms para $f=100$ Hz). Sin embargo la técnica del espectro cruzado, como se menciona en el capítulo 4, permite determinar retrasos menores que la frecuencia de muestreo. En el presente análisis solo en el 7% de los casos se determinaron retrasos menores a 20 ms.

6.3 Perspectivas futuras para otros estudios de anisotropía en la zona.

Un mejor conocimiento de la anisotropía de la zona de estudio y su diferenciación de efectos debidos a inhomogeneidades que pudieran generar una birrefringencia aparente requiere de un mayor número de estaciones de tres componentes en la zona. El estudio de la anisotropía de la onda S y P con una red de estaciones de tres componentes en la costa de Guerrero podría proporcionar información más exacta sobre los límites entre los terrenos tectonoestratigráficos. En Europa Central se ha logrado definir los límites aproximados entre terrenos acrecionados a partir de los residuos de tiempo de arribo P para eventos telesísmicos graficados en la red estereográfica (Babuska y Plomerova, 1989).

Sería conveniente la instalación de cuando menos otra estación de tres componentes en la brecha de Guerrero, aprovechando la existencia de infraestructura en los sitios de la red telemétrica, que solo tienen estaciones de componente vertical. La estación La Florida (FLO) localizada 5 Km al NE de Atoyac de Alvarez sería una buena opción ya que está localizada en el continente, dentro del terreno Xolapa, sobre un afloramiento de roca firme (rocas intrusivas graníticas). Por otro lado, la distribución espacial de los epicentros registrados en la brecha de Guerrero durante 1991 (Domínguez, comunicación personal), indica una actividad sísmica considerable alrededor de esta estación, mucho mayor que en el caso de Tetitlán.

En lo que respecta a la adquisición de datos a futuro, sería conveniente grabar los registros sísmicos de tres componentes a una frecuencia mayor que la actual, por ejemplo 200 Hz ya que esto posiblemente permitiría obtener hodogramas de mayor calidad que aseguren una mayor confiabilidad en la estimación de la dirección de polarización y del retraso entre ondas S, sobre todo cuando éste último es de pequeña magnitud. Con los datos del presente estudio no se observó una diferencia significativa en la apariencia de los hodogramas de registros grabados a una frecuencia de 75 Hz con aquellos grabados a una frecuencia de 100 Hz.

6.4 Conclusiones.

Del análisis de la sismicidad local (250 eventos seleccionados del periodo 1987-1990) y de los 60 registros sísmicos de tres componentes grabados durante el periodo 1987-1992, dentro de la ventana de ondas S, bajo la estación central de Tetitlán se desprenden las siguientes conclusiones :

1) Los hodogramas horizontales muestran una polarización preferencial de la onda S en un rango de azimuts característicos (20 a 60°) y un subsecuente cambio súbito de dirección. Asimismo se observa una diferencia en el tiempos de arribo de la onda S en las dos componentes horizontales en el 25 % de los sismogramas analizados, sobre todo si están rotados. Estas son evidencias de anisotropía sísmica alrededor de la estación de Tetitlán, en el gap de Guerrero.

2) Las variaciones azimutales de velocidad no proporcionan evidencias de una anisotropía uniforme en la zona que muestre un comportamiento armónico de tipo senoidal como el observado en el manto oceánico. El efecto de las heterogeneidades del medio geológico enmascara el efecto de la anisotropía intrínseca de las rocas. Un modelo de subducción puramente isotrópico reproduce casi totalmente las variaciones de velocidad observadas.

3) La dispersión en la variación azimutal de los residuales de tiempo P, así como de los valores de velocidad promedio P observados en dos sectores de 30° al NW y SE de la estación de Tetitlán muestran diferencias notables que se correlacionan con las formaciones geológicas aflorantes : rocas calcoalcalinas al W y NW y rocas metamórficas al E y SE.

4) Las causas más probable de la anisotropía sísmica observadas en la brecha de Guerrero son la alineación de microfisuras inducidas por esfuerzos, así como la existencia de importantes sistemas de fracturamiento en la zona.

5) El grupo más importante de direcciones de polarización (27%) con azimuts entre 40 y 60° tiene una media de 51.5° la cual se correlaciona con la dirección del principal sistema de fracturamiento en la zona obtenido de la Interpretación de fotografías aéreas de la zona (INEGI, 1985), que tiene azimuts entre 52 y 59°. El segundo grupo más importante de direcciones de polarización (17%) con azimuts entre 20 y 40° tiene una media de 30.4° y se correlaciona con la dirección del esfuerzo compresivo máximo de N 37° E estimada en la zona por varios autores (Mc Nally y Minster, 1981; DeMets, 1990).

6) La mayor contribución a la anisotropía en el área parece corresponder a la parte mas somera de la corteza y no a la zona mas profunda de la misma. Esto se concluye en base al análisis de la variación con la profundidad de los siguientes parámetros : a) tiempos de retraso entre ondas S ; b) retrasos normalizados por la trayectoria y c) cocientes de retraso y tiempo de arribo S. El análisis de los datos anteriores no es suficiente sin embargo para establecer los

límites de la zona de mayor anisotropía. La concentración de actividad sísmica entre 20 y 25 Km de profundidad y la brusca disminución de actividad entre 25 y 30 Km que indica el histograma de frecuencia (fig.2.3) sugiere que el límite inferior de dicha zona podría estar cercano a los 25 Km.

7) El valor promedio de anisotropía de onda S hasta los 25 Km de profundidad, en base a 9 eventos, es de 6.36 ± 2.8 %. No es posible una comparación directa con los pocos valores publicados de anisotropía de ondas S de las rocas, los que además dependen de la presión confinante. Sin embargo se observa que es un valor mayor que el reportado para el granito (5 %) y menor que el del gneiss (entre 12 y 38 %), ambos en condiciones atmosféricas (Schon, 1983). Lo anterior parece indicar la presencia tanto de rocas ígneas graníticas como de rocas metamórficas como componentes principales de la corteza superior en el área, lo cual es reafirmado por la geología superficial de la zona de estudio.

8) La birrefringencia de ondas S pudo observarse en el plano vertical transversal en 30% de los casos analizados y corresponden a sismogramas de buena y regular calidad ($RSR > 7$). El patrón de birrefringencia vertical es muy similar al observado en los hodogramas horizontales. Estas observaciones corroboran las observaciones realizadas por Tsvankin y Chesnokov (1990) en hodogramas de sismogramas sintéticos e indican que la simetría del medio se acerca a la de un medio transversalmente isotrópico u ortorrómbico.

9) El espectro cruzado es un método confiable en el análisis de anisotropía utilizando registros sísmicos de tres componentes. Esta metodología se aplica por primera vez en el marco de la sismología para evaluar el retraso entre ondas S. En sismogramas con un nivel de coherencia mayor a 0.9 entre sus componentes horizontales esta función proporciona valores similares a los obtenidos a partir del análisis visual de los sismogramas y la correlación cruzada. En el análisis de eventos muy ruidosos en los que no se aprecia el instante en que arriba la onda S, la aplicación del espectro cruzado a ventanas de tiempo traslapadas proporcionó una evaluación confiable del retraso entre ondas S.

10) Los métodos automáticos no siempre proporcionan una buena estimación de los parámetros de la birrefringencia de ondas S ya que su eficiencia depende de las condiciones estructurales y de anisotropía de la zona. Esta desventaja se acentúa cuando estos métodos se aplican a sismos por la relativa escasez de algoritmos especialmente diseñados para su análisis en comparación a los utilizados en experimentos de fuente controlada. En base a lo anterior se considera conveniente utilizar algunos algoritmos sismológicos en combinación con el análisis visual de hodogramas. Es fundamental la buena calidad de los registros para obtener mejores evaluaciones.

11) El filtrado de sismogramas ruidosos es útil para reconocer el arribo de la onda S rápida y su dirección de polarización cuando el filtro está centrado alrededor de la frecuencia dominante de la onda S. Sin embargo la dispersión causada por inhomogeneidades laterales podría producir ruido de la misma frecuencia que la señal y afectar principalmente a una de las componentes, en cuyo caso se tendría un arribo espúreo y el filtrado no sería efectivo. La dirección de polarización observada no se ve alterada sustancialmente con dicho filtrado (variación de $\pm 5^\circ$). La amplitud del espectro cruzado de las componentes horizontales y su coherencia, estimadas en una ventana de tiempo centrada en el arribo de la onda S, proporcionan un criterio para la elección del filtro pasabandas más adecuado.

12) No se observa ninguna dependencia de la magnitud del retraso entre ondas S con respecto a la magnitud de los eventos analizados, los cuales son microsismos con $M_d < 3.5$.

13) Se observó una disminución temporal significativa de los valores promedios de la magnitud del retraso (33 ms) entre ondas S para la transición de 1990 a 1991. Este brusco descenso, que coincide con el inicio de 1991 parece estar asociado al sismo del 29 de Diciembre de 1990 (18:19:47) de magnitud 3.8 localizado 38 Km al oeste de Tetitlán. Este evento es el único que se localiza a una distancia relativamente cercana y que tiene una magnitud significativamente mayor que la sismicidad de fondo en un intervalo de 20 días centrado en el inicio del año 1991.

REFERENCIAS

- Aggson J.R., 1978.- The potential application of ultrasonic spectroscopy to underground site characterization, Abstracts of the 48th annual meeting of the Soc. of Explor. Geophysicists, San Francisco.
- Anderson D.L., 1989.- Theory of the Earth, Blackwell Scientific Publications.
- Ando, M., Ishikawa, Y., and Yamazaki, F., 1983.- Shear wave polarization anisotropy in the upper mantle beneath Honshu, Japan, *J. Geophys. Res.*, 88, 5850-5864.
- Apperson D. K., 1991.- Stress Fields of the Overriding Plate at Convergent Margins and Beneath Active Volcanic Arcs, *Science*, 254, 670-678.
- Aster R., Shearer P. and Berger J., 1990.- Quantitative Measurements of Shear Wave Polarizations at the Anza Seismic Network, Southern California : Implications for Shear Wave Splitting and earthquake Prediction, *J. Geophys. Res.*, 95, 12449-12473.
- Astiz L., 1987.- I. Source analysis of large earthquakes in Mexico. II. Study of intermediate-depth earthquakes and interplate seismic coupling, Ph. D. Thesis, Cal. Inst. of Tech.
- Babuska V., 1981.- Anisotropy of Vp and Vs in rock forming minerals, *J. Geophys.*, 50, 1-6.
- Babuska V. and Plomerova J., 1989.- Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere in Europe : Another clue to recognition of accreted terranes? en " Deep structure and past kinematics of accreted terranes", J.W. Hillhouse (ed.) *Geophys. Monograph*, 50, AGU, 209-217.
- Babuska V. and Cara M., 1991.- Seismic Anisotropy in the Earth, Kluwer Academic Publishers, Dordrecht, Boston, London.
- Backus, G.E., 1965.- Possible forms of seismic anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *J. Geophys. Res.*, 70, 3429-3439.
- Bach F., Askegaard V., 1979.- General stress - velocity expressions in acoustoelasticity, *Exper. Mechanics* 19, 69-75.
- Bamford, D., 1973.- Refraction data in Western Germany - a time-term interpretation, *Z. Geophys.*, 39, 907-927.
- Bamford, D., 1977.- P-velocity anisotropy of the uppermost mantle under oceans, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 49, 29-48.
- Beck, M.E. Jr, Burmester, R.F., Engebretson, D.C. y Schoonover, R., 1981.- Northward translation of Mesozoic batholiths, western North America: Paleomagnetic evidence and tectonic significance, *Geofis. Int.*, 20, 143-162.
- Benhama A., Cllet C., and Dubesset M., 1988.- Study and application of spatial directional filtering in three-component recordings, *Geophys. Prosp.* 36, 591-613.
- Bevis, M., B. Isacks, 1984.- Hypocentral trend surface analysis: Probing the geometry of Benioff zones, *J. Geophys. Res.*, 89, 6153-6170.
- Bezgodkov V.A. & Yegorkina G.V., 1984.- Experimental study of the anisotropy of longitudinal and transverse waves from local earthquake records, *Gephys. J. R. astr. Soc.*, 76, 179-189

- Bibee, L.D., and Shori, G.G., 1976.- Compressional wave anisotropy in the crust and upper mantle, *Geophys. Res. Lett.*, 3, 639-642.
- Biot, M.A., 1940.- The influence of initial stress on elastic waves, *J. Appl. Phys.*, 11, 522-530.
- Blum P., Hosp E., Ritter R., Simon B., 1982.- Optische Verfahren in der experimentellen Spannungsanalyse, *VDI-Berichte*, 439,97-121.
- Bohnel H., Alva-Valdivia L., González-Huesca S., Urrutia-Fucugauchi, Morán-Zenteno D., 1989.- Paleomagnetic Data and the Accretion of the Guerrero Terrane, Southern Mexico Continental Margin, en *Deep structure and past kinematics of accreted terranes*, *Geophysical Monograph* 50, IUGG Volume 5, 73-91.
- Booth, D.C. and Crampin S., 1985.- Shear-wave polarizations on a curved wavefront at an isotropic free surface, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 83, 31-45.
- Booth, D.C., Crampin, S., Lovell, J., and Chiu, J-M., 1989.- Temporal changes in shear-wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas, *J. Geophys. Res.*, 95, 11151-11164.
- shear-wave splitting during an earthquake swarm in Arkansas,
- Bowmann, R.J., and Ando, M., 1987.- Shear-wave splitting in the upper-mantle wedge above the Tonga Subduction Zone, *Royal Astr. Soc. Geophys. Journal*, 76, 89-111.
- Brace, W.F., Pauling, B.W., Jr. & Scholz, C.H., 1966.- Dilatancy in the fracture of crystalline rocks, *J. Geophys. Res.*, 71, 3939-3953.
- Brocher, T.M., and Christensen, N.I., 1990.- Seismic anisotropy due to preferred mineral orientation observed in shallow crustal rocks in southern Alaska, *Geology*, 18, 737-740.
- Brocher, T.M., and Christensen, N.I., 1991.- Reply on "Seismic anisotropy due to preferred mineral orientation observed in shallow crustal rocks in southern Alaska", *Geology*, August, 1991.
- Brodov L.U., Tikhonov A.A., Chesnokov E.M., Tertychnyi and S.V. Zatsepin, 1991.- Estimating physical parameters of cracked-porous reservoirs by inverting shear-wave splitting, *Geophysical Journal International*, 107(3), 429-432.
- Burbach, G.V., Frohlich, C., Pennington, W.D., Matumoto, T., 1984.- Seismicity and Tectonics of the Subducted Cocos Plate, *J. Geophys. Res.*, 89 B9, 7719-7735.
- Byrne, D.E., D.M. Davies and L. R. Sykes, 1988.- Loci and maximum size of thrust earthquakes and the mechanics of the shallow region of the subduction zones, *Tectonics*, 7, 833-857.
- Carfantan, J. Ch., 1981.- Evolución estructural del sureste de México, paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas, *UNAM, Revista del Instituto de Geología*, 5, 207-222.
- Campa M.F. y Ramírez, 1979.- La evolución geológica y metalogénesis del noroccidente de Guerrero, Serie técnico - científica de la Universidad Autónoma de Guerrero, No. 1, 102 p.
- Campa M.F. and Coney P.J., 1983.- Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in México, *Ca. J. Earth Sci.*, 20, 1040-1051.
- Cebull, S.E., and Shurbet, D.H., 1987.- Mexican Volcanic Belt: An Interplate Transform?, *Geofísica Internacional*, V.26, No.1, 1-12.

- Chen T-Ch., Booth D.C. and Crampin S., 1987.- Shear wave polarizations near the North Anatolian Fault.- III Observation of temporal changes, *Geophys. J.R. Astr. Soc.*, 91, 287-311.
- Chou, C.W., Crosson, R.S., 1978.- Source for time-dependent seismic travel time from mining explosions near Centralia, Washington, *Geophys. Res. Lett.*, 5, 97-100.
- Cllet, C., und Dubesset, 1985.- Application aux PSO de traitements multicomposantes, Publication Nr. 33274 des Institut Francais du Pétrole, Rueil Malmaison.
- Coyoli R., Gutiérrez C., Nava E., Lermo J., Mijares H. y Rodríguez M., 1989.- Análisis de las réplicas del sismo del 25 de Abril de 1989, Ms=6.8, Inst. de Ingeniería, Proyecto 9729, UNAM.
- Couch, R. and S. Woodcock, 1981.- Gravity and structure of the continental margins of southwestern Mexico and northwestern Guatemala, *J. Geophys. Res.*, 86, 1829-1840.
- Crampin S., 1977.- A review of the effects of anisotropic layering on the propagation of seismic waves, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 49, 9-27.
- Crampin S. and Bamford D., 1977.- Inversion of P-wave velocity anisotropy, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 49, 123-132.
- Crampin S., 1984.- Anisotropy in exploration geophysics, *First Break*, 2, 19-21.
- Crampin S., 1984.- An introduction to wave propagation in anisotropic media, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 76, 1-16.
- Crampin S., Chesnokov E.M. and Hipkin R.G., 1984.- Seismic anisotropy, the state of the art: II, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 76, 1-16.
- Crampin S., 1985.- Evidence for aligned cracks in the Earth's crust, *First Break*, 3, 12-15
- Crampin S., and Booth D.C., 1985.- Shear-wave polarizations near the North Anatolian Fault -II. Interpretation in terms of crack-induced anisotropy, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 83, 75-92.
- Crampin S., 1987 .- The basis for earthquake prediction, *Geophys. J.R. astr. Soc.*, 91, 331-348.
- Crampin S. and Lynn H.B., 1987.- Shear Wave VSP's : A powerful New Tool for Fracture and Reservoir Description, *Soc. of Petroleum Engineers*, 62nd Annual Technical Conference, Dallas Tx.
- Crampin S., 1989.- Suggestions for a consistent terminology for seismic anisotropy, *Geophysical Prospecting*, 37, 753-770.
- Crampin S., D.C. Booth, R. Evans, S. Peacock, J. Fletcher, 1990.- Changes in shear wave splitting at Anza near the time of the North Palm Springs earthquake, *J. Geophys. Res.*, 95, 11197-11212
- Crampin S., 1990a.- Alignment of near-surface inclusions and appropriate crack geometries for geothermal hot-dry-rock experiments, *Geophysical Prospecting*, 38, 621-631.
- Crampin S., 1990b.- The scattering of shear-waves in the crust, *PAGEOPH*, 132, Nos. 1/2.
- Crampin S., Booth D.C., Evans R., Peacock S. & Fletcher J.B., 1991.- Comments on "Quantitative measurements of shear wave polarizations at the Anza seismic network, Southern California" by Richard C. Aster, Peter M. Shearer and Jhon Berger, *J. Geophys. Res.*, 96, 6403-6414.
- Christensen, N.I., 1984.- The magnitude, symmetry and origin of upper mantle anisotropy based on fabric analyses of ultramafic tectonites, *Geophys. J.R., Astr. Soc.*, 76, 89-111.

- Cross A.T. and Pilger H.R., 1982.- Controls of subduction geometry, location of magmatic arcs, and tectonics of arc and back-arc regions, *Geological Soc. of Am. Bull.*, 93, 545-562.
- Dahlen F.A., 1972.- Elastic velocity anisotropy in the presence of an anisotropic initial stress, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1183-1193.
- Damon, P.E., Schafiqulla, M., Clark, F., 1981 (1984). Evolución de los arcos magmáticos en México y su relación con la metalogénesis, UNAM, *Revista del Instituto de Geología*, 5, 223-238.
- De Cserna Z., 1965.- Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero, UNAM, *Instituto de Geología, Bol.* 62, 77 p.
- Delacre, J.P., 1985.- Etude des Angles d'émergence en sismique de puits a trois composantes, *Publication Nr. 33274 des Institut Français du Petrole, Rueil Malmaison*
- Demant, A., and Robin C., 1975.- Las fases del volcanismo en México; una síntesis en relación con la evolución geodinámica desde el cretácico, UNAM, *Revista del Instituto de Geología*, V.1, p.70-82.
- DeMets C., Gordon R.G., Argus D.F. and Stein S., 1990.- Current plate motions, *Geophys. J. Int.*, 101, 425-478.
- Dewey W.J. and Suárez G., 1991.- Seismotectonics of Middle America, en *Neotectonics of North America*, Geological Society of America, Boulder, Colorado.
- Ebel J. E., 1989.- The effect of crustal scattering on observed high-frequency earthquake seismograms, *Geophys. Journ. Int.*, 329-341.
- Ebrom D.A., Thatam R.H., Sekharan K.K., McDonald J.A., and Gardner G.H.F., 1990.- Dispersion and anisotropy in laminated versus fractured media : an experimental comparison, 4th. International Workshop in Seismic Anisotropy, Edinburgh, U.K.
- Eissler, H.K., and K.C. McNally, 1984.- Seismicity and Tectonics of the Rivera Plate and implications for the 1932 Jalisco, México earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89, 4520-4530.
- Engelhard L., 1988.- Stress induced anisotropy in Elastic Media, *Geophysical Trans.*, 34 (1), 59-81.
- Farnell G.W., 1978.- Types and properties of surface waves, en "Acoustic Surface Waves, Topics in Applied Physics", 24, Springer Verlag, Berlín.
- Frankfurter Allgemeine Zeitung, 30.1.1985.- Poroses Gestein in grosser Tiefe.
- Fries, C. Jr., 1960.- Geología del Estado de Morelos y partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de México, UNAM, *Inst. Geología*, 60, 236 pp.
- Fuchs, K., 1977.- Seismic anisotropy of the subcrustal lithosphere as evidence for dynamical processes in the upper mantle, *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 40, 167-179.
- Fyfe, W.S., Price, N.J. & Thompson, A.B., 1978.- Fluids in the Earth Crust, *Developments in Geochemistry 1*, Elsevier, Amsterdam.
- Galperin, E.I., 1977.- The Polarization Method of Seismic Studies, Nedra, Moscow, USSR (Traducción inglesa : 1984 Reidel, Dordrecht, Holland).

- Greenhalg S.A., Wright C., Goleby B. and Soleman S., 1990.- Seismic anisotropy in granulite facies rocks of the Arunta Block, Central Australia, *Geophys. Res. Lett.*, 17, 1513-1516.
- Guerrero, J.C., Silver, L.T. y Anderson, T.H., 1978.- Estudios geocronológicos en el Complejo Xolapa, *Bol. Soc. Geol. Mexicana*, Resúmenes de la Convención Geológica Nacional.
- Guzmán-Speziale M., Pennington W.D. and Matumoto T., 1989.- The Triple Junction of the North America, Cocos and Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics, *Tectonics*, 8 (5), 981-997.
- Gupta, I.N., 1973.- Premonitory variations in S-wave velocity anisotropy before earthquakes in Nevada, *Science* 182, 1129-1132.
- Hess, H. H., 1964.- Seismic anisotropy of the upper mantle under oceans, *Nature*, 203, 629-631.
- Hughes D.S., Kelly J.L., 1953.- Second-order elastic deformation of solids, *Phys. Rev.* 92 (5), 1145-1149.
- Iannaccone G. and Deschamps A., 1989.- Evidence of Shear-Wave anisotropy in the upper crust of central Italy, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 79, 1905-1912.
- INEGI, 1984.- Carta geológica Zihuatanejo E14-7-10.
- INEGI, 1985.- Fotografías aéreas de la costa de Guerrero, escala 1:50,000.
- Ito A., 1985.- High Resolution Relative Hypocenters of Similar Earthquakes by Cross-Spectral Analysis Method, *J. Phys. Earth*, 33, 279-294.
- Jarrard, R.D., 1986.- Relations Among Subduction Parameters, *Reviews of Geophysics*, 24 (2), 217-284.
- Jiménez, Z., and Ponce, L., 1978.- Focal mechanism of six large earthquakes in northern Oaxaca, Mexico, for the period 1928-1973, *Geofísica Internacional*, 17, 379-386.
- Jones R., 1952.- A method of studying the formation of cracks in a material subjected to stress, *British J. Appl. Phys.*, 3, 229-232.
- Jong, W.F. de, 1959.- *Kompndium der Kristallkunde*, Springer Verlag, Wien.
- Johnson C.A., and Harrison C.G.A., 1990.- Neotectonics in Central Mexico, University of Miami, Department of Marine Geology and Geophysics, inédito.
- Jurkevics A., 1988.- Polarization analysis of three-component array data, *BSSA*, 78, (5), 1725-1743.
- Kanasewich, E.R., T. Alpaslan, and F. Hron, 1973.- The importance of S-wave precursors in shear-wave studies, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 63, 2167-2176.
- Kanasewich, E.R., 1983.- Time sequence analysis in Geophysics, University of Alberta Press, Edmonton, Canada.
- Kaneshima S., and Ando., 1989.- Analysis of split shear-waves observed above crustal and uppermost mantle earthquakes beneath Shikoku, Japan : implications in effective depth extent of seismic anisotropy, *J. Geophys. Res.*, 94, 14077-14092.
- Kelleher, J., Sykes L. and Oliver J., 1973.- Possible criteria for predicting earthquake locations and their application to major plate boundaries of the Pacific and the Caribbean, *J. Geophys. Res.*, 78, 2547-2585.

- Kern H. and Wenk H.R., 1985.- Preferred Orientation in Deformed Metals and Rocks : An Introduction to Modern Texture Analysis, edited by Hans-Rudolf Wenk, Academic Press.
- Kesler, S.E., 1973.- Basement rock structural trends in Southern Mexico, Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 1050-1064.
- King, N.E., Savage, J.C., Lisowski, M. and Prescott, W.H., 1981.- Preseismic and Coseismic Deformation Associated with the Coyote Lake, California Earthquake, J. Geophys. Res., 86, B2, 892-898.
- King R.B., Fortunko C.M., 1983.- Determination of in-plane residual stress states in plates using horizontally polarized waves, J. Appl. Phys., 54 (6), 3027-3035.
- Leary, P., and Malin, P., 1982.- Millisecond accurate monitoring of seismic travel times over 13- and 18-kilometer baselines, Jour. Geophys. Res., 87, No. B8, 6919-6930.
- Leary, P.C., Li, Y.G. & Aki, K., 1987.- Observation and modelling of fault zone fracture seismic anisotropy - I, P, SV and SH traveltimes, Geophys. J. R. Astr. Soc., 91, 461-484.
- Lee, W. and J. Lahr, 1975.- HYP071: A computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, U.S. Geological Survey, Menlo Park, Calif.
- LeFevre L.V. and McNally K.C., 1985.- Stress Distribution and Subduction of Aseismic Ridges in the Middle America Subduction Zone, J. Geophys. Res., 90, No. B6, 4495-4510.
- Li Y.-G., Leary P.C., and Henyey T.L., 1988.- Stress Orientation Inferred from Shear Wave Splitting in Basement Rock at Cajon Pass, Geophys. Res. Lett., 15, 997-1000.
- Liu E., Crampin S. and Queen J.H., 1991.- Fracture detection using crosshole surveys and reverse vertical seismic profiles at the Conoco Borehole Test Facility, Oklahoma, Geophys. Jour. Int., 107, 449-463.
- Lockner D.A., Walsh J.B., and Byerlee, 1977.- Changes in Seismic Velocity and Attenuation During Deformation of Granite, Jour. of Geophys. Res., 82 (33), 5374-5390.
- Matumoto, T., M. Othake, G. Lantham and J. Umana, 1977.- Crustal Structure in Southern Central America, Bull. Seism. Soc. Am., 67, 121-134.
- McLaren P.J. and Frohlich C., 1985.- Model Calculations of Regional Network Locations for Earthquakes in Subduction Zones, Bull. Seism. Soc. of Am., 75, 397-414.
- McNally, K., 1981.- Plate subduction and prediction of earthquakes along the Middle America Trench, in Earthquake Prediction, an International Review, American Geophysical Union, Washington, D.C., 63-72.
- McNally, K.C. and J.B. Minster, 1981.- Nonuniform seismic slip rates along the Middle America Trench, J. Geophys. Res., 86, 4949-4959.
- Macbeth C. and Crampin S., 1991.- Comparison of signal processing techniques for estimating the effects of anisotropy, Geophys. Prosp., 39, 357-385.
- Means, J.D., 1972.- Use of the Three-Dimensional Covariance Matrix in Analyzing the Polarization Properties of Plane Waves, Jour. Geophys. Res., 77 (28), 5551-5559.
- Meissner R. and Kuznir N.J., 1987.- Crustal viscosity and the reflectivity of the lower crust, Ann. Geophys., 5B, 365-374.
- Mercado, B.J., 1968.- Linear filtering of multicomponent seismic

- data, *Geophysics*, 33, 926-935.
- Mogi K., 1985.- Earthquake Prediction, Academic Press.
 - Montalbetti J.F. and Kanasewich E.R., 1970.- Enhancement of Teleseismic Body Phases with a Polarization Filter, *Geophys. J. R. Astr. Soc.*, 21, 119-129.
 - Moore, G.F., and Shipley T.H., 1988.- Mechanics of sediment accretion in the Middle America trench of Mexico: *Jour. of Geophysical Res.*, 93, 8911-8927.
 - Mooser, F., 1972.- The Mexican Volcanic Belt: Structure and Tectonics, *Geof. Int.*, 12(2), 55-70.
 - Morán-Zenteno D., 1986.- Breve revisión sobre la evolución tectónica de México, *Geof. Int.*, 25 (1), 9-38.
 - Morán-Zenteno D., 1991.- Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero, Tesis Doctoral, México.
 - Moritz S., 1990.- Refraktionsseismik auf dem BLUE NORMA-Profil (Norwegen) : Polarisationsanalyse als Interpretationshilfe, Diplomarbeit, Institut für Geophysik, Kiel, Germany.
 - Morris, G.B., Raitt, R.W., & Shor, G.G., 1969.- Velocity anisotropy and delay-time maps of the mantle near Hawaii, *J. Geophys. Res.*, 74, 4300-4316.
 - Murnaghan F.D., 1951.- Finite deformation of an elastic solid, J. Wiley, New York.
 - Naville, C., 1986.- Detection of anisotropy using shear-wave splitting in VSP surveys: requirements and applications, 56 th SEG Meeting, Houston, Expanded Abstracts, 391-394.
 - Nelson S.A., 1990.- Alkaline and Calc-Alkaline Magmas in the Northwestern Mexican Volcanic Belt, resumen en The Tectonics, Geophysics and Volcanism of Mexico, A Symposium, Dept. of Geology, Tulane University, New Orleans.
 - Nikitin L.V. & Chesnokov E.M., 1984.- Wave propagation in elastic media with stress-induced anisotropy, *Geophys. J. Roy. Astr. Soc.* 76, 1, 129-133.
 - Nishenko, S.P., and Singh, S.K., 1987.- Conditional probabilities for the recurrence of a large and great interplate earthquake along the Mexican subduction zone, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 77, 2094-2114.
 - Nishenko, S. P., 1989.- Circum-Pacific Seismic Potential 1989-1999, U.S. Geological Survey, Open File Report 89-86
 - Novelo-Casanova D.A., 1980.- Sismicidad profunda en el sur de México, Tesis de Licenciatura, Fac. de Ingeniería, UNAM, México.
 - Nur, A., 1972.- Dilatancy, pore fluids and premonitory variations of Ts/Tp travel times, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 62, 1217.
 - Nur A., 1987.- Seismic rock properties for reservoir description and monitoring, in *Seismic Tomography with Applications in Global Seismology and Exploration Geophysics*, Guust Nolet (Ed), D. Reidel Publishing Co.
 - Nur A., and Simmons G., 1969a.- Stress-induced velocity anisotropy in rock, an experimental study, *J. Geophys. Res.*, 74, 27, 6667-6674.
 - Nur A., and Simmons G., 1969b.- The effect of saturation on velocity in low porosity rocks, *Earth Planetary Science Letters*, 7, 183-193.

- Ortega-Gutiérrez F., 1981.- Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance, *Geofis. Int.*, 20 (3), 177-202.
- Ortega Gutiérrez F, Corona-Esquivel R., 1986.- La falla de Chacalapa: sutura criptica entre los terrenos Zapoteco y Chatino, *Unión Geofis. Mex.*, Reunión Anual 1986 Resúmenes, p. 11.
- Ortega Ruiz R., 1991.- Algoritmo para el análisis de polarización en registros sísmicos de tres componentes, Tesis Profesional, Fac. de Ingeniería, UNAM, México.
- Ortiz Hernández L.E. and Lapierre H., Field, 1991.- Petrological and geochemical evidences for the intraoceanic environment of the upper jurassic-early cretaceous Palmar Chico-Arcelia Arc sequence, southern Mexico, Resúmenes de la Convención sobre la evolución geológica de México, Pachuca, Hgo., p.144-146.
- Padilla y Sánchez R.J., González Pacheco y colaboradores, 1989 : Carta Tectónica de México (Versión para microcomputadoras personales), *Geof. Intern.*, 28 (5), 1051-1052.
- Pardo, M.,1993.- Características sismotectónicas de la subducción de las placas de Rivera y Cocos en el sur de México, Tesis de Doctorado, Posgrado en Geofísica, Instituto de Geofísica, UNAM.
- Patterson, M.S. and Weiss L.E., 1961.- Symetry concepts in the structural analysis of deformed rocks, *Bull. Geol. Soc. Am.*, 72, 841.
- Pearce J.A., 1980.- Geochemical evidence for the genesis and eruptive setting of lavas from Thethyan ophiolites, en Panayiotou A. (ed), *Ophiolites*, p. 261-272, *Geol. Surv. Cyprus*.
- Plesinger A., Hellweg M., and Seidl D., 1986.- Interactive high-resolution polarization analysis of broad-band seismograms, *Journal of Geophysics*, 59, 129-139.
- Ponce L., Gaulon R., Suárez G., & Lomas E., 1992.- Geometry and State of Stress of the Downgoing Cocos Plate in the Istmus of Tehantepec, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 19 (8), 773-776.
- Poupinet G., Ellsworth W.L., & Frechet J., 1984.- Monitoring Velocity Variations in the Crust Using Earthquake Doublets: An Application to the Calaveras Fault, California, *J. Geophys. Res.* 87, No. B7, 5719-5731.
- Priestley M.B., 1981.- *Spectral Analysis and Time Series*, Academic Press.
- Ramírez J., Campa M.F., Talavera O. y Guerrero M., 1991.- Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas, Memoria de la Convención Sobre la Evolución Geológica de México, Pachuca, Hidalgo, México.
- Ratschbacher, L., U. Riller, M. Meschede, U. Herrmann and W. Frisch, 1991.- A second look on terrane boundaries in southern Mexico, *Geology*, 19, 1233-1236.
- Samson J.C., 1977.- Matrix ans Stokes vector representation of detectors for polarized waveforms: theory with some applications to teleseismic waves, *Geophys. Jour. Roy. astr. Soc.*, 51,583-603.
- Sawamoto, H., Weidner, D.J., Sasaki, S. and Kumazawa, M., 1984.- Single-crystal elastic properties of the modified spinel (beta) phase of Mg SiO₃, *Science*, 224, 749-751.
- Savage M.K., Shih X.R., Meyer R.P., and Aster R.C., 1989.- Shear wave anisotropy of active tectonic regions via automated S-wave polarization analysis, *Tectonophysics*, 165, 279-292.

- Schaaf, P., 1990.- Isotopengeochemische Untersuchungen an Granitoiden eines aktiven Kontinentalrandes. Alter und Herkunft der Tiefengesteinkomplexe an der Pazifikküste Mexikos zwischen Puerto Vallarta und Acapulco. Inagural-Dissertation zur Erlangung des Doktorgrades der Fakultät für Geowissenschaften der Ludwig Maximilians Universität, München, 202 p.
- Scherbaum, 1991.- PITSA, Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, Institut für Allgemeine Geophysik, München, Germany.
- Schon J., 1983.- Petrophysik, Enke Verlag, Stuttgart.
- Shearer P.M. & Orcutt J.A., 1986.- Compressional and shear wave anisotropy in the oceanic lithosphere - The Ngendei seismic refraction experiment, Geophys. J. R. Astr. Soc., 87, 967-1003.
- Shih X.R. and Meyer R.P., 1990.- Observations of Shear Wave Splitting From Natural Events: South Moat of Long Valley Caldera, California, June 29 to August 12, 1982, J. Geophys. Res., 95, No. B7, 11179-11195.
- Shih X.R., Meyer, R.P., and Schneider J.F., 1989.- An automated analytic method to determine shear-wave anisotropy, Tectonophysics, 165, 271-278.
- Shih X.R., Meyer R.P., and Schneider J.F., 1991.- Seismic anisotropy above a subducting plate, Geology, 19, 807-810.
- Shipley, T., Mc. Millan K.J., Watkins J.S., Moore J.C., Sandoval-Ochoa J.H. and Worzel J.L., 1980.- Continental margin and lower slope structures of the Middle America Trench near Acapulco, Marine Geol., 35, 65-82.
- Siegesmund S. and Vollbrecht A., 1991.- Complete seismic properties obtained from microcrack fabrics and textures in an amphibolite from the Ivrea zone, Western Alps, Italy, Tectonophysics, 199, 13-24.
- Singh, S.K., Astiz, L., and Havskov, J., 1981.- Seismic gaps and recurrence periods of large earthquakes along the Mexican subduction zone : A reexamination, Bull. Seism. Soc. Am., 71, 827-843.
- Singh, S.K., L. Ponce, and S. P. Nishenko, 1985, The great Jalisco, Mexico, earthquake of 1932 : Subduction of the Rivera Plate, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1301-1313, 1985.
- Singh S.K., and Mortera F., 1992.- Source-Time Functions of Large Mexican Subduction Earthquakes, Morphology of the Benioff Zone, Age of the Plate, and Their Tectonic Implications, JGR, 96, No. 13, 21487-21502.
- Soga, N., Mizutani, H., Spetzler, H., and Martin, R.J., 1978.- The effect of dilatancy on velocity anisotropy in Westerly granit, J. Geophys. Res., 83, 4451-4458.
- Solís, S., 1987. - Fabricación e instalación de una red telemétrica sísmológica, tesis Licenciatura, UNAM, México.
- Stolte Ch., Mc Nally K., González Ruiz J., Simila G.W., Reyes A., Rebolgar C., Munguía L. and Mendoza L., 1986.- Fine Structure of a Postfailure Wadatti-Benioff Zone, Geophys. Res. Lett., V.13, No.6. 577-580.
- Stewart G.S. and E. Chael, 1978.- Source mechanism of the november 29, 1978 earthquake Oaxaca, Mexico and its relation to seismicity, Geofísica Internacional, V. 17, No.3.

- Suárez G. y Rosenblueth E., 1980.- Sismología e Ingeniería Sísmica, Enciclopedia de México, Tomo XXIII, 7328-7342.
- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, C. David, 1990.- Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero Gap, Mexico, *Nature*, 345, No.6273, 336-338.
- Suárez G., 1990.- Seismicity and Active Crustal Deformation Along the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico, resumen en *The Tectonics, Geophysics and Volcanism of Mexico*, A Symposium, Tulane University, New Orleans, Louisiana, April 12-14.
- Suárez G., Ligorria J.P. y Ponce L., 1992.- Preliminary Crustal Structure of the Coast of Guerrero, Mexico, using the Minimum Apparent Velocity of Refracted Waves, *Geofis. Int.*, 31, 247-252.
- Suteau-Henson, 1990.- Estimating azimuth and slowness from three-component and array stations, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 58, 1987-1998.
- Suter M., 1990.- State of Stress and Active Deformation in Mexico and Western Central America en *Neotectonics of North America: Geological Society of America, Decade Map Volume*, 401-421.
- Thompson, R. B., Smith, J.F., and Lee. S.S., 1983.- Microstructure-independent acoustoelastic measurements of stress, *Appl. Phys. Lett.*, 44(3), 296-298.
- Thomsen L., 1986.- Weak elastic anisotropy, *Geophysics* 51, v. 10, 1954-1966.
- Todd T., Simmons G., Baldrige W.S., 1973.- Acoustic double refraction in low porosity rocks, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 63, 6/1, 2007-2020.
- Tonnies V.C., 1986.- *Spannungsinduzierte Anisotropie, Untersuchungen zur Spannungsanalyse mit seismischen Verfahren, Diplomarbeit, Institut für Geophysik und Meteorologie der technischen Universität, Braunschweig, FRG.*
- Tsvankin I.D., and Chesnokov E.M., 1990.- Synthetic waveforms and polarizations at the free surface of an anisotropic half-space, *Geophys. J. Int.*, 101, 497-505.
- Turchaninov, I.A., Panin, V.I., Markov, G.A., 1977.- On correlation between Seismic Velocity Anisotropy and Stress in Situ, *Pageoph*, V. 115, 259-265.
- UNAM Seismology Group, 1986.- The september 1985 Michoacán earthquakes: Aftershocks distribution and history of rupture, *Geophys. Res. Lett.*, 13, 573-576.
- Urrutia Fucugauchi J., and Valencio D.A., 1986. Paleomagnetic study of Mesozoic Rocks from Ixtapan de la Sal, México, *Geof. Int.*, Vol. 25, No. 4, 485-502.
- Valdés, C., Meyer, R., Zúñiga, R., Havskov, J. and Singh, S.K., 1982.- Analysis of the Petatlán aftershocks : Numbers, Energy Release and Asperities, *J. Geophys. Res.*, V.87 B10, 8519-8525.
- Valdés G. C., 1993. - Seismic structure, scaling, seismic attenuation, and gaps, using aftershocks from the major 1979 Petatlán (Ms = 7.6) earthquake, Ph.D. Thesis, Univ. of Wisconsin.
- Vázquez C. A., Booth, D.C., Zúñiga F. R., Chesnokov E., Crampin S., and Meissner R., 1993.- Seismic anisotropy in the Guerrero Gap, Mexico : Preliminary Results, *Geophys. Res. Lett.*, 20 (1), 69-72.

- Vidal S. R., 1991a.- Estratigrafía del terreno Teloloapan en su límite Ixcateopan-Ixtapan de la Sal, Estado de Guerrero y México, respectivamente; implicaciones tectónicas, Resúmenes de la Convención sobre la evolución geológica de México, Pachuca, Hgo., México, p. 230-231.
- Vidal S. R., 1991b.- El miembro Posquelite de la formación Zihuatanejo, evidencia estratigráfica de un sustrato continental para el arco albiano de Zihuatanejo, estado de Guerrero, Resúmenes de la Convención sobre la evolución geológica de México, Pachuca, Hgo., México, p. 228-229.
- White, J.E., Martineau-Nicoletis, I, and Monash, C., 1982.- Measured anisotropy in Pierre shale, *Geophys. Prosp.*, 31, 900-916.
- Wild, P., 1991.- Processing anisotropy with the shear-wave analysis package (SWAP), Technical Programme and Abstracts, 53rd EAEG Meeting, 1991, Florence, pp. 538-539.
- Winterstein F., 1990.- Velocity anisotropy terminology for geophysicists, *Geophysics*, Vol. 55, No. 8, 1070-1088.
- Wolf, E., 1959.- Coherence of partially polarized electromagnetic radiation, *Il Novo Cimento*, 13, serie 10, 1165-1181.
- Wyss M., 1991.- Evaluation of Proposed Earthquake Precursors, editor Max Wyss, American Geophysical Union.
- Zoback, M.L. & Zoback, M., 1980.- State of stress in the counterminous United States, *J. Geophys. Res.*, 85, 6113-6156.
- Zúñiga, F.R., C. Gutiérrez, E. Nava, J. Lermo, M. Rodríguez y R. Coyoli, 1992.- Aftershocks of the San Marcos earthquake of april 25, 1989 (Ms=6.9) and its implications for the Acapulco-San Marcos seismic potential, en prensa.
- Zúñiga, F.R. y Tapia R., 1992.- Regionalización Sismotectónica de la República Mexicana, Para Fines del Manual de Construcción de Obras Civiles de la Comisión Federal de Electricidad, Instituto de Geofísica, UNAM.

APENDICE I.

ANISOTROPIA INDUCIDA POR ESFUERZOS

Los materiales sometidos a grandes esfuerzos sufren cambios en sus propiedades mecánicas y eléctricas (Farnell, 1978). La anisotropía en la velocidad de propagación de las ondas sísmicas es uno de los efectos más importantes del esfuerzo sobre los materiales. Este efecto fué estudiado por primera vez en concretos (Jones, 1952) y en rocas ígneas de baja porosidad (Nur y Simmons, 1969, Lockner et al, 1977) con muestras sometidas a esfuerzo compresivo uniaxial. Posteriormente las muestras han sido sometidas a presión hidrostática. Actualmente las mediciones de anisotropía de ondas S inducida por esfuerzos constituyen una técnica bien establecida para la estimación de los esfuerzos internos en materiales ingenieriles a través del patrón de interferencia de ondas de corte ultrasónicas (Blum et al., 1982). Similarmente, el modelo fotoelástico de una roca porosa se basa en el hecho de que ciertos vidrios y plásticos que son isotrópicos en estado natural, se hacen birrefringentes cuando son sometidos a esfuerzo y forman patrones específicos que pueden observarse con luz polarizada (Fyfe et al., 1978).

En los últimos años, la observación de birrefringencia de ondas S en registros sismológicos ha incrementado el interés de utilizar este fenómeno para estimar el campo de esfuerzos tectónico. El esfuerzo tectónico, especialmente en zonas sísmicas podría ser un factor adicional importante dentro de las causas de la anisotropía de velocidad observada. Sin embargo, la estimación del esfuerzo tectónico a través de variaciones de velocidad es una tarea muy difícil debido a la limitación de direcciones en que es posible realizar las mediciones y a la influencia de otros factores como causa de anisotropía de velocidad.

I.1 Influencia del esfuerzo en la velocidad de ondas P y S.

Las primeras expresiones matemáticas de la propagación de ondas en un medio elástico sometido a esfuerzos se debe a Biot (1940). Hughes y Kelly (1953) derivaron relaciones entre la velocidad de ondas de cuerpo y esfuerzo basándose en el modelo de Murnagham (1951) quien introdujo tres nuevas constantes (l, m y n) para modelar la propagación de ondas elásticas en el caso de una deformación finita.

Dahlen (1972) derivó expresiones para la velocidad de ondas planas P en presencia de una carga estática inicial y encontró que, en una aproximación de primer orden, esta velocidad permanece sin cambio. Un planteamiento posterior del problema debido a Nikitin y Chesnokov (1984) demostró que que esta suposición es válida unicamente si el material es isotrópico inicialmente.

La anisotropía inducida por esfuerzos implica la influencia de un esfuerzo estático (invariante en el tiempo) lo suficientemente grande tal que produzca un cambio en la velocidad. Al considerar los grandes esfuerzos estáticos como la presión litostática y el esfuerzo tectónico en la propagación de las ondas sísmicas, se hace necesario tomar en cuenta la elasticidad no lineal del medio, con lo que se modifica la ley de Hooke (Engelhard, 1988).

La relación esfuerzo-deformación en un sólido inicialmente isotrópico sometido a un esfuerzo estático elevado puede expresarse simbólicamente de la siguiente manera (Engelhard, 1988) :

$$\sigma = F_1(\lambda, \mu)\epsilon + F_2(l, m, n)\epsilon^2$$

donde σ = tensor de esfuerzos λ, μ = ctes. de Lamé

ϵ = tensor de deformaciones

F_1 = tensor de constantes elásticas lineales

F_2 = tensor de módulos elásticos cuadráticos.

Para un medio que es homogéneo e isotrópico antes de la aplicación del esfuerzo estático, la función F_2 contiene tres parámetros independientes : l, m, n (Murnaghan, 1951).

En este caso, la ecuación de onda puede escribirse en la siguiente forma simbólica en el orden más bajo de la no linealidad (Engelhard, 1988) :

$$\rho_0 \frac{\partial^2 u_d}{\partial t^2} = (f(\lambda^*, \mu^*)) \frac{\partial^2 u_s}{\partial x^2} + \frac{\partial \sigma_{1k}}{\partial x_k} + (f(\lambda^*, \mu^*)) \frac{\partial^2 u_d}{\partial x^2} \quad I.1$$

donde $f(\lambda^*, \mu^*) = f_1(\lambda, \mu) + f_2(\lambda, \mu, l, m, n) (\partial u_s / \partial x)$

con u = desplazamiento, ρ = densidad, σ = esfuerzo estático

y los subíndices d = dinámico y s = estático

$\partial \sigma_{1k} / \partial x_k$ representa la divergencia de la parte estática del campo total de esfuerzos

$f(\lambda^*, \mu^*)$ representa la pendiente de la curva esfuerzo-deformación en el valor de la carga estática es decir :

$$f(\lambda^*, \mu^*) = d\sigma / d\epsilon$$

Hughes y Kelly (1953) derivaron velocidades de ondas de cuerpo para un sólido bajo esfuerzo resolviendo la ecuación de onda inhomogénea mencionada en términos de los parámetros de Murnaghan l, m, n para un esfuerzo compresivo axial perpendicular a la dirección de propagación :

$$\rho_0 V_p^2 = (\lambda + 2\mu) - \frac{\sigma}{3k} \left(2l - \frac{2l}{\mu} (2\mu + \lambda + m) \right) \quad I.2a$$

$$\rho_0 V_{s\perp}^2 = \mu - \frac{\sigma}{3k} \left(m - 2\lambda - \frac{\mu + \lambda}{2\mu} n \right) \quad I.2b$$

$$\rho_0 V_{s\parallel}^2 = \mu - \frac{\sigma}{3k} \left(\lambda + 2\mu + m + \frac{\lambda}{4\mu} n \right) \quad I.2c$$

los símbolos \perp y \parallel indican si la polarización de la onda S es perpendicular o paralela al esfuerzo.

Como puede observarse, las ecuaciones I.2b y I.2c son dos rectas con pendientes diferentes y predicen el aumento del retraso entre las ondas S a medida que aumenta el esfuerzo así como una velocidad mayor para la onda que está polarizada en la dirección del esfuerzo.

Bach y Askegaard (1979) derivaron expresiones para la velocidad de las ondas S en presencia de un campo de esfuerzos homogéneo que demuestran que para esfuerzos bi- o triaxiales también existe una proporcionalidad entre la diferencia de esfuerzos mutuamente perpendiculares en el plano normal a la dirección de propagación de la onda y la diferencia en velocidad entre dos ondas S que se propagan en la dirección del esfuerzo principal y que están polarizadas en la dirección de los otros dos esfuerzos. Dicha proporcionalidad se comprobó experimentalmente en una placa de acero.

Las constantes de Murnaghan l, m y n son conocidas únicamente para algunos materiales y algunos minerales y rocas (ver Tabla I.1). El orden de magnitud de estas constantes es de 5 a 10 veces la magnitud de las constantes de Lamé para metales e inclusive mayor para las rocas, (Engelhard, 1988).

La clase de sistema anisotrópico que resulta de la aplicación de esfuerzo a un material depende de la dirección del esfuerzo en relación con las direcciones principales de la anisotropía inicial. Para una roca, esto dependerá de la distribución de los minerales, granos y fracturas. La Tabla I.2 muestra la dependencia de la anisotropía de velocidad con respecto al sistema inicial de simetría y al tipo de esfuerzo aplicado (Paterson y Weiss, 1961). Por ejemplo, si se aplica un esfuerzo uniaxial a un material inicialmente isotrópico, éste se transforma en un material con isotropía transversa (Nikitin y Chesnokov, 1984).

I.2. Mediciones de laboratorio.

Se han llevado a cabo mediciones de laboratorio para determinar los cambios de velocidad en muestras de roca bajo esfuerzos. Para las ondas P, la máxima velocidad se observa en la dirección paralela al esfuerzo (uniaxial) aplicado y la mínima en la dirección perpendicular (Nur, 1987). Para las ondas S la velocidad depende también de la dirección de polarización. La onda S que se encuentra polarizada en la dirección del esfuerzo muestra variaciones grandes de velocidad con la dirección de propagación, mientras que la onda que está polarizada perpendicularmente a la dirección del esfuerzo es independiente del azimuth de propagación (Nur, 1987). El tiempo de retraso de la onda S lenta se incrementa a medida que aumenta el esfuerzo como lo predice la teoría (ecs. I.1b y I.1c). El estudio de Aggson (1978) permite tener una idea de los cambios de velocidad S esperados en la corteza. Este autor realizó mediciones de birrefringencia de onda S inducida por esfuerzos en granito y encontró una variación de la velocidad S paralela a la dirección de carga axial dada por :

$$\Delta V / \Delta \sigma = 9.2 \text{ m/s / MPa}$$

Material	λ	μ	l	m	n	ρ_s	α_s
	GPa	GPa	GPa	Gpa	Gpa	gr/cm	GPa
Granito Barre (seco)	1.16	18.38	-3600	-6540	-6300	2.65	-2.30
Granito Barre (mojado)	29.7	25.3	-4800	-8400	-25000	2.66	-4.86
Granito Sone-Mountain	4.0	15.4				2.614	
Polystyrene	2.89	1.38	-19	-13	-10	1.056	-0.293
Vidrio Pirex	13.5	27.5	+14	+92	+420		+0.088
Hierro Armco	110	82	-348	-1030	+1100		+0.027
Hierro	113	81	-167	-755	-1490		-0.022
Cobre	105	47	-157	-608	-1560		-0.078
Acero	115.8	79.8	248	-623	-714		-0.008

Tabla I.1 Constantes de Murnaghan y constante de birefringencia de ondas S inducida por esfuerzos para algunos materiales. (tomada de Tonnie, 1986)

Simetría de del sistema inicial de fracturas	Esfuerzo aplicado	Orientación del esfuerzo aplicado	Simetría de la anisot. de velocidad
Aleatoria	hidrostático		isotrópica
	uniaxial		axial
	triaxial		ortorrómbico
Axial	hidrostático		axial
	uniaxial	paralelo al eje de simet. normal al eje de simet.	ortorrómbico
	uniaxial	inclinado	monoclínico
	triaxial	paralelo al eje de simet. inclinado	ortorrómbico
Ortorrómbico	triaxial	inclinado	monoclínico
	hidrostático		ortorrómbico
	uniaxial	paralelo al eje de simet.	ortorrómbico
	uniaxial	inclinado en eje de simet.	monoclínico
	uniaxial	inclinado	triclínico
	triaxial	paralelo al eje de simet.	ortorrómbico
	triaxial	inclinado en plano de simet.	monoclínico
	triaxial	inclinado	triclínico

Tabla I.2 Dependencia de la simetría de la anisotropía de velocidad inducida respecto a la distribución inicial de fracturas, esfuerzo aplicado y orientación. (tomada de Paterson y Weiss, 1961)

es decir que para $\sigma = 30$ bares, se tendría un cambio de velocidad S de 27.5 m/s y para $\sigma = 100$ bares se tendría un cambio de velocidad de 92 m/s.

Para algunos materiales se ha calculado una constante llamada de birrefringencia inducida α_s (Tonnie, 1986, Tabla I.1). Esta cantidad relaciona el esfuerzo uniaxial y el retraso observado entre las ondas paralela (\parallel) y perpendicular (\perp) al esfuerzo :

$$\Delta t / t_0 = \alpha_s \sigma \quad \text{I.3}$$

donde t_0 = tiempo de viaje promedio de las ondas de corte

$$\Delta t = \text{retraso de tiempo} = (x / V_{\parallel}) - (x / V_{\perp})$$

Las velocidades sísmicas de algunas rocas son muy sensibles al esfuerzo o a la presión de confinamiento; esto se debe en general a que las fracturas tienden a cerrarse con el esfuerzo. Cuando las fracturas en una roca se encuentran aleatoriamente distribuidas y se encuentran sometidas a presión hidrostática, el incremento en velocidad es isotrópico. Sin embargo, si las fracturas tienen una distribución no aleatoria, la velocidad será anisotrópica (Nur, 1987, Nur y Simmons, 1969).

El efecto del esfuerzo uniaxial sobre las velocidades depende de la orientación de las fracturas. Hay un decremento en la velocidad en la dirección perpendicular a las fracturas hasta que se vence la resistencia a la ruptura. Sin embargo, las velocidades paralelas a las fracturas permanecen relativamente constantes (Todd et al., 1973). La fig. I.1 muestra la anisotropía de velocidad para ondas P, SH y SV medidas en un cilindro de granito sujeto a esfuerzo uniaxial en una prensa simple (Nur y Simmons, 1969).

Adicionalmente, las velocidades sísmicas se ven afectadas por la presión confinante, la presión de poro y la saturación. Para rocas secas las velocidades P y S se incrementan notablemente con la presión litostática mientras que la presión de poro contrarresta el efecto de la presión litostática. La mayor dependencia de la velocidad en función de la presión confinante y la saturación se limita a presiones litostáticas menores a 1 o 2 Kb (Nur, 1987). La fig. I.2 muestra el efecto de la presión confinante sobre las velocidades sísmicas V_p y V_s de caliza seca.

Durante un experimento llevado a cabo en granito Westerly (Lockner et al., 1977) la muestra fué deformada hasta la falla al someterse a presión confinante de 500 bars seguida de una carga axial que se iba incrementando con el tiempo. La onda S, polarizada paralelamente al eje de máxima compresión y viajando en la dirección de este eje mostró un incremento en amplitud durante el experimento hasta la falla (fig. I.3).

La tabla I.3 presenta algunos valores de anisotropía de ondas P en rocas de la corteza y el manto superior a altas presiones y temperatura ambiente (Kern y Wenk, 1985). De estos experimentos se

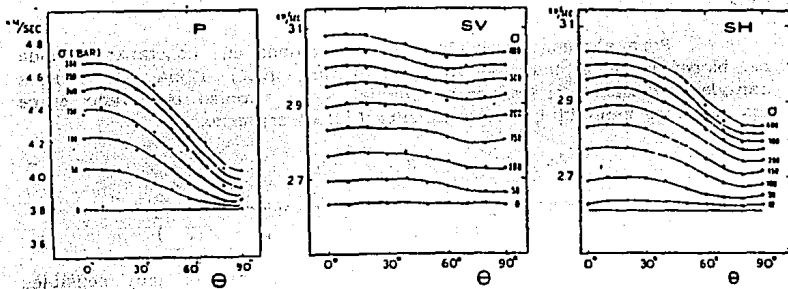


Fig. 1.1.- Dependencia de la velocidad compresional y de las dos velocidades de corte según la dirección de propagación relativa a la dirección del esfuerzo aplicado ($\theta = 0$). Las variaciones direccionales implican que el esfuerzo ha inducido anisotropía de velocidad, y la diferencia entre SV y SH implica que la birrefringencia de velocidad también es inducida (según Nur y Simmons, 1969b).

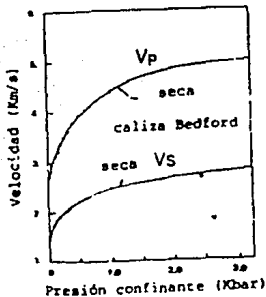


Fig. 1.2.- Dependencia típica de V_p y V_s en roca seca como función de la presión de confinamiento (o litostática). El gran incremento de las velocidades se debe al cierre de la mayoría de las partes desacopladas del espacio poroso de la roca bajo presión externa (según Nur y Simmons, 1969a).

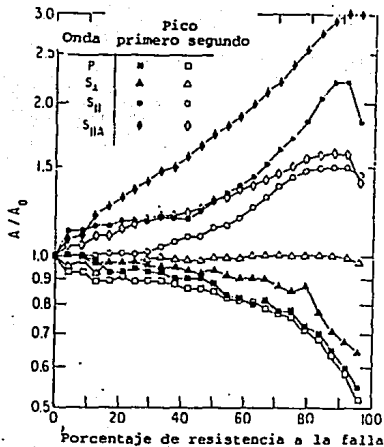


Fig. I.3.- Cociente de amplitudes para los primeros y segundos picos de ondas P, S transversal y S paralela al esfuerzo como una función de la resistencia de falla. A_0 es la amplitud del pico apropiado a presión hidrostática. (de Lockner et al, 1977).

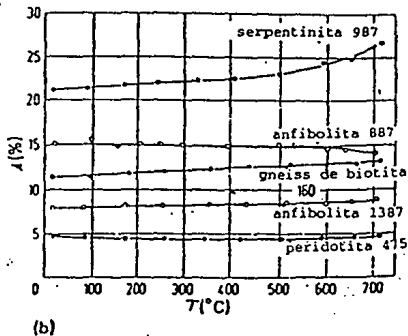
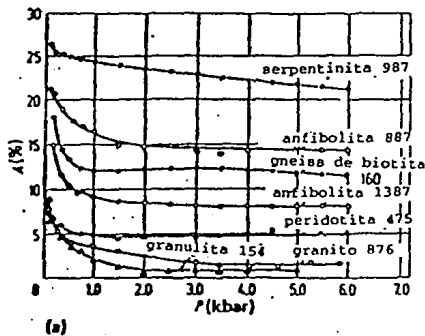


Fig. I.4.- Anisotropía de velocidad compresional A en rocas de la corteza y manto terrestre como función de la presión P a temperatura ambiente (a) y como función de la temperatura T a 6 Kb (600 MPa) de presión confinante (según Kern y Wenk, 1985).

Roca	Densidad (gr/cm ³)	Presión (Mpa)	Vpmax (km/s)	Vpmin (km/s)	A (%)	Referencia
Dunita (A) Twin Sisters USA	3.291	1000	8.76	7.96	10	Christensen y Ramanan- loandro (1971) la anterior
Dunita (B) Twin Sisters USA	3.343	1000	9.15	7.83	16	
Bronzita, Stillwater USA	3.290	1000	8.14	7.67	6	Babuska (1972)
Serpentinita	2.78	600	7.77	6.13	24	Kern y Richter (1981)
Anfibolita Karassjok, Noruega	3.106	600	7.27	6.47	11	la anterior
Esquisto de granate, Thomaston USA	2.76	1000	6.82	6.17	10	Christensen (1965)
Gneiss, Goshen USA	2.76	1000	6.65	5.99	10	la anterior
Cuarzita Baviera RFA	2.735	600	5.83	5.48	6	Kern y Richter (1981)
Cuarzita- Mylonita Winters Pass USA	2.68	100	6.53	5.25	21	Jones y Tur (1982)
Pizarra, Foultney USA	2.76	100	6.37	5.09	23	Christensen (1965)
Mylonita de mármol, Palm Canyon USA	2.71	20-60	7.1	6.05	16	Kim (com. personal)

Tabla I.3 Anisotropía de velocidad (A) de la onda compresional Vp en rocas de la corteza y manto a elevadas presiones y temperatura ambiente. (tomada de Kern y Wenk, 1985)

ha observado que los valores mayores de anisotropía se observan a bajas presiones (fig. I.4) y se ha concluido que las microfracturas orientadas constituyen la principal causa de anisotropía a presiones menores a los 200 MPa (2 Kb) punto en el cual se cierran casi totalmente las fracturas. Por otro lado se ha observado que la velocidad de onda P disminuye con la temperatura. Sin embargo el efecto combinado de presión y temperatura no es sencillo de predecir, por ejemplo a una presión confinante de 600 MPa, la anisotropía de rocas del manto no se ve afectada significativamente por la temperatura sino hasta los 600° C.

I.3 Ejemplos de campo.

Varios experimentos de laboratorio han demostrado que la anisotropía de esfuerzos causa anisotropía de velocidad en muestras de roca. Sin embargo los ejemplos de campo son menos comunes debido a las escalas mayores utilizadas y la cantidad de mediciones que son necesarias para compensar las numerosas fuentes de ruido. Por ejemplo, Turchaninov et al. (1977) determinaron las direcciones principales del esfuerzo por medio de un análisis estadístico de 5000 mediciones de velocidades V_p y V_s en minas. La comparación de estas velocidades con las mediciones de esfuerzo in situ mostraron una coincidencia de las direcciones de la máxima y mínima velocidades con los esfuerzos horizontales máximo y mínimo (fig. I.5). Li et al. (1988) dedujo la dirección del esfuerzo compresivo máximo a partir de la observación de birrefringencia de ondas S en mediciones de pozo. Sin embargo la estimación directa del esfuerzo a partir de las mediciones de velocidad continúa siendo un problema de difícil solución.

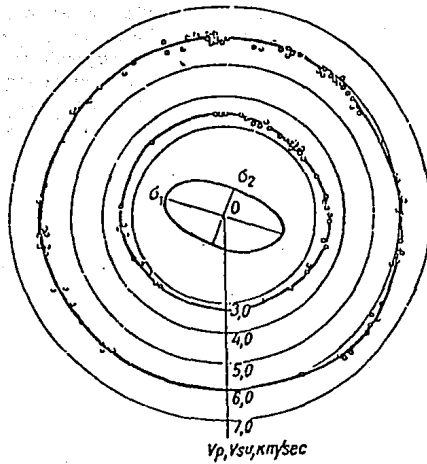


Fig. 1.5.- Velocidades V_p y V_{sv} se muestran como función del azimut y se comparan con el esfuerzo compresivo para rocas del masivo rocoso Khibyni (según Turchaninov et al, 1977).

Apéndice II

IDENTIFICACION DE LOS DIFERENTES TIPOS DE ANISOTROPIA

II.1 Anisotropía mineral y de fracturamiento.

En una serie de mediciones de velocidad de onda S sobre granito Chelmsford, sometido a diversas presiones, en direcciones paralela y perpendicular a los granos minerales, Todd et al. (1973) lograron diferenciar la anisotropía mineral de la debida al fracturamiento. Estos investigadores sugieren que para una misma unidad litológica, existe una anisotropía que no varía con la profundidad y es de origen mineral y que cualquier anisotropía a una profundidad donde la presión es mayor de 1 o 2 Kb seguramente es de origen mineral ya que para tales presiones, la mayoría de las fracturas se encuentran cerradas. Estudios más recientes (Siegesmud y Vollbrecht, 1991) indican que a presiones de 200 a 300 MPa (2 a 3 Kb, que corresponden a profundidades entre 7.5 y 11 Km para un gradiente de 27 MPa/Km) la contribución de la anisotropía es casi totalmente de origen mineral.

II.2 Anisotropía inherente e inducida por esfuerzos.

Las componentes inherentes de anisotropía sísmica de la roca son las debidas a su arreglo cristalino y alineamiento de granos así como a la disposición de sus fracturas y microfracturas y poros. Lograr distinguir la contribución a la anisotropía debida a estos factores de la debida a esfuerzos sería una contribución importante hacia la estimación de esfuerzos tectónicos. Sin embargo las mediciones de laboratorio predicen un cambio en velocidad S relativamente pequeño (del orden del 5%) para la magnitud de las caídas de esfuerzo normales en la corteza terrestre como se vió en el apéndice I.

El caso más sencillo de analizar para encontrar una metodología que separe la anisotropía inducida de la inherente consiste en analizar la diferencia en comportamiento en dos casos generales (Tonnie, 1986) :

- a) un material anisotrópico sin esfuerzo
- b) un material isotrópico en condiciones de preesfuerzo.

Utilizando los parámetros de Murnaghan, este autor derivó relaciones generales de segundo orden entre velocidad y esfuerzo para un material isotrópico, estas son las siguientes :

$$\rho_0 v_{11}^2 = \lambda + 2\mu + \frac{1}{3\lambda + 2\mu} \left(\sigma_1 (15\lambda + 10\mu + 2l + 4m + 4 \frac{\lambda}{\mu} (\lambda + m)) + (\sigma_2 + \sigma_3) (-4\lambda + 2l - 2 \frac{\lambda}{\mu} (\lambda + m)) \right) \quad II.1$$

$$\rho_0 v_{12}^2 = \mu + \frac{1}{3\lambda+2\mu} \left(\sigma_1 \left(4\lambda + 4\mu + m + \frac{\lambda n}{4\mu} \right) + \sigma_2 \left(\lambda + 2\mu + m + \frac{\lambda n}{4\mu} \right) + \sigma_3 \left(-2\lambda + m - \frac{n}{2} - \frac{\lambda n}{2\mu} \right) \right) \quad \text{II.2}$$

$$\rho_0 v_{13}^2 = \mu + \frac{1}{3\lambda + 2\mu} \left(\sigma_1 \left(4\lambda + 4\mu + m + \frac{\lambda n}{4\mu} \right) + \sigma_3 \left(\lambda + 2\mu + m + \frac{\lambda n}{4\mu} \right) + \sigma_2 \left(-2\lambda + m + \frac{n}{2} - \frac{\lambda n}{2\mu} \right) \right) \quad \text{II.3}$$

donde la dirección de propagación es la misma que la dirección del eje de esfuerzo principal σ_1 . v_{11} corresponde a una onda P, mientras que v_{12} y v_{13} corresponden a ondas S con direcciones de propagación a lo largo del eje 1 y polarizaciones en los planos definidos por los ejes normales ortogonales 2 y 3 respectivamente.

La diferencia principal entre los dos casos consiste en las propiedades de simetría del tensor de elasticidad A. En el primer caso A es igual al tensor de elasticidad anisotrópico C con un máximo de 21 constantes elásticas. En el caso isotrópico, A depende del tensor de esfuerzos T; esto es: $A = A(T)$ y A no tiene más las propiedades de simetría de C. Cuando se intercambia el índice 1 por el 2 en la ecuación II.2, se obtiene la expresión:

$$\rho_0 v_{12}^2 - \rho_0 v_{21}^2 = \sigma_1 - \sigma_2 \quad \text{II.4}$$

donde v_{12} y v_{21} son las velocidades de dos ondas S ortogonales en el mismo plano de polarización. Esto significa que en un material isotrópico sometido a preesfuerzo ambas velocidades son diferentes. Por otro lado, en el caso de dos ondas S con direcciones de propagación y polarización intercambiadas, debido a las propiedades de simetría del tensor C, se cumple la siguiente ecuación (Tonnie, 1986):

$$\rho v_{12}^2 - \rho v_{21}^2 = n_2 Q(n_1)n_2 - n_1 Q(n_2)n_1 = c_{1212} - c_{2121} = 0 \quad \text{II.5}$$

donde n = vector unitario en la dirección de propagación
 $Q(n)$ = tensor acústico en la dirección n

$$Q(n) = n A n \quad A = \partial T / \partial H$$

con T = tensor de esfuerzo
 H = tensor de deformación

Crampin (1984a) demostró con simulaciones numéricas que para un sistema ortorrómbico la velocidad de la onda qS polarizada en el

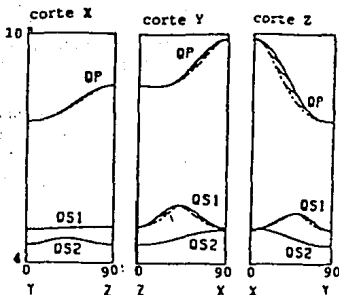


Fig. II.1 Variación de la velocidad con la dirección en cortes de tres planos de simetría para una simetría ortorrómbica (olivino). (tomada de Crampin, 1984).

plano de simetría horizontal es idéntica para dos direcciones de propagación perpendiculares entre sí (fig. II.1).

La ecuación II.4 ha sido verificada experimentalmente en metales (Thompson et al., 1983). Sin embargo para materiales geológicos se han hecho pocas mediciones. Para el granito Barre, la teoría predice un cambio de solo 2 m/s para una diferencia de 40 Mpa en los esfuerzos principales, lo que sería imposible de detectar. Sin embargo, de hecho se midieron diferencias en experimentos de laboratorio, lo que parece ser una consecuencia indirecta del esfuerzo que abre y cierra fracturas distribuidas isotrópicamente (Tonnie, 1986).

II.3 Anisotropía inducida por fracturamiento y debida a microfisuras.

Por medio del modelado físico de medios anisotrópicos, Ebram et al. (1990) observaron diferencias en el comportamiento de las ondas qP, qS1 y qS2 en un medio fracturado y un medio laminado. El medio fracturado se simuló con un modelo constituido por hojas de plexiglas y capas delgadas de agua. El modelo de medio laminado estaba constituido por porciones volumétricas iguales de epoxy y aluminio.

Se determinaron velocidades de propagación de las tres ondas qP, qS1 y qS2 en un rango de frecuencias de 40 a 480 kHz para ambos medios. Se observó que en la dirección de las estructuras alineadas, la onda qS1 es dispersiva en el medio laminado pero no en el medio fracturado (fig. II.2). En el caso del medio laminado, la velocidad de fase se calculó con la expresión:

$$V(f) = 2 \pi f \Delta D / \Delta\phi(f) \quad \text{II.6}$$

donde f = frecuencia

ΔD = diferencia entre dos distancias de observación

$\Delta\phi(f)$ = diferencia en la fase a dos frecuencias f

Con el medio fracturado no pudo aplicarse la fórmula anterior debido a la fuerte anisotropía y a la falta de requerimientos técnicos para un buen control de las mediciones, por lo que se midieron los primeros arribos en el dominio del tiempo.

En el caso del medio soldado, las tres ondas son dispersivas, mientras que para el medio fracturado, solo qS2 es dispersiva. Ebram y colaboradores proponen que la dispersión podría utilizarse como un parámetro para diferenciar la anisotropía inducida por fracturamiento de la anisotropía debida a microfracturas (equivalente al medio laminado).

Como puede verse la identificación de las causas de la anisotropía sísmica en los materiales geológicos es una tarea compleja que requiere de experimentos de laboratorio y de campo, así como su formulación en términos de la teoría matemática. Los resultados de estas investigaciones están proporcionando nuevos enfoques en la interpretación de la anisotropía sísmica observada en la Tierra.

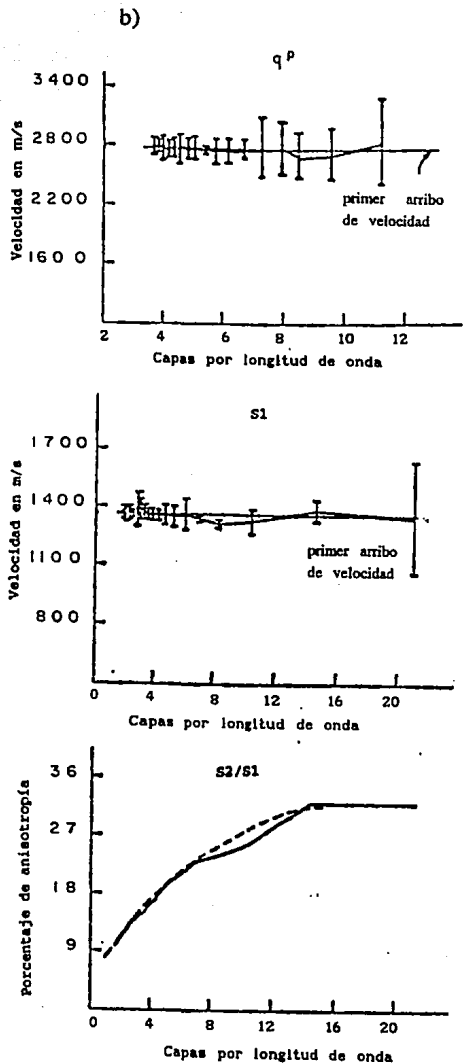
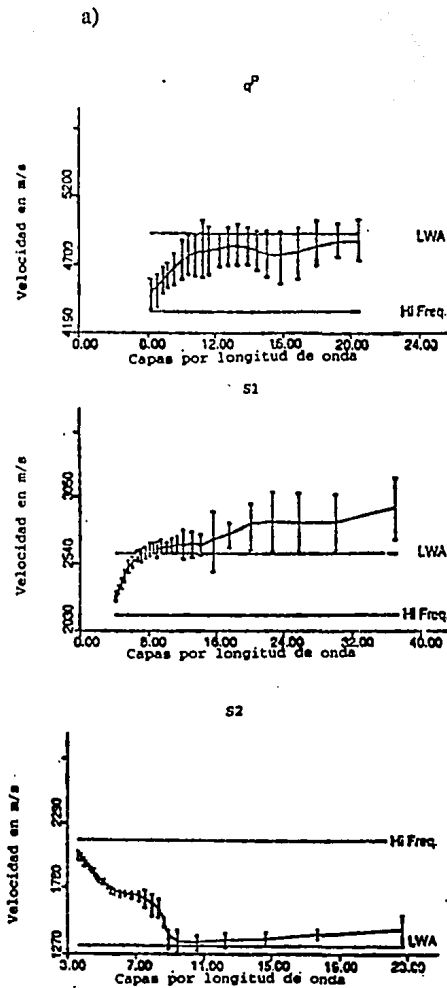


Fig. II.2 a) Curvas de dispersión en un medio laminado. La velocidad LWA (long wavelength approximation) se calculó utilizando la teoría de Backus. Las barras verticales indican +/- una desviación estándar.

b) Curvas de dispersión en un medio fracturado. La velocidad del primer arribo es la velocidad en el dominio del tiempo para este modelo físico. La curva en la gráfica S2/S1 es el porcentaje en el cual VS1 es mayor que VS2. (tomada de Ebram et al, 1990).

Apéndice III

BASES TEORICAS DEL ANALISIS DE POLARIZACION

El análisis de polarización ha sido utilizado en la sismología y la geofísica aplicada en los últimos 20 años para reconocer diferentes fases sísmicas y analizar la polarización de ondas electromagnéticas. El procesamiento digital puede incluir dos o tres componentes, en el dominio del tiempo o la frecuencia. Diferentes metodologías se han utilizado en la sismología para llevar a cabo el análisis de polarización.

III.1 Principales métodos matemáticos en el análisis de polarización.

El análisis de polarización ha sido desarrollado principalmente para géofonos de tres componentes con sensores ortogonales en las direcciones N-S, E-W y Z (vertical). En la ex-Unión Soviética, Galperin (1977) desarrolló el análisis de polarización basado en géofonos orientados en diferentes direcciones. En este trabajo solo se tratará el caso de sensores con componentes ortogonales.

Desde el punto de vista matemático, los diferentes enfoques para llevar a cabo el análisis de polarización pueden clasificarse de la siguiente manera :

- a) Producto de sismogramas.
- b) Método de la matriz de covarianzas.
- c) Mínimos cuadrados.

a) .- Producto de sismogramas.

El producto de sismogramas ponderados con diferentes funciones fué el primer enfoque para realizar el análisis de polarización. En lo que sigue se describirán algunos métodos específicos :

- Determinación de eventos linealmente polarizados (Mercado, 1968).

Este método consiste en filtrar los datos a través de un filtro pasabandas angosto y después ponderarlos de acuerdo a las diferencias instantáneas de fase entre las componentes :

$$\begin{aligned} R_{ou}(t) &= W(t) R_v(t) && \text{III.1} \\ \text{donde } R_v(t) &= \text{componente vertical} \\ W(t) &= \cos(\Delta\phi(t)) && u = 1,2 \text{ o } x,y \\ \Delta\phi(t) &= \text{atan}(z/u) && z = \text{componente vertical} \end{aligned}$$

Los cambios mayores de fase se asocian a elipticidades mayores; por lo tanto esta función de peso (R_{00}) selecciona los eventos linealmente polarizados.

- Determinación del azimut, ángulo de incidencia aparente, tiempo de arribo y tipo de onda por medio de productos de sismogramas (Plesinger et al., 1986).

Los productos de sismogramas de 3 componentes pueden utilizarse para estimar el azimut, el ángulo aparente de incidencia y el tipo de onda por medio de la combinación de las propiedades del campo ondulatorio referidas al sistema cartesiano de registro y un sistema local de referencia de la onda. El sistema de registro es usualmente uno de mano derecha vertical-este-norte con vectores unitarios e_z , e_E y e_N .

El sistema local de referencia está definido por los vectores unitarios:

$$e_L = \text{vector unitario longitudinal (dirección P)} \\ = (\cos i, -\sin i \sin a, -\sin i \cos a)$$

$$e_T = \text{vector unitario transversal (dirección SH)} \\ = (0, -\cos a, -\sin a)$$

$$e_Q = \text{vector unitario transversal (dirección SV)} = e_T \times e_L \\ = (\sin i, \cos i \sin a, \cos i \cos a)$$

donde i es el ángulo de incidencia entre e_L y e_z ($0 \leq i \leq 90^\circ$)

a es el azimut inverso (en dirección al epicentro)

Sean las componentes del sismograma

$$s = (s_z, s_E, s_N)$$

y las componentes del sistema local transformado :

$$u = (u_L, u_Q, u_T)$$

Entonces, ambos sistemas se relacionan uno con otro por medio de las siguientes ecuaciones :

$$\begin{bmatrix} u_L \\ u_Q \\ u_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos i & -\sin i \sin a & -\sin i \cos a \\ \sin i & \cos i \sin a & \cos i \cos a \\ 0 & -\cos a & \sin a \end{bmatrix} \begin{bmatrix} s_z \\ s_E \\ s_N \end{bmatrix} \quad \text{III.2}$$

$$o \quad u = M s$$

$$\begin{bmatrix} s_z \\ s_E \\ s_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos i & \sin i & 0 \\ -\sin i \sin a & \cos i \sin a & -\cos a \\ -\sin i \cos a & \cos i \cos a & \sin a \end{bmatrix} \begin{bmatrix} u_L \\ u_Q \\ u_T \end{bmatrix} \quad \text{III.3}$$

$$o \quad s = M^T u$$

Ejemplo : Estimación del azimut del primer arribo de la onda P.

Las componentes horizontales del sistema de medición s_E y s_N

se rotan utilizando la ecuación III.2, con $i = 90^\circ$ y azimuth inverso "a" variable, con lo que se tiene :

$$\begin{bmatrix} v_R \\ v_Z \\ v_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & -\sin a & \cos a \\ 1 & 0 & 0 \\ 0 & -\cos a & \sin a \end{bmatrix} \begin{bmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{bmatrix} \quad \text{III.4}$$

En el caso de una onda P linealmente polarizada con ángulo de incidencia i_0 y azimuth inverso a_0 , las componentes transversal y perpendicular deben ser iguales a cero : $u_T = u_Q = 0$. Por lo tanto de la ecuación III.3 tenemos :

$$\begin{bmatrix} s_Z \\ s_E \\ s_N \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos i_0 \\ -\sin i_0 \sin a_0 \\ -\sin i_0 \cos a_0 \end{bmatrix} u_L \quad \text{III.5}$$

La sustitución de III.5 en III.4 da :

$$\begin{bmatrix} v_R \\ v_Z \\ v_T \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \cos (a_0 - a) \sin i_0 \\ \cos i_0 \\ \sin (a_0 - a) \sin i_0 \end{bmatrix} u_L \quad \text{III.6}$$

de tal manera que el producto de las dos componentes es :

$$v_T v_Z = u_L^2 (t) \sin (a_0 - a) \sin i_0 \cos i_0 \quad \text{III.7}$$

$$v_R v_Z = u_L^2 (t) \cos (a_0 - a) \sin i_0 \cos i_0 \quad \text{III.8}$$

donde a es variable, mientras que a_0 e i_0 son incógnitas.

La ecuación III.7 demuestra que para el azimut de arribo $a = a_0$, el producto $v_T v_Z$ debe ser cero. El cambio en signo de este

producto se utiliza para localizar el cero y determinar por lo tanto el valor aproximado del azimut de arribo. En la práctica, las ecuaciones III.4 se utilizan para calcular las componentes $v_T(a)$ y

$v_R(a)$, las cuales luego se multiplican por v_Z . El azimut promedio se

define por medio de la condición $\int v_T(a) v_Z dt = 0$. El intervalo de integración se obtiene de la duración del pulso de la componente del producto $v_R(a) v_Z$. La fig. III.1 muestra un ejemplo de este análisis para determinar el azimut del primer arribo.

Otros operadores que se utilizan para estimar el ángulo de incidencia, el tiempo de arribo y el tipo de onda se listan en la siguiente tabla :

TABLA III.1 (según Plesinger et al., 1986)
Operadores para el análisis de polarización

Estimación de	Tipo de onda	Operador
Azimuth α	P, SV	$v_T(a) v_Z$
Ang. de incid. aparente i	P SV	$v_L^i(a_0, i) - v_Q^i(a_0, i) = \sqrt{2} u_L \sin(i_0 - i)$ $v_L^i(a_0, i) + v_Q^i(a_0, i) = \sqrt{2} u_Q \sin(i_0 - i)$
Tiempo de arribo	P	-----
Duración del pulso	SV	$v_R(a_0) v_Z$
Tipo de onda	SH	$v_T(a_0)$

v_L^i y v_Q^i y v_T^i son las componentes del sismograma en un sistema rotado y se obtienen utilizando $\alpha = \alpha_0$ e $i^i = i + 45^\circ$ en la ecuación III.2 :

$$\begin{bmatrix} v_L^i \\ v_Q^i \\ v_T^i \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} s_Z \cos i^i + v_R \sin i^i \\ s_Z \sin i^i - v_R \cos i^i \\ -s_E \cos \alpha_0 + s_N \sin \alpha_0 \end{bmatrix} \quad \text{III.9}$$

donde $v_R = -\sin \alpha_0 s_E - \cos \alpha_0 s_N$

Así, para calcular el ángulo de incidencia aparente i_0 , con un valor fijo de α_0 , se utilizan diferentes valores de i y se calcula la diferencia $v_L^i - v_Q^i$.

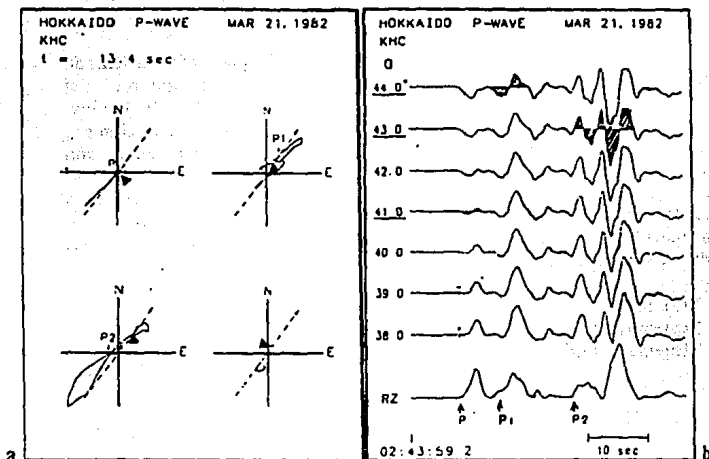


Fig. III.1 a) Hodogramas horizontales en intervalos consecutivos de 13.4 seg para la onda P de un evento en la región de Hokkaido. Los triángulos marcan el inicio de los intervalos. La línea punteada es la dirección del gran círculo hacia el epicentro. Las flechas indican los arribos de los pulsos marcados en la traza RZ en la parte inferior de b). En b) se muestran los productos de trazas $v_T(a) \cdot v_Z$ para la determinación de los azimuts promedio a de los pulsos indicados, usando la condición $\int v_T(a) \cdot v_Z = 0$.

Los intervalos de integración, indicados por las áreas achuradas, se obtienen del producto RZ graficado para el azimut $a = 41^\circ$.

(tomada de Plesinger et al, 1986)

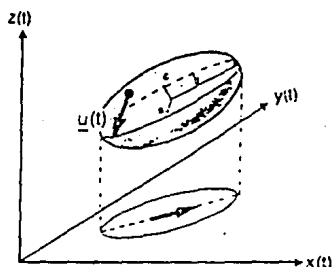


Fig. III.2 Elipsoide promedio de movimiento. $u(t)$ es el vector de movimiento de partícula. (tomado de Crampin, 1990)

b) Método de la matriz de covarianzas.

La matriz de covarianzas ha sido el enfoque más utilizado para el análisis de registros de tres componentes en el dominio del tiempo y la frecuencia (Means, 1972, Kanasewich, 1983, Jurkevics, 1988) En sismología se aplica normalmente en el dominio del tiempo. Este método proporciona estimaciones de varios parámetros como son azimut, ángulo de incidencia, linealidad, planaridad y otros. Considérese una ventana de tiempo de un registro sísmico de tres componentes (x,y,z), siendo N el número de muestras por componente. Entonces la matriz de covarianzas es una matriz real simétrica de 3x3 elementos de la siguiente forma :

$$C = \frac{1}{N} \begin{bmatrix} \Sigma(x_i - m_x)^2 & \Sigma(x_i - m_x)(y_i - m_y) & \Sigma(x_i - m_x)(z_i - m_z) \\ \Sigma(y_i - m_y)(x_i - m_x) & \Sigma(y_i - m_y)^2 & \Sigma(y_i - m_y)(z_i - m_z) \\ \Sigma(z_i - m_z)(x_i - m_x) & \Sigma(z_i - m_z)(y_i - m_y) & \Sigma(z_i - m_z)^2 \end{bmatrix} \quad \text{III.10}$$

con medias $m_x = (1/N) \Sigma x_i$ $m_y = (1/N) \Sigma y_i$ $m_z = (1/N) \Sigma z_i$ $1 \leq i \leq N$

Utilizando la convención del símbolo C_{ij} para indicar la covarianza entre dos variables, la matriz se escribe así :

$$C_{ij} = \begin{bmatrix} C_{xx} & C_{xy} & C_{xz} \\ C_{yx} & C_{yy} & C_{yz} \\ C_{zx} & C_{zy} & C_{zz} \end{bmatrix} \quad \text{III.11}$$

En algunos casos se supone que la media de cada componente es igual a cero ya que esto simplifica y agiliza los cálculos (Jurkevics, 1988), pero deben considerarse ventanas con suficiente número de muestras de tal modo que la media sea cercana a cero. En tal caso, si representamos por X la matriz de N datos con componentes 1,2 y 3 en la ventana de tiempo, la matriz de covarianzas se simplifica de la siguiente manera :

$$C_{jk} = \frac{X X^T}{N} = \frac{1}{N} \left[\Sigma x_{ij} x_{ik} \right] \quad \text{III.12}$$

con $N =$ No. de muestras

$X = x_{ij}$ es la matriz de datos en la ventana de tiempo con $i = 1, N$ y $j, k = 1, 3$ (No. de componente)

La matriz de covarianzas es la matriz de coeficientes de una ecuación cuya superficie representa un elipsoide promedio de movimiento (Jurkevics, 1988). En dos dimensiones por ejemplo, un campo de ondas perfectamente polarizadas (ondas monocromáticas e invariables en el tiempo) tiene una ecuación que representa una elipse y su representación matricial es del tipo (Wolf, 1959) :

$$E S E^T = \text{constante}$$

con $E =$ vector de componentes de movimiento = (E_x, E_y)

$$E_x = A_x \cos(\tau + \phi_x) \quad E_y = A_y \cos(\tau + \phi_y)$$

$S =$ matriz real simétrica con traza dada por las amplitudes de las componentes al cuadrado

$$(E_y \ E_x) \begin{bmatrix} A_x^2 & -A_x A_y \cos(\phi_y - \phi_x) \\ -A_x A_y \cos(\phi_y - \phi_x) & A_y^2 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} E_y \\ E_x \end{bmatrix} = A_x^2 A_y^2 \sin^2(\phi_y - \phi_x) \quad \text{III.13}$$

Las magnitudes de los valores propios de la matriz C en la ventana de tiempo reflejan los tamaños relativos del elipsoide promedio de movimiento de partícula (fig.III.2).

Cuando un valor propio es mucho mayor que los otros dos, el movimiento es predominantemente lineal, en otro caso prevalece un movimiento circular o elipsoidal. Por lo general los tres valores característicos son diferentes de cero y la polarización es elipsoidal.

Si los términos que no pertenecen a la diagonal principal de la matriz de covarianzas son pequeños en relación a ésta, entonces la longitud de los ejes principales de polarización corresponden a los valores máximos de la diagonal y el vector propio correspondiente a la dirección del eje principal tendrá su componente mayor también en esa dirección (fig. III.3)

Los vectores propios u_1 , u_2 y u_3 forman un sistema coordinado propio rotado llamado también trihedro propio. El vector u_1 se denomina Radial R y es el semieje mayor de la elipse de polarización; u_2 se denomina Normal N y constituye el semieje menor; el vector u_3 se denomina Binormal B y es normal al plano principal de polarización (Cllet y Dubesset, 1985).

Azimut y ángulo de incidencia aparente para la onda P son las características que más comunmente se determinan en el análisis de polarización a partir de los vectores propios . El azimuth viene dado por la orientación del movimiento rectilíneo en el plano horizontal del vector propio u_1 correspondiente al máximo valor propio :

$$A_p = \tan^{-1} \left[\frac{u_{21}}{u_{31}} \right] \quad \text{III.14}$$

$u_{j,1}$ $j=1,3$ son los cosenos directores del vector propio u_1

El ángulo de incidencia aparente se obtiene del coseno director vertical del máximo valor propio :

$$i_p = \cos^{-1} [u_{11}] \quad \text{III.15}$$

La efectividad del análisis de polarización depende de una adecuada elección del ancho de ventana ya que en general los

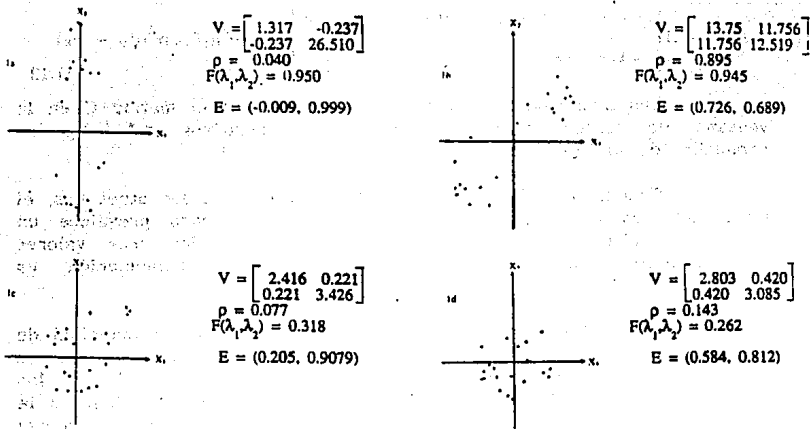


Fig. III.3 Ejemplos de la matriz de covarianzas, coeficiente de correlación ρ , función de linealidad $F(\lambda_1, \lambda_2)$ para

$n=1$, y el vector propio E del eje principal para grupos de 20 puntos en dos dimensiones. (tomada de Kanasewich, 1983)

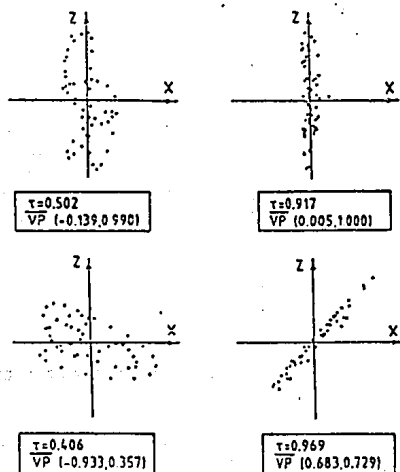


Fig. III.4 Ejemplos de análisis de polarización utilizando el coeficiente global de polarización τ . VP es el primer vector propio con sus dos coordenadas. (de Benhama et al., 1988).

parámetros son muy sensibles a las variaciones de la longitud de la ventana (Ortega Ruiz, 1991). Esto se debe a que si se consideran ventanas muy amplias se pierde resolución en la estimación de los parámetros; mientras que si se elige una ventana pequeña existen problemas de inestabilidad numérica (Moritz, 1990). Por otro lado, la calidad de la información extraída del análisis depende en gran parte de la relación señal a ruido y de situar la ventana en el movimiento de partícula correspondiente a las diferentes fases, las que generalmente son de corta duración (Jurkevics, 1988). En el análisis de polarización propuesto por Jurkevics (1988), la señal se filtra con diferentes filtros pasa-banda y para cada fase sísmica se calculan los atributos de polarización a partir de los vectores propios. Jurkevics (1988) argumenta que la elección del tamaño de ventana y del intervalo de frecuencia adecuados puede llevarse a cabo por prueba y error a partir de los resultados de los mismos atributos de polarización. Del mismo modo, se sugiere que las amplitudes de los atributos de polarización se examinen para varias bandas de frecuencia y se comparen con el nivel de ruido de dichas bandas. De este modo se elige el intervalo de frecuencia para el cual la relación señal a ruido sea la mayor o esté por encima de cierto umbral. En el caso de fases tipo P, Suteau-Henson (1990), propone elegir el ancho de la ventana que proporcione la mayor linealidad según la fórmula III.18 dada por Kanasewich (1983).

Para la detección de las diferentes fases por medio de la función linealidad, Kanasewich (1983), sugiere utilizar uno o dos ciclos del periodo dominante de la señal. Otros autores (Cliet & Dubesset, 1985; Moritz, 1990) encuentran que un ancho de ventana entre 1 y 1 1/2 longitudes de onda de la señal constituye un compromiso adecuado entre inestabilidad numérica y resolución en tiempo.

La relación señal a ruido es fundamental para obtener resultados adecuados del análisis de polarización. Para un registro sísmico de tres componentes se ha utilizado la siguiente definición (Suteau-Henson, 1990) :

$$3-C \text{ SNR} = \frac{\text{máxima amplitud de la señal de 3-C}}{\text{amplitud promedio del ruido de 3-C}} \quad \text{III.16}$$

donde 3-C = tres componentes y SNR = cociente de señal a ruido

Para un cociente de señal a ruido abajo de 2, este autor encuentra que la dispersión en los valores estimados de azimut y lentitud es muy grande, siendo este último parámetro sobreestimado.

Parámetros de polarización derivados de los valores propios.

Algunas características del movimiento de partícula registrado por tres componentes ortogonales pueden caracterizarse en función de los valores propios de la matriz de covarianzas C. De este

modo se definen las siguientes características (Jurkevics, 1988):

- Movimiento rectilíneo $\lambda_1 \neq 0 \quad \lambda_2, \lambda_3 = 0$
- Polarización elíptica pura $\lambda_1, \lambda_2 \neq 0 \quad \lambda_3 = 0$
- Grado de linealidad.- Este parámetro ha sido definido de varias maneras, una de ellas está dada por la expresión :

$$1 - ((\lambda_2 + \lambda_3) / 2 \lambda_1) \quad \text{III.17}$$

Este parámetro vale 1 cuando solamente un valor propio es diferente de cero como en el caso de las ondas de cuerpo (Jurkevics, 1988).

Por otro lado, para caracterizar la linealidad, Kanasewich (1983) propone una función de la forma :

$$F(\lambda_1, \lambda_2) = 1 - (\lambda_2 / \lambda_1)^D \quad \text{III.18}$$

donde λ_1 es el valor propio mayor y λ_2 el valor propio intermedio. Esta función tiene un valor cercano a 1 cuando la linealidad es alta ($\lambda_1 \gg \lambda_2$) y cercana a cero cuando los dos ejes principales de movimiento se aproximan en magnitud (fig. III.3)

- Grado de planaridad (Jurkevics 1988)

$$1 - (2 \lambda_3 / (\lambda_1 + \lambda_2)) \quad \text{III.19}$$

Esta función se acerca a 1 mientras más plano es el elipsoide promedio de movimiento y a cero mientras más se acerca a una esfera.

La determinación de los valores propios λ_i de la matriz de covarianzas permite una estimación cuantitativa de la polarización por medio de los siguientes parámetros de forma (Benhama et al., 1988) :

- elipticidad mayor : $\epsilon = (\lambda_2 / \lambda_1)^{1/2}$
- elipticidad intermedia : $\epsilon = (\lambda_3 / \lambda_1)^{1/2}$
- elipticidad transversal : $\epsilon = (\lambda_3 / \lambda_2)^{1/2}$
- coeficiente global de polarización (Samson, 1977) :

$$\tau^2 = \frac{3(\text{traza } C^2) - (\text{traza } C)^2}{2(\text{traza } C)^2} \quad \text{III.20}$$

$$\tau^2 = \frac{(1 - \epsilon_{21}^2)^2 + (1 - \epsilon_{31}^2)^2 + (\epsilon_{21} - \epsilon_{31}^2)^2}{2(1 + \epsilon_{21}^2 + \epsilon_{31}^2)^2}$$

Este coeficiente siempre tiene valores entre cero y uno. Cuando la polarización es nula (por ejemplo una esfera) es igual a cero y se aproxima a 1 cuando la polarización se acerca al movimiento lineal (Benhama et al., 1988). La fig. III.4 muestra cuatro

ejemplos de análisis de polarización donde se utilizó el coeficiente global de polarización.

- planaridad :

$$p = \frac{|\lambda_1| + |\lambda_2| - 2|\lambda_3|}{|\lambda_1| + |\lambda_2| + |\lambda_3|} = 1 - \frac{3 \epsilon_2}{1 + \epsilon_{21} + \epsilon_{31}} \quad \text{III.21}$$

Este coeficiente también varía entre cero y uno. Para una esfera vale cero y para cualquier trayectoria contenida en un plano vale 1.

c) Mínimos cuadrados (Moritz, 1990).

Este método es matemáticamente sencillo, pero proporciona parámetros de polarización muy semejantes a los que se obtienen con la matriz de covarianzas como lo demostró Moritz (1990). Mediciones hechas por Delacre (1985) demostraron que debido al ruido que siempre está presente en los sismogramas, el segundo y tercer vector propio de la matriz de covarianzas muestran variaciones muy grandes en comparación con el primer vector propio. Es por ello que en el método de mínimos cuadrados se obtiene únicamente en la dirección principal de polarización. Este objetivo se logra proyectando la ventana de datos tridimensionales en cada uno de los planos de un sistema cartesiano de mano derecha y luego ajustando una recta de mínimos cuadrados a los datos (fig. III.5). Para cada plano cartesiano se calculan los ángulos entre la recta de mínimos cuadrados y los ejes positivos cartesianos (ϕ_{xy} , ϕ_{xz} , ϕ_{yz}) así como los coeficientes de correlación de los puntos proyectados (ρ_{xy} , ρ_{xz} , ρ_{yz}).

El azimut se calcula a partir del ajuste de la recta de mínimos cuadrados de los puntos proyectados en el plano x-y.

$$\text{azimut } \lambda = \phi_{xy} \quad \text{III.22}$$

La inclinación es una función de los ángulos derivados del ajuste de mínimos cuadrados en los tres planos :

$$\tan \phi = \pm \sqrt{\frac{\tan \phi_{xy} \tan \phi_{yz} \sin 2\phi_{xy}}{2}} \quad \text{III.23}$$

Estos parámetros están limitados a variaciones desde -90° hasta 90° .

El cálculo de sumas y productos Σx , Σy , Σz , Σxy , etc permite calcular también los siguientes parámetros :

- Amplitud promedio R :

$$R = \sqrt{(1/L) \Sigma (x_j^2 + y_j^2 + z_j^2)} = \sqrt{m_x^2 + m_y^2 + m_z^2} \quad \text{III.24}$$

donde m = valor promedio de la amplitud de cada componente. La observación de este parámetro permite reconocer el arribo de fases sísmicas.

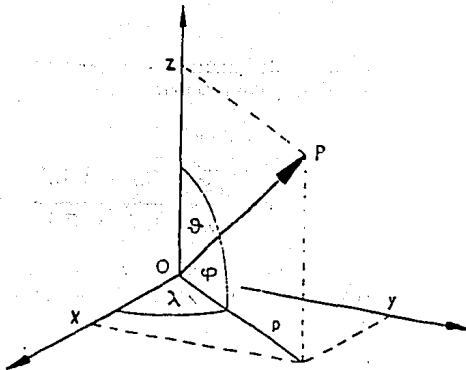
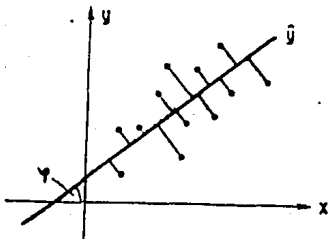


Fig. III.5 a) Ajuste de mínimos cuadrados de la proyección de la ventana de datos tridimensionales en el plano xy .
 b) sistema de referencia, λ = azimut, ϕ = inclinación.

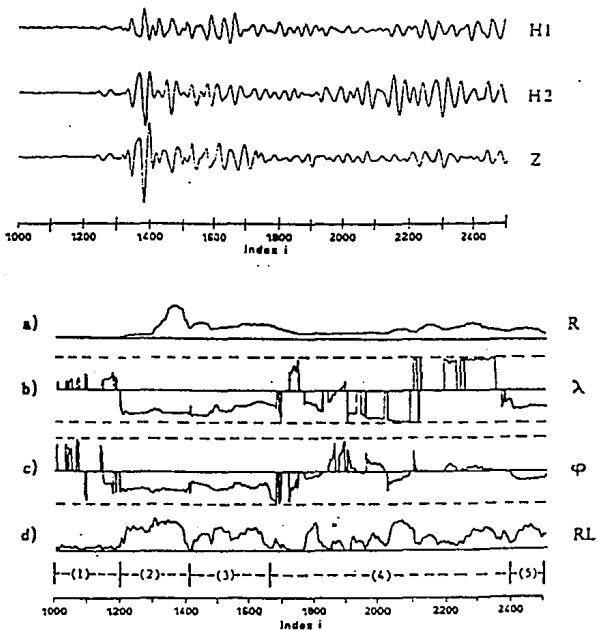


Fig. III.6 Ejemplo de análisis de polarización. R = amplitud promedio, λ = azimut., ϕ = inclinación, RL = linealidad.
 (tomada de Moritz, 1990).

-Linealidad RC. Este se define como el producto de los tres factores de correlación :

$$RC = F_1 * F_2 * F_3 \quad \text{III.25}$$

cada factor es una función del coeficiente de correlación lineal en cada plano, el cual se define de la siguiente manera :

$$F_i = \max(|\rho_i|, |\rho'_i|) \quad i = 1,2,3 \quad \text{o } i = xy, xz, yz \quad \text{III.26}$$

ρ = coeficiente de correlación

ρ' = coeficiente de correlación de los datos rotados 45°

Esta rotación es necesaria, para elegir el valor máximo del coeficiente de correlación, ya que este depende no solo de la forma del hodograma sino también de su orientación con respecto al sistema coordinado. El producto RL varía de 0 a 1. Los valores cercanos a uno indican un arribo altamente polarizado; valores cercanos a cero indican una polarización lineal baja.

De la misma manera que en el caso de la matriz de covarianzas, es necesario escoger una ventana de tiempo entre 1 y 1/2 longitudes de onda de la señal. Este valor constituye un compromiso entre la inestabilidad numérica y la resolución en tiempo (Montalbetti y Kanasewich, 1970; Cluet y Dubeset, 1985).

El análisis de los parámetros de polarización, linealidad, azimut e inclinación se representan normalmente como una función del tiempo (fig. III.6).

Adicionalmente se ha empleado recientemente una representación simultánea de los parámetros azimut e inclinación sin la amplitud en una proyección esférica completa (Moritz, 1990). En esta proyección el hemisferio inferior es una proyección esférica común de igual área (estereográfica), mientras que el hemisferio superior se construye de acuerdo a un método de proyección propuesto por Jong (1959) y que se muestra en la fig. III.7a. El diagrama polar modificado se muestra en la fig. III.7b . Este consiste de dos zonas : una zona circular interior para inclinaciones entre 0° y -90° y un anillo exterior para inclinaciones entre 0° y 90° . La línea de inclinación cero se indica con línea continua y los contornos con inclinaciones de 45° y -45° se indican con línea punteada en la fig. III.7b.

Un punto en la superficie de la esfera unitaria con coordenadas :

$$P = (x_0, y_0, z_0)$$

$$\begin{aligned} \text{con } x_0 &= \cos \phi \cos \lambda & \phi &= \text{inclinación} \\ y_0 &= \cos \phi \sin \lambda & \lambda &= \text{azimut} \\ z_0 &= \sin \phi \end{aligned}$$

tiene las siguientes coordenadas en el plano ecuatorial :

$$x' = x_0 \sqrt{\frac{1 + 2z_0}{1 - z_0^2}} = \cos \lambda \sqrt{1 + 2 \sin \phi} \quad \text{III.27}$$

$$y' = y_0 \sqrt{\frac{1 + 2z_0}{1 - z_0^2}} = \sin \lambda \sqrt{1 + 2 \sin \phi} \quad \text{III.28}$$

para puntos en el hemisferio superior ($z \geq 0$, $\phi \geq 0$) y

$$x' = \frac{x_0}{1 - z_0} = \frac{\cos \phi \cos \lambda}{1 - \sin \phi} \quad \text{III.29}$$

$$y' = \frac{y_0}{1 - z_0} = \frac{\cos \lambda \sin \lambda}{1 - \sin \lambda} \quad \text{III.30}$$

para puntos en el hemisferio inferior ($z \leq 0$, $\phi \leq 0$).

La proyección esférica completa tiene algunas ventajas en la representación de datos de tres componentes (Moritz, 1990) :

- Representación de los valores angulares para los hemisferios inferior y superior.
- La variación de los valores de azimut e inclinación pueden analizarse de forma rápida.
- El azimut del arribo puede leerse directamente ($\lambda = y/x$). La inclinación puede estimarse aproximadamente.

Además se puede analizar las condiciones del sistema de medición. Por ejemplo, se puede identificar la resonancia de los geófonos. En tal caso los puntos proyectados forman dos grupos claramente separados con azimut opuesto (fig. III.8).

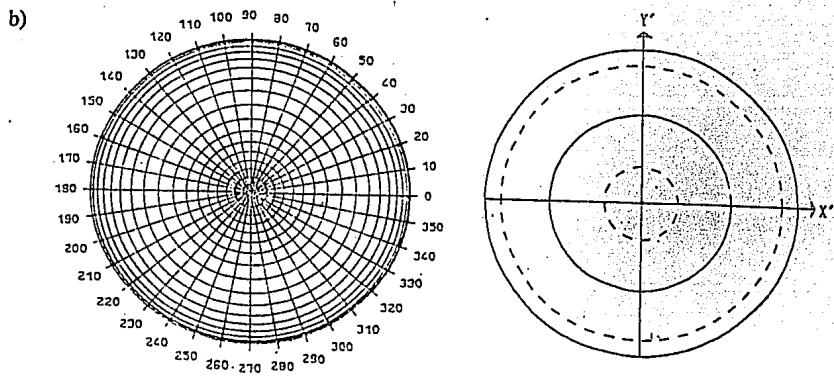
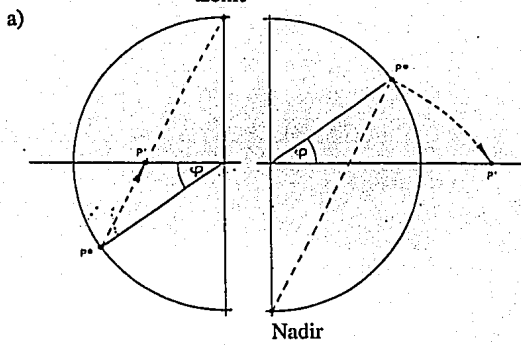


Fig. III.7 a) Construcción de la proyección del hemisferio superior en el diagrama estereográfico según el método de Jong (1959).
 b) Diagrama polar modificado para la proyección esférica completa. Los círculos continuos corresponden a las inclinaciones 0° y 90° y los punteados a -45° y 45° de adentro hacia afuera.
 (tomada de Moritz, 1990)

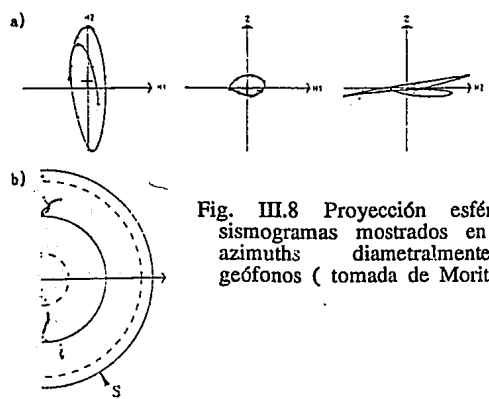


Fig. III.8 Proyección esférica completa y hodogramas de los sismogramas mostrados en III.6. La concentración de puntos en azimuths diametralmente opuestos indica resonancia en los geófonos (tomada de Moritz, 1990).

Apéndice IV

EJEMPLOS DE SISMOGRAMAS

Las siguientes figuras muestran varios ejemplos de microsismos registrados en la estación de Tetitlán. Las tres primeras trazas corresponden a las componentes este, norte y vertical. La cuarta y quinta trazas de cada evento corresponden a las componentes horizontales rotadas en las direcciones radial y transversal respectivamente. Se indican los siguientes parámetros: h = profundidad, d = distancia epicentral, α = ángulo de incidencia y RSR = relación señal a ruido. Los sismogramas filtrados con un filtro pasabandas de 4 a 20 Hz se muestran al final del apéndice.

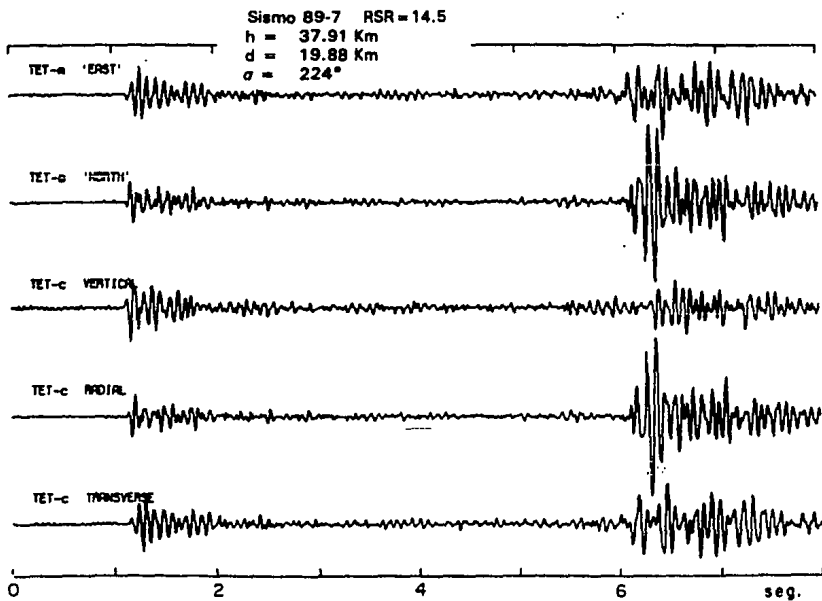
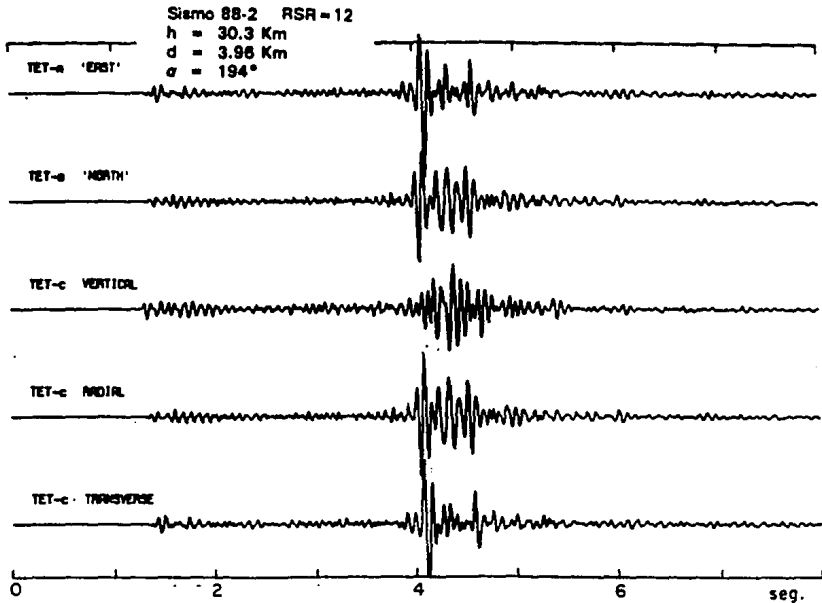
Se muestran sismogramas de calidad buena (A), regular (B) y mala (C) determinada en base a un cociente o relación de señal a ruido definido como:

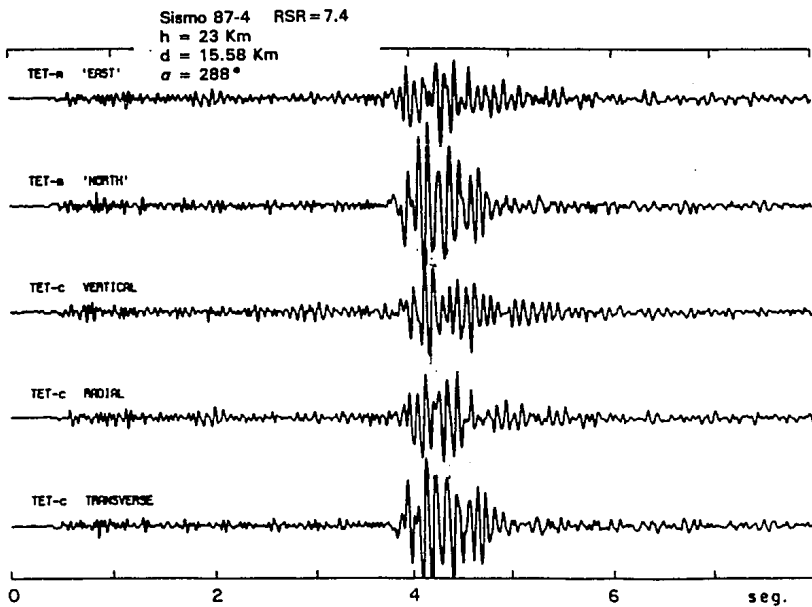
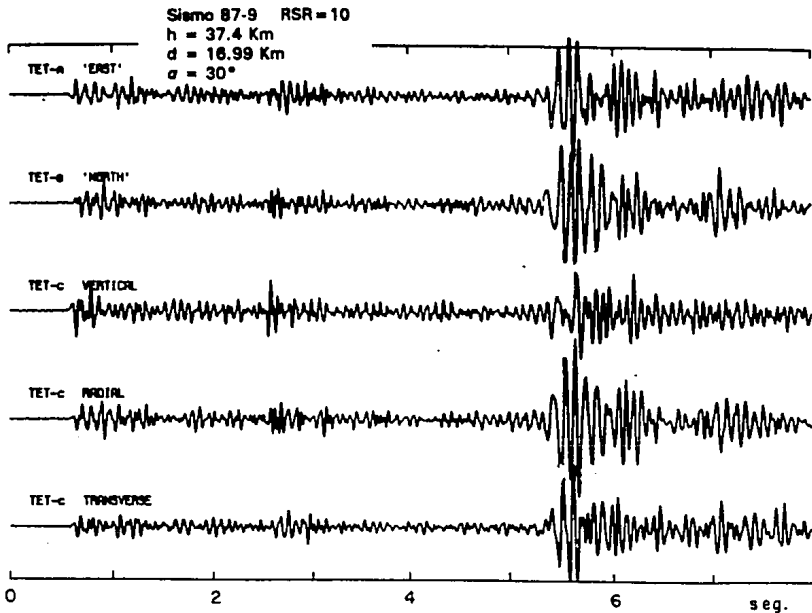
$$RSR = \sigma_s^2 / \sigma_o^2$$

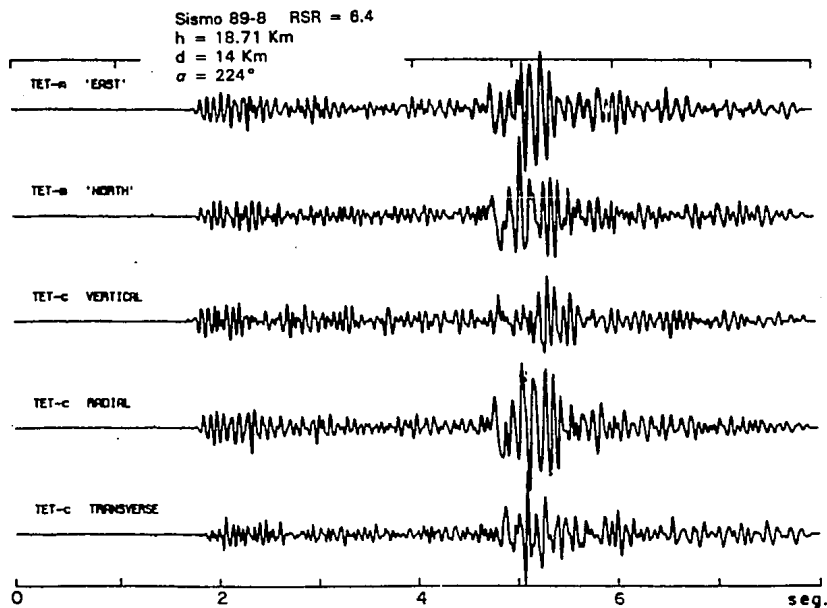
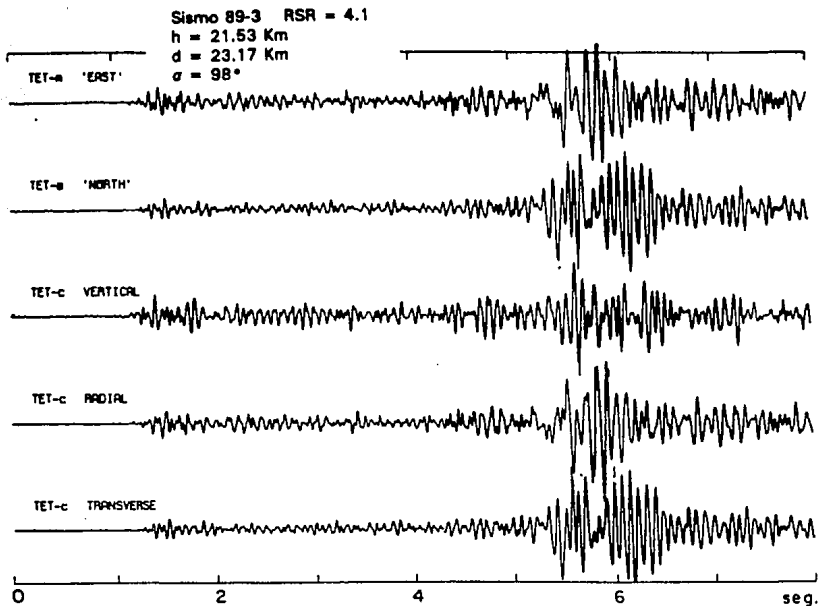
donde σ_s^2 = varianza de la señal y σ_o^2 = varianza del ruido

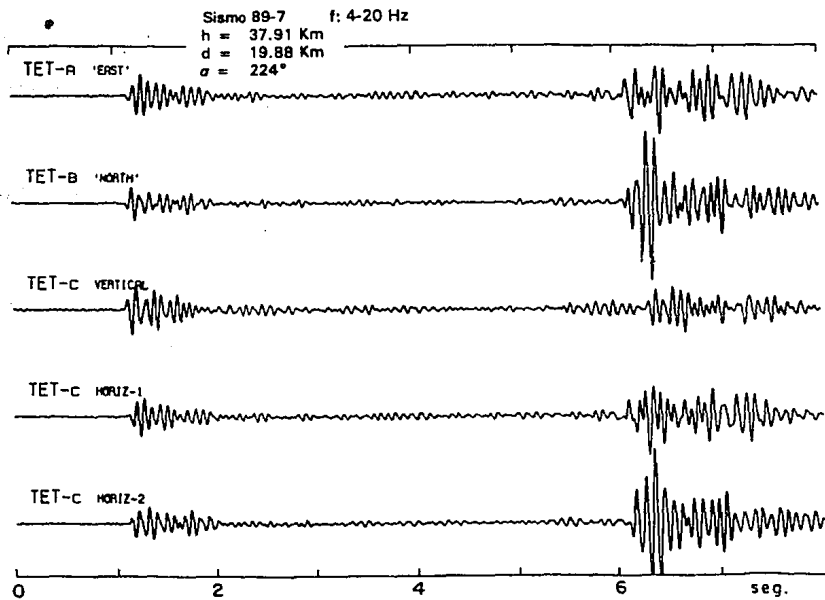
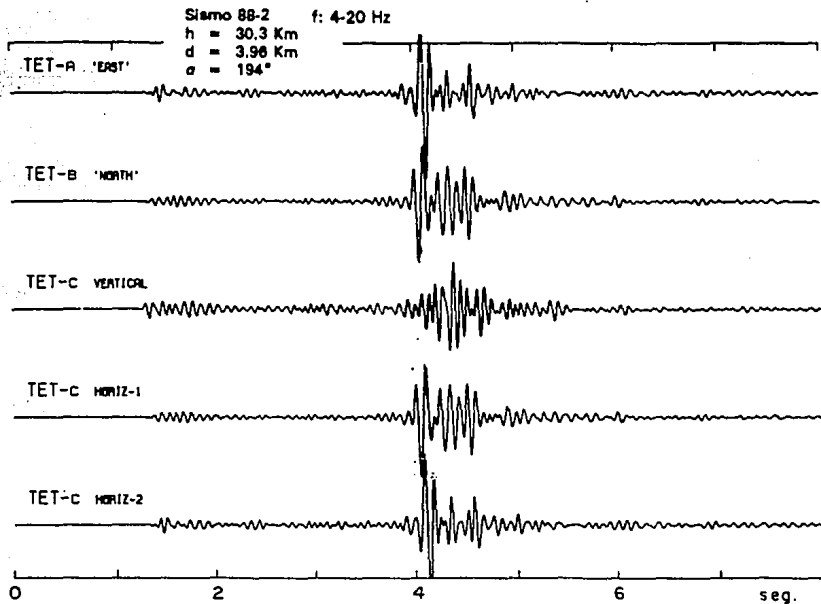
determinada en cada componente horizontal. Las varianzas se calculan en dos ventanas de 130 ms antes y después del arribo de la onda S. El valor promedio del cociente de señal a ruido de las dos componentes horizontales se asigna a cada evento para su clasificación. En base a la comparación visual de los sismogramas, se asignaron los siguientes rangos de calidad:

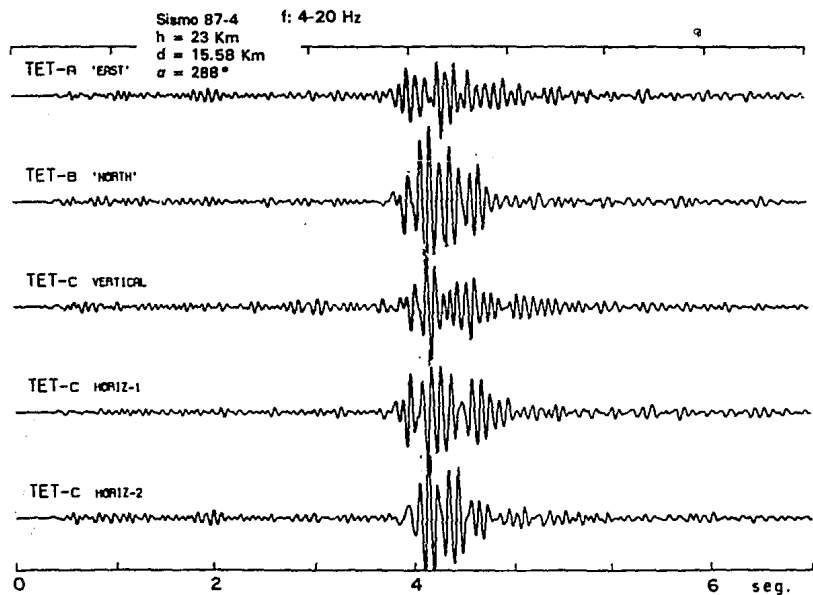
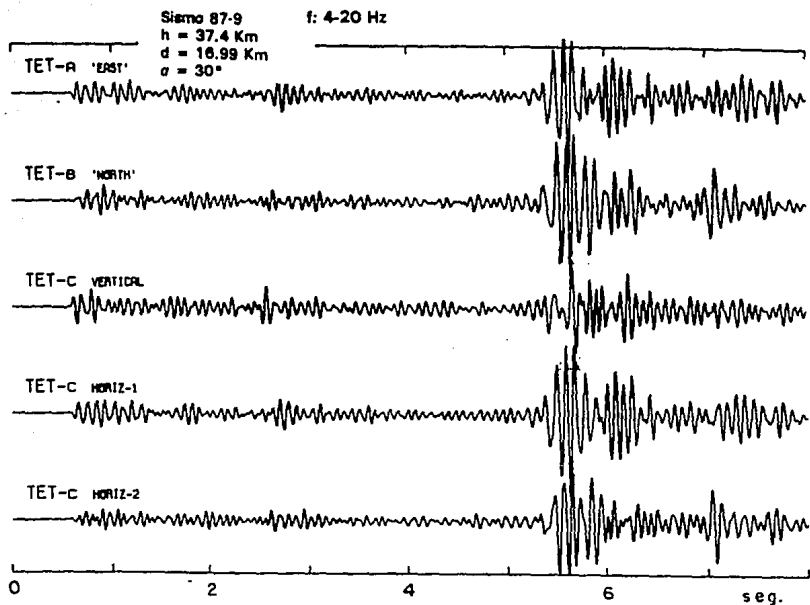
Calidad	Rango de RSR
A	> 12
B	7 - 12
C	< 7

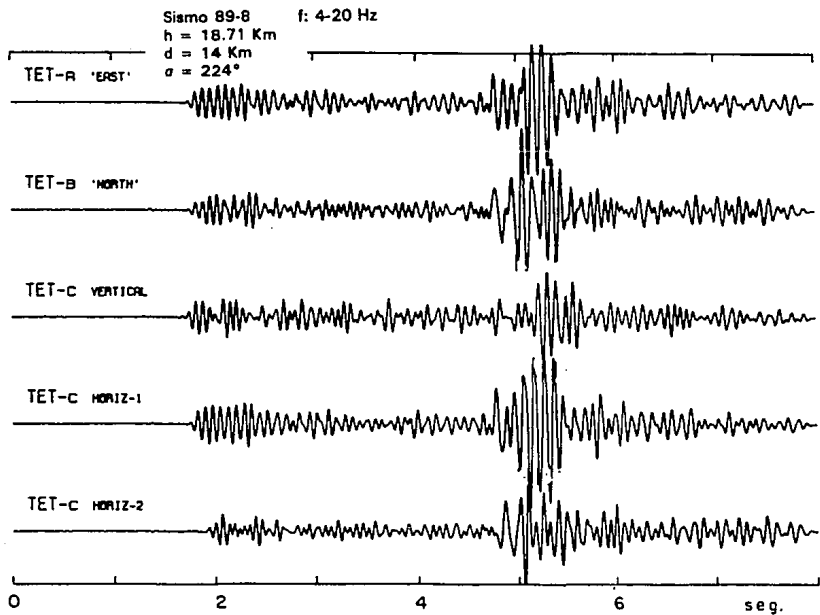
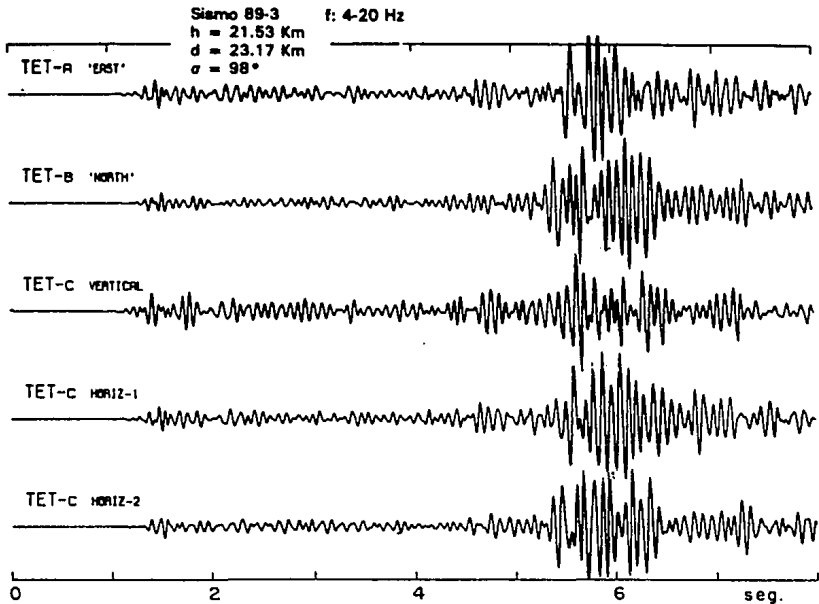












Apendice V

EVENTOS UTILIZADOS PARA EL ANALISIS DE BIRREFRINGENCIA

Even.	Fecha	Hora	Lat.	Lon.	Prof.	Mag.	Az. In.	Pol.	Retraso (ms)
97	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
98	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
99	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
100	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
101	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
102	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
103	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
104	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
105	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
106	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
107	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
108	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
109	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
110	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
111	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
112	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
113	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
114	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
115	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
116	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
117	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
118	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
119	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
120	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
121	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
122	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
123	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
124	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
125	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
126	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
127	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
128	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
129	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
130	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
131	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
132	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
133	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
134	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
135	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
136	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
137	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
138	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
139	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
140	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
141	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
142	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
143	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
144	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
145	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
146	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
147	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
148	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
149	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
150	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
151	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
152	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
153	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
154	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
155	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
156	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
157	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
158	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
159	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
160	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
161	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
162	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
163	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
164	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
165	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
166	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
167	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
168	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
169	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
170	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
171	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
172	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
173	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
174	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
175	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
176	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
177	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
178	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
179	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
180	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
181	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
182	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
183	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
184	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
185	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
186	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
187	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
188	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
189	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
190	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
191	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
192	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
193	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
194	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
195	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
196	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
197	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
198	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
199	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26
200	11-11-77	00	17	100	1	2	1	1	26

Az. In. = azimuth inverso respecto a la estacion Tettilian (TET)
 Pol. = Direccion de polarizacion de la onda S
 Retraso = retraso en tiempo entre las dos ondas S

Latitud TET = 17.157°
 Longitud TET = 100.629°