



# UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE CIENCIAS

## ATENUACIÓN DE ONDAS SISMICAS P Y S EN EL GRABEN DE ZACOALCO, JALISCO, MÉXICO: METODO DE PRUEBAS SINTÉTICAS

**T E S I S**

QUE PARA OBTENER EL TITULO DE

**F I S I C O**

P R E S E N T A :

**JORGE LUIS NAJERA OCHOA**



DIRECTOR DE TESIS: DR. JAVIER FRANCISCO PACHECO ALVARADO



2004 FACULTAD DE CIENCIAS  
SECCION ESCOLAR



Universidad Nacional  
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

**Biblioteca Central**



**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 esta 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.



UNIVERSIDAD NACIONAL  
AUTÓNOMA DE MÉXICO

**ACT. MAURICIO AGUILAR GONZÁLEZ**  
**Jefe de la División de Estudios Profesionales de la**  
**Facultad de Ciencias**  
**Presente**

Comunicamos a usted que hemos revisado el trabajo escrito:  
 "Atenuación de ondas sísmicas P y S en el graben de Zacualco, Jalisco, México:  
 Método a pruebas sintéticas"

realizado por Najera Ochoa Jorge Luis

con número de cuenta 8852889-4 , quien cubrió los créditos de la carrera de: Física

Dicho trabajo cuenta con nuestro voto aprobatorio.

**Atentamente**

Director de Tesis

Propietario Dr. Javier Francisco Pacheco Alvarado

Propietario Dr. Roberto Ortega Martínez

Propietario Dr. Luis Rodríguez Fernández

Suplente Dr. Luis Quintanar Robles

Suplente Fís. Héctor de Jesús Cruz Manjarrez-Flores Alonso

**Consejo Departamental de Física**

DRA. PATRICIA GOLDSTEIN-MENACHE  
 Coordinadora de Licenciatura en Ciencias  
 DEPARTAMENTO DE FÍSICA

Atenuación de ondas sísmicas P y S en el graben de Zacoalco,  
Jalisco México: Método de pruebas sintéticas.

Por: Najera Ochoa Jorge Luis

Director de Tesis

Dr. Javier Francisco Pacheco Alvarado

## Índice de figuras

- 1.1 En la figura 1: A) Sismograma vertical para leer la onda P.  
B) Onda P amplificada  
C) Espectro de frecuencias
- 1.2 En la figura 2: A) Sismograma horizontal para leer la onda S  
B) Onda S amplificada  
C) Espectro de frecuencias
- 3.1 Mapa del conjunto tectónico del margen Oeste-Central de la República Mexicana. El mayor sistema de fallas geológicas (líneas sólidas definen el Bloque Jalisco Y la Triple Unión de Fallas. El rectángulo oscuro marca el área de estudio.
- 4.1 En la figura se observa el mapa topográfico para poder apreciar la ubicación de las Estaciones y los epicentros de los eventos estudiados.
- 4.2 Ejemplo de algunos sismogramas sintéticos utilizados en este trabajo.
- 5.1 La figura muestra un ejemplo del apilado de trazas de onda.
- 6.1 Graficas de la comparación de los diferentes apilados con los sismogramas sintéticos.
- 6.2 Las figuras ejemplifican la comparación del apilado con la traza sintética de mejor Ajuste.

## **Índice de Tablas.**

4.1 Tabla 1: Datos de los eventos estudiados.

4.2 Tabla 2: Datos de las velocidades de las ondas P y S.

6.1 Tabla 3 y 4: Resultados del apilado correspondientes a los eventos de profundidad Focal promediada de 4.0 Km. y 8.5 Km. respectivamente.

6.2 Tabla 5 y 6: Resultados finales correspondientes al factor de calidad Q y  $t^*$ .

## Resumen

Examinado ondas *P* y *S* provenientes de sismogramas registrados en la región del graben de Zacoalco en el estado de Jalisco, México. Se logró determinar la atenuación sufrida por las ondas en los estratos más superficiales de la corteza.

El método utilizado, consiste en estimar el factor de calidad *Q*, como parámetro básico de medida de la atenuación. Los valores de *Q*, fueron obtenidos comparando el ancho y la forma de varios apilados de ondas observadas *P* y *S* en el dominio de tiempo, con ondas de sismogramas sintéticos, generados de acuerdo al modelo de ruptura sísmica, descrito por Sato y Hirasawa [36]. Los valores de *Q*, calculados de esta manera, se apoyan en varios estudios que sugieren que las ondas *P* y *S* provenientes de fuentes sísmicas pequeñas y de poca profundidad, tienen por lo general la misma forma o semblanza y pueden considerarse como funciones Delta de Dirac. Este procedimiento permite simplificar el método debido a que se excluyen los efectos de la fuente sísmica la cual puede alterar la forma y anchura de los pulsos de onda *P* y *S*.

Para interpretar los resultados obtenidos de *Q*, se utilizó la razón  $Q_p/Q_s$  para poder comparar el grado de amortiguamiento o atenuación que sufren las ondas a lo largo de su propagación foco-estación. De tal manera que se pueda inferir en el tipo de proceso que causa la atenuación (intrínseca o por dispersión). Esto puede hacerse mediante el conocimiento actual que se tiene de las características de propagación de las ondas *P* y *S*. Así, partiendo de este parámetro se puede comentar que la atenuación encontrada es alta, tal y como se espera en zonas tectónicas activas. El proceso dominante es la atenuación intrínseca, debido en parte, a la existencia de un sistema de fallas extensas y complicadas y a la posible existencia de fluidos en los grandes depósitos de sedimentos del subsuelo.

## 1. Introducción

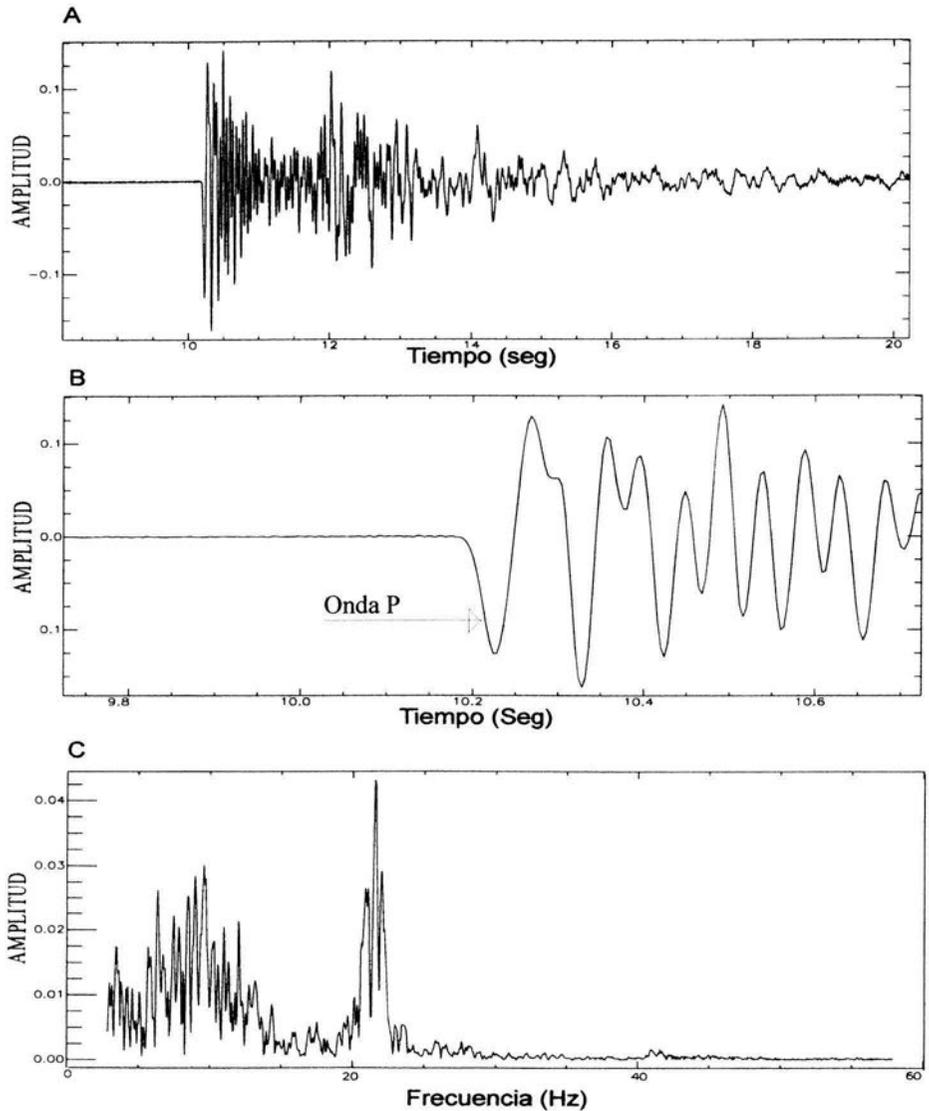
Se ha observado que la atenuación de las ondas sísmicas varía de una región a otra, y este fenómeno es atribuido principalmente a los cambios en la estructura y composición del subsuelo. La Tierra como un conjunto de materiales y fases diferentes no se comporta de una forma perfectamente elástica y esta desviación de la elasticidad, provoca que las ondas sísmicas se atenúen más en unas regiones que en otras. Este hecho está bien establecido y se manifiesta en la intensidad del movimiento del suelo, el conocimiento del cual es fundamental para prevenir y reducir posibles daños que puedan causar futuros sismos de gran magnitud.

El presente trabajo de Tesis se enfoca a estimar la atenuación de las ondas P y S en la región del graben de Zacoalco en Jalisco, México. La importancia sismológica de esta región, la definen tres grandes fallas activas, que unidas forman un punto triple continental, cerca de Guadalajara [4]. Por otra parte, los antecedentes sísmicos en el área han reportado grandes temblores [37] y los actuales pequeños, [34]. Es precisamente que estos últimos sugieren, que la energía elástica acumulada en el subsuelo de la región podría generar en el futuro, un sismo de gran magnitud. Diversos estudios existen en la literatura sobre el comportamiento de las ondas P y S generadas por sismos pequeños (magnitud  $< 3$ ) y proponen, que por su forma simple y agudeza, pueden ser consideradas como funciones Delta de Dirac [11], [31]. De acuerdo con éstas referencias, los pulsos de onda demasiado anchos están más atenuados, porque provienen de fuentes sísmicas más grandes, no puntuales e incoherentes que afectan su forma y anchura [13], [24], [30].

Por tanto, en este trabajo se tratan a los pulsos de onda P y S observados como funciones Delta de Dirac. Estos pulsos en su mayoría se observa que tienen semblanzas similares para P y S [38] (Fig. 1 y 2), y además provienen de fuentes sísmicas consideradas puntuales [32].

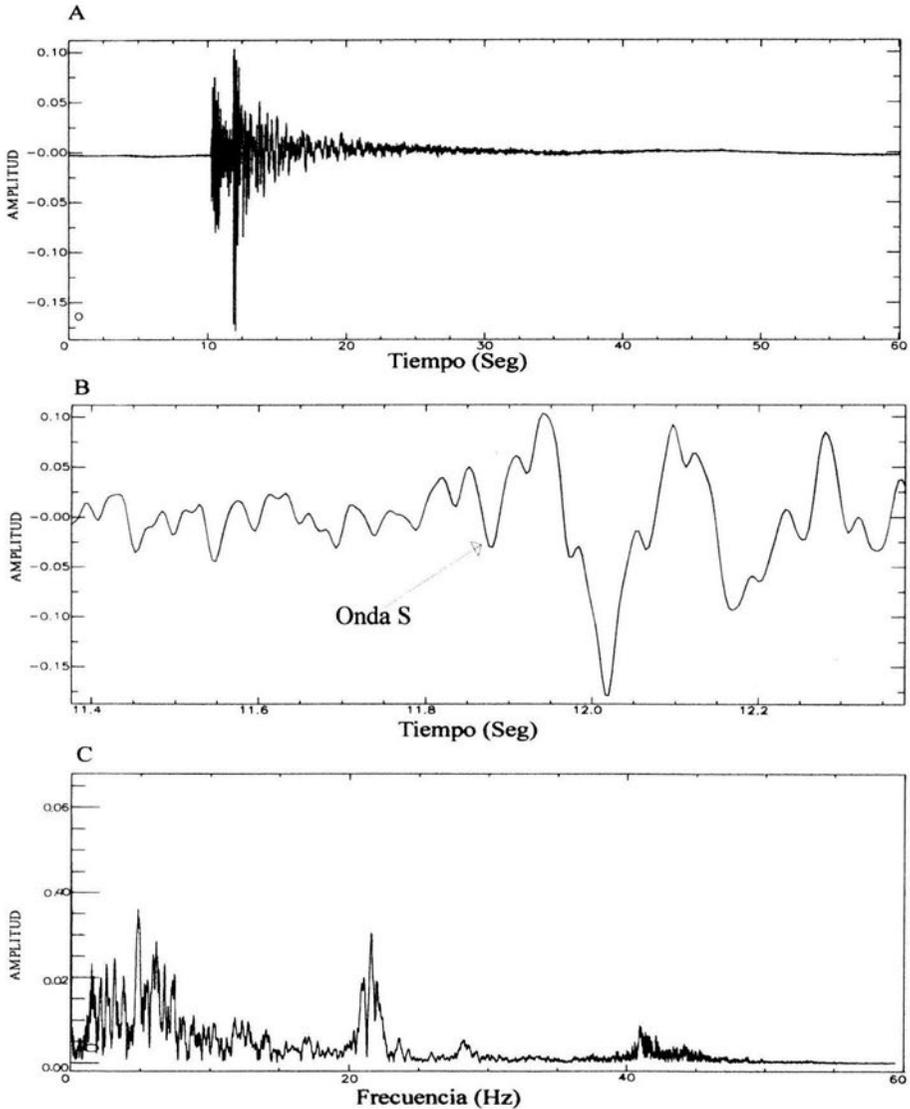
Para estimar su atenuación, se utiliza un proceso de comparación entre ondas sintéticas de diferente anchura  $t^*$  con varios apilados de ondas P y S observadas. El parámetro de medida es el factor de calidad Q, el cual está relacionado con una función  $t^*$  de convolución de tiempo de viaje de las ondas [17], [21], [37]. De esta manera, obteniendo la anchura  $t^*$  que corresponde a cada apilado, se puede obtener el valor aproximado de Q.

Fig. 1 A: Sismograma vertical para leer la onda P  
 B: La onda P ampliificada; (Primera onda registrada)  
 C: Muestra el espectro de frecuencias



Cabe comentar, que la Fig. 1C muestra la energía de las ondas y esta es mayor entre 1 y 15 Hz. (Picos de mayor amplitud). Los picos localizados entre 20 y 25 Hz. son posibles reverberaciones de ondas *atrapadas* entre dos estratos muy superficiales [1].

Fig. 2 A: Sismograma horizontal para leer la onda S.  
 B : La onda S amplificada; (onda de mayor amplitud después de la onda P)  
 C : Muestra el espectro de frecuencias



Cabe comentar que la Fig. 2C muestra la concentración de energía de las ondas y esta es mayor entre 1 y 15 Hz (picos de mayor amplitud). Los picos que se localizan entre 20 y 25 Hz indican posibles reverberaciones de ondas que han sido *atrapadas* entre dos capas o estratos delgados [1].

## 2. Origen de los sismos

Se ha observado que el origen de los sismos depende de las propiedades elásticas del material que se encuentra a distintas profundidades en el interior de la Tierra. Esta afirmación se fundamenta en el hecho de que cuando la deformación acumulada excede el límite elástico de las rocas, se produce la ruptura y la falla comienza a radiar ondas sísmicas. Así mientras la ruptura se propaga se va liberando progresivamente la energía de deformación almacenada a lo largo de la parte activada de la falla [1], [23], [39].

Muchos de nuestros conocimientos actuales sobre el interior de la Tierra provienen del análisis de las variaciones en la velocidad de las ondas sísmicas. Como todas las ondas, las ondas sísmicas tienden a viajar en línea recta y a velocidad constante conforme pasan a través de un medio homogéneo (a temperatura y presión constante). Sin embargo la comparación de datos registrados en estaciones sísmicas alrededor de la Tierra muestra que las ondas sísmicas ocasionalmente disminuyen o aumentan su velocidad. Estos cambios sugieren la presencia de materiales de composición y estructura diversa, sujetos a temperatura y presión diferentes. Entonces es posible deducir que el interior de la Tierra no es homogéneo, o sea que su temperatura y presión varían con la profundidad y por tanto los sismos ocurren sujetos a estas variaciones.

### 2.1 Ondas P y S

En un medio infinito, homogéneo, sólido, elástico e isotrópico, sólo se pueden propagar dos tipos de ondas: ondas-P (primarias puesto que llegan primero) y ondas-S (secundarias).

Las llamadas ondas P se desplazan por medio de dilataciones y compresiones alternadas (por ejemplo el movimiento oscilatorio de un resorte elástico) en los materiales a través de los cuales pasan. El estado físico de estos materiales puede ser sólido, líquido o gas. Sin embargo, diferentes medios propagan las ondas P con distintas velocidades.

Después de una compresión originada por el paso de una onda P, un medio elástico tal como una roca granítica recobra su volumen original más rápidamente que si fuera un medio inelástico tal como un líquido o un gas. De aquí que las ondas P se aceleran cuando pasan a través de sólidos de mayor rigidez y se desaceleran cuando viajan a través de materiales líquidos o gaseosos.

La inelásticidad de los fluidos explica porqué las ondas S desaparecen totalmente al entrar en ellos. Estas ondas S se mueven a través del material mediante un movimiento de cizalla, que es una deformación en la que se desplaza lateral y temporalmente el material adjunto, el cual regresa a su posición original después de que la onda ha pasado. Los fluidos no pueden deformarse y recobrar su forma original (simplemente fluyen alejándose del esfuerzo de cizalla). Consecuentemente las ondas S sólo pueden viajar a través de medios sólidos y desaparecen totalmente cuando encuentran un medio fluido inelástico en el interior de la Tierra.

## 2.2 Atenuación

Conforme las ondas P y S pasan a través de diferentes capas o estratos de elasticidades diferentes, las velocidades cambiantes de las ondas determinan la trayectoria que seguirán éstas a través del interior de la Tierra.

No obstante las ondas P y S se atenúan, principalmente por tres procesos: la expansión geométrica, la dispersión o el esparcimiento y la anelásticidad o la absorción. En el primero de estos procesos, la energía de propagación en el medio se conserva, es decir la expansión geométrica de las ondas es un efecto del aumento en el área del frente de onda esférico, que decae en amplitud como  $1/r$  siendo  $r$  el radio del frente de onda. En el segundo proceso, la dispersión o el esparcimiento está relacionado con la refracción y reflexión de las ondas sísmicas, provocado por las heterogeneidades del interior terrestre. En este proceso, se presentan cambios en la velocidad de las ondas o corrimientos de fase y no hay pérdidas de energía sino una redistribución de la misma en el espacio y tiempo. El tercer proceso es la anelásticidad o también conocida como atenuación intrínseca de las ondas. En este proceso, se presenta una pérdida y transformación en calor de parte de la energía de las ondas durante su interacción con las heterogeneidades del subsuelo, lo que produce el decaimiento de su amplitud y el ensanchamiento de las ondas [1], [23], [39] [40].

### 2.3 Parámetros de medida de la atenuación

La solución de la ecuación de un oscilador armónico amortiguado, es generalmente utilizada para describir las propiedades físicas de un sistema atenuado. Este tipo de solución es directamente análogo al decaimiento de la amplitud con el tiempo de las ondas sísmicas. Donde el decaimiento resulta de la distribución del material que causa la pérdida de energía por parte de las ondas y puede describirse en términos del factor de calidad  $Q$  o de la atenuación intrínseca. Para estimar los valores  $Q_p$  y  $Q_s$  como una medida de la atenuación de las ondas P y S respectivamente. Se parte del factor de calidad  $Q$  o su inversa  $Q^{-1}$  que es el factor específico de atenuación [20]. Se define como:

$$\frac{2\pi}{Q} = \frac{\Delta E}{E} \quad (1.1)$$

$\Delta E$  Representa la energía disipada por ciclo de una excitación armónica en un cierto volumen y  $E$  es la energía elástica almacenada durante el mismo ciclo [1].

Para desarrollar (1.1) se considera la energía del movimiento armónico:

$$E = \frac{1}{2} kA^2 \quad (1.2)$$

Siendo  $k$  la constante elástica y  $A$  la amplitud del movimiento. Calculando la relación  $\frac{\Delta E}{E}$  a partir de (1.2) y sustituyendo la expresión (1.1), se llega a la ecuación diferencial:

$$\frac{dA}{A} = -\frac{\pi}{QT} dt \quad (1.3)$$

Aquí, se considera que el término  $\Delta E$  en la ecuación (1.1) representa una pérdida de energía y que, por tanto, es una cantidad negativa. Para la obtención de (1.3) se hace la aproximación  $\frac{\Delta A}{T} \approx \frac{dA}{dt}$  solo válida en el caso de comportamiento cuasi-elástico o disipación débil de la energía.

Integrando (1.3) y teniendo en cuenta que  $T = \frac{2\pi}{\omega_0}$ , siendo  $T$  el periodo y  $\omega_0$  la frecuencia natural del oscilador, se llega a la expresión:

$$A = A_0 e^{-\frac{\pi t}{2Q}} \quad (1.4)$$

Que representa la variación de la amplitud de la onda sísmica con el tiempo,  $A_0$  y  $t_0$  son constantes iniciales.

Considerando que la energía de la onda se propaga con la velocidad  $v = x/t$  y que,  $\omega_0 = 2\pi f$  se llega a la relación:

$$A = A_0 e^{-\frac{\pi x}{vQ}} \quad (1.5)$$

Siendo  $f$  la frecuencia y  $v$  la velocidad de grupo de las ondas. Esta última ecuación muestra que la frecuencia natural  $\omega_0$ , se cambia por la cantidad dependiente del factor de calidad  $Q$  que es inversamente proporcional a un factor de amortiguamiento definido como  $\tau^{-1} = \omega_0/Q$ . Así, un pequeño amortiguamiento da un  $Q$  grande, si no hay amortiguamiento,  $Q$  es infinito y la solución se reduce al oscilador armónico simple donde la amplitud no decae en el tiempo. Entonces para un pulso de onda atenuado implicaría una disminución de la amplitud y el ensanchamiento del mismo.

Entonces es posible modelar la atenuación de un pulso de onda mediante la convolución de un pulso de onda sintético, es decir al convolucionar una onda P o S sintética de una función delta de Dirac dando como resultado varios anchos de pulsos llamados  $t^*$  se puede obtener uno cualquiera que sea comparable con un pulso observado real.

Para ello, Basandonos en varios trabajos de diferentes autores,[19], [23], [37] y que expresan (1.5) con una nueva variable:  $t^* = t/Q$  (siendo  $t = x/v$ ), conocida como operador de atenuación por convolución, donde:

$$t^* = \int_{\text{trayectoria}} \frac{dt}{Q} = \sum_{i=1}^n \frac{t_i}{Q_i} \quad (1.6)$$

Siendo  $t_i$  y  $Q_i$  el tiempo de viaje y el factor de calidad respectivamente del  $i$ -ésimo estrato a través de la trayectoria lineal dentro de la Tierra. Como  $Q$  varía en cada estrato, se puede obtener  $t^*$  integrando a lo largo de cada trayectoria. Para distancias pequeñas (< 15 Km) entre la fuente sísmica y la estación se puede hacer una aproximación lineal de tal manera que:

$$\left[ t^* \approx \frac{x}{vQ} \right] \quad (1.7)$$

Siendo  $x$  la distancia hipocentral (del foco sísmico a la estación),  $v$  la velocidad promedio de las ondas sísmicas  $P$  o  $S$ , y  $Q$  el factor de calidad.

### 3. Tectónica de Zacoalco

La descripción tectónica de Zacoalco, tiene como límites naturales la unión del Bloque Jalisco, el bloque de Michoacán y la Placa de Norteamérica [14], [26], [38]. Esta unión consiste en tres grandes cuencas geológicas llamadas grabens: En la dirección N-S, se localiza el graben de Colima, en la dirección E-O, el graben de Chapala y en la dirección NO-SE, el graben de Tepic-Zacoalco. [5], [14], [26], [32].

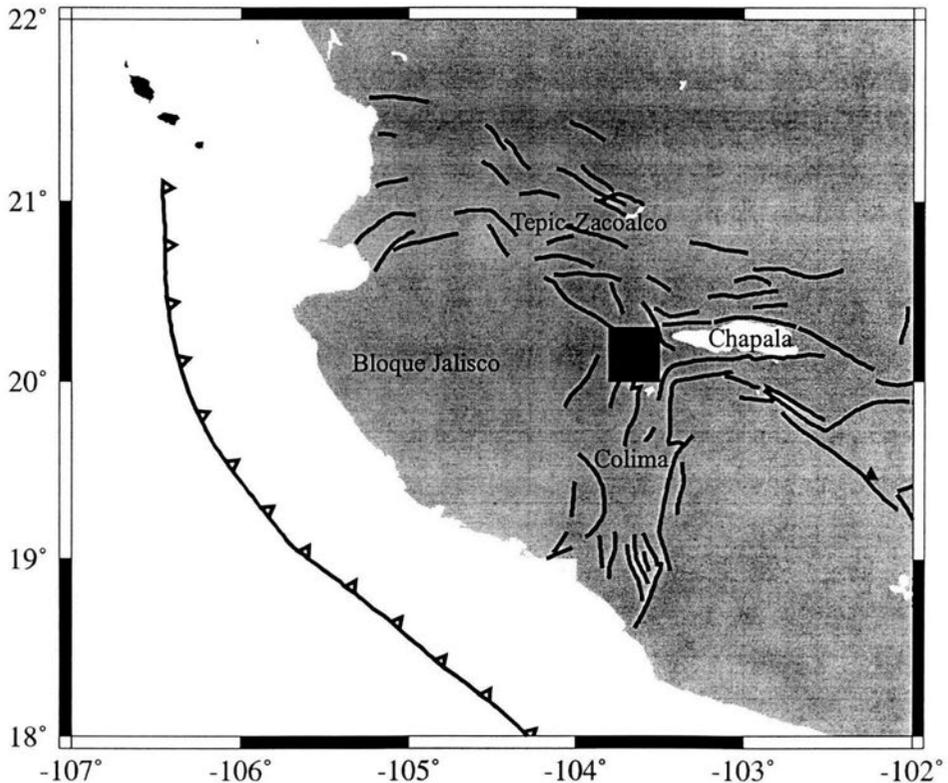
Dentro de esta unión de grabens, el de Zacoalco representa la rama oriental del graben Tepic-Zacoalco (Fig. 3) y colinda hacia el sur con el graben Sayula (que es parte del graben de Colima) [5], [10], y hacia el Este con el graben Citala (que es parte del graben de Chapala) [14], [28], [15]. Estos tres grabens se unen para formar el punto triple continental de fallas geológicas cerca de la población de Zacoalco de las Torres en el estado de Jalisco, México [4], [6], [16], [28].

Los antecedentes sísmicos a lo largo del punto triple continental reportan grandes temblores, como el ocurrido al Oeste del Lago de Chapala en Diciembre de 1568. Estimado en mas de siete grados de magnitud, por el análisis de reportes de daños y por las señales de ruptura que componen los actuales grabens de Zacoalco y Sayula [37]. Otro evento importante en el área, es la serie de temblores ocurridos en 1905 cerca de Concepción de los Buenos Aires al Sur del graben Citala y al Sureste del graben de Chapala [17], [18], [33], [37]. Por tanto estos eventos junto con algunos otros más pequeños, indican una constante actividad sísmica en el sistema de fallas, por lo que se considera una región activa [6], [16], [35].

Las evidencias geológicas muestran corrimientos del terreno, muchas fallas escarpadas, lodo volcánico, depresiones pantanosas y modificaciones en la geometría de los ríos, debidos principalmente a la actividad tectónica. Estas características son reportadas para el sistema de fallas Ajijic y las de Pajacuaran del Sistema de Fallas la Lima (SFL), dentro del área graben de Zacoalco [4], [15], [40].

El SFL es uno de los más importantes sistemas de fallas, el cual se ha desplazado verticalmente, más de 750 metros en los últimos 1.4 millones de años, [4], [15], [40]. Lo que da un promedio de deformación de 0.5 milímetros por año. Este desplazamiento puede dar cuenta del riesgo sísmico que representa, para las poblaciones y ciudades alrededor del punto triple continental, porque recae en la complejidad e interacción de sus numerosas fallas que pueden generar potenciales temblores cuando se produzcan más rupturas en el área.

Fig. 3. El mapa muestra el conjunto tectónico del margen Oeste-Central de México. El mayor sistema de fallas (líneas sólidas), definen el Bloque Jalisco y la Triple Unión de Fallas Geológicas. El rectángulo oscuro marca el área de estudio



## 4. Datos

Para este trabajo, fueron seleccionados los eventos sísmicos con epicentros en la región del graben de Zacoalco en Jalisco, México. Los datos epicentrales de estos eventos se muestran en la Tabla 1 y cubren un rango de magnitud entre 1 y 2.2 grados en la escala de Richter. Las distancias epicentro-estación cubren un rango entre 4.4 y 17.5 Km aproximadamente. Un total de 32 eventos, con profundidades focales entre 3.5 y 9 Km fueron registrados por cuatro estaciones portátiles ubicadas en la región.

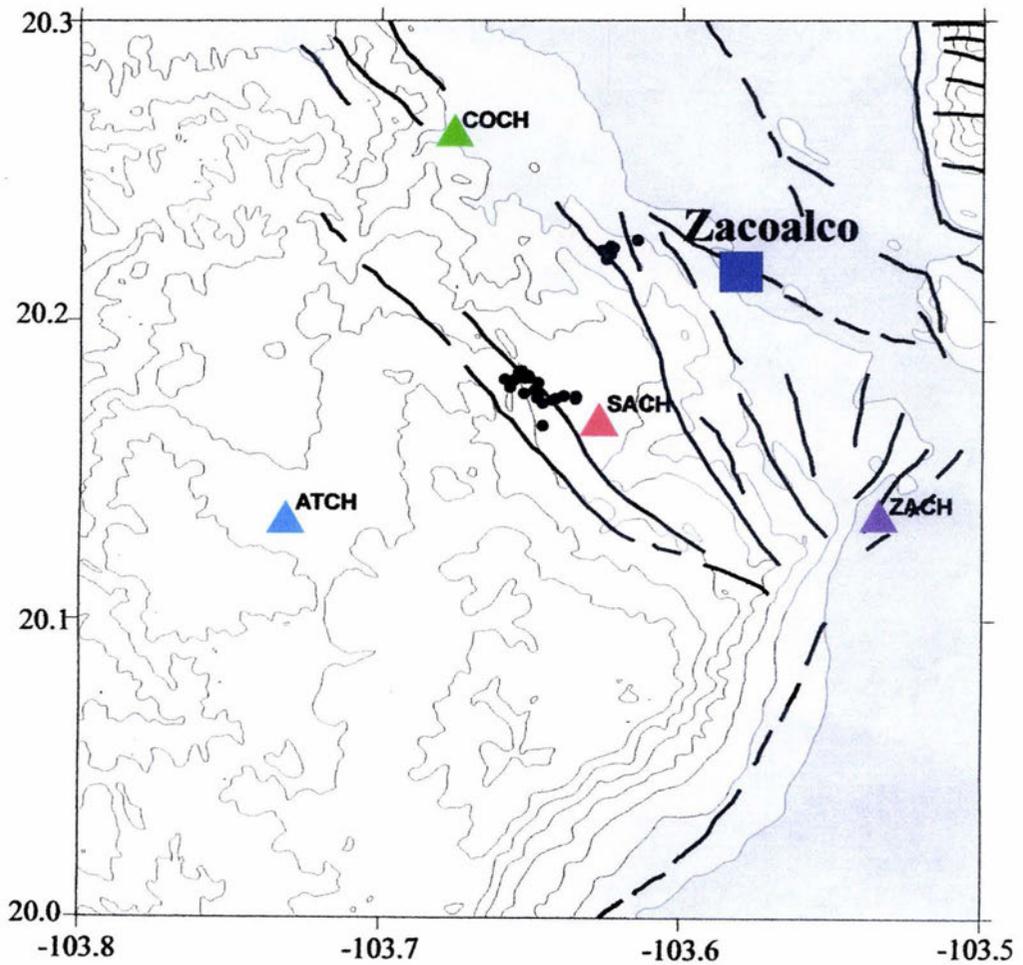
Las cuatro estaciones llamadas Atch, Coch, Sach y Zach, cuentan cada una con un sismógrafo digital de banda ancha marca RefTek y un sensor de velocidad marca Guralp. Los datos de los eventos fueron almacenados digitalmente, para luego ser procesados con el programa de computo Seisan [25] instalado en el Servicio Sismológico Nacional en CU, Ciudad de México.

En este trabajo se clasifican dos grupos de eventos de acuerdo a su rango de profundidad. El primero corresponde a una secuencia de temblores ocurridos en la base de la Sierra de Tapalpa [34], con profundidades focales distribuidas entre 3 y 5 Km aproximadamente. El segundo grupo de temblores tiene focos sísmicos entre 7 y 9 Km de profundidad focal y están localizados a unos 8 Km al N-E de los primeros.

En la Figura 4, se puede observar la distribución de los epicentros y la ubicación de las estaciones. Además se puede apreciar que la mayor parte de los epicentros están localizados en la misma zona, pero la buena distribución de las estaciones permite que las trayectorias epicentro-estación cubran adecuadamente toda el área de estudio.

La Tabla 1, muestra los datos de los eventos para la distancia epicentro-estación, la profundidad del foco sísmico, magnitud, latitud y longitud.

Fig. 4 El mapa topográfico del graben de Zacoalco muestra la ubicación de las cuatro estaciones de registro (triángulos), los epicentros (círculo negro), las fallas geológicas (líneas sólidas) y la población de Zacoalco de las Torres (rectángulo).



**Tabla1.**Datos de Eventos estudiados. LAT y LON corresponden a la latitud y longitud del epicentro respectivamente. MAG es la magnitud del evento. PROF y DIST corresponden a la profundidad del foco y la distancia epicentral respectivamente, ambos en Km

Evento	FECHA	LAT.	LON.	MAG.	PROF. Km	DIST. Atch Km	DIST. Coch Km	DIST. Sach Km	DIST. Zach Km
1	ABRIL2897	20.1740	-103.6420	1.7	4.30	10.22	10.77	1.62	11.96
2	MAYO0197	20.1810	-103.6522	1.5	4.10	9.87	9.29	3.13	13.40
3	MAYO0197	20.1803	-103.6557	1.8	3.60	9.52	9.27	3.40	13.71
4	MAY00297	20.1650	-103.6463	1.7	4.40	9.59	11.16	1.98	12.22
5	MAYO0497	20.1778	-103.6572	1.8	3.60	9.24	9.51	3.42	13.75
6	MAYO0597	20.1750	-103.6393	1.7	3.70	11.04	10.61	1.28	11.47
7	MAYO0597	20.1740	-103.6353	1.6	3.90	11.04	10.61	1.28	11.47
8	MAYO0697	20.1735	-103.6428	1.6	4.30	11.03	10.66	1.23	11.44
9	MAYO0697	20.1748	-103.6352	1.6	3.90	11.09	10.53	1.34	11.50
10	MAYO1197	20.1742	-103.6482	1.3	4.6	9.84	10.13	2.40	12.73
11	MAYO1197	20.1793	-103.6478	2.0	4.40	10.16	9.60	2.64	12.90
12	MAYO1197	20.1757	-103.6482	2.0	4.50	9.92	9.97	2.47	12.79
13	MAYO1197	20.1805	-103.6590	1.9	1.10	9.25	9.18	3.71	14.04
14	MAYO1197	20.1768	-103.6490	2.1	4.20	9.91	9.83	2.60	12.91
15	MAYO1197	20.1758	-103.6525	1.7	3.50	9.54	9.84	2.80	13.21
16	MAYO1197	20.1725	-103.6463	1.8	4.70	9.93	10.37	2.14	12.48
17	MAYO1197	20.1815	-103.6510	2.2	4.10	10.01	9.27	3.06	13.31
18	MAYO1197	20.1828	-103.6543	1.8	3.10	9.80	9.04	3.42	13.68
19	MAYO1297	20.1745	-103.6478	1.8	3.70	9.90	10.11	2.37	12.70
20	MAYO1297	20.1833	-103.6533	1.7	4.20	9.92	9.01	3.37	13.61
21	MAYO1397	20.1810	-103.6507	1.9	4.20	10.00	9.33	3.00	13.26
22	MAYO1497	20.2268	-103.6148	1.4	7.10	16.00	7.44	6.95	16.06
23	MAYO1597	20.2205	-103.6250	1.4	8.80	14.80	6.99	6.13	14.80
24	MAYO1697	20.2232	-103.6248	1.8	8.90	15.01	6.82	6.43	14.01
25	MAYO1697	20.2243	-103.6228	1.4	8.80	15.25	6.91	6.57	13.68
26	MAYO1697	20.2235	-103.6265	1.6	8.50	14.91	6.66	6.40	13.88
27	MAYO1697	20.2222	-103.6237	1.8	8.40	15.03	6.98	6.33	13.57
28	MAYO1697	20.2227	-103.6252	1.6	8.40	14.95	6.82	6.38	13.72
29	MAYO1697	20.2233	-103.6255	1.7	8.60	14.97	6.75	6.44	13.79
30	MAYO1697	20.2233	-103.6248	1.8	8.70	15.02	6.81	6.44	13.74
31	MAYO1897	20.2238	-103.6242	2.0	8.60	15.11	6.82	6.50	13.74
32	MAYO1897	20.2248	-103.6238	1.6	8.50	15.21	6.79	6.61	13.79

Cabe comentar, que se dispusieron de 128 sismogramas verticales para leer la onda P y el mismo número, pero de sismogramas transversales para leer la onda S. Estos sismogramas se inspeccionaron previamente antes de procesarlos y se descartaron varios de ellos por la baja calidad (saturación de señal, principalmente), y por criterios de selección como lo indica más adelante el método.

Un resumen de las características instrumentales, método de localización de los sismos y el modelo de velocidades utilizada en este trabajo, puede encontrarse en [34].

#### 4.1 Modelo de velocidad de las ondas P y S

La velocidad de las ondas P y S se obtienen de un modelo que estima la velocidad de cada onda, mediante el análisis de un telesismo registrado por las cuatro estaciones. Este evento permitió calcular la velocidad de la onda P y S en tres discontinuidades de la corteza de Zacoalco [34], y mostradas en la Tabla 2.

Tabla 2. Modelo de velocidades  $v_P$  y  $v_S$  para las ondas P y S respectivamente en tres discontinuidades de la corteza de Zacoalco.

No.	Profundidad $h$ (metros)	$v_P$ ( $\frac{m}{Seg}$ )	$v_S$ ( $\frac{m}{Seg}$ )
1	0.0	2000.0	1140.0
2	500.0	4000.0	2280.0
3	2000.0	5000.0	2900.0
4	8000.0	6000.0	3480.0
5	30000.0	6900.0	3980.0
6	42000.0	7500.0	4330.0

Un resumen de las características instrumentales, método de localización de los sismos y el modelo de velocidades utilizada en este trabajo, puede encontrarse en [34].

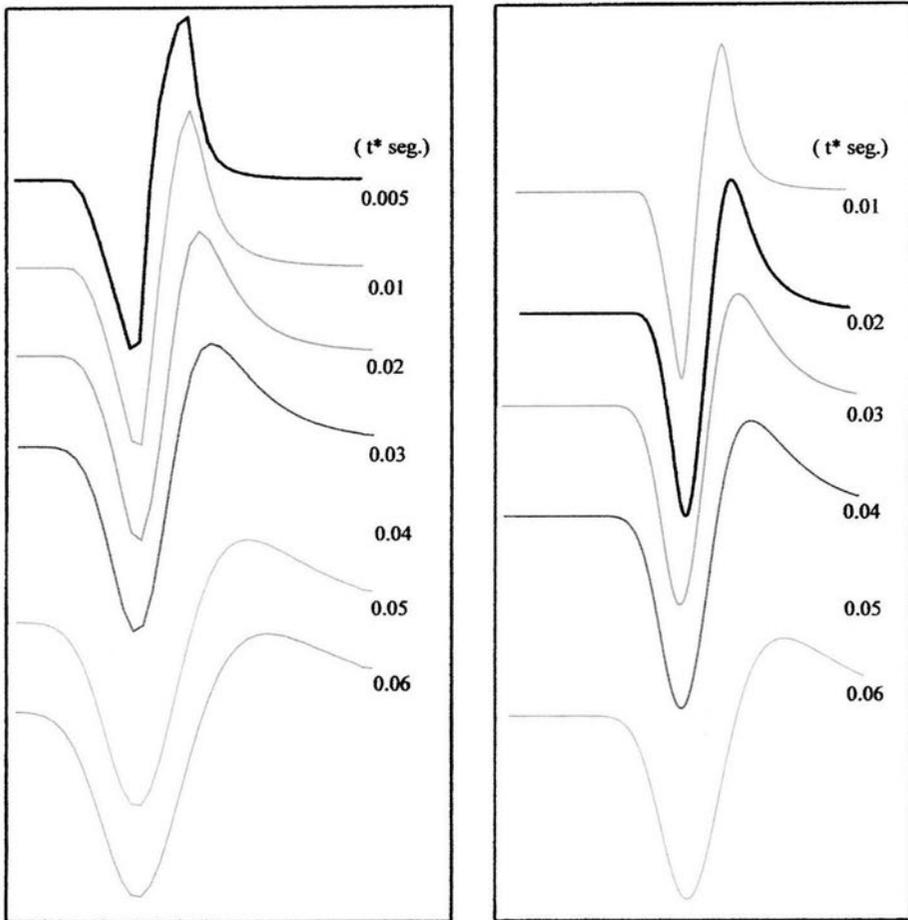
## 4.2 Computo de sismogramas sintéticos

Los sismogramas sintéticos para ondas P y S se generan con los programas de cómputo SATO y SATOS respectivamente. El algoritmo que utiliza cada programa está basado en el modelo descrito por Sato y Hirasawa [36]. El cual provee de una expresión analítica que describe un proceso físico de ruptura temporal de una fuente sísmica puntual e isotrópica en un medio homogéneo. Con éste modelo y con la ayuda del cómputo, se pueden generar formas de pulsos de onda sintéticos P o S. Para ello se emplean algunos de los parámetros que ya se han estimado en otros estudios [34] y que además, algunos son empleados en este trabajo; por ejemplo al programa se le alimenta con la velocidad estimada para la onda P y S (ver Tabla 2) así como, con el promedio de la distancia fuente-estación, la densidad de la corteza (aproximadamente  $\rho = 2.6 \text{ Kg/m}^3$ ) entre la profundidad promediada de los focos sísmicos y sus epicentros, la constante elástica ( $\mu = 3.3 \times 10^{11} \text{ N.m}$ ), la caída de esfuerzos (30 bar), el momento sísmico  $M_0$ , el ángulo con el que las ondas emergen de la fuente (ángulo entre el rayo vector que emerge y el vector normal al plano superficial de la misma) y la velocidad con la que la fuente irradia las ondas (cada 0.9 seg.)

En tal caso, los programas generan pulsos de onda P o S cumpliendo con la física del modelo y con los parámetros sísmicos estimados en la región de Zacoalco. Después estas ondas son convolucionadas con el parámetro de atenuación  $t^*$  para obtener las ondas de diferente duración de ancho  $t^*$ .

La Figura 3, muestra diferentes sismogramas sintéticos generados con el programa SATOS y convolucionados con un diferente  $t^*$ . Cabe comentar que estos sismogramas se cortaron en la misma proporción que los observados y después fueron normalizados

Fig. 6 Ejemplo de algunos sismogramas sintéticos generados con los programas: Sato y Satos. Estos han sido convolucionados con un diferente  $t^*$ .



## 5. Método de pruebas sintéticas

Básicamente el método consiste en estimar la atenuación de las ondas P y S, comparando ondas sintéticas que mejor ajustan a varios apilados de ondas observadas.

Para analizar los datos, utilizamos el procedimiento de apilamiento espectral de las ondas P y S, el promedio de velocidad de las mismas, la distancia foco-estación y la distancia epicentro-estación, igualmente promediadas.

Para el análisis se propone un modelo de comparación entre ondas sintéticas convolucionadas con un  $t^*$  diferente y un apilado de ondas P y S observadas. Este modelo permite excluir los efectos de la fuente sísmica involucrada en la generación y propagación de las ondas. Los efectos de dispersión, serán discutidos.

Es importante mencionar, que la razón para utilizar éste método, tiene que ver con la similitud entre la semblanza mostrada por los pulsos P o S (Figura 1 y 2) y a que estos provienen de fuentes sísmicas consideradas puntuales [31], [34]. Esto sugiere, que se puede normalizar la amplitud de cada pulso y después apilarlos por separado (P o S), para obtener un pulso promediado, puesto que tienen la misma forma y solo varían en amplitud.

De acuerdo con numerosos estudios, [11], [29], [30] las ondas P y S de sismos pequeños entre un rango de magnitud menor a 3 grados Richter y con distancias epicentrales (distancia entre el foco sísmico proyectado a la superficie y la estación de registro) menores a 10 kilómetros, tienen la misma forma, variando solo en amplitud y con la magnitud del evento.

## 5.1 Procedimiento

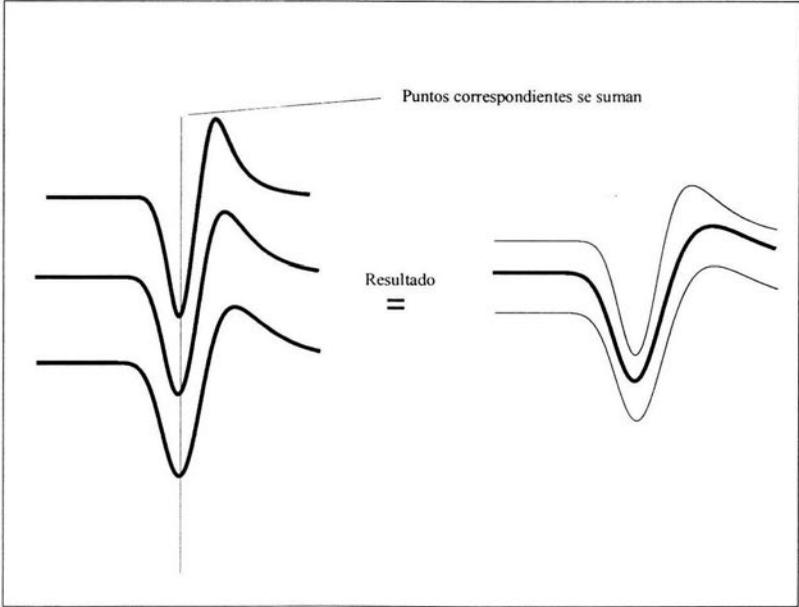
El primer paso consiste en seleccionar aquellos pulsos de onda P o S que tengan la misma forma y además se puedan considerar como funciones Delta de Dirac, es decir los más simples y de mayor agudeza [11], [13], [38]. Procediendo después, a cortarlos en la misma proporción, y al normalizarlos se pueden obtener varias series de trazas de ondas P y S por cada estación. Este procedimiento se realiza con el programa de computo SAC, que además brinda la posibilidad de rotar, invertir, obtener el rango de frecuencias y muchas otras aplicaciones.

El segundo paso consiste en apilar cada una de las trazas de P y de S para obtener una traza promediada en cada caso y por cada estación (Fig. 4). Cabe comentar que este proceso se realiza con el programa de computo STACKSAC, el cual utiliza un algoritmo que calcula la desviación estándar máxima y mínima del apilado, utilizando la norma de mínimos cuadrados.

El tercer paso consiste en comparar cada apilado con diferentes trazas sintéticas de prueba. Esta comparación se realiza automáticamente con el programa de computo MISFIT y consiste en obtener la mínima desviación estándar entre un apilado de trazas observadas y doce trazas sintéticas de prueba. De esta manera se obtiene la traza sintética que mejor ajusta al apilado. Este programa utiliza dos normas para la comparación: la de mínimos cuadrados y la de la semejanza. De esta forma se pueden cuantificar los desajustes en dos intervalos de confianza.

La figura 4 muestra un ejemplo de apilar 3 trazas de pulsos de onda, dando como resultado una onda promediada con su respectiva desviación estándar de máximo y mínimo valor. (líneas finas)

Fig. 4. La acción del "apilado": las trazas más finas corresponden a la desviación estándar.



Finalmente, para obtener los promedios de  $\bar{r}$  (distancia epicentro-estación),  $\bar{h}$  (profundidad del foco),  $\bar{x}$  (distancia foco-estación) y el promedio de velocidades  $\bar{v}_p$  y  $\bar{v}_s$  de las ondas P y S.

Se consideró utilizar en primer lugar el programa de cómputo RANGE, al que se le introducen los datos de latitud y longitud de un evento seleccionado en la Tabla 1. Este programa automáticamente muestra la distancia epicentro-estación (en Km) de un evento. De este modo, promediando solo los valores de la distancia epicentral que corresponde a cada evento seleccionado. Se obtiene una colección de distancias promediadas  $\bar{r}$  por cada estación. Tomando en cuenta que este promedio, es una buena aproximación, porque se ha considerado que los eventos en cada secuencia, generan ondas similares entre sí, y además porque los epicentros están localizados muy próximos uno del otro.

Para obtener el promedio, se procedió a calcular el promedio de los valores que corresponden a la columna PROF de la Tabla 1.

Finalmente se procedió a calcular el promedio  $\bar{x}$  utilizando  $\bar{r}$  y  $\bar{h}$  como sus componentes y considerando que las ondas se propagan linealmente del foco sísmico a la estación.

Para obtener la velocidad de las ondas P y S en dos profundidades focales diferentes (4.0 y 8.5 Km), se procede a realizar el promedio de acuerdo al modelo de velocidades de la Tabla 2. Este promedio, es calculado con la función de peso:

$$\frac{1}{v_{\text{ref}}} = \frac{\sum_{i=1}^n d_i v_i}{\sum_{i=1}^n d_i}$$

con  $d_i$  el grosor de diferentes capas de la corteza entre 0 y 8.5 Km, y  $v_i$  la velocidad de P o S en tres discontinuidades definidas por la Tabla 2, y  $n = 1, 2, 3, \dots$

De este modo los valores de velocidad tanto de la onda P como de la onda S, se resumen en las tablas 5 y 6 del siguiente capítulo.

## 6. Resultados

Las Tablas 3 y 4 muestran el total de trazas de P y de S utilizadas en cada estación para realizar el proceso de apilamiento. Posteriormente comparando cada apilado con doce trazas sintéticas de prueba, se obtuvo el desajuste mínimo de desviación estándar, mostrados en las columnas: (*ajuste\_0*) y (*ajuste\_1*), correspondientes a la norma de la semeblanza y la de mínimos cuadrados, respectivamente. ( $\Delta\sigma$ ) Corresponde a la desviación estándar de cada apilado.

Tabla 3 y 4 Muestran: ajuste\_1 se refiere a la norma de mínimos cuadrados y ajuste\_0 a la norma de la semeblanza.  $\Delta\sigma$  Es la desviación estándar del apilado.

**Tabla 3** Para los eventos de profundidad focal promediada igual a 4.0 Km

Estación	Numero de trazas P	Numero de trazas S	<i>ajuste_0</i> P	<i>ajuste_1</i> P	<i>ajust_0</i> S	<i>ajust_1</i> S	$\Delta\sigma$ (P)	$\Delta\sigma$ (S)
Atch	19	8	0.40	0.13	0.25	0.08	0.119	0.084
Coch	12	14	0.52	0.16	0.43	0.16	0.209	0.397
Sach	19	12	0.05	0.01	0.08	0.22	0.159	0.243
Zach	05	9	0.11	0.03	0.07	0.19	0.188	0.264

**Tabla 4.** Para los eventos de profundidad focal promedio igual a 8.5 Km

Estación	Numero de trazas P	Numero de trazas S	<i>ajuste_1</i> P	<i>ajuste_1</i> P	<i>ajust_0</i> S	<i>ajust_1</i> S	$\Delta\sigma$ (P)	$\Delta\sigma$ (S)
AtchP	09	16	0.25	0.08	0.34	0.11	0.074	0.172
CochP	10	14	0.15	0.04	0.50	0.21	0.130	0.279
SachP	11	10	0.13	0.04	0.09	0.03	0.134	0.110
ZachP	03	15	0.45	0.16	0.10	0.02	0.122	0.252

En las figuras 6 a 9 se grafican los ajustes de cada apilado con doce trazas sintéticas  $t^*$ ,  $\text{desajuste}_1$  y  $\text{desajuste}_0$  corresponden a los valores de la norma de mínimos cuadrados y la semblanza respectivamente y  $t^*$  tiene valores de 0.01 a 0.12 Seg. Estas gráficas se muestran por separado de acuerdo al rango de profundidad focal, a la estación de registro y al apilado de P o de S.

Es importante hacer notar que los valores de  $t^*$  que minimizan tanto la semblanza como el mínimo cuadrado son los mismos, por lo que los resultados no dependen de la norma utilizada. Así por ejemplo, se obtuvo el mismo valor de  $t^* = 0.04$  Seg. Para la estación Atch, utilizando dos normas y estos resultados se presentan en general para todos los casos.

Fig. 6 Muestra los ajustes entre trece trazas sintéticas de prueba con el apilado de ondas P de cada estación. En la profundidad focal de 4.0 Km en promedio. ajuste\_1 corresponde a los valores de la norma de mínimos cuadrados y ajuste\_0 a los valores de la semejanza.

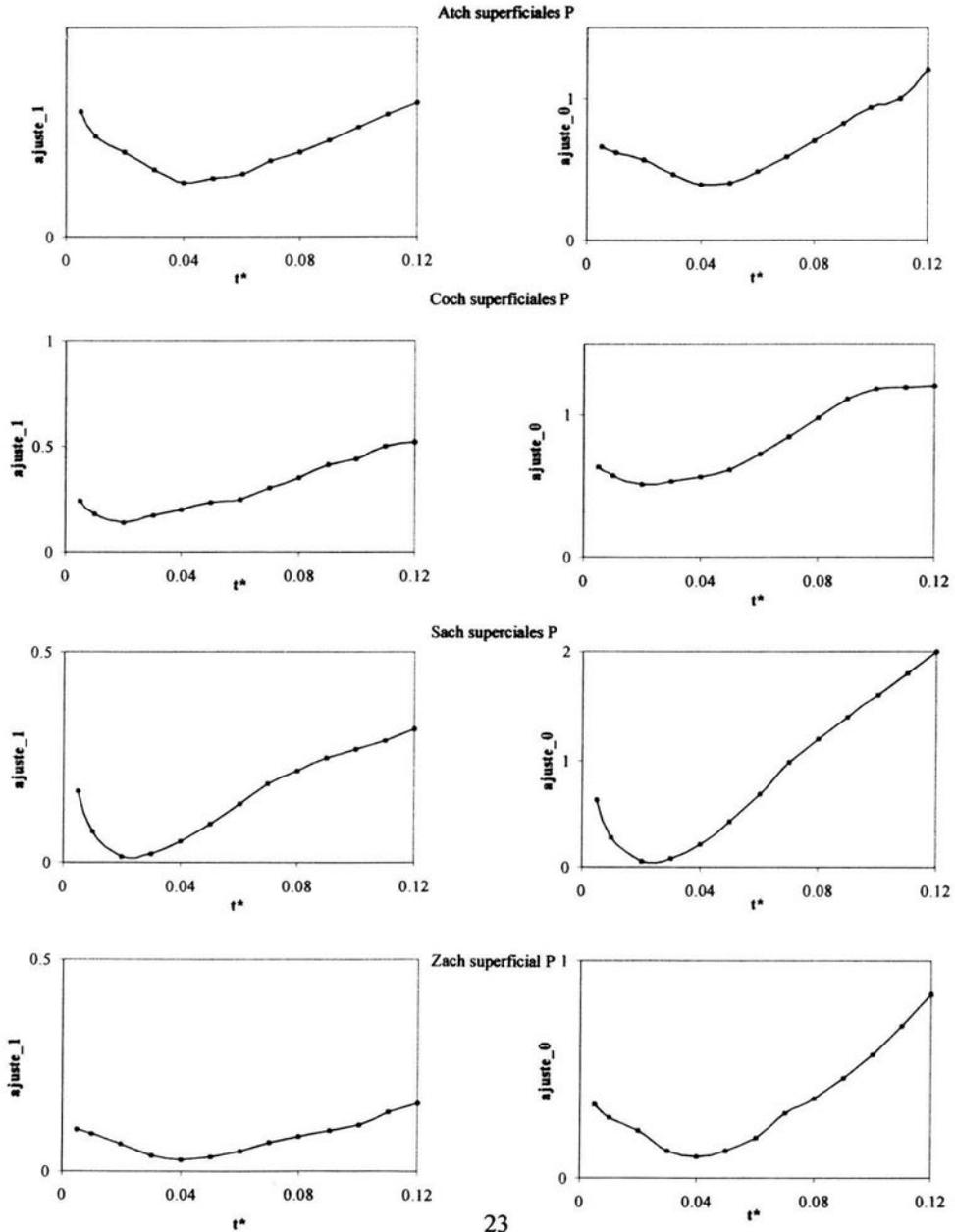


Fig. 7 Muestra los ajustes entre trece trazas sintéticas de prueba con el apilado de ondas P de cada estación. En la profundidad focal de 8.5 Km en promedio. ajuste\_1 corresponde a los valores de la norma de mínimos cuadrados y ajuste\_0 a los valores de la semeblanza.

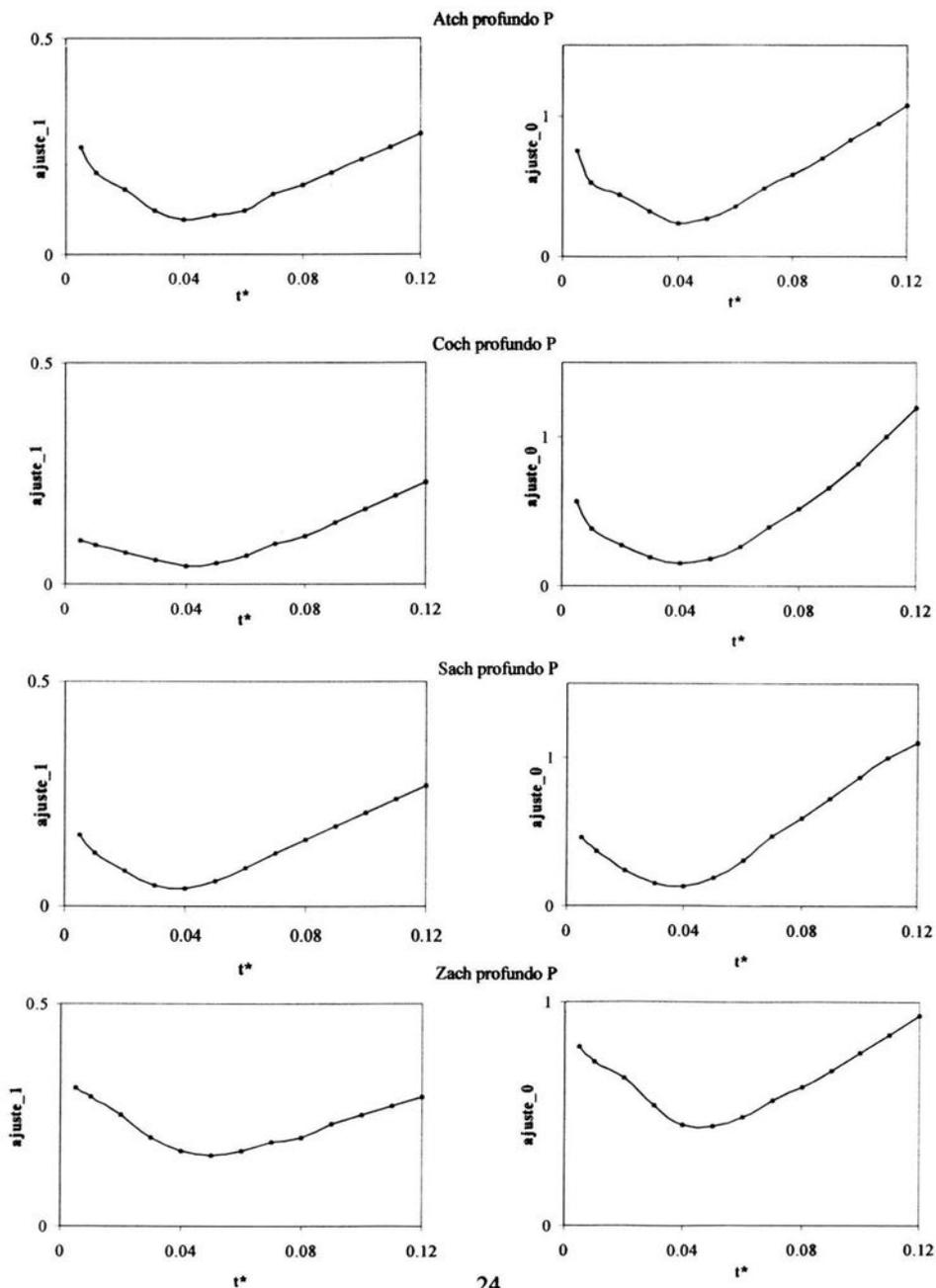


Fig. 8 Muestra los ajustes entre doce trazas sintéticas de prueba con el apilado de ondas S de cada estación. En la profundidad focal de 4.0 Km en promedio. ajuste\_1 corresponde a los valores de la norma de mínimos cuadrados y ajuste\_0 a los valores de la semblanza.

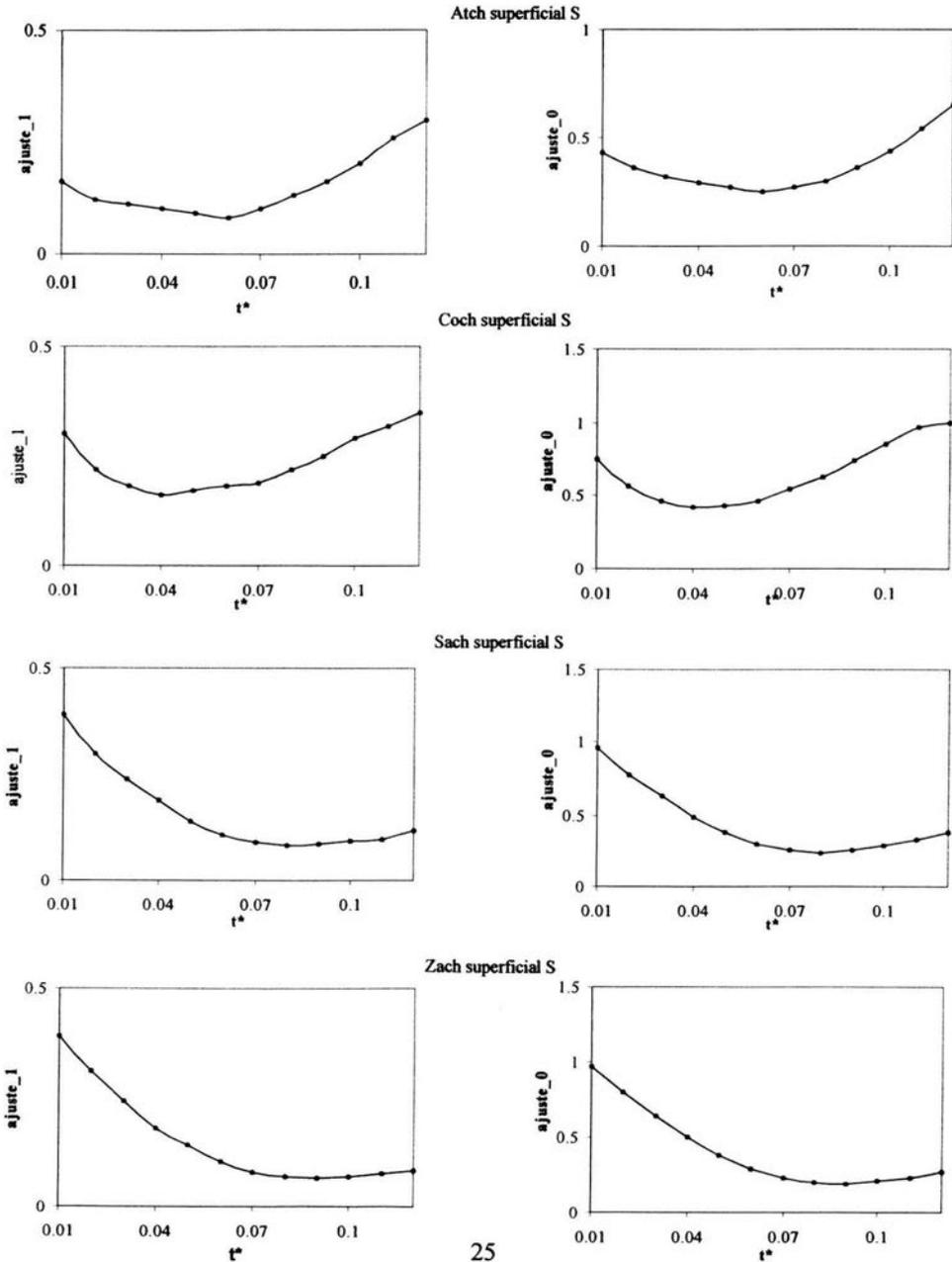
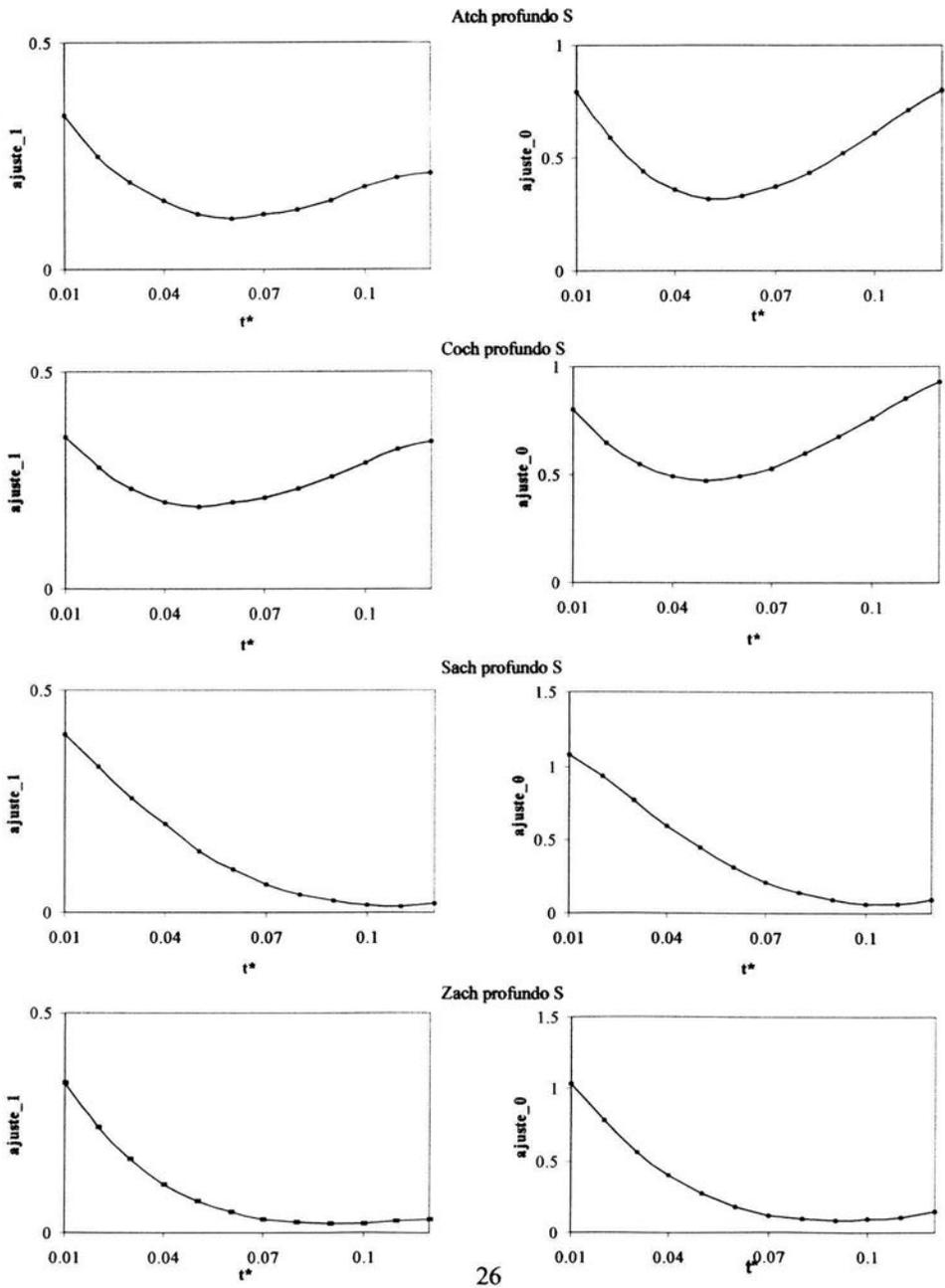


Fig. 9 Muestra los ajustes entre doce trazas sintéticas de prueba con el apilado de ondas S de cada estación. En la profundidad focal de 8.5 Km en promedio. ajuste\_1 corresponde a los valores de la norma de mínimos cuadrados y ajuste\_0 a los valores de la semejanza.

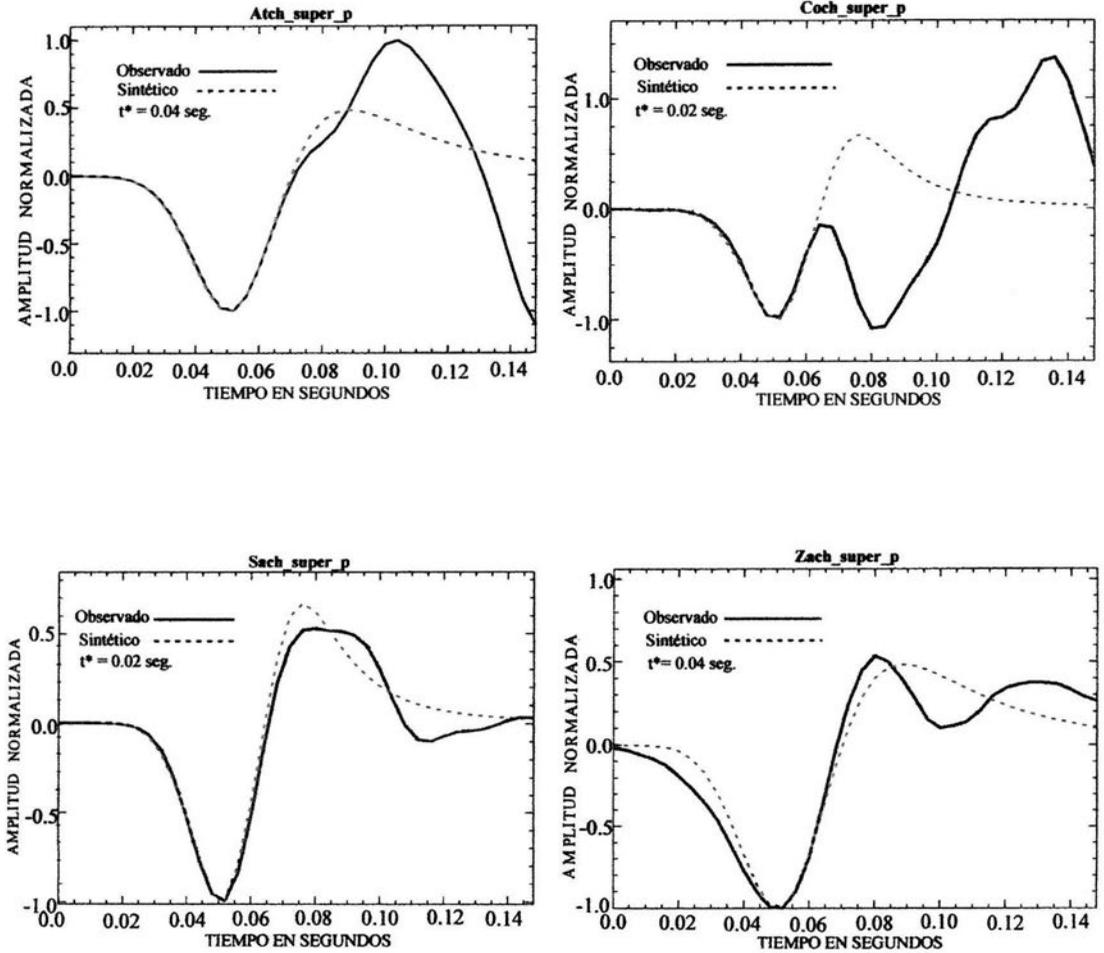


Las Tablas 5 y 6 muestran los valores promediados de la distancia epicentral ( $\bar{r}$ ), la profundidad del foco ( $\bar{h}$ ), la distancia foco-estación ( $\bar{x}$ ) y la velocidad de la onda P y S para las dos secuencias de eventos.

En las Figuras 10 a 13, se muestra el apilado (P o S) con su respectiva traza sintética  $t^*$ , que mejor se ajusta. Estas figuras se dividen de acuerdo a la estación de registro, al tipo de onda, y a la profundidad focal. Además se puede apreciar que todas las trazas, tanto observadas como sintéticas, están normalizadas y cortadas en la misma longitud. Cabe comentar que esto es necesario porque se requiere para realizar tanto el apilado como la comparación. De esta manera, se pudo obtener la máxima y mínima desviación estándar del apilado y mostrada como el área sombreada en las figuras.

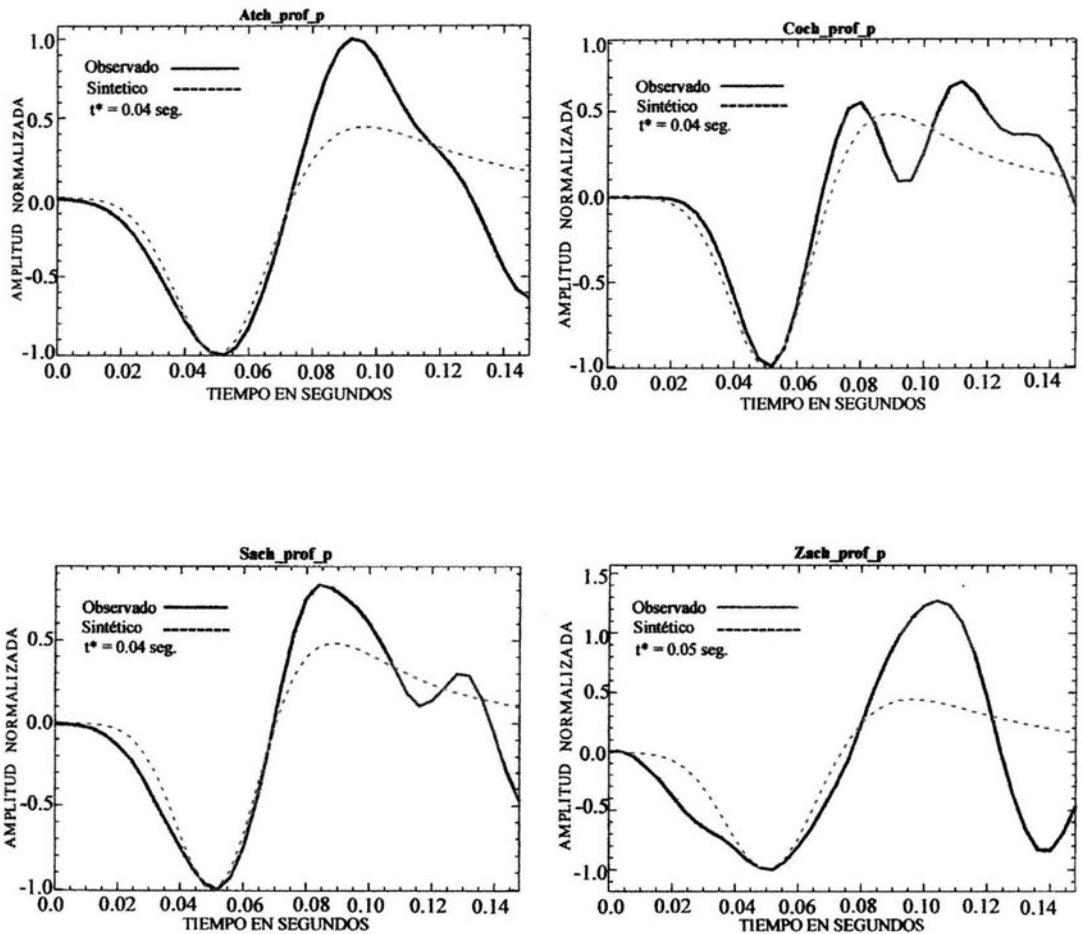
Finalmente con los valores obtenidos de  $t^*$  y utilizando la ecuación (1.7) del capítulo 2. Se obtuvieron los valores de  $Q_p$  y  $Q_s$  los cuales están resumidos en las Tablas 5 y 6. Además se incluyen los valores de la razón  $Q_p/Q_s$ , los cuales pueden proporcionar información sobre los mecanismos físicos que causan la atenuación dentro del graben de Zacoalco. Varios autores [8], [21], [22], [27] utilizan esta razón para poder interpretar los diferentes procesos de atenuación en la corteza más superficial. Por ejemplo, se ha observado que el estado sólido de las rocas intensifica la atenuación intrínseca de las ondas P por su modo de propagarse, mientras que las ondas S se transmiten con mayor eficiencia en estos medios, pero no se transmiten en líquidos y gases [1], [2], [37].

Fig. 10 Mejor ajuste de la anchura entre el apilado de trazas P (línea continua) con su correspondiente traza sintética  $t^*$  (línea punteada) en la profundidad focal de 4.0Km. El área sombreada corresponde a la desviación estándar del apilado.



Cabe comentar que en la figura Coch\_super P se observa un proceso de inversión de la onda P a una onda S, debido a un cambio de fase en la trayectoria del foco a la estación. Este efecto provoca que el pulso P original no se pueda observar lo que causa que los valores de Q en este caso se incrementen notoriamente con respecto a los demás casos porque solo ha sido tomado para el apilado la parte observable del pulso P. Sin embargo este efecto puede proporcionar información de las características geológicas en esa zona del graben y se comentan en la discusión.

Fig. 11 Mejor ajuste de la anchura entre el apilado de trazas P (línea continua) con su correspondiente traza sintética  $t^*$  (línea punteada) en la profundidad focal de 8.5 Km. El área sombreada corresponde a la desviación estándar del apilado.



En la gráfica correspondiente a la estación Coch\_P se puede observar el mismo efecto de inversión como en el caso de la gráfica anterior, pero con la diferencia de que a esta profundidad no afecta a el pulso P.

Fig. 12 Mejor ajuste de la anchura entre las trazas apiladas S (línea continua) con la traza sintética  $t^*$  (línea punteada) en la profundidad focal de 4.0 km. El área sombreada corresponde a la desviación estándar del apilado.

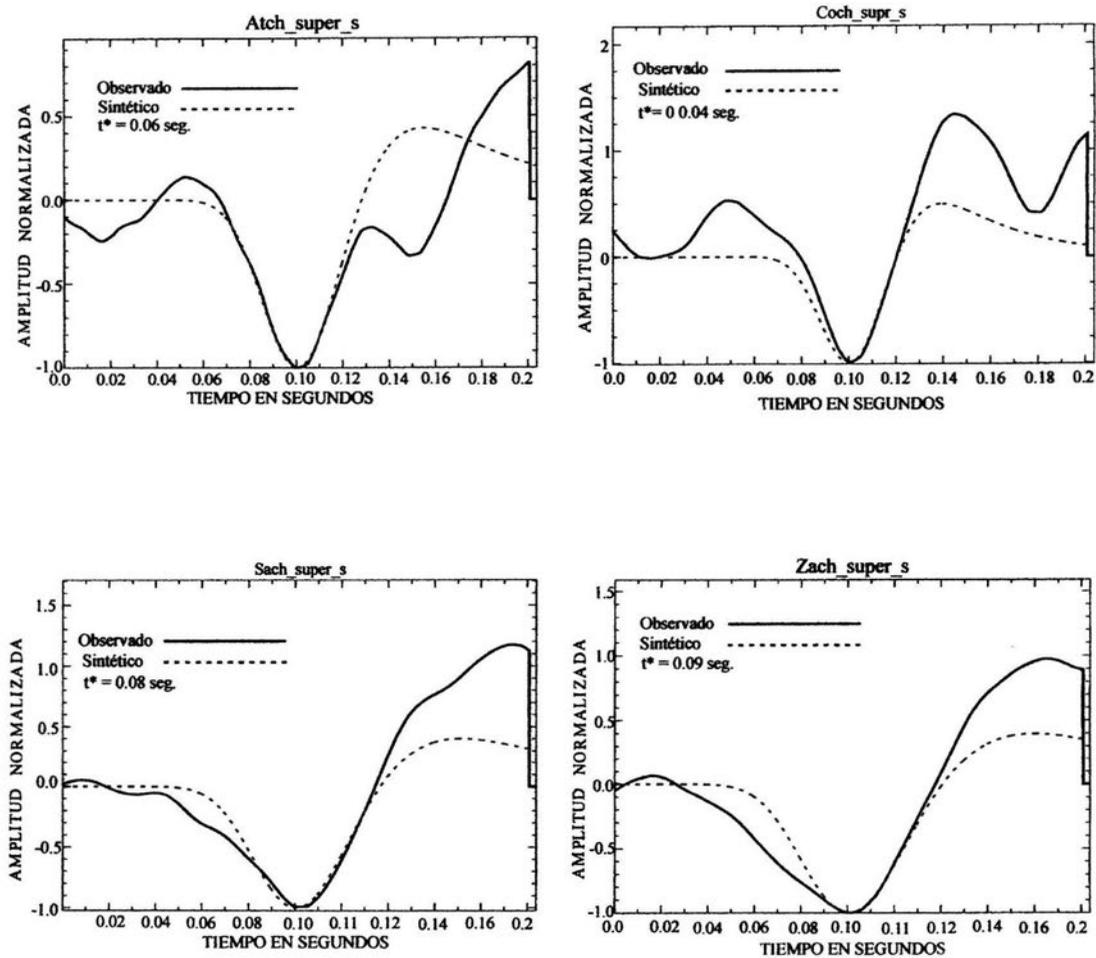
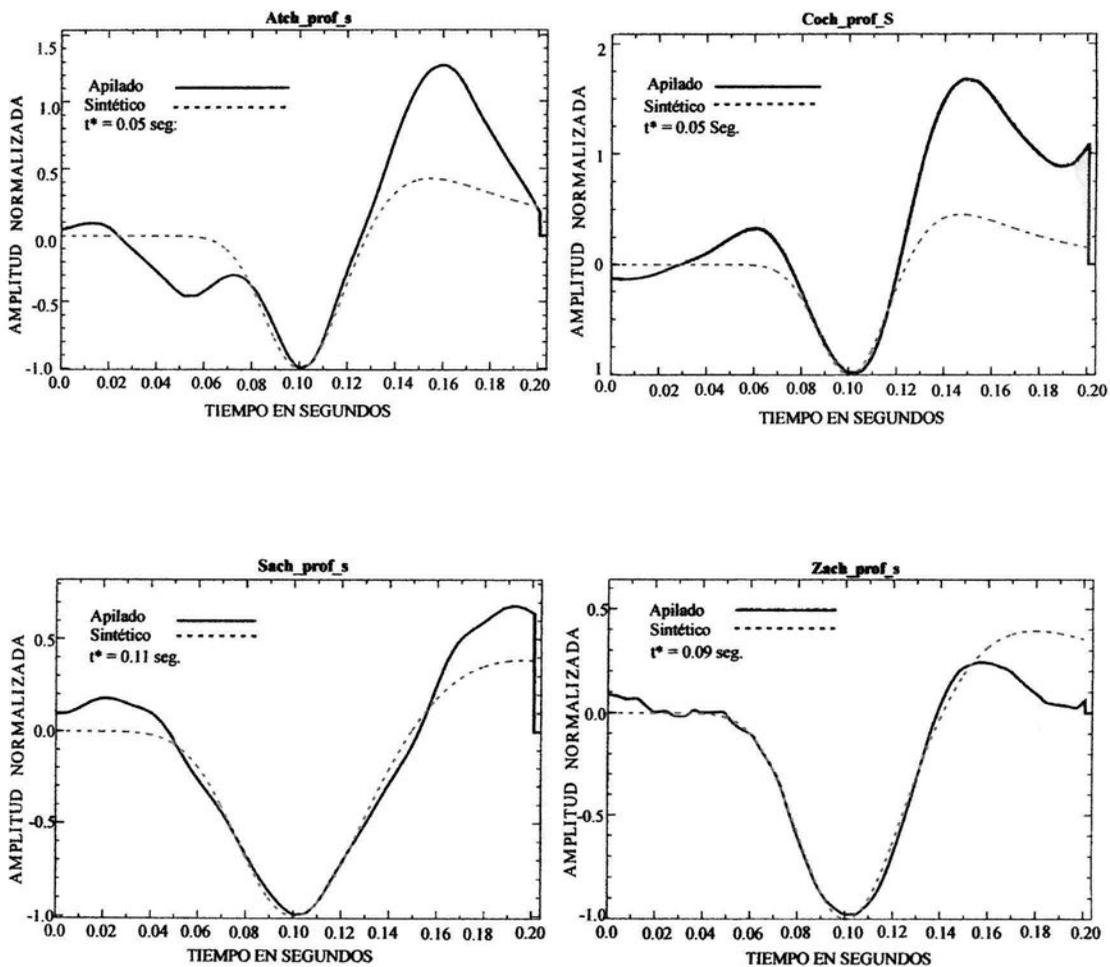


Fig 13 Mejor ajuste entre el ancho espectral del apilado S (línea continua) con respectiva traza sintética  $t^*$  (línea discontinua), para 8.5 Km de profundidad focal. El área oscura corresponde a la desviación estándar del apilado.



**Tabla 5.** Primera secuencia de temblores de profundidad focal promediada de 4.0 Km. Se observa los distintos valores del parámetro  $t^*$ , y del factor de calidad Q.

Estación	$\bar{r}$ (Km)	$\bar{h}$ (Km)	$\bar{x}$ (Km)	$\bar{v}_p$ (Km/s)	$\bar{v}_s$ (Km/s)	$t_p^*$ (Seg.)	$t_s^*$ (Seg.)	$Q_p$	$Q_s$	$Q_p/Q_s$
Atch	10.0	4.0	10.8	4.25	2.45	0.04	0.06	63	73	0.9
Coch	10.9	4.0	11.6	4.25	2.45	0.02	0.04	136	118	1.2
Sach	2.6	4.0	4.8	4.25	2.45	0.02	0.08	31	13	2.4
Zach	12.9	4.0	13.5	4.25	2.45	0.04	0.09	76	59	1.3

**Tabla 6.** Segunda secuencia de temblores de profundidad focal promediada de 8.5 Km. Valores obtenidos del parámetro  $t^*$  y del factor de calidad Q.

Estación	$\bar{r}$ (Km)	$\bar{h}$ (Km)	$\bar{x}$ (Km)	$\bar{v}_p$ (Km/Seg.)	$\bar{v}_s$ (Km/Seg.)	$t_p^*$ (Seg.)	$t_s^*$ (Seg.)	$Q_p$	$Q_s$	$Q_p/Q_s$
Atch	15.1	8.5	17.3	4.70	2.72	0.04	0.05	92	127	0.7
Coch	6.9	8.5	10.9	4.70	2.72	0.04	0.05	58	80	0.7
Sach	6.5	8.5	10.7	4.70	2.72	0.04	0.11	57	36	1.6
Zach	13.7	8.5	16.1	4.70	2.72	0.05	0.09	61	66	1.0

## 7. Discusión

A partir de los valores del parámetro  $Q_p/Q_s$  se puede obtener alguna información de los procesos físicos que causan la atenuación de las ondas P y S en la región de Zacoalco. De esta manera, se observan en las Tablas 5 y 6, un caso particular cuando  $Q_p/Q_s > 1$  y otro, cuando  $Q_p/Q_s < 1$ .

La interpretación de estos resultados, puede realizarse de acuerdo con varios estudios [8], [21], [22], [27] que sugieren la presencia de fluidos en los estratos más superficiales de la corteza terrestre.

En el graben de Zacoalco por ejemplo, se observa que  $Q_p/Q_s > 1$  en zonas donde se ubican las estaciones Sach y Zach. Este resultado indica que las ondas S sufren mayor atenuación que las ondas P, posiblemente porque en estas zonas existen grandes depósitos de sedimentos [34], que pueden absorber y mantener en un mayor grado de saturación, algún fluido (probablemente agua). Si esto es posible para Zacoalco, los estratos más superficiales pueden mantenerse relativamente húmedos, comportándose más o menos como medios viscosos, a cierta profundidad, temperatura y presión. Por lo que estos medios pueden fluir, en cierto grado, al esfuerzo de cizalla. Mientras que para las ondas P, estos medios pueden actuar como lubricantes que reducen la fricción interna. Otra observación que se realiza, es que cuando aumenta la profundidad de los focos sísmicos se va reduciendo el grado de humedad, es decir  $Q_p/Q_s$  decrece (Tabla 6). Este hecho también se ha observado en otras regiones [8], reforzando tanto las observaciones realizadas hasta el momento como la validez del método utilizado en este trabajo.

Por otra parte también se observa, que cuando  $Q_p/Q_s < 1$ , las ondas P sufren mayor atenuación que las ondas S, sugiriendo que el grado de saturación ha disminuido, predominando un estado más rígido de los diferentes estratos de la región, que aumentan la fricción interna.

Este caso puede observarse en una zona elevada y con pocos sedimentos [34] donde se ubica la estación Atch, para la cual  $Q_p/Q_s < 1$  lo cual sugiere un estado más rígido de los estratos en esa zona.

Las observaciones anteriores resultan más interesantes si se considera, que las fallas geológicas pueden actuar como barreras u obstáculos, que dispersan o esparcen aquellas ondas de periodo corto, es decir, aquellas ondas cuya longitud de onda es menor que la longitud transversal y longitudinal de las grietas, o que estas ondas y otras ondas de periodos mas largos pueden incidir en ángulos pequeños a las fronteras de las mismas. Esta hipótesis, sugiere que las grietas más profunda y las menos profundas no son muy anchas ni muy largas, o que las ondas P y S registradas, corresponden a ondas de periodos más largos (baja frecuencia) y que por tanto pudieron haber sido en parte dispersadas y en parte transmitidas.

Una buena referencia la constituyen las figuras 1C y 2C, donde se observa que la mayor concentración de la energía de las ondas se establece entre 1 y 15 Hz para ondas P y de 1 a 10 Hz para ondas S, aproximadamente y esto se observa más o menos en general para todas las ondas registradas. Lo cual significa que las ondas tienen una longitud de onda, entre 500 y 4000 metros aproximadamente, que pueden sobrepasar con menor pérdida de energía el ancho de las grietas y el espesor entre dos estratos. De este modo, las ondas de periodos más cortos (alta frecuencia) se dispersan entre los estratos y las fronteras de las fallas que existen en la región. Por ejemplo, para la estación Atch, no se observan demasiadas grietas que se interpongan en el camino de las ondas hacia la misma (Fig. 2). Lo que sugiere que en esa dirección, la atenuación se debe en mayor parte a la fricción interna. Sin embargo, para las estaciones Sach y Zach, ubicadas en zonas superficiales, mas bajas que Atch, existen numerosas fallas geológicas y además la razón  $Q_p/Q_s > 1$ , lo que puede indicar, que además de la baja eficiencia de transmisión de las ondas S en un medio húmedo, también sufren mayor dispersión que las ondas P.

Según algunos estudios realizados en regiones tectónicamente activas [2], [3], [8]. Revelan que las ondas S se dispersan mayormente que las ondas P a diferentes profundidades en la litosfera y este hecho lo atribuyen, a distribuciones de temperatura y presión, así como a fisuras o grietas en los materiales, debido a la actividad sísmica. Lo cual esta en concordancia con las observaciones de este trabajo.

Por otra parte, las ondas registradas por Coch, son un caso de particular interés debido a que las ondas sufren un efecto de reflexión y transmisión (ver Fig. 10, Coch\_P), para la profundidad focal de 4.0 Km. Esta particularidad observada y aunado a que  $Q_p/Q_s > 1$ , muestra una conversión de un pulso P a un pulsos S, que son similares en amplitud pero invertidos uno del otro. Esta anomalía hace suponer que las ondas registradas por Coch se transmitieron de un estrato a otro o que un obstáculo muy grande o una grieta muy ancha provoco este efecto. Sin embargo, es interesante observar que para la profundidad de 8.5 Km., no se ve tal efecto y la razón  $Q_p/Q_s < 1$ . Esta discrepancia puede ser explicada de acuerdo a la figura 4 y a la Tabla 1, si observamos que las ondas en cada caso, provienen de distintas fuentes y por lo tanto siguieron diferentes trayectorias, lo cual refuerza la hipótesis de que las grietas influyen en la atenuación de las ondas.

## 8. Conclusión

Utilizando un método de comparación entre ondas sísmicas P y S observadas y ondas sintéticas generadas sobre el modelo de ruptura sísmica de Sato y Hirasawa {36}, se lograron obtener los valores del factor de calidad Q. Estos valores son generalmente utilizados para estimar la atenuación de las ondas sísmicas en el interior de la Tierra.

Para el graben de Zacoalco, los valores de Q estimados se muestran en las Tablas 5 y 6 y pueden ser interpretados usando la razón entre el factor de calidad de las ondas P y de las ondas S. Esta razón se utiliza para comparar el grado de amortiguamiento o atenuación que sufren dos pulsos de onda oscilantes, propagándose sobre la misma trayectoria (foco sísmico-estación). De este modo, la razón entre sus factores de calidad puede proporcionar información de las características geológicas del subsuelo, las cuales se pueden interpretar a partir de dos valores. Uno cuando la razón es mayor que la unidad, entonces se deduce que las ondas P son menos atenuadas que las ondas S y viceversa cuando la razón es menor que la unidad. De acuerdo con estas características de atenuación de P y S, se puede inferir en la estructura y composición del subsuelo. De esta manera y de acuerdo a la discusión de resultados, se pueden concluir varias observaciones para el graben de Zacoalco.

Primera: El grado de saturación por fluidos en los sedimentos del graben de Zacoalco, atenúa mayormente a las ondas S que a las P. Debido en parte a cierto grado de viscosidad que presenta el subsuelo de las zonas superficiales más bajas de la cuenca.

Segunda: Se observa que el comportamiento viscoso de los sedimentos disminuye o desaparece conforme la profundidad aumenta y conforme las ondas se alejan del graben, particularmente al Oeste y al Norte de la región.

Tercera: Las ondas P y S de período corto ( $> 10$  Hz) se dispersan entre los estratos más superficiales y en las fronteras de las fallas geológicas de la región. Acentuándose más ésta dispersión para las ondas S.

Finalmente, la atenuación en general es alta (Q bajas), toda vez que la comparación directa para la misma región no es posible, debido a que no existen estudios sobre atenuación de ondas sísmicas en la misma región. Sin embargo se propone, seguir realizando estudios de atenuación para el caso de ondas Coda (ondas sísmicas que se registran después de las ondas S), por ejemplo, las cuales han sido bastante estudiadas en muchas otras regiones tectónicamente activas [2]. Estos estudios pueden proporcionar mayor información, que conlleve a mejorar el conocimiento del subsuelo de Zacoalco y por ende a la prevención de daños por futuros sismos.

## Bibliografía

- [1] Aki, K., Richards, P.G., (1979). Quantitative Seismology: Theory and Methods. Vol. 1, 572 pp. Freeman, San Francisco.
- [2] Aki, K., (1980a). Attenuation of Shear-Waves in the Lithosphere for Frequencies from 0.05 to 25 Hz. *Phys. Earth. Planet. Inter. Vol. 21, pp. 50-60.*
- [3] Aki, K., (1980b). Scattering and Attenuation of Shear Waves in the Lithosphere. *J. Geophys. Res. Vol. 85, pp. 6496-6504.*
- [4] Allan, J.F., (1986). Geology of the Northern Colima and Zacoalco Grabens, southwest Mexico: Late Cenozoic rifting in the Mexican Volcanic Belt. *Geol. Soc. Am. Bull. Vol. 97. pp. 473-485.*
- [5] Allan, J. F. Nelson, S.A. Luhr, J. F. Carmichael, I. S. E., Wopat, M. Wallace, P. J. (1991). Pliocene-Recent Rifting in SW Mexico and Associated Volcanism an Exotic Terrain in the Making. In: Dauphin, J. P., Simoneit, B. R. T., (Eds.), The Gulf and The Peninsula Province of the California's, *AAPG Mem., Vol. 47, pp. 425-445.*
- [6] Barrier, E., Bourgois, J., Michaud, F., (1990). The Active Jalisco Triple Junction Rift System. *C.R. Acad. Sci. Paris Vol. 310, pp. 1513-1520.*
- [7] Blair, D. P., and A. T. Spathis, (1982) Attenuation of Explosion-Generated Pulse in Rock Masses, *J. Geophys. Res., 87, pp. 3885-3892.*
- [8] Carpenter, P. J., and Sanford A. R. (1985). Apparent Q for Upper Crustal Rocks of the Central Rio Grande Rift. *J. Geophys. Res., Vol. 90., pp. 8661-8674.*
- [9] Castro, R. R., and Munguia, L. (1993). Attenuation of P and S waves in the Oaxaca Mexico Subduction. *Phys. Earth, Planet. Inter. , Vol. 76. , pp. 179-18.*
- [10] Constantino, S., (1966). Geología de los Volcanes de Colima, México. *Tesis profesional Facultad de Ingeniería, UNAM. , 62 pp.*
- [11] Courbolex, F., J. Virieux, A. Deschamps, D., Gibert, and A. Zollo, (1996). Source Investigations of a Small Event Using Empirical Green's Function and Simulated Annealing, *Geophys. J. Int. 125, pp. 768-780.*
- [12] Dainty, A. M. (1981). A Scattering Model to Explain Seismic Q Observations in the Lithosphere Between 1 and 30 Hz. *Geophys. Res Letters, Vol. 8, pp. 1126-1128.*

- [13] Deichmann, N., (1997). Far-field Pulse Shapes from Circular Sources with Variable Rupture Velocities, *Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 87*, pp. 1288-1296.
- [14] Delgado, H., Urrutia, J. (1985). Estructura del graben de Chapala., *Memorias de la Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana.*, pp.252-260.
- [15] Delgado, H., (1992<sup>o</sup>). Geology of the Chapala Rift, Mexico. *PhD thesis, Tohoku Univ.*, p. 143.
- [16] Ferrari, L., Rosas-Elguera, J. (1999) Late Miocene to Quaternary Extension at the Northern Boundary of Jalisco, Block, Western Mexico: The Tepic-Zacoalco Rift: Boulder, CO, *Geol. Soc. Amer. Vol 57*, pp. 234-248.
- [17] Figueroa, J., (1963). Historia Sísmica y Estadística del Temblor de la Costa Occidental de México. *Bol. Bibliogr. Geofís.. Oceanogr. Am. Vol. 3*, pp. 107-134.
- [18] Garcia-Acosta, V., Suarez, Reynoso, (1996). Los Sismos en la Historia de Mexico, Vol.1 *Fondo de Cultura Económica, México*, pp. 718.
- [19] Herrmann R. B. (1980). Q Estimates Using the Coda of Local Earthquakes. *Bull Seis. Am. Vol. 70*, 447-468, pp.
- [20] Knopoff L., (1964). *Q. Rev. Geophys. Vol.2*, pp. 625-660.
- [21] Hoang-Trong, P., (1983). Some Medium Properties of the Hohenzollerngraben (Swabian Jura W. Germany) Inferred from Q(P)/Q(S) Analysis. *Phys. Earth. Planet. Inter. Vol. 31.*, pp. 119-133.
- [22] Kvamme L. B., and Havskov J. (1989). Q in Southern Norway. *Bull. Seismol. Society Am. Vol. 79*, pp.1575-1588.
- [23] Lay, T., Wallace, T. C., *Modern Global Seismology*, Academic Press, (1995) , *International Geophysics Series. 898*, pp.
- [24] Liu, H., P. (1888). Effect of Source Spectrum on Seismic Attenuation Measurement Using the Pulse Broadening Method., *Geophysics, Vol. 53.*, pp. 1520-1526.
- [25] Lineart, B. R., Haskov, J., (1995). A Computer Program for Locating Earthquakes Both Locally and Globally. *Seis. Res. Lett. Vol. 66.*, pp. 26-36.
- [26] Luhr, J. F., Nelson, S. A., Allan, J.F., Carmichael, I. S. E., (1985). Active Rifting in Southwestern Mexico: Manifestation of an Incipient Eastward Spreading-Ridge Jump. *Geology* , *Vol.13.*, pp. 54-57.

- [27] Menke, W. D. Witte, and R Chen (1985). Laboratory Test of Apparent Attenuation Formulas., *Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 75.*, pp. 1383-1393.
- [28] Michaud, F., Bourgois, J., Parrot, J. -F., Taud, H., Kasser, M., (1994). Le point triple de Jalisco (Mexique), evolution tectonique partir du traitement do dones. *MNT-SPOT. C. R. Acad. Paris Vol.318*, pp. 1117-1124..
- [29] Mitchell, B. J. (1981). Regional Variation and Frequency Dependence Q of in the Crust of the United States, *Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 71*, pp. 1531-1538.
- [30] Mori, J., (1996). Rupture directivity and slip distribution of the M 4.3 foreshock to the 1992 Joshua Tree Earthquake, southern California, *Bull. Seismol. Soc. Am. Vol. 80.*, 805-810, pp.
- [31] Mori, J., and S. Hartzell, (1990). Source Inversion of the 1988 Upland, California, Earthquake. Determination of a Fault Plane for a Small Event., *Bull. Seismol. Soc. Am. Vol.80*, 507-518, pp.
- [32] Nixon, G.T., (1982). The Relationship Between Quaternary Volcanism in Central Mexico and the Seismicity and Structure of the Subducted Oceanic Lithosphere. *Geol. Soc Am. Bull. Vol. 93.*, 514-523, pp.
- [33] Palmer, R. H. (1926). Tectonic Setting of Lago Chapala, Jalisco, Mexico. *Pam Am. Geol. Vol. 45.*, 125-134, pp.
- [34] Pacheco A. Javier F, Mortera-Gutiérrez Carlos A, Delgado Hugo, Singh S. K. Valenzuela W Raúl, Nicolai M. Shapiro, Santoyo A. Miguel, Hurtado Alejandro, Barron Ricardo, Gutiérrez Esteban (1999). Tectonic Significance of an Earthquake Sequence in the Zacoalco Half-Graben Jalisco, Mexico. *Journal of South American Earth Science. Vol. 12.*, pp. 557-565..
- [35] Rosas-Helguera, J. Nieto-Obregon, J., Urrutia-Focugauchi, J., (1993). Ambiente Estructural en la Frontera Norte del Bloque Jalisco. In: Delgado Argote, L. A. Martin-Barajas, A (eds) Contribuciones a la Tectónica del Occidente de México, *Monografía I. Unión Geofísica Mexicana. UGM: México D.F.* pp 175-192.
- [36] Sato, T. and T Hirasawa (1973). Body wave spectral from propagating shear cracks. *J. Phys.Earth. Vol. 21*, pp 1189-1192.
- [37] Suárez, G. García-Acosta, V. Gaulon, R. (1994). Active Crustal Deformation in the Jalisco Block, Mexico: Evidence for a Great Historical Earthquake in the 16<sup>th</sup> Century. *Tectonophysics Vol. 234*, pp. 117-127.

- [38] Singh S. K., Ordaz M, Mikumo T., Pacheco J., Valdez C. and Mandal P. (1998). Implications of a Composite Source Model and Seismic-Wave Attenuation for the Observed Simplicity of Small Earthquakes and Reported Duration of Earthquake Initiation Phase. *Bull. Seism. Soc. Am. Vol. 88, pp.1171- 1181.*
- [39] Stein, S., Wysession, M., An introduction to seismology earthquake and earth structure Backwell Publishing. 764pp. (2003).
- [40] Winkler, K. W., and A. Nur., Attenuation Structure of Coso Geothermal Area, California, from Wave Frictional Sliding. *Geophysics. Vol 47, pp. 1-15.(1986).*
- [41] Wu, H., and M. Lees, (1996). Attenuation structure of Coso geothermal area, California, from wave pulse Widths, *Bull. Seismol. Soc. Am., Vol. 86, pp. 1574-1590.*
- [42] Venegas, S. Herrera, J. J. Maciel, F. R. (1985). Algunas características de la faja Volcánica Mexicana y de sus Recursos Geotérmicos. *Geofis. Int. Vol. 24, pp. 47-83.*
- [43] Yamamoto, J. L. Quintanar., R. B. Herrmann and C. Fuentes., (1997). Lateral Variation of Lg Coda in Southern Mexico, *Pure Appl. Geophys. Vol 149, pp. 575-599.*

## Agradecimientos

Agradezco a mis Padres y hermanos por todo el apoyo brindado a lo largo de mis estudios, así mismo a mis abuelitos, que siempre me apoyaron incondicionalmente.

Agradesco al Dr. Javier Francisco Pacheco por la dirección de la Tesis. Así mismo agradezco a los Doctores Roberto Ortega, Luis Quintanar, Hector Cruz y Luis Rodriguez Por la revisión de la misma.