

**UNIVERSIDAD NACIONAL DE
INGENIERIA**

FACULTAD DE INGENIERIA CIVIL



**“SIMULACIÓN DE ACELEROGRAMAS
PARA EL TERREMOTO DEL 03/10/1974,
REGISTRADO EN LIMA, PERU”**

**TESIS DE GRADO
PARA OBTENER EL TITULO PROFESIONAL DE INGENIERO
CIVIL**

Antioco Timoteo Quiñones Villanueva

LIMA - PERU

2,002

PROLOGO

El presente trabajo, realizado como Tesis de Grado para obtener el título de Ingeniero Civil, tiene como objetivo presentar los resultados de la simulación de acelerogramas para el sismo del 03 de Octubre de 1974, ocurrido en la ciudad de Lima. Además, se realizará un análisis de sensibilidad de los principales parámetros de la fuente hipotética del sismo para presentar los máximos valores de aceleración que podrían registrarse en el punto de observación de registro sísmico frente a un evento máximo esperado en la ciudad de Lima.

En el capítulo I se hace un planteamiento del objetivo de la Tesis, haciendo énfasis en la importancia del trabajo para las necesidades prácticas de la Ingeniería Civil. También se expondrá la metodología seguida para lograr los objetivos planteados y se presentarán referencias de otros trabajos de simulación realizados por otros investigadores.

El segundo capítulo hace una breve referencia de las metodología seguidas para la simulación de acelerogramas y, dado que el trabajo se realizará siguiendo **el método de la sumatoria de la Función de Green empírica**, se sigue el desarrollo teórico que ha derivado a esta técnica. Como primer punto se explica el modelo más simple del desarrollo de un terremoto y cómo aparece la necesidad de usar la entidad matemática denominada función de Green. Luego se indican las dificultades que surgen al aplicar esta técnica al tratar de modelar la estructura de velocidades, especialmente cuando sus valores tienen una fuerte variación en el plano horizontal, lo que justifica plenamente el uso del denominado método de la sumatoria de la función de Green empírica.

El tercer capítulo desarrolla la metodología planteada por Irikura (1983) quién planteó una metodología mejorada para **La Simulación Semi Empírica de Acelerogramas Durante Grandes Terremotos**. Esta metodología se basa en el modelo cinemático de fuente de Haskell y se caracteriza por usar como funciones de Green empírica los registros sísmicos de pequeños eventos, o réplicas, asociados a los grandes eventos. Además la modelación de la fuente sísmica hipotética se expresa con parámetros de fuentes como longitud y ancho de falla, y otros que son fáciles de obtener. Se explica, además, que esta metodología es apropiada para sismos de alta frecuencias.

El cuarto capítulo de centrará en detallar las características principales de las tres herramientas del proceso de simulación del acelerograma para el terremoto del 03/10/1974, en Lima. En la primera parte se expone la optimización del programa Synthetic, bajo el ambiente de DOS, desarrollado por Aguilar (1996) y las características introducidas en su versión para Windows. En su segunda parte se presentará el registro sísmico del evento principal del 03/10/1974, así como una descripción detallada de sus

parámetros principales y las fuentes de dónde se ha obtenido. Y la tercera parte tratará de la descripción de la réplica más importante del gran evento, ocurrida el 09/11/1974 y que será usada como función de Green empírica en el proceso de simulación.

En el capítulo V en su primera parte tratará del proceso de simulación del sismo de 03/10/1974. Se presentarán los acelerogramas simulados y se harán las respectivas comparaciones de los resultados obtenidos. En la segunda parte se hará un análisis de sensibilidad a los parámetros de fuente hipotético y se presentará una envolvente de las posibles aceleraciones máximas que llegarían al punto de observación debido a la ocurrencia de un evento máximo esperado en la ciudad de Lima.

Finalmente, en el capítulo VI se señalan las conclusiones obtenidas al desarrollar este trabajo de Tesis y se hacen algunas recomendaciones para mejorar el trabajo de simulación de acelerogramas.

El Autor.

Simulación De Acelerogramas Para el Terremoto del 03/10/1974, Registrado En Lima, Perú.

INDICE

PROLOGO

LISTA DE SÍMBOLOS

1.0 INTRODUCCION

1.1 OBJETIVO

1.2 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

1.3 METODOLOGIA

1.4 ESTUDIOS ANTERIORES

2.0 LA FUNCIÓN DE GREEN EMPIRICA

2.1 INTRODUCCION

2.2 METODOS PARA SIMULAR ACELEROGRAMAS.

2.2.1 Modificación de acelerogramas sísmicos reales.

2.2.2 Simulación de acelerogramas en el dominio del tiempo.

2.2.3 Simulación de acelerogramas en el dominio de la frecuencia.

2.2.4 Simulación de acelerogramas usando la técnica de la función de Green.

2.3 LA FUNCION DE GREEN

2.3.1 Proceso de Ruptura de un Terremoto.

2.3.2 Proceso de Simulación de Acelerogramas.

2.3.3 Artificios Matemáticos Involucrados.

2.3.4 Funciones de Green y su Aproximación.

a) Detalles de incertidumbres debido a un pobre conocimiento de la estructura de velocidad.

b) Limitaciones de cómputo.

c) Detalles al elegir un método de Función de Green.

2.3.5 Uso de Funciones de Green Empíricas.

2.4 LIMITACIONES DE LOS ACELEROGRAMAS ARTIFICIALES.

3.0 SIMULACION SEMI EMPÍRICA DE ACELEROGRAMAS DURANTE GRANDES TERREMOTOS.

3.1 INTRODUCCION

3.2 RELACIONES ENTRE LOS ACELEROGRAMAS DE LOS GRANDES EVENTOS Y LOS PEQUEÑOS EVENTOS

3.2.1 Similitud de Sismos.

3.2.2 Relaciones entre las funciones tiempo de fuente del gran evento y del evento pequeño.

3.3 METODO DE SIMULACIONES DE ACELEROGRAMAS DE GRANDES EVENTOS USANDO REGISTROS DE PEQUEÑOS EVENTOS.

3.4 RESUMEN DE LA METODOLOGÍA PROPUESTA.

4.0 HERRAMIENTAS E INFORMACIÓN BASICA DEL PROCESO DE SIMULACION DE ACELEROGRAMAS PARA EL TERREMOTO DEL 03/10/1974 DE LIMA.

4.1 INTRODUCCION

4.2 DESCRIPCION DEL PROGRAMA QUAKE SOFT

4.2.1 Antecedentes.

4.2.2 Diagrama de Flujo Básico.

4.2.3 Fuentes del Programa Synthetic

4.2.4 Filosofía de la Programación Orientada a Objetos.

4.2.5 Objetos principales creados.

4.2.6 Descripción de Uso del Programa QuakeSoft.

4.3 DESCRIPCION DEL SISMO DEL 03/10/74.

4.3.1 Introducción.

4.3.2 Registros Sísmicos Obtenidos.

4.3.3 Descripción de Parámetros Principales.

4.3.4 Espectros de Respuestas.

4.4 DESCRIPCION DE LA REPLICA DEL 09/11/1974

4.4.1 Introducción.

4.4.2 Registros Sísmicos Obtenidos.

4.4.3 Descripción de Parámetros Principales.

4.4.4 Espectros de Respuestas.

5.0 SIMULACION DE ACELEROGRAMAS DEL TERREMOTO DEL 03/10/74, OCURRIDO EN LIMA, PERU.

5.1 INTRODUCCION.

5.2 PROCESO DE SIMULACIÓN.

5.2.1 Resumen de Parámetros Usados.

5.2.2 Presentación de Acelerogramas Simulados.

5.2.3 Comparación entre Acelerogramas Simulados y Observados.

5.2.4 Comparación entre Espectros de Respuesta Simulados y Observados.

5.3 ANALISIS DE SENSIBILIDAD DE LOS PARÁMETROS DE LA FUENTE HIPOTÉTICA DEL SISMO MÁXIMO ESPERADO.

5.3.1 Introducción.

5.3.2 Sensibilidad respecto al área de ruptura de la fuente.

5.3.3 Sensibilidad respecto al punto de inicio de ruptura.

5.3.4 Sensibilidad respecto a la velocidad de ruptura.

5.3.5 Envolvente de aceleraciones máximas.

6.0 CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.

REFERENCIAS

- **Aguirre J. (1990):** *“Predicción de Movimientos Fuertes en la Ciudad de México, Usando Registros de Temblores Pequeños como Funciones de Green Empíricas”*, Tesis para obtener el Título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México.
- **Aguirre J., K. Irikura y K. Kudo (1994):** *“Estimation of Strong Grounds Motions on Hard Rock and Soft Sediment Sites in the Ashigara Valley Using the Empirical Green’s Function Method”*, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokio, Vol 44, Marzo 1994.
- **Beck S.L.(1990):** *“Variations in the Mode of Great Earthquakes Rupture Along The Central Peru Subduccion Zone”*, Geophysical Research Letters, Vol 17, Octubre.
- **Castillo J. (1994):** *“Peligro Sísmico en el Perú”*, Tesis para obtener el Título de Ingeniero Civil, Universidad Nacional de Ingeniería.
- **Cohee B. P., P. Somerville, y A. Norman (1991):** *“Simulated Ground Motions For Hypothesized Mw = 8 Subduction Earthquakes In Washington And Oregon”*, Bulletin of the Seismological Society of America. Vol 81, No 1, February.
- **Dorbath L., A. Cisternas, and C. Dorbath (1990):** *“Assessment of The Size of Large and Great Historical Earthquakes in Perú”*, Bulletin of the Seismological Society of America. Vol 80, No. 3, Junio 1990.
- **Giesecke A., L. Ocola, E. Silgado (1974):** *“Informe a UNESCO del Sismo del 03 de Octubre de 1974, Lima - Perú”*, Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS).
- **Herráiz M. (1997):** *“Conceptos Básicos de Sismología Para Ingenieros”*, Publicado por el Centro Peruano Japonés de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres (CISMID).
- **Iemura H. A. Igarashi, Z. Aguilar, M. Yasuda. (1998):** *“Aseismic Design of the Akashi Kaikiyo Bridge”*, IABSE Symposium Kobe.
- **Irikura K. (1983):** *“Semi – Empirical Estimation of Strong Ground Motions During Large Earthquakes”*, Bulletin of the Earthquake Research Institute, University of Tokio, Vol 33, Junio .
- **Kramer S.L.:** *“Geotechnical Earthquake Engineering”*, Book Published for Prentice – Hall International Series in Civil Engineering and Engineering Mechanics

- **Somerville P., M. Sen, B. Cohee (1991):** *“Simulation of Strong Motions Recorded During The 1985 Michoacán, México and Valparaíso, Chile Earthquakes”*, Bulletin of the Seismological Society of America. Vol 81, February.
- **Spudich P. A. and S. H. Hartzell:** *“Predicting Earthquake Ground – Motion Time - Histories”*

INDICE

DEDICATORIA	2
AGRADECIMIENTOS	3
INDICE	4
RESUMEN	7
<u>CAPITULO 1: INTRODUCCION</u>	
1.1 OBJETIVO	9
1.2 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO	9
1.3 METODOLOGIA	11
1.4 ESTUDIOS ANTERIORES	12
1.5 CONTENIDO DEL TRABAJO DE TESIS	14
<u>CAPITULO 2: LA FUNCIÓN DE GREEN EMPIRICA</u>	
2.1 INTRODUCCION	17
2.2 METODOS PARA SIMULAR ACELEROGRAMAS.	17
2.2.1 Modificación de acelerogramas sísmicos reales.	17
2.2.2 Simulación de acelerogramas en el dominio del tiempo.	19
2.2.3 Simulación de acelerogramas en el dominio de la frecuencia.	20
2.2.4 Simulación de acelerogramas usando la técnica de la función de Green.	21
2.3 LA FUNCION DE GREEN	23
2.3.1 Proceso de Ruptura de un Terremoto.	23
2.3.2 Proceso de Simulación de Acelerogramas.	30
2.3.3 Artificios Matemáticos Involucrados.	36
2.3.4 Funciones de Green y su Aproximación.	38
a) Detalles de incertidumbres debido a un pobre conocimiento de la estructura de velocidad.	39
b) Limitaciones de cómputo.	40
c) Detalles al elegir un método de Función de Green.	43
2.3.5 Uso de Funciones de Green Empíricas.	46
2.4 LIMITACIONES DE LOS ACELEROGRAMAS ARTIFICIALES.	46
<u>CAPITULO 3: SIMULACION SEMI EMPÍRICA DE ACELEROGRAMAS DURANTE GRANDES TERREMOTOS.</u>	
3.1 INTRODUCCION	48
3.2 RELACIONES ENTRE LOS ACELEROGRAMAS DE LOS GRANDES EVENTOS Y LOS PEQUEÑOS EVENTOS .	51
3.2.1 Similitud de Sismos.	51
3.2.2 Relación entre la función tiempo de la fuente de un gran evento y de un evento pequeño.	53

3.3	METODO DE SIMULACION DE ACELEROGRAMAS USANDO REGISTROS DE PEQUEÑOS EVENTOS.	58
3.4	RESUMEN DE LA METODOLOGÍA PROPUESTA.	62
<u>CAPITULO 4:</u> HERRAMIENTAS E INFORMACIÓN BASICA DEL PROCESO DE SIMULACION DE ACELEROGRAMAS PARA EL TERREMOTO DEL 03/10/1974 DE LIMA.		
4.1	INTRODUCCION	64
4.2	DESCRIPCION DEL PROGRAMA QUAKESOFT	64
4.2.1	Antecedentes.	64
	a) Programa Sinthetic	65
	b) Programa DataPro	65
4.2.2	Diagrama de Flujo	66
4.2.3	Filosofía de la Programación Orientada a Objetos.	67
4.2.4	Clases Principales de QuakeSoft	70
4.2.5	Descripción de Uso del Programa QuakeSoft.	71
4.3	DESCRIPCION DEL SISMO DEL 03/10/74.	79
4.3.1	Introducción.	79
4.3.2	Registros Sísmicos Obtenidos.	80
4.3.3	Parámetros Sísmicos.	81
4.3.4	Espectros de Fourier y de Respuesta.	83
4.4	DESCRIPCION DE LA REPLICA DEL 09/11/1974	83
4.4.1	Introducción.	83
4.4.2	Registros Sísmicos Obtenidos.	84
4.4.3	Descripción de Parámetros Obtenidos.	84
4.4.4	Espectros de Fourier y de Respuesta.	84
	Figuras.	85
<u>CAPITULO 5:</u> SIMULACION DE ACELEROGRAMAS DEL TERREMOTO DEL 03/10/74, OCURRIDO EN LIMA, PERU.		
5.1	INTRODUCCION.	111
5.2	RESUMEN DE PARAMETROS USADOS.	111
5.2.1	Número de Eventos.	111
5.2.2	Orientación del Plano de Falla del Evento Principal.	112
5.2.3	Posición del Evento Principal con respecto a la estación de registro sísmico.	113
5.2.4	Posición de la réplica con respecto a la estación de registro sísmico.	113
5.2.5	Velocidades de Ondas.	113
5.2.6	Magnitud del Evento Principal.	114
5.2.7	Magnitud del Evento Usado como Función de Green.	115
5.2.8	Area de Ruptura del Evento Principal.	115

5.2.9	Parámetros de Control del Modelo.	117
5.2.10	Resumen de Valores Usados en la Modelación.	118
5.3	PRESENTACION DE LOS ACELEROGRAMAS SIMULADOS.	
5.3.1	Introducción.	120
5.3.2	Comparación de Registros.	120
5.3.3	Comparación de los Espectros de Respuesta.	120
5.4	ANALISIS DE SENSIBILIDAD DE LOS PARAMETROS DE LA FUENTE HIPOTÉTICA DEL SISMO MAXIMO ESPERADO.	
5.4.1	Introducción.	121
5.4.2	Sensibilidad respecto a la velocidad de onda de corte (Vs).	122
5.4.3	Sensibilidad respecto al punto de inicio de ruptura.	124
5.5	ENVOLVENTE DE ACELERACIONES MAXIMAS.	127
	Figuras	128
CAPITULO 6: CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES.		
6.1	INTRODUCCION.	175
6.2	COMENTARIOS SOBRE EL METODO DE SIMULACION DE ACELEROGRAMAS USANDO LA FUNCION DE GREEN EMPIRICA.	175
6.3	COMENTARIOS SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS EN EL ANALISIS DE SENSIBILIDAD.	181
6.3.1	Sensibilidad con respecto a la velocidad de ondas de corte, o Vs.	181
6.3.2	Sensibilidad con respecto al punto de inicio de ruptura en el plano de falla.	181
6.3.3	Futuro de la simulación de acelerogramas en el país..	184
6.4	CONCLUSIONES	
6.4.1	Respecto al método de la sumatoria de la Función de Green Empírica.	185
6.4.2	Respecto al Programa QuakeSoft.	186
6.4.3	Respecto al sismo objetivo.	187
6.4.4	Respecto al sismo usado como Función de Green Empírica.	187
6.4.5	Respecto al proceso de simulación.	188
6.4.6	Respecto al análisis de sensibilidad del modelo a la velocidad de las ondas de corte.	189
6.4.7	Respecto al análisis de sensibilidad del modelo con la posición del punto de inicio de rotura en la falla.	190
6.4.8	Respecto a la envolvente de aceleraciones máximas.	191
	Figuras	192
BIBLIOGRAFIA		203
APENDICE	: Diagrama de Flujo de los Programas Datapro y Synthetic.	A-1

RESUMEN

El presente trabajo de investigación tiene como objetivo principal simular el terremoto de Lima ocurrido el 03 de Octubre de 1,974. Además se hará un análisis de sensibilidad del modelo de simulación a los valores de velocidad de ondas de corte y a la posición del punto de inicio de ruptura en el plano de falla con la finalidad de estimar cuál sería la aceleración máxima posible frente a la ocurrencia de un sismo de magnitud similar al sismo ocurrido el 03/10/1,974, en las condiciones más desfavorables.

En el Capítulo I se hace más extensivo el objetivo de la tesis, indicando la importancia de este estudio desde el punto de vista de la ingeniería civil. Además, se hará una breve descripción de la metodologías usadas para este fin, así como un listado de estudios semejantes realizados por otros autores.

Una descripción más exhaustiva de los primeros modelos para representar la ocurrencia de un sismo se realiza en el Capítulo II. Se explica las dificultades que surgen en este proceso de modelación, cómo nace el concepto de la Función de Green y porqué es tan difícil hallar un modelo que represente todas las variaciones en la estructura de velocidades que pueden existir entre el hipocentro y la estación de registro sísmico.

El uso de la técnica de la Función de Green Empírica como un método para evitar las dificultades de modelar teóricamente la estructura de velocidades se explica detalladamente en el Capítulo III, para arribar a las fórmulas que serán programadas en el Software Quakesoft.

En el Capítulo IV se hace una presentación de la herramienta de trabajo Quakesoft, el cual es un programa desarrollado en el formato Visual para simular sismos. También se hace una descripción de la información básica necesaria para ingresar en el proceso de simulación, tal como los parámetros del sismo objetivo, el sismo del 03/10/1974, y de la señal registrada de la

réplica principal del sismo, ocurrida el 09/11/1974, que será usada como función de Green Empírica.

En el Capítulo V se presentan los resultados obtenidos en el proceso de simulación y el análisis de sensibilidad ante los parámetros principales del modelo. También se presenta un estimado de la probable aceleración máxima que podría ocurrir en la ciudad de Lima si ocurriera un sismo de magnitud similar a la ocurrida al 03/10/1974.

Finalmente las conclusiones y recomendaciones del presente trabajo se presentan en el Capítulo VI.

El Autor.

CAPITULO I

Introducción

1.1 OBJETIVO

El objetivo del presente trabajo de tesis es simular los acelerogramas del terremoto ocurrido el día jueves 03 de Octubre de 1974 a las 09:21 (hora local), en la ciudad de Lima. Para la comparación de los acelerogramas simulados se usarán los acelerogramas reales obtenidos de la estación sismográfica ubicado en el Parque de la Reserva, Lima.

Como segundo objetivo se hará un análisis de sensibilidad de los acelerogramas con respecto a los principales parámetros de la fuente sísmica hipotética con la finalidad de encontrar una envolvente de aceleraciones máximas que podría llegar a la estación de registro si ocurriera un sismo de magnitud similar al analizado, pero en las condiciones más desfavorables.

1.2 IMPORTANCIA DEL ESTUDIO

Una de las principales preocupaciones del ingeniero civil al momento de diseñar y construir estructuras es que resistan las fuerzas sísmicas. Las instituciones gubernamentales encargadas de la actividad constructiva son las que canalizan esta preocupación a través de Normas Sismorresistentes. Estas Normas proporcionan espectros de respuesta típicos que en su formulación reflejan el peligro sísmico, las características geotécnicas y el factor de amplificación de la aceleración por las condiciones locales del sitio de construcción. Además, incluyen factores que toman en cuenta el uso e importancia de la estructura y el sistema estructural que se usa. Es decir, estas Normas reflejan el estado de arte alcanzado en la ciencia sismorresistente y son satisfactorias para la mayor parte de las estructuras que se construyen.

Hay estructuras, como los grandes reservorios, presas, puentes, reactores nucleares, etc., que requieren un conocimiento exacto de los espectros de

respuesta sísmicos. Asimismo, cuando se requiere construir un proyecto en sitios cercanos a fallas activas conocidas, los ingenieros necesitarán un acelerograma estimado que podría ocurrir por un terremoto en esa falla. Si la estructura del proyecto que se construirá cercano a la falla es simple, sólo bastará estimar los valores máximos de tal acelerograma (es decir, aceleración, velocidad, o duración máxima.) Por el contrario, si la estructura es compleja los ingenieros tendrán necesidad de conocer los acelerogramas posibles que pueden ocurrir en el lugar. Por ejemplo, si los estudios de suelos revelan un estrato de arena potencialmente licuable, se tendrá necesidad de saber a cuántos ciclos de carga sísmica y las magnitudes máximas a las que puede estar expuesta ese estrato de arena. Además, si se considera que habrá algún nivel de daños por el sismo, se tendrá que evaluar si el sismo perjudicial ocurrirá como un solo pulso o como una serie de oscilaciones que causen la deformación inelástica progresiva con cada ciclo. En estas situaciones, es necesario tener acelerogramas sísmicos reales o un sismo de diseño, pues, en muchas ocasiones, no son suficientes los parámetros del movimiento del suelo disponibles, tales como amplitud máxima, frecuencia dominante y duración, para describir adecuadamente los efectos de la vibración del suelo. Cuando se desea realizar un análisis no lineal tal como la respuesta de una estructura inelástica o la deformación permanente de un talud inestable, se requieren los acelerogramas sísmicos.

Son muy raras las situaciones en que las condiciones geológicas locales, regionales y tectónicas del sitio de interés sean similares a los sitios de donde se tienen los registros de los acelerogramas sísmicos reales de tal forma que éstas puedan usarse directamente en el análisis; por lo general se requieren desarrollar acelerogramas artificialmente. Es poco probable que los proyectistas encuentren los acelerogramas que sean convenientes, con la vibración más alta prevista; esto es, que exista un acelerograma que se haya registrado a la distancia apropiada de un terremoto del tamaño y mecanismo apropiado y en una estructura geológica similar. Lo que ocurrirá frecuentemente es que se encuentre un acelerograma con sólo algunas de las características deseadas. Por ejemplo, quizás exista un registro a la distancia

correcta del evento y del tamaño de sismo correcto pero el sitio donde se ha registrado el acelerograma es de roca dura, diferente a una capa aluvial de gran espesor que caracteriza el sitio donde se realizará la construcción. O podría ser que el registro observado tenga niveles bastante bajos de vibración debido a los efectos de la propagación de la ruptura desde el sitio donde se registra el acelerograma, mientras que el escenario del peor caso considerado para la estructura a construir incluye la propagación de la ruptura hacia el sitio o fenómeno conocido como directividad. Como se observa, esta falta de datos de acelerogramas adecuados para tales situaciones de interés de los ingenieros han hecho necesario el desarrollo de técnicas teóricas para simular acelerogramas de terremotos hipotéticos, posibles de ocurrir en el sitio de interés.

1.3 METODOLOGIA

Para la simulación de acelerogramas se seguirá la metodología propuesta por Irikura (1983) en su artículo "Predicción de Acelerogramas Usando Funciones de Green Empíricas", en el Simposio de Ingeniería Sismo Resistente de Japón. Se denomina función de Green Empírica a los registros sísmicos de magnitud de pequeña o moderada obtenidos en las estaciones sismográficas. El uso de un registro es preferible al de la función de Green calculado teóricamente porque en ella se ven reflejados implícitamente la influencia de las fallas geológicas, las variaciones de las propiedades de los materiales y de la estructura de velocidades que existen en el paso de las ondas sísmicas desde el punto de ruptura al punto de observación.

En forma resumida el método de la sumatoria de funciones de Green Empírica consiste en sumar los acelerogramas de los pequeños eventos con tiempos retrasados tantas veces como resulte de modelar el área de ruptura de la falla. Este modelo del área de ruptura está gobernado por un grupo sencillo de parámetros que pueden obtenerse de los catálogos sísmicos de las estaciones sismográficas y de otras fuentes de información.

Una vez que se calibra el modelo comparando los acelerogramas simulados con los acelerogramas reales observados de un gran evento, se puede estimar el movimiento sísmico en otras estaciones donde no se haya registrado el evento principal, así como analizar las posibles variaciones en la llegada de las aceleraciones máximas a la estación sismográfica en relación a cambios en la velocidad de las ondas de corte, V_s , o la posición del punto de inicio de ruptura (o hipocentro del terremoto). Con esta información se obtiene una envolvente de posibles aceleraciones máximas, de gran interés para la ingeniería sísmo resistente.

1.4 ESTUDIOS ANTERIORES

A nivel mundial existe una gran actividad en la investigación de modelos teóricos y semi empíricos para la simulación de los acelerogramas de los grandes sismos que asolan al mundo. En los últimos años, la creciente red de acelerógrafos a escala mundial, el importante desarrollo de la industria de la informática, tanto en el incremento de volumen de datos para almacenar como en la eficiencia de su manejo y en la velocidad de cálculo, y el acceso a información instantánea a través de la Internet, ha hecho que se incremente dramáticamente el conocimiento de los procesos que ocurren en un terremoto. Por ello las metodologías de simulación de acelerogramas van progresando constantemente. De todos los métodos que han sido propuestos, los que son de interés para el presente trabajo son aquellos adecuados para las zonas de subducción. Estas zonas se caracterizan porque, según la teoría de la tectónica de placas, una placa se hunde hacia las partes inferiores de la corteza de la Tierra y empuja a una placa suprayacente. Estas zonas se caracterizan porque los sismos se denominan de campo cercano, es decir, es imposible modelar el plano de ruptura de un terremoto como un punto por su cercanía a las estaciones sismográficas. La característica de los sismos de campo cercano es su alta frecuencia de vibración que provocan en el ambiente el ruido característico de los sismos peruanos. De lo expuesto, se presentarán a continuación algunos de los trabajos de simulación de acelerogramas en zonas de subducción, con el propósito de dar referencias suficientes al lector interesado en ahondar en el tema. Por supuesto,

quizás se han omitido otros importantes trabajos, pero los aquí señalados son las que ha revisado el autor del presente trabajo.

- **“Predicción de Movimientos Fuertes en la Ciudad de México, Usando Registros de Temblores Pequeños como Funciones de Green Empírica”** (1990), desarrollado por Jorge Aguirre González como tema de tesis para obtener el título de ingeniero geofísico en la Universidad Autónoma de México. En este trabajo se simula los acelerogramas del terremoto de 1989, en la ciudad de México.
- **“Estimación de Acelerogramas en Sitios de Roca Dura y Sedimento Suave en el Valle de Ashigara Usando el Método de la Función Empírica de Green”** (1994), desarrollado por Jorge Aguirre, Kojiro Irikura y Kazuyoshi Kudo. El trabajo fue presentado en el Boletín del Instituto de Investigación y Prevención de Desastres de la Universidad de Kyoto. Este trabajo investiga el comportamiento no lineal en los tipos de suelos propuestos y simula los acelerogramas del terremoto de 1990, en Halone.
- **“Simulación de los Acelerogramas Registrados Durante el Terremoto Registrado en 1985, en Michoacán, México y el Terremoto de 1985 en Valparaíso, Chile”** (1991), desarrollado por Brian P. Cohee, Paul G. Somerville y Norman A. Abrahamson. El trabajo fue presentado en el Boletín de la Sociedad Americana de Sismología.
- **“Simulación de Acelerogramas Para un Hipotético Terremoto de Subducción de $M_w = 8.0$ en Washington y Oregon”** (1991), desarrollado por Paul Somerville y Mrinal Sen y Brian P. Cohee. El trabajo predice posibles acelerogramas en las ciudades mencionadas usando el modelo de predicción calibrado con los acelerogramas de los terremotos de 1985, en Michoacán, México y el terremoto de 1985, en Valparaíso, Chile.

- **"Diseño Sismo Resistente del Puente Akashi Kaikyo"** (1998), desarrollado por Hirokazu Iemura, Akira Igarashi, Zenón Aguilar, Masahiko Yasuda. Este trabajo es una de las primeras aplicaciones orientadas al diseño de estructuras del método de simulación de acelerogramas. Con base a un sistema de observación de una red de cuatro estaciones, usan los registros de los pequeños eventos y de la réplica del terremoto de Hyogoken – Nanbu como funciones de Green empírica para simular los acelerogramas observados del terremoto. Una vez calibrado el modelo, se realiza un análisis de sensibilidad para hallar la envolvente de desplazamientos típicos. Los valores hallados se comparan con el espectro de respuesta utilizado para el diseño del puente. El trabajo fue presentado en el IABSE Symposium Kobe 1998.

Con respecto a la realidad peruana no se conocen de simulaciones realizadas en el país. No se ha podido consultar con la biblioteca del Instituto Geofísico del Perú (I.G.P.) por causa del incendio que sufrió en el año 2000. En las páginas de Internet del I.G.P. y del Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS) no hay referencias a trabajos realizados en ese tema.

1.5 CONTENIDO DEL TRABAJO DE TESIS.

El presente trabajo, realizado como Tesis de Grado para obtener el título de Ingeniero Civil, tiene como objetivo presentar los resultados de la simulación de acelerogramas para el sismo del 03 de Octubre de 1974, ocurrido en la ciudad de Lima. Además, se realizará un análisis de sensibilidad de los principales parámetros de la fuente hipotética del sismo para presentar los máximos valores de aceleración que podrían registrarse en el punto de observación de registro sísmico frente a un evento máximo esperado en la ciudad de Lima.

En el capítulo I se hace un planteamiento del objetivo de la Tesis, haciendo énfasis en la importancia del trabajo para las necesidades prácticas de la Ingeniería Civil. También se expondrá la metodología seguida para lograr los

objetivos planteados y se presentarán referencias de otros trabajos de simulación realizados por otros investigadores.

El segundo capítulo hace una breve referencia de las metodología seguidas para la simulación de acelerogramas y, dado que el trabajo se realizará siguiendo **el método de la sumatoria de la Función de Green empírica**, se sigue el desarrollo teórico que ha derivado a esta técnica. Como primer punto se explica el modelo más simple del desarrollo de un terremoto y cómo aparece la necesidad de usar la entidad matemática denominada función de Green. Luego se indican las dificultades que surgen al aplicar esta técnica al tratar de modelar la estructura de velocidades, especialmente cuando sus valores tienen una fuerte variación en el plano horizontal, lo que justifica plenamente el uso del denominado método de la sumatoria de la función de Green empírica.

El tercer capítulo desarrolla la metodología planteada por Irikura (1983) quién planteó una metodología mejorada para **La Simulación Semi Empírica de Acelerogramas Durante Grandes Terremotos**. Esta metodología se basa en el modelo cinemático de fuente de Haskell y se caracteriza por usar como funciones de Green empírica los registros sísmicos de pequeños eventos, o réplicas, asociados a los grandes eventos. Además la modelación de la fuente sísmica hipotética se expresa con parámetros de fuentes como longitud y ancho de falla, y otros que son fáciles de obtener. Se explica, además, que esta metodología es apropiada para sismos de alta frecuencias.

El cuarto capítulo de centrará en detallar las características principales de las tres herramientas del proceso de simulación del acelerograma para el terremoto del 03/10/1974, en Lima. En la primera parte se expone la optimización del programa Synthetic, bajo el ambiente de DOS, desarrollado por Aguilar (1996) y las características introducidas en su versión para Windows. En su segunda parte se presentará el registro sísmico del evento principal del 03/10/1974, así como una descripción detallada de sus parámetros principales y las fuentes de dónde se ha obtenido. Y la tercera parte tratará de la descripción de la réplica más importante del gran evento, ocurrida el

09/11/1974 y que será usada como función de Green empírica en el proceso de simulación.

En el capítulo V en su primera parte tratará del proceso de simulación del sismo de 03/10/1974. Se presentarán los acelerogramas simulados y se harán las respectivas comparaciones de los resultados obtenidos. En la segunda parte se hará un análisis de sensibilidad a los parámetros de fuente hipotético y se presentará una envolvente de las posibles aceleraciones máximas que llegarían al punto de observación debido a la ocurrencia de un evento máximo esperado en la ciudad de Lima.

Finalmente, en el capítulo VI se señalan las conclusiones obtenidas al desarrollar este trabajo de Tesis y se hacen algunas recomendaciones para mejorar el trabajo de simulación de acelerogramas.

CAPITULO II

La Función de Green Empírica

2.1 INTRODUCCION

Tal como se expuso en el capítulo anterior, la simulación de acelerogramas es de gran interés para la ingeniería sísmo resistente. Aunque el desarrollo estrictamente teórico del tema pertenece al campo de la sismología y de la ingeniería geofísica, es de interés de los ingenieros civiles conocer los conceptos generales involucrados que intervienen en ellas. Con esa perspectiva se presenta el desarrollo de las ideas y conceptos que derivaron al concepto de la función de Green y cómo debido a las dificultades en el cálculo teórico de la función de Green se optó por usar los registros de los pequeños eventos sísmicos como funciones de Green Empíricas. El marco teórico del método semi-empírico de simulación de acelerogramas de grandes terremotos se expondrá en el siguiente capítulo.

2.2 METODOS PARA SIMULAR ACELEROGRAMAS

Antes de desarrollar el tema de nuestro interés se presentará un panorama muy breve de los métodos para simular acelerogramas. Existen muchos métodos para este fin. Los métodos más comunes se pueden clasificar en cuatro categorías principales:

- Modificación de acelerogramas sísmicos reales.
- Simulación de acelerogramas en el dominio del tiempo.
- Simulación de acelerogramas en el dominio de la frecuencia.
- Simulación de acelerogramas usando la técnica de la función de Green.

2.2.1 Modificación de acelerogramas sísmicos reales.

Este es quizás el método más simple para simular acelerogramas sísmicos. Simplemente se modifican de registros de acelerogramas sísmicos reales.

Usualmente se usa un parámetro del registro, como la aceleración máxima o la velocidad máxima, para re-escalar registros de acelerogramas reales a otros niveles de vibración. Krinitszky y Chang (1979) recomiendan que el factor de escalamiento (relación de la amplitud del sismo objetivo entre la amplitud del registro que está siendo escalado) debe estar lo más cerca a la unidad como sea posible, aunque usualmente siempre esté entre 0.25 y 4.0. Además, recomiendan que los análisis se realicen con varios registros escalados. Vanmarcke (1979), al notar que el sólo escalamiento de la amplitud es errónea al no tomar en cuenta las diferencias en otras importantes características, tal como el contenido de frecuencia y la duración, sugirió que el límite del factor de escalamiento debe estar en función al tipo de problema para el cual el acelerograma resultante será aplicado. Por ejemplo, para un análisis lineal y elástico de estructuras, los límites de Krinitszky y Chang (1979) se consideraron convenientes, pero para licuación de suelos se recomienda un factor de escalamiento dentro del rango de 0.5 a 2.0.

El procedimiento de escalamiento requiere una cuidadosa selección del acelerograma real que será usado. Un registro deseable, además de tener una aceleración o velocidad máxima cercana al valor del sismo objetivo, también debe tener una magnitud, distancia, y características locales del sitio que sean similares a los del sismo objetivo. En tales registros es más probable que se tenga un contenido de frecuencia y duración similar al sismo objetivo. Están disponibles programas de cómputo (Dussom, 1991, Ferrito, 1992) que contienen, o por lo menos interactúan, bases de datos de sismos reales para ayudar en la selección del acelerograma real para el re escalamiento.

Muchas veces se ha usado el re escalamiento de la escala de tiempo para modificar el contenido de frecuencia de un registro de acelerograma. Esto usualmente se logra multiplicando el paso de tiempo (Δt) de un registro real digitalizado por la relación del periodo predominante del sismo objetivo entre el periodo predominante del acelerograma real. Como esta aproximación cambia el contenido de frecuencia de todo el espectro, así como la duración del

registro re escalado, debe usarse cuidadosamente para evitar consecuencias imprevistas.

Para simular acelerogramas de larga duración sin cambiar significativamente el contenido de frecuencia, algunos (por ejemplo Seed e Idriss, 1969) han unido partes de registros de acelerogramas reales. Procedimientos de este tipo también deben usarse con precaución. Se aconseja el examen cuidadoso de la racionalidad de los acelerogramas unidos tanto en el dominio del tiempo como en el dominio de la frecuencia.

2.2.2 Simulación de acelerogramas en el dominio del tiempo.

Desde hace años (Houner, 1947) se notó la semejanza de los acelerogramas sísmicos a los procesos estocásticos transitorios. En consecuencia, se han desarrollado varios procedimientos que tratan los acelerogramas sísmicos como procesos estocásticos. Muchos de éstos operan completamente en el dominio del tiempo. Se define un proceso estocástico estacionario a aquel cuyos datos estadísticos permanecen constantes con el tiempo. Un acelerograma estacionario, por ejemplo, tendrá una aceleración media constante, una desviación estándar de aceleración constante y un contenido de frecuencia constante –las aceleraciones continúan indefinidamente. El hecho que la amplitud de la aceleración real varíe con el tiempo (los acelerogramas tienen un inicio y un final) produce sus amplitudes no estacionarias. Los estudios también han demostrado que el contenido de frecuencia de un acelerograma sísmico típico también es no estacionario –cambia durante la duración de la vibración.

La simulación de un acelerograma en el dominio del tiempo típicamente involucra multiplicar una señal estacionaria, una señal de ruido blanco filtrado (o proceso de filtración de Poisson) por una función envolvente que describe el crecimiento y la consecuente caída (no estacionaria) de la amplitud del acelerograma (Shinozuka y Deodatis, 1988), como se ilustra en la Figura 2.1. Posteriormente se han desarrollado modelos que consideran el

comportamiento no estacionario de la amplitud y el contenido de frecuencia (por ejemplo Sharma y Shah, 1986; Shinozuka y Deodatis, 1988).

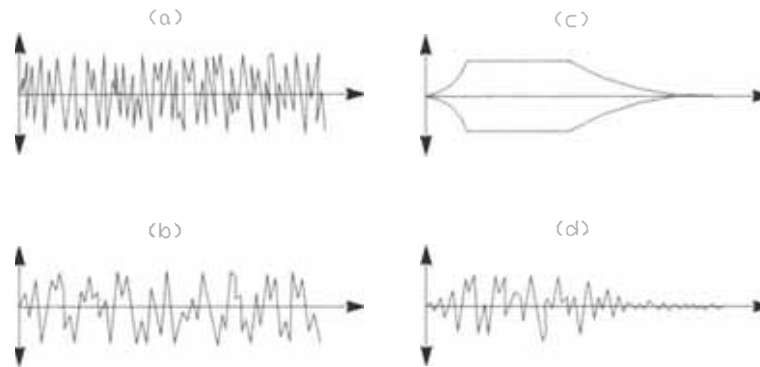


FIGURA 2.1 Ejemplo de simulación de acelerogramas en el dominio del tiempo: (a) el acelerograma del ruido blanco es filtrado en el dominio del tiempo para producir (b) el acelerograma del ruido blanco filtrado. El ruido blanco filtrado es multiplicado por una función envolvente en (c) para producir el acelerograma simulado mostrado en (d).

2.2.3 Simulación de acelerogramas en el dominio de la frecuencia.

Los acelerogramas pueden simularse en forma conveniente en el dominio de la frecuencia combinando un espectro de amplitud de Fourier con un espectro de fase de Fourier. El espectro de amplitud puede calcularse de un espectro de acelerograma real o puede ser representado por algún recurso teórico, tal como el espectro de Brune o una función de densidad de energía espectral. El espectro de fase puede ser obtenido de un acelerograma real o puede ser calculado de un tiempo historia dado por el producto de un ruido blanco y una función envolvente (Figura 2.2). Algunos investigadores (por ejemplo Ohsaki, 1979; Abrahamson y Singh, 1986) han usado distribuciones de diferencia de fase como un indicador de la estructura de fase para desarrollar espectro de fase artificial no aleatorio.

Los métodos en el dominio de frecuencia son particularmente útiles para la simulación de acelerogramas que son consistentes con el espectro de respuesta objetivo. Programas de cómputo tal como EQGEN (Chang et al.,

1986) y RASCAL (Silva, 1987) asumen un espectro de amplitud y de fase de Fourier inicial y entonces ajustan iterativamente las ordenadas del espectro de amplitud hasta que se produzca un acelerograma consistente con el espectro de respuesta objetivo.

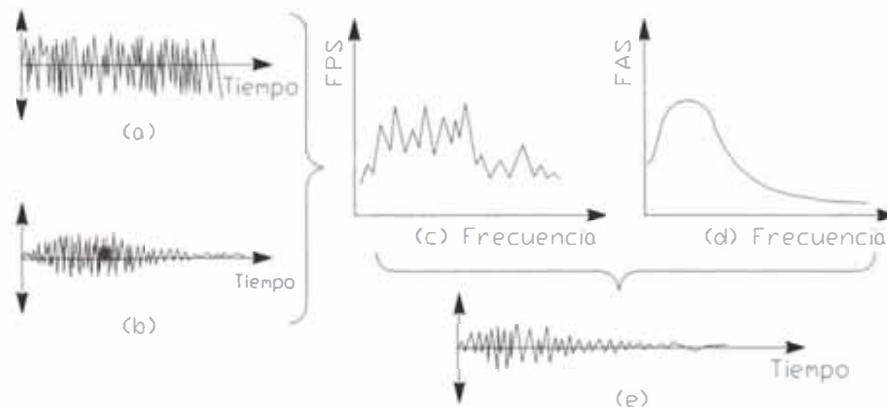


FIGURA 2.2 Ejemplo de simulación de acelerogramas en el dominio de frecuencia de: (a) un acelerograma de ruido blanco es formado por una función envolvente para producir (b) un acelerograma de ruido blanco envuelto. Se obtiene la transformada de Fourier del ruido blanco envuelto para obtener (c) el espectro de fase. El espectro de fase es combinado con (d) el espectro de amplitud para producir (e) el acelerograma simulado.

2.2.4 Simulación de acelerogramas usando la técnica de la función de Green.

La aproximación de la función de Green para simular acelerogramas está basado en la idea que el movimiento total de un sitio en particular es igual a la suma de los movimientos producidos por una serie de rupturas individuales de muchos pequeños pedazos en la falla causante. Para conseguir el movimiento del sitio se requiere:

- la definición de la geometría de la fuente del terremoto,
- dividir la fuente en un número finito de pedazos o elementos,
- definir la secuencia en que se rompen los elementos,

- definir las funciones de deslizamiento de la fuente (funciones que describen la variación del desplazamiento del deslizamiento con el tiempo para cada pedazo), y
- definir las funciones de Green (funciones que describen el movimiento en el sitio debido a una unidad instantánea de deslizamiento en la fuente; ver la Figura 2.3) a través de la fuente.

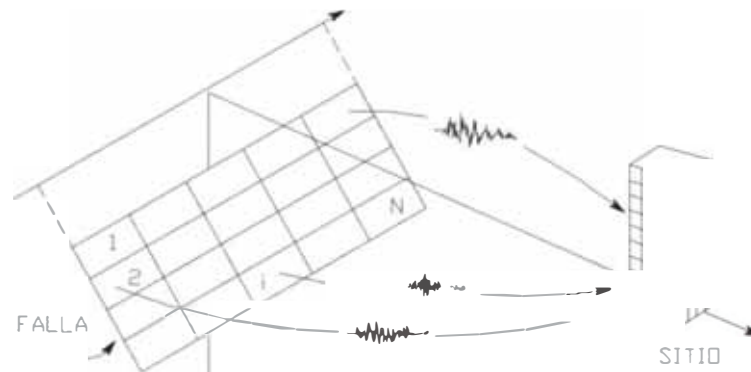


FIGURA 2.3 Esquema de funciones de Green una falla dividida en N pedazos. Las diferencias en las funciones de Green para los diferentes pedazos se deben a las diferencias en la profundidad focal, distancia al epicentro y la estructura geológica a lo largo de la ruta del sitio a la fuente. Una vez que las funciones de Green han sido determinados, los acelerogramas del sitio pueden ser simulados fácilmente para una variedad de modelos de ruptura de falla y funciones de deslizamiento.

Combinando las funciones de Green con la función deslizamiento se obtiene el movimiento del sitio debido al deslizamiento de cada pedazo individual. Sumando los efectos de los deslizamientos de cada pedazo mientras se considera el orden en que se produce la ruptura, se obtiene el acelerograma global del sitio. Obviamente, el procedimiento de sumatoria asume que todos los materiales permanecen en el estado lineal.

El cálculo con las funciones de Green requiere el conocimiento de la estructura de velocidad de los materiales de la corteza entre la fuente y el sitio. Sin embargo, la estimación de la estructura de velocidad, particularmente con

respecto a las heterogeneidades, es un problema muy difícil. También se requiere considerable esfuerzo de cómputo para calcular la función de Green. Usualmente se usan las técnicas de los elementos finitos, diferencias finitas y la teoría del rayo para este propósito. Hartzell (1978) omitió estos cálculos usando los movimientos débiles de pequeños terremotos como **funciones de Green Empíricas** para simular el movimiento fuerte de grandes terremotos. Las funciones de Green empíricas tienen el beneficio de retener automáticamente los efectos de la estructura de velocidad de la corteza.

La aproximación de la función de Green es particularmente útil para la generación de movimientos en el *campo cercano*, eso es, movimientos bastante cercanos a la falla de modo que la dimensión de la falla llega a ser significativo (para lugares en el *campo lejano*, la falla puede ser tratada como una fuente puntual sin pérdida de exactitud). La naturaleza del modelo de ruptura, incluyendo la dirección general en la cual progresa la ruptura, y el acimut del sitio (relativo a la falla) puede influenciar fuertemente en el acelerograma en el campo cercano. La aproximación de la función de Green permite que el fenómeno de directividad se refleje en los acelerogramas simulados.

2.3 LA FUNCION DE GREEN

2.3.1 Proceso de Ruptura de un Terremoto

A pesar que los detalles del proceso de ruptura de un terremoto son principalmente desconocidos, los rasgos más generales se entienden tanto teóricamente y por observación, y se puede especificar un modelo razonable de la fuente del terremoto por un grupo de parámetros. En esta sección se examina estos parámetros y se comenta qué tan bien podrían predecirse en una simulación de ruptura por terremoto.

Primero examinaremos un modelo muy simple de una fuente de un terremoto, una ruptura que crece sobre una superficie plana en un medio homogéneo e infinito.

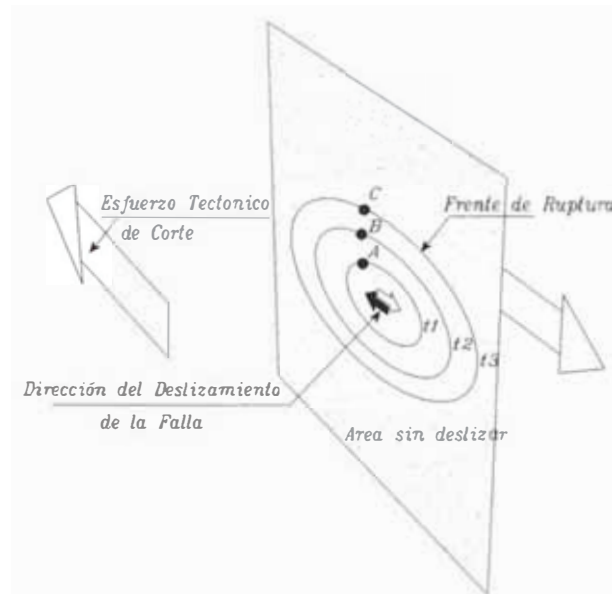


FIGURA 2.4 Idealización de la rotura de la falla en el tiempo t_3 . La parte que aún no está rota está punteada, y la parte que se está deslizando activamente no está punteada. Los contornos muestran las posiciones del frente de ruptura en los tiempos t_1 , t_2 , y t_3 . La falla se desliza en la dirección del esfuerzo aplicado. Los tiempos históricos del deslizamiento para A, B, y C se muestran en la Figura 2.5. Las flechas en centro de la figura muestra el movimiento del material a ambos lados de la falla.

Se asume que se aplica un esfuerzo de corte tectónico uniforme, paralelo al plano para orientar la rotura, como se muestra en la Figura 2.4, y también asumimos que el deslizamiento se inicia en algún punto en el plano (el hipocentro del terremoto). Como consecuencia, el área de deslizamiento crecerá y se extenderá lejos del hipocentro. Si definimos el frente de ruptura como el límite entre la región deslizada y la no deslizada del plano de falla, la posición del frente de la ruptura en tres tiempos sucesivos t_1 , t_2 , y t_3 será como muestra en la Figura 2.4. La forma del frente de ruptura será circular o elíptica, y el propio frente avanzará a una velocidad que depende de la dirección. En la dirección perpendicular al esfuerzo aplicado, la ruptura viajará en el medio a la

velocidad de una onda Rayleigh ($\sim 0.92 V_s$, donde V_s es la velocidad de las ondas de corte); en la dirección paralela al esfuerzo aplicado, la ruptura viajará a la velocidad de la onda Rayleigh si la cohesión entre los dos lados de la falla es grande, o viajará tan rápido como la velocidad de las ondas P si la cohesión de la falla es baja (Mikumo y Miyatake, 1978). Por todas partes dentro del área rota (la región no punteada de la Figura 2.4), el desplazamiento de los dos lados de la falla será paralelo al esfuerzo aplicado.

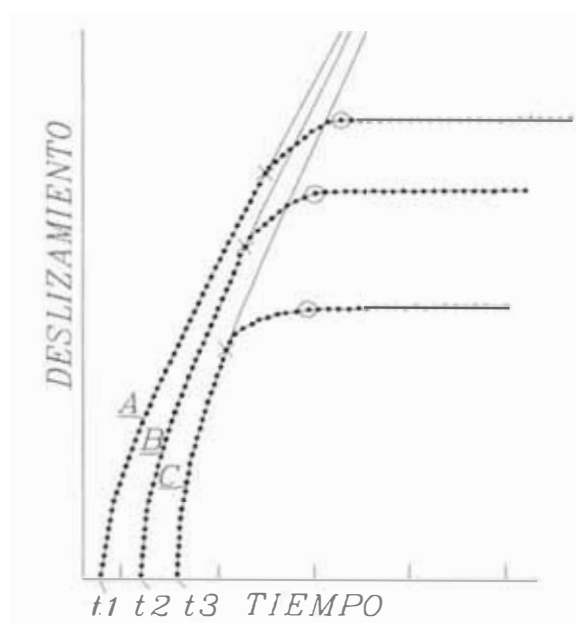


FIGURA 2.5: Tiempo historia del deslizamiento en los puntos A, B, y C (Figura 2.4) bajo dos suposiciones: (1) no hay ningún límite para detener el frente de ruptura, de modo que el deslizamiento continúa indefinidamente (línea sólida), y (2) el frente de ruptura para en el límite, y el deslizamiento cesa en los puntos interiores (línea punteada). Las espas indican los puntos en los cuales se inicia la detención; los círculos abiertos, los puntos en los que la detención se ha completado.

En general, los estudios de observación de terremotos, tales como los resumidos por Geller (1976), muestran que la velocidad de la ruptura está aproximadamente entre el 60 y 90 por ciento de la velocidad de la onda de corte en la roca circundante, en una primera aproximación con la teoría. Recientemente, Olson y Aspel (1982), Archuleta (1984), y Spudich y Cranswick

(1984) han encontrado evidencias de velocidades de ruptura cercanas a la velocidad de las ondas P en el terremoto de 1979, en el Valle Imperial, California.

Para retornar a la fuente del terremoto idealizada en la Figura 2.4, si el esfuerzo tectónico y la cohesión entre los dos lados de la falla son uniformes en todas partes, no hay nada que pueda detener la ruptura y esta se extenderá indefinidamente; por consiguiente, el desplazamiento relativo o el deslizamiento entre los dos lados de la falla crecerá indefinidamente. El frente de ruptura puede detenerse, sin embargo, si la ruptura encuentra una región de la falla donde los esfuerzos tectónicos no son lo bastante grandes para superar la resistencia a la rotura de la falla. Así, las no uniformidades, tanto en el esfuerzo tectónico o en la resistencia de los materiales de la zona de falla, o ambos, causarían que el proceso de ruptura se detenga. Por ejemplo, podemos examinar los tiempo-historia del deslizamiento en los puntos A, B, y C (Figura 2.4) para los casos de una ruptura que se detiene, mostrado por las líneas punteadas en la Figura 2.5 (Archuleta y Frazier, 1978), y una ruptura que continúa indefinidamente, mostrado por las líneas sólidas en la Figura 2.5 (Kostrov, 1964). En cualquier caso, el deslizamiento en A, B, y C se inicia con el paso del frente de ruptura en los tiempos t_1 , t_2 , y t_3 . El deslizamiento cesa, sin embargo, solamente si el frente de ruptura para en los límites. Si seguimos a Boatwright (1981) y decimos que la detención se inicia cuando se espera que la función deslizamiento se desvíe para una falla sin límites, podemos ver en la Figura 2.4 que la detención se inicia más temprano en el punto C, más cerca de la frontera de la falla, y que se propaga en sentido contrario a las fronteras. Una analogía semejante sería un accidente automovilístico en que el automóvil que va adelante (frente de ruptura) de una gran fila de vehículos choca con un obstáculo y causa una colisión de reacción en cadena entre los vehículos siguientes. Como cada vehículo choca con uno que está adelante (detenido), la colisión se propaga hacia atrás, a través de la línea de automóviles, aunque todos los automóviles se estén moviendo hacia adelante. El último automóvil que llega a parar está más lejos del obstáculo inicial.

Aunque aparentemente se ha hablado de fallas redondas o elípticas, los mismos principios se aplican a largas fallas de deslizamiento sobre el rumbo. La Figura 2.6 muestra un cálculo teórico realizado por Archuleta y Day (1980) de propagación de la ruptura a lo largo de una falla de deslizamiento sobre el rumbo que se parece a la falla de San Andrés cerca de Parkfield, en California central. La región que está deslizándose activamente sobre la falla se muestra a intervalos de 2-s después del inicio de la ruptura. En este caso, las primeras barreras encontradas por el frente de la ruptura son el lado izquierdo, la parte inferior y superior de la falla, y la detención se propaga hacia el centro de estos límites.

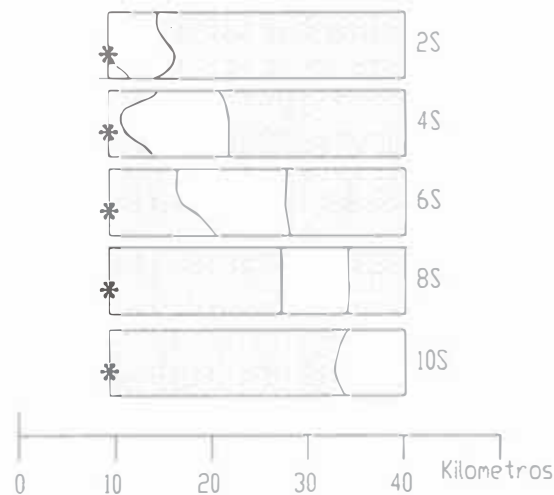


FIGURA 2.6: Modelo de propagación de ruptura para una larga falla de deslizamiento sobre el rumbo, adaptado de Archuleta y Day (1980). Los diagramas del plano de falla son a intervalos de 2-s después del inicio de la ruptura. El área no punteada está deslizándose activamente. El área punteada a la derecha no ha sido roto todavía; el área punteada a la izquierda se ha detenido y ahora exhibe un desplazamiento estático neto. El hipocentro está mostrado por asterisco.

De los estudios teóricos, como los de Kostrov (1964), Archuleta y Frazier (1978) y otros, podemos hacer una suposición razonable que, durante un terremoto, el tiempo historia del deslizamiento en cualquier punto se parecerá al tiempo historia del deslizamiento para una falla sin límites hasta que la

información de los límites alcance el punto e inicie la detención, como muestra la Figura 2.5. Boatwright (1981) ha elaborado sobre esta suposición y lo ha usado para estudiar las réplicas del terremoto de 1975, en Oroville, California.

Antes de proceder a modelos más complicados de ruptura, se examinará las características principales de los acelerogramas causados por estos modelos simples. El efecto mejor conocido de una propagación de ruptura es amplificar la energía irradiada en la dirección de la ruptura y disminuir la energía irradiada en la dirección opuesta de ruptura (Ben - Menahem, 1961). Este efecto, llamado directividad, ha sido observado en muchos estudios teóricos y de observación (por ejemplo, Boatwright y Boore, 1982; Hartzell y Helmberger, 1982) La magnitud de este efecto está relacionado a la velocidad promedio de la ruptura. Un segundo efecto, el cual es de gran importancia en la ingeniería, es que la mayor parte de la energía de alta frecuencia es irradiada del propio frente de ruptura y que esta energía se irradia más profusamente bajo dos circunstancias: (1) cuando el frente de ruptura acelera o disminuye la velocidad y (2) cuando el frente de ruptura cruza una región de la falla donde la cantidad de deslizamiento varía de lugar a lugar (Madariaga, 1977; Spudich y Frazer, 1984). En los modelos simples de ruptura que hemos discutido anteriormente, donde el frente de ruptura se propaga uniformemente hasta que choca con los límites de la falla, casi toda la radiación de alta frecuencia ocurre cuando el frente de ruptura para en los límites de la falla. Esta característica es un rasgo muy conocido del modelo simple de falla de Haskell (1964).

La observación teórica que la mayor parte de la energía de alta frecuencia es irradiada por los cambios en la velocidad del frente de ruptura y por variaciones espaciales en la cantidad de deslizamiento tiene importantes implicancias para los acelerogramas de alta frecuencia causados por terremotos de modelos de fuente que son más realistas que los que se discutieron anteriormente. Puesto que tanto el estado de esfuerzo sobre una falla y la resistencia del material de la falla pueden ser bastantes heterogéneos sobre una superficie de falla verdadera, podríamos esperar que, durante un terremoto, el frente de ruptura avanzará muy irregularmente y que en algunas regiones de la falla serán tan

fuertes que el frente de ruptura saltará más allá de ellos y los dejará sin romper. El resultado puede ser un modelo de regiones rotas y no rotas sobre la falla similar al mostrado en la Figura 2.7 que es el modelo sugerido por Aki (1979) para el terremoto de 1966, en Parkfield. Varios estudios teóricos, incluyendo los de Das y Aki (1977 a, b), Mikumo y Miyatake (1978), y Day (1982), han mostrado que, en presencia de heterogeneidades de esfuerzo y de resistencia, los frentes de ruptura pueden avanzar irregularmente e incluso saltar alrededor de las regiones resistentes en la falla (llamados barreras). Dado que la radiación de alta frecuencia es generada por el movimiento no uniforme del frente de ruptura y de una distribución irregular del deslizamiento, el modelo de esfuerzos pre existentes y resistencia en la falla controlará los acelerogramas de alta frecuencia que genera el terremoto.

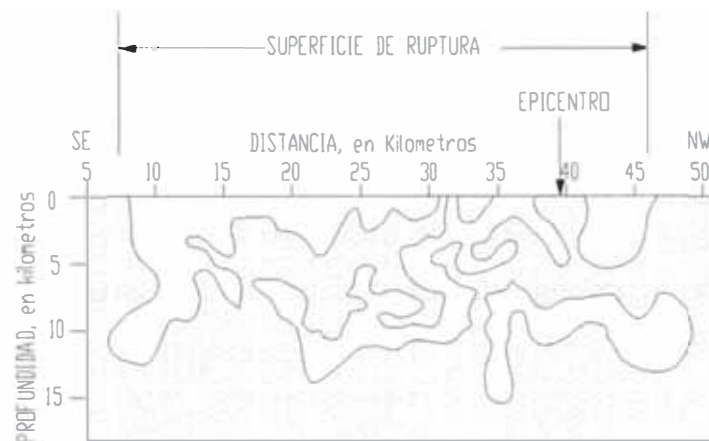


FIGURA 2.7: Posible heterogeneidad de ruptura durante el terremoto de 1966, en Parkfield, California, modificado de Aki (1979). Se postuló que el área no punteada ha sido deslizado durante el terremoto; el área punteada permanece bloqueado.

Desafortunadamente, la distribución de esfuerzos y resistencias en las fallas reales es desconocida, de modo que es imposible, en este punto, predecir determinísticamente los detalles de cómo podría romperse cualquier falla activa particular. Ahora, empezando con Haskell (1966) y Aki (1967), los investigadores han intentado descubrir la distribución estadística de las

propiedades materiales o parámetros de ruptura sobre la superficie de la falla en un esfuerzo para simular acelerogramas de alta frecuencia.

Recientemente se ha hecho considerable trabajo sobre la naturaleza estadística de la función de deslizamiento de los terremotos, por ejemplo por Aki y otros (1977), Andrews (1981), Papageorgiou y Aki (1983), y muchos otros que ellos citan, y la incoherencia del comportamiento de la fuente ha sido usado en varias formas por Bouchon (1978), Boore y Joyner (1978), y Apsel y otros (1981). En su estudio, Boore y Joyner permitieron que la velocidad de ruptura o la amplitud de la función de deslizamiento varíen aleatoriamente, con ciertas propiedades estadísticas, sobre la superficie de la falla mientras mantenían la forma de la función de deslizamiento versus tiempo constante sobre la falla. Bouchon permitió que tanto la amplitud y la forma de sus funciones de deslizamiento varíen sobre el plano de falla de acuerdo el estudio teórico de la ruptura de la falla de Das y Aki (1977a), e incluyeron un número pequeño de barreras de alta resistencia para la rotura sobre la falla. Apsel y sus colaboradores permitieron un grado aun mayor de aleatoriedad agregando un componente aleatorio a la velocidad de ruptura local, la dirección de ruptura, la dirección de deslizamiento, y la función de deslizamiento versus tiempo en cada punto.

2.3.2 Proceso de Simulación de los Acelerogramas

Conceptualmente, el problema de calcular tiempo historias de acelerogramas por terremotos (de aquí en adelante simplemente se les llamará acelerogramas) puede ser dividido en dos partes: el primero, es la determinación de lo que sucede en la fuente del terremoto para generar las ondas sísmicas y el segundo es la determinación de cómo esas ondas son alteradas por las estructuras geológicas por la que ellos pasan cuando se propagan lejos de la fuente. Esta sección describirá el método de la sumatoria de la función de Green, los cuales son métodos matemáticos para calcular y generar acelerogramas de terremotos. Nos concentramos en estos métodos particulares por varias razones: son los más fáciles de entender, separan

explícitamente la acción de la fuente del terremoto de la subsiguiente propagación de las ondas sísmicas, han sido los métodos normalmente usados en la práctica, y cualquier otro método puede expresarse en forma equivalente como un método de sumatoria de función de Green sin aproximación.

La idea básica que gobierna el método de la sumatoria de la función de Green es que, en un punto de observación particular, el acelerograma total causado por un gran terremoto puede obtenerse sumando las contribuciones de los acelerogramas del deslizamiento a lo largo de muchos segmentos pequeños de la falla que causa el sismo. Para hacer esto, se debe primero especificar cómo se desliza cada segmento de la falla durante el terremoto y determinar, para cada pequeño segmento de la falla, cómo se mueve el suelo en el punto de observación cuando sólo esa parte de la falla se desliza. Una vez que conocemos los tiempos historias de los acelerogramas causados en el punto de observación por el deslizamiento de cada segmento individual de la falla, podemos determinar el acelerograma causado por el gran evento simplemente superponiendo todos los tiempos historias de los acelerogramas causados por los segmentos individuales de la falla.

El acelerograma causado por el deslizamiento instantáneo de un segmento individual de una falla **usualmente es representado por una entidad matemática llamada función de Green**. Por simplicidad, asumimos que estos pequeños segmentos de la falla son puntos sobre la falla. Para definir una función de Green, imagine que permitimos que un solo punto de la falla se deslice instantáneamente de un desplazamiento cero a un desplazamiento unitario y entonces lo detenemos (punto A en la Figura 2.8). El tiempo historia del acelerograma causado en el punto de observación por este punto individual de la fuente es llamada por los sismólogos la función de Green para el punto de la fuente. La razón para introducir las funciones de Green es que, una vez que se conoce la función de Green para un punto en la falla, los acelerogramas causados por cualquier deslizamiento arbitrariamente complicado de ese punto individual puede obtenerse fácilmente de la función de Green por la operación matemática de convolución del tiempo historia del deslizamiento del punto con

la función de Green [Bracewell (1965, páginas 24-35) proporciona una descripción simple de convolución]. Aquí, para determinar la contribución del acelerograma de cada punto de la falla, primero determinamos las funciones de Green para cada punto de la falla (puntos A, B, y C en la Figura 2.8). Las funciones de Green de los diferentes puntos en la falla en general diferirán entre sí porque las distancias entre la fuente y el punto de observación variarán, y las estructuras geológicas por las que pasan las ondas también variarán. Entonces podemos hacer una convolución de cada función de Green con el tiempo historia del deslizamiento del punto de la fuente para obtener la contribución total de los puntos.

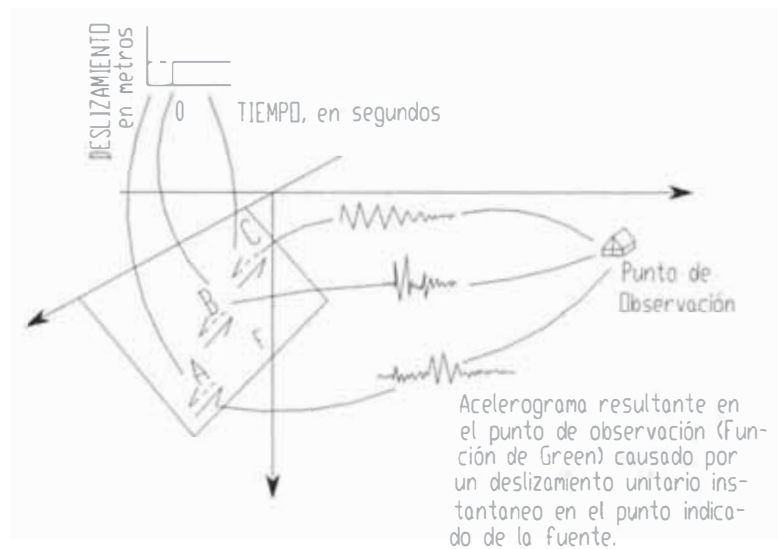


FIGURA 2.8: Gráfico de las funciones de Green en un sistema de coordenadas $x - y - z$. Los puntos individuales sobre la superficie de la falla F sufren un deslizamiento instantáneo de amplitud unitaria, como indica el gráfico. El acelerograma causado en el punto de observación por un solo punto de la fuente es una función de Green. Las funciones de Green en los puntos A, B, y C difieren entre si debido a la variación de las distancias del epicentro al punto de observación, la variación de la profundidad de la fuente, y las diferencias en la estructura geológica a lo largo del viaje. Las funciones de Green deben modificarse posteriormente antes que ellos puedan sumarse para simular la ruptura de la superficie de la falla.

El próximo paso es la especificación de la fuente del terremoto hipotético. La fuente del terremoto puede ser especificada completamente conociendo la función deslizamiento (esto es, el tiempo historia del deslizamiento) en cada punto sobre la falla. Para construir un modelo de fuente sensible, confiamos en las propiedades básicas de ruptura del terremoto descrita previamente. Por ejemplo, la Figura 2.9 muestra las funciones deslizamiento en seis puntos sobre una superficie de falla F que podría resultar de un terremoto hipotético que rompe la superficie de la falla. Note que cada función de deslizamiento inicia con un desplazamiento cero y termina con un desplazamiento constante, consistente con la premisa que los terremotos producen un desplazamiento permanente entre los dos lados de la falla. Note también en la Figura 2.9 que, en cada punto sobre la superficie de la falla, la forma y la amplitud de las funciones deslizamiento son diferentes, y el deslizamiento se inicia en tiempos diferentes. Si fuéramos a realizar bosquejos como éstos para ambas componentes del deslizamiento en cada punto de la falla, la fuente del terremoto podría ser caracterizada completamente. Tal descripción de la fuente es llamada una descripción cinemática, porque se especifica el movimiento de cada punto en la superficie de la falla en lugar de las fuerzas que actúan en cada punto.

Una vez que tenemos una descripción completa de la acción de cada punto sobre la falla F y una descripción de qué movimientos son causados en el punto de observación por el deslizamiento unitario en cada punto sobre F (las funciones de Green), podemos hallar el movimiento total en el punto de observación simplemente sumando las contribuciones de cada punto sobre la falla. Considere por ejemplo, un terremoto hipotético en el cual la función deslizamiento en cada punto en la falla es un deslizamiento instantáneo de amplitud unitaria cuyo tiempo de inicio varía sobre la superficie de la falla. En este caso, el movimiento total en el punto de observación sería una simple suma de las funciones de Green, donde cada función se retrasa en el tiempo para tomar en cuenta la acción retardada de su posición en la fuente. Ahora imagine que las amplitudes de los deslizamientos de la fuente también varían punto a punto sobre la falla. En este caso, las funciones de Green no solo se

retrazarán, como sucedía antes, sino también serán multiplicadas por las amplitudes de sus respectivos puntos de fuente antes de ser sumados. En el caso más general, donde la forma de la función deslizamiento varía punto a punto sobre la falla, como muestra la Figura 2.9, a cada función de Green se la haría una convolución por su respectiva función deslizamiento antes de ser sumado. Este procedimiento se muestra esquemáticamente en la Figura 2.10.

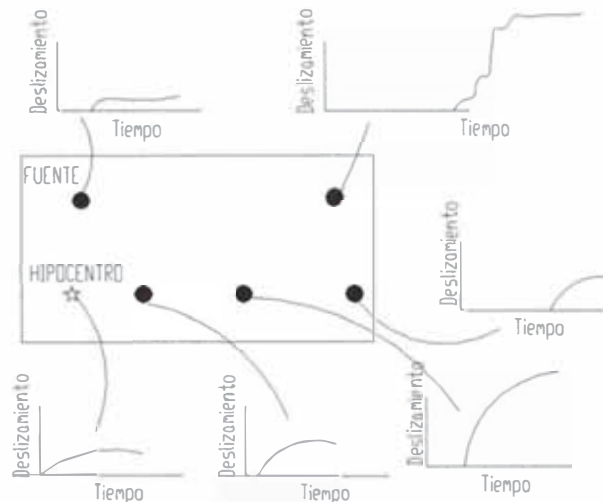


FIGURA 2.9: Función deslizamiento en varios puntos en una superficie de falla F hipotética. Note que el deslizamiento comienza mucho después en los puntos lejanos al hipocentro debido al retraso de la ruptura que se propaga desde el hipocentro a cada punto. Tanto la forma y la amplitud de las funciones deslizamiento pueden variar irregularmente sobre la falla. Sólo se muestra una componente de deslizamiento.

Un aspecto conveniente del método de la sumatoria de la función de Green es que las funciones de Green son principalmente independientes del terremoto que está siendo simulado; ellos sólo dependen de la estructura geológica y la ubicación de la superficie de la falla y los puntos de observación, no así de los detalles de cómo se producen las rupturas del terremoto. Así, las funciones de Green pueden calcularse una sola vez y guardarse para repetir su uso en la simulación de muchos terremotos diferentes con tal que la superficie de falla y los sitios de observación sean los mismos. A menudo, el cálculo de las funciones de Green es el de mayor volumen de trabajo de cómputo. En este

caso, una gran variedad de terremotos hipotéticos en la misma área de estudio puede simularse con un esfuerzo relativamente pequeño si se han calculado previamente las funciones de Green y se han guardado para volver a ser usados.

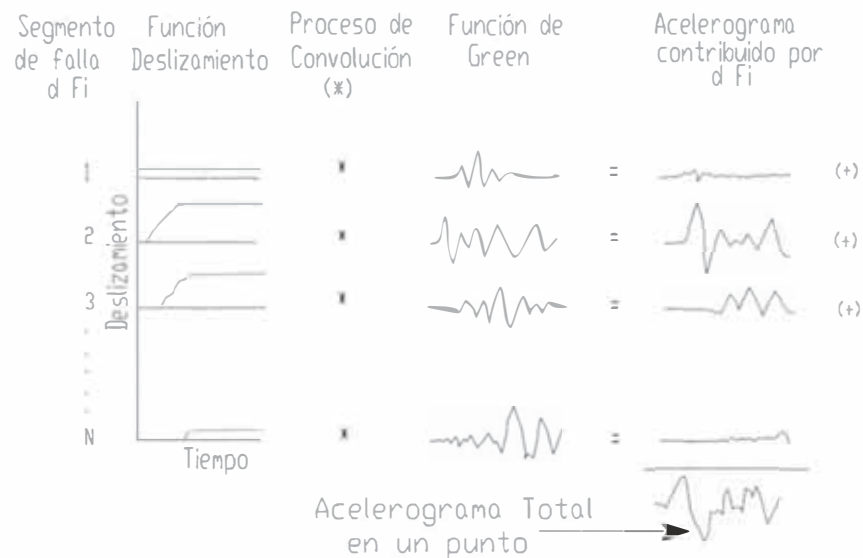


FIGURA 2.10: Ilustración esquemática de simulación de acelerogramas. La columna del lado izquierdo muestra las funciones deslizamiento para varias áreas pequeñas de la falla, mostradas en la Figura 2.9. La columna del centro muestra las funciones de Green causadas por el deslizamiento unitario instantáneo en cada parte de la falla. La columna de la derecha muestra el acelerograma causado en el punto de observación por la función deslizamiento en la columna de la izquierdo (una convolución de la función deslizamiento y de la función de Green). Los resultados de estas convoluciones son automáticamente escaladas para considerar la amplitud y el retraso de la función deslizamiento. El acelerograma total en el punto de observación (parte más baja de la esquina derecha) es una suma de las contribuciones de cada parte de la falla (columna derecha)

Para calcular los acelerogramas de un terremoto hipotético, todo lo que uno necesita, en teoría, es una especificación completa de la función deslizamiento en cada punto de la falla y un conocimiento completo de las funciones de Green que conectan a cada punto de la falla con cada punto de observación.

Dado que ninguno de estos objetivos se ha logrado en práctica, discutiremos cómo se obtienen normalmente las aproximaciones de cada uno.

2.3.3 Artificios Matemáticos Involucrados

Antes de proceder, haremos una pausa para clarificar unos términos usados en las discusiones precedentes y posteriores. Hemos usado el término función de Green al referirnos a los acelerogramas causados por el deslizamiento instantáneo de un punto sobre la falla. Otros autores asumen diferentes fuentes de ondas para sus funciones de Green; por ejemplo, algunos usan fuerzas puntuales de fuentes aplicadas sobre la superficie de la falla, mientras que otros usan fuerzas puntuales de fuentes aplicados en el punto de observación y evalúan sus funciones de Green sobre la superficie de la falla. Además, en lugar de usar una función paso para la función tiempo de la fuente (Figura 2.8), algunos usan funciones delta. Otros detalles involucran las direcciones del movimiento. El deslizamiento sobre la superficie de la falla puede ocurrir en cualquier dirección paralela a la superficie y puede dividirse en componentes de deslizamiento sobre el rumbo y deslizamiento sobre el buzamiento. Así, una especificación más completa de las funciones de Green requiere determinar los acelerogramas en el punto de observación causados por una dislocación del deslizamiento sobre el rumbo y una dislocación del deslizamiento sobre el buzamiento. Además, cada fuente generalmente causará movimientos en las tres direcciones ortogonales (\mathbf{x} , \mathbf{y} , \mathbf{z}) en el punto de observación. Así, para especificar completamente la función de Green, se debe expresar en la forma:

$$\mathbf{G}^{ss}(\mathbf{x}_o, t; \mathbf{y}, 0)$$

$$\mathbf{G}^{ds}(\mathbf{x}_o, t; \mathbf{y}, 0)$$

donde \mathbf{G} es el vector de tres componentes consistente en los movimientos en las direcciones \mathbf{x} , \mathbf{y} , \mathbf{z} y los superíndices ss y ds indican fuentes de deslizamiento sobre el rumbo y deslizamiento sobre el buzamiento, respectivamente; \mathbf{y} es el punto deslizado sobre la falla, \mathbf{x}_o , es el punto de

observación, y el argumento $(\mathbf{x}_o, t; \mathbf{y}, 0)$ especifica que los movimientos son causados por una fuente que actúa en la posición \mathbf{y} , y el tiempo 0 y son observados en \mathbf{x}_o , en el tiempo t .

En general, el deslizamiento que ocurre como una función del tiempo puede ser diferente en cada punto sobre la superficie de la falla, por lo que caracterizaremos las componentes del deslizamiento sobre el rumbo y el deslizamiento sobre el buzamiento por $s^{ss}(\mathbf{y}, t)$ y $s^{ds}(\mathbf{y}, t)$, donde \mathbf{y} es un punto sobre la falla. Cuando usamos las frases función deslizamiento del terremoto o modelo de deslizamiento del terremoto, estamos refiriéndonos a $s^{ss}(\mathbf{y}, t)$ y $s^{ds}(\mathbf{y}, t)$ para cada punto sobre la falla. Cuando decimos función deslizamiento de un punto, significa $s^{ss}(\mathbf{y}_o, t)$ y $s^{ds}(\mathbf{y}_o, t)$ donde \mathbf{y}_o , es el punto particular en cuestión. Una descripción menos general de deslizamiento sobre la falla sería $s(\mathbf{y}, t) = a(\mathbf{y})T(t)$, donde el $a(\mathbf{y})$ es la amplitud de las funciones deslizamiento que pueden variar con la posición en la falla, y $T(t)$ es la forma de las funciones deslizamiento, que en este caso es el mismo para todos los puntos sobre la superficie de la falla. Claramente, si $s(\mathbf{y}_1, t) = 5T(t)$ y $s(\mathbf{y}_2, t) = T(t)$, las funciones deslizamiento tienen las mismas formas y amplitudes diferentes.

Así, el desplazamiento del suelo en el punto de observación \mathbf{x}_o puede escribirse:

$$u(\mathbf{x}_o, t) = \frac{d}{dt} \iint_F [s^{ss}(\mathbf{y}, t) * G^{ss}(\mathbf{x}_o, t; \mathbf{y}, 0) + s^{ds}(\mathbf{y}, t) * G^{ds}(\mathbf{x}_o, t; \mathbf{y}, 0)] dF$$

donde \mathbf{y} es un punto sobre la superficie de la falla F , el asterisco denota convolución temporal (Bracewell, 1965), y donde el d/dt compensa nuestro uso de una función paso en lugar de una función delta como las funciones de Green o función tiempo de la fuente. Imagine que separamos la falla F en N sub fallas dF_i que tiene a \mathbf{y}_i como punto central y que, dentro de dF_i , $s(\mathbf{y}, t)$ y $G(\mathbf{x}_o, t; \mathbf{y}, 0)$ son aproximadamente constante con respecto a \mathbf{y} . Entonces podemos volver a escribir la integral como una suma de las contribuciones de cada sub falla:

$$u(x_0, t) = \frac{d}{dt} \sum_{i=1}^N [s^{ss}(y_i, t) * G^{ss}(x_0, t; y_i, 0) + s^{ds}(y_i, t) * G^{ds}(x_0, t; y_i, 0)] dF_i$$

Esta técnica es casi idéntica al procedimiento usado por Heaton y Helmberger (1979) para simular el terremoto de San Fernando, 1971, por Hartzell y Helmberger (1982) para simular el terremoto del Valle Imperial, 1979.

2.3.4 Funciones de Green y su Aproximación

Aunque recientemente se ha hecho un gran progreso en el entendimiento de la propagación de la onda sísmica en la Tierra, dos obstáculos obligan a los sismólogos a usar las funciones de Green aproximadas en la simulación de acelerogramas. Esta sección discute esos obstáculos, las aproximaciones usadas, y su relevancia en la predicción de los resultados de los tiempos historias de la vibración. Enfatizamos que el efecto de cada aproximación es disminuir la exactitud de los cálculos para algunos tipos de ondas en ciertas bandas de frecuencias y en ciertas estructuras geológicas. Por consiguiente, al elegir una aproximación, el usuario debe saber qué tipos de ondas serán los contribuyentes más importantes en los acelerogramas fuertes en la situación que se está simulando y deben escoger el método que con precisión representa esos tipos de ondas.

El primer obstáculo en el cálculo exacto de las funciones de Green es el hecho que la estructura de velocidad de la Tierra raramente es bastante conocida para permitir un cálculo exacto de las funciones de Green. En particular, no podemos descubrir la mayoría de las heterogeneidades que son responsables de la dispersión de las ondas en la Tierra. Aki y Chouet (1975) han señalado que la mayor parte de la energía en las ondas S de terremotos locales se deben a la llegada tardía de las ondas S dispersadas por heterogeneidades aleatorias. Si tales heterogeneidades no son incluidas en los modelos de velocidad, las funciones de Green obtenidas del modelo carecerán de las ondas dispersas que existen en realidad. Aunque este problema puede no ser muy severo para los cálculos en frecuencias de 1 Hz, para los cuales las

longitudes de onda sísmicas asociadas son largas, el problema será bastante severo en frecuencias de 20 Hz.

a) Detalles de incertidumbres debido a un pobre conocimiento de la estructura de velocidad.

Para calcular ondas sísmicas con precisión sobre frecuencias de 10 Hz en una región donde la velocidad de onda de corte mínima es 1.5 km/s, necesitamos conocer detalles acerca de la velocidad sísmica, la densidad y la atenuación de estructuras que tienen una resolución espacial de 75 m. En la mayoría de las regiones de interés, esta meta es inalcanzable. Así que, podemos decir, en general, ¿qué tan bien son conocidas estas estructuras y cómo nuestro conocimiento imperfecto de esta estructura afecta la confiabilidad de los cálculos de la función de Green?

El grado de detalle en que una estructura de velocidad es conocida depende del tipo de datos del cual fue derivada la estructura y los métodos usados para analizar esos datos. Generalmente, la velocidad de la onda P es la única propiedad física de la corteza que se observa fácilmente en cualquier detalle, porque es fácil generar ondas P artificialmente (por ejemplo, por explosiones o por vibración de un camión) y es difícil generar ondas S. Cuando una estructura de velocidad de onda S no puede observarse directamente, es derivada de una estructura de velocidad de onda P asumiendo una relación fija de velocidades de ondas P y S en varios materiales (Hamilton, 1979). Puede medirse la densidad directamente por medio de estudios de gravedad, o puede inferirse de la velocidad de la onda P usando relaciones empíricas, como los datos por Hamilton (1978). Afortunadamente, las ondas sísmicas no son muy afectas por las variaciones de la densidad (Wiggins y Helmberger, 1974) de modo que la estimación tan exacta de la densidad no es crucial. Las atenuaciones de las onda P y S son muy difíciles de medir directamente, y, normalmente, se hacen suposiciones en base a las pocas observaciones que existen. De todas las propiedades físicas listadas arriba, la carencia de una estructura de velocidad de onda S medida directamente y el pobre conocimiento de la atenuación de la

onda S introduce las más grandes incertidumbres en el cálculo de la función de Green. Aunque un pobre conocimiento de V_s afecta a todas las frecuencias de los acelerogramas, las incertidumbres en la atenuación de la onda S llega progresivamente a ser más importante para los cálculos a frecuencias más altas. Así, un buen conocimiento de la atenuación de la onda S es bastante importante en el cálculo de las aceleraciones máximas.

Dado que la velocidad de la onda P es la propiedad física más fácilmente observada de la corteza, ¿qué tan bien es típicamente conocido? Un estudio de reflexión sísmica multicanal muy denso puede resolver detalles de la estructura de velocidad de onda P en una extensión de 100 a 200 m sobre la superficie y unos pocos kilómetros en la corteza. Sin embargo, tal información raramente existe y a menudo es de propiedad privada. Análisis de refracción sísmica moderna, de buena calidad, como el realizado por McMechan y Mooney (1980), es capaz de resolver detalles en aproximadamente 1 km en extensión vertical y de 2 a 3 km en magnitud horizontal. Trabajos de este tipo usualmente interpretan los datos de la refracción en términos de modelos de velocidad sísmica que varían tanto verticalmente como horizontalmente y por consiguiente pueden tratar adecuadamente los cambios laterales de la estructura de velocidad. Más información de estructura de velocidad disponible, sin embargo, proviene de un estilo antiguo de análisis de datos de refracción, quienes interpretaron los datos en términos de estratos con materiales de velocidad constante separados por planos horizontales o con un ligero buzamiento (Biehler y otros, 1964). Aunque este tipo de análisis es bastante apropiado en algunos lugares, no es especialmente confiable en otros, como los caracterizados por una variación horizontal en la estructura. En particular, es completamente incapaz de resolver heterogeneidades de la corteza que tienen una limitada extensión horizontal (es decir, unos kilómetros).

b) Limitaciones de Cómputo.

El segundo obstáculo en el cálculo exacto de la función de Green es el esfuerzo de cómputo requerido. Los métodos más generales y poderosos para

calcular funciones de Green son el método de elementos finitos y el método de diferencias finitas (Boore, 1972). Estos métodos pueden, en principio, calcular el campo completo de ondas sísmicas en modelos de la Tierra que tienen una estructura de velocidad tridimensional arbitraria, pero el esfuerzo de cómputo es grande. Por supuesto, debe notarse que el esfuerzo del cómputo requerido por un análisis de elementos finitos proporciona una solución verdaderamente completa. Es más, como el análisis de elementos finitos considera los efectos de las variaciones horizontales en la profundidad de la base rocosa y en la velocidad de la onda de corte de cerca de la superficie, está es una herramienta sumamente poderosa, aunque cara, para la zonificación sísmica.

En la práctica, es demasiado grande el esfuerzo de cómputo exigido al usar el método de elementos finitos o el método de diferencias finitas en los cálculos rutinarios de funciones de Green en el ancho de frecuencia de interés de la ingeniería no son viables, otros métodos más aproximados, menos caros en costo de cómputo, son usados generalmente. Existen dos alternativas principales en la actualidad. La distinción entre ellos es que, en uno de ellos, la estructura geológica es aproximada por una estructura más simple en el cual las funciones de Green pueden obtenerse exactamente, y, en el otro, se usa la estructura geológica exacta pero las funciones de Green sólo se obtienen aproximadamente.

En la primera alternativa, la verdadera estructura de la Tierra se aproxima por estructuras lateralmente homogéneas (es decir, una estructura en el cual las velocidades sísmicas, densidades, y atenuaciones sólo varían con la profundidad y son independiente de la posición horizontal). Una vez que se hace esta aproximación, es posible calcular la funciones de Green completas (es decir, funciones de Green que contienen la respuesta sísmica completa de la estructura aproximada e incluyen todas las posibles ondas de cuerpo y de superficie). Nos referiremos a tales métodos de cálculo de la función de Green como métodos de homogeneidad lateral. Es importante notar que, cuando uno asume homogeneidad lateral de la estructura geológica, la posición horizontal absoluta llega a ser irrelevante, y la única variable horizontal significativa es la

ubicación del punto de observación relativa a la fuente sísmica. La aproximación de homogeneidad lateral normalmente es una primera aproximación razonable de la verdadera estructura de la Tierra, porque las propiedades de los materiales de la Tierra generalmente varían más con la profundidad que con la posición horizontal. Sin embargo, en muchas regiones de mayor interés para la evaluación del peligro sísmico, como por ejemplo en la región de Los Angeles (EE.UU.) donde las bases rocosas son adyacentes a estratos aluviales profundos, la aproximación de la homogeneidad lateral no siempre es buena.

Como dato, la aproximación de homogeneidad lateral se ha usado en casi todas las prácticas de simulación de acelerogramas. Acelerogramas del terremoto de 1971, San Fernando, EE.UU., ha sido simulado por Bouchon (1978), Heaton y Helmberger (1979), y Heaton (1982), quienes usaron un modelo de Tierra lateralmente homogéneo consistente en un semi espacio uniforme. El terremoto de 1966, Parkfield, EE.UU., fue simulado por Bouchon (1979), quién usó una estratigrafía de capas uniformes subyacente a un semi espacio, y por Archuleta y Day (1980), quienes usaron un modelo de la Tierra consistente en dos capas uniformes sobre un semi espacio.

Si es importante conservar las variaciones laterales de la estructura geológica, entonces actualmente se deben escoger los métodos de función de Green que dan sólo funciones de Green aproximadas. La mayoría de estos métodos aproximados son los métodos de ondas de cuerpo (también llamado métodos del rayo), el cual construye la respuesta sísmica del medio de una suma finita de ondas de cuerpo discretas (tales como las ondas P y S directas). Las funciones de Green resultantes son necesariamente incompletas porque ninguna onda de superficie ni la mayoría del posible número infinito de ondas de cuerpo es incluido. Una resistencia adicional al métodos de las ondas de cuerpo es que ellos son de 10 a 100 veces más rápidos en trabajo de cómputo en frecuencias altas (10 Hz) que los métodos de homogeneidad lateral. Como muchos datos de acelerogramas son recogidos de los terremotos, se hace claro que las variaciones horizontales en la estructura geológica puede afectar

la resistencia del movimiento del suelo. Liu y Heaton (1984) han presentado un excelente ejemplo de cómo las estructuras de la base del Valle de San Fernando, la Montaña de Santa Mónica y de Los Angeles alteró al carácter de los acelerogramas del terremoto de 1971, San Fernando, EE.UU. Por consiguiente, las investigaciones de los métodos de ondas de cuerpo que son apropiados para estructuras que varían lateralmente actualmente es bastante activo. Tanto Hong y Helmberger (1978) y Nowack y Aki (1984) han usado los métodos de onda de cuerpo para estudiar la amplificación de los acelerogramas en bases sedimentarias, y Rial (1984) ha examinado cómo los modelos de daños observados en el terremoto de 1967, Caracas, Venezuela, podrían ser predichos por la teoría de la onda de cuerpo. Cormier y Spudich (1984) han usado los métodos de onda de cuerpo para mostrar que los acelerogramas pueden amplificarse en zonas de falla debido a su estructura geológica. Bernard y Madariaga (1984) y Spudich y Frazer (1984) han creado métodos sumamente simples y eficaces por combinar funciones de Green de onda de cuerpo con modelos de ruptura de terremoto.

c) Detalles al elegir un método de Función de Green

Claramente, al elegir entre estos métodos en una simulación específica, uno debe decidir cuán importantes son las ondas de superficie en la situación del estudio, cuán fuertes son las variaciones horizontales en la geología del sitio, y qué tan bien una suma finita de ondas de cuerpo se aproximaría a las funciones de Green reales. Aunque estas preguntas son difíciles de contestar a priori, ciertas consideraciones pueden tomarse en cuenta. Las ondas de superficie, por ejemplo, empiezan a volverse una componente importante del acelerograma en rangos epicentrales que son aproximadamente dos a tres veces la profundidad de la fuente sísmica; así, si uno está simulando acelerogramas de un terremoto cuya superficie de ruptura se confina a profundidades mayores a 3 km, las ondas de superficie serán insignificantes en distancias horizontales menores de aproximadamente 10 km, pero puede ser muy importantes a distancias mayores de 20 km. Discusión adicional de las

características de las ondas de superficie y de cuerpo ha sido presentada por Spudich y Orcutt (1982).

Se han estudiado intensivamente los métodos de homogeneidad lateral. En tales técnicas, los modelos de la estructura terrestre usados consisten en pilas de capas cuyas propiedades de los materiales y espesores varían. En algunos métodos, se exige que las capas sean absolutamente uniformes, mientras que, en otros, las propiedades de los materiales pueden variar suavemente con la profundidad dentro de cada capa. Aunque este segundo tipo de estructura de la Tierra es más realista, los modelos de capa uniforme pueden hacerse arbitrariamente cercano a un modelo de estructura terrestre tomando muchas capas muy delgadas, uniformes y cuyas propiedades de los materiales cambian gradualmente entre las capas. Por supuesto, el costo de calcular las funciones de Green se incrementa cuando el número de capas del modelo de la estructura terrestre; como el costo de calcular las funciones de Green por estos métodos generalmente son el gasto mayor en la simulación acelerogramas, es fuerte la motivación por calcularlos una vez y guardarlos después para su re uso.

De los métodos de capa uniforme, uno de los primeros y ampliamente usados es la teoría del rayo generalizada (TRG) de Helmberger (1968) y Helmberger y Harkrider (1978). Aunque la TRG es sumamente poderosa en algunas aplicaciones (Burdick y Orcutt, 1979), un inconveniente es que no genera funciones de Green completas automáticamente para medios estratificados. Como Hartzell y Helmberger (1982) han mostrado, esta limitación puede ser muy inoportuna para la simulación de acelerogramas. Por consiguiente, se han desarrollado otros métodos por generar la respuesta completa de modelos de capa uniforme (Kind, 1978; Herrmann, 1979; Bouchon, 1980; Kennett, 1980; Harvey, 1981; Apsel y Luco, 1983) y se han usado en simulaciones de acelerogramas por Bouchon (1978, 1979, 1982), Apsel y otros (1981), y Olson y Apsel (1982).

Para superar el costo de usar modelos de estructura terrestre finamente estratificado para aproximar perfiles de velocidad-profundidad continuos, varios investigadores han determinado métodos para generar funciones de Green completas para perfiles de velocidad suaves o de discontinuad arbitraria (Alekseev y Mikhailenko, 1980; Cormier, 1980; Kennett y Illingworth, 1981; Olson y otros, 1984; Spudich y Ascher, 1983). Se han usado tales técnicas en simulaciones de acelerogramas por Hartzell y Helmberger (1982), Hartzell y Heaton (1983), Archuleta (1984), Liu y Helmberger (1983).

Dos inconvenientes comunes a todos estos métodos de generar funciones de Green completas en modelos de estructura terrestre lateralmente homogéneos son que ellos son costosos en la banda de frecuencia de interés de la ingeniería (1-20 Hz) y que ellos requieren el uso de, a menudo, un modelo de estructura terrestre poco realista. Por estas razones, se está dirigiendo un interés considerable hacia los métodos de onda de cuerpo para calcular las funciones de Green. Varios métodos existen para calcular las funciones de Green de ondas de cuerpo (Hong y Helmberger, 1978; McMechan y Mooney, 1980; Cerveny, 1983), y algunos más que están bajo desarrollo. La dificultad principal de usar tales métodos, como se mencionó antes, es la posibilidad que un número grande, poco práctico, de ondas de cuerpo deben ser incluidos en las funciones de Green en algunos modelos de estructura terrestre. Hong y Helmberger (1978) han mostrado un buen ejemplo en cuál sólo uno o dos ondas de cuerpo es insuficiente. En ciertas situaciones, sin embargo, la respuesta sísmica completa de una estructura geológica puede ser bien representada por unas ondas de cuerpo. Por ejemplo, si una estructura geológica particular contiene muy pocos reflectores (discontinuidades de velocidad abruptas), las ondas de cuerpo viajan directamente de la fuente al receptor sin reflexión probablemente serán las ondas más importantes. Si, además, las ondas de superficie no son importantes, por las razones anotadas arriba, entonces los acelerogramas que son el resultado de un terremoto en esta estructura pueden consistir principalmente en ondas de cuerpo directas. Spudich y Cranswick (1984) han mostrado que estas condiciones prevalecieron en un sitio a 5.6 km del terremoto de 1979, de Ms 6.9, del Valle Imperial. Los

acelerogramas en ese sitio consisten principalmente en sólo de ondas P y S directas.

2.3.5 Uso de Funciones de Green Empíricas

Por supuesto, todos los métodos de cálculo de la función de Green arriba expresados son cálculos teóricos basados en un modelo de estructura terrestre aproximadamente inferido. También pueden usarse funciones de Green empíricamente obtenidas. Hartzell (1978), por ejemplo, usó registros de terremotos pequeños como funciones de Green para la simulación de un terremoto más grande. Si el terremoto pequeño ocurre en la misma superficie de falla del hipotético evento mayor y si los registros del terremoto pequeño están disponibles en los sitios donde se desean simular los acelerogramas para el hipotético gran evento, los registros son en algunos aspectos las funciones de Green ideales, porque su fuente es virtualmente un punto en el espacio y los efectos de propagación de la onda en la estructura local está exactamente incluido. Puede demostrarse que el uso de registros de terremotos pequeños como funciones de Green es muy importante, pero su utilidad depende de la existencia de un grupo muy bueno de registros. Otros estudios que usan esta aproximación han sido hechos por Kanamori (1979), Hartzell (1982), e Irikura (1983).

2.4 LIMITACIONES DE LOS ACELEROGRAMAS ARTIFICIALES.

Los acelerogramas reales son complicados –ellos están influenciados, y consecuentemente reflejados, por las características de la fuente sísmica, el proceso de ruptura, la ruta de viaje de la fuente al sitio y las condiciones locales del sitio. Aunque es conveniente caracterizarlos con un pequeño número de parámetros, es importante recordar que tales caracterizaciones nunca pueden ser completos.

Los acelerogramas artificiales que igualan a un pequeño número de parámetros del sismo objetivo no son únicos; muchos movimientos diferentes

pueden producir los mismos parámetros del sismo objetivo. Si tal grupo de movimientos se usan para analizar problemas para los cuales los daños tienen una buena correlación con los parámetros del sismo objetivo, el daño predicho es probable que sea consistente. Por ejemplo, un grupo de acelerogramas diferentes con la misma aceleración máxima producirá un corte similar en la base en una estructura elástica, lineal y rígida cimentado en roca. El mismo grupo de movimientos, sin embargo, podría producir un extenso rango de cortes en la base de una estructura flexible y/o inelástica o en una estructura cimentada en un suelo blando. Ellos podrían también producir estimaciones significativamente diferentes de movimientos permanentes de talud o potencial de licuación. Cuando se usa movimientos artificiales, los usos eventuales de los acelerogramas deben ser siempre reconciliados con el criterio con el cual ellos fueron desarrollados.

CAPITULO III

Simulación Semi - Empírica de Acelerogramas Durante Grandes Terremotos

3.1 INTRODUCCION

La investigación de la simulación de acelerogramas de grandes terremotos en el campo cercano tiene un retraso significativo comparado con la simulación de movimientos de períodos largos en el campo lejano. Esto se debe a las dificultades del tratamiento teórico de acelerogramas de alta frecuencia incluidos en los movimientos fuertes. Los investigadores de ingeniería sismo resistente están interesados en los grandes terremotos, de necesidad para la ingeniería; por lo tanto, el movimiento de ingreso normalmente usado para la evaluación de los criterios de diseño sismo resistente ha sido simulado por algún tiempo, en forma independiente de las consideraciones físicas de la fuente sísmica. Recientemente los sismólogos han empezado a tomar un interés activo en los grandes sismos para estudiar los detalles de la falla, mientras que se han acumulado los datos de sismos fuertes del campo cercano. Por otro lado, muchos investigadores concentran su atención en estimar acelerogramas de sismos fuertes que sean confiables para el diseño sismo resistente de estructuras y de obras de ingeniería. El estudio de los sismos fuertes actualmente es uno de los temas más notables para los sismólogos y para ingenieros sismo resistentes.

En este estudio, considerando el propósito de la ingeniería y la sismología, se desarrollará un método confiable y práctico de simulación de acelerogramas de sismos fuertes, basados en una cuidadosa consideración de las propiedades físicas de la falla del terremoto.

El primer intento exitoso para calcular teóricamente acelerogramas fue hecho por Aki (1968) y Haskell (1969), usando el modelo cinemático de fuente, dado por la propagación de una dislocación sobre un plano de falla en un medio

homogéneo infinito. Sus modelos de fuente están parametrados por cinco factores:

- longitud de falla,
- ancho de falla,
- velocidad de ruptura,
- el desplazamiento final de la dislocación y
- el rise time,

los cuales son datos esencialmente de un modelo determinístico de falla. Kawasaki et. al., (1972) da expresiones exactas del momento sísmico debido a un doble acoplamiento de un punto de la fuente en un medio semi infinito. Sato (1978) propuso una aproximación para derivar expresiones exactas de una serie de "rayos" para medios estratificados aplicando el método Cagniard deHoop. Sato e Hirata (1980) dan una nueva aproximación usando una evaluación integral para calcular el movimiento sísmico para medios estratificados incluyendo la contribución de la dispersión de las ondas de superficie. Heaton y Helmberger (1979) también tuvieron éxito en simular acelerogramas de movimientos fuertes sobre la base de una teoría generalizada de rayos con el método Cagniard de Hoop para modelos estratificados. Bouchon (1979) desarrolló un método para calcular acelerogramas para una propagación en la falla en medios estratificados, basados en el método discreto del número de ondas. Estos métodos de síntesis que calculan el acelerograma basados en un modelo de falla determinístico han sido exitosos en un rango de bajas frecuencias (<1 Hz.). En altas frecuencias estos métodos sub estiman el movimiento fuerte, cuando se asume una propagación de ruptura coherente. Factores indeterminables en la fuente y el medio de propagación pueden tener una fuerte influencia en los acelerogramas de alta frecuencia. Hartzel y Helmberger (1982) intentaron determinar un área localizada de grandes dislocaciones, basados en el análisis de algunos grupos de excelentes registros obtenidos en el terremoto de 1979, en el Valle Imperial, California y el cálculo altamente preciso del método discreto del número de ondas/método de elementos finitos (Alekseev y

Mikkailenko, 1979). Ellos propusieron un modelo más complejo con dos fuentes mejor localizadas para explicar los datos observados.

Una aproximación diferente para estimar los acelerogramas fuertes está basada en modelos de fallas no homogéneos tales como el modelo de barreras (Aki, 1977) y el modelo de asperezas (Macgarr, 1981). Las barreras causan una distribución irregular del deslizamiento durante la ruptura de la falla y como consecuencia una distribución irregular de la caída de esfuerzos. Los experimentos numéricos desarrollados por Das y Aki (1977) y Mikumo y Miyatake (1978) demostraron claramente que las barreras controlan la complejidad de la ruptura y son responsables de la generación de radiación en altas frecuencias. Papageorgiou y Aki (1981) construyeron un modelo fuente de terremoto que proporciona una completa descripción del espectro de potencia de aceleración de las ondas de cuerpo directas. Ellos llaman a éste el modelo específico de barreras. La superficie de falla es visualizada como compuesta de un agregado de roturas circulares, y se asume que los acelerogramas serán generados por la ocurrencia estacionaria de estas rupturas localizadas cuando el frente de ruptura se propaga. Boatwright (1982) construyó el mismo modelo para la aceleración en el campo lejano combinando la teoría de Madariaga (1977) para la radiación de altas frecuencias de modelos estadístico de rotura de falla con un simple modelo de fuente. Basados en estos modelos estocásticos de falla, sin embargo, no podemos estimar en forma determinística los acelerogramas de los movimientos fuertes.

Otra aproximación fue propuesta por Hartzell (1978) para simular movimientos fuertes, utilizando acelerogramas registrados de pequeños eventos como funciones de Green. Este es un método con más ventaja porque las funciones de Green incluyen los efectos complejos del proceso de ruptura dinámica sobre la falla así como las estructuras heterogéneas entre la fuente y el sitio de observación, que son extremadamente incómodos de evaluar. Sin embargo, el método de Hartzell tiene algunos problemas que necesitan ser mejorados. Por ejemplo, en su método, no se toma en cuenta la discrepancia entre el rise time de la dislocación de un gran evento y del pequeño evento, y el significado físico

del factor de escala Q es incierto. Kanamori (1979) y Hadley y Helmberger (1980) intentaron predecir el acelerograma de grandes terremotos aplicando el método de Hartzell. En Japón, Irikura y Muramatsu (1982), Imagawa y Mikumo (1982), e Iida y Hakuno (1982) intentaron simular el acelerograma de un gran evento usando pequeños movimientos de sismos tales como los sismos premonitorios y las réplicas. Irikura y Muramatsu, e Imagawa y Mikumo mejoraron el método de Hartzell introduciendo la sumatoria de fases retrasadas con una función específica de tiempo para corregir las diferencias en la función de tiempo de la fuente del sismo principal y del pequeño evento. De la comparación con los acelerogramas observados del sismo principal, Irikura y Muramatsu han tenido éxito en la simulaciones de acelerogramas menores a 1 Hz., para el terremoto de 1980 en Izu – Hanto – Toko – Oki (M = 6.7). Por otro lado, Imagawa y Mikumo indicaron que los acelerogramas simulados proporcionan una relación satisfactoria para componentes de períodos mayores que 5 segundos para el terremoto de 1969 en Gifu central (M = 6.6) y un modelo de falla estocástica ha sido introducida para movimientos de períodos más cortos (T = 1 – 2 segundos), considerando la variación de la velocidad de ruptura sobre el plano de falla, por ejemplo.

3.2 RELACIONES ENTRE LOS ACELEROGRAMAS DE LOS GRANDES EVENTOS Y DE LOS PEQUEÑOS EVENTOS

3.2.1 Similitud de Terremotos

La presente simulación de acelerogramas de grandes terremotos usando los registros de pequeños eventos está basado en la similitud asumida de los terremotos. Resumimos aquí las condiciones de similitud entre los grandes y pequeños eventos para preparar la formulación para la simulación de los acelerogramas.

La similitud asumida fue introducida primero por Tsuboi en la idea de "**volumen de terremoto**". El dijo que la energía total de un terremoto, E, está dada por $E = (1/2) \mu (\Delta\varepsilon)^2 V$, donde μ es una constante elástica efectiva, $\Delta\varepsilon$ es una caída

de deformación promedio y V es el "volumen de terremoto". Asumiendo que $L=3W$ (L : longitud de falla y W : ancho de falla) junto con la relación anterior, resulta en una caída de deformación constante. Así, los terremotos de diferentes tamaños están relacionados por un parámetro del modelo. Aki (1967) introdujo una ley de escalamiento en el cual el espectro sísmico crece con la magnitud del sismo. El mostró que los espectros sísmicos están escalados de acuerdo a la longitud de falla, asumiendo que el momento sísmico es proporcional a L^3 (L = longitud de falla).

Además, Kanamori y Anderson (1975) y Geller (1976) derivaron las siguientes extensiones a las condiciones de similitud:

$$\frac{L}{W} = \text{constante} \quad (1)$$

$$\frac{D}{W} = \text{constante} \quad (2)$$

$$\frac{L}{v_r * \tau} = \text{constante} \quad (3)$$

donde L y W son la longitud y el ancho de la falla de un terremoto, respectivamente, D , el desplazamiento final de la dislocación, τ , el rise time y v_r es la velocidad de ruptura. Estas constantes varían con la naturaleza del tipo de fuente y la diferente región de la fuente. Estas condiciones de similitud fueron derivadas como "promedios" de un grupo de datos de 41 terremotos poco profundos coleccionados de todo el mundo, y a pesar de ello, encajaron bien con los datos observados. Y puede ser muy útil relacionar los parámetros de fuente entre los grandes y pequeños eventos, si el ensamble de los eventos se clasifican de acuerdo a la región de la fuente y los tipos de fuente. Cuando dos eventos con diferentes tamaños han ocurrido dentro de la misma región, las siguientes relaciones de similitud son deducidas de (1) y (3).

$$\frac{L}{L_e} = \frac{W}{W_e} = \frac{D}{D_e} = \frac{\tau}{\tau_e} = \left(\frac{M_o}{M_{oe}} \right)^{1/3} \quad (4)$$

donde los parámetros sin sub índice son para el evento mayor y los que tienen sub índice e son para el pequeño evento.

Los parámetros importantes necesarios para la simulación además de la geometría de la fuente son: la velocidad de ruptura, v_r , y el rise time, τ . Se ha obtenido y se conoce que la velocidad de ruptura es aproximadamente constante para terremotos de diferentes tamaños. Geller (1976) obtuvo la relación $v_r = 0.72 V_s$ (V_s = velocidad de ondas de corte) como un promedio de las velocidades de ruptura reportados.

El rise time, τ , es muy difícil de determinar dado que involucra las suposiciones del modelo de falla y es dependiente de la velocidad de ruptura. Geller obtuvo:

$$\tau = \frac{16 * S^{1/2}}{7 * \pi^{3/2} * v_s} \quad (4)$$

basado en varias suposiciones teóricas y valores observados de 14 terremotos. Abe (1975) llegó a similar conclusión analizando un grupo de datos de cinco terremotos japoneses. En la siguiente sección, usando estas condiciones de similitud, nos aproximaremos a la simulación de acelerogramas de grandes sismos de registros de pequeños eventos sísmicos.

3.2.2 Relación entre la función tiempo de la fuente de una gran evento y de un evento pequeño

Consideremos un gran evento y un pequeño evento que ocurren dentro de una misma región y tienen el mismo mecanismo.

Llamamos aquí el gran evento al sismo principal y el pequeño a un sismo elemental. De las condiciones de similitud mencionados anteriormente, se deduce una relación entre la función tiempo de la fuente del sismo principal y el sismo elemental. Un modelo simple de dislocación del tipo de Haskell, con una propagación de ruptura coherente y uniforme y un movimiento de deslizamiento

constante sobre una falla rectangular (Haskell, 1964), es útil para expresar esta relación.

Un modelo de fuente esquemático es ilustrado en la figura 3.1. El desplazamiento en el campo lejano $U_c(x, t)$ en cualquier punto Q en un medio elástico, homogéneo e infinito, debido a la dislocación $\Delta U(\xi, \eta, t)$ sobre el plano de falla F puede ser escrito como:

$$U_c(x, t) = \left[\frac{R_c(\theta, \varphi)}{4\pi\rho v_c^3 r} \right] \mu \int_0^L \int_0^W \Delta U(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta \quad (6)$$

donde:

$$t_c = \frac{r}{v_c} + \sqrt{\frac{\xi^2 + \eta^2}{v_r^2}}$$

μ es la rigidez, v_c es la velocidad de onda, r es la distancia entre el plano de falla F y el punto Q, R_c es el coeficiente de radiación, φ es el rumbo, θ es el ángulo de buzamiento y el subíndice c indica el tipo de onda apropiado, P, o SV o SH. La función tiempo de la fuente $S(x, t)$ asociado solamente con los parámetros de la fuente está definida por una simple integral de la forma:

$$S(x, t) = \mu \int_0^L \int_0^W \Delta U(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta \quad (7)$$

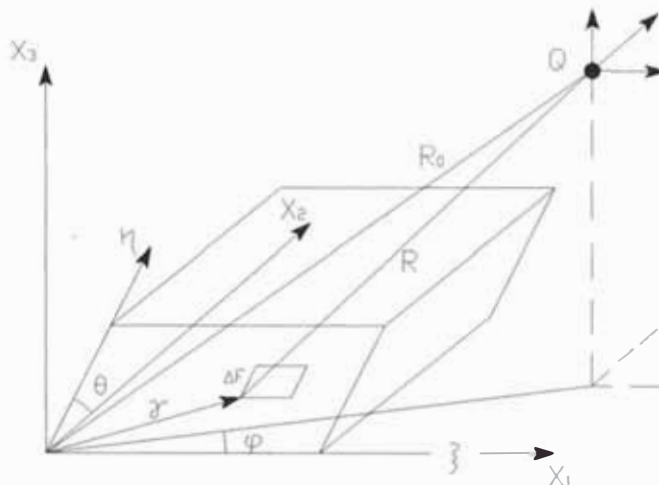


FIGURA 3.1 Sistema de Coordenadas y geometría del plano de falla.

Dividiendo el plano de falla del gran evento en $N_L \times N_W$ sub elementos las dimensiones de cada elemento corresponde al tamaño de la fuente del

pequeño evento, como se muestra en la Figura 3.2. El elemento tiene L_e en longitud y W_e en ancho. La ecuación (7) es re escrita en la siguiente sumatoria:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \mu \int_{\xi_1}^{\xi_1+L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m+W_e} \Delta U(\xi_1, \eta_m, t - t_{clm}) d\xi d\eta \quad (8)$$

La función dislocación $\Delta U(\xi, \eta, t)$ en un punto (ξ, η) sobre el plano de falla F del gran evento se toma como una función tipo rampa con un rise time τ y de deslizamiento final D. Esto es:

$$\begin{aligned} \Delta U(\xi, \eta, t) &= 0 & t < 0 \\ &= D t / \tau & 0 < t < \tau \\ &= D & t > \tau \end{aligned}$$

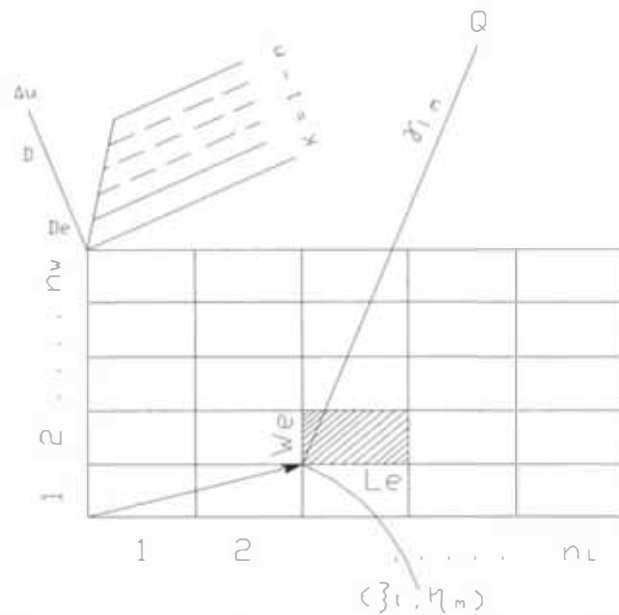


FIGURA 3.2 Plano de falla del terremoto dividido en $N_L \times N_W$ elementos. Un elemento corresponde a las dimensiones en la falla de un pequeño elemento.

Similarmente, la función dislocación $\Delta U_e(\xi, \eta, t)$ en un punto (ξ, η) sobre el plano de falla F, del pequeño evento también se toma como una función rampa con un rise time τ_e y de deslizamiento final D_e . Ahora, la condición de similitud en la ecuación (4) muestra que la velocidad de deslizamiento puede asumirse como una constante para muchos terremotos de diferentes tamaños que

ocurren en la misma área. Esto es, podemos escribir, velocidad de deslizamiento = $V_0 = D/\tau = D_e/\tau_e$ o $D/D_e = \tau/\tau_e = \text{constante} = N_D$.

Cuando la relación anterior se aproxima por un número entero, N_D , la siguiente relación entre la función de dislocación del gran evento y del evento pequeño representa aproximadamente como se muestra en la Figura 3.3.

$$\Delta U(\xi, \eta, t) = \sum_{k=1}^{N_D} \Delta U_e[\xi, \eta, t - (k-1)\tau_e] \quad (9)$$

y:

$$\Delta U(\xi, \eta, t) = \sum_{k=1}^{N_D} \Delta U_e[\xi, \eta, t - (k-1)\tau_e]$$

Sustituyendo la ecuación (9) en (8) y cambiando el orden de la integral y la sumatoria, obtenemos:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} \mu \int_{\xi_l}^{\xi_l + L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m + W_e} \Delta U_e[\xi, \eta, t - (k-1)\tau_e] d\xi d\eta \quad (10)$$

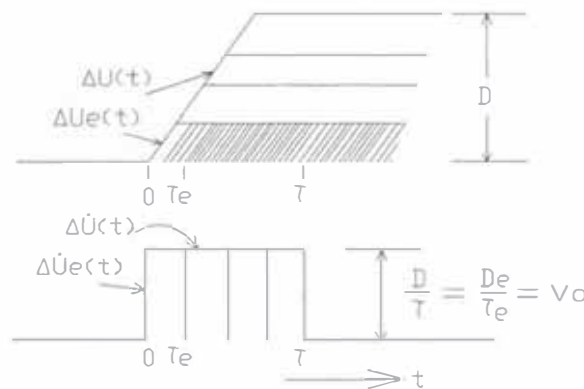


FIGURA 3.3 Las relaciones entre la función dislocación de un gran evento y de un pequeño evento y entre sus derivadas. $D/D_e = \tau/\tau_e = N_D$ son aproximados a un entero.

El término expresado por la doble integral está formado por la función tiempo de la fuente del pequeño evento $S_{elm}(x, t)$ que tiene como punto de inicio a (ξ_l, η_m) . Cuando el punto de inicio del gran evento está ubicado en $(0, 0)$, podemos escribir:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} S_{elm}(x, t - t_{dklm}) \quad (11)$$

donde:

$$t_{dklm} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi_l^2 + \eta_m^2}}{v_r} + (k-1)\tau_{elm}$$

Si suponemos que cada evento pequeño que ocurre en cada elemento tiene el mismo mecanismo de fuente, la función tiempo de la fuente evaluada en el campo lejano se considera la misma. Entonces, se puede describir (11) como:

$$S(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_W} \sum_{k=1}^{N_D} S_e(x, t - t_{dklm}) \quad (13)$$

donde:

$$t_{dklm} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi_l^2 + \eta_m^2}}{v_r} + (k-1)\tau_e$$

La ecuación (12) muestra que la función tiempo de la fuente, $S(x, t)$, para un gran evento puede ser aproximado por la suma, con un retraso de la fase de la función tiempo de la fuente $S_e(x, t)$, del pequeño evento.

Entonces los parámetros N_L , N_W , N_D , v_r y τ_e pueden estimarse empleando las condiciones de similitud descritas en la sección anterior. Esto es, N_L , N_W , N_D son determinados de la raíz cúbica del cociente de momentos sísmicos entre los dos terremotos:

$$\sqrt[3]{\frac{M_o}{M_{oe}}} \quad (13)$$

Debido a las consideraciones físicas y para la simplificación de los cálculos, se adopta el valor de la raíz cúbica igual a un número entero más próximo.

3.3 MÉTODO DE SIMULACIÓN DE ACELEROGRAMAS USANDO REGISTROS DE EVENTOS PEQUEÑOS

Continuaremos usando el modelo de Haskell con una falla rectangular. El método de simulación de acelerogramas de eventos principales se desarrolla usando acelerogramas observados de pequeños eventos tales como sismos premonitorios o réplicas que ocurren dentro del área de falla del sismo

principal. Para simplificar la expresión, asumimos que los pequeños eventos usados para la simulación tienen el mismo momento sísmico. Es fácil modificar la formulación obtenida aquí para el caso de usar eventos de diferentes tamaños.

Primero se determina la cociente del momento sísmico del evento principal entre el momento sísmico del pequeño evento, M_0/M_{0e} y se iguala a N^3 . Luego se divide el plano de falla F del sismo principal ($L \times W$) en $N \times N$ elementos. Entonces, el área de un elemento, ΔF , se toma como el tamaño de falla del pequeño evento, F_e ($L_e \times W_e$). Llamamos elemento a una sub falla. El desplazamiento U_e en el campo lejano causado por una sub falla ΔF en un medio elástico, infinito y homogéneo es escrito en la forma de:

$$U_e(x, t) = \left[\frac{R_c(\theta, \varphi)}{4\pi\rho v_c^3 r} \right] \cdot \mu \int_0^{L_e} \int_0^{W_e} \Delta \dot{U}(\xi, \eta, t - t_c) d\xi d\eta \quad (14)$$

donde;

$$t_c = \frac{r}{v_c} - \frac{\sqrt{\xi^2 + \eta^2}}{v_r}$$

y las otras notaciones son las mismas de la secciones previas.

Consideramos que los acelerogramas en la superficie son amplificadas por los efectos del suelo estratificado que está bajo el sitio de observación. Esta función de transmisión debido al medio de propagación está dado por $T(x, t)$. Entonces, si la contribución de los movimientos de las sub fallas es virtualmente equivalente al de un punto en la fuente, los movimientos superficiales $G_e(x, t)$ son obtenidos por convolución de $U_e(x, t)$ con $T(x, t)$. Esto es:

$$G_e(x, t) = \int_{-\infty}^{\infty} T(x, t-t') \cdot U_e(x, t') dt \quad (15)$$

De acuerdo a esto, el acelerograma G_{elm} que resulta de la dislocación ΔU_{elm} de un pequeño evento de un elemento arbitrario ΔF_{lm} ubicado en (ξ_l, η_m) , como muestra en la Figura 3.4 es escrito por:

$$G_{elm}(x, t) = T_{lm}(x, t) * c_{lm} \mu \int_{\xi_1}^{\xi_1+L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m+W_e} \Delta \dot{U}_{elm}[\xi, \eta, t - t_{clm}] d\xi d\eta \quad (16)$$

donde:

$$t_c = \frac{r_{lm}}{v_c} + \frac{\sqrt{(\xi - \xi_1)^2 + (\eta - \eta_m)^2}}{v_r}$$

y:

$$c_{lm} = \left[\frac{1}{4\pi\rho v_c^3} \right] \left[\frac{R_{clm}(\theta_{lm}, \varphi_{lm})}{r_{lm}} \right]$$

Por otro lado la contribución al movimiento del sismo principal, G_{lm} , debido a la dislocación ΔU_{lm} sobre un elemento ΔF_{lm} durante el sismo principal es escrita por:

$$G_{lm}(x, t) = T_{lm}(x, t) * c_{lm} \mu \int_{\xi_1}^{\xi_1+L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m+W_e} \Delta \dot{U}_{lm}[\xi, \eta, t - t_{clm}] d\xi d\eta \quad (17)$$

La relación entre la función de dislocación del sismo principal, $\Delta \dot{U}_{lm}$, y la correspondiente función del pequeño evento, ΔU_{elm} , obtenida a partir de las condiciones de similitud, está expresada en la ecuación (9). Así, sustituyendo la ecuación (9) en la ecuación (17) se obtiene:

$$G_{lm}(x, t) = T_{lm}(x, t) * c_{lm} \mu \int_{\xi_1}^{\xi_1+L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m+W_e} \sum_{k=1}^{N_D} \Delta \dot{U}_{elm}[\xi, \eta, t - (k-1)\tau_e] d\xi d\eta$$

Al sacar de las integrales la suma sobre N_D resulta:

$$G_{lm}(x, t) = \sum_{k=1}^{N_D} T_{lm}(x, t) * c_{lm} \mu \int_{\xi_1}^{\xi_1+L_e} \int_{\eta_m}^{\eta_m+W_e} \Delta \dot{U}_{elm}[\xi, \eta, x - t_{clm}] d\xi d\eta$$

Donde $x = t - (k-1)\tau_e$. Al observar el término del lado derecho de esta última expresión y compararlo con la ecuación (16) se llega a la siguiente igualdad:

$$G_{lm}(x, t) = \sum_{k=1}^{N_D} G_{elm}[x, t - (k-1)\tau_{clm}]$$

Así, el movimiento de la superficie $G(x, t)$ del sismo principal está dado por la sumatoria con tiempos retrasados de las funciones de G_{lm} sobre el plano de falla; esto es:

$$G(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_w} G_{lm}(x, t - t_{elm}) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_D} G_{elm}(x, t - t_{dklm}) \quad (19)$$

donde:

$$t_{dklm} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \frac{\sqrt{\xi_1^2 + \eta_m^2}}{v_r} + (k-1)\tau_{elm} \quad (20)$$

Entonces, si para un evento dado se obtuvieran en un sitio los registros correspondientes a cada elemento, los acelerogramas $G(x, t)$ para el evento principal pueden calcularse a partir de la ecuación (19). Debido a que esto no es factible, resulta necesario hacer una simplificación para considerar el caso que sólo se tengan registros de algunos eventos pequeños que ocurren dentro del área de la falla del evento principal.

El caso más sencillo que se puede tratar con este método de simulación es generar el acelerograma de un evento principal a partir de un solo evento pequeño correspondiente a una sub falla ΔF_{lomo} como se muestra en la Figura 3.4. Suponiendo que el efecto de propagación T_{lm} es aproximadamente igual al efecto de propagación del movimiento observado T_{lomo} , entonces los acelerogramas G_{elm} producido por un elemento arbitrario, pueden estimarse a partir de los movimientos observados G_{elomo} :

$$G_{elm}(x, t) = \left[\frac{R_c(\theta_{lm}, \varphi_{lm})}{R_c(\theta_{lomo}, \varphi_{lomo})} \right] \left(\frac{r_{lomo}}{r_{lm}} \right) G_{elom}(x, t - t_{elm}) \quad (21)$$

Sustituyendo la ecuación (20) en (19), el acelerograma del evento principal está dado por:

$$G(x, t) = \sum_{l=1}^{N_L} \sum_{m=1}^{N_w} \sum_{k=1}^{N_D} \left[\frac{R_c(\theta_{lm}, \varphi_{lm})}{R_c(\theta_{lomo}, \varphi_{lomo})} \right] \left(\frac{r_{lomo}}{r_{lm}} \right) G_{elom}(x, t - t_{elm} - t_{dklm}) \quad (22)$$

Cuando el punto de inicio de la falla se localiza en un punto arbitrario (ξ_o, η_o) , es necesario cambiar el t_{dklm} como sigue:

$$t_{dklm} = \frac{r_{lm}}{v_c} + \sqrt{\frac{(\xi_1 - \xi_o)^2 + (\eta_m - \eta_o)^2}{v_r^2}} + (k-1)\tau_{elm} \quad (23)$$

Se pueden extender fácilmente los resultados anteriores para considerar el caso en que se utilizan registros de varios eventos. Cuando estos eventos tienen momentos sísmicos distintos, deben escalarse con respecto al tamaño de la sub falla y al orden de la suma.

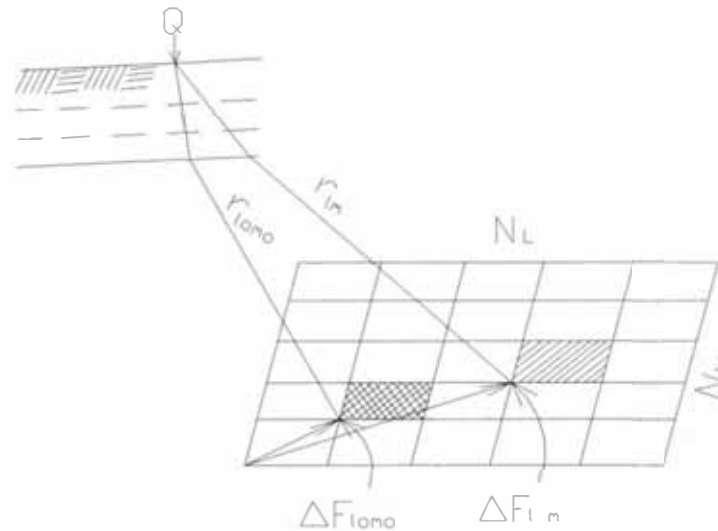


FIGURA 3.4 Relaciones geométricas entre el elemento de falla ΔF_{lomo} de un pequeño evento observado y el punto de observación Q.

Es conveniente hacer notar que esta formulación de simulación es válida cuando la longitud de onda observada es mucho mayor que las dimensiones espaciales de la fuente. La siguiente relación determina la extensión de la validez de la distancia y la longitud de onda en el método de síntesis aquí usado:

$$L_e^2 \ll \lambda r / 2 \quad (24)$$

donde L_e es la longitud del elemento de la fuente, esto es, la longitud de la falla del pequeño evento, λ , es la longitud de onda y r , la distancia entre la fuente y el receptor. Así, si se utilizan registros de eventos pequeños con dimensiones de fallas pequeñas, el método es válido sobre longitudes de ondas más cortas y para distancias mayores a la distancia más corta a la falla.

Finalmente, es necesario hacer notar que debido al tipo de discretización del área de falla, existe un problema de periodicidad en la ecuación (22) Esto es debido al intervalo de tiempo uniforme utilizado para lograr el desfase de las señales sumadas. Irikura y Aki (1988) proponen trasladar tal periodicidad a un rango de frecuencias más altas, localizado fuera del rango de interés de los ingenieros. Para ello, subdividen los intervalos de tiempo en otros más pequeños, cada uno de ellos de duración τ/n . Entonces la suma con respecto a k en la ecuación (22) queda como:

$$G(x, t) = \frac{1}{n} \sum_{k=1}^{N_{Dm}} \left[\frac{R_c(\theta_{lm}, \varphi_{lm})}{R_c(\theta_{lomo}, \varphi_{lomo})} \right] \left(\frac{r_{lomo}}{r_{lm}} \right) G_{elom}(x, t - t_{elm} - t_{dklm}) \quad (25)$$

con:

$$t_{dklm} = \frac{r_{lm}}{(N_D x n) v_c} + \sqrt{\frac{(\xi_1 - \xi_o)^2 + (\eta_m - \eta_o)^2}{(N_D x n) v_r}} + \frac{(k-1)\tau_{elm}}{(N_D x n) v_r}$$

Esta ecuación conserva las relaciones de la ecuación (21).

Existe otra forma de eliminar esta periodicidad, también conocida como frecuencias espurias, que consiste en añadir una variable aleatoria en el cálculo del tiempo de desfase t_{dklm} .

3.4 RESUMEN DE LA METODOLOGÍA PROPUESTA

Lo anterior es una formulación básica de la propuesta de Irikura (1983). Posteriormente se realizó algunas modificaciones que ha derivado en la siguiente expresión:

$$U(t) = \sum_{i=1}^N \sum_{j=1}^N \left(\frac{r}{r_{ij}} \right) F(t - t_{ij}) * u_{ij}(t) \quad (26)$$

que será la expresión que se programará en la codificación de QuakeSoft. Aquí $u_{ij}(t)$ es el pequeño evento usado como Función de Green Empírica, r es la distancia del punto de observación al hipocentro, r_{ij} es la distancia del sub

elemento al sitio de observación, (i, j) es el número específico del pequeño evento cuando el plano de falla del gran evento es dividido en $N \times N$ sub elementos, la notación $*$ representa la convolución. $F(t)$ y t_{ij} son definidos como:

$$F(t) = \delta(t) + \frac{1}{n'} \sum_{k=1}^{(N-1)n'} \delta\left[t - (k-1) \frac{\tau}{(N-1)n'}\right] \quad (27)$$

y:

$$t_{ij} = \frac{r_{ij} - r_o}{V_s} + \frac{\xi_{ij}}{V_r} + t_{rmd}$$

donde t_{rmd} varía aleatoriamente de $-0.1\xi_{ij} / V_r$ a $0.2\xi_{ij} / V_r$ (Takeo y Kanamori, 1997).

CAPITULO IV

Herramientas e Información Básica Del Proceso de Simulación de Acelerogramas Para el Terremoto del 03/10/1974 de Lima

4.1 INTRODUCCION

En el capítulo anterior se presentó un resumen de la teoría que sustenta la simulación de acelerogramas por el método de la sumatoria de la Función de Green Empírica, donde se muestran las fórmulas que serán programadas. En este capítulo, en la primera parte, se presenta el trabajo realizado para preparar el programa QuakeSoft. Se explicarán las bondades del programa y algunos aspectos que pueden perfeccionarse en el futuro. La segunda parte de este capítulo tiene que ver con el terremoto que será objeto de la simulación, el terremoto del 03/10/1974, en la ciudad de Lima. Se presentará la información obtenida, es decir la localización y los acelerogramas observados. También se presentarán la transformada de Fourier y los espectros de respuesta de los registros sísmicos observados, señalando sus características principales en relación al interés de la ingeniería sismo resistente. Finalmente, en la tercera parte de este capítulo se hará una detallada descripción de la réplica sísmica ocurrida el 09/11/1974, que será usada como Función de Green Empírica para el proceso de simulación.

4.2 DESCRIPCIÓN DEL PROGRAMA QUAKESOFT.

4.2.1 Antecedentes

El programa QuakeSoft es la fusión de los programas Synthetic y DataPro. Ambos programas fueron realizados por Aguilar (1996) para el entorno de MS-DOS. El programa Synthetic tiene que ver con el proceso de simulación de acelerogramas y el programa DataPro tiene que ver con el procesamiento de los registros sísmicos. Aunque más adelante se explicará en qué consiste la programación orientada a objetos (POO de aquí en adelante), ambos

programas están codificados con esas características y por eso ha sido factible su migración a la programación Visual bajo el entorno Windows.

El objetivo de los programas Synthetic y DataPro en MS-DOS son los siguientes:

a) Programa Synthetic:

El programa Synthetic realiza la simulación de acelerogramas con el método de la sumatoria de la Función de Green Empírica. Su base de datos debe estar almacenado en un archivo de texto. Por lo tanto, debe realizarse previamente en un editor de textos sin formatos (por ejemplo con el NOTEPAD, EDIT del DOS, etc.) En esa base de datos se introduce como dato el nombre del archivo que contiene los valores numéricos de la señal sísmica que será usado como función de Green.

b) Programa DataPro:

El programa DataPro es una herramienta para la manipulación de los registros sísmicos. Como tal, tiene las siguientes opciones:

- **Registro Sísmico:** Esta opción tiene dos importantes utilidades: generar registros de tiempo historia tanto en aceleración, velocidad o desplazamiento a partir de un registro de tiempo historia de aceleraciones, velocidades o desplazamientos. Por ejemplo, si se tiene un registro de tiempo historia de velocidades de una señal sísmica se podrá obtener el registro de tiempo historia de aceleración por derivación de la señal de entrada y el registro de tiempo historia de desplazamiento por integración de dicha señal. La segunda utilidad importante es realizar las correcciones a los registros por tendencias en la base.
- **Transformada de Fourier:** Esta opción proporciona la Transformada de Fourier versus las frecuencias. Se ingresa como dato la señal de

aceleración, velocidad o desplazamiento que se desea transformar, para lo cual el registro tiempo historia deberá estar corregido.

- **Relación Espectral:** Esta opción proporciona la relación de espectros de dos señales sísmicas, obteniéndose la función transferencia del medio entre dichos registros.
- **Espectro de Respuesta:** Esta opción nos proporciona el espectro de respuesta del registro de ingreso.
- **Filtro de ondas:** Esta opción nos permite eliminar rangos de frecuencia de las señales sísmicas que no son de interés para el análisis.

En general, los registros sísmicos que ingresarán como datos, deben prepararse previamente en un editor de textos sin formato (por ejemplo con el NOTEPAD, EDIT del DOS, etc.) Por lo general, los sismógrafos, en sus archivos de salida, colocan una cabecera donde se señala la fecha, hora y otros datos generales antes de los valores de la señal. Por ello, se debe preparar una base de datos con cuatro columnas: tiempo, componente Norte-Sur (o N-S), componente Este-Oeste (o E-W) y componente vertical (o U-D). No deben tener cabecera de ningún tipo.

4.2.2 Diagrama de Flujo

Los programas visuales, como se explicará más adelante, se caracterizan porque usan muchos objetos de Windows. Por ello, presentar los diagramas de flujo de todo el programa, con todos los objetos usados para el trabajo en formato visual, carece de sentido en esta tesis, porque se enfoca en el aspecto técnico de la simulación de acelerogramas. Con este criterio, se prefiere presentar el diagrama de flujo del programa Synthetic y DataPro en formato DOS. Este diagrama de flujo se presenta en el apéndice A, en la parte final de este trabajo.

4.2.3 Filosofía de la Programación Orientada a Objetos (POO)

La POO es una forma de programación que utiliza objetos que responden a sucesos. Estos sucesos producen un flujo de mensajes entre los objetos, lo que origina cambios en el estado del objeto que recibe el mensaje. Como ejemplo, piense en el problema de que un objeto tipo una caja de texto visualice un comunicado cuando se haga clic en otro objeto llamado botón de pulsación. La estructura del programa básicamente estará formada por dos objetos (la caja de texto y el botón de pulsación) y un mapa de mensajes; uno de los mensajes relacionará el clic sobre el botón con el método que tiene que ejecutarse para poner el comunicado en la caja de texto. Así la POO es un enfoque sumamente natural, puesto que la estructura de los programas refleja directamente la estructura del problema.

Además, la POO puede considerarse como una extensión natural de la programación estructurada en un intento de potenciar los conceptos de modularidad y reutilización del código. Para entender esto, piense en un objeto *libro* con los atributos *título* y *autor*, y los métodos necesarios para manipularlos. En un instante determinado durante el desarrollo de una aplicación, si la estructura de este objeto se ajusta exactamente a las necesidades de la misma, se utilizará; si no, por ejemplo, porque necesitamos un nuevo atributo editorial, habrá que crearlo de nuevo asumiendo el costo inherente a su construcción total, a no ser que podamos reutilizar el código, lo que significa asumir un costo menor, el inherente a la ampliación del objeto. Este fue uno de los motivos del éxito de la POO y si no piense en la cantidad de bibliotecas de objetos que se han creado para el desarrollo de interfaces gráficas de usuario.

- **Mecanismos Básicos de la POO.**

Los mecanismos básicos de la POO son: *objetos*, *mensajes*, *métodos*, *clases* y *subclases*.

Objetos:

Un programa tradicional se compone de procedimientos y de datos. Un programa orientado a objetos se compone solamente de *objetos*. Un objeto es una encapsulación genérica de datos y de los procedimientos para manipularlos. Dicho de otra forma, un objeto es una entidad que tiene unos atributos particulares, los *datos*, y una forma de operar sobre ellos, los *métodos*. Por lo tanto un objeto contiene por una parte, operaciones que definen su comportamiento y por otra, variables, manipuladas por esas operaciones, que definen su estado.

Por ejemplo, una ventana Windows contiene operaciones como *maximizar* y *minimizar* (los métodos) y variables como *ancho* y *alto* (atributos).

Mensajes:

Cuando se ejecuta un programa orientado a objetos, los objetos están recibiendo, interpretando y respondiendo a *mensajes* de otros objetos. Esto marca una clara diferencia con respecto a elementos de datos pasivos de los sistemas tradicionales; esto es, en la POO el flujo de control tradicional es reemplazado por el paso de mensajes entre objetos, los que origina cambios en el estado del objeto. Por ejemplo, cuando hacemos clic en el botón de maximizar de una ventana, la ventana recibe un mensaje de notificación de que tiene que maximizarse. Cuando un objeto recibe un mensaje, debe conocer perfectamente lo que tiene que hacer, y cuando un objeto envía un mensaje, no necesita saber cómo se desarrolla, sino simplemente que se está desarrollando.

En C++ un *mensaje* está asociado con el prototipo de una función miembro de tal forma que cuando se produce ese mensaje se ejecuta la correspondiente función miembro de la clase a la que pertenece el objeto. Esto es, el envío de un mensaje equivale en C++ a llamar a una función miembro.

Métodos:

Un *método* (que en C++ se denomina *función miembro*) se implementa en una *clase*, y determina cómo tiene que actuar el objeto cuando recibe el *mensaje* asociado. En C++, un *método* se corresponde con la definición de la función miembro de una *clase*.

La estructura más interna de un *objeto* está oculta para otros usuarios y la única conexión que tiene con el exterior son los *mensajes*. Los datos que están dentro de un objeto, solamente pueden ser manipulados por los *métodos* asociados al propio objeto.

Clases:

Una *clase* es un tipo de objeto definido por el usuario. Una *clase* equivale a la generalización de un tipo específico de objetos. Un *ejemplar* es la concreción de una clase (algunos autores utilizan el término instancia, traducción directa de instante).

Las *variables de la clase* tienen almacenados valores que son compartidos por todos los objetos de esa clase (en C++ se denominan *datos miembros static*), y cada objeto de una clase tiene sus propios valores, almacenados en la *variables asociadas a cada objetos* de la clase (en C++ se denominan *datos miembro*)

Un *objeto* de una determinada clase se crea en el momento que se declare una variable de dicha *clase*. Por ejemplo, la siguiente declaración en C++ crea un *objeto* de la clase *parrafo*: el objeto *parrafo1*.

```
parrafo parrafo1;
```


y para justificar el texto de ése párrafo, le enviaremos el mensaje correspondiente, o lo que es lo mismo, llamaremos a la función `justifi` de la forma siguiente:

```
parrafa1.justifi( );
```

Recordando lo dicho anteriormente, el prototipo de la función `justifi()` corresponde al mensaje, y la definición, al método.

Clases derivadas:

Entre las características de la POO, hay una que destaca: la *herencia*, ya que permite definir clases derivadas de otras clases ya existentes. Una *clase derivada* provee el mecanismo más simple para especificar una forma alternativa de acceso a una clase existente, o bien para definir una nueva clase que añada características a una clase existente. Esta nueva clase, denominada clase derivada, hereda todas las propiedades de la clase existente a la que nos referimos y que recibe la denominación de clase base. De una forma genérica, se puede decir que una clase derivada hereda los datos y funciones miembros de su clase base.

De lo dicho deducimos que una clase derivada pone en nuestras manos un mecanismo que nos evita tener que re escribir de nuevo una clase existente cuando necesitamos ampliarla en cualquier sentido; esto es, la *herencia*, entre otras cosas, permite la *reutilización del código*.

4.2.4 Clases Principales de QuakeSoft:

QuakeSoft usa las clases `Wave` y `Quake` desarrolladas por Aguilar (1996) para el manejo y procesamiento de registros sísmicos. Como las funciones asociadas a ambas clases responden a la filosofía de la programación orientada a objetos, es decir manejan adecuadamente las variables asociadas, sólo se han insertado al programa principal.

Con respecto al ingreso de datos, ya no se ingresan en forma secuencial, sino se han agrupado en ventanas de diálogo, tanto para el tratamiento de registros sísmicos con el DataPro como con la simulación de acelerogramas con el Synthetic. Además, se ha adicionado clases con objetos que manejan la presentación gráfica de los registros sísmicos. También se han añadido clases que permiten grabar los resultados en formato de texto, para la exportación a otros programas.

4.2.5 Descripción del Uso de Programa QuakeSoft:

El programa QuakeSoft es sencillo de manejar si se conoce el fondo teórico de los datos que se deben ingresar. A continuación se hará una descripción del uso del programa, especialmente de aquellos aspectos propios del tema que se está tratando.

Ingreso al programa:

Para ingresar al programa, se debe ejecutar el archivo QuakeSoft.exe o bien haciendo doble clic en el icono correspondiente.

En la Figura 4.1 se puede apreciar la pantalla principal del programa. Observe que en la barra del menú, aparecen las dos opciones principales del programa: DataPro y Synthetic. Se recomienda al usuario configurar la pantalla de su computadora a 1024 x 768 píxeles.

Opción DataPro:

Al seleccionar la opción DataPro se abre una ventana con las siguientes opciones:

- a) Registro Sísmico (de aceleración, velocidad o desplazamiento)
- b) Transformada de Fourier
- c) Relación Espectral

- d) Espectro de Respuesta
- e) Filtros de Registros.

Por ejemplo, si se elige la opción (a) se accede a la ventana de diálogo mostrado en la Figura 4.2. Para comodidad del usuario, al ingresar a la ventana de diálogo de DATAPRO sólo están activas las cajas de edición necesarias para la opción elegida. Por supuesto, dentro de ventana de diálogo se puede cambiar las opción de cálculo a voluntad.

Opción 1: Registro Sísmico:

Al elegir la opción 1, la ventana DATAPRO es igual a la Figura 4.2. Se requieren los siguientes datos:

- Tipo de Procesamiento → Registro Sísmico.
- Tipo de Datos → Elegir según corresponda: aceleración, velocidad y desplazamiento.
- Ingreso de Archivo de Datos → se ingresa la ubicación y el nombre del archivo de registro sísmico. Si no se recuerda la posición, con el botón **Buscar** se puede buscar en el modo tradicional de búsqueda de archivos de Windows. Una vez que se selecciona el archivo de registro sísmico se puede ver gráficamente el registro presionando el botón **Ver Gráfico** (este botón activa el mismo objeto del botón **Ver Resultado**).

Para obtener los resultados, se presiona el botón **Procesar**. Cuando están listos los cálculos, se puede presionar el botón **Ver Resultado** para ver gráficamente los resultados. **Ver Resultado** presenta la ventana de gráficos, tal como se en la Figura 4.3

Sólo se podrá guardar los resultados de los archivos resultantes en esta ventana. Para ello presionar el botón **Ver Datos** que enviará los datos resultantes al programa WordPad de Windows. Un ejemplo de ello se ve en la Figura 4.15. Desde este programa se puede guardar los resultados con una

extensión txt. Si se sale del programa WordPad se volverá a la ventana de gráficos.

Si se desea imprimir el gráfico presionar el botón **Imprimir**. Se enviará datos a la impresora seleccionada por defecto en el computador. Esta opción sólo permite imprimir en una hoja A4 y no tiene las bondades de cortar, copiar y pegar de los programas Office.

La ventana de gráfico tiene en su lado derecho unas pestañas para ver los registros. Se puede ver el gráfico de una sola dirección, "**N - S**", "**E - W**" y "**U - V**", o "**Todas**" las direcciones juntas. Cuando los gráficos provienen de las opciones Transformada de Fourier, Relación Espectral o Espectro de Respuestas, se puede observar el gráfico en forma aritmética o en forma logarítmica.

Para salir de la ventana de gráficos, se presiona el botón **Cerrar** o la casilla **X** que aparece en la parte superior derecha de la ventana.

Opción 2: Transformada de Fourier:

Al elegir la opción 2, la ventana DATAPRO es igual a la Figura 4.4. Se requieren los siguientes datos:

- Tipo de Procesamiento → Transformada de Fourier.
- Ingreso de Archivo de Datos → igual a la opción 1.
- Transformada de Fourier → Por defecto aparece la opción suavizar la curva. Si no se desea la curva suavizada, picar la casilla de Suavizar Curva para anular la opción.

Para obtener los resultados, se presiona el botón **Procesar**. Sólo cuando se activa el botón **Ver Resultado** se puede ver gráficamente los resultados del proceso. Si se presiona **Ver Resultado** se tendrá la Figura 4.5. Note que en este caso en la ventana de gráfico aparece la opción de visualizar en forma

aritmética o en forma logarítmica. La Figura 4.6 muestra el gráfico en la opción logarítmica.

Opción 3: Relación Espectral:

Al elegir la opción 3, la ventana DATAPRO es igual a la Figura 4.7. Se requieren los siguientes datos:

- Tipo de Procesamiento → Relación Espectral.
- Ingreso de Archivo de Datos → se ingresa la ubicación y el nombre del registro sísmico de los dos archivos que se desean comparar. Por defecto aparece la opción suavizar la curva. Si no se desea la curva suavizada, picar la casilla de Suavizar Curva para anular la opción.

Para obtener los resultados, se presiona el botón **Procesar**. Sólo cuando se activa el botón **Ver Resultado** se puede ver gráficamente los resultados del proceso. Si se presiona **Ver Resultado** se tendrá la Figura 4.8. Note que en este caso en la ventana de gráfico aparece la opción de visualizar en forma aritmética o en forma logarítmica. La Figura 4.9 muestra el gráfico en la opción logarítmica.

Opción 4: Espectro de Respuestas:

Al elegir la opción 4, la ventana DATAPRO es igual a la Figura 4.10. Se requieren los siguientes datos:

- Tipo de Procesamiento → Espectro de Respuestas.
- Ingreso de Archivo de Datos → igual a la opción 1.
- Espectro de Respuesta → Por defecto el valor de factor de amortiguamiento es 0.05. Si se desea se puede cambiar el valor.

Para obtener los resultados, se presiona el botón **Procesar**. Sólo cuando se activa el botón **Ver Resultado** se puede ver gráficamente los resultados del

proceso. Si se presiona **Ver Resultado** se tendrá la Figura 4.11. Note que en este caso en la ventana de gráfico aparece la opción de visualizar en forma aritmética o en forma logarítmica. La Figura 4.12 muestra el gráfico en la opción logarítmica.

Opción 5: Filtro de Registros:

Al elegir la opción 5, la ventana DATAPRO es igual a la Figura 4.13. Se requieren los siguientes datos:

- Tipo de Procesamiento → Filtro de Registros.
- Ingreso de Archivo de Datos → igual a la opción 1.
- Filtro de Registros → Se debe colocar los valores de la ventana, aunque salen por defecto algunos valores sugeridos de un filtro pasabandas. También se debe elegir entre las opciones a) Filtrar registro y corregir por línea base o b) Corregir por línea base y filtrar registro.

Para obtener los resultados, se presiona el botón **Procesar**. Sólo cuando se activa el botón **Ver Resultado** se puede ver gráficamente los resultados del proceso. Si se presiona **Ver Resultado** se tendrá la Figura 4.14. Note que en este caso en la ventana de gráfico no aparece la opción de visualizar en forma aritmética o en forma logarítmica. Para grabar los datos filtrados se debe activar la opción Ver Datos y luego grabar desde la ventana correspondiente del WordPad (Figura 4.15)

Opción Synthetic:

Antes de describir la opción Synthetic, se define **evento principal** al sismo objetivo de simulación, en este caso el sismo del 03/10/1974. Los **eventos** son el número de sismos que servirán para modelar el evento principal y en los cuales ingresará la Función de Green Empírica. Por ejemplo, para este trabajo de simulación se han usado tres eventos y se considera que el plano de ruptura de cada evento tiene la misma orientación del evento principal.

Al seleccionar la opción Synthetic se abre una caja de diálogo como la que se ve en la Figura 4.16. Esta caja de diálogo requiere de los siguientes datos:

Datos Principales:

- **Número de Eventos:** Ingresar el número de funciones de Green que serán procesadas. Cada función de Green (o señal sísmica) está asociada a un evento o plano de falla.

Orientación del plano de falla principal:

- **Rumbo**, en grados sexagesimales.
- **Buzamiento**, en grados sexagesimales.
- **Deslizamiento**, en grados sexagesimales.

En la Figura 4.17 se puede observar gráficamente el significado de los datos descritos.

Posición de la estación de registro sísmico:

- **Acimut del Epicentro:** es la orientación de la línea que une el epicentro del evento principal con la estación de registro sísmico. El acimut se medirá en la estación de registro sísmico, en sentido horario, siendo el norte geográfico la orientación cero del acimut. Sus unidades en grados sexagesimales.
- **Distancia del Epicentro del Evento Principal:** medida desde el punto donde se ubica la estación de registro sísmico, en kilómetros.
- **Profundidad del Hipocentro:** medido desde el epicentro del evento principal, en kilómetros.

En la Figura 4.18 se puede observar gráficamente el significado de los datos descritos.

Velocidades de Ondas:

- Velocidad de la ondas p, V_p , en km/s.
- Velocidad de la ondas s, V_s , en km/s.

- Velocidad de ruptura, V_r , en km/s. Usualmente V_r varía entre $0.70 V_s$ a $0.90 V_s$.

Si se desea salir del cuadro de diálogo, se puede presionar el botón **Cancelar**. Si se está conforme con los datos escritos, presionar el botón **Aceptar**.

Si se presiona el botón **Aceptar** aparecerá el cuadro de diálogo mostrado en la Figura 4.19.

Este cuadro será necesario de llenar tantas veces como eventos o funciones de Green se haya especificado en la caja **Número de Eventos** en el cuadro de diálogo anterior. Los datos necesarios son:

Orientación del plano de falla del evento:

- **Rumbo**, en grados sexagesimales.
- **Buzamiento**, en grados sexagesimales.
- **Deslizamiento**, en grados sexagesimales.

En la Figura 4.20 se puede observar gráficamente el significado de los datos descritos.

Posición de la estación de registro sísmico:

- **Acimut del epicentro**, es la orientación de la línea que une el epicentro del evento con el punto de observación. El acimut se medirá en la estación de registro sísmico, en sentido horario, siendo el norte geográfico la orientación de acimut cero. En grados sexagesimales.
- **Distancia al epicentro del evento**, medida desde el punto donde se ubica la estación de registro sísmico, en kilómetros.
- **Profundidad del hipocentro del evento**, medido desde el epicentro, en kilómetros.

En la Figura 4.21 se puede observar gráficamente el significado de los datos descritos.

Posición del plano del evento con respecto al plano de falla del evento principal:

- **Distancia** entre un punto de comparación del plano del evento principal y el respectivo punto de comparación del plano del evento.
- **Profundidad** entre un punto de comparación del plano del evento principal y el punto de comparación respectivo del plano del evento.

En la Figura 4.22 se puede observar gráficamente el significado de los datos descritos.

Geometría del elemento pequeño:

- **Longitud** del elemento. Este valor se obtiene de dividir la longitud del plano de falla del evento entre el número de elementos en la longitud.
- **Ancho** del elemento. Este valor se obtiene de dividir el ancho del plano de falla del evento entre el número de elementos en el ancho.
- **Rise time**, es el tiempo en que demora la ruptura en viajar desde el centro del elemento hasta el extremo del mismo.

En la Figura 4.23 se puede observar gráficamente el significado de los datos descritos.

Cantidad de elementos pequeños:

- **En la longitud.**
- **En el ancho.**
- **En el rise time.**

En la Figura 4.24 se puede observar gráficamente el significado de los datos descritos.

Datos de modelación:

- **Punto de inicio de ruptura**, es el número del elemento que coincide con el hipocentro.

- **Profundidad** del punto más bajo del plano del evento. Se mide desde la superficie terrestre.
- **Relación de caída de esfuerzos.** Este valor usualmente se toma igual a la unidad.

En las figuras 4.25 y 4.26 se hace una aclaración de los datos descritos.

Archivo de la función de Green:

- Al igual que la opción 1 de DataPro, se puede buscar el archivo de datos del registro sísmico y se puede ver gráficamente el registro seleccionado.

4.3 DESCRIPCIÓN DEL SISMO DEL 03/10/1974

Para poder calibrar un modelo de fuente durante la generación de acelerogramas sintéticos se requiere disponer de un sismo objetivo. Esto es necesario porque los parámetros del modelo están íntimamente relacionados al área de ruptura del evento principal, a la energía liberada y otros aspectos que se deben analizar para elegir adecuadamente una réplica como función de Green empírica. En este estudio se ha elegido el sismo de Lima del 03 de Octubre de 1974, un registro que se ha obtenido en la estación del Instituto Geofísico del Perú, ubicado en el Parque de la Reserva. Las características de este evento se describen a continuación.

4.3.1 Introducción

El Jueves 03 de Octubre de 1974, a las 09:21 (hora local), la capital del Perú, Lima fue sacudida por un sismo de magnitud de $M_s = 7.5$ con epicentro a 90 km al sur oeste de Lima, en la zona de subducción. Este evento ocasionó 78 muertos, 2,500 heridos y pérdidas materiales estimadas en 2,700 millones de soles, según datos del Comité Nacional de Defensa Civil del Perú y de las Compañías de Seguros. El terremoto y sus réplicas tuvieron lugar en el área que Kelleher (1972) señalaba como la más probable para la ocurrencia de un

sismo destructor. Este sismo tuvo características peculiares entre las que se destacan la gran duración del movimiento perceptible (más, de 90 segundos), la baja frecuencia que predominó en el movimiento del suelo y una magnitud M_s , determinada con datos telesísmicos, anormalmente alta. Un gran número de réplicas ocurrieron en los tres meses siguientes al sismo principal, siendo la réplica más importante la ocurrida el 09 de Noviembre de 1974 con magnitud $M_s = 6.2$. En la Figura 4.27 se puede observar la posición del epicentro de este evento.

Los lugares más afectados fueron ciertas zonas de Lima Metropolitana, las poblaciones costeras de Lurín, Chilca, Mala, Imperial, Cañete, Chincha y Pisco, situadas al sur de la capital. De acuerdo con la destrucción causada y otros efectos se observó una intensidad máxima, restringida, de IX en la Escala Modificada de Mercalli.

4.3.2 Registros Obtenidos:

Este evento fue registrado en tres estaciones disponibles en la ciudad de Lima. Uno de ellos, el registro de la Estación del "Parque de la Reserva" se usará en el procedimiento de simulación. En las Figuras 4.28, 4.29 y 4.30 se presentan los registros tiempo historia de aceleraciones en sus tres direcciones obtenidos en esta estación.

De los gráficos presentados se pueden hacer varias observaciones. En primer lugar, la orientación de los registros son las siguientes: N08E y N82W, es decir no coincide con la dirección N-S y E-W, sino tiene un ángulo de 8 grados sexagesimales. Por esta razón se hará la operación de rotación a los registros, con el siguiente algoritmo:

$$\begin{aligned} \text{Sea } cs &= \cos(\text{azimut}) \\ sn &= \sin(\text{azimut}) \end{aligned}$$

Entonces un valor del nuevo registro en la dirección N-S y del nuevo registro en la dirección E-W sería:

$$\text{temporal1} = \text{RegistroNS}[i] * \text{cs} + \text{RegistroEW}[i] * \text{sn}$$

$$\text{temporal2} = \text{RegistroNS}[i] * \text{sn} - \text{RegistroEW}[i] * \text{cs}$$

$$\text{RegistroNS}[i] = \text{temporal1}$$

$$\text{RegistroEW}[i] = \text{temporal2}$$

En este caso $\text{azimut} = 8^\circ$. Luego del proceso señalado, se obtienen los registros sísmicos de las componentes horizontales que se presentan en las Figuras 4.31 y 4.32. No es necesaria la rotación de la dirección vertical.

Los registros tiempo historia de aceleraciones muestran el ingreso de dos rupturas sucesivas. Analizando los registros rotados, **en la dirección N-S** el ingreso de la segunda ruptura se registra aproximadamente a los 35 segundos de iniciado la actividad sísmica. En la primera ruptura se alcanza una aceleración máxima de 183.83 cm/s^2 a los 18.42 segundos y en la segunda ruptura se alcanza una aceleración máxima de 121.453 cm/s^2 a los 48.42 segundos. Con respecto **a la dirección E-W**, el ingreso de la segunda ruptura se registra aproximadamente a los 30 segundos de iniciado la actividad sísmica. En la primera ruptura se alcanza una aceleración máxima de 179.16 cm/s^2 a los 9.7 segundos y en la segunda ruptura se alcanza una aceleración máxima de 138.49 cm/s^2 a los 43.1 segundos. Se observa que en esta dirección se alcanzan los valores más altos de aceleración.

4.3.3 Parámetros Sísmicos:

De acuerdo al Catálogo Sísmico del Perú, se tienen los siguientes datos referidos al sismo del 03/10/1974:

Identificación	No. PE-38615
Zona	No. 115
Fuente Hipocentro:	Código GSS.

Fecha	03 de Octubre de 1974	
Tiempo	14:21:32.68	
Localización	Latitud	-12.39
	Longitud	-77.66
Profundidad Focal:	27.0 km.	
Magnitud	mb	6.6 GS.
	Ms	7.5 PAS.
Momento Sísmico	9.12 E+27 dina - cm.	

Según el CERESIS (Centro Regional de Sismología para América del Sur) la magnitud Ms = 7.5, calculada para el sismo del 03.10.74 no está de acuerdo con la magnitud de mb = 6.6, conforme a la relación sugerida por Gutenberg y Richter (1954). Esta discrepancia puede ser explicada por la multiplicidad del evento principal. El valor de Ms correspondería a la superposición de varias de las sacudidas múltiples del sismo principal, en tanto que el valor de mb corresponde solamente a la sacudida más intensa. Este fenómeno también fue observado en la réplica del 09.11.74.

Con respecto al valor del Momento Sísmico se observa que si se usa la relación propuesta por Geller (1976):

$$\text{Log (Mo)} = 1.5 \text{ Ms} + 15.51$$

para $6.76 < \text{Ms} < 8.12$, no existe coherencia entre el valor de la magnitud Ms = 7.5 y el momento sísmico. Por lo tanto se considera que se está ante un caso de saturación de la magnitud Ms. Considerando los valores de aceleración de los registros observados, se puede concluir que el valor del Momento Sísmico proporcionado por el Catálogo Sísmico del Perú es el más representativo y es el que se usará en los cálculos posteriores.

4.3.4 Espectro de Fourier y de Respuesta:

En las Figuras del 4.33 al 4.40 se presentan los gráficos de los Espectros de Amplitudes de Fourier y los Espectros de Respuestas con un 5% de amortiguamiento. En estas se puede observar el contenido de frecuencias del registro y de la frecuencia predominante del registro en sus tres componentes.

4.4 DESCRIPCIÓN DE LA REPLICA DEL 09/11/1974

Así como es necesario analizar el registro tiempo historia del sismo principal porque es el objeto de la simulación, durante el proceso de simulación se usa un registro sísmico de ingreso obtenido de eventos anteriores o posteriores al evento principal, es decir sismos premonitores o réplicas. Es necesario que estos registros, a las cuales se les llamará función de Green, se obtengan de la misma estación sísmica de donde se ha obtenido el registro del evento principal, para respetar la premisa principal del método de la Sumatoria de la Función de Green Empírica, el cual supone que el registro de entrada (del sub evento) contiene implícitamente toda la influencia de las características geológicas y de la estructura de velocidades de onda que existe entre el hipocentro y la estación sísmica. La réplica seleccionada para ser usada como Función de Green en el proceso de simulación es el evento del 09 de Noviembre de 1974, el cual también fue registrado en la estación del Parque de la Reserva.

4.4.1 Introducción

Al sismo del 03 de Octubre de 1974 le precedieron y sucedieron pequeños eventos sísmicos. De ese grupo se elige el evento ocurrido el 11 de Noviembre de 1974, por ser el evento de mayor magnitud. En la figura 4.27 presenta la ubicación de la réplica. Se observa que su posición es cercana al evento principal.

4.4.2 Registros Sísmicos Obtenidos:

Este evento se registró en la Estación del "Parque de la Reserva" y se usará como Función de Green Empírica. En las Figuras 4.41, 4.42 y 4.43 se presenta los registros tiempo historia de aceleraciones en sus tres direcciones. Nótese que en este caso los valores más altos en la aceleración se dan en la dirección N-S, contrario a lo que sucedió en el evento principal.

4.4.3 Descripción de Parámetros Obtenidos:

De acuerdo al Catálogo Sísmico del Perú, se tienen los siguientes datos referidos a la réplica del 09/11/1974:

Identificación	:	No. PE-39165	
Zona	:	No. 0	
Fuente Hipocentro	:	Código ISC.	
Fecha	:	09 de Noviembre de 1974	
Tiempo	:	12:59:51.00	
Localización	:	Latitud	: -12.438
		Longitud	: -77.457
Profundidad Focal	:	6.0 km.	
Magnitud	:	mb	: 6.0 ISC.
		Ms	: 6.2 GS.
Momento Sísmico	:	1.23 E+25 dina - cm.	

4.4.4 Espectros de Fourier y de Respuesta:

En las Figuras del 4.44 al 4.51 se presentan los gráficos de los Espectros de Amplitudes de Fourier y los Espectros de Respuestas para el 5% de amortiguamiento, donde se observará el contenido de frecuencias del registro y de la frecuencia predominante en sus tres componentes.

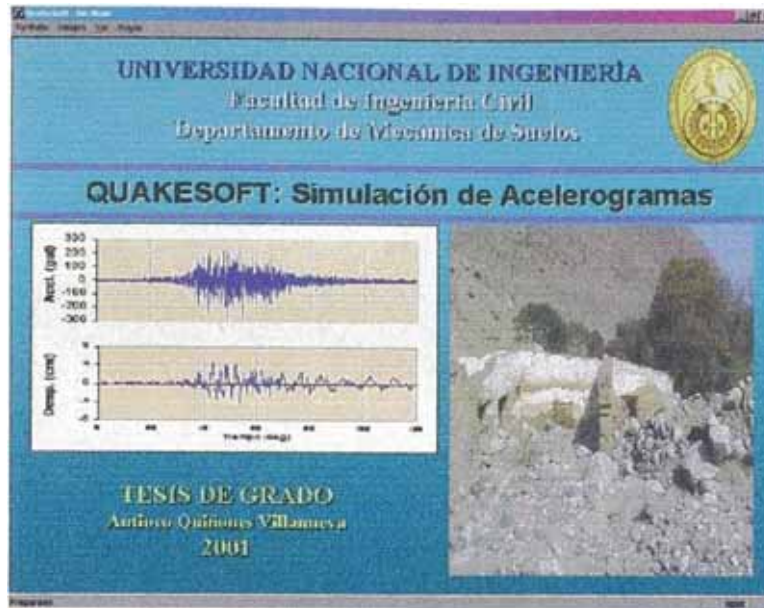


FIGURA 4.1 Pantalla principal del programa QuakeSoft. Note que las dos opciones principales son **DataPro** y **Synthetic**. Al elegir cualquiera de las dos opciones se presentará un cuadro de diálogo sencillo y fácil de manejar. Se recomienda que la pantalla de la computadora esté configurada a 1024 x 768 píxeles.

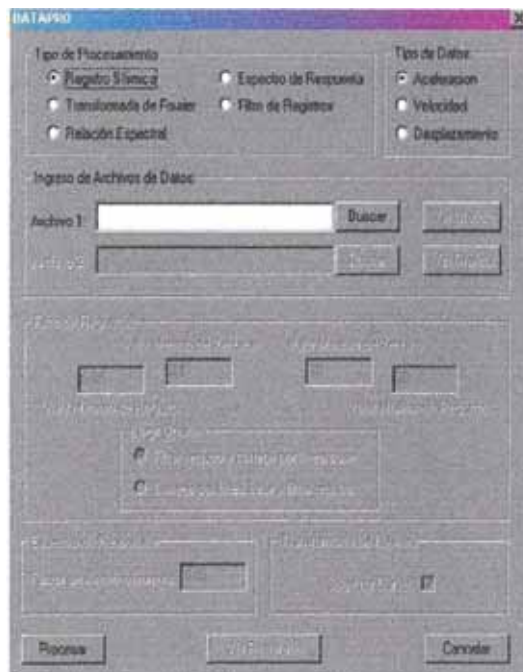


FIGURA 4.2 Cuadro de diálogo de Datapro. Note que sólo están activas las cajas de edición elegidas por el usuario. El botón **Buscar** sirve para cargar el archivo de datos del registro sísmico. El botón **Procesar** sirve para ejecutar el cálculo de la opción elegida. Al terminarse el cálculo, el botón **Ver Resultado** se presenta en estado activo.

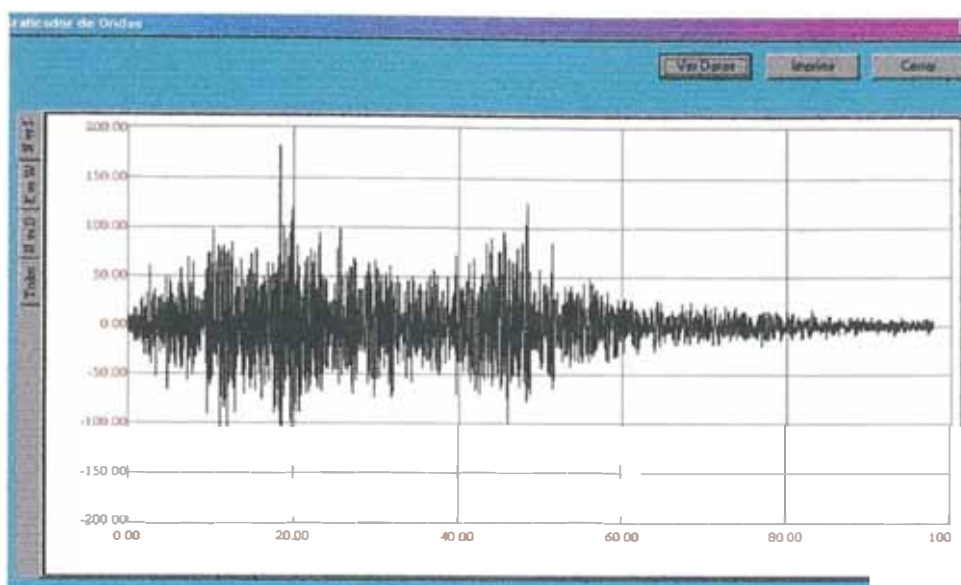


FIGURA 4.3 Editor de gráficos. En el lado superior izquierdo se ven cuatro opciones de visualización. La opción **Ver Datos** permite grabar los resultados en formato de texto, porque activa el programa WordPad. El botón **Imprimir** sirve para imprimir en una hoja A-4 el gráfico que se visualiza. No es posible importar el gráfico a otros programas como un objeto. El botón **Cerrar** sale de editor de gráficos.

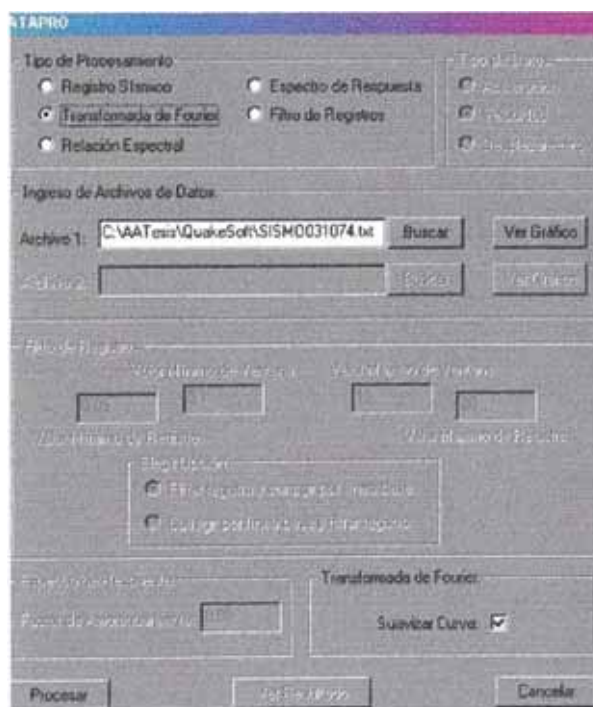


FIGURA 4.4 Opción Transformada de Fourier. En esta opción sólo puede elegirse resultados en forma suavizada o no suavizada.

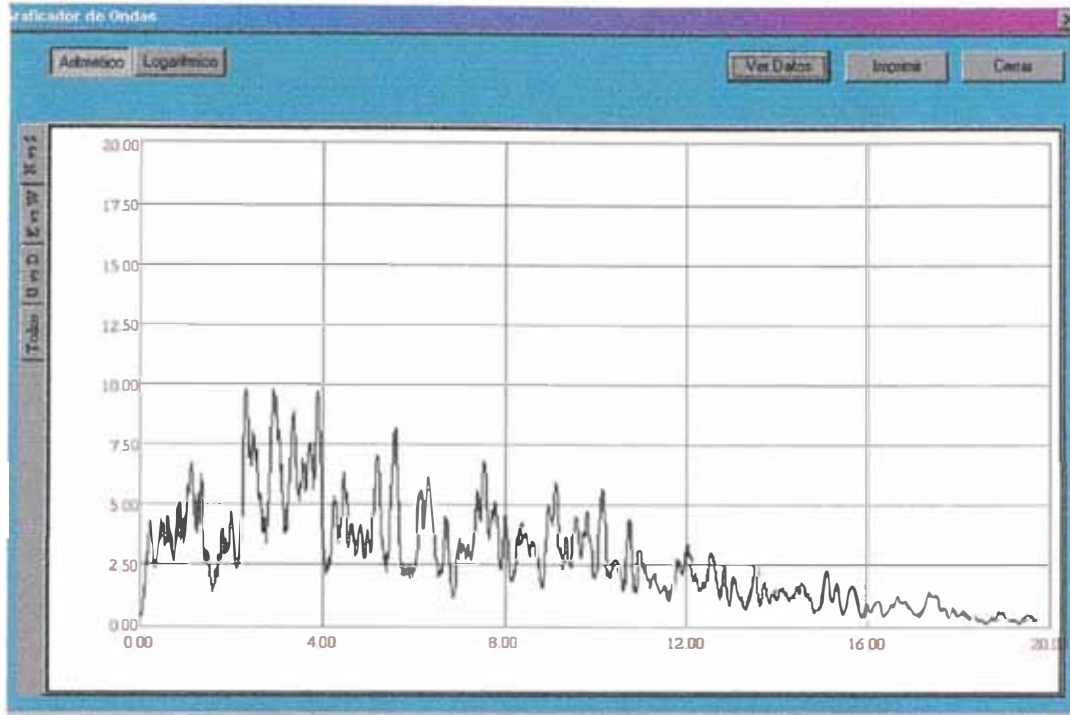


FIGURA 4.5 Editor de gráficos después de procesar la opción Transformada de Fourier. Note que ahora existen las opciones **Aritmético** y **Logarítmico**.

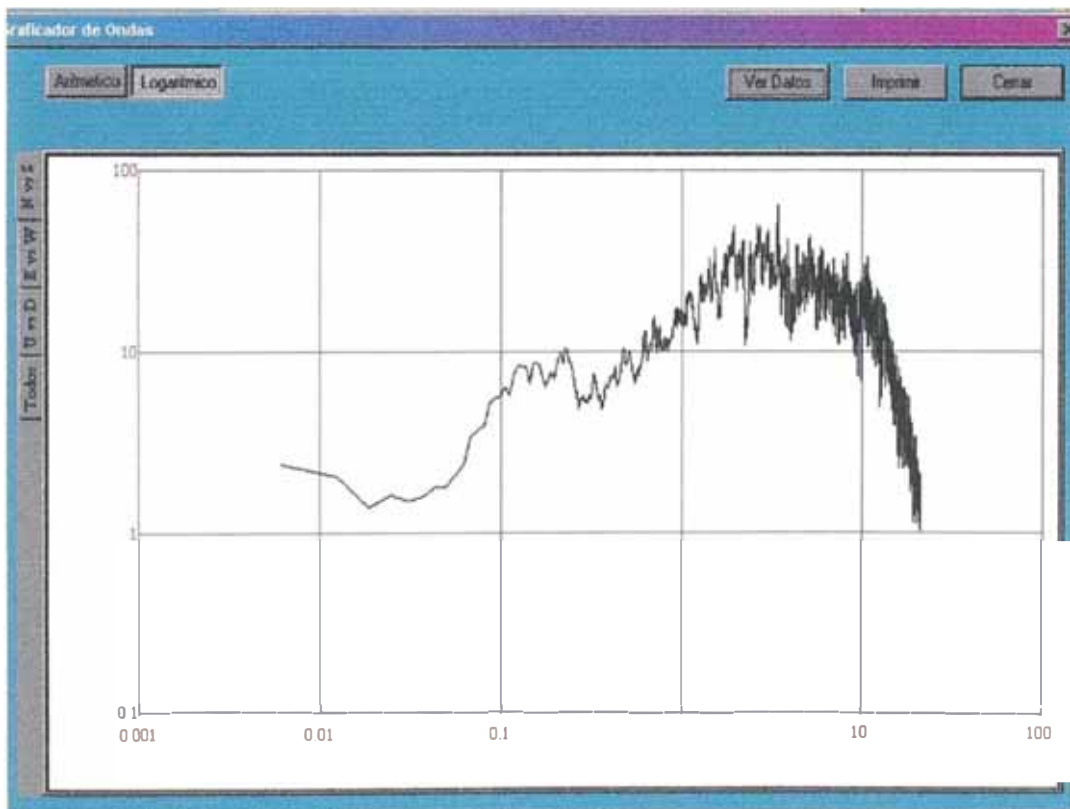


FIGURA 4.6 Editor de gráficos después de elegir la opción Logarítmico.

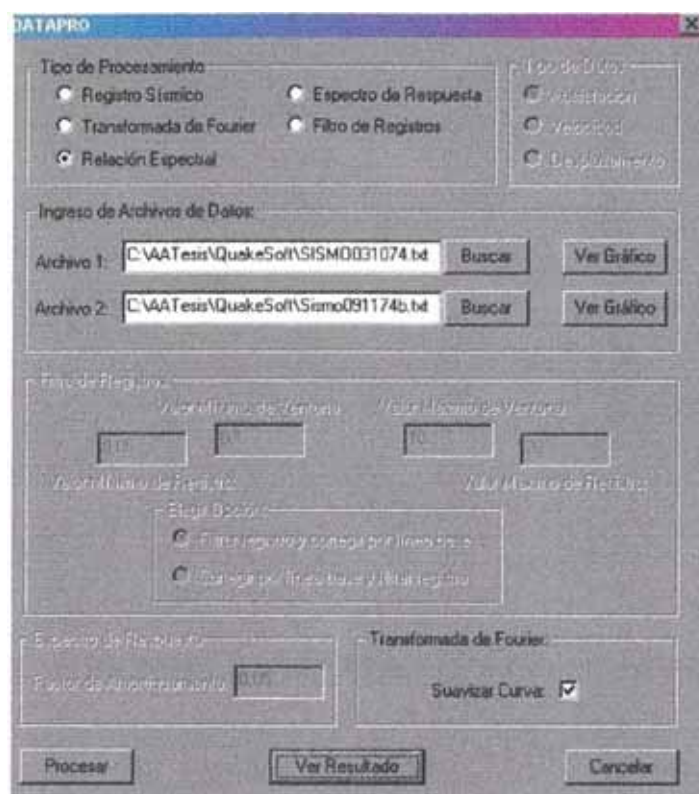


FIGURA 4.7 Opción Relación Espectral. En esta opción se deben ingresar los dos archivos con las cuales se desea realizar la comparación espectral.

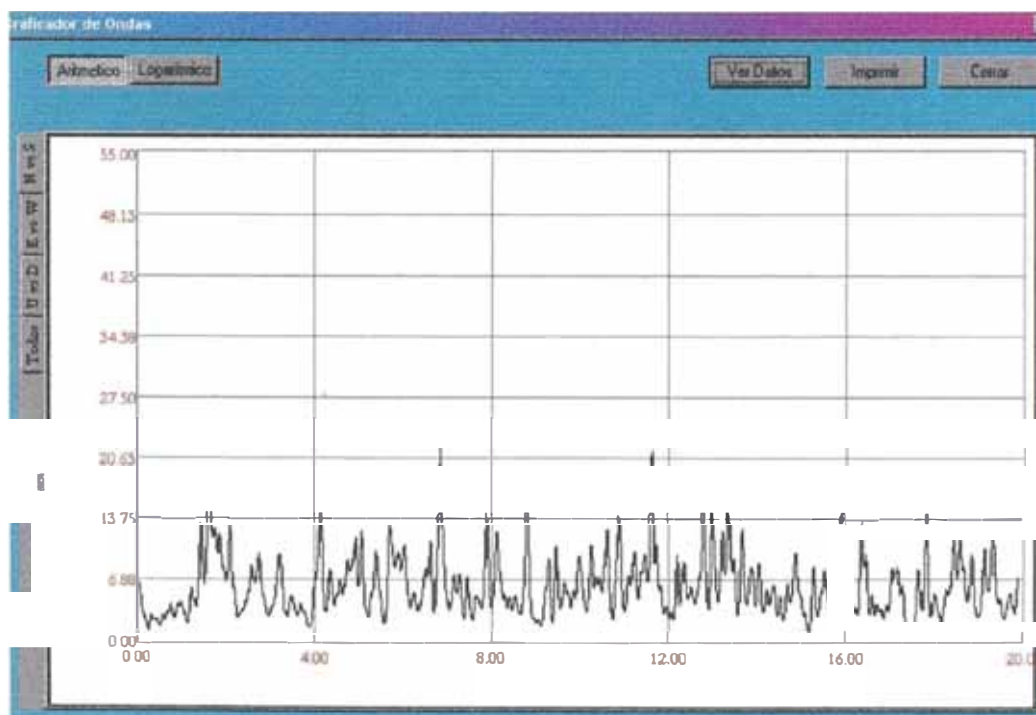


FIGURA 4.8 Ventana de gráficos en que se observa los resultados de la relación espectral en la escala aritmética.

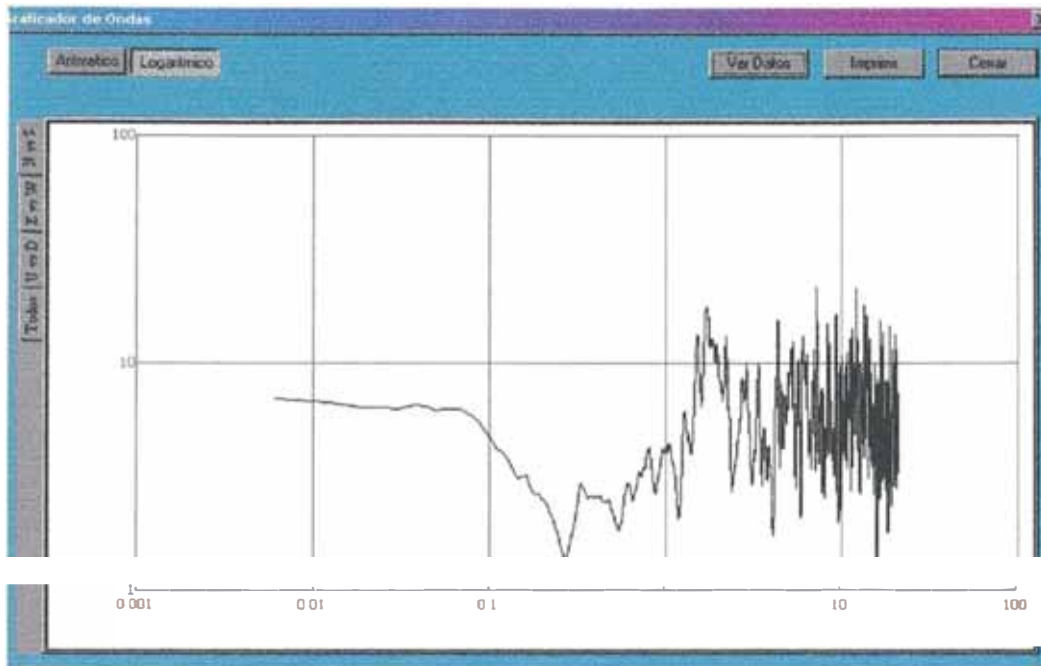


FIGURA 4.9 Ventana de gráficos en que se observa los resultados de la relación espectral en la escala logarítmica.

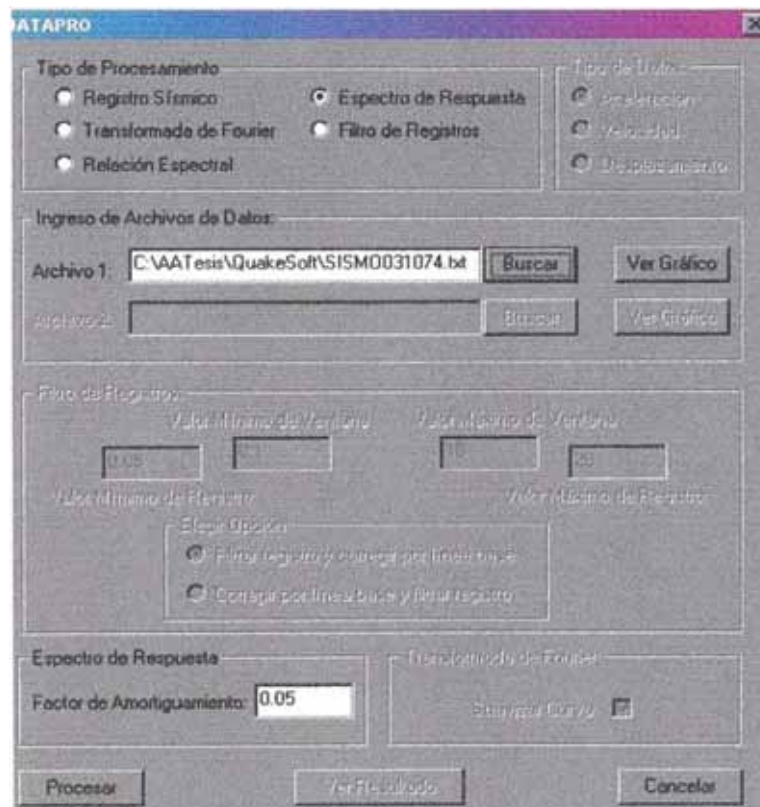


FIGURA 4.10 Opción Espectro de Respuesta. En esta opción se deben ingresar el archivo de datos y el valor del factor de amortiguamiento.

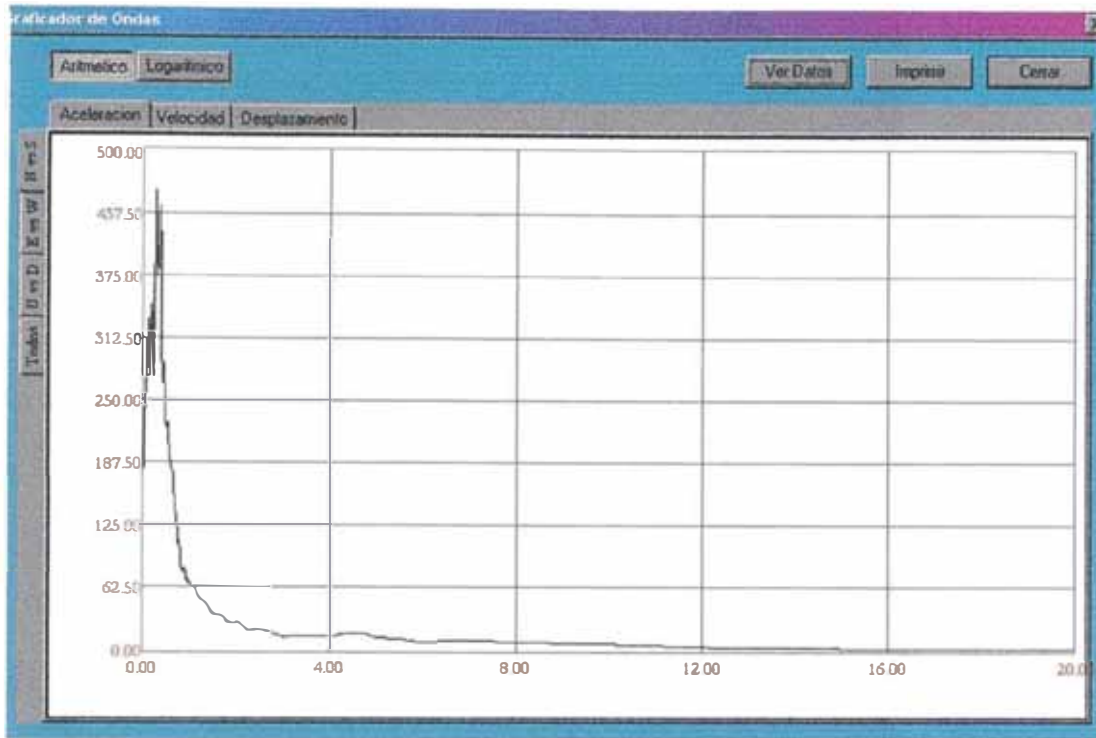


FIGURA 4.11 Ventana de gráficos en que se observa los resultados del espectro de respuesta en la escala aritmética.

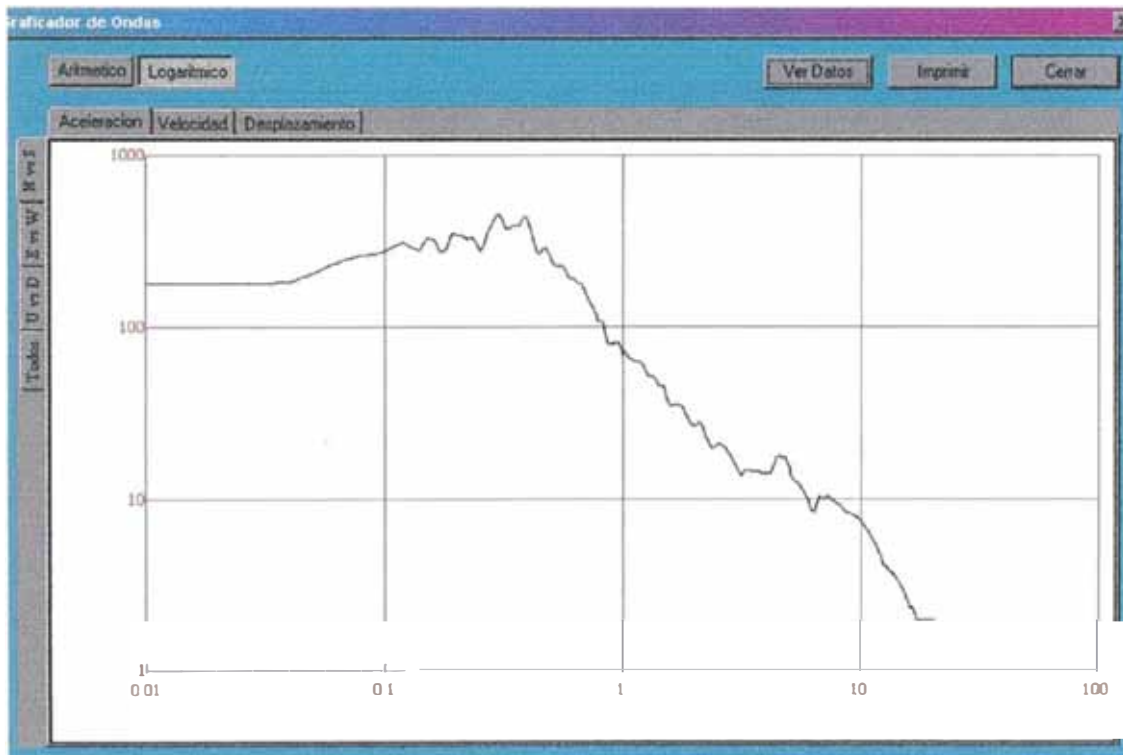


FIGURA 4.12 Ventana de gráficos en que se observa los resultados del espectro de respuesta en la escala logarítmica.

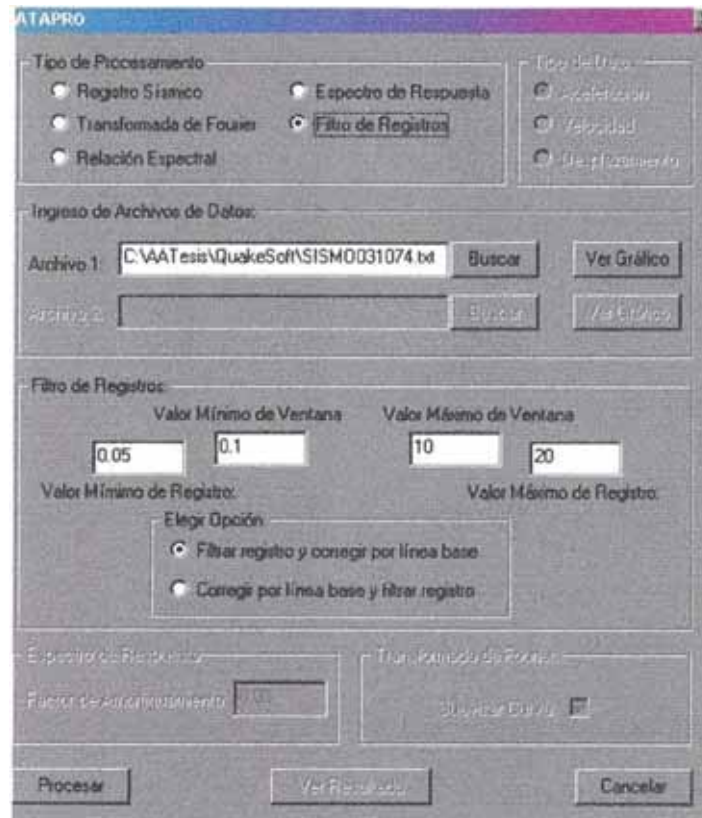


FIGURA 4.13 Opción Filtro de Registros. En esta opción se deben ingresar el archivo de datos y los datos de los límites de la amplificación de registros.

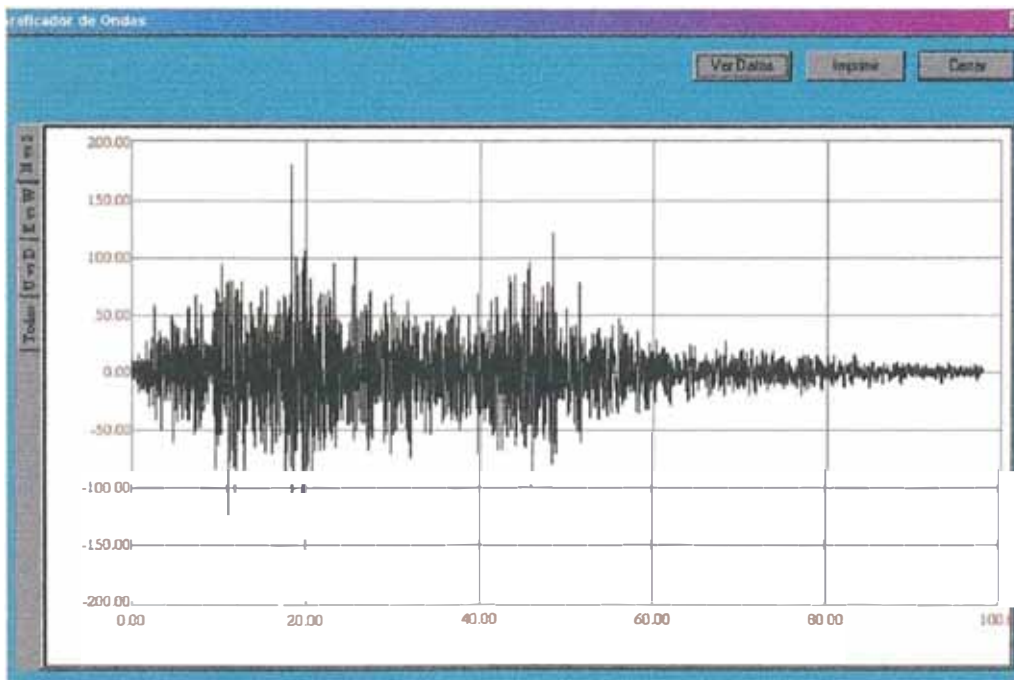


FIGURA 4.14 Ventana de gráficos en que se observa los resultados del filtro de registros. Note que no está activa la opción aritmética o logarítmica.

0.0061	2.4408	5.4530	1.0098
0.0122	2.0924	4.6127	0.7496
0.0183	1.4182	3.1336	0.8239
0.0244	1.6587	3.3148	0.8914
0.0305	1.5174	3.1480	0.9473
0.0366	1.6245	2.9057	1.2522
0.0427	1.8193	3.1035	1.3900
0.0488	1.8124	2.7460	1.7495
0.0549	2.1217	2.9541	1.9169
0.0610	2.4315	3.2243	2.3421
0.0671	3.4352	3.4278	2.9158
0.0732	3.7651	4.2667	4.5648
0.0793	3.9267	4.6794	5.0771
0.0854	5.3052	5.1019	5.4623
0.0916	5.5760	3.9836	5.2321
0.0977	5.7686	5.1740	5.6160
0.1038	6.4325	4.8272	5.7564
0.1099	5.8479	5.6245	6.1958
0.1160	7.7691	6.8987	8.4739
0.1221	6.4469	6.2332	9.2458
0.1282	8.2816	7.7354	9.2125
0.1343	8.2288	9.1762	10.0495
0.1404	6.6763	9.7271	10.2400
0.1465	0.5161	9.1383	10.2514
0.1526	8.7350	9.5799	9.4705
0.1587	8.4189	10.6923	9.2276
0.1648	7.1735	12.7415	9.1506
0.1709	6.4575	12.2041	8.9258
0.1770	7.0016	13.5127	9.4935
0.1831	7.7870	13.2634	10.5868
0.1892	7.1317	11.0443	9.6828
0.1953	7.5204	10.2772	8.0937
0.2014	8.9479	9.7015	7.5390
0.2075	9.8292	10.3896	7.1670
0.2136	8.6335	11.3563	7.9590
0.2197	10.4000	10.6532	6.9738
0.2258	10.1988	9.5140	7.1704
0.2319	8.7921	11.2603	7.0517
0.2380	8.6288	12.9254	6.3228
0.2441	7.6437	13.8629	6.4215
0.2502	5.8961	13.8415	4.9661
0.2563	6.0269	14.1204	4.8013

FIGURA 4.15 Ventana resultante después de elegir la opción **Ver Datos** de la ventana de Gráficos. Es el programa WordPad y en ella se puede grabar el archivo de resultados.

Evento Principal

Sub-Evento

Nro. de Sub Eventos
CADA SUB-EVENTO TENDRA SU PROPIA ORIENTACION Y DIMENSIONES

NUMERO DE SUB-EVENTOS:

ORIENTACION DEL PLANO DE FALLA PRINCIPAL:

Rumbo: Eclivaje: Deslizamiento:

POSICION DE LA ESTACION DE REGISTRO SISMICO:

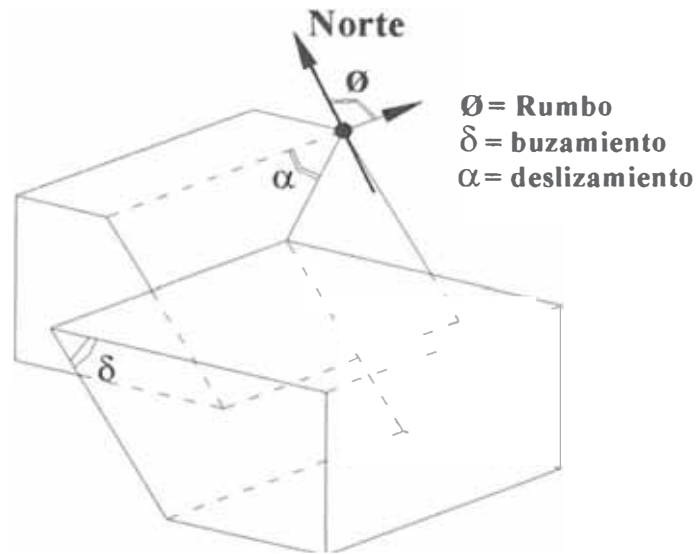
Azimuth del Epicentro: Distancia del Epicentro: Profundidad del Hipocentro:

VELOCIDADES DE ONDAS:

V_p : V_s : V_l :

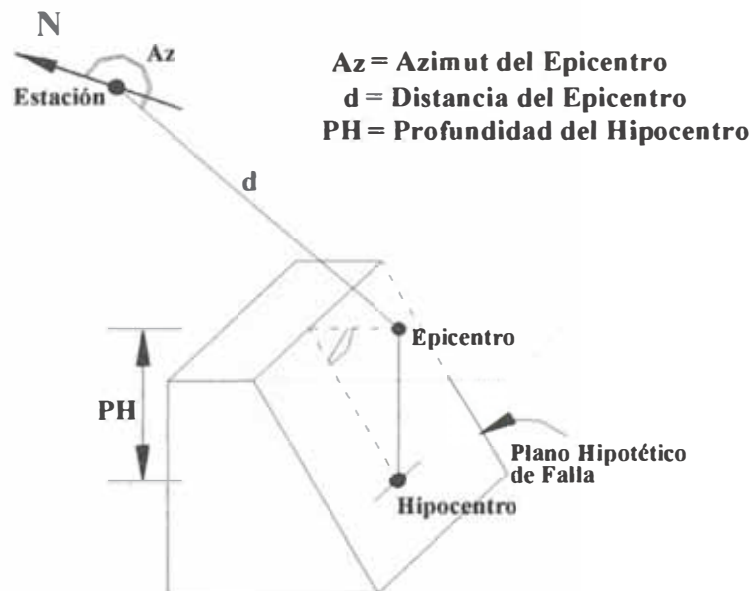
Cancelar Aceptar

FIGURA 4.16 Ventana de la opción Synthetic. Cada dato tiene su propio gráfico de explicación.



**ORIENTACION DEL PLANO DE FALLA
DEL EVENTO PRINCIPAL**

FIGURA 4.17 Gráfico que resume el significado de los datos de la orientación de plano de falla del evento principal.



**POSICION DE LA ESTACION DE REGISTRO
SISMICO CON RESPECTO AL EVENTO PRINCIPAL**

FIGURA 4.18 Gráfico que explica el significado de los datos de la posición de la estación de registro sísmico con respecto al plano de falla del evento principal.

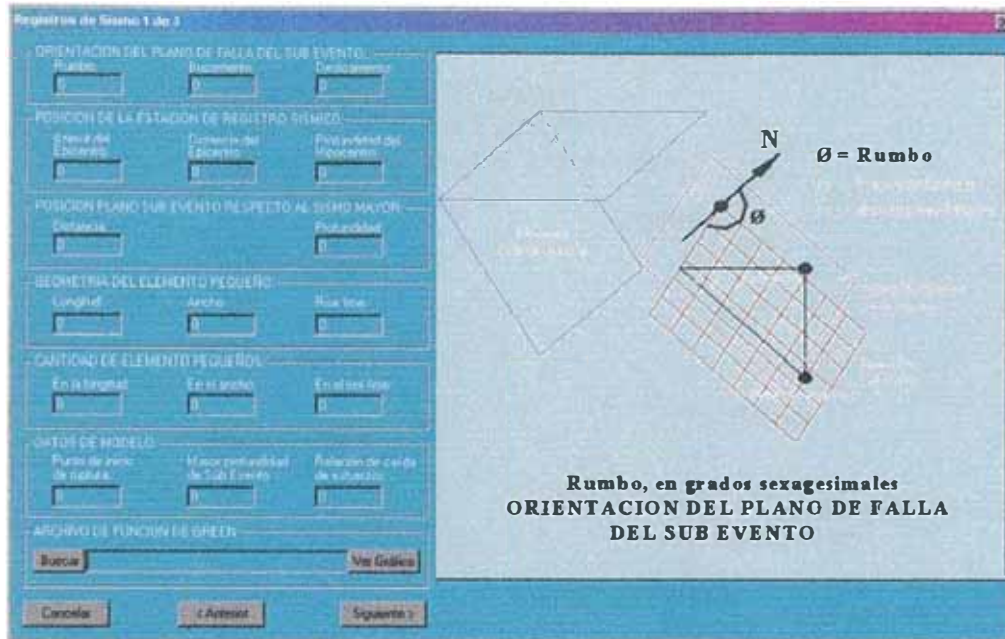


FIGURA 4.19 Pantalla de ingreso de datos correspondientes al evento 1. Cuando se presiona el botón **Siguiente** saldrá la pantalla para de ingreso de datos correspondiente al evento 2 y así sucesivamente hasta alcanzar todos los eventos indicados en número de eventos.



FIGURA 4.20 Gráfico que resume el significado de los datos de la orientación de plano del evento.

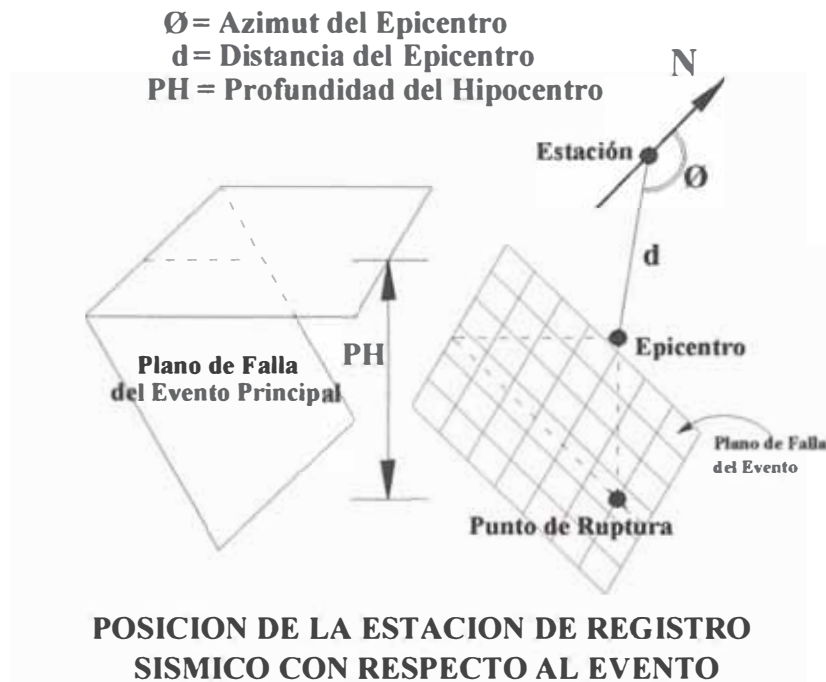


FIGURA 4.21 Gráfico que indica el significado de los datos para la posición de la estación de registro sísmico con respecto al plano del evento.

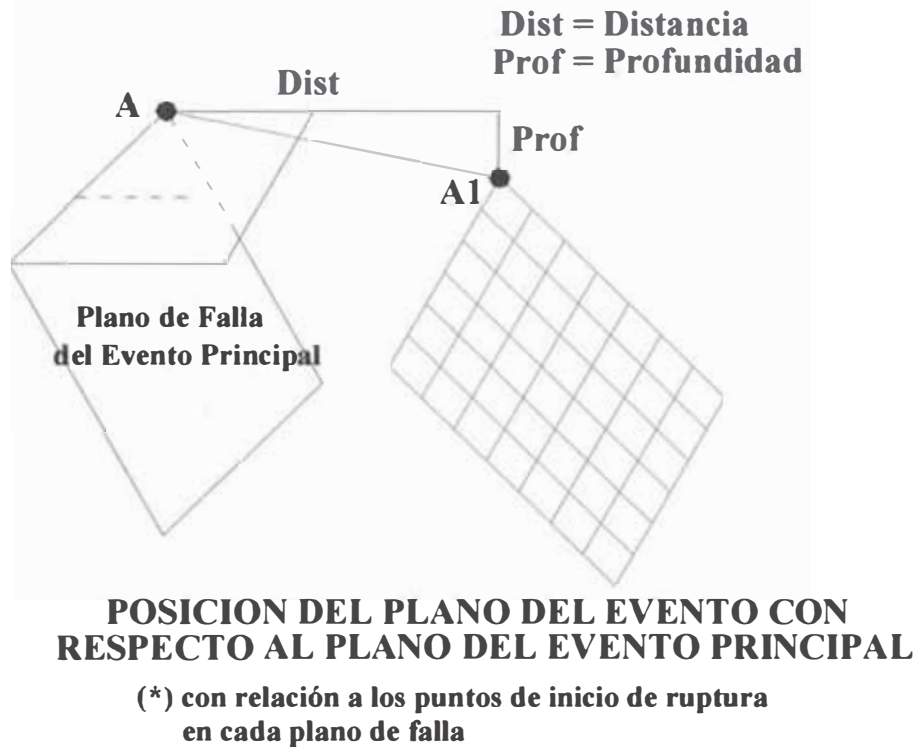
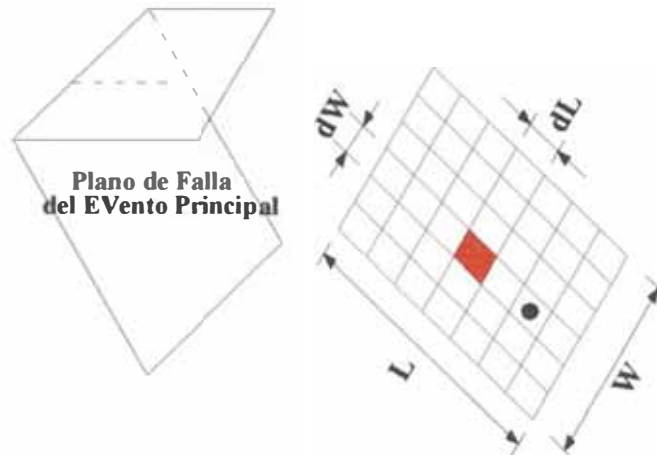


FIGURA 4.22 Gráfico que indica el significado de los datos para la posición del evento con respecto a la posición del plano del evento principal.

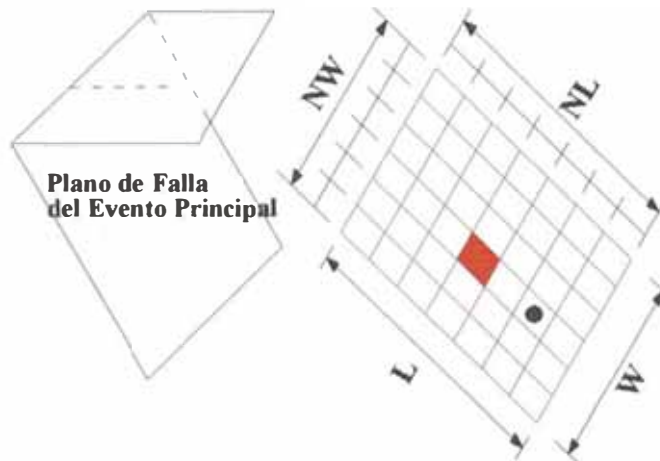
L = Longitud del plano del evento
W = Ancho del plano del evento
dL = Longitud de Elemento
dW = Ancho de Elemento



GEOMETRIA DEL ELEMENTO PEQUEÑO

FIGURA 4.23 Gráfico que indica el modelamiento del elemento pequeño del evento.

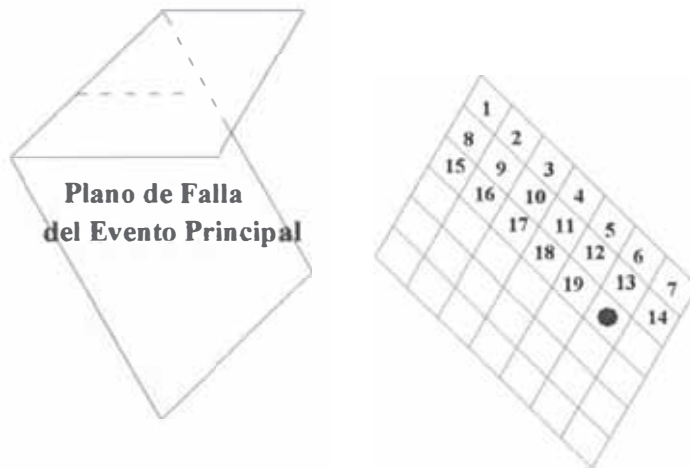
L = Longitud del plano del evento
W = Ancho del plano del evento
NL = Nro. de elementos en la longitud
NW = Nro. de elementos en el ancho



CANTIDAD DE ELEMENTOS PEQUEÑOS

FIGURA 4.24 Gráfico que indica la cantidad de elementos que ingresarán en cada evento.

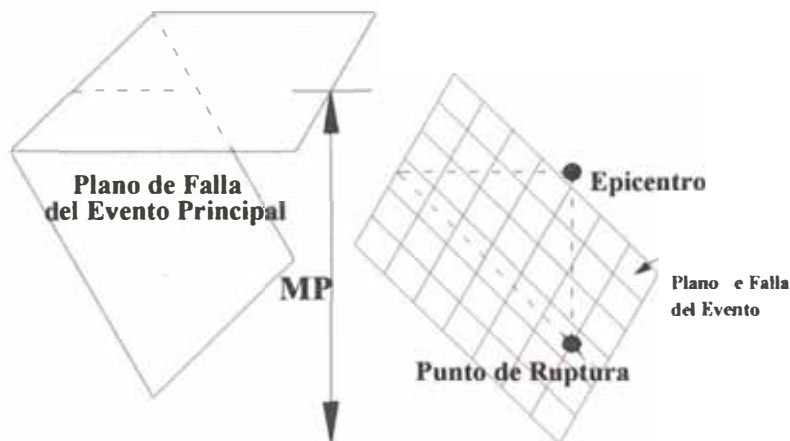
(*) En este ejemplo, la ruptura se inicia en el elemento 20



Punto de inicio de ruptura
DATOS DE MODELO

FIGURA 4.25 Gráfico que explica en qué consiste el punto de inicio de ruptura. Se debe respetar el sentido de numeración: de arriba hacia abajo y de derecha hacia izquierda.

MP = Mayor Profundidad del
Plano del Evento



Máxima Profundidad del plano de falla del evento
DATOS DE MODELO

FIGURA 4.26 Gráfico que explica en qué consiste la máxima profundidad del plano del evento. La referencia es con respecto al plano horizontal de la superficie terrestre.

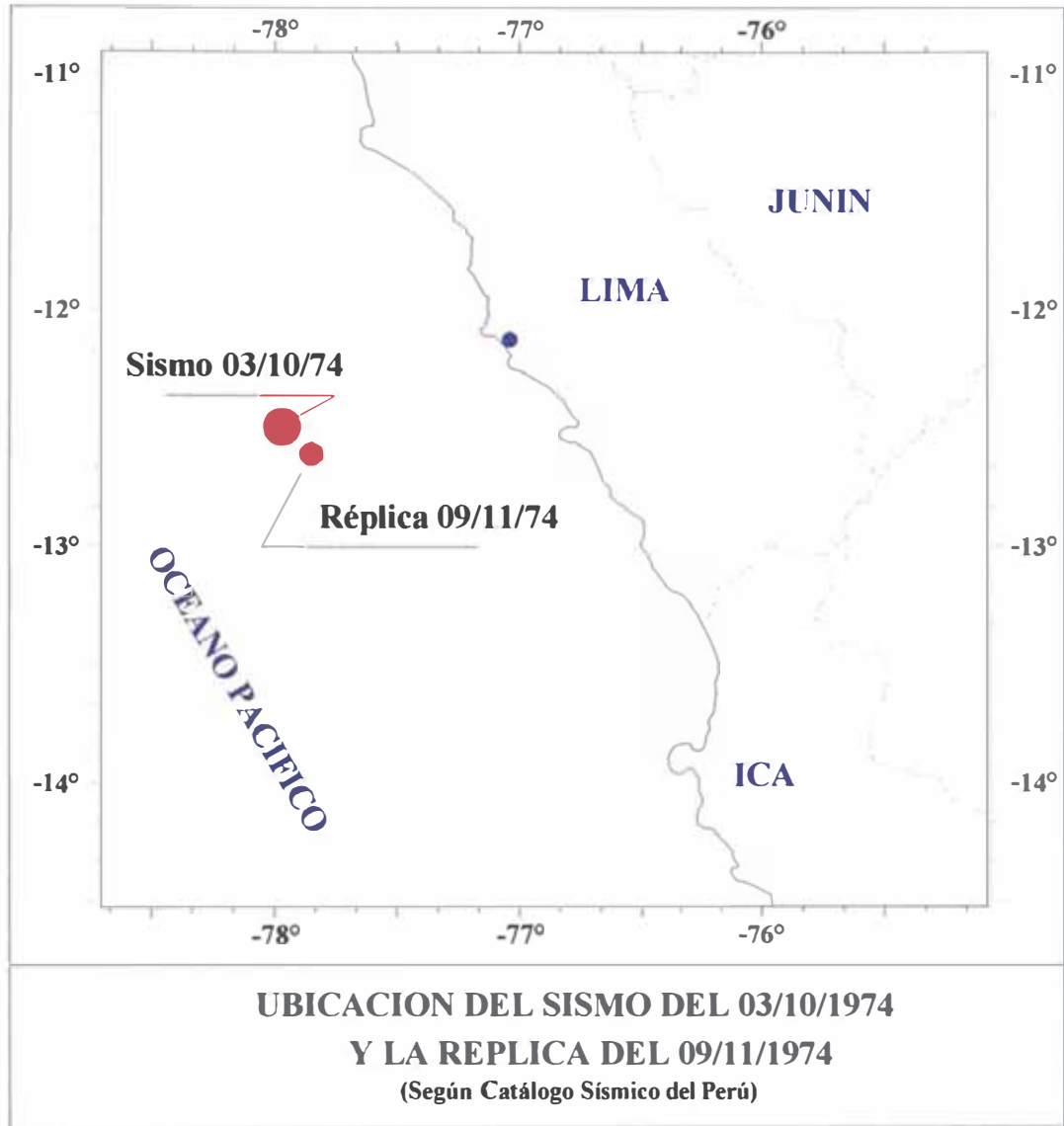


FIGURA 4.27 Ubicación del Sismo del 03/10/1974 y de la réplica ocurrida el 09/11/1974 . Este gráfico se ha realizado con datos del Catálogo Sísmico del Perú.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974
Dirección: N08E

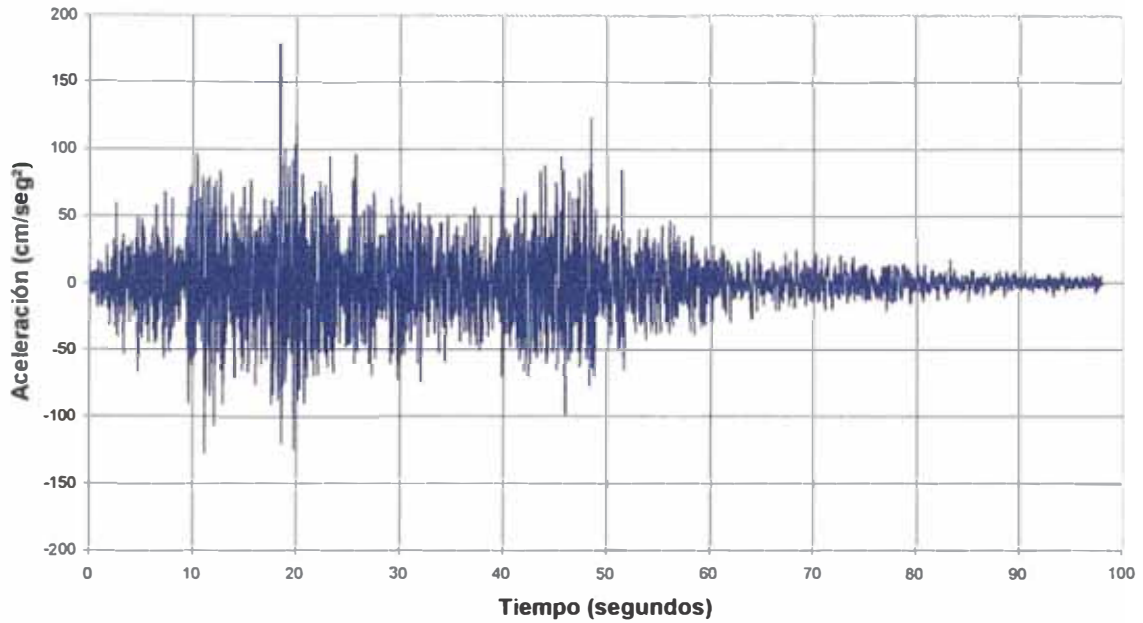


FIGURA 4.28 Registro tiempo historia de aceleraciones, dirección N08E, del Sismo del 03/10/1974.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974
Dirección: N82W

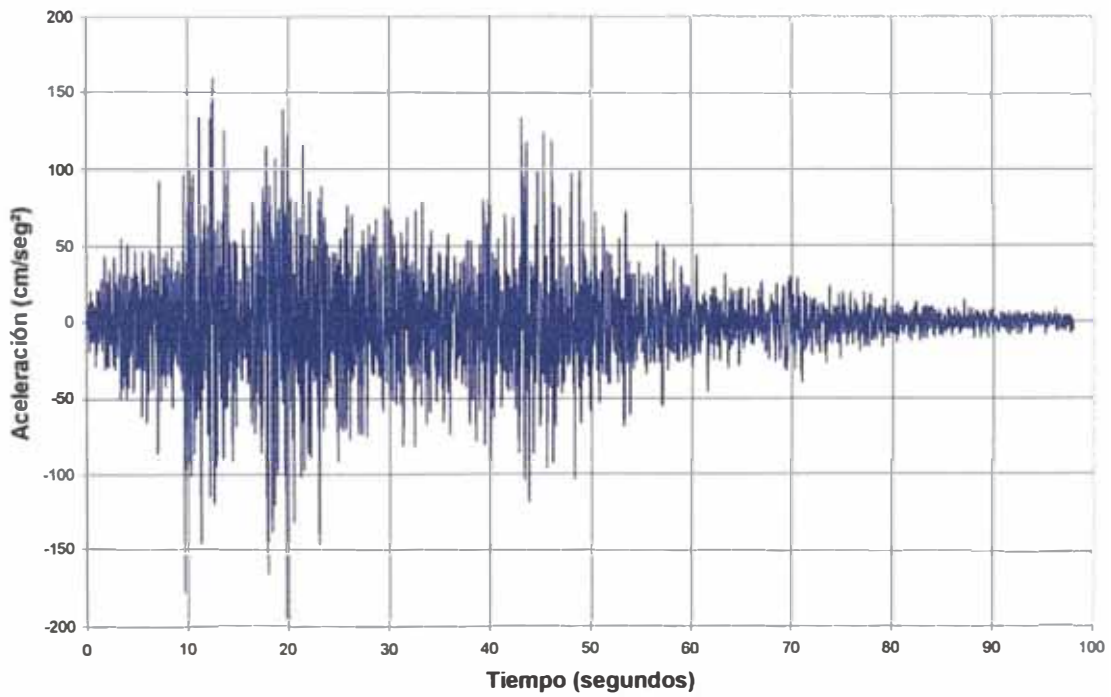


FIGURA 4.29 Registro tiempo historia de aceleraciones, dirección N82W, del Sismo del 03/10/1974.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974
Dirección: Vertical

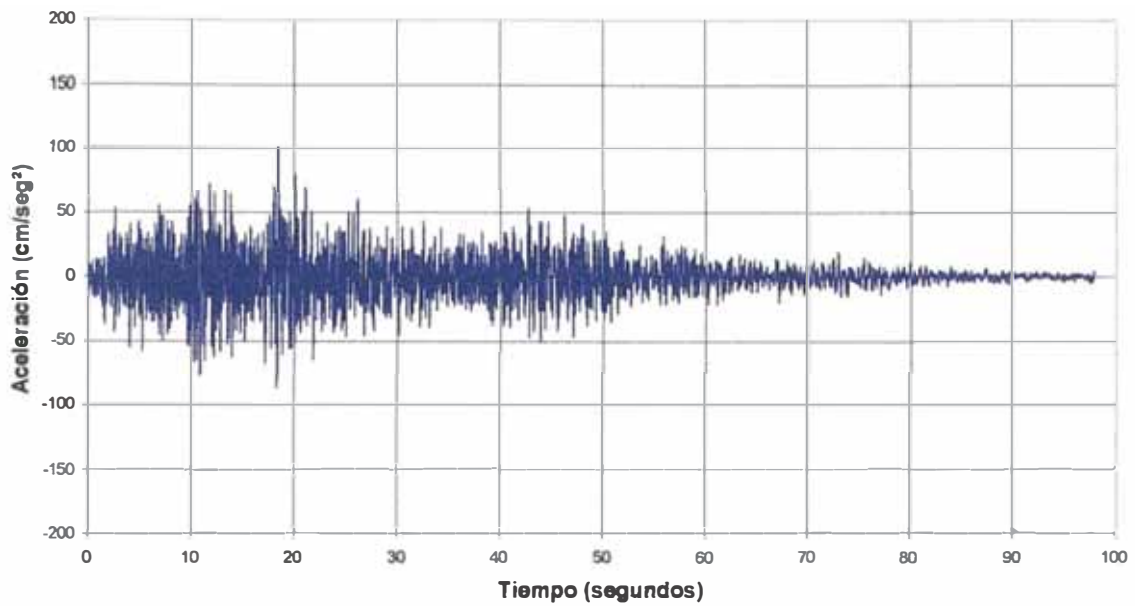


FIGURA 4.30 Registro tiempo historia de aceleraciones, dirección vertical, del Sismo del 03/10/1974.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974
Dirección N-S

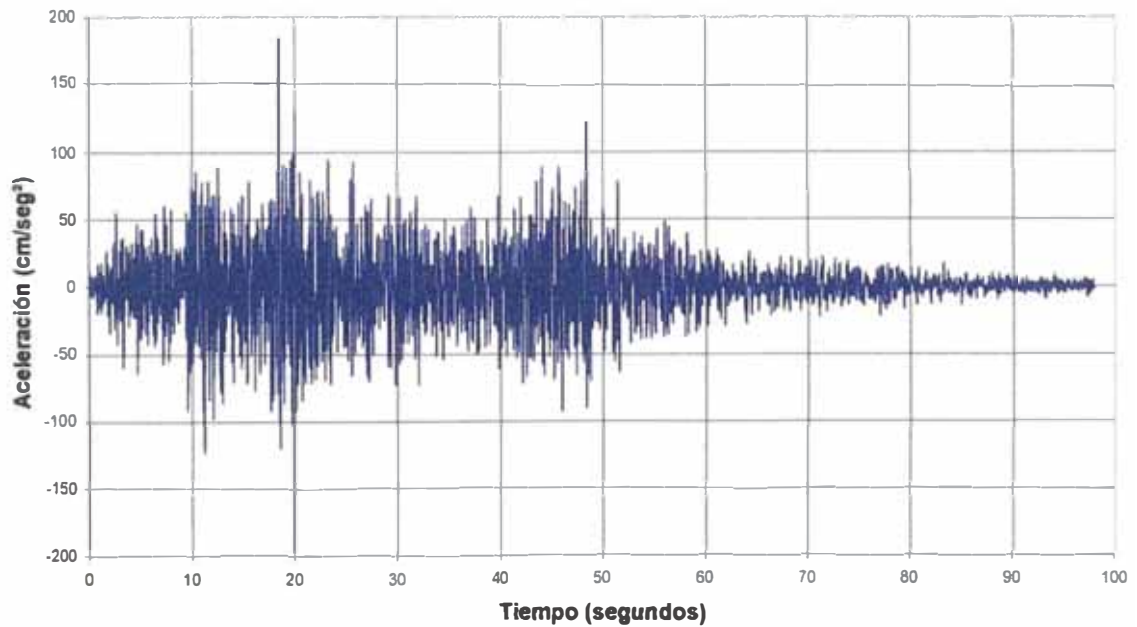


FIGURA 4.31 Registro tiempo historia de aceleraciones, rotado a la dirección N-S, del Sismo del 03/10/1974.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974
Dirección E-W

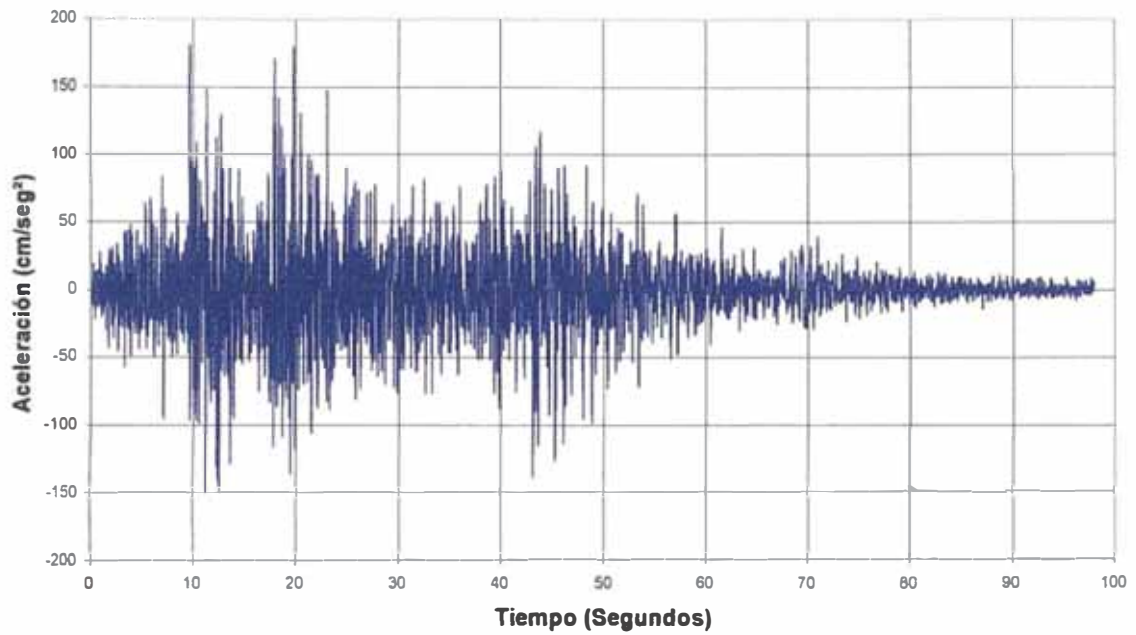


FIGURA 4.32 Registro tiempo historia de aceleraciones, rotado a la dirección E-W, del Sismo del 03/10/1974.

Espectro de Amplitudes de Fourier Sismo 03/10/1974
Dirección N-S

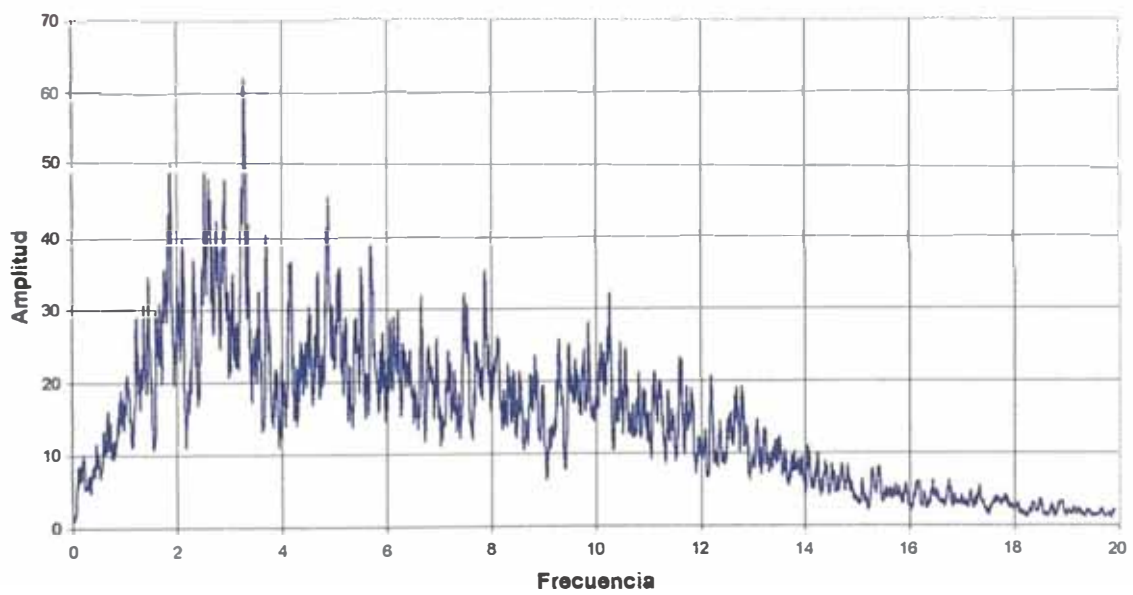


FIGURA 4.33 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección N-S, en escala aritmética, del Sismo del 03/10/1974.

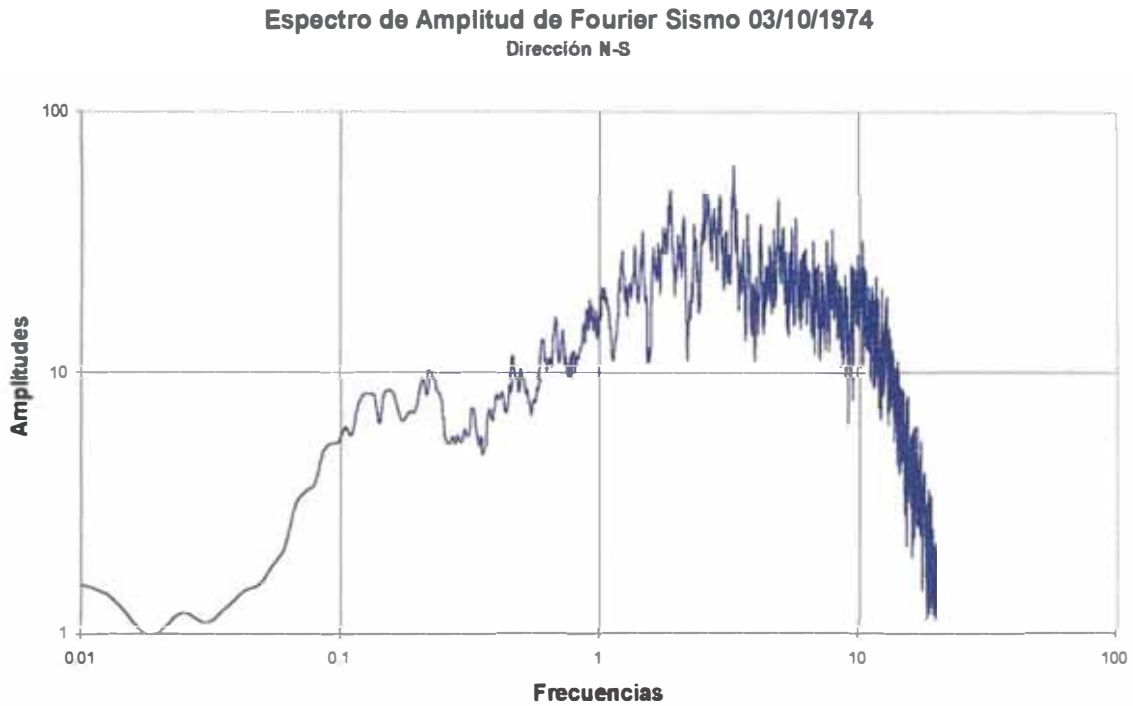


FIGURA 4.34 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección N-S, en escala logarítmica, del Sismo del 03/10/1974.

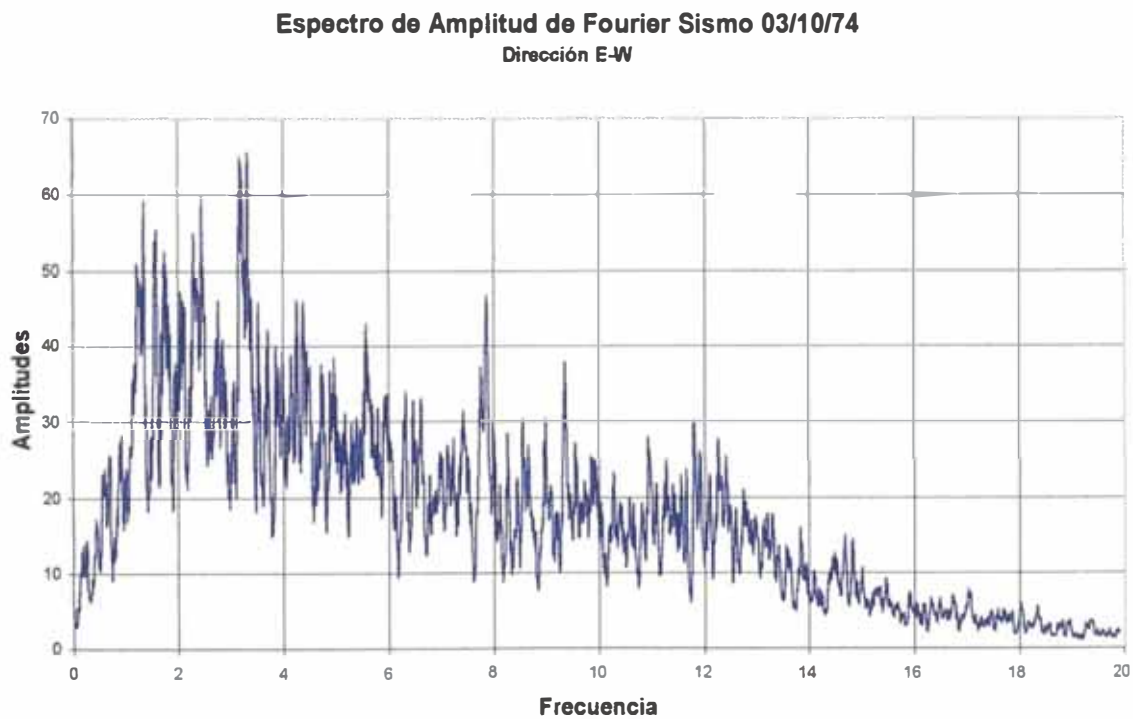


FIGURA 4.35 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección E-W, en escala aritmética, del Sismo del 03/10/1974.

Espectro de Amplitud de Fourier Sismo 03/10/1974
Dirección E-W

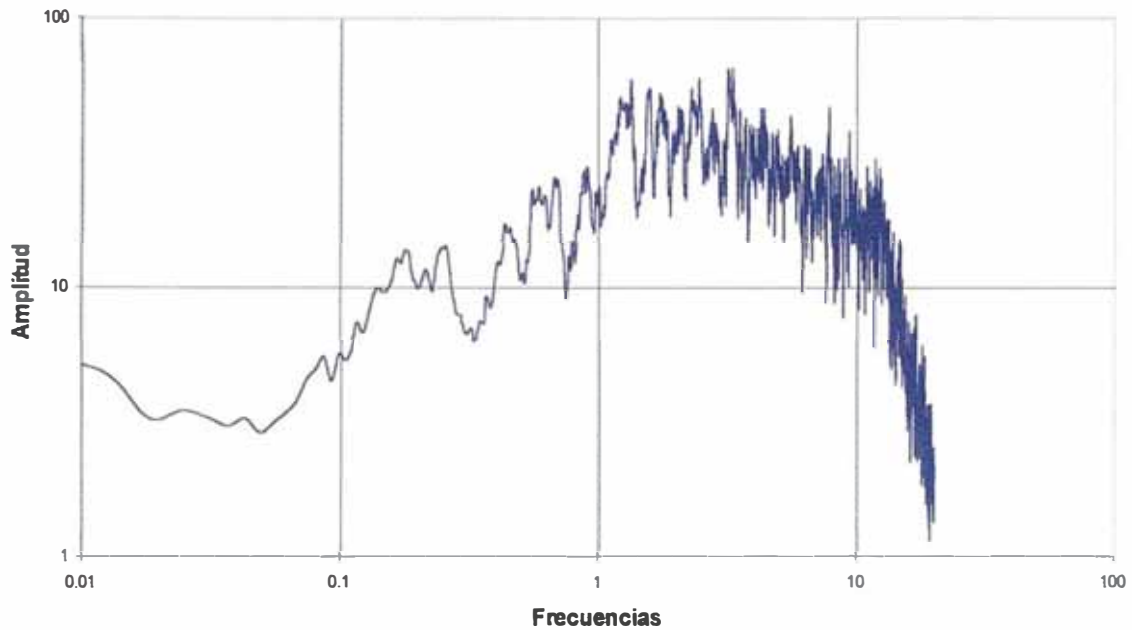


FIGURA 4.36 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección E-W, en escala logarítmica, del Sismo del 03/10/1974.

Espectro de Amplitud de Fourier Sismo 03/10/74
Dirección U-D

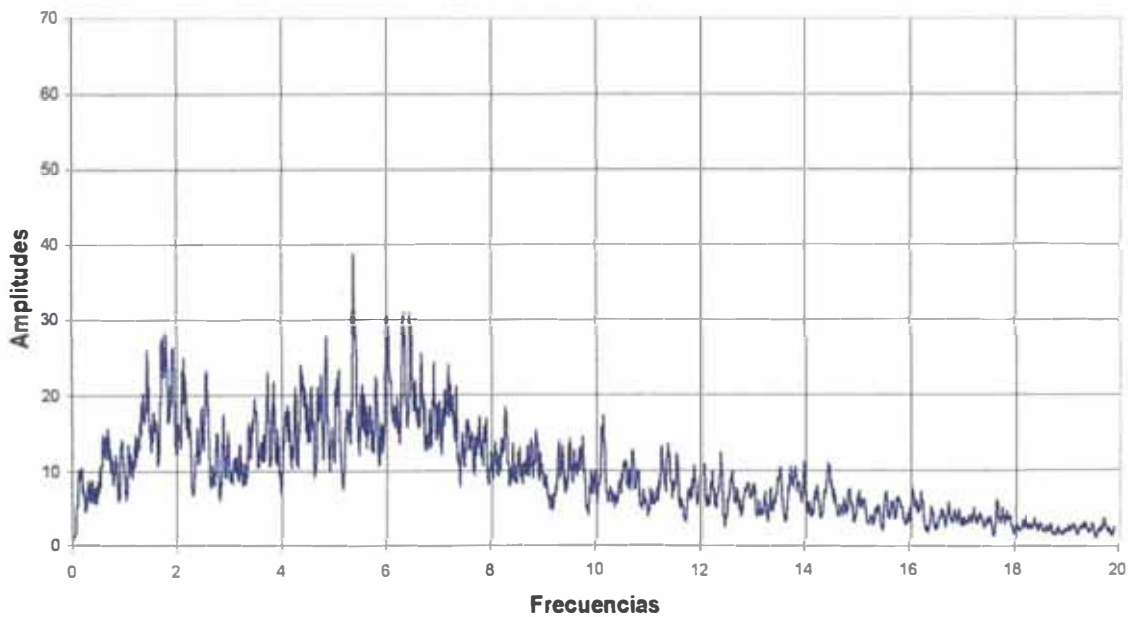


FIGURA 4.37 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección U-D, en escala aritmética, del sismo del 03/10/1974.

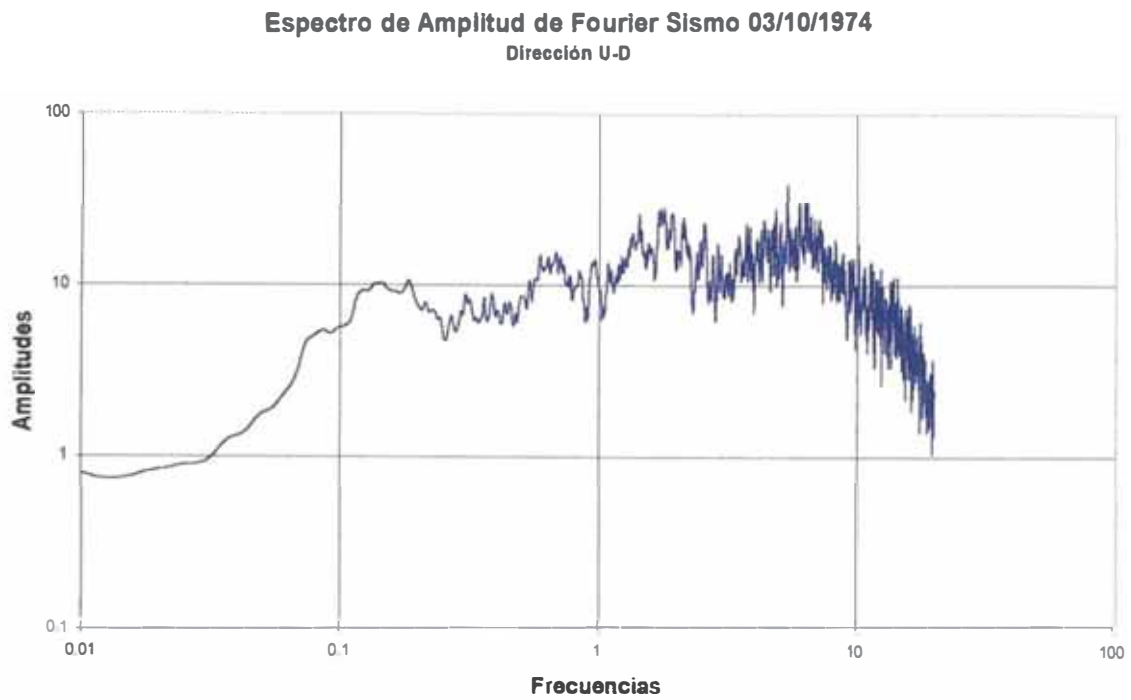


FIGURA 4.38 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección U-D, en escala logarítmica, del Sismo del 03/10/1974.

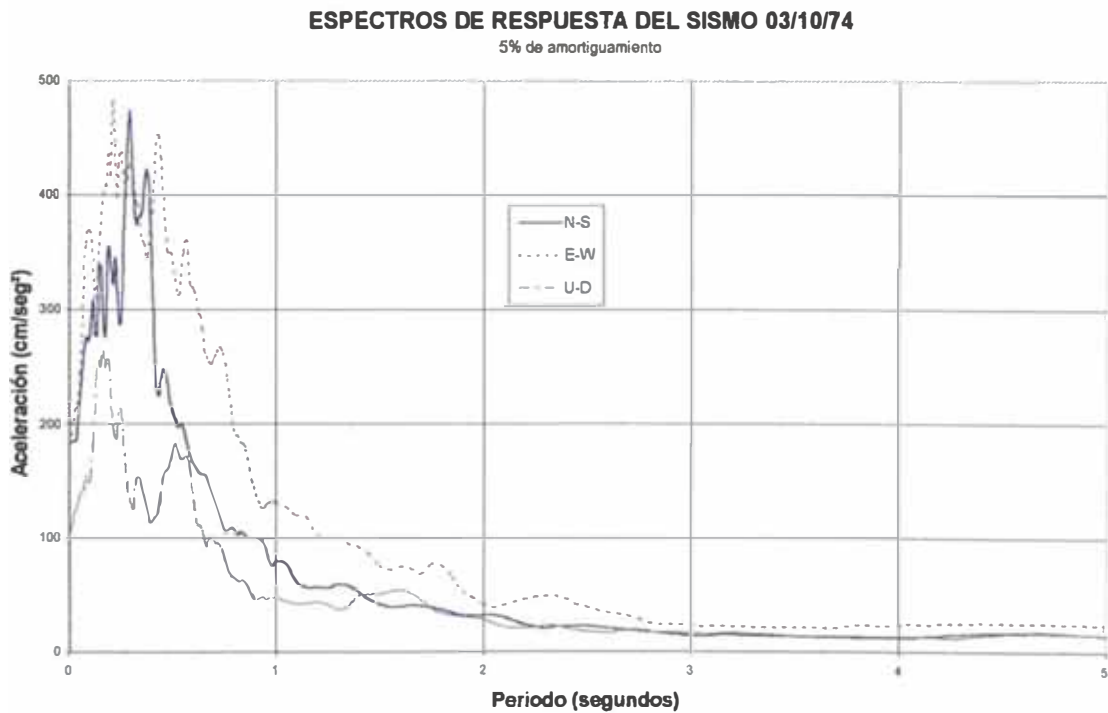


FIGURA 4.39 Espectro de Respuesta, en escala aritmética, del Sismo del 03/10/1974, con un 5% de amortiguamiento.

ESPECTROS DE RESPUESTA DEL SISMO 03/10/74
5% de amortiguamiento

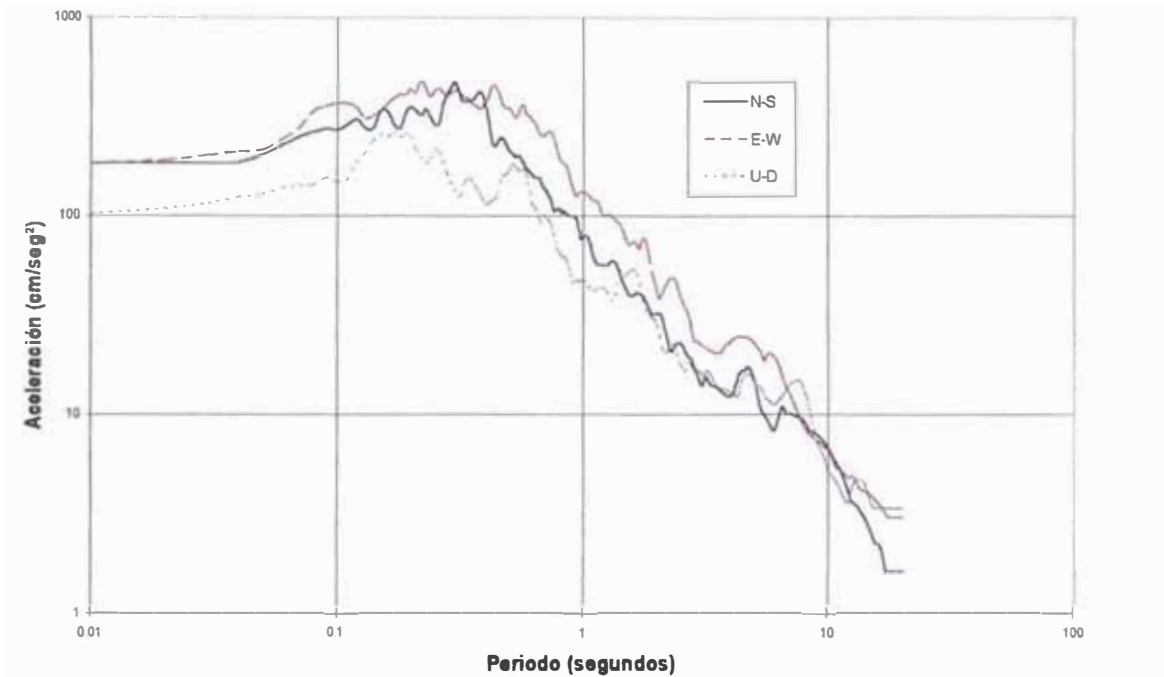


FIGURA 4.40 Espectros de Respuestas, en escala logarítmica, del sismo del 03/10/1974, con un 5% de amortiguamiento.

Réplica del 09/11/1974
Dirección N-S

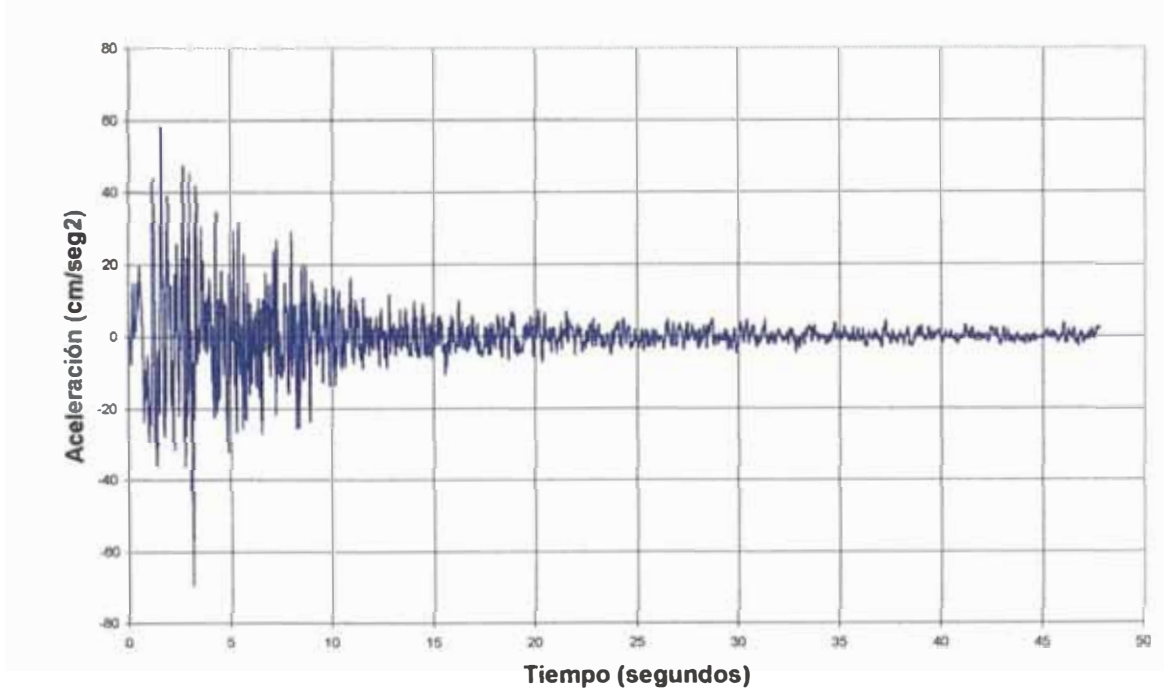


FIGURA 4.41 Registro sísmico de la réplica 09/11/1974 en la dirección N-S.

Réplica del 09/11/1974

Dirección E-W

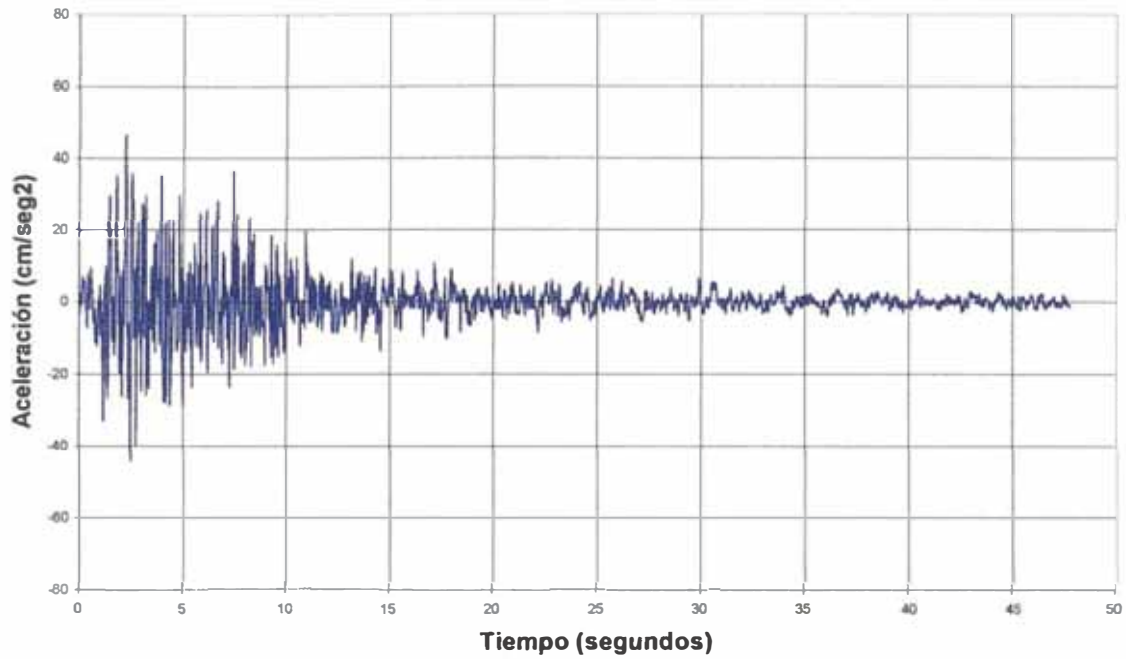


FIGURA 4.42 Registro sísmico de la réplica 09/11/1974 en la dirección E-W.

Réplica del 09/11/1974

Dirección Vertical

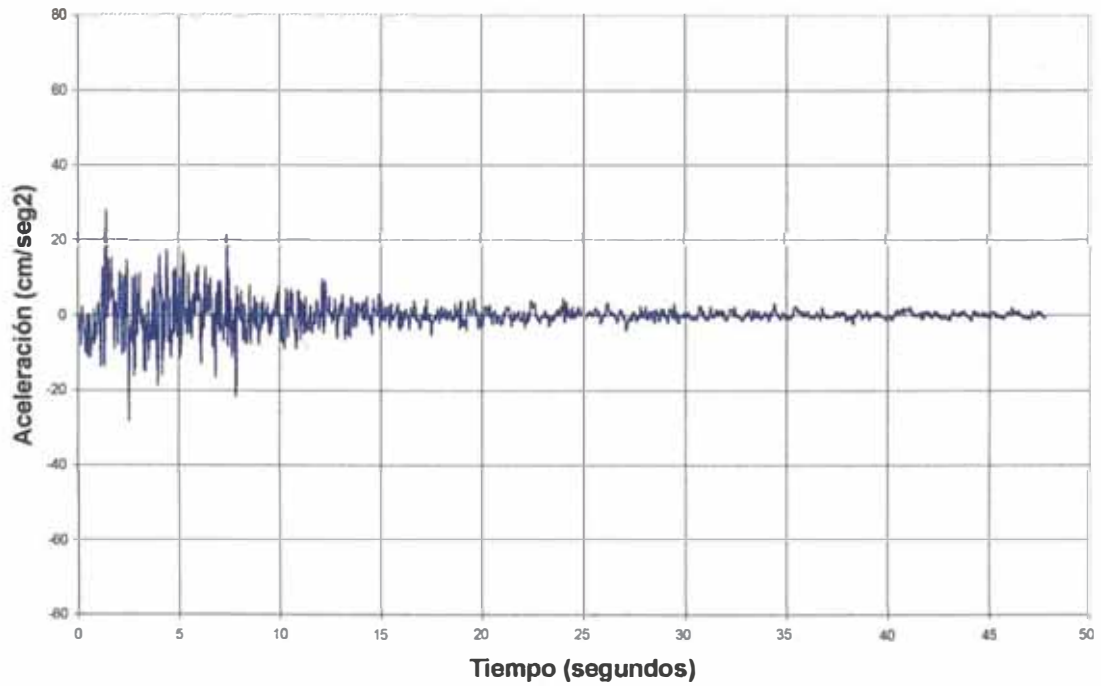


FIGURA 4.43 Registro sísmico de la réplica 09/11/1974 en la dirección vertical.

Espectro de Amplitud de Fourier Réplica 09/11/1974

Dirección N-S

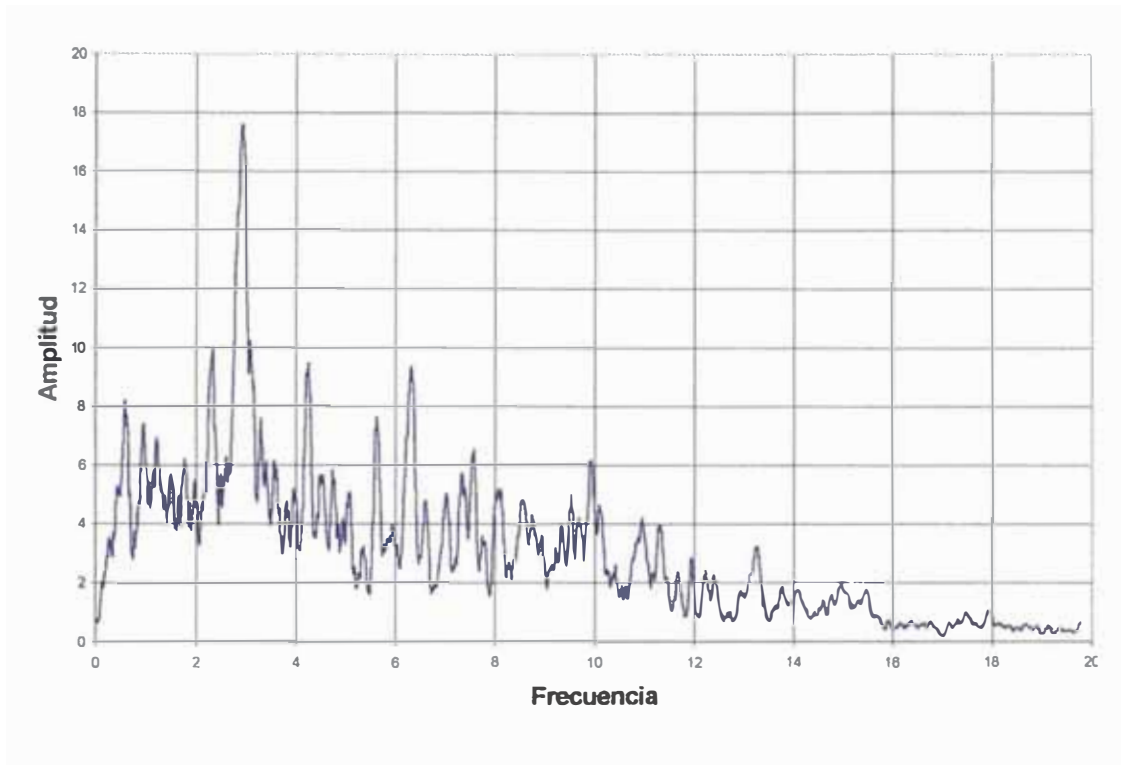


FIGURA 4.44 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección N-S, en escala aritmética, de la réplica del 09/11/1974.

Espectro de Amplitud de Fourier Réplica 09/11/1974

Dirección N-S

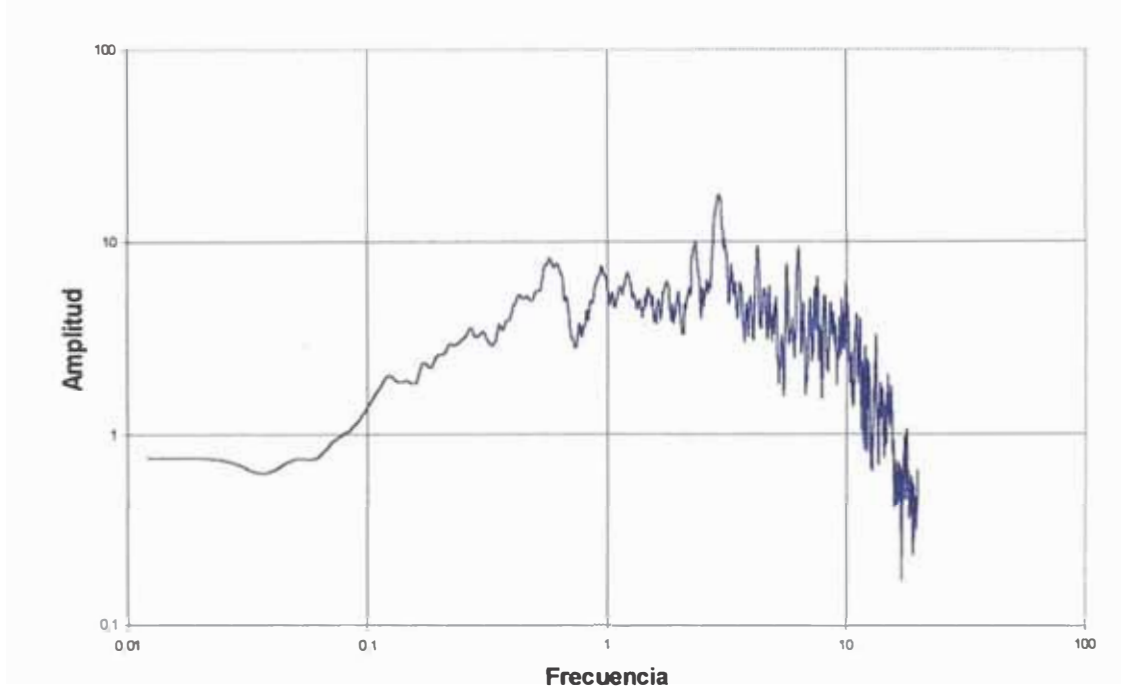


FIGURA 4.45 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección N-S, en escala logarítmica, de la réplica del 09/11/1974.

Espectro de Amplitudes de Fourier Réplica 09/11/1974

Dirección E - W

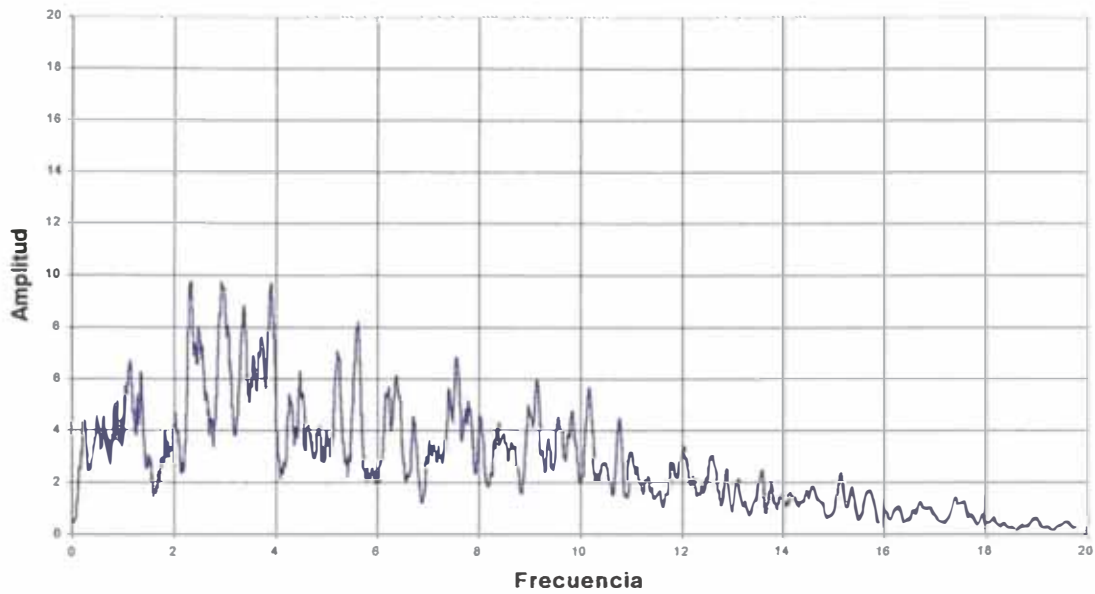


FIGURA 4.46 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección E-W, en escala aritmética, de la réplica del 09/11/1974.

Espectro de Amplitud de Fourier Réplica 09/11/1974

Dirección E-W

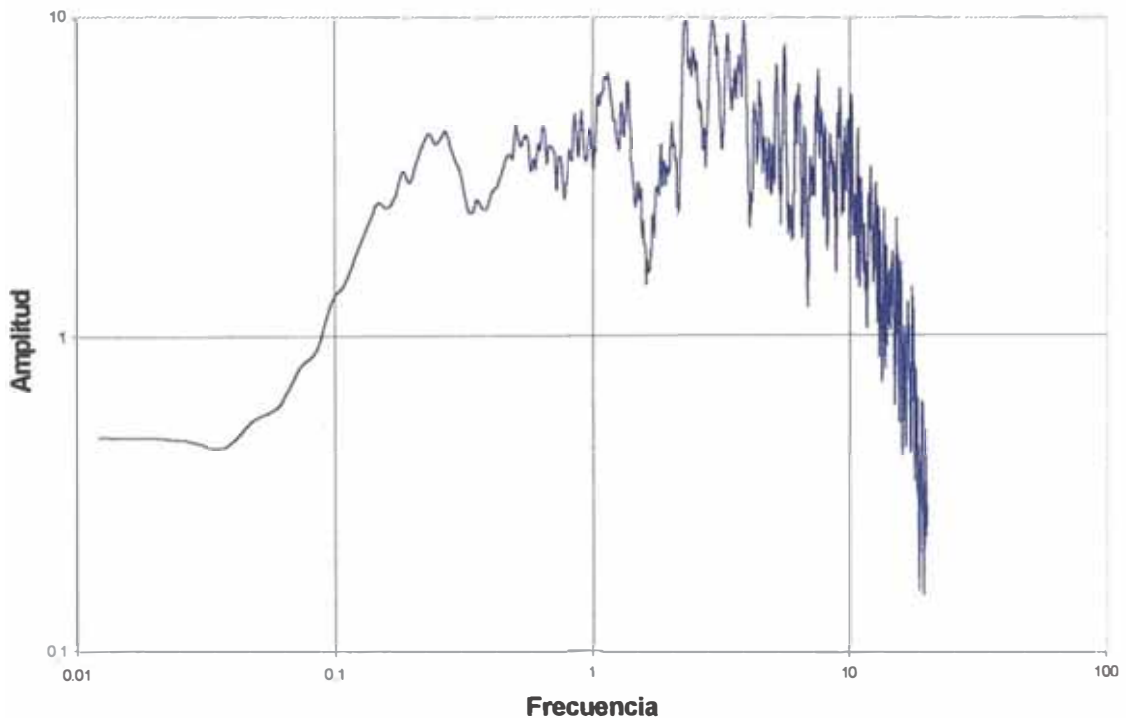


FIGURA 4.47 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección E-W, en escala logarítmica, de la réplica del 09/11/1974.

Espectro de Amplitud de Fourier Réplica 09/11/1974
Dirección Vertical

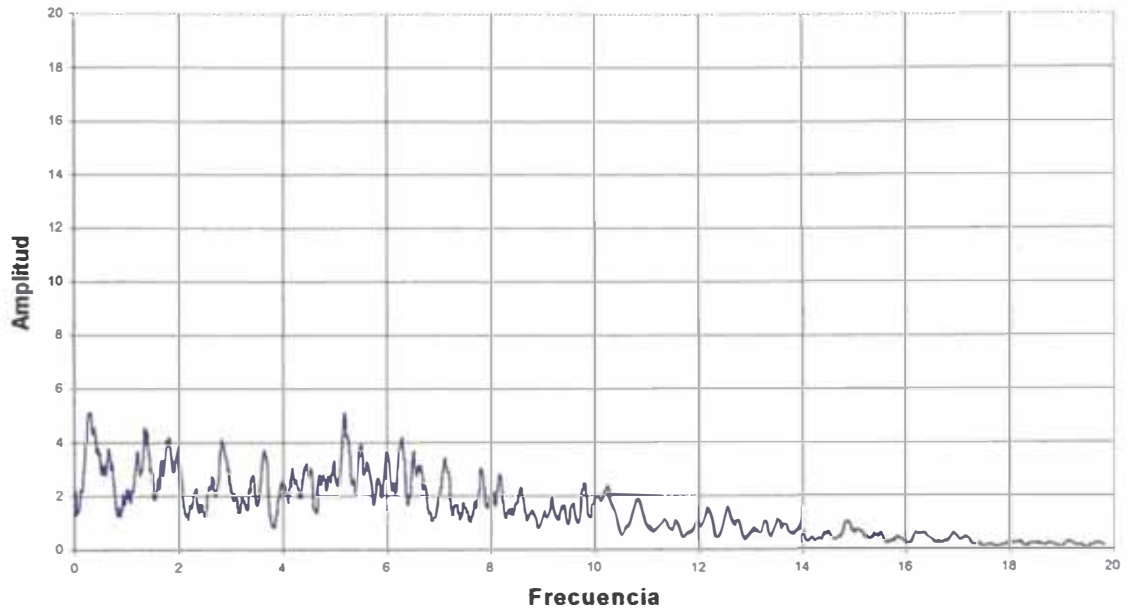


FIGURA 4.48 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección U-D, en escala aritmética, de la réplica del 09/11/1974.

Espectro de Amplitudes de Fourier Réplica 09/11/1974
Dirección Vertical

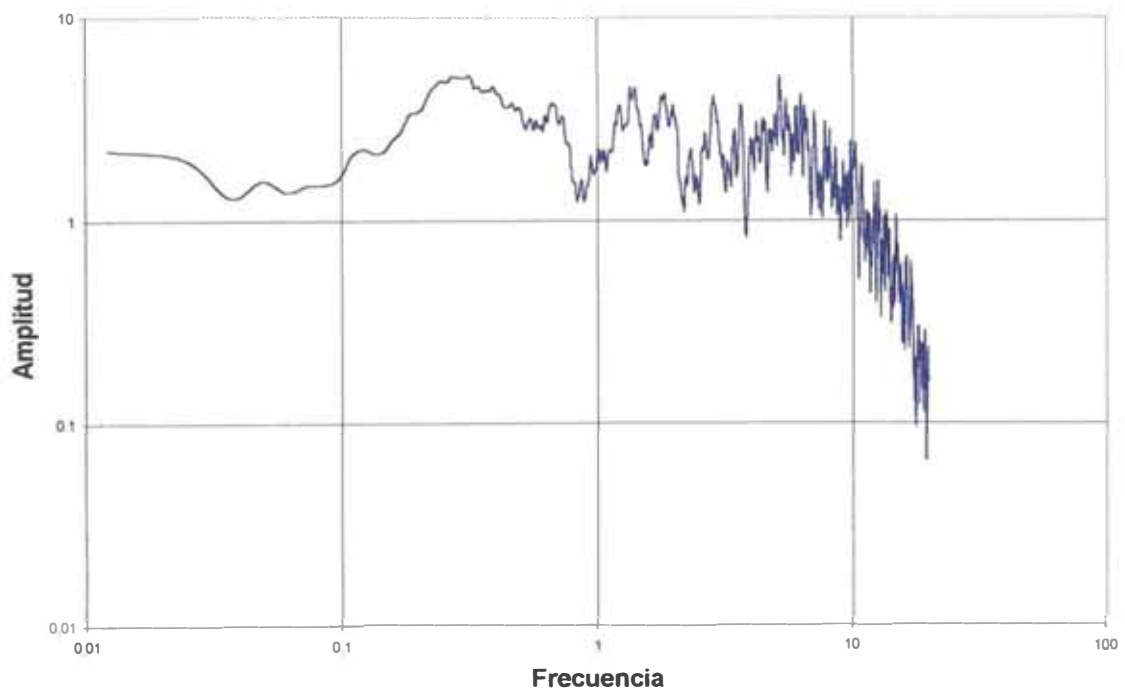


FIGURA 4.49 Espectro de Amplitud de Fourier, dirección U-D, en escala logarítmica, de la réplica del 09/11/1974.

Espectro de Respuesta Réplica 09/11/1974

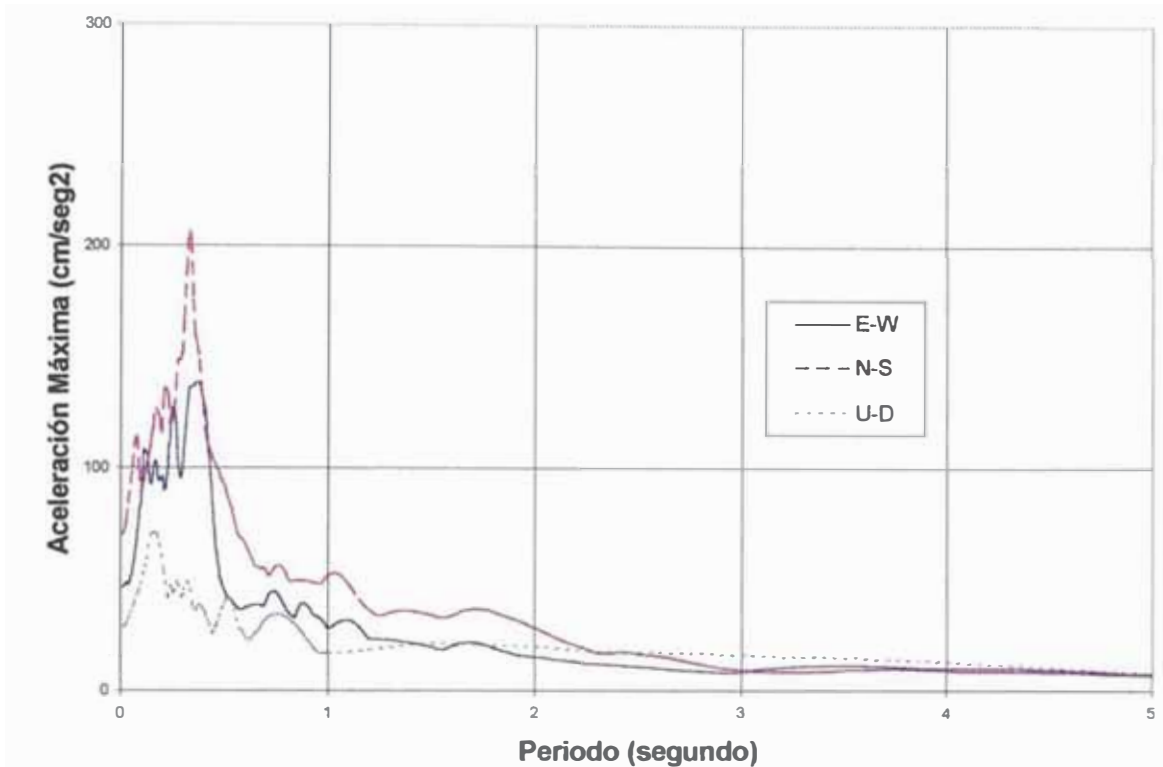


FIGURA 4.50 Espectros de Respuestas de la réplica del 09/11/1974, con un 5% de amortiguamiento. Escala aritmética.

Espectro de Respuesta Réplica 09/11/1974

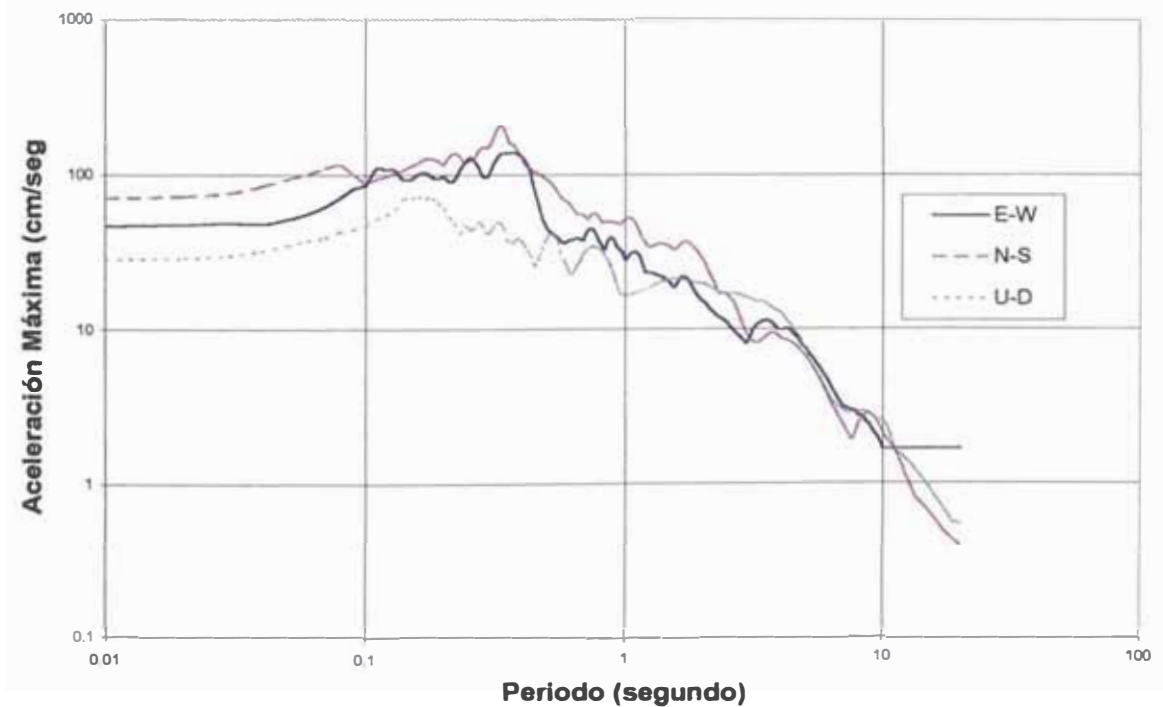


FIGURA 4.51 Espectros de Respuestas de la réplica del 09/11/1974, con un 5% de amortiguamiento. Escala logarítmica.

CAPITULO V

Simulación de Acelerogramas Para el Terremoto de Lima del 03/10/1974

5.1 INTRODUCCION

En el capítulo IV se describió la herramientas básica y la información necesaria en el proceso de simulación. La principal herramienta de análisis es el programa QuakeSoft, desarrollado en formato visual, con capacidad de graficar los registros resultantes. La información básica consiste en la descripción del sismo objetivo, en este caso el terremoto de Lima del 03/10/1974, y de la réplica principal de este evento, ocurrida el 19/11/1974, que será usada como Función de Green Empírica. En la primera parte del presente capítulo, se presentarán los resultados del proceso de simulación. Se justificarán los valores asumidos y se presentarán de los registros obtenidos, tanto en el dominio del tiempo como en el dominio de las frecuencias. En la segunda parte del presente capítulo, en base a los valores obtenidos en el proceso de simulación, es decir con el modelo ya calibrado, se hará un análisis de sensibilidad frente a los valores de la velocidad de ondas de corte y a la posición del inicio de la ruptura (o hipocentro). Finalmente, cumpliendo el objetivo principal de esta tesis, se presentará una envolvente de aceleraciones máximas que podrían alcanzarse frente a un sismo de magnitud similar al sismo del 03/10/1974.

5.2 RESUMEN DE PARÁMETROS USADOS

5.2.1 Número de Eventos.

Por una simple inspección de los registros del terremoto de Lima del 03/10/1974 se puede deducir que el proceso de ruptura ocurre en dos etapas claramente definidas. En la Figura 5.1 se observa el registro de tiempo historia de aceleraciones en la dirección N-S. En ese gráfico se puede observar el ingreso del segundo frente de ondas, aproximadamente a los 35 segundos. Por

esta razón, desde las primeras etapas del proceso de simulación se consideró que el proceso de rotura durante el sismo se realiza en varias etapas. En la Figura 5.2 se presenta el gráfico de las réplicas ocurridas después del evento sísmico. La línea punteada del gráfico es una primera aproximación del área total involucrada en el evento sísmico. En la Figura 5.3 se presenta una primera aproximación de las áreas usadas en el proceso de modelación. Analizando con mayor detalle la Figura 5.2 se observa que las réplicas se concentran en las zonas marcadas en la Figura 5.3. Además, al considerar las magnitudes de aceleración alcanzadas, y su alta frecuencia, durante el evento principal, se asume que en las áreas más pequeña se libera la mayor cantidad de la energía y en el área más grande se libera una menor cantidad de energía. En resumen, para el proceso de simulación se usarán tres eventos.

5.2.2 Orientación del Plano de Falla del Evento Principal

Los datos de orientación del plano de falla principal se han obtenido del informe para la UNESCO realizado por el Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS). En este documento se hace un análisis en base a las réplicas del sismo principal. La solución del mecanismo focal (Figura 5.4) sugiere que la dirección más probable del plano de falla tiene un rumbo de N 66° O y un buzamiento de 21° NE (Spence et. al., 1975). Esta dirección probable es concordante con el alineamiento de las zonas de concentración de las réplicas, con los más visibles efectos geológicos en el continente en la zona de Cañete (Huaco, 1975) y con los rasgos tectónicos y de sismicidad contemporánea de la región (Spence et. al., Berrocal y Shikiya, 1975).

En esta modelación se considera que los planos de los eventos tomados están dentro del plano principal de falla. Por esta razón, los valores de la orientación del plano de falla del evento principal y el de los eventos son los mismos.

Note que sólo se ha definido el rumbo y el buzamiento del plano del evento principal. Otro valor necesario es la dirección del deslizamiento. En esta investigación se ha considerado que el plano de falla está hundiéndose debajo

de la Cordillera de los Andes en forma perpendicular y de allí se deduce que el ángulo de la dirección de deslizamiento es de 90° .

5.2.3 Posición del Evento Principal con Respecto a la Estación de Registro Sísmico

Para definir la posición del epicentro del evento principal con respecto a la estación donde se ha hecho el registro de la estación sísmica se requieren tres variables: azimut del epicentro (medido en sentido horario desde el norte geográfico de la estación), distancia en el plano horizontal entre el epicentro y la estación sísmica y la profundidad del hipocentro. Con los datos del Catalogo Sísmico del Perú y la ubicación de la estación se han obtenido los siguientes datos para el evento principal del 03/10/1974 (ver Figura 5.5):

- Azimut del epicentro : 235°
- Distancia del epicentro : 84 Km.
- Profundidad del epicentro : 27 Km.

5.2.4 Posición de la Réplica con Respecto a la Estación de Registro Sísmico.

Con los datos del Catalogo Sísmico del Perú y la ubicación de la estación se han obtenido los siguientes datos para la réplica del 09/11/1974:

- Azimut del epicentro : 228°
- Distancia del epicentro : 70 Km.
- Profundidad del epicentro : 6 Km.

5.2.5 Velocidades de Ondas

Los valores de velocidades de ondas (velocidad de ondas de compresión, V_p ; velocidad de ondas de corte, V_s ; y velocidad de ruptura, V_r) no son sencillos de establecer porque la posibilidad de realizar estudios de la Tierra a grandes

profundidades es muy remota. Por ello, los valores de velocidades de ondas se han establecido por ensayo y error, teniendo en cuenta los valores tomados en la modelación realizada por Somerville et. al (1991) para los terremotos de Michoacán, México y de Valparaíso, Chile, de 1985. Para la zona de Chile, más próxima a nuestra zona de estudio y dentro de la zona de subducción, establecieron un campo de velocidades como la de la Tabla 5.1.

Se observa que los valores de Vs varían con la profundidad y tienen un rango amplio. Respecto a nuestro trabajo, se ha establecido un único juego de valores y son los siguientes:

- Velocidad de Ondas de Compresión (Vp): 4.90 Km./seg.
- Velocidad de Ondas de Corte (Vs) 3.50 Km./seg.
- Velocidad de Ruptura (Vr) 2.80 Km./seg.

TABLA 5.1

Modelo de Estructura de Valparaíso

Profundidad Km.	Espesor Km.	Vp (Km/seg)	Vs (Km/seg)
1.0	1.0	3.00	1.50
6.1	5.1	5.50	3.17
14.7	8.6	6.00	3.48
variable	Variable	6.55	3.80
		8.00	4.62

5.2.6 Magnitud del Evento Principal

Las características de la magnitud del sismo del terremoto de Lima del 03/10/1974 se ha establecido en el capítulo anterior. En resumen, se han usado los siguientes valores:

Magnitud	:	mb	:	6.6 GS.
		Ms	:	7.5 PAS.
		Mw	:	8.1

Momento Sísmico 9.12 E+27 dina - cm.

5.2.7 Magnitud del Evento Usado como Función de Green

También las características de la magnitud de la réplica ocurrida el 09/11/1974 se ha establecido en el capítulo anterior. En resumen, se han usado los siguientes valores:

Magnitud	:	mb	:	6.0 ISC.
		Ms	:	6.2 GS.
Momento Sísmico	:	1.23 E+25 dina - cm.		

5.2.8 Área de Ruptura del Evento Principal

El área de ruptura comprometido durante el terremoto de 1974 puede evaluarse de varias formas, de modo que no se tendrá un solo valor, sino un rango de posibles valores. En realidad este valor, junto con las velocidades de ondas, son la fuente de mayor incertidumbre en el proceso de simulación.

Una relación para estimar el área de ruptura es la dada por Wyss (1979):

$$\ln(\text{area}) = 2.146 M - 8.384$$

Si $M = 7.5$ se obtiene un área aproximada de 2,200 Km² de ruptura. Hay que tener en cuenta que es un valor referencial y sirve para tener una aproximación inicial en el proceso de simulación.

Pensando en las aplicaciones de la Ingeniería Sísmica, Ambraseys y Tchalenko (1986) propusieron las siguientes ecuaciones:

$$L = e^{(1.15 M_s - 3.35)}$$

$$L = e^{(1.60 M_s - 7.56)}$$

$$L = e^{(1.62 M_s - 8.58)}$$

Donde L es la longitud de la falla en kilómetros. La segunda ecuación señala el mejor ajuste y las otras dos los límites superior (la primera ecuación) e inferior (la primera ecuación). Si se reemplaza $M_s = 7.5$ en las expresiones anteriores se tiene las siguientes longitudes probables del plano de falla:

Longitud Superior = 195.00 km.

Longitud de mejor ajuste = 84.00 Km.

Longitud Inferior = 35.00 Km.

Asimismo Dorbath et. al (1990) estableció la siguiente relación para hallar la longitud (en kilómetros) de falla:

$$[M_w] = 1.62 \log L + 4.44$$

Si se conoce el valor de $M_w = 8.1$ se puede establecer que Longitud = 180.00 Km.

Es decir, hay un rango de valores en la longitud total de falla entre 30 a 200 Km. Teniendo esto en consideración, el proceso de simulación se ha realizado con tres planos de falla con las siguientes dimensiones:

Número	Longitud (km)	Ancho (km)	Área (km ²)	% de Energía Liberada
1	20	30	600	65
2	20	20	400	25
3	40	40	1600	10

La disposición geométrica de los planos de falla se presenta en la Figura 5.6. Note que los dos primeros planos superiores están separados por una distancia de 55.00 Km. Esta distancia se ha definido por el tiempo que demora en ingresar el segundo tren de ondas en los registros de los acelerogramas.

Además, si se observa la concentración de las réplicas se observa los dos primeros planos son de área muy pequeña y de gran liberación de energía. En el plano de mayor área, ubicado en la zona inferior del gráfico, se observa que las réplicas están dispersas por lo que se considera que libera una pequeña cantidad de energía.

5.2.9 Parámetros de Control del Modelo:

Tal como se desarrolló en el Capítulo III, existen varias relaciones entre los parámetros que ingresan en el modelo, de modo que el cambio de uno de ellos afecta a los valores de los demás. Para comodidad del lector se volverán a plantear estas relaciones.

a) *Valor del rise time*

El rise time es el tiempo que tarda una onda en avanzar del punto medio de un elemento de un plano de falla a un extremo del mismo elemento y su ecuación está expresada por:

$$R = \frac{16 \sqrt{A_s}}{7 \pi I^{3/2} V_s}$$

Donde: R = Rise Time.

A_s = área del elemento.

V_s = velocidad de ondas de corte, en Km/seg.

π = 3.1416....

b) *Area del Elemento:*

A_s es el producto de L_s x W_s (largo por ancho del elemento) y estos valores se obtienen de:

$$L_s = L_f / N_L$$

$$W_s = W_f / N_W$$

Donde L_f es la longitud y W_f es el ancho del plano de falla del evento y los valores de N_L y N_W serán definidos en el siguiente punto.

La Figura 5.7 señala las diferencias entre el plano de falla del evento y un elemento del plano de falla.

c) Valores N_L , N_W y N_R :

N_L y N_W , junto con N_R son valores que se obtienen de:

$$(M_o / M_{oe})^{1/3} \approx N_L \approx N_W \approx N_R$$

Donde:

M_o = Momento sísmico del evento que está siendo modelado y

M_{oe} = Momento sísmico que ingresa como función de Green.

En general los valores de N_L , N_W y N_R son semejantes. Como la relación M_o/M_{oe} es fija, siempre se busca que:

$$M_o / M_{oe} = N_L * N_W * N_R$$

5.2.10 Resumen de Valores Usados en la Modelación:

En la Tabla 5.2 se presenta un resumen de valores usados en la simulación para cada plano de falla. Note que se considera que en los planos 2 y 3 el punto de inicio de ruptura se ubica en el elemento 1 (punto más próximo al plano 1) mientras que en el plano 1 se considera que el inicio de la ruptura se da en el elemento número 9 (el cual coincide con la localización del foco o el hipocentro). La Figura 5.8 muestra un esquema de la forma de numeración de los elementos de cada plano de falla para poder tener un esquema claro del punto de inicio de ruptura.

TABLA 5.2

Resumen de Valores Usados en la Simulación

Parámetro	Plano 1	Plano 2	Plano 3
% de energía liberada	65	25	10
Area de Plano:			
Longitud (km)	20	20	40
Ancho (km)	30	20	40
Orientación:			
Rumbo	294°	294°	294°
Buzamiento	21°	21°	21°
Deslizamiento	90°	90°	90°
Posición:			
Azimut	228	228	228
Distancia (km)	70	70	70
Profundidad (km)	6	6	6
Posición respecto al evento principal			
Distancia Horizontal (km)	0	55	70
Distancia Vertical (km)	0	3.6	3.6
Tamaño del elemento			
Longitud (km)	2.5	3.33	10
Ancho (km)	3.75	3.33	10
Rise Time (seg)	0.36	0.39	1.17
Cantidad de Elementos:			
En la longitud	8	6	4
En el Ancho	8	6	4
En el rise time	8	6	4
Otros			
Punto de inicio de ruptura	9	1	1
Mayor Profundidad (km)	29.7	26.1	26.1

En el esquema de la Figura 5.8, los elementos de la columnas a la derecha tienen mayor profundidad que las columnas que están a la izquierda. También, las filas superiores están más al norte que las filas inferiores.

5.3 PRESENTACIÓN DE ACELEROGRAMAS SIMULADOS

5.3.1 Introducción

Los resultados que a continuación se presentan son la parte medular de este trabajo. Se presentarán los gráficos de los registros simulados junto con los gráficos de los registros observados para que el lector pueda hacer su propia comparación, aún cuando en el capítulo anterior se haya presentado los gráficos correspondientes al sismo objetivo, es decir del sismo del 03/10/1974.

5.3.2 Comparación de Registros

Las Figuras del 5.9 al 5.14 presentan los acelerogramas en las tres direcciones, N-S, E-W y vertical. Se presenta el tiempo historia de aceleraciones registrado y el simulado para efectos de comparación. En general, en ellas se observa bastante similitud en la forma de los registros y el ingreso del segundo tren de ondas se produce al mismo tiempo en ambos registros. No se ha logrado reproducir los pocos valores máximos de los acelerogramas registrados, que son producto de la heterogeneidad de la ruptura.

5.3.3 Comparación de Espectros de Respuesta.

Las Figuras del 5.15 al 5.20 presentan los gráficos de los espectros de respuesta en las tres direcciones.

En la dirección N-S se observa que se ha obtenido buena correlación en los valores de aceleración y en el contenido de frecuencias excepto en el rango de periodo entre 0.8 y 1.65 segundos, donde se muestra una clara discrepancia en

la magnitud del sismo simulado frente al sismo registrado. Esta diferencia es más fácil de observar en la Figura 5.15, donde se presenta el gráfico en escala aritmética de la comparación de espectros en la dirección N-S.

Estas discrepancias en la respuesta pueden haber sido generadas por la superposición de un evento relativamente grande, la réplica del 09/11/1974, utilizado como Función de Green, el cual puede contener amplificaciones importantes en el rangos de periodos indicado, las que al superponerse generan una discrepancia importante.

En la dirección E-W se observa que la forma del contenido de frecuencia es bastante buena, aunque los valores de la aceleración en los periodos más bajos no hayan podido ser reproducidos de acuerdo a lo observado en los registros.

Finalmente, en la dirección vertical se ha obtenido una buena correlación tanto en los valores de la aceleración como el contenido de frecuencias.

5.4 ANALISIS DE SENSIBILIDAD DE LOS PARÁMETROS DE LA FUENTE HIPOTÉTICA DEL SISMO MÁXIMO ESPERADO

5.4.1 Introducción.

Con los datos presentados se dice que el modelo ha sido calibrado. Es decir se ha demostrado que el modelo puede usarse para reproducir grandes sismos con el ingreso de sismos de menor magnitud. Esto, desde el punto de vista de la ingeniería civil, representa una gran ventaja porque los sismos pequeños o de magnitud que van entre $M = 3$ a $M = 5$ son más frecuentes en el tiempo en las regiones sísmicas y, por lo tanto, es posible usar la herramienta de simulación para predecir en esa región cuál sería la máxima aceleración esperada con la ocurrencia de un sismo de magnitud máxima esperada.

En esta parte del trabajo se hará un análisis de cómo varía el espectro de respuestas con la modificación de dos parámetros del modelo de simulación, la velocidad de las ondas de corte y la posición del punto de inicio de ruptura, y así llegar a concluir cuál sería la probable aceleración máxima para la ciudad de Lima si ocurriera un sismo de magnitud similar al analizado, pero en las condiciones más desfavorables.

5.4.2 Sensibilidad respecto a la velocidad de onda de corte (V_s)

Para evaluar la sensibilidad del modelo con respecto a la variación de la onda de corte, V_s , se han elegido los siguientes valores de velocidades:

V_p (km/s)	V_s (km/s)	V_r (km/s)
4.0	2.6	1.9
4.2	2.8	2.1
4.4	3.0	2.3
4.6	3.2	2.5
4.8	3.4	2.7
5.0	3.6	2.9
5.2	3.8	3.1
5.4	4.0	3.3

Para el análisis se ha considerado que el inicio de la ruptura permanece fijo en la ubicación del foco determinado para este evento. En consecuencia, los resultados reflejan sólo la influencia de la velocidad de propagación de la ondas y de la ruptura.

En las Figuras 5.21 al 5.28 se presentan los registros de los acelerogramas simulados en la dirección N-S. En general, la forma del registro varía con el valor de la velocidad de las ondas de corte. Las aceleraciones máximas alcanzadas varían entre un valor tan bajo como 147 cm/seg² para un $V_s = 3.4$ km/seg a un valor cómo 189 cm/seg² para un $V_s = 2.6$ km/seg.

En las Figuras 5.29 al 5.36 se presentan los registros de los acelerogramas simulados en la dirección E-W. Las aceleraciones máximas alcanzadas varían entre 132 cm/seg^2 para un $V_s = 4.0 \text{ km/seg}$ a un valor como 214 cm/seg^2 para un $V_s = 2.8 \text{ km/seg}$.

En las Figuras 5.37 al 5.40 se presentan los espectros de respuesta de los acelerogramas simulados en la dirección N-S. En todas estas figuras se ha graficado también el espectro de respuesta del sismo registrado en la dirección N-S. En la mayoría de los gráficos se observa que existe una amplificación en el periodo 0.1 segundos, diferente al observado que registra dicha amplificación en aproximadamente en el periodo 0.2 segundos. Asimismo, se confirma la amplificación observada en el proceso de simulación, es decir otro valor de amplificación aproximadamente en el periodo de 2 segundos.

En las Figuras 5.41 al 5.44 se presentan los espectros de respuesta de los acelerogramas simulados en la dirección E-W. En cada una de ellas también se ha graficado el espectro de respuesta del sismo registrado en la dirección E-W. En este caso se observa que el contenido de frecuencias es bastante similar al espectro de respuestas del sismo registrado. Sólo en $V_s = 2.8$ se observa una amplificación en el periodo 0.1 segundos.

En las Figuras 5.45 al 5.48 se presentan los espectros de respuesta de los acelerogramas simulados en la dirección N-S, en escala aritmética. En todas estas figuras se ha añadido el espectro de respuesta del sismo registrado en la dirección N-S. En ellas se observa que el periodo que presenta la máxima amplificación está alrededor del periodo $T = 0.35$ segundos. En el caso de $V_s = 3.4 \text{ km/seg}$, la máxima amplificación se presenta en el periodo $T = 0.1$ segundos. Con respecto a otros periodos de amplificación se observa que existe más de uno en todos los registros simulados. Por ejemplo, en $V_s = 2.6$ y 2.8 km/seg (Figura 5.45) aparece una amplificación de aceleración en el periodo $T = 1.6$ a 1.7 segundos. En $V_s = 3.0$ y 3.2 km/seg (Figura 5.46) aparece una amplificación de aceleración en el periodo $T = 1.2$ y 1.5 segundos, respectivamente. En cambio, en $V_s = 3.4$ y 3.6 km/seg (Figura 5.47) aparece

una amplificación de aceleración en el periodo $T = 1.1$ segundos y en $V_s = 3.8$ y 4.0 km/seg (Figura 5.48) aparece una amplificación de aceleración en el periodo $T = 1.1$ segundos.

En las Figuras 5.49 al 5.52 se presentan los espectros de respuesta de los acelerogramas simulados en la dirección E-W, en escala aritmética. En este caso, existe una buena relación con el registro observado para $V_s = 2.6, 2.8, 3.0$ y 3.2 (Figuras 5.49 y 5.50). Sólo en $V_s = 2.6$ km/seg aparece una amplificación de la aceleración en el periodo $T = 0.1$ segundos. En las otras velocidades, $V_s = 2.8, 3.0$ y 3.2 km/seg esa amplificación de la aceleración aparece alrededor del periodo $T = 0.3$ segundos. En $V_s = 3.4$ a 4.0 km/seg (Figuras 5.51 y 5.52) la amplificación de aceleraciones se produce en el periodo $T = 0.3$ segundos. Además, se observa un segundo periodo, $T = 1.0$ a 1.2 segundos, donde también se produce una amplificación de las aceleraciones.

5.4.3 Sensibilidad respecto al punto de inicio de ruptura

La posición del punto de inicio de ruptura dentro de un plano de falla en un evento sísmico hará que la forma del registro de aceleraciones en la estación de observación varíe. Lo que se intenta verificar en el siguiente análisis es cuánto influye la ubicación del punto de inicio de la ruptura en la aceleración máxima, así como en la forma del registro tiempo historia y en el contenido de frecuencias.

Para la simulación de los acelerogramas los datos son idénticos a la Tabla 5.3, excepto que en la línea correspondiente a punto de inicio de ruptura para el plano 1 se irá cambiando a los siguientes valores: 13, 16, 27, 30, 41, 48, 57, 61 y 64. En la Figura 5.53 se presenta un esquema de la posición de los elementos elegidos dentro del plano 1. Es necesario recordar que este plano tiene un rumbo de 294° con respecto al norte geográfico y un buzamiento de 21° . Esto hace que el cambio de posición en el punto de ruptura origine un cambio en las aceleraciones por el fenómeno conocido como directividad.

Según la cual la posición del inicio de la ruptura en el plano de falla y la posición de la estación de registro con respecto al sentido del avance del tren de ondas tendrá una gran influencia en la forma de registro sísmico y en sus valores de aceleraciones máximas. Con este respecto, los resultados obtenidos confirman esta teoría. En las Figuras 5.54 al 5.62 se presentan los registros simulados en la dirección N-S para cada punto de inicio de ruptura. De los gráficos se puede observar que si el punto de inicio de la ruptura se localiza en la parte más profunda de la falla, tal como ha ocurrido en el evento de 1,974, se obtienen valores de aceleración similares a los observados. Sin embargo, si el punto de inicio de la ruptura se localiza en los elementos más superficiales, tales como los elementos 57 y 64, los valores de la aceleración máxima se ven fuertemente incrementados por la superposición constructiva (es decir no se anulan mutuamente) de las ondas que viajan en el sentido de la propagación de la ruptura hacia el punto de observación, como se muestra en la siguiente Tabla:

Punto	Aceleración (Km/seg)
13	213
16	158
27	511
30	576
41	531
48	762
57	616
61	820
64	834

En las Figuras 5.63 al 5.71 se presentan los registros simulados en la dirección E-W para cada punto de inicio de la ruptura elegido. Las conclusiones son similares a la dirección anterior. En la siguiente Tabla se presentan los valores de aceleración obtenidos:

Punto	Aceleración (Km/seg)
13	162
16	143
27	449
30	534
41	452
48	842
57	454
61	544
64	879

En las Figuras 5.72 al 5.75 se presentan los espectros de respuesta en la escala logarítmica en la dirección N-S y en las Figuras 5.76 al 5.78 se presentan los espectros de respuesta en escala logarítmica en la dirección E-W. En general, la forma del contenido de frecuencias es bastante similar al observado, excepto en los valores de las amplitudes. Este es el comportamiento que se esperaba de acuerdo a los valores de aceleración máxima observados en los registros tiempo historia de aceleraciones simulados.

En las Figuras 5.80 al 5.83 se presentan los espectros de respuestas simulados en la dirección N-S, en escala aritmética y en las Figuras 5.84 al 5.87 los espectros de respuesta simulados en la dirección E-W, en escala aritmética. Todos los gráficos confirman que el periodo de máxima amplificación ocurre en el periodo $T = 0.3$ segundos. También se observa que cuando el punto de inicio de ruptura está en una fila cercana al punto de ruptura del sismo del 03/10/1974 (ver Puntos de Rupturas 27, 41, 57, en las Figuras 5.81 al 5.87) aparece un segundo periodo de amplificación alrededor del periodo $T = 1.25$. Sin embargo cuando el punto de inicio de ruptura se aleja de la fila del punto de inicio de la ruptura del sismo del 03/10/1974 el periodo de amplificación se traslada a cerca de $T = 2.0$ segundos (ver Puntos de Ruptura 13, 16, 30, 48 y 61 en las Figuras 5.81 al 5.87) y su pico de amplificación no es

tan notorio. Esto se debe que los puntos de inicio que están en la fila del punto de inicio de ruptura del sismo observado, 03/10/1974, están más cerca al punto de estación de observación y, nuevamente, la superposición constructiva tiene fuerte influencia en la forma del espectro de respuesta y, además, se supone que en estos puntos de inicio de la ruptura la influencia de la superposición de un evento relativamente grande, la réplica del 09/11/1974, utilizado como Función de Green, el cual puede contener amplificaciones importantes en el rangos de periodos indicado, tienen mayor importancia que en los puntos de ruptura alejados de punto de inicio de la ruptura observado en el sismo del 03/10/1974.

5.5 ENVOLVENTE DE MAXIMAS ACELERACIONES.

En la Figura 5.88 se presenta la envolvente de máximas aceleraciones en la dirección N-S, en escala aritmética y en la Figura 5.89 se presenta la envolvente de máximas aceleraciones en la dirección E-W, en escala logarítmica.

En la Figura 5.90 se presenta la envolvente de máximas aceleraciones en la dirección N-S, en escala aritmética y en la Figura 5.91 se presenta la envolvente de máximas aceleraciones en la dirección E-W, en escala logarítmica.

De las Figuras 5.88 y 5.90 se confirma la tendencia de la existencia de 2 valores de amplificación máxima de aceleraciones, el primero alrededor del período 0.3 a 0.4 segundos y el segundo alrededor de 1.1 a 1.3 segundos. En el primer periodo de amplificación, la aceleración máxima tiene un rango que va desde aproximadamente 0.4 g (g = aceleración de la gravedad) hasta aproximadamente 3.5 g. En el segundo periodo de amplificación, la aceleración máxima va desde aproximadamente 0.2 g hasta aproximadamente 1.5 g.

En las Figuras 5.89 y 5.91 se observan que en general el contenido de frecuencias se asemeja al contenido de frecuencias observado.

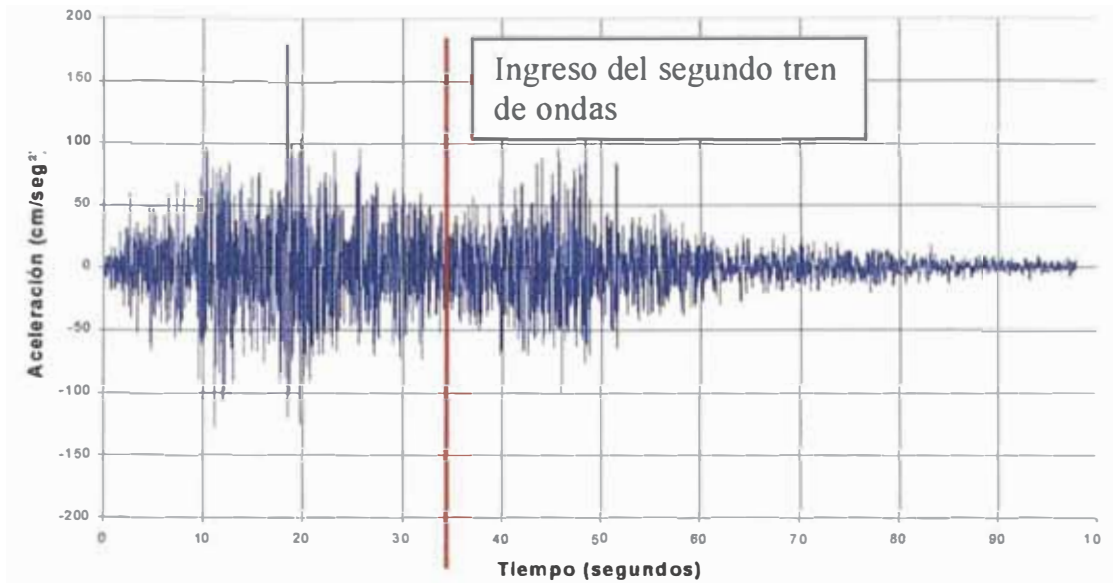


Figura 5.1 Acelerograma en la dirección N-S del Terremoto de Lima del 03/10/74. La línea vertical indica el inicio posible del ingreso de segundo tren de ondas, aproximadamente a los 35 segundos.

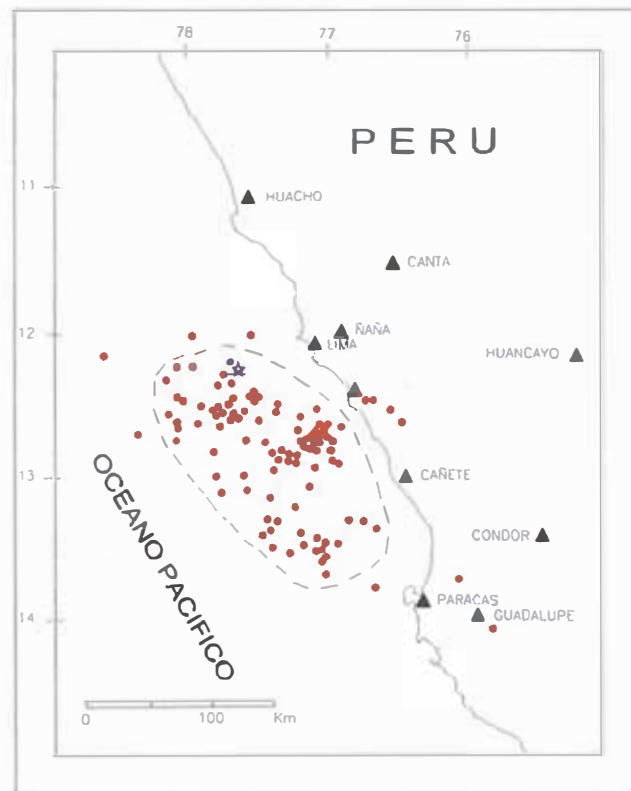


Figura 5.2 Área de rotura involucrada en el proceso de rotura tomando en consideración las réplicas registradas después del sismo del 03/10/1974. Nótese que existen tres concentración de las réplicas y esto justifica el uso de tres planos de ruptura en el proceso de modelación.

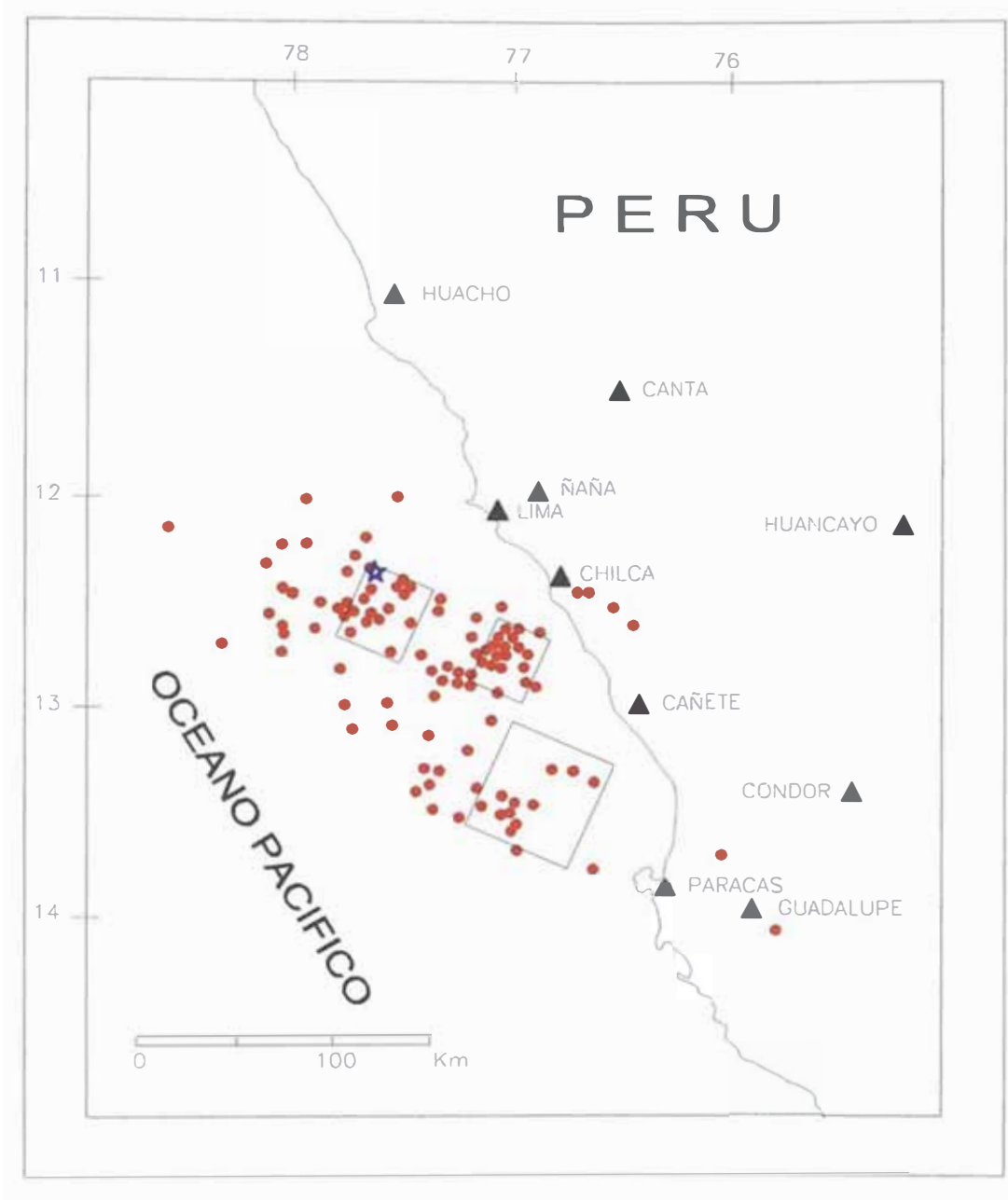


Figura 5.3 Planos aproximados de rotura usado durante el proceso de simulación. Se considera que debido a las altas frecuencias presentadas durante el evento sísmico la mayor liberación de la energía se produce en áreas pequeñas.

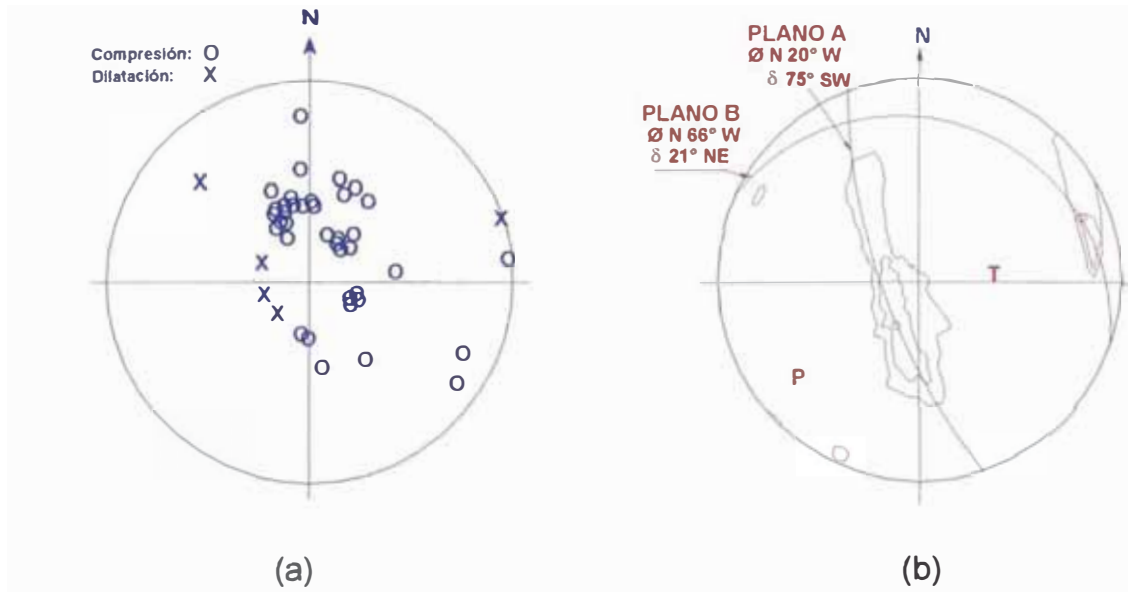


Figura 5.4 Solución del mecanismo del foco (Spence et. al., 1975). (a) llegada de las primeras ondas P. O indica compresión y X dilatación. (b) solución de las ondas P nos proporciona la dirección más probable de la dirección del plano de falla.



Figura 5.5 Datos de la posición del evento principal con respecto a la estación de registro sísmico del Parque de la Reserva, Lima.

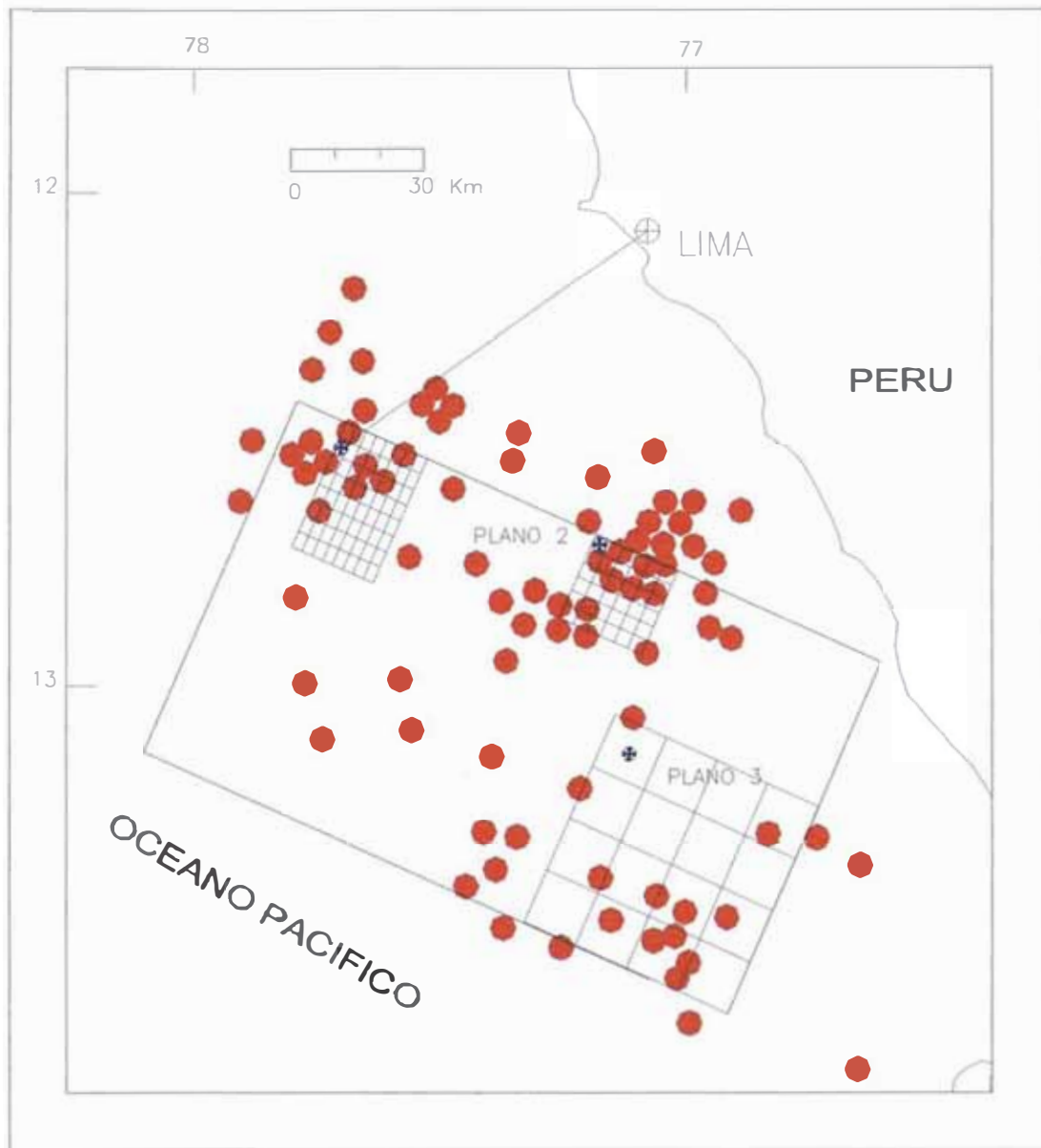
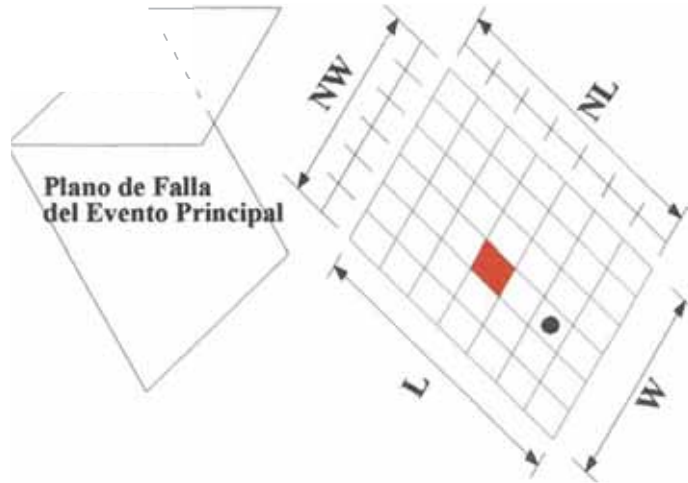


Figura 5.6 Gráfica que señala la posición de los tres planos usados en el trabajo de simulación. En la parte superior de la figura se señala la escala usada.

L = Longitud del plano del evento
W = Ancho del plano del evento
NL = Nro. de elementos en la longitud
NW = Nro. de elementos en el ancho



CANTIDAD DE ELEMENTOS PEQUEÑOS

Figura 5.7 Esquema de la relación entre un elemento de área N_L y N_W con el plano del evento.

PLANO 1							
57	49	41	33	25	17		1
58	50	42	34	26	18		2
59	51	43	35	27	19		3
60	52	44	36	28	20		4
61	53	45	37	29	21		5
62	54	46	38	30	22		6
63	55	47	39	31	23		7
64	56	48	40	32	24		8

PLANO 2						
31	25	19	13	7		
32	26	20	14	8		2
33	27	21	15	9		3
34	28	22	16	10		4
35	29	23	17	11		5
36	30	24	18	12		6

PLANO 3			
13	9	5	
14	10	6	2
15	11	7	3
16	12	8	4

Figura 5.8 Numeración de los elementos en cada plano de falla. El círculo indica el punto dónde se ha considerado el inicio de la ruptura.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974
Dirección N-S

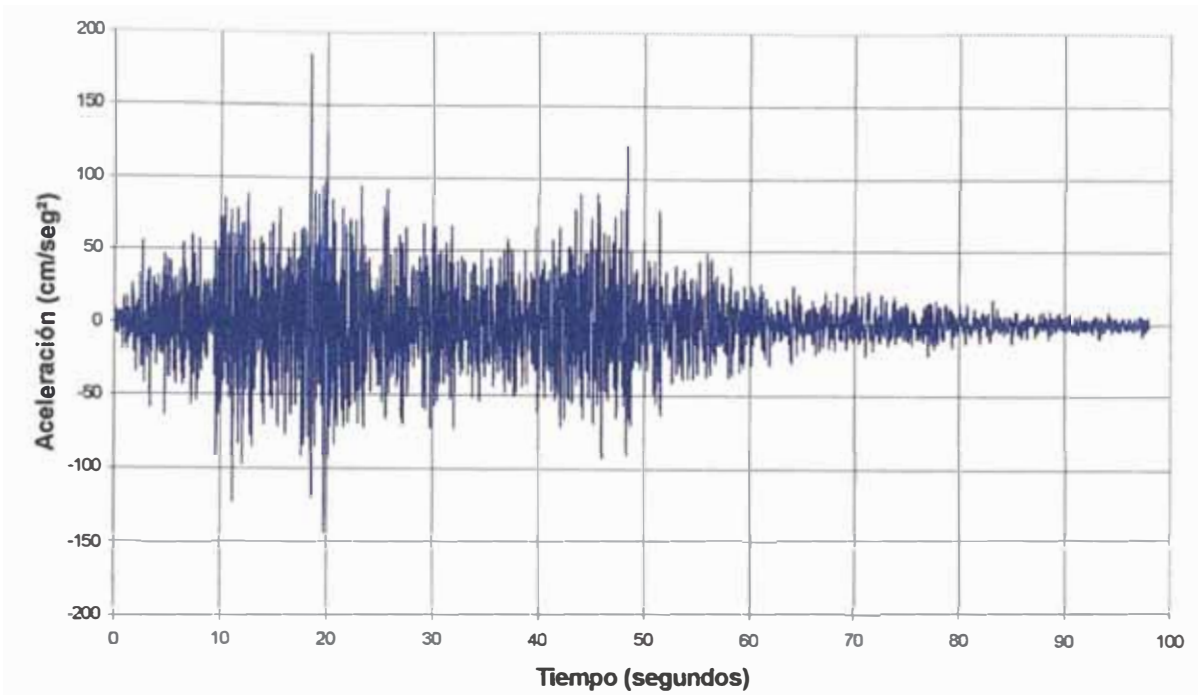


Figura 5.9 Tiempo historia de aceleración registrado en el Terremoto de Lima, el 03 de Octubre de 1974. Dirección N-S.

ACELEROGRAMA SIMULADO
DIRECCION N-S

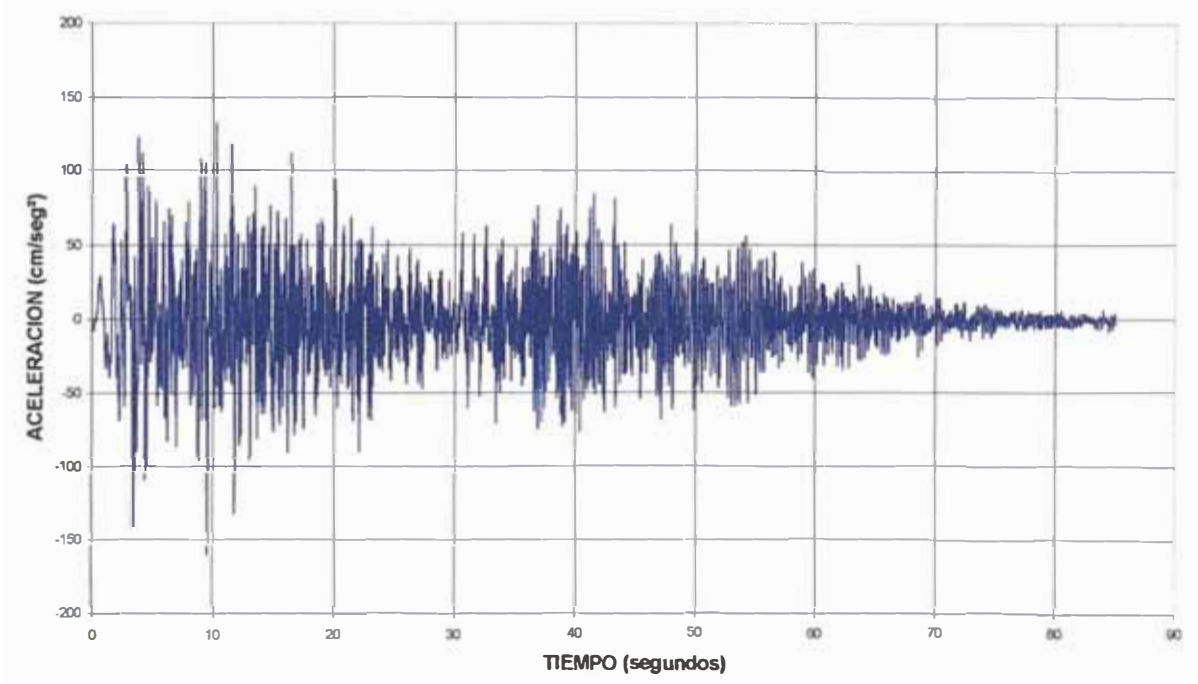


Figura 5.10 Tiempo historia de aceleración simulado. Dirección N-S.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974
Dirección E-W

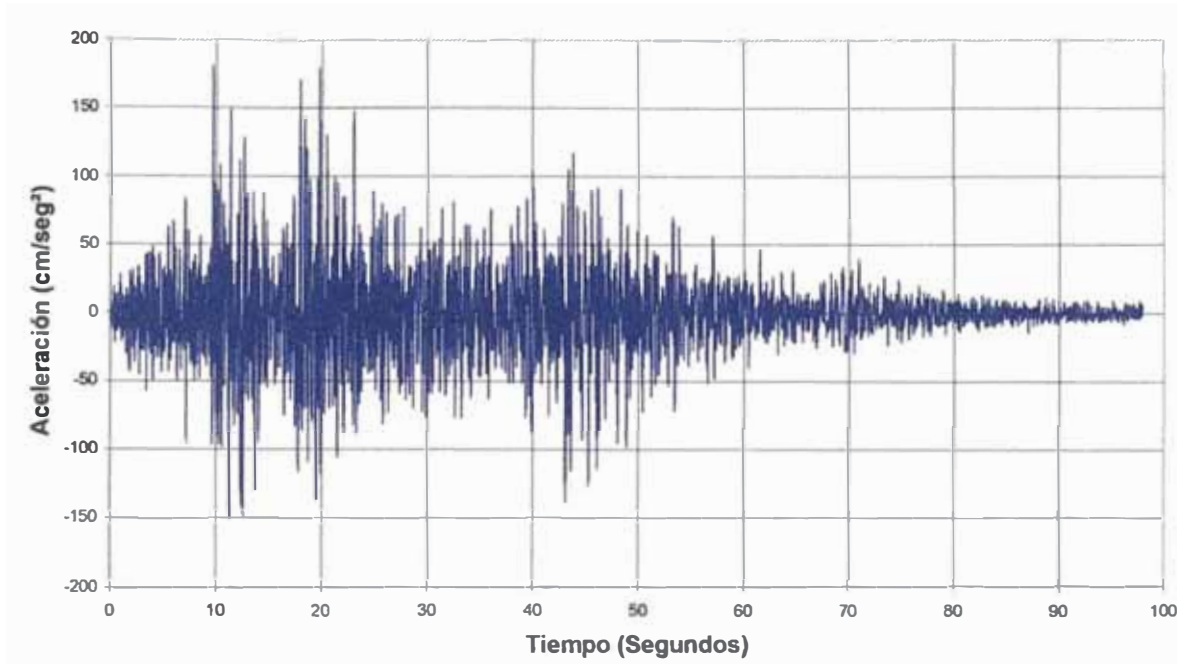


Figura 5.11 Tiempo historia de aceleración registrado en el Terremoto de Lima, el 03 de Octubre de 1974. Dirección E-W.

ACELEROGRAMA SIMULADO
DIRECCION E-W

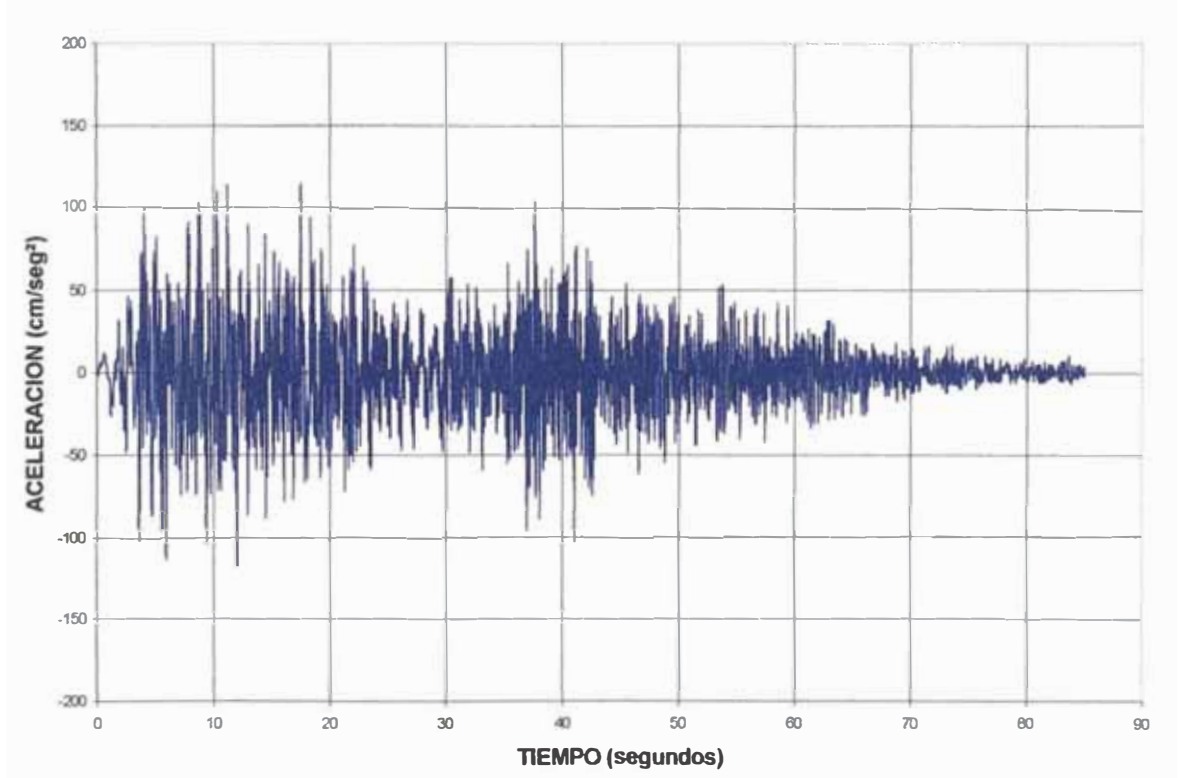


Figura 5.12 Tiempo historia de aceleración simulado. Dirección E-W.

REGISTRO SISMICO 03/10/1974

Dirección: Vertical

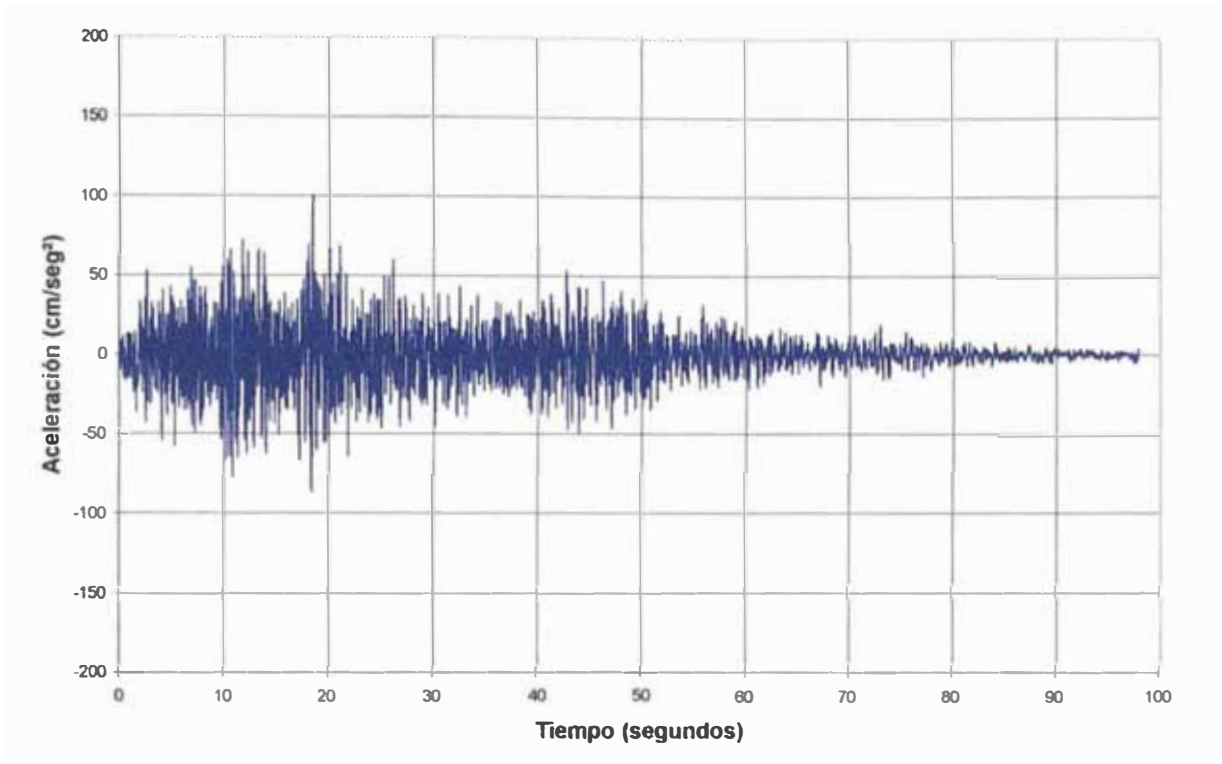


Figura 5.13 Tiempo historia de aceleración registrado en el Terremoto de Lima, el 03 de Octubre de 1974. Dirección Vertical.

ACELEROGRAMA SIMULADO

DIRECCION VERTICAL

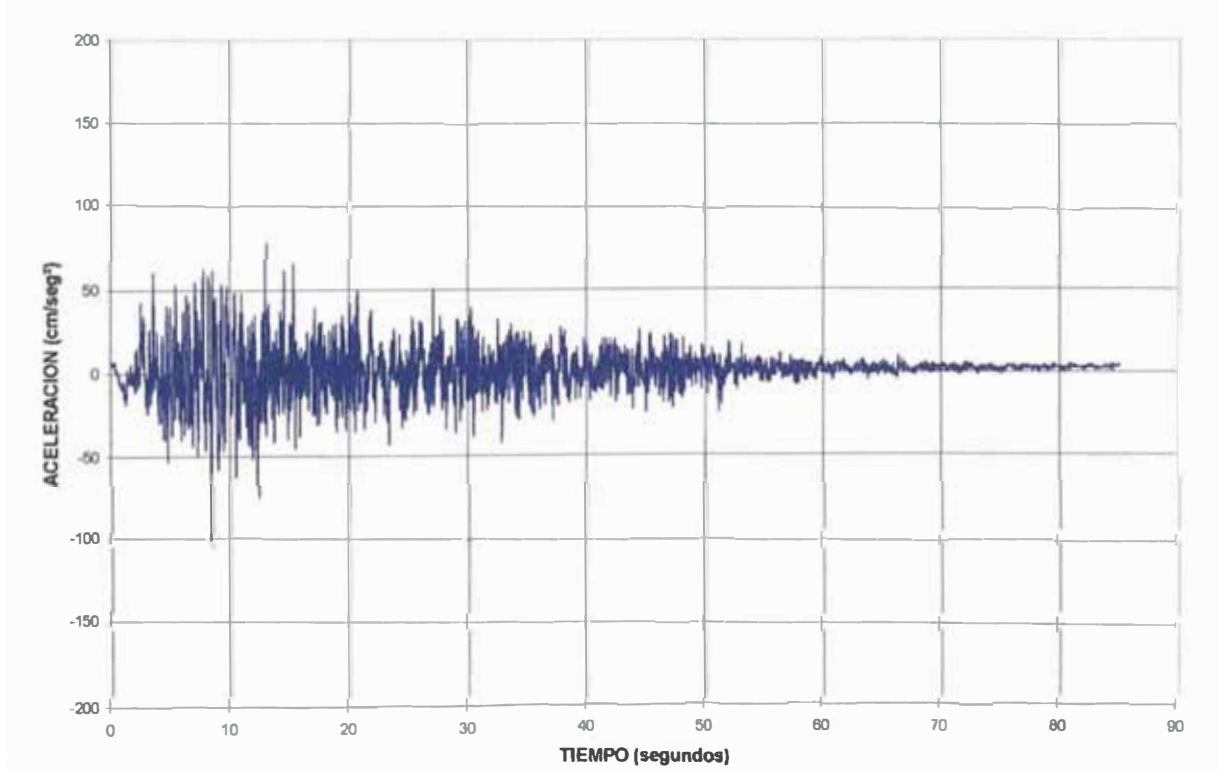


Figura 5.14 Tiempo historia de aceleración simulado. Dirección Vertical.

**COMPARACION DE ESPECTROS DE RESPUESTA
DIRECCION N-S**

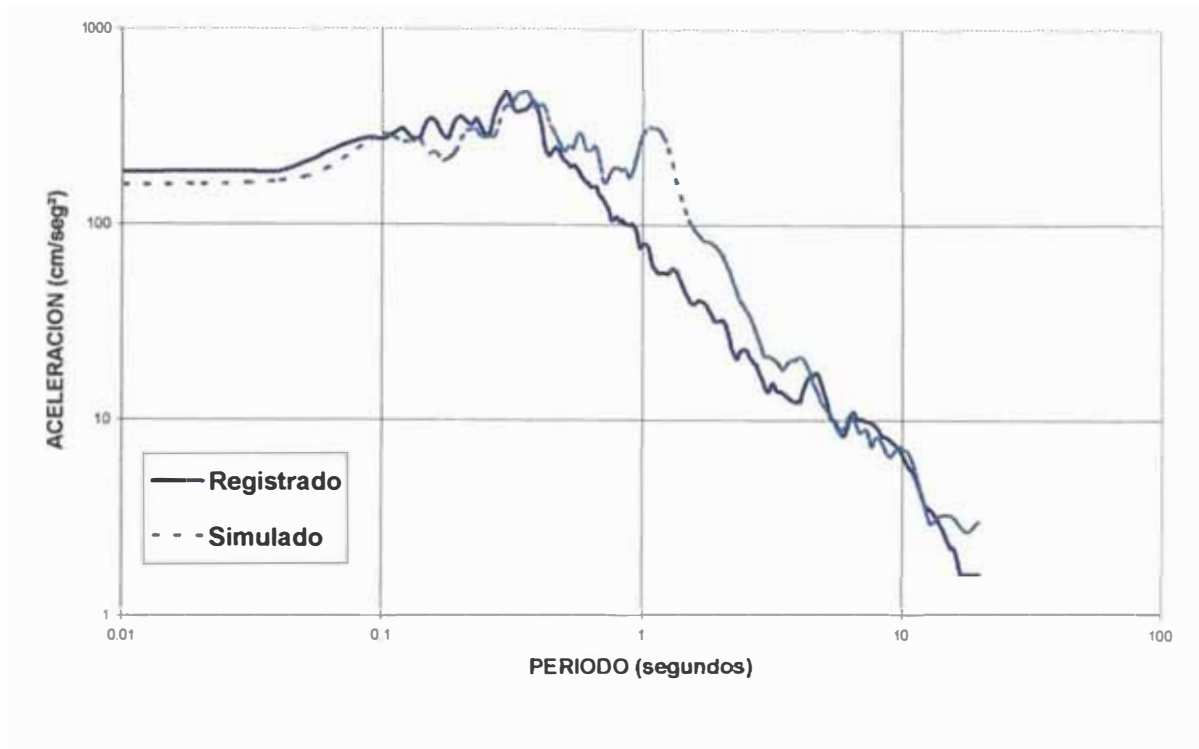


Figura 5.15 Comparación de espectros de respuesta, con un 5% de amortiguamiento, en escala logarítmica. Dirección N-S.

**COMPARACION DE ESPECTROS DE RESPUESTA
DIRECCION N-S**

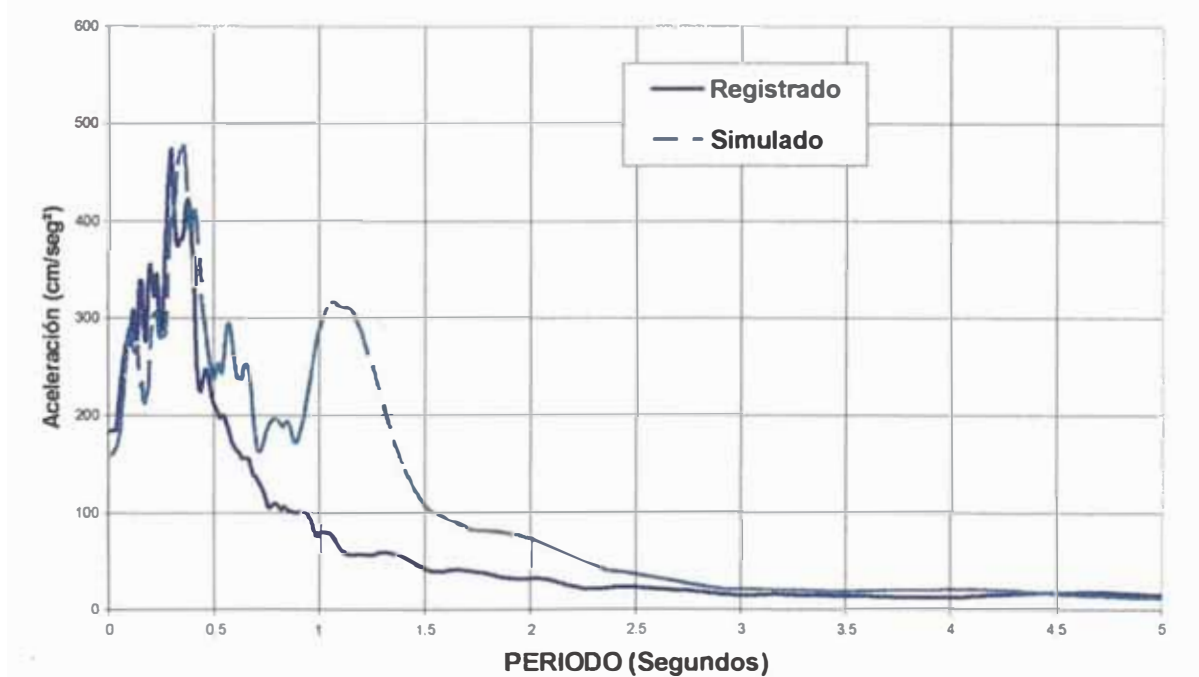


Figura 5.16 Comparación de espectros de respuesta, con un 5% de amortiguamiento, en escala aritmética. Dirección N-S.

COMPARACION DE ESPECTRO DE RESPUESTA
DIRECCION E-W

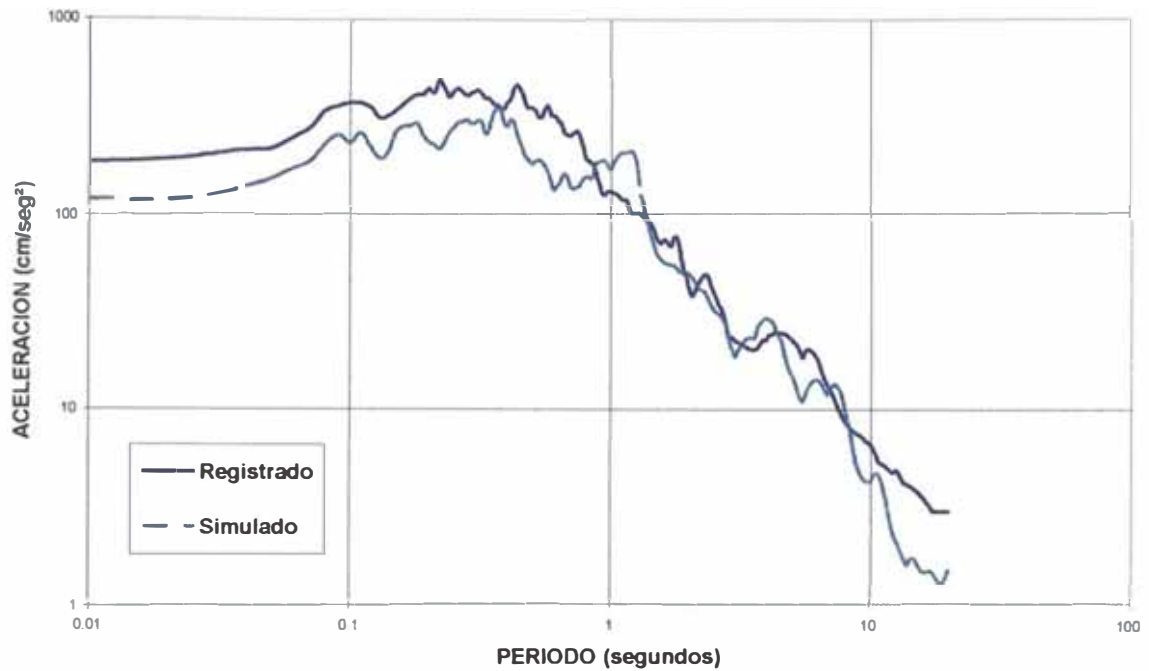


Figura 5.17 Comparación de espectros de respuesta, con un 5% de amortiguamiento, en escala logarítmica. Dirección E-W.

COMPARACION DE ESPECTROS DE RESPUESTA
DIRECCION E-W

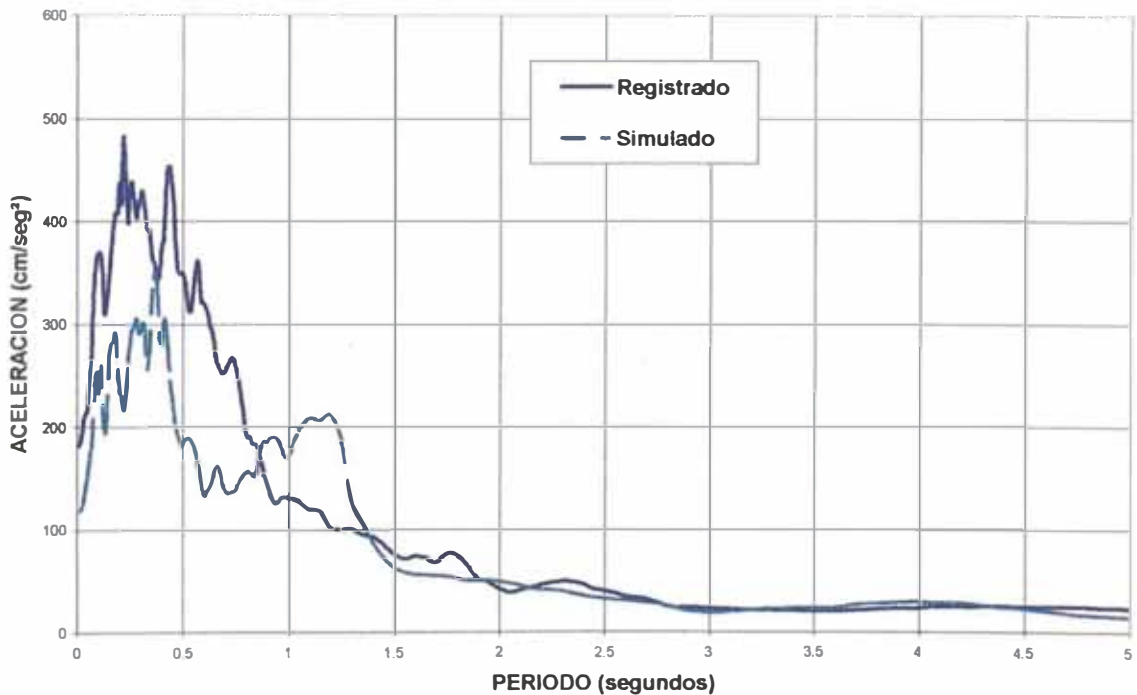


Figura 5.18 Comparación de espectros de respuesta, con un 5% de amortiguamiento, en escala aritmética. Dirección E-W.

COMPARACION DE ESPECTRO DE RESPUESTA
DIRECCION VERTICAL

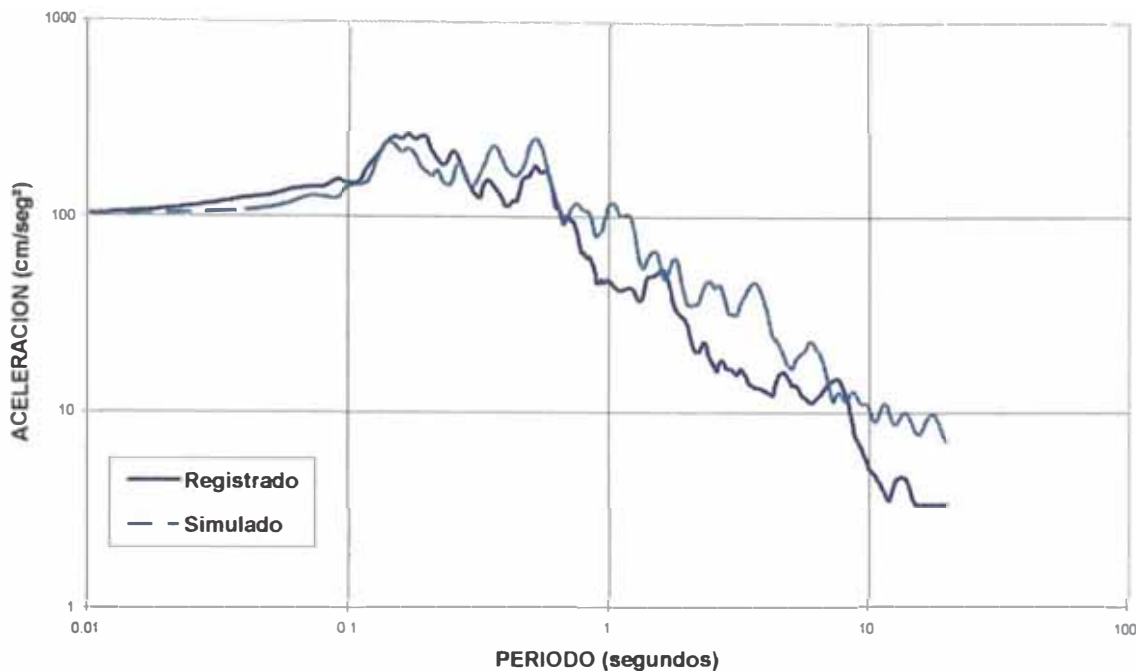


Figura 5.19 Comparación de espectros de respuesta, con un 5% de amortiguamiento, en escala logarítmica. Dirección Vertical.

COMPARACION DE ESPECTROS DE RESPUESTA
DIRECCION VERTICAL

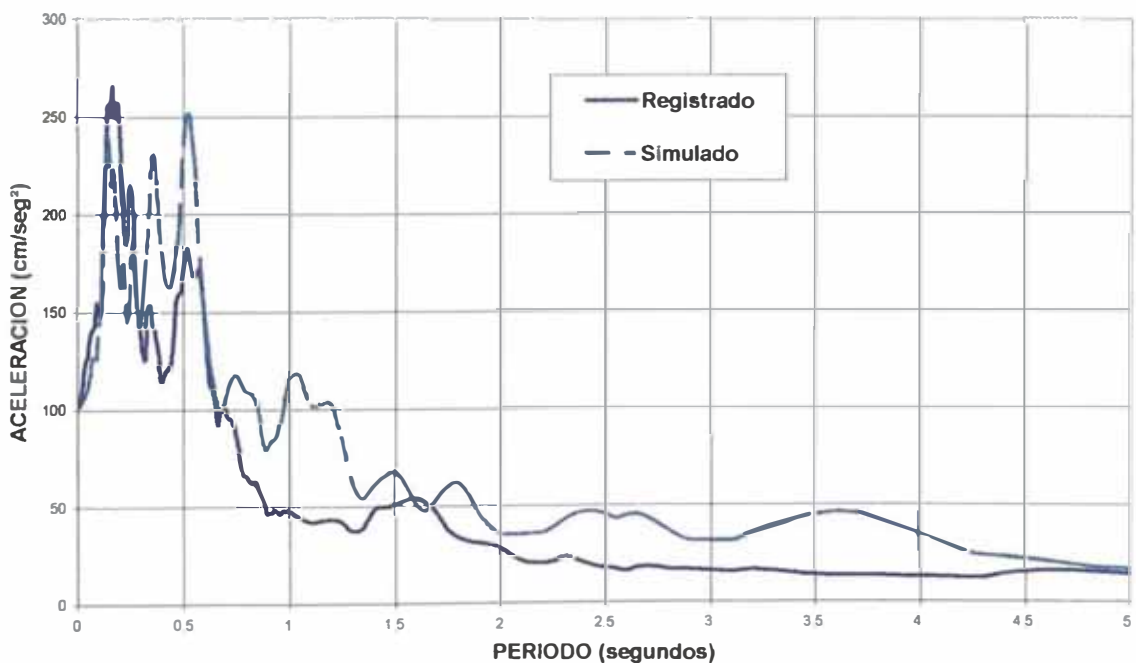


Figura 5.20 Comparación de espectros de respuesta, con un 5% de amortiguamiento, en escala aritmética. Dirección Vertical.

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, $V_s = 2.6$ km/seg

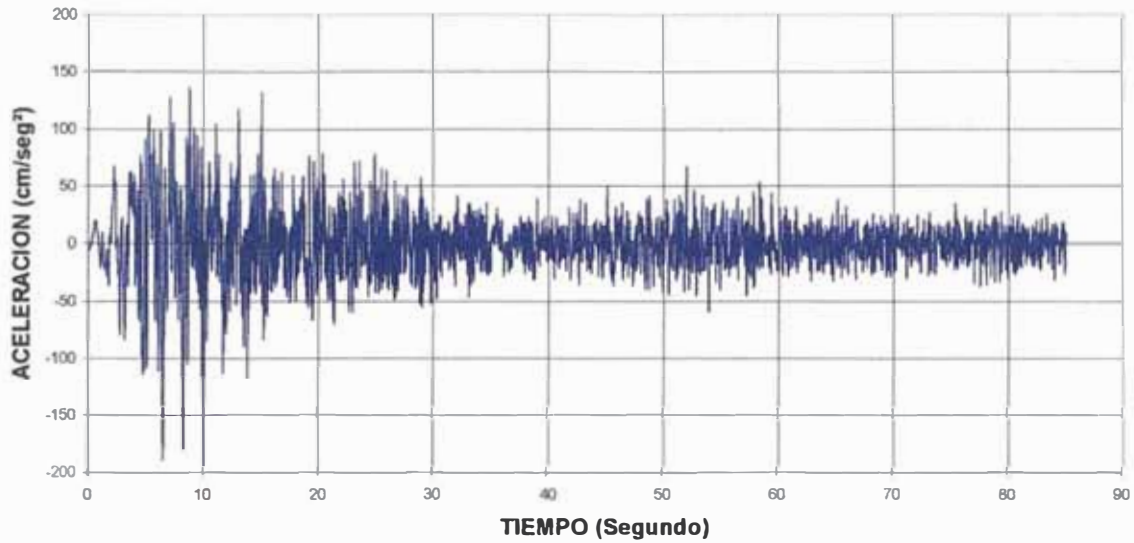


Figura 5.21 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 2.6 km/seg. Aceleración máxima: 189 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, $V_s = 2.8$ km/seg

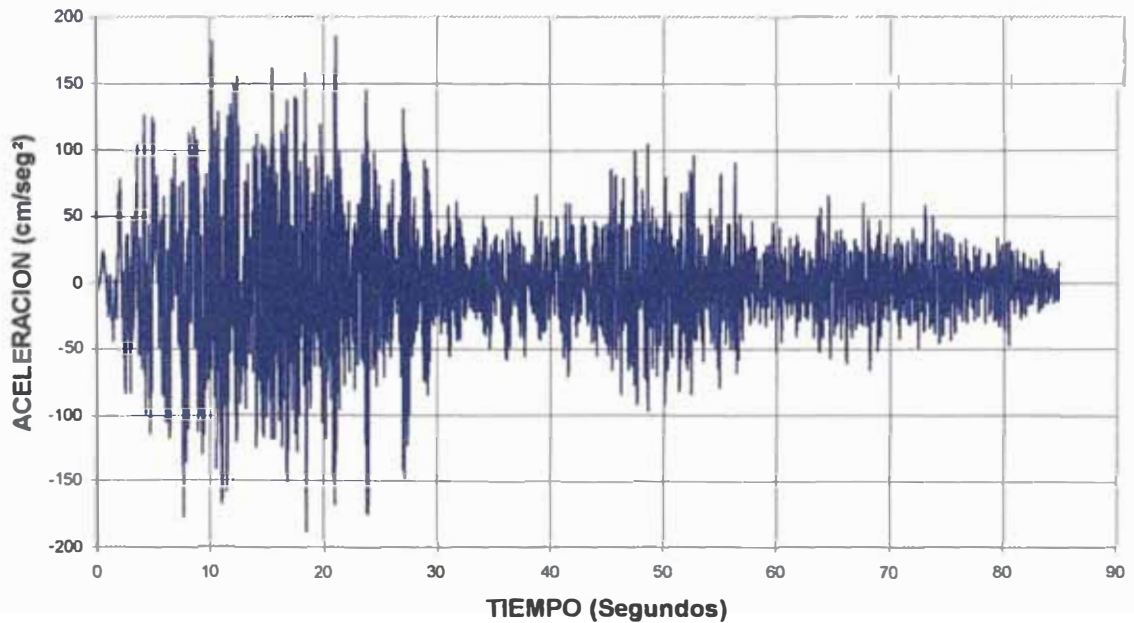


Figura 5.22 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 2.8 km/seg. Aceleración máxima: 187 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, $V_s = 3.0$ km/seg

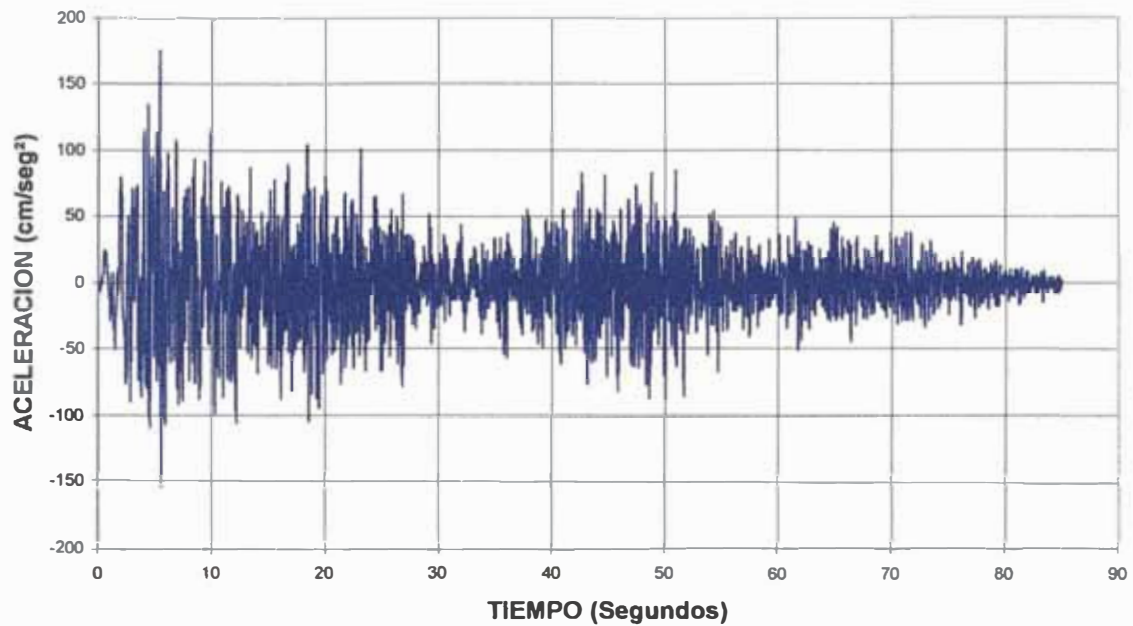


Figura 5.23 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.0 km/seg. Aceleración máxima: 175.5 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, $V_s = 3.2$ km/seg

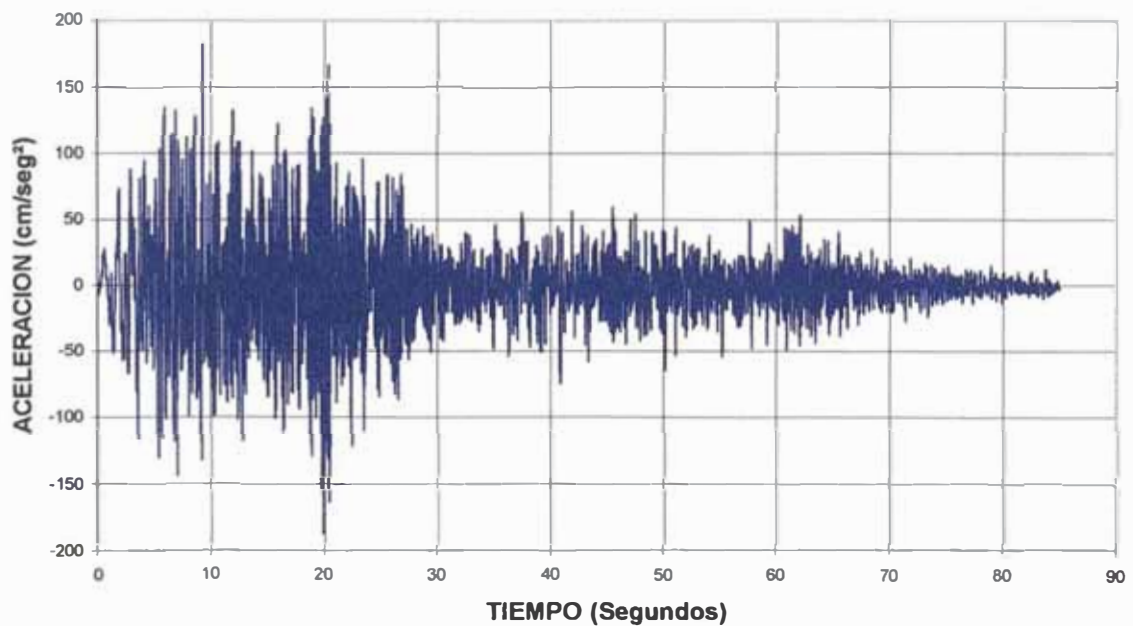


Figura 5.24 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.2 km/seg. Aceleración máxima: 186.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS

Dirección N-S, $V_s = 3.4$ km/seg

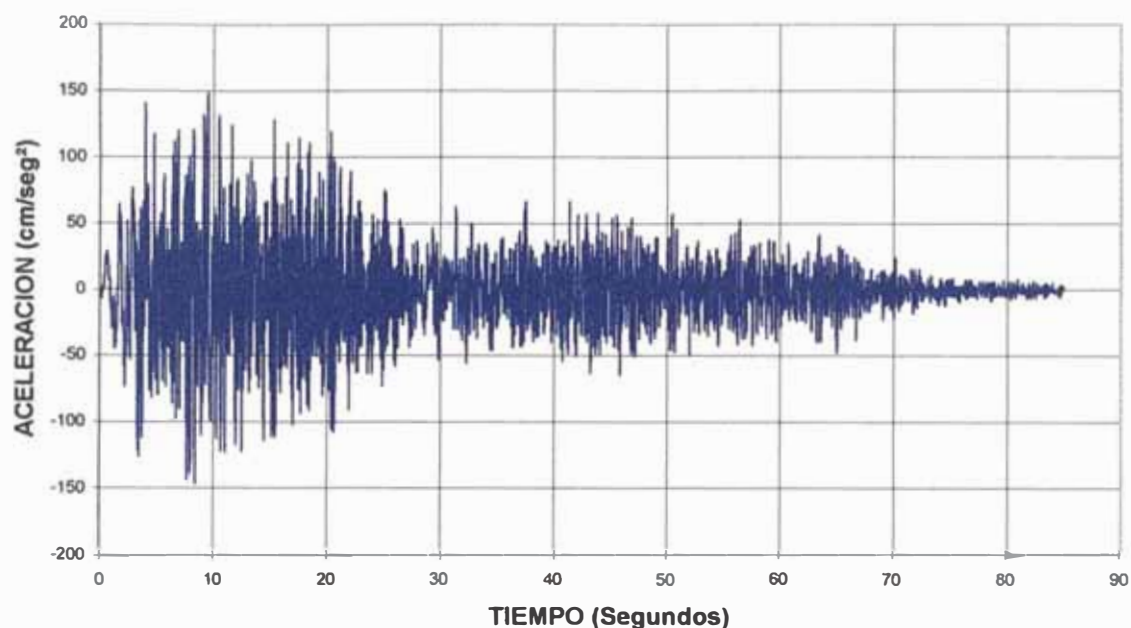


Figura 5.25 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.4 km/seg. Aceleración máxima: 147.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS

Dirección N-S, $V_s = 3.6$ km/seg

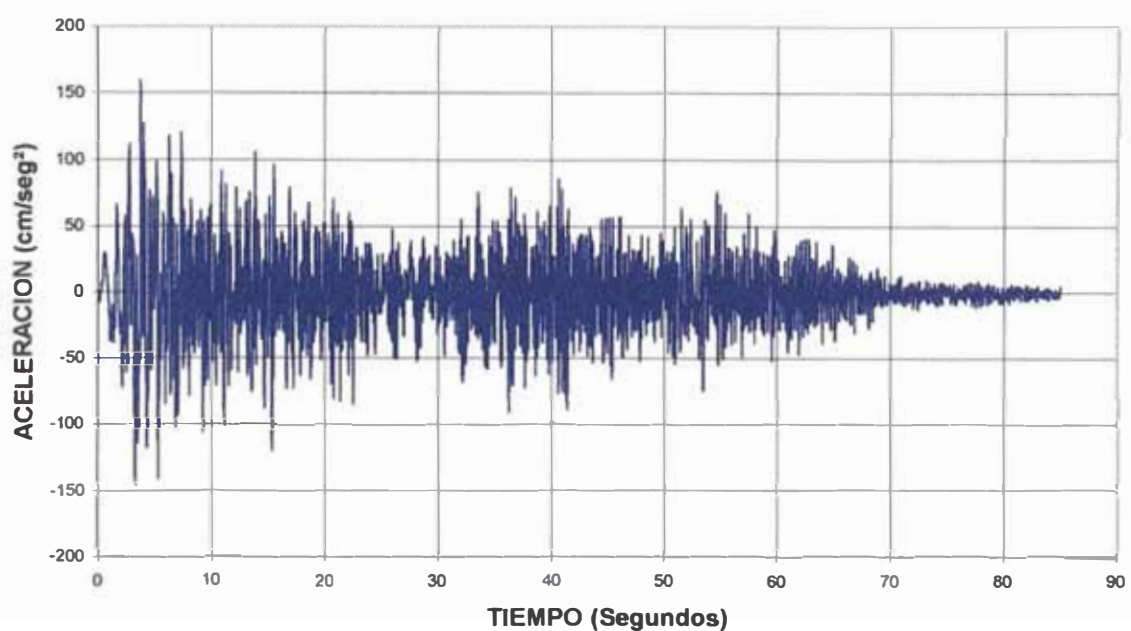


Figura 5.26 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.6 km/seg. Aceleración máxima: 159.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, $V_s = 3.8$ km/seg

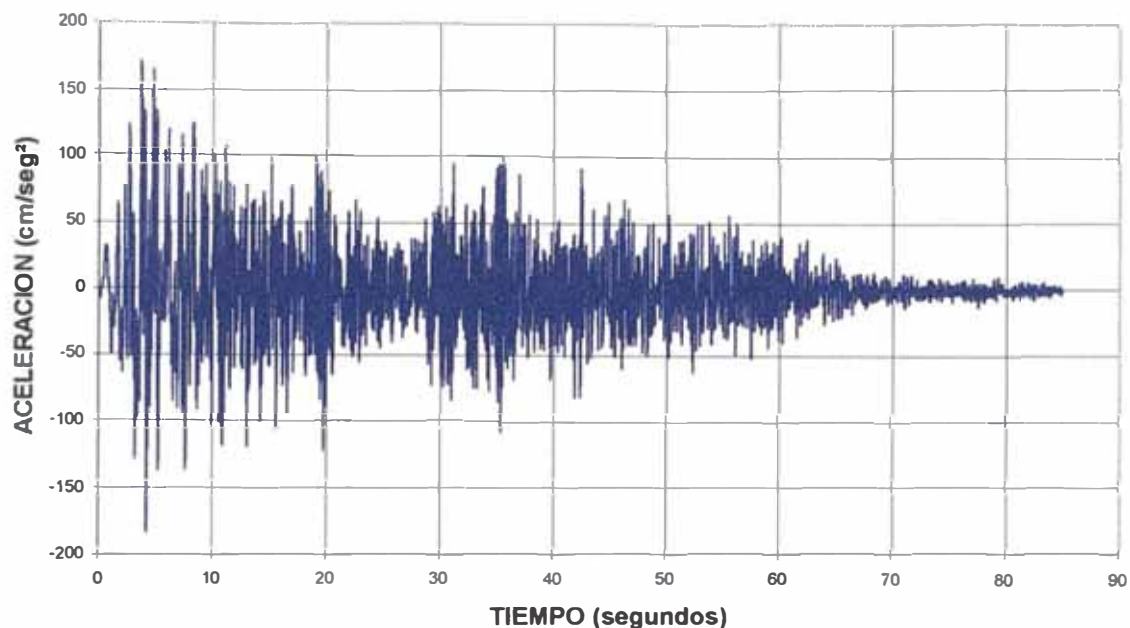


Figura 5.27 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.8 km/seg. Aceleración máxima: 183.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, $V_s = 4$ km/seg

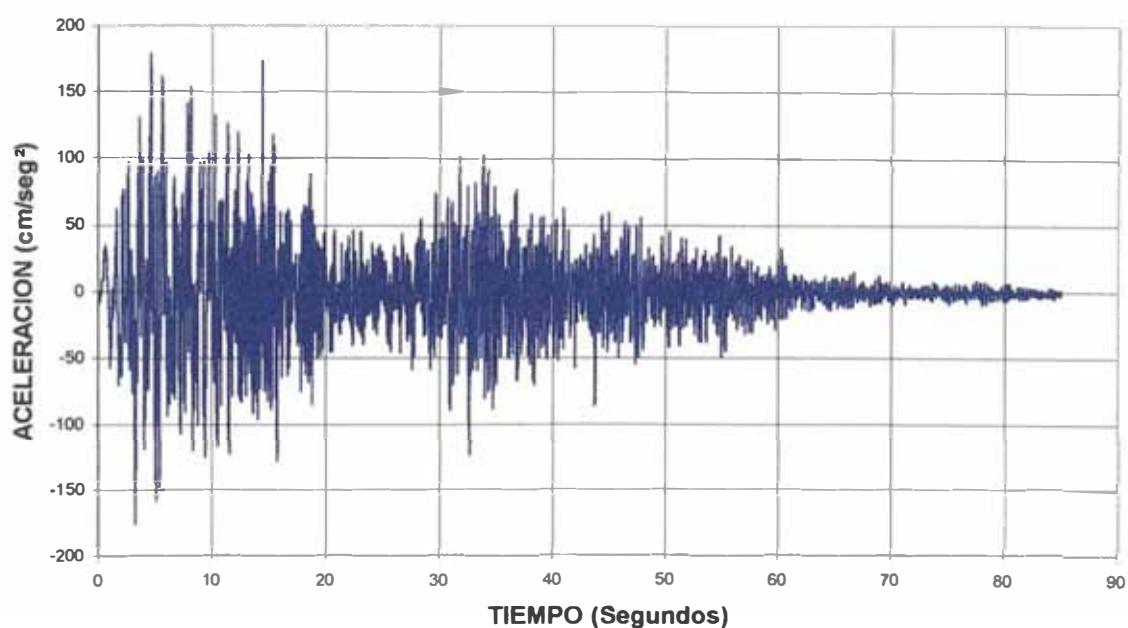


Figura 5.28 Sismo simulado en la dirección N-S, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 4.0 km/seg. Aceleración máxima: 179.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 2.6$ km/seg

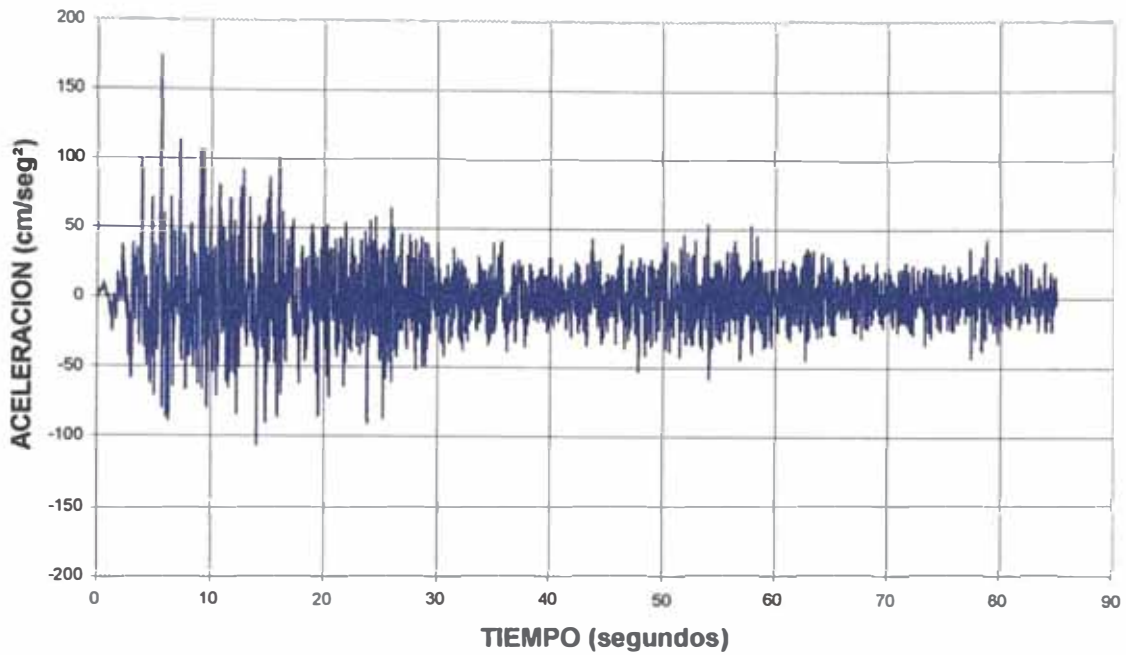


Figura 5.29 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 2.6 km/seg. Aceleración máxima: 173.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 2.8$ km/seg

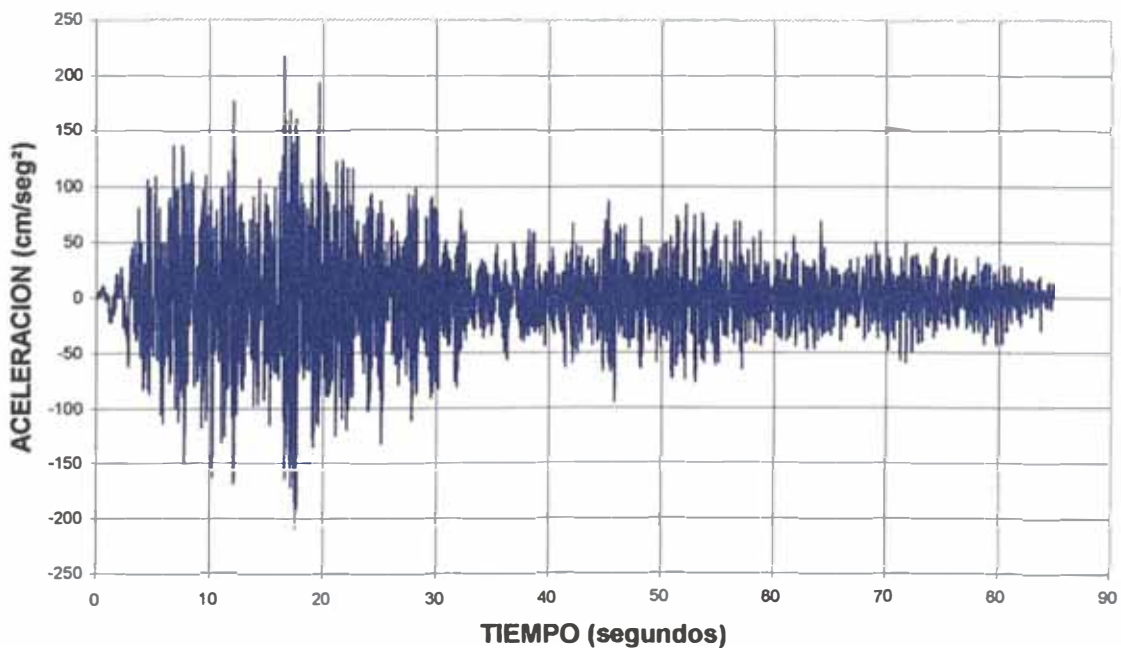


Figura 5.30 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 2.8 km/seg. Aceleración máxima: 214.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 3.0$ km/seg

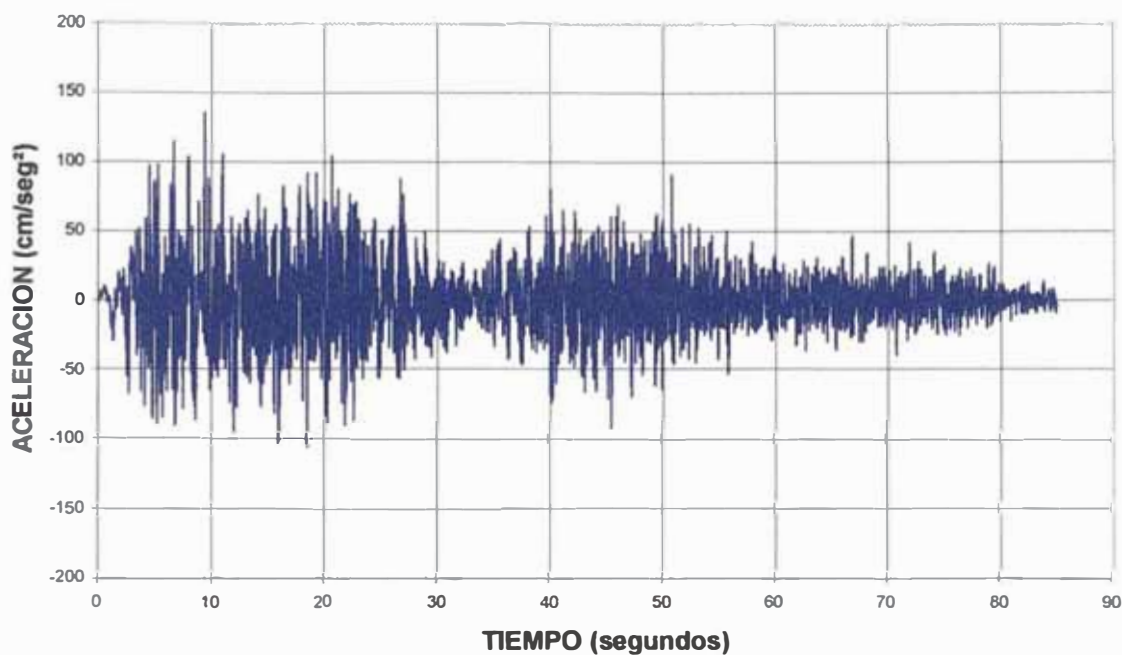


Figura 5.31 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.0 km/seg. Aceleración máxima: 135.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 3.2$ km/seg

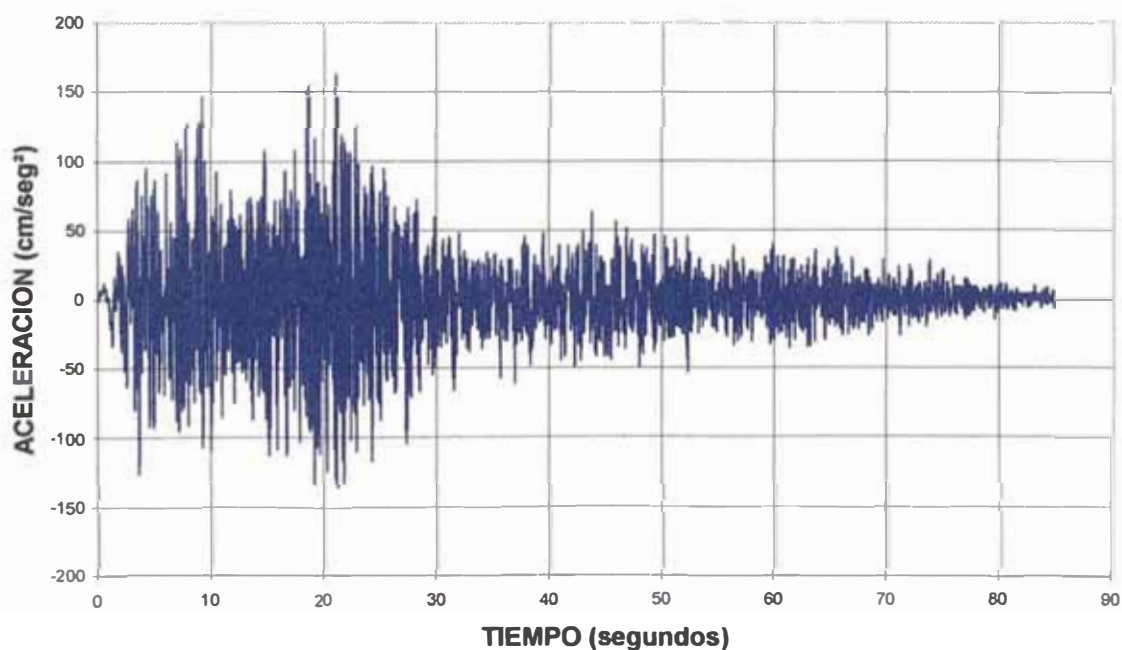


Figura 5.32 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.2 km/seg. Aceleración máxima: 161.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 3.4$ km/seg

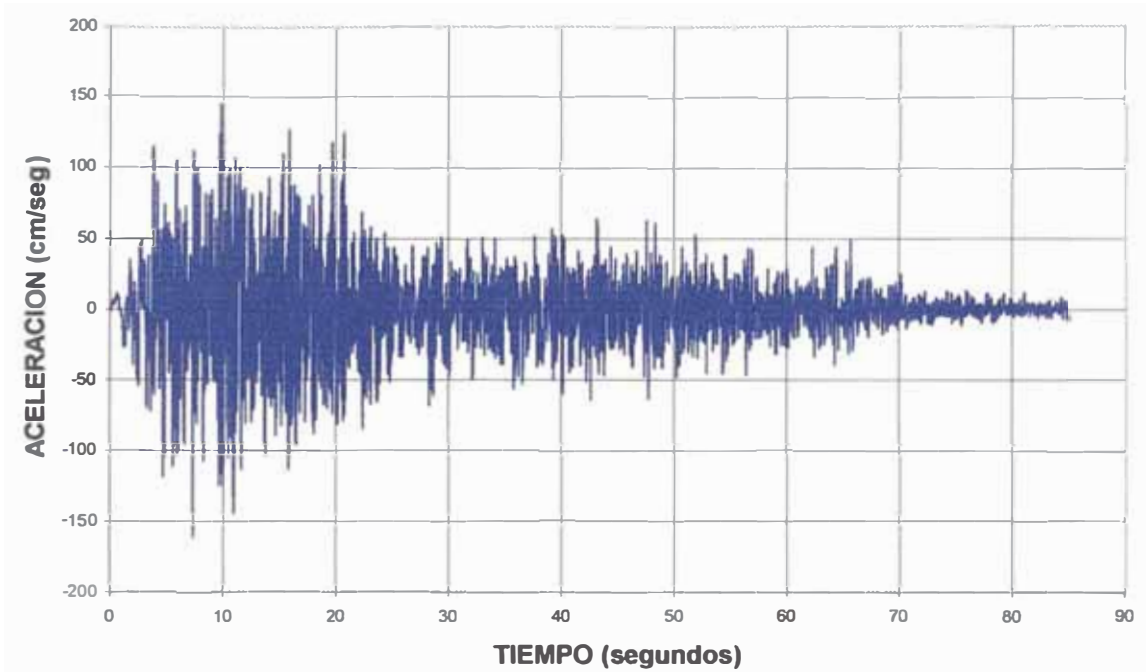


Figura 5.33 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.4 km/seg. Aceleración máxima: 160.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 3.6$ km/seg

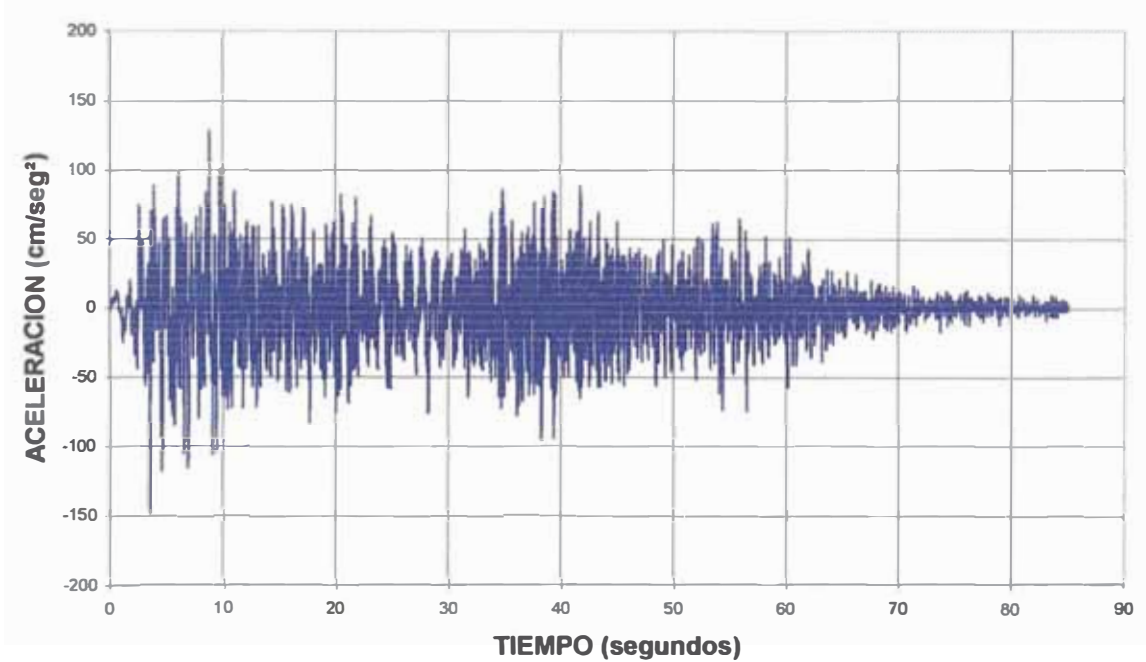


Figura 5.34 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.6 km/seg. Aceleración máxima: 147.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 3.8$ km/seg

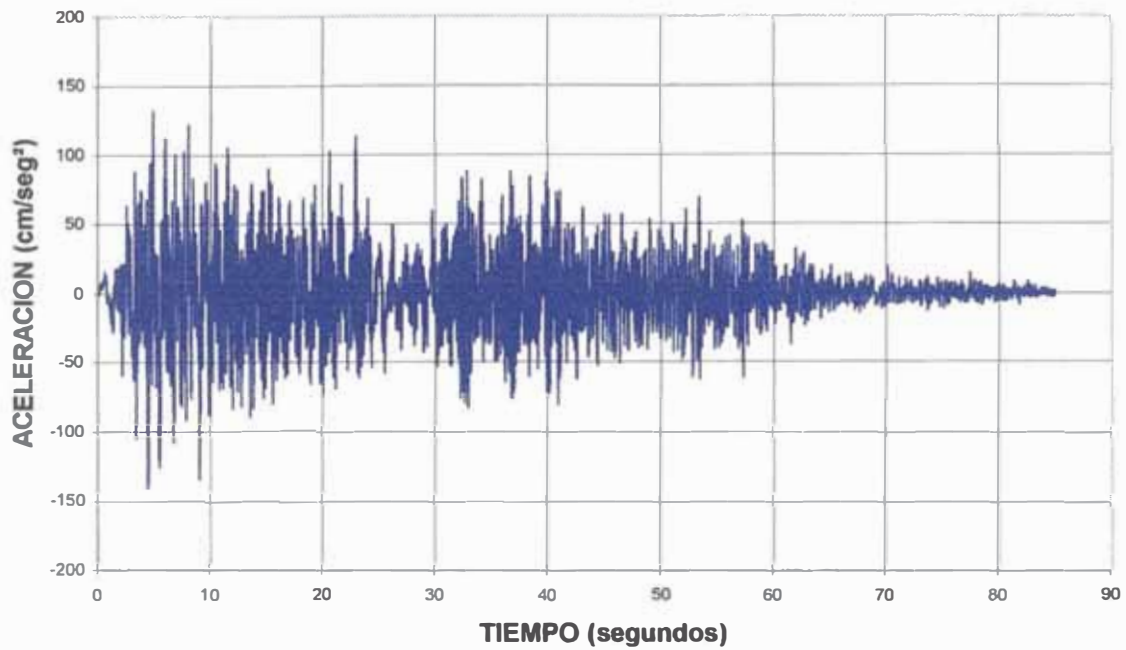


Figura 5.35 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 3.8 km/seg. Aceleración máxima: 140.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, $V_s = 4.0$ km/seg

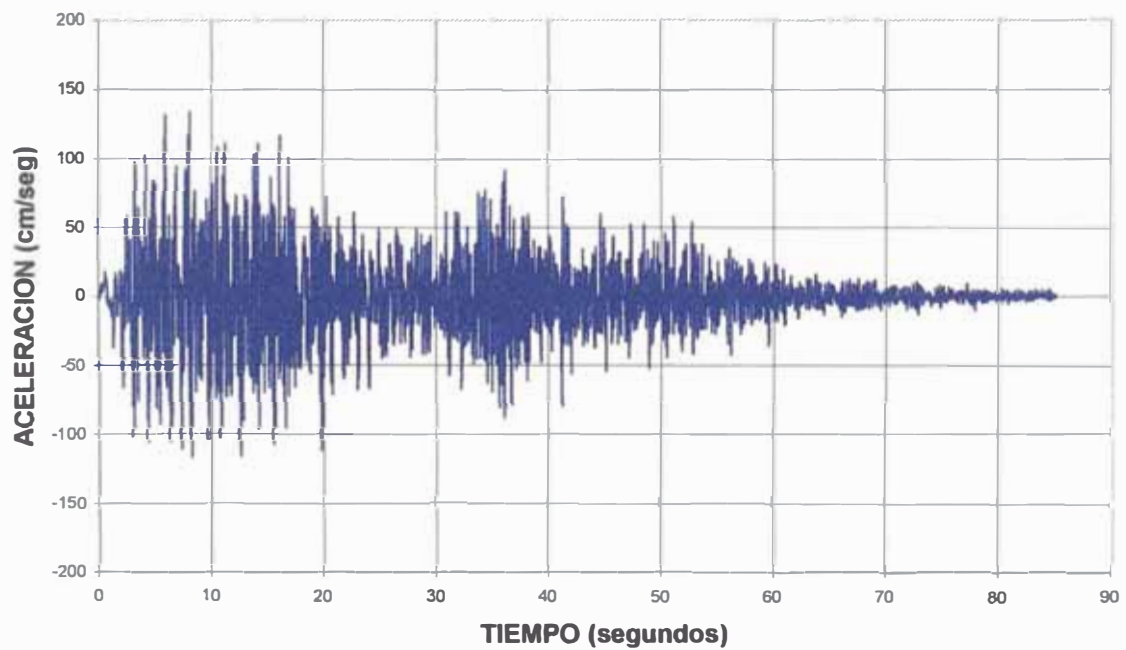


Figura 5.36 Sismo simulado en la dirección E-W, con velocidad de ondas de compresión, V_s , igual a 4.0 km/seg. Aceleración máxima: 132.0 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

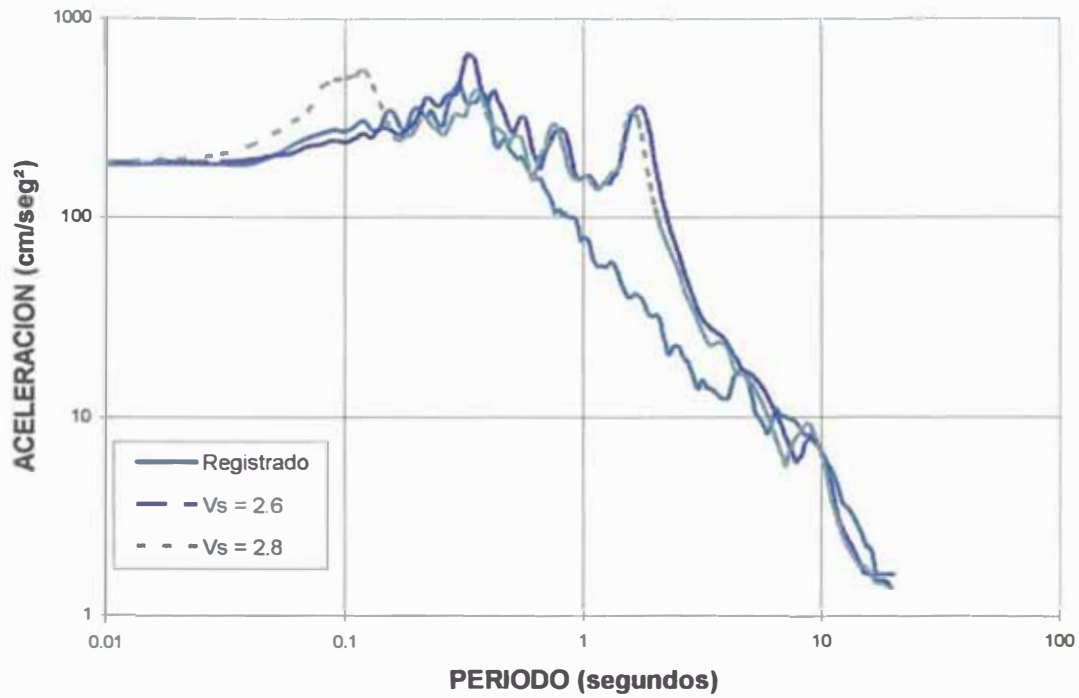


Figura 5.37 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. $V_s = 2.6$ y 2.8 km/seg.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

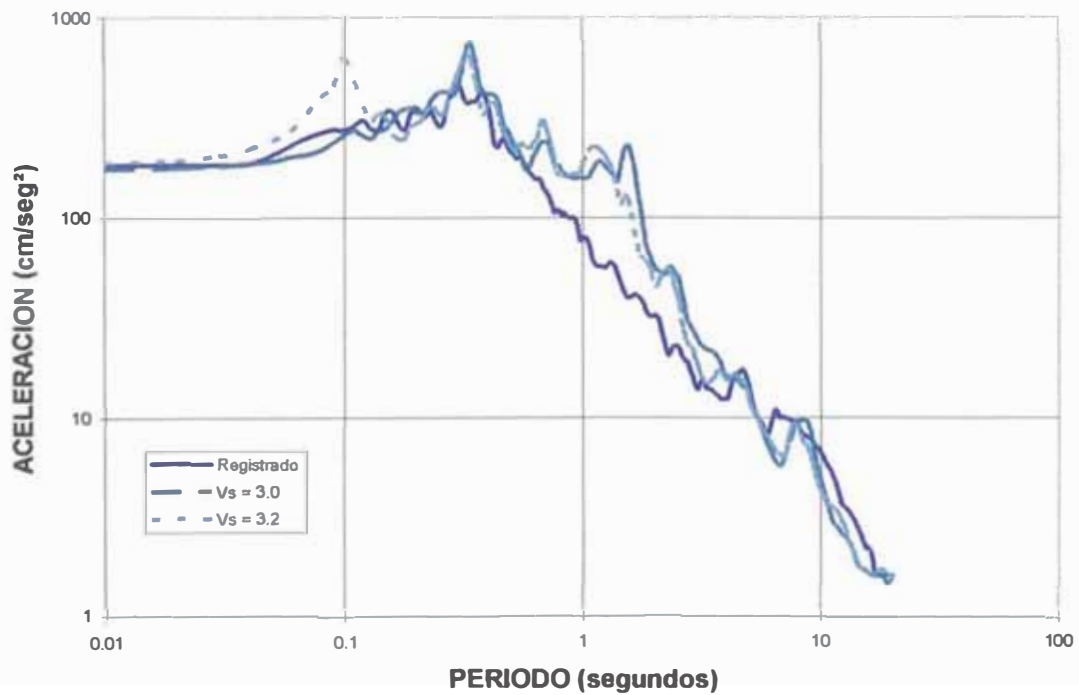


Figura 5.38 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. $V_s = 3.0$ y 3.2 km/seg.

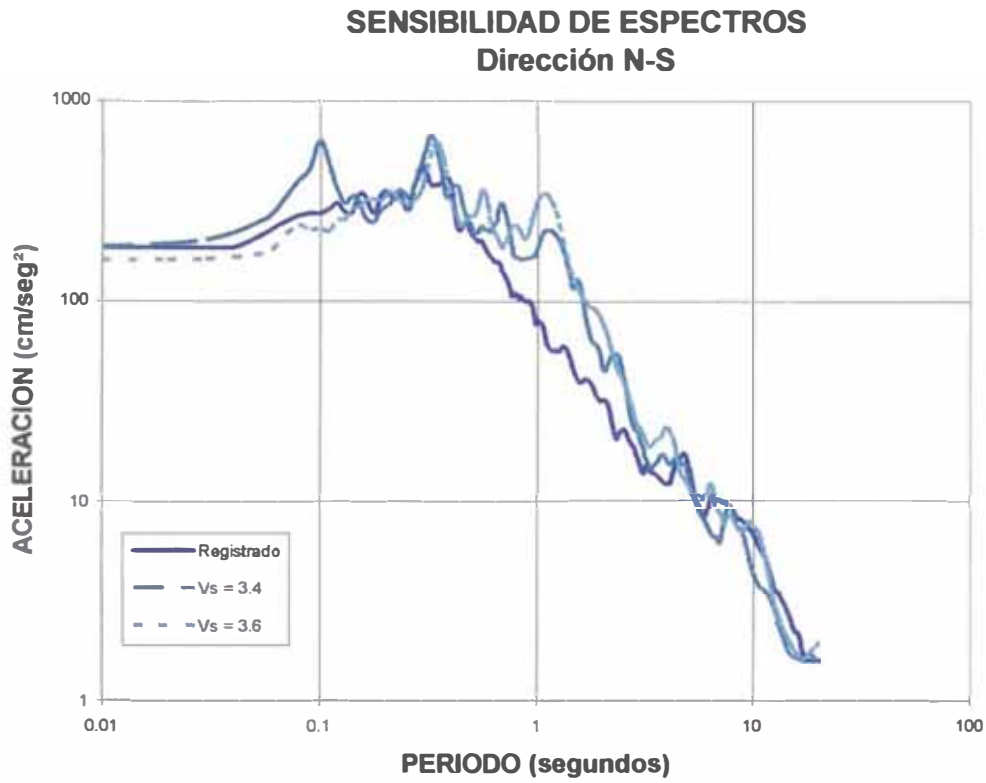


Figura 5.39 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. $V_s = 3.4$ y 3.6 km/seg.

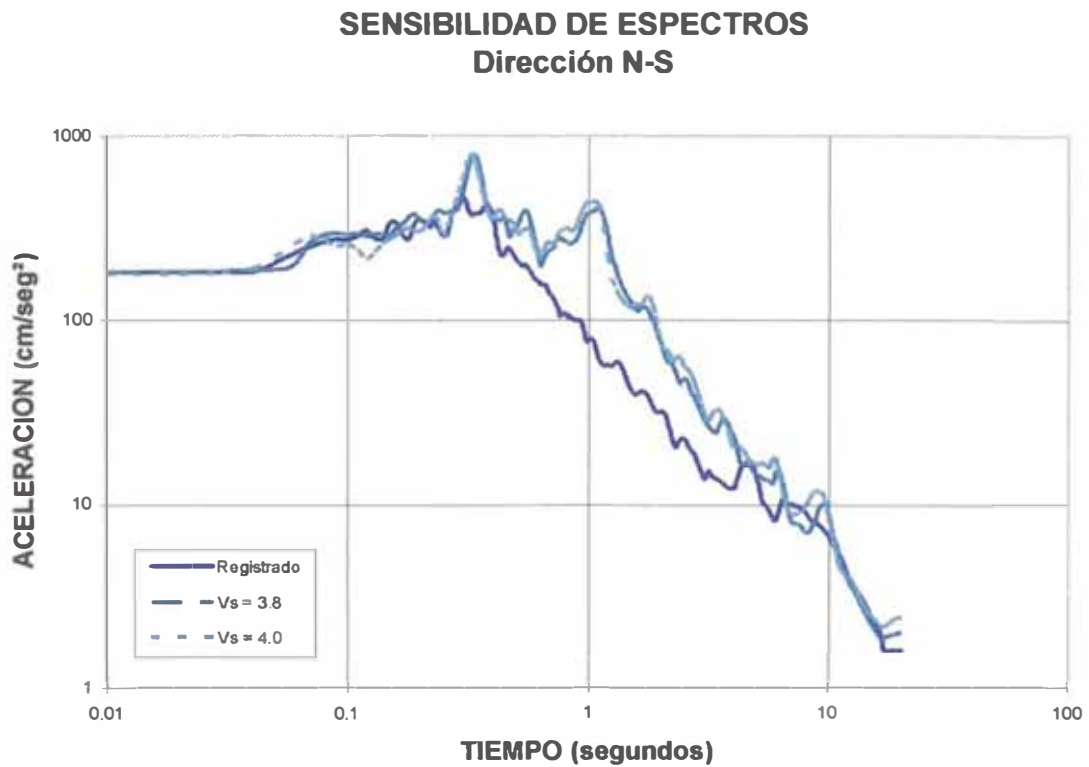


Figura 5.40 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. $V_s = 3.8$ y 4.0 km/seg.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección E-W

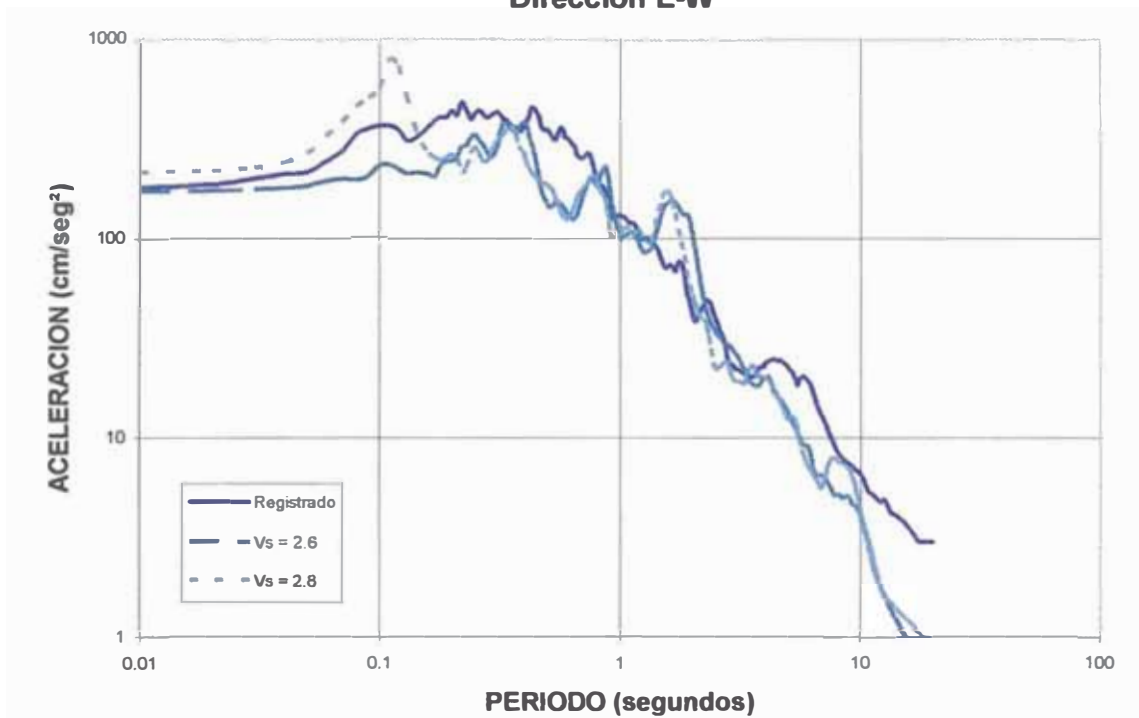


Figura 5.41 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. Vs = 2.4 y 2.6 km/seg.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección E-W

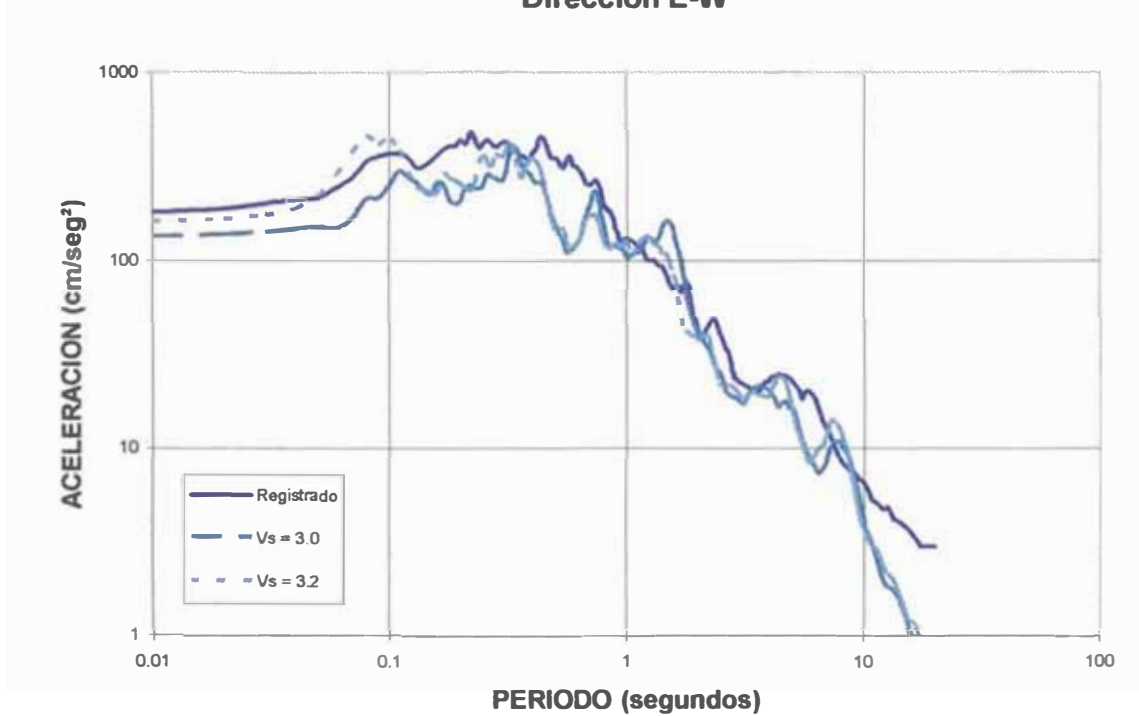


Figura 5.42 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. Vs = 3.0 y 3.2 km/seg.

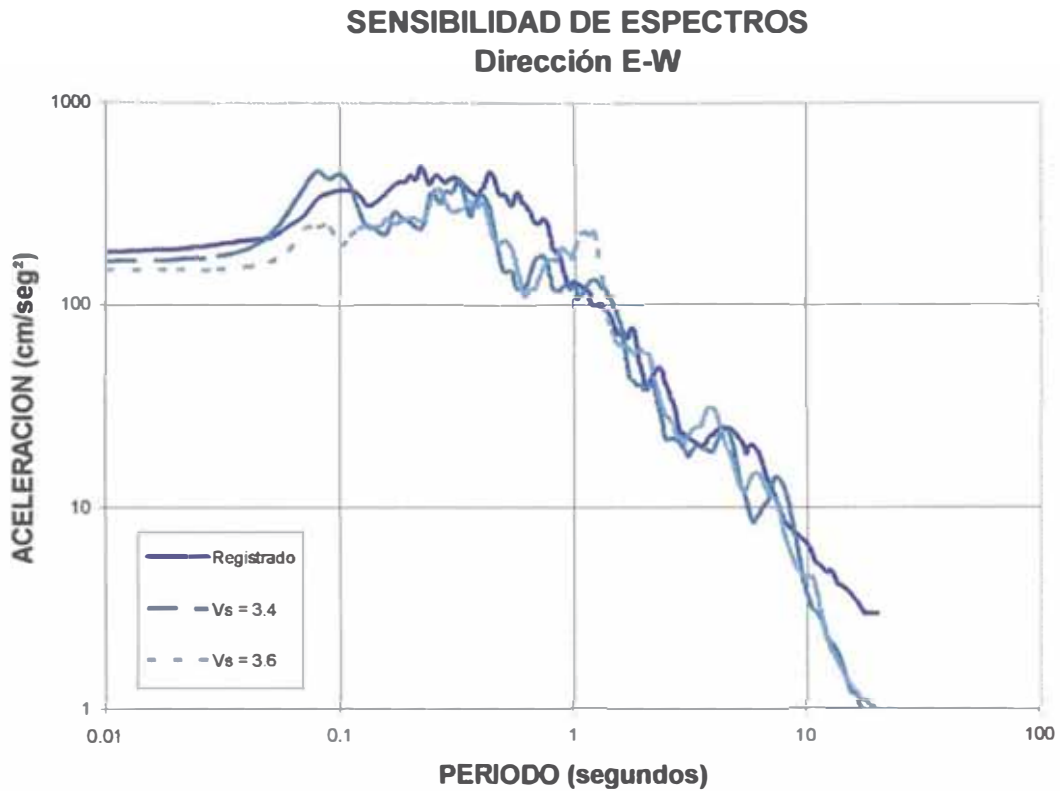


Figura 5.43 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. $V_s = 3.4$ y 3.6 km/seg.

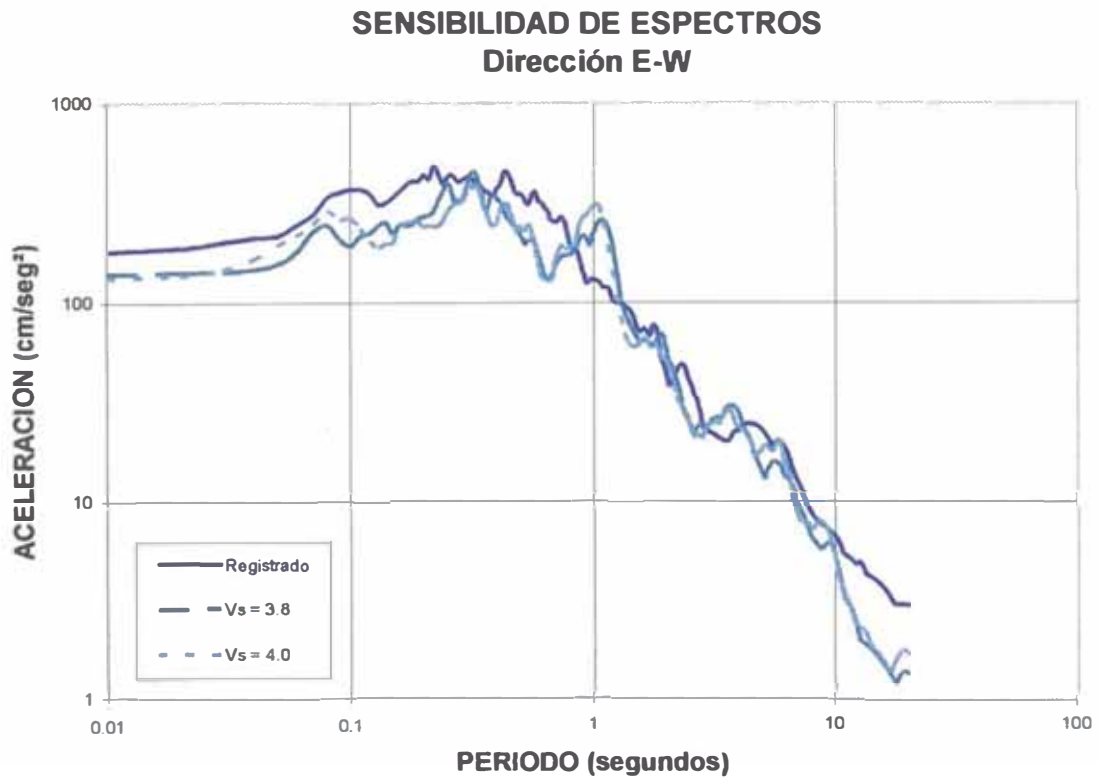


Figura 5.44 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. $V_s = 3.8$ y 4.0 km/seg.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

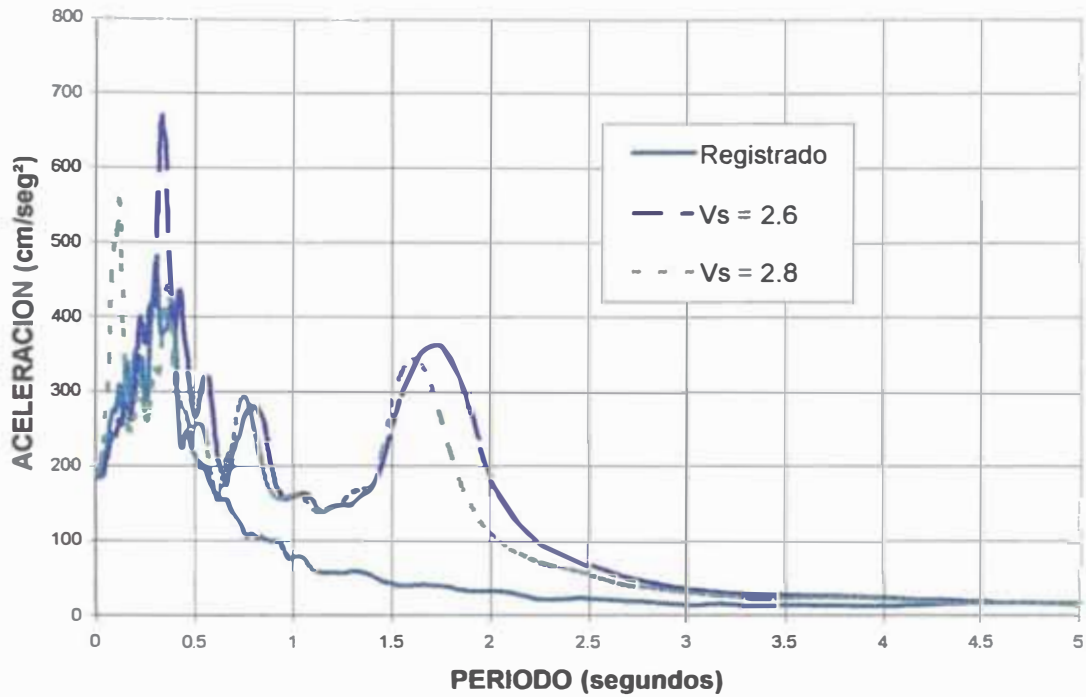


Figura 5.45 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. Vs = 2.6 y 2.8 km/seg, en escala aritmética.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

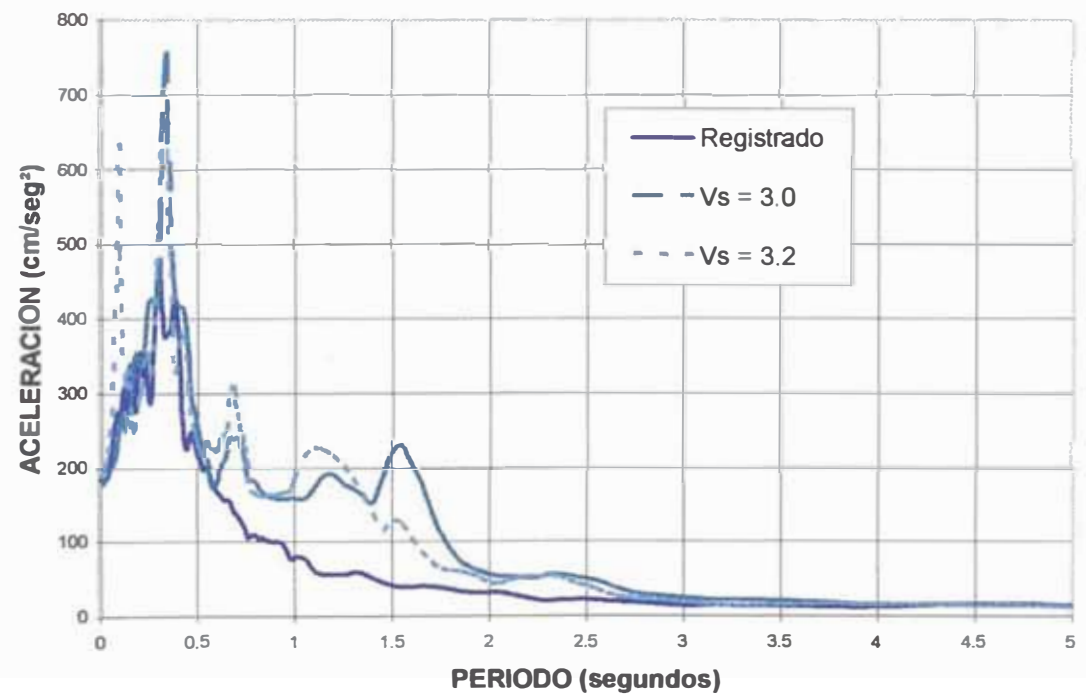


Figura 5.46 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. Vs = 3.0 y 3.2 km/seg, en escala aritmética.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

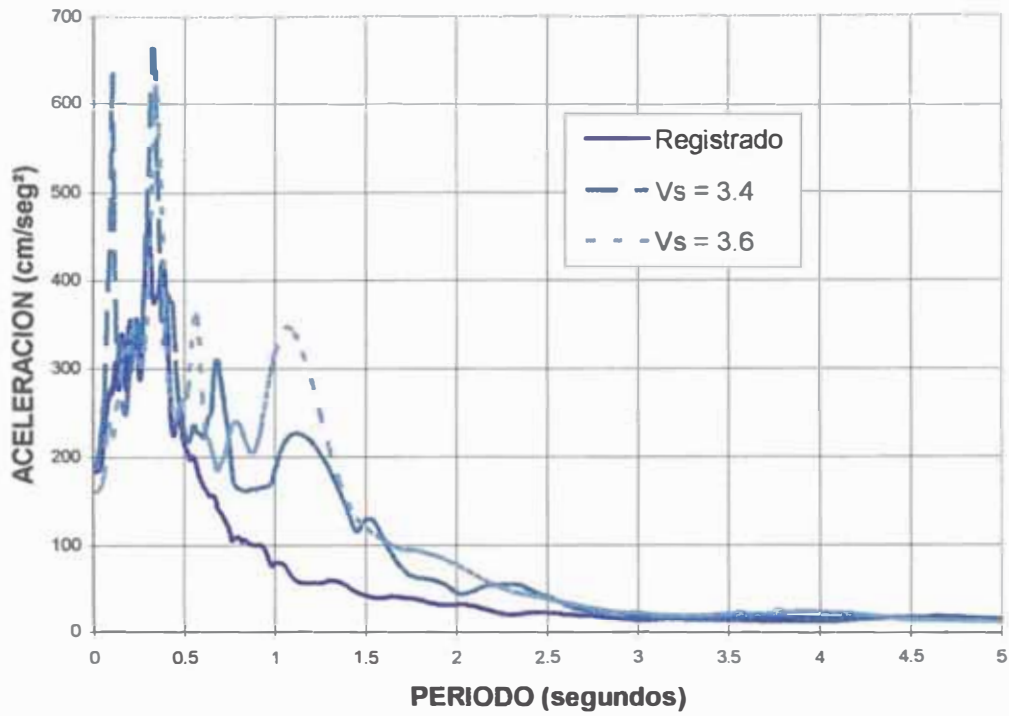


Figura 5.47 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. $V_s = 3.4$ y 3.6 km/seg, en escala aritmética.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

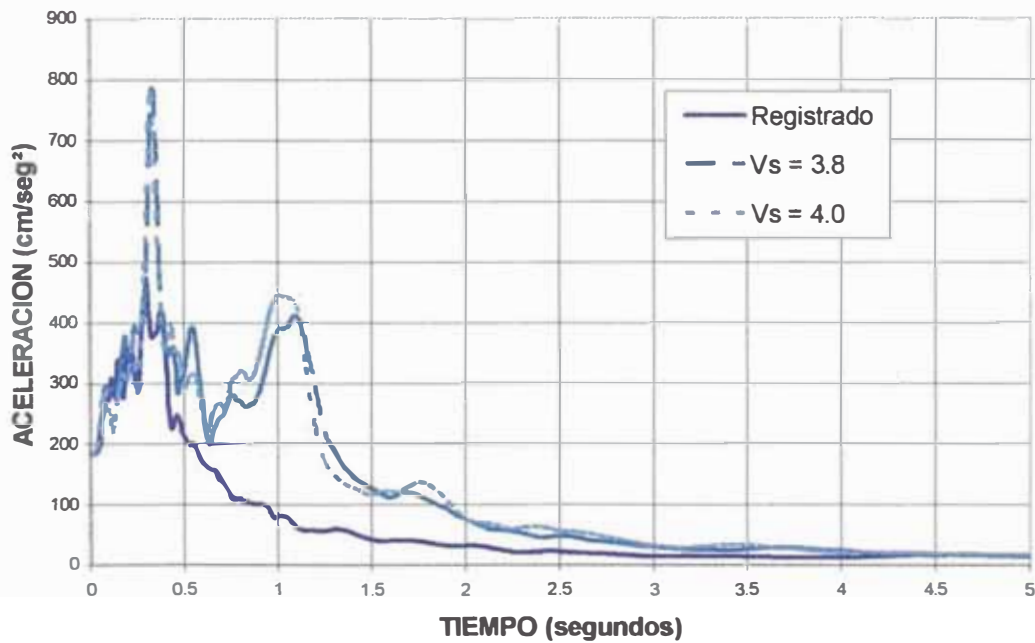


Figura 5.48 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección N-S. $V_s = 3.8$ y 4.0 km/seg, en escala aritmética.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección E-W

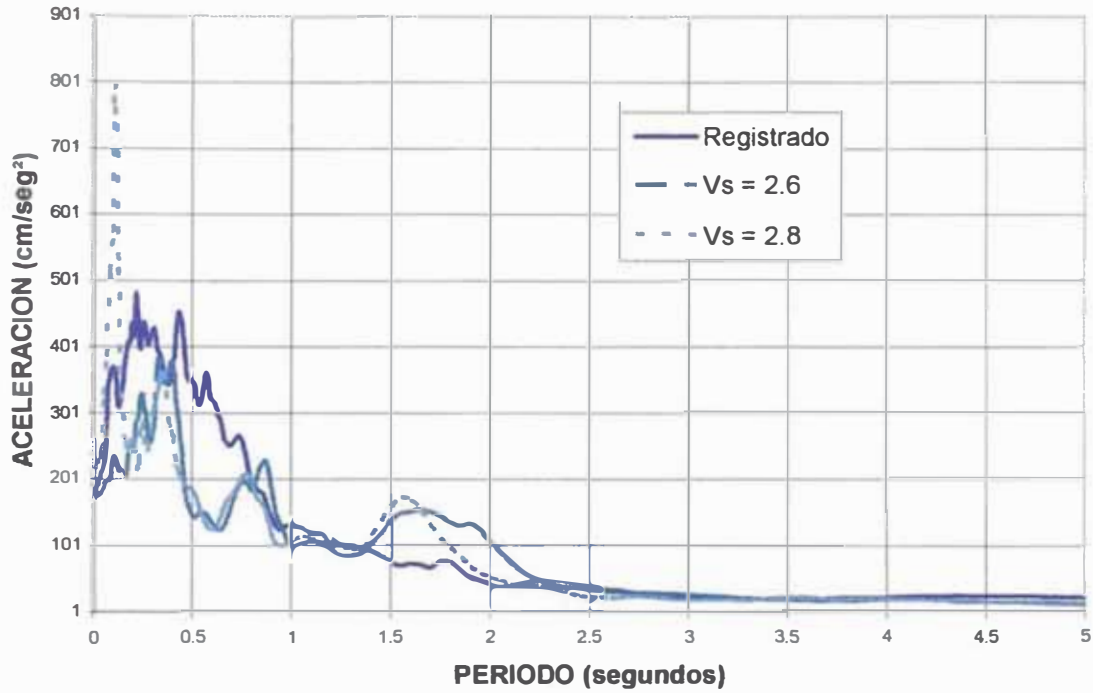


Figura 5.49 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. Vs = 2.6 y 2.8 km/seg, en escala aritmética.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección E-W

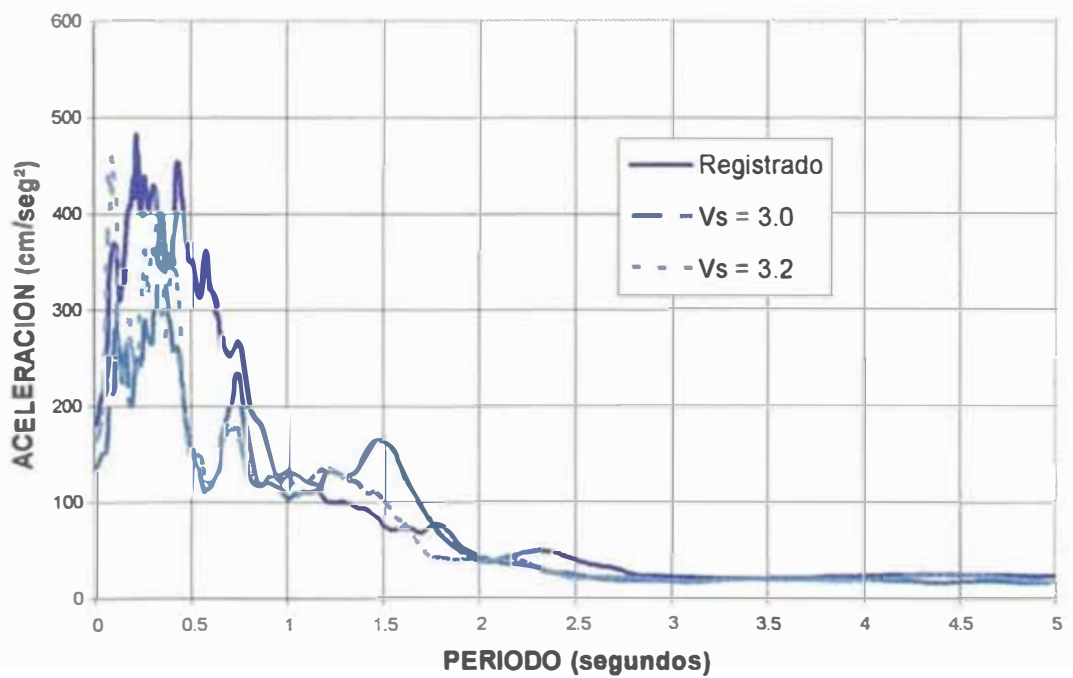


Figura 5.50 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. Vs = 3.0 y 3.2 km/seg, en escala aritmética.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección E-W

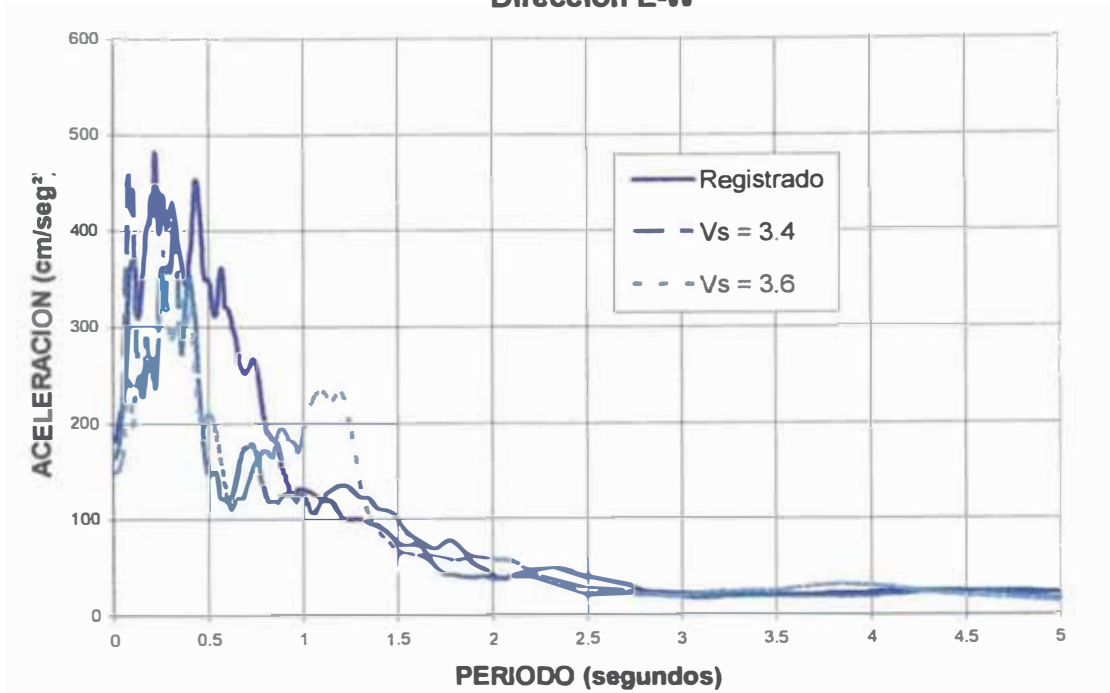


Figura 5.51 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. Vs = 3.4 y 3.6 km/seg, en escala aritmética.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección E-W

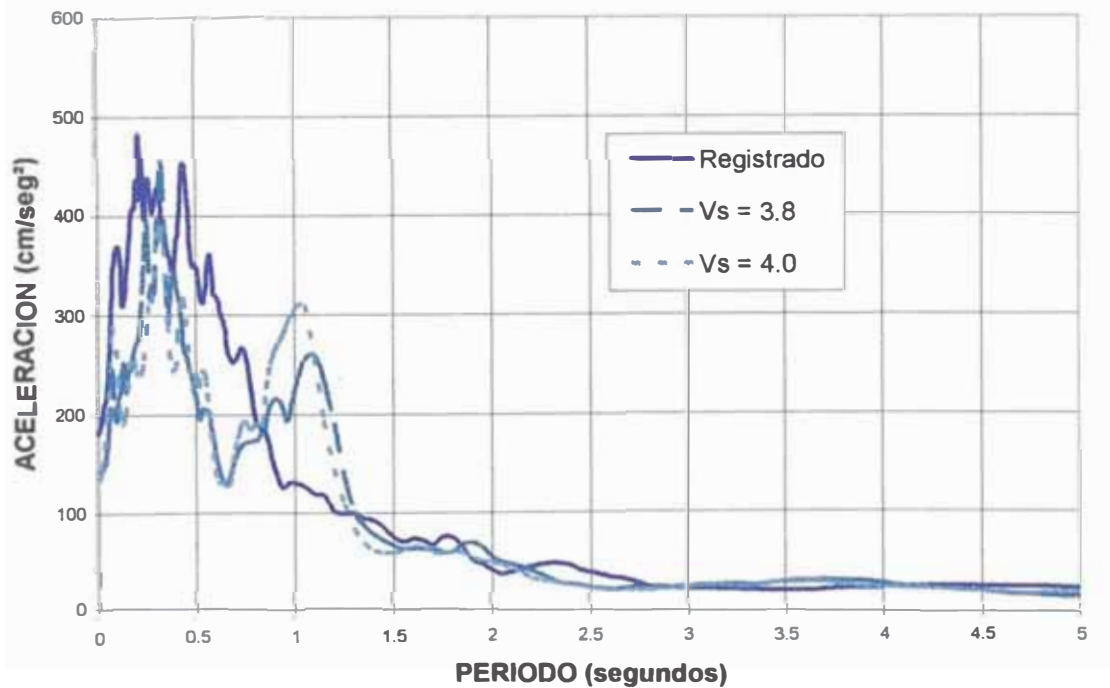


Figura 5.52 Comparación de Espectro de Respuesta en la dirección E-W. Vs = 3.8 y 4.0 km/seg, en escala aritmética.

PLANO 1

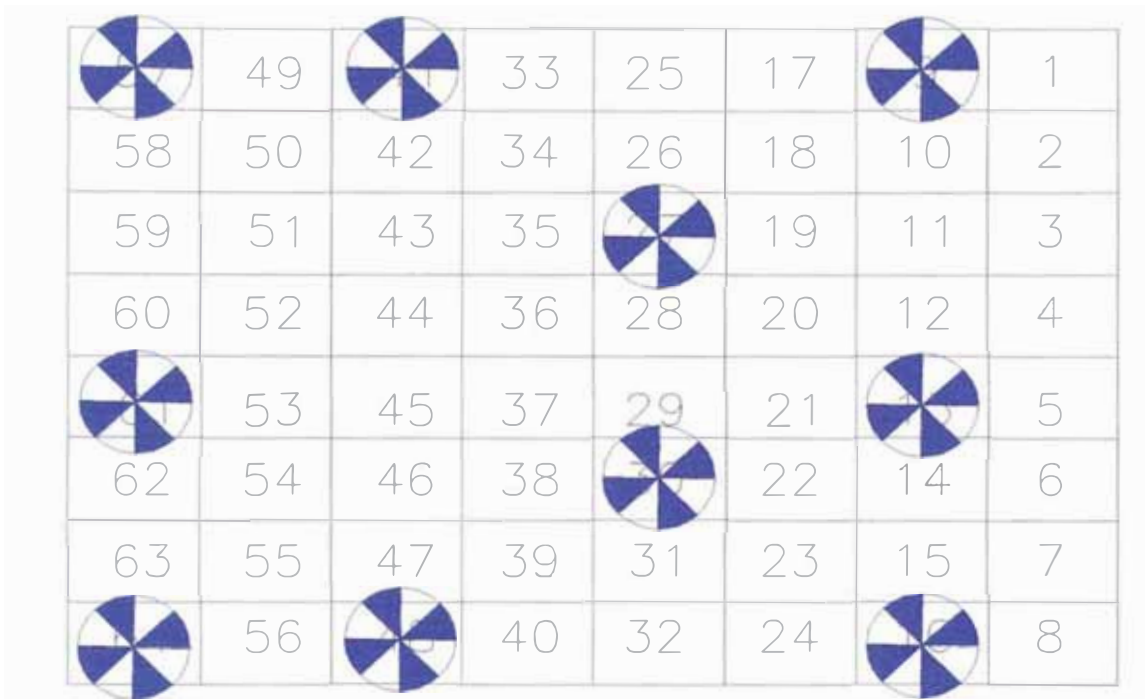


Figura 5.53 Análisis de sensibilidad con respecto a la posición del punto de inicio de ruptura. En este caso se han elegido a los elementos 13, 16, 27, 30, 41, 48, 57, 61 y 64 como puntos de inicio de ruptura.

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS

Dirección N-S, P.R. = 13

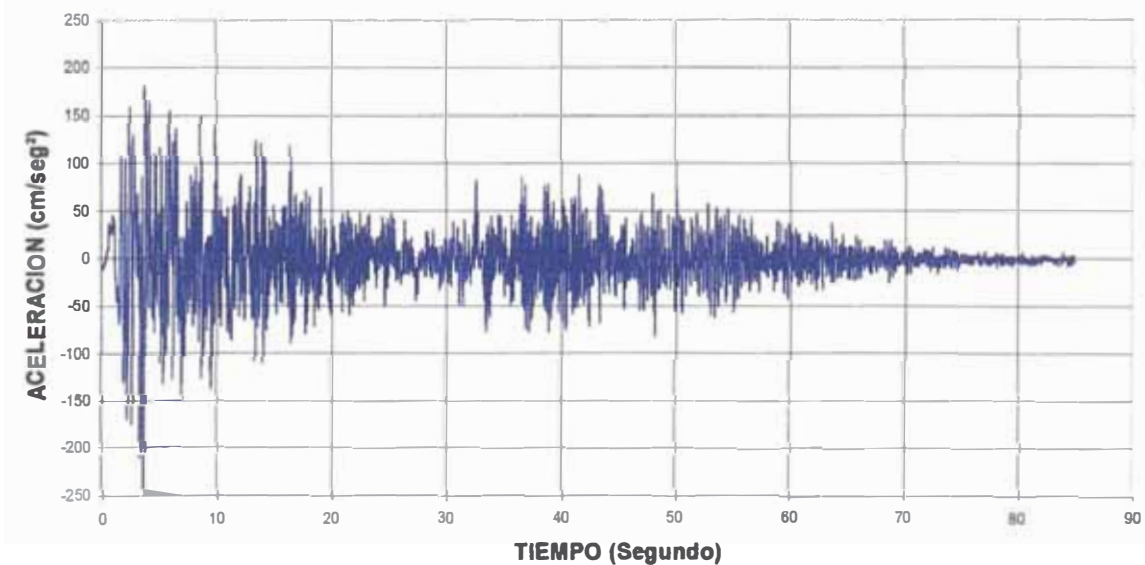


Figura 5.54 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 13. Aceleración máxima = 213 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 16

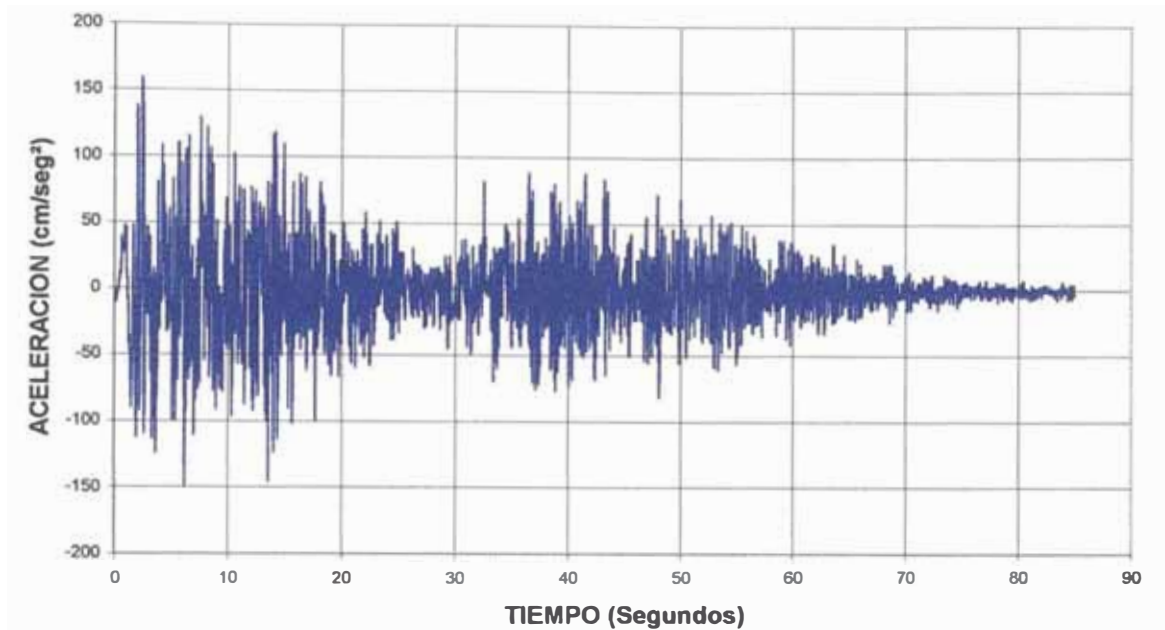


Figura 5.55 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 16. Aceleración máxima = 158 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 27

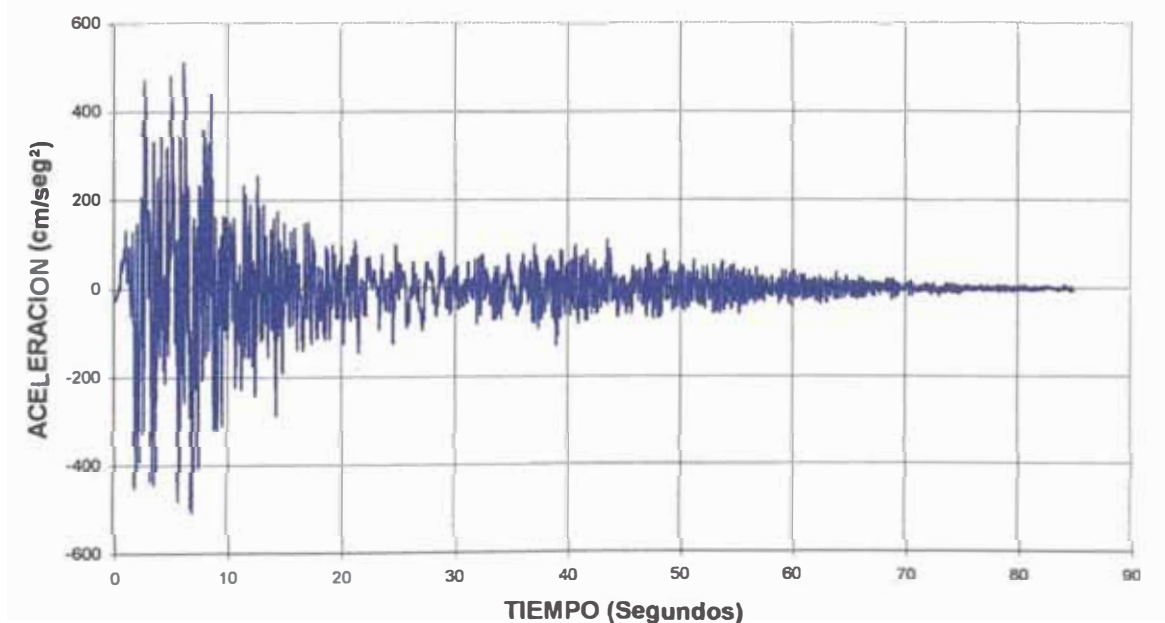


Figura 5.56 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 27. Aceleración máxima = 511 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 30

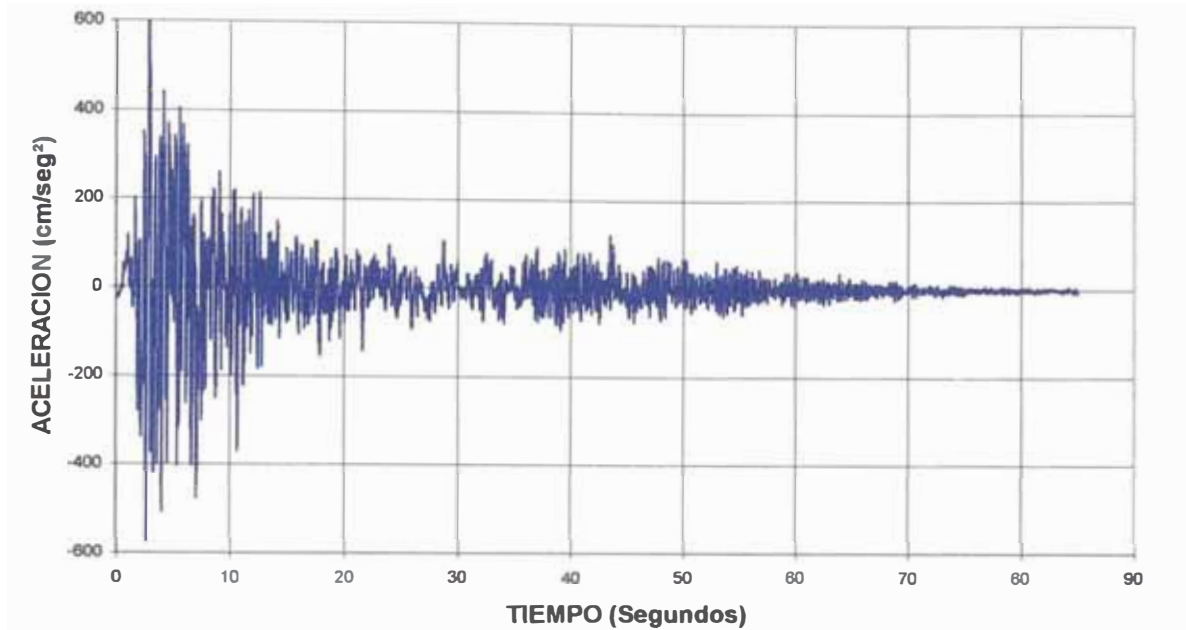


Figura 5.57 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 30. Aceleración máxima = 578 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 41

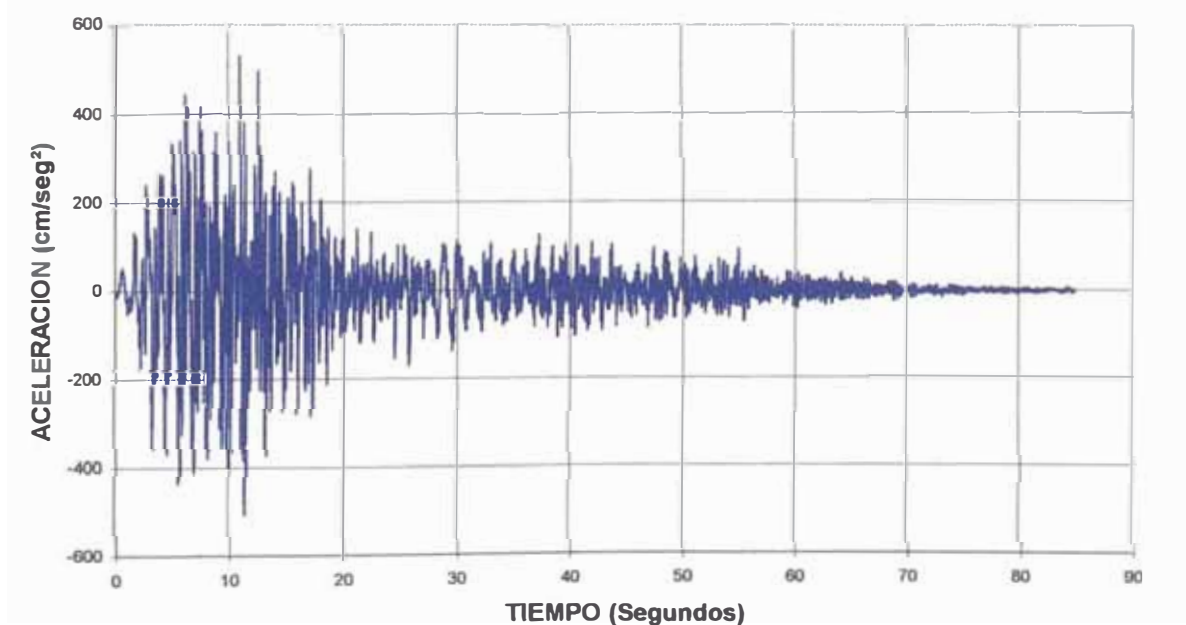


Figura 5.58 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 41. Aceleración máxima = 531 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 48

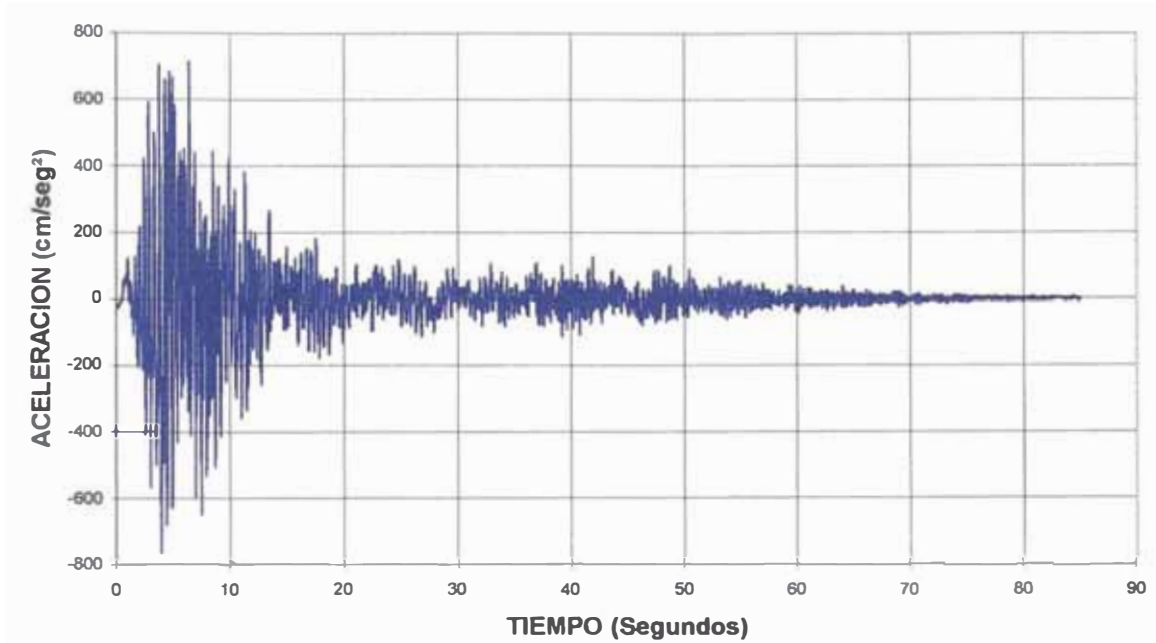


Figura 5.59 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 48. Aceleración máxima = 762 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 57

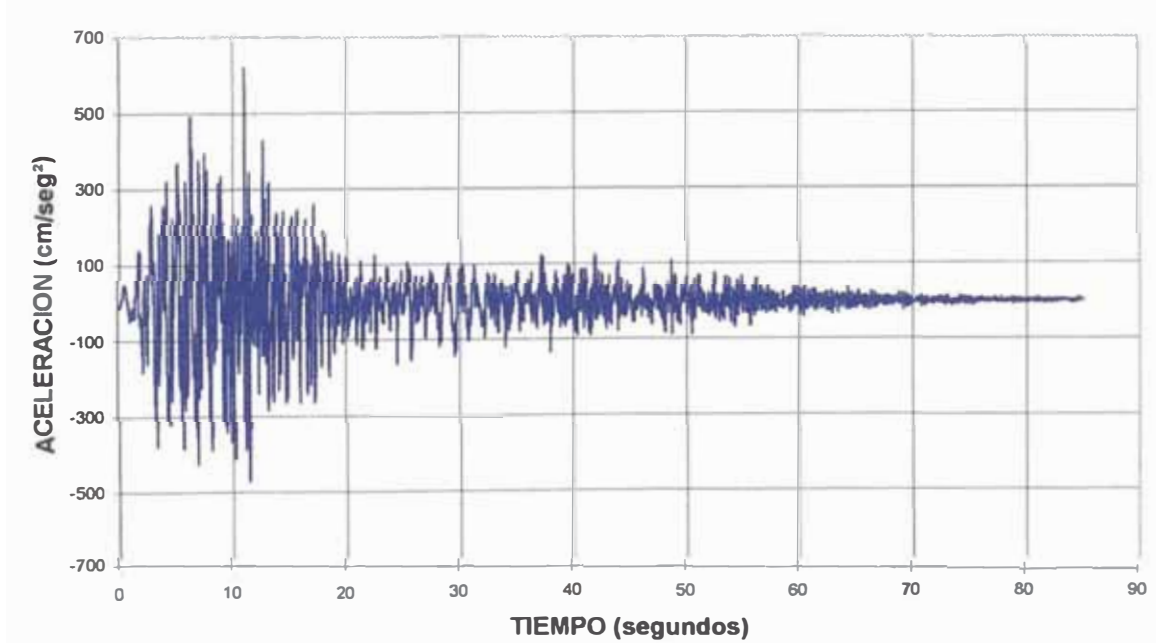


Figura 5.60 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 57. Aceleración máxima = 616 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 61

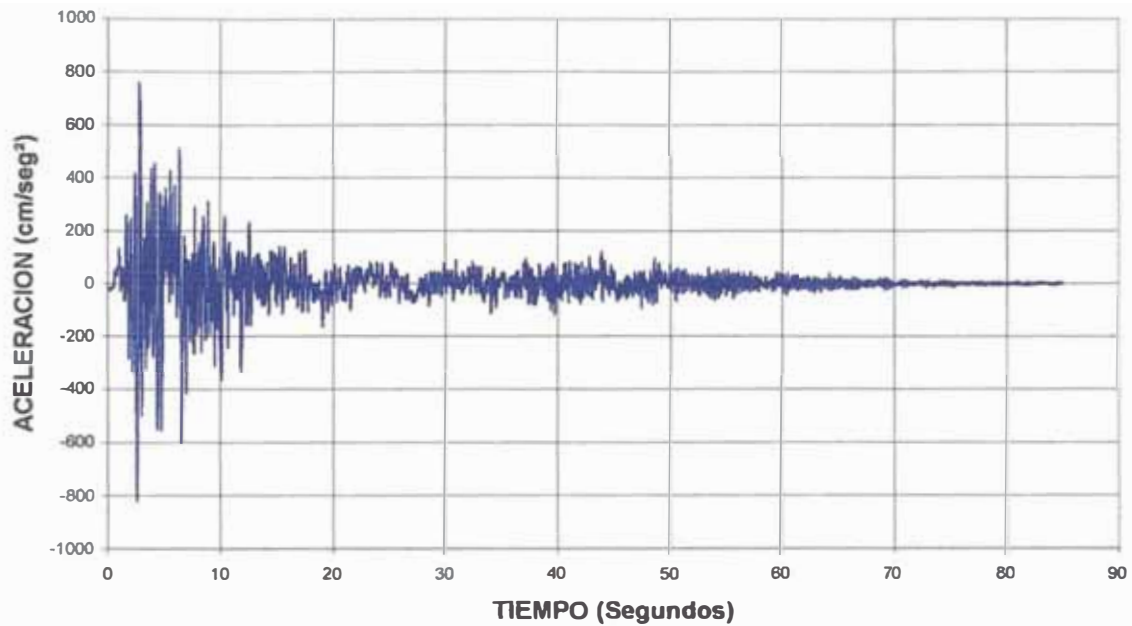


Figura 5.61 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 61. Aceleración máxima = 820 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección N-S, P.R. = 64

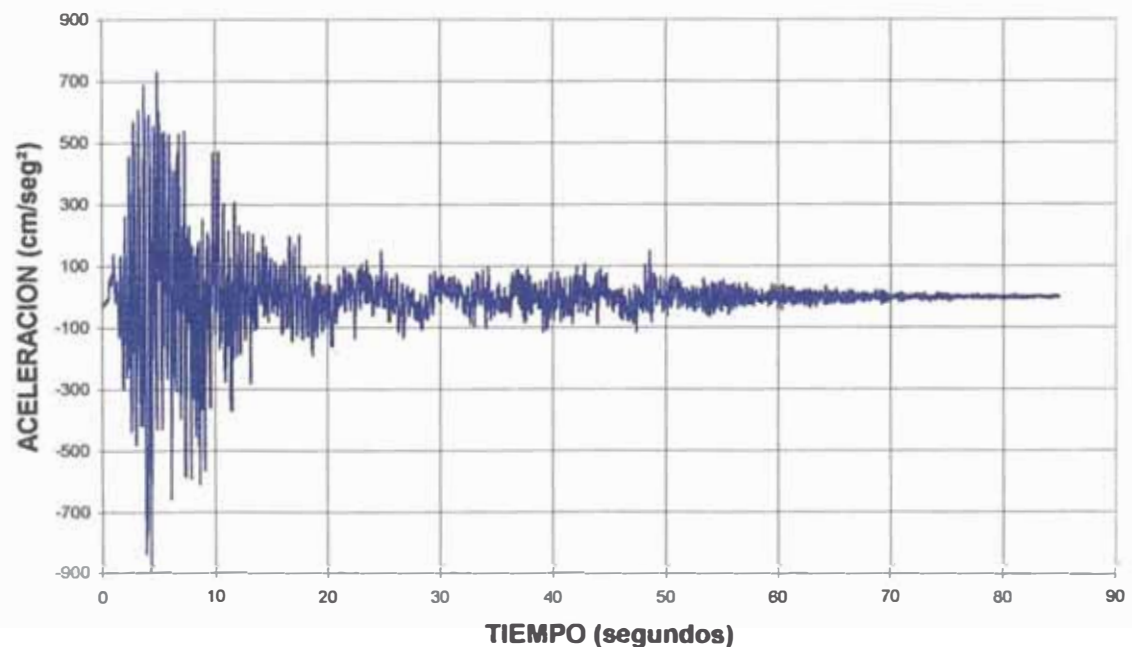


Figura 5.62 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección N-S asumiendo punto de ruptura en el elemento 64. Aceleración máxima = 834 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 13

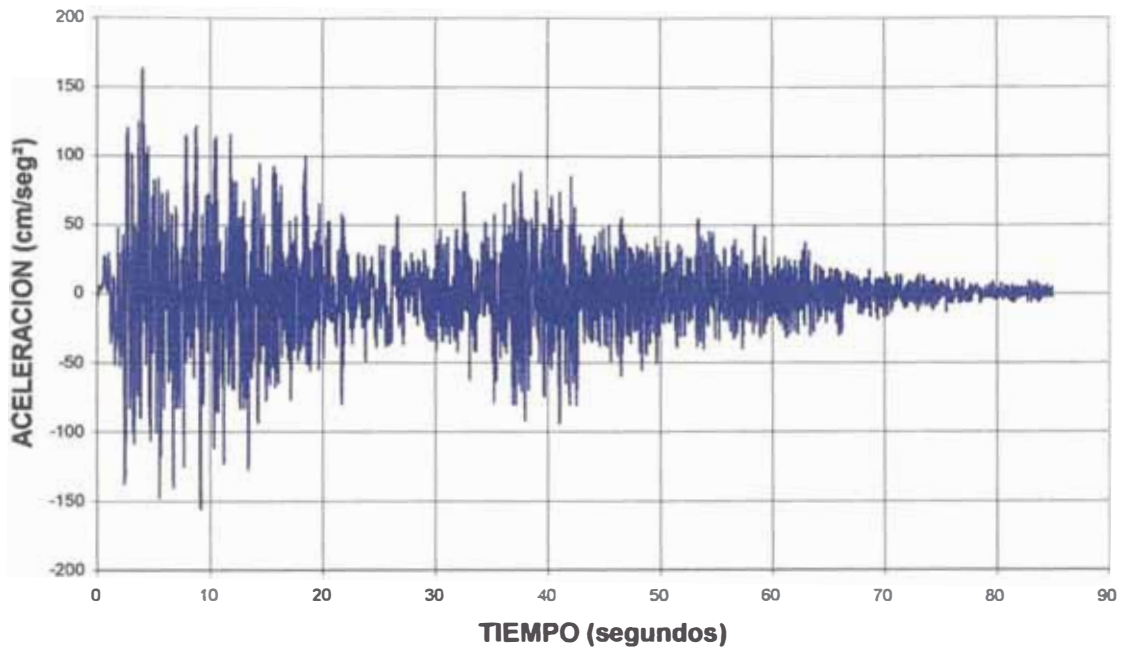


Figura 5.63 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 13. Aceleración máxima = 162 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 16

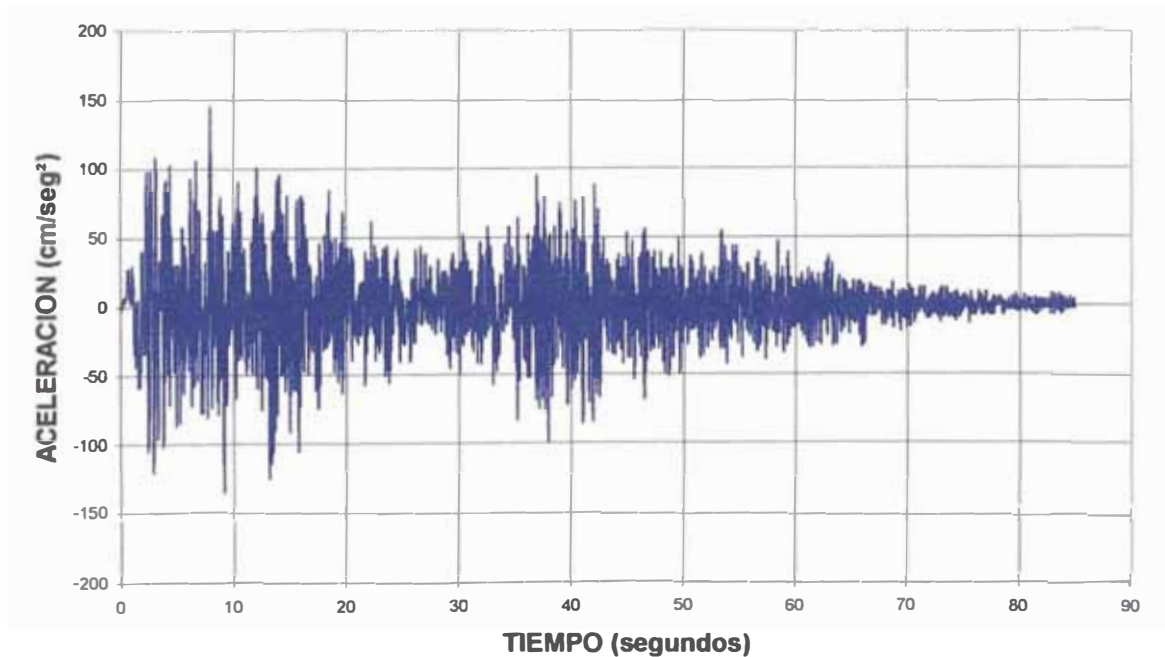


Figura 5.64 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 16. Aceleración máxima = 143 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 27

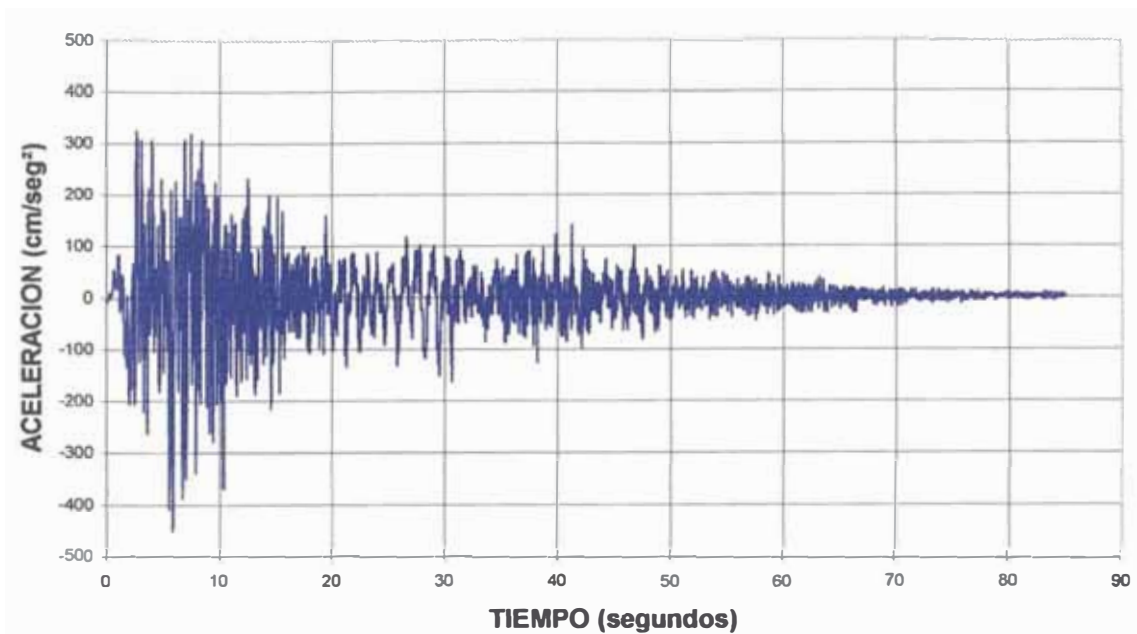


Figura 5.65 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 27. Aceleración máxima = 449 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 30

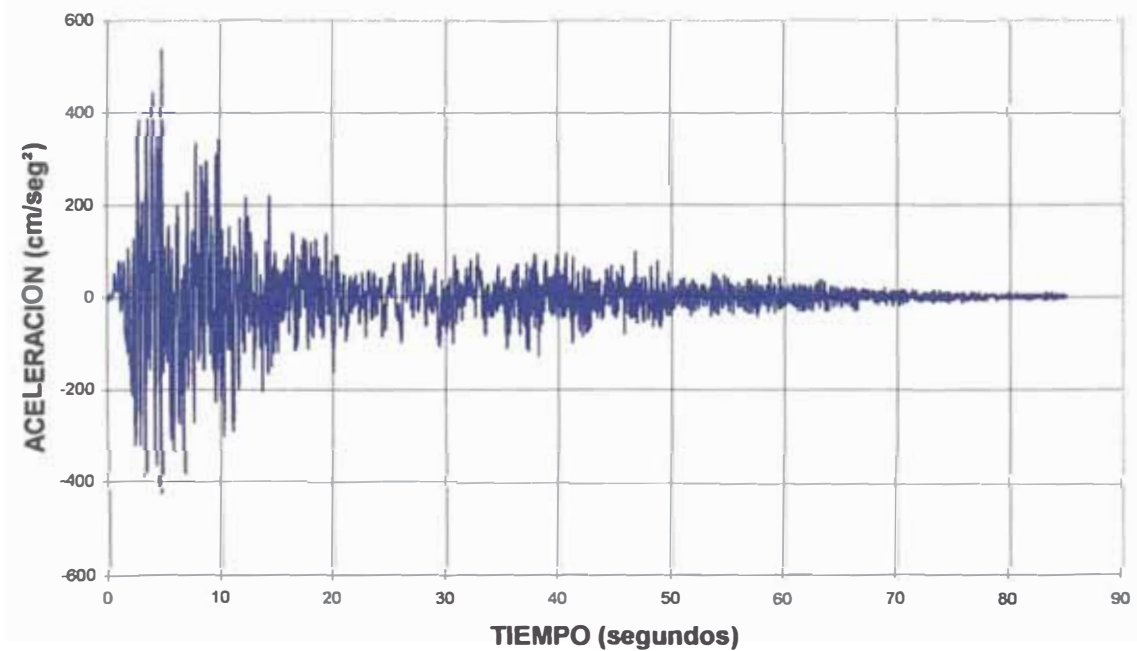


Figura 5.66 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 30. Aceleración máxima = 534 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 41

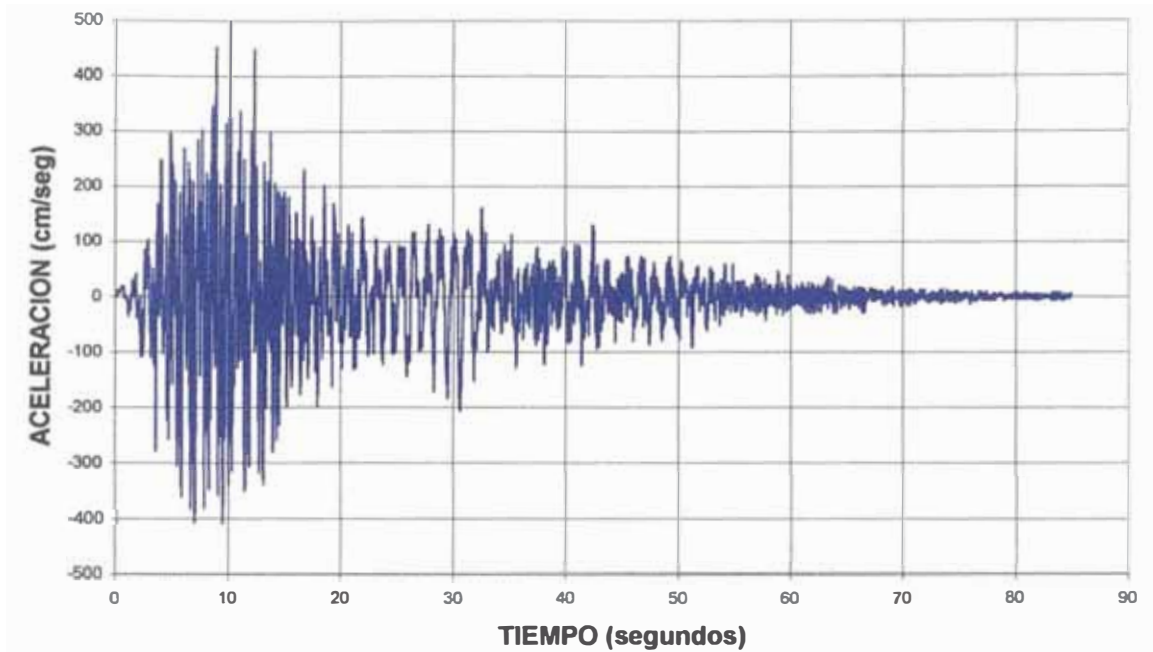


Figura 5.67 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 41. Aceleración máxima = 452 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 48

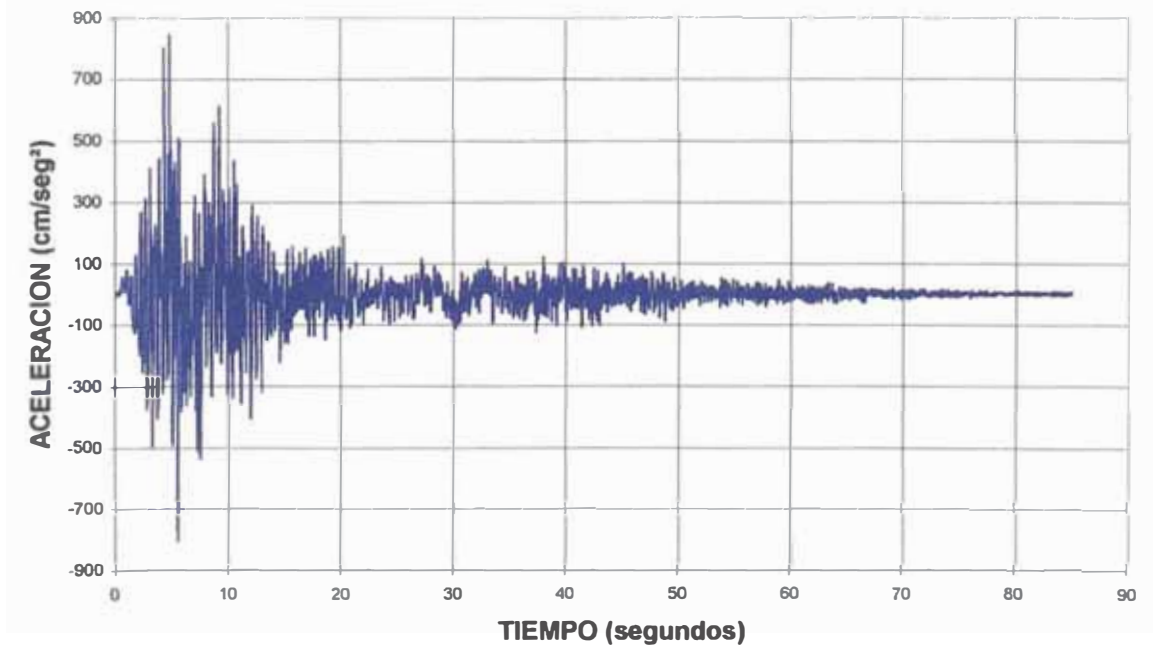


Figura 5.68 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 48. Aceleración máxima = 842 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 57

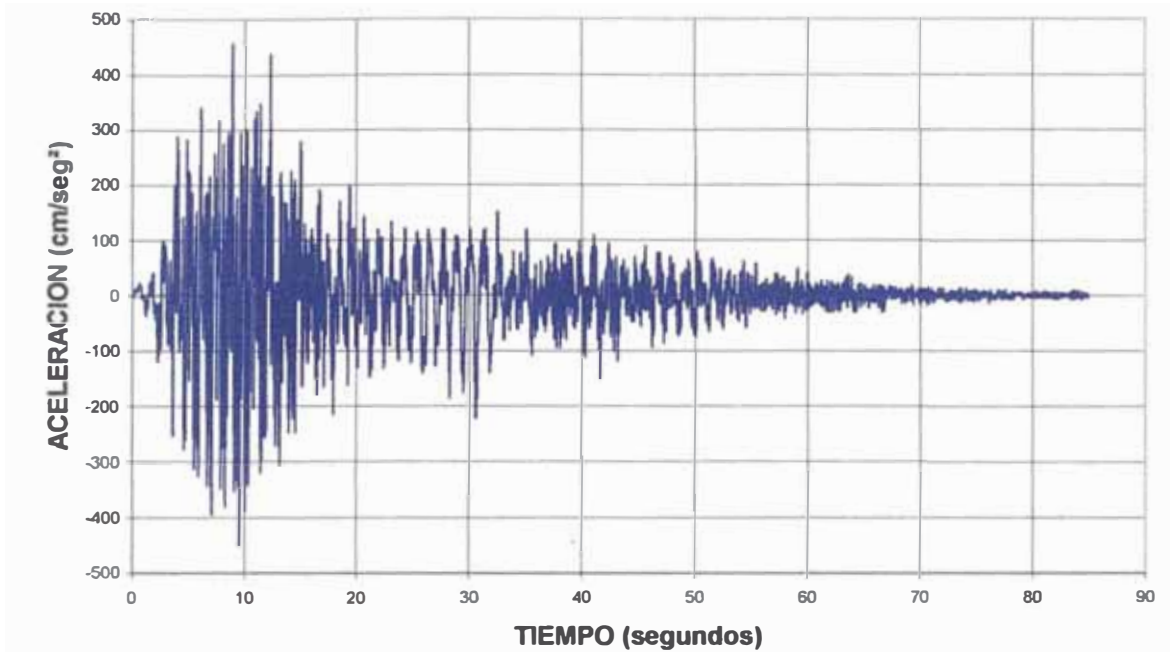


Figura 5.69 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 57. Aceleración máxima = 454 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 61

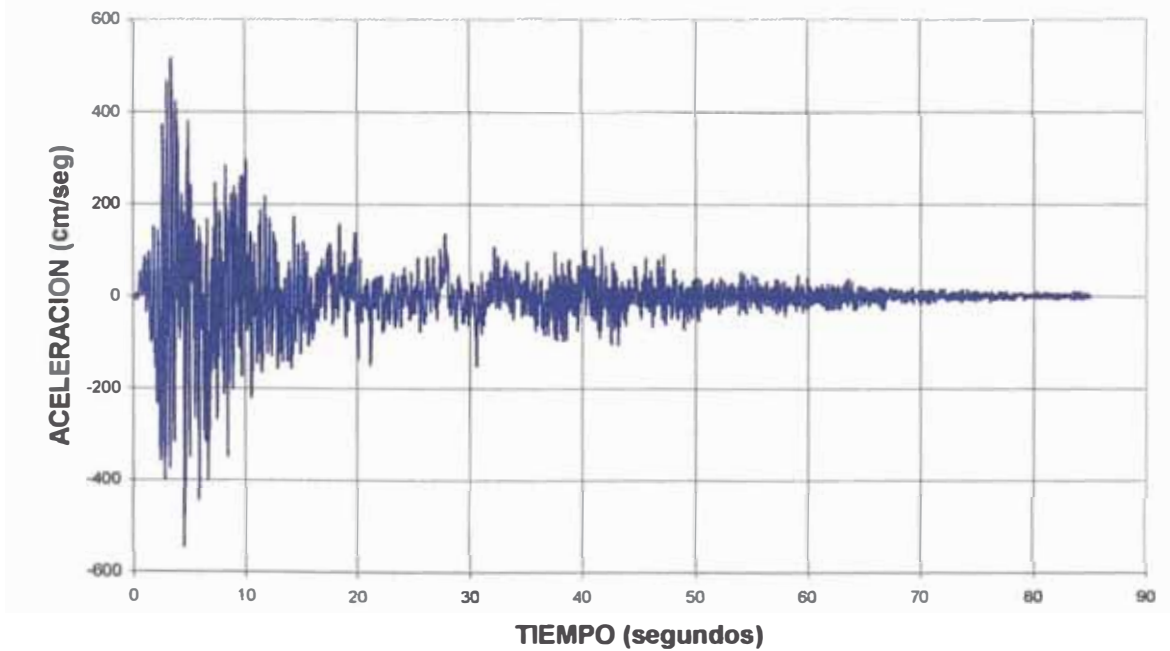


Figura 5.70 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 61. Aceleración máxima = 544 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ACELEROGRAMAS
Dirección E-W, P.R. = 64

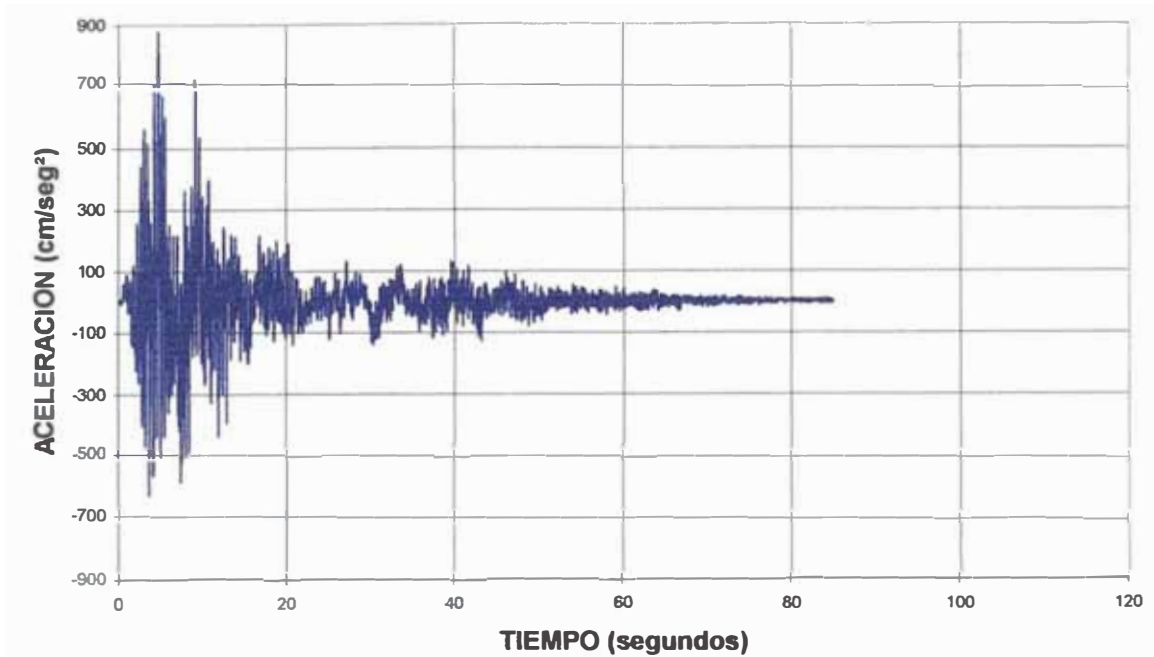


Figura 5.71 Tiempo historia de aceleración simulada en la dirección E-W asumiendo punto de ruptura en el elemento 64. Aceleración máxima = 879 cm/seg².

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

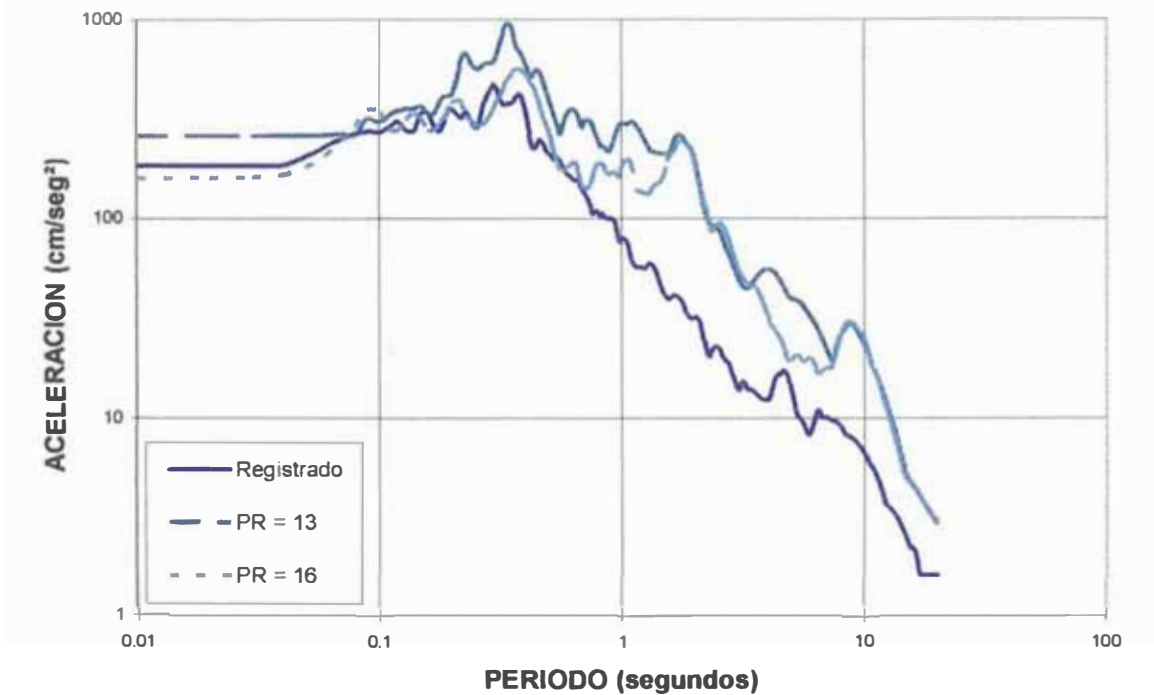


Figura 5.72 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Puntos de ruptura en los elementos 13 y 16.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección N-S

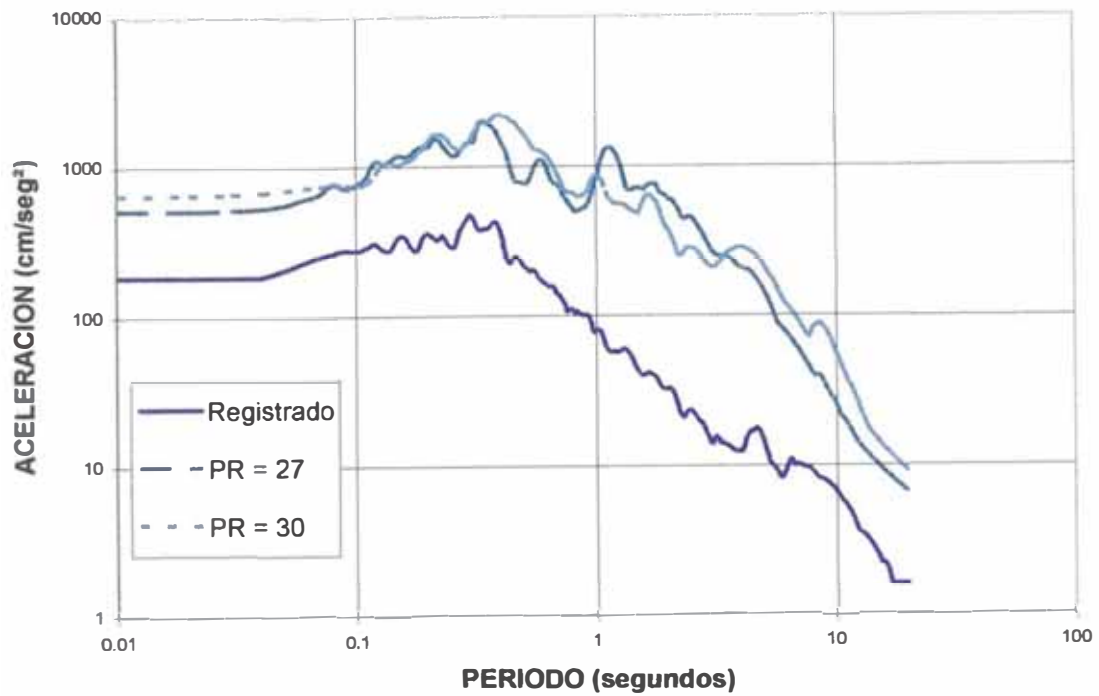


Figura 5.73 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Puntos de ruptura en los elementos 27 y 30.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección N-S

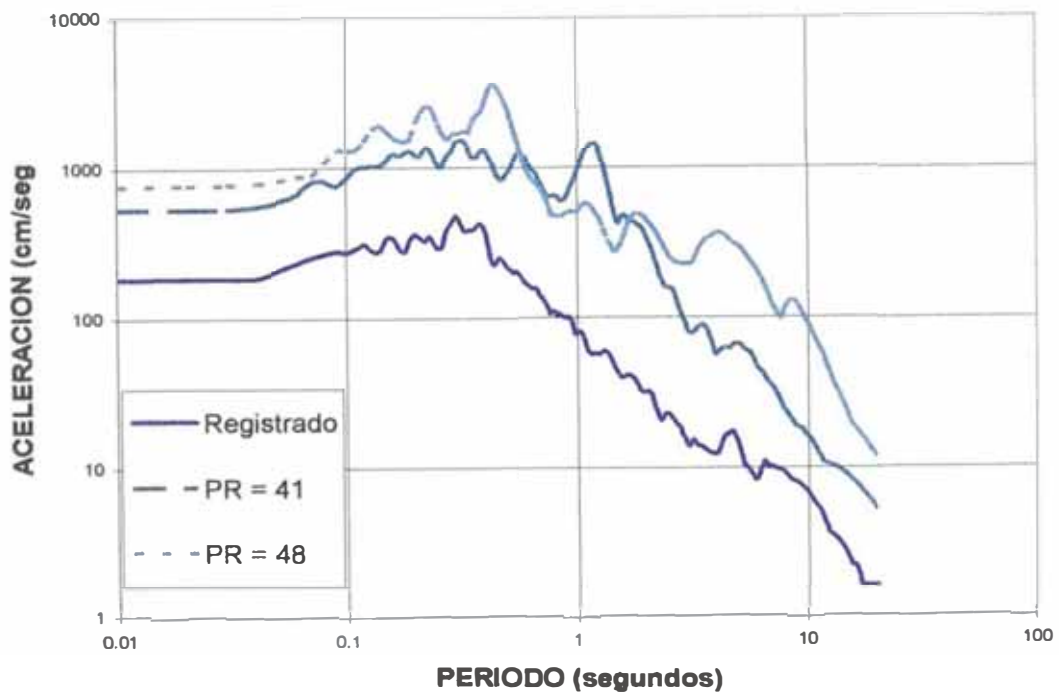


Figura 5.74 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Puntos de Ruptura en los elementos 41 y 48.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección N-S

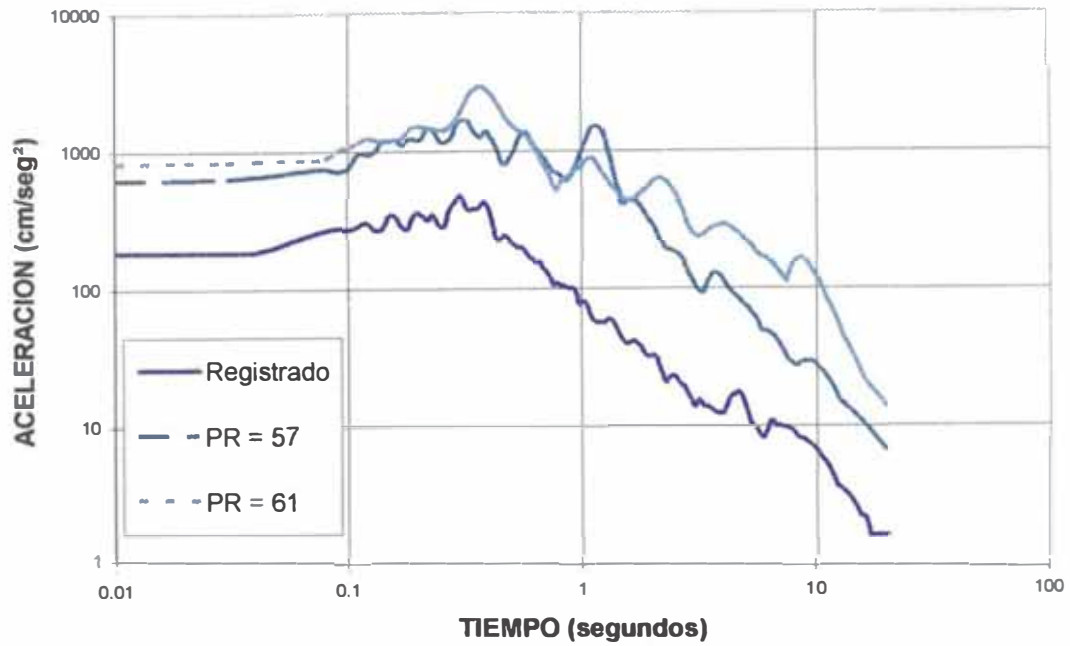


Figura 5.75 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Puntos de Ruptura en los elementos 57 y 61.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección E-W

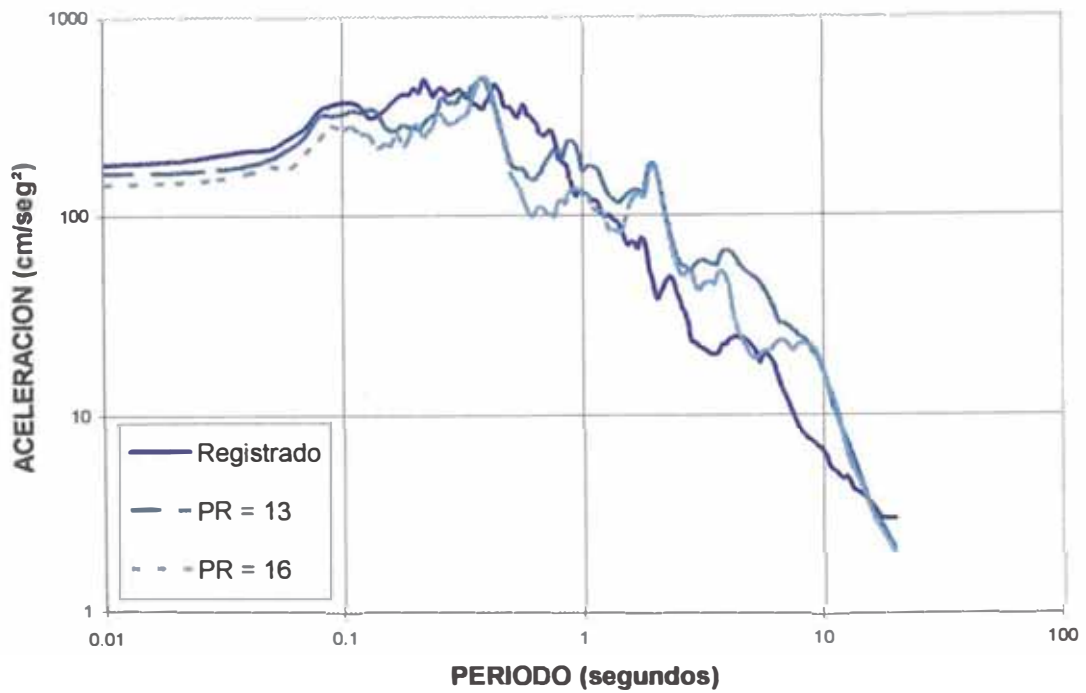


Figura 5.76 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Puntos de Ruptura en los elementos 13 y 16.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección E-W

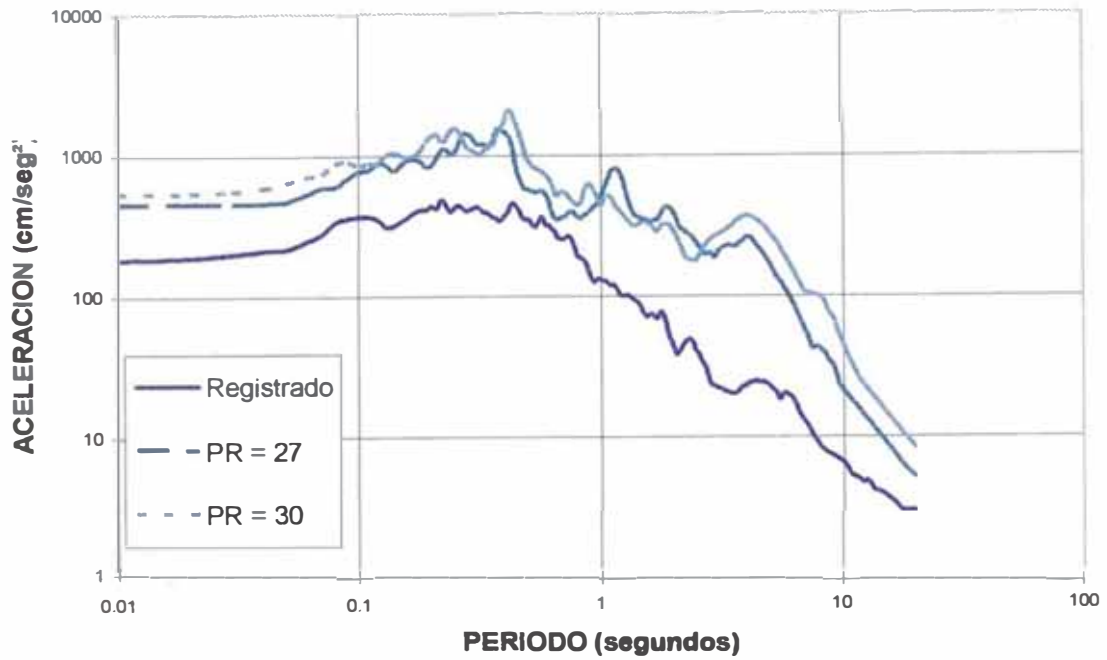


Figura 5.77 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Puntos de Ruptura en los elementos 27 y 30.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección E-W

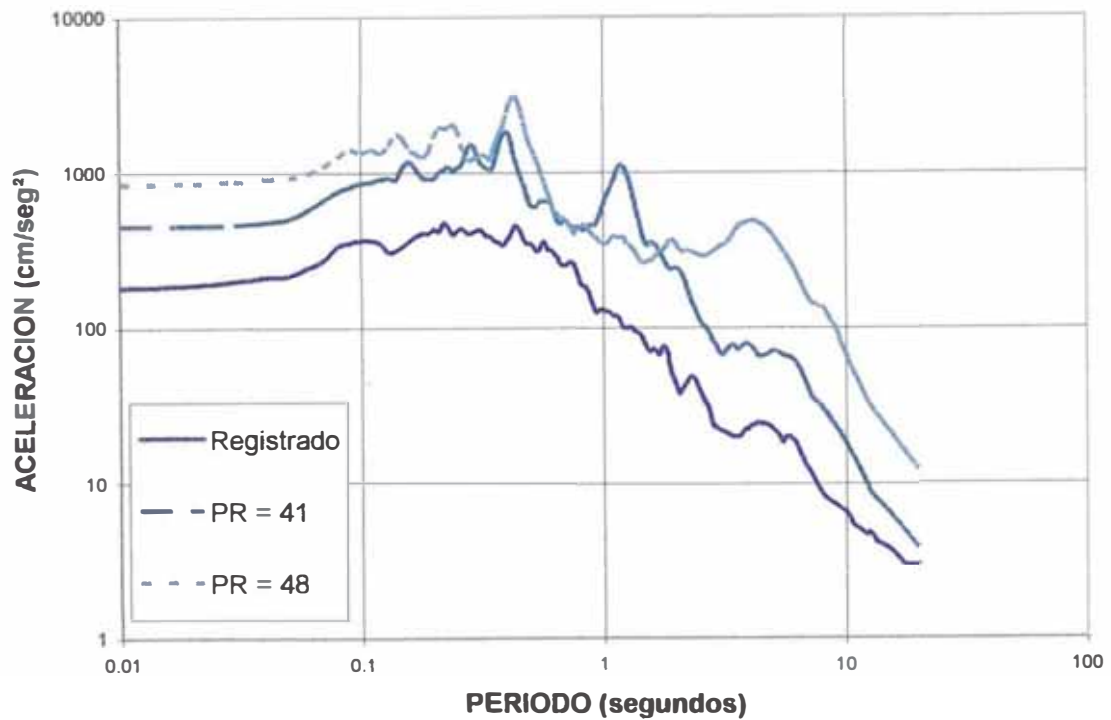


Figura 5.78 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Puntos de Ruptura en los elementos 41 y 48.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección E-W

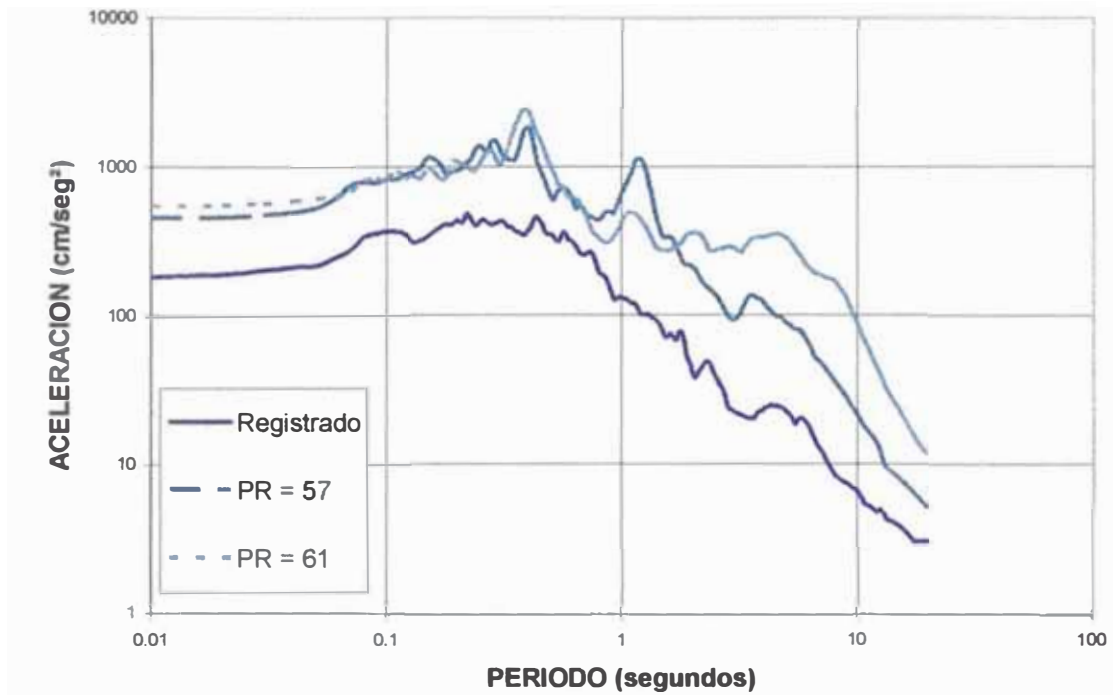


Figura 5.79 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Puntos de Ruptura en los elementos 57 y 61.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección N-S

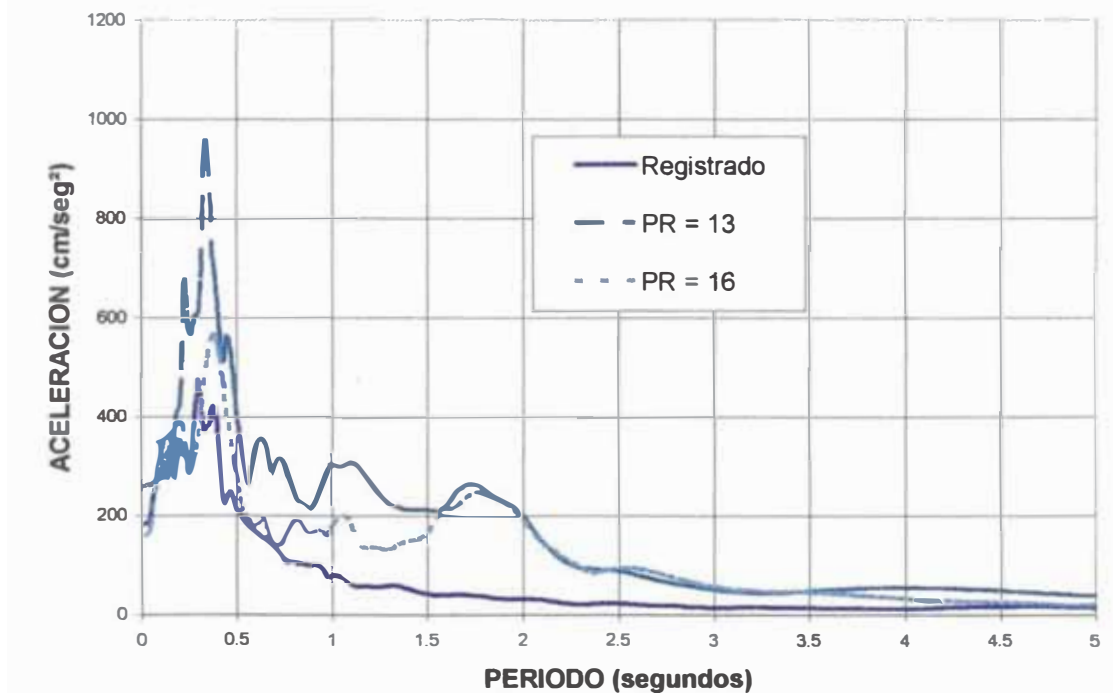


Figura 5.80 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 13 y 16.

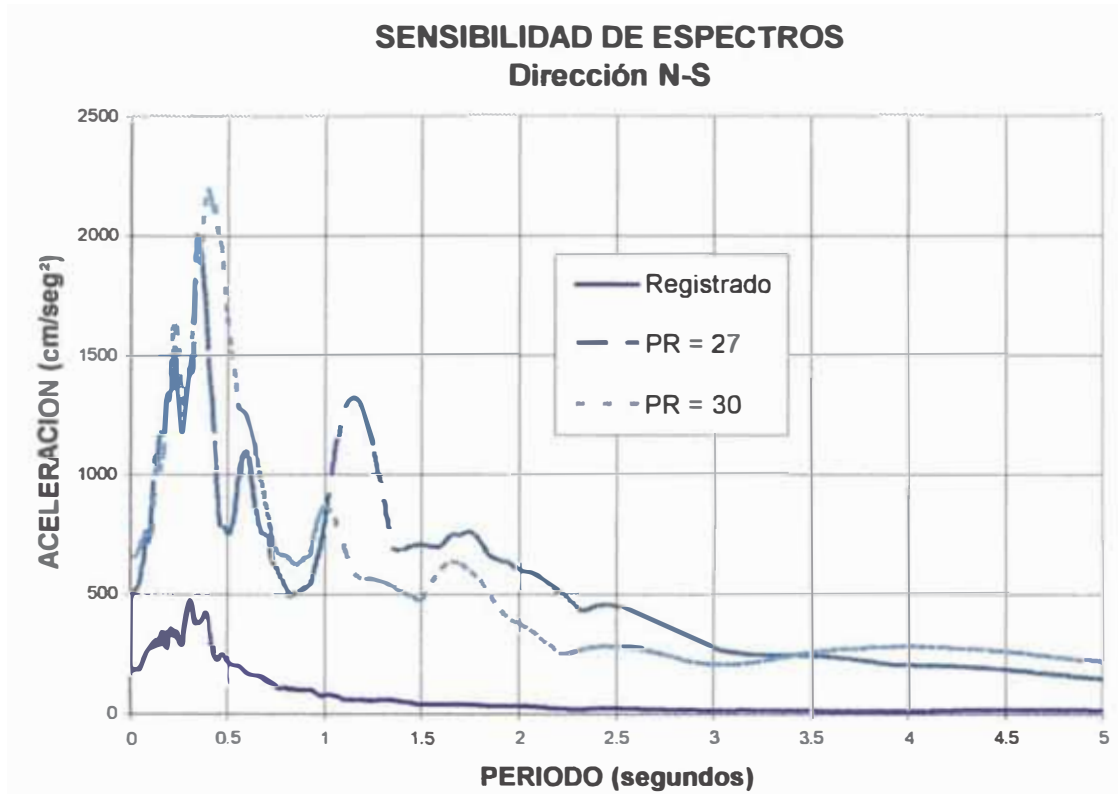


Figura 5.81 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 27 y 30.

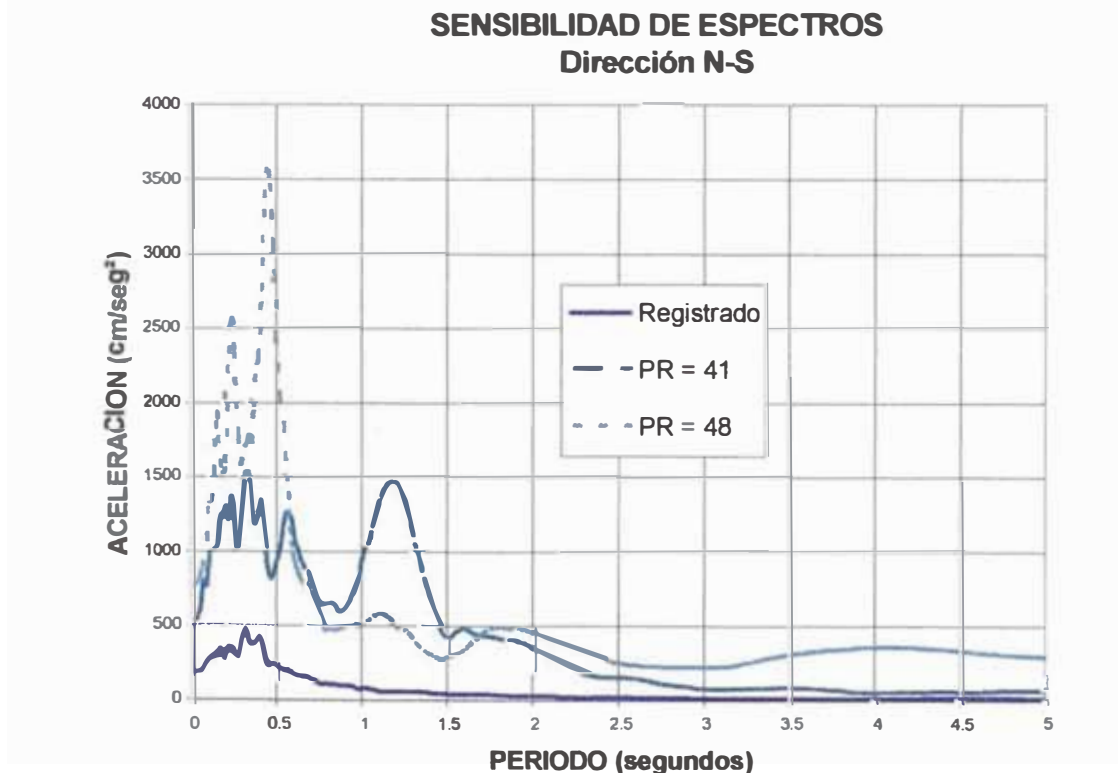


Figura 5.82 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 41 y 48.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección N-S

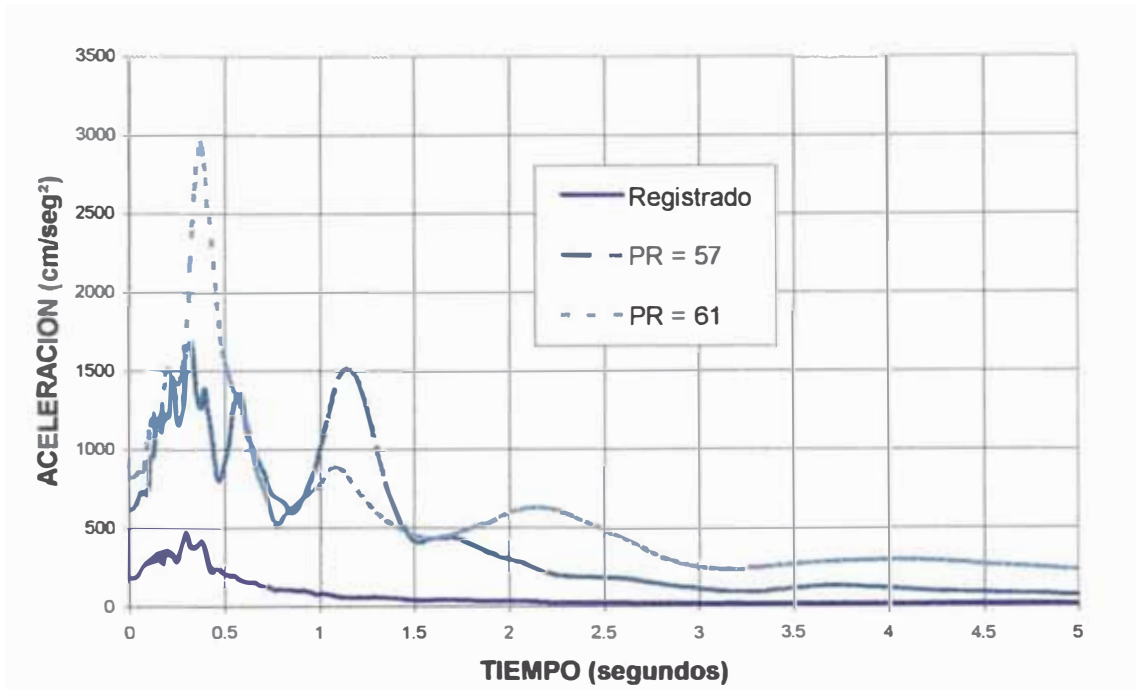


Figura 5.83 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección N-S. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 57 y 61.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección E-W

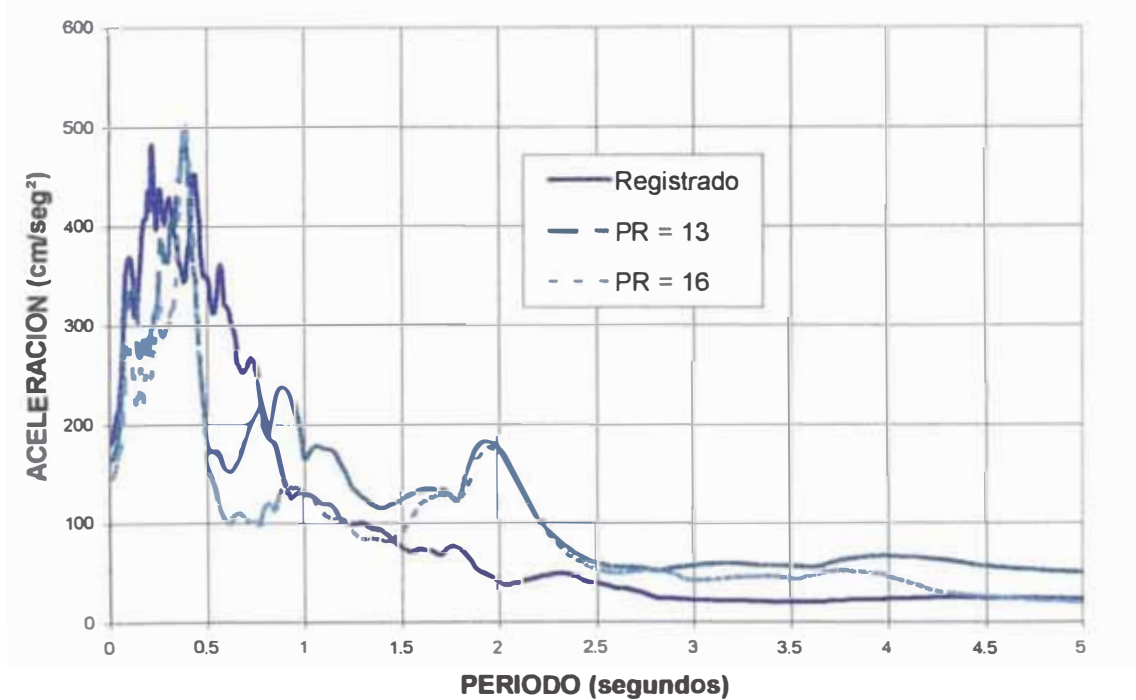


Figura 5.84 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 13 y 16.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección E-W

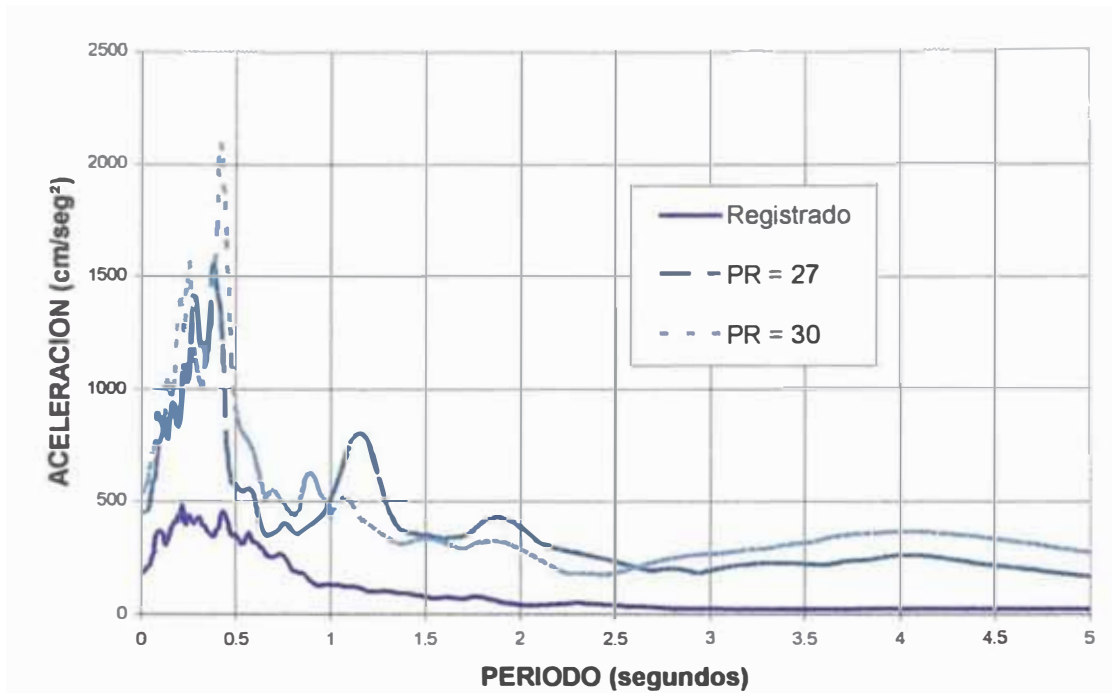


Figura 5.85 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 27 y 30.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS
Dirección E-W

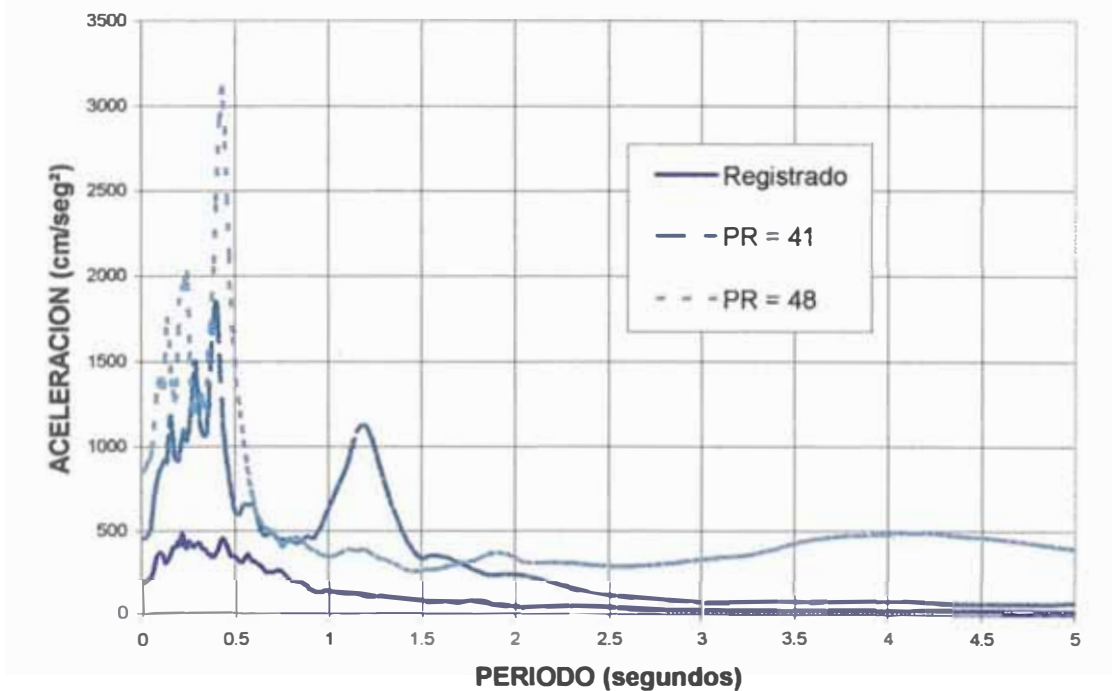


Figura 5.86 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 41 y 48.

SENSIBILIDAD DE ESPECTROS Dirección E-W

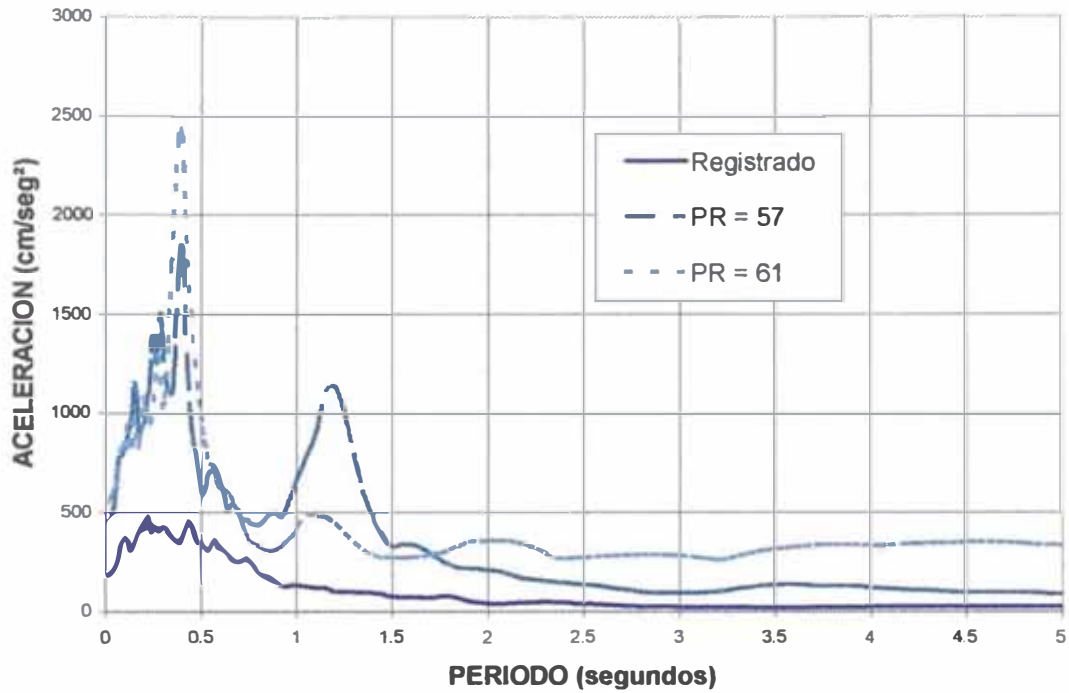


Figura 5.87 Espectro de Respuesta de aceleración simulada en la dirección E-W. Escala aritmética. Puntos de Ruptura en los elementos 57 y 61.

ENVOLVENTE DE ACELERACIONES MAXIMAS Dirección N-S

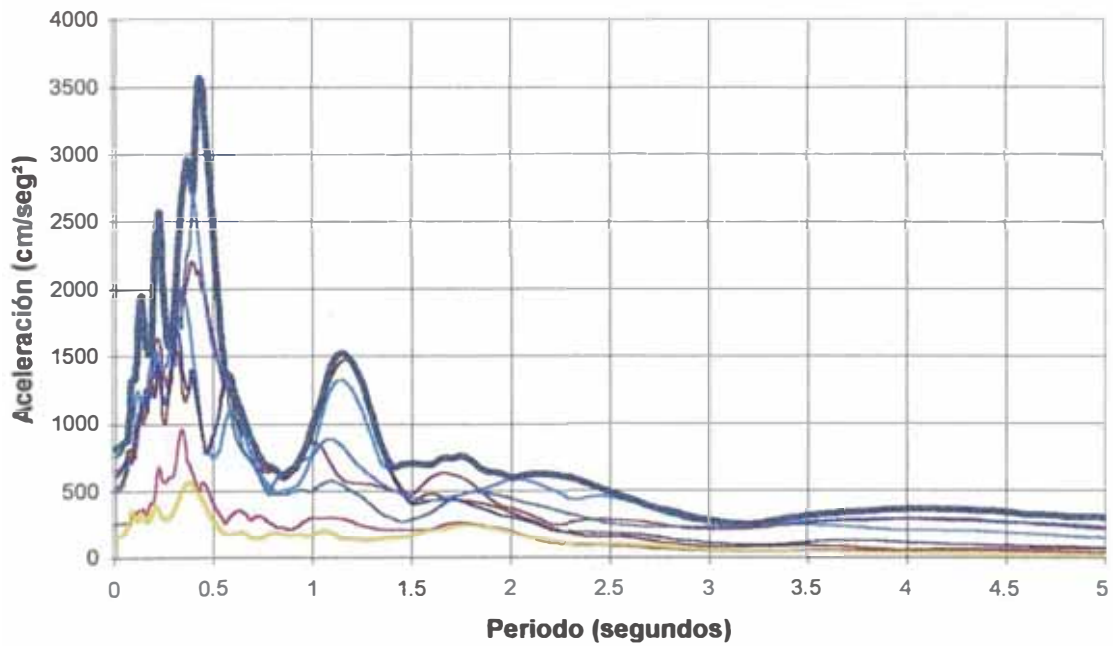


Figura 5.88 Envolverte de Aceleraciones Máximas en la dirección N-S y en escala aritmética.

ENVOLVENTE DE ACELERACIONES MAXIMAS
Dirección N-S

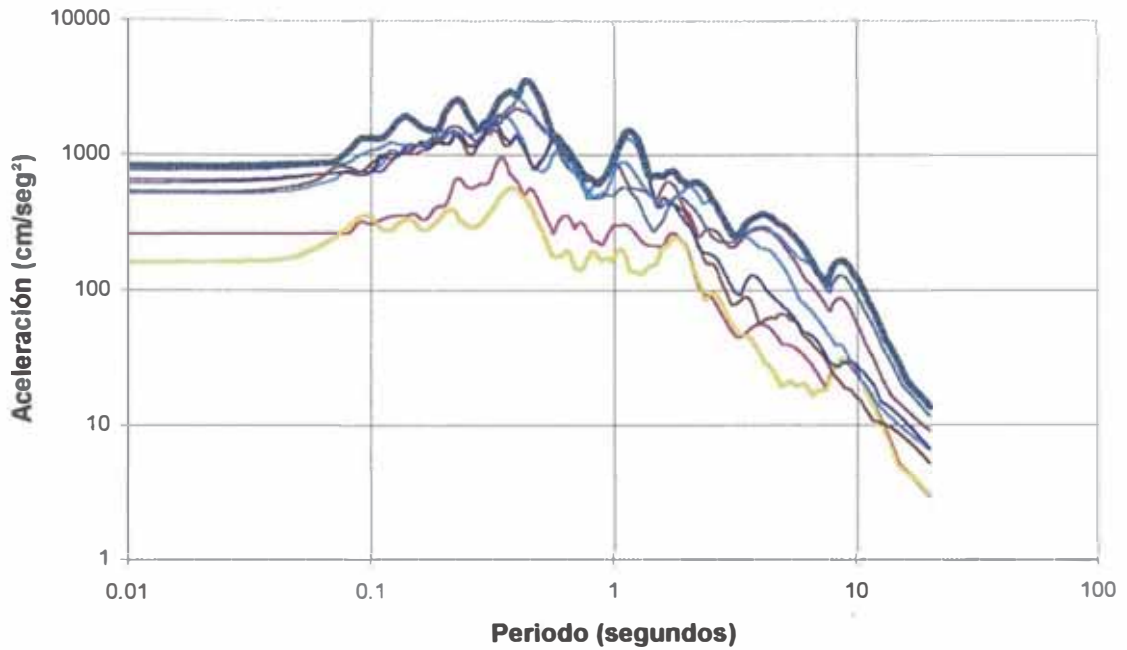


Figura 5.89 Envolvente de Aceleraciones Máximas en la dirección N-S y en escala logarítmica.

ENVOLVENTE DE ACELERACIONES MAXIMAS
Dirección E-W

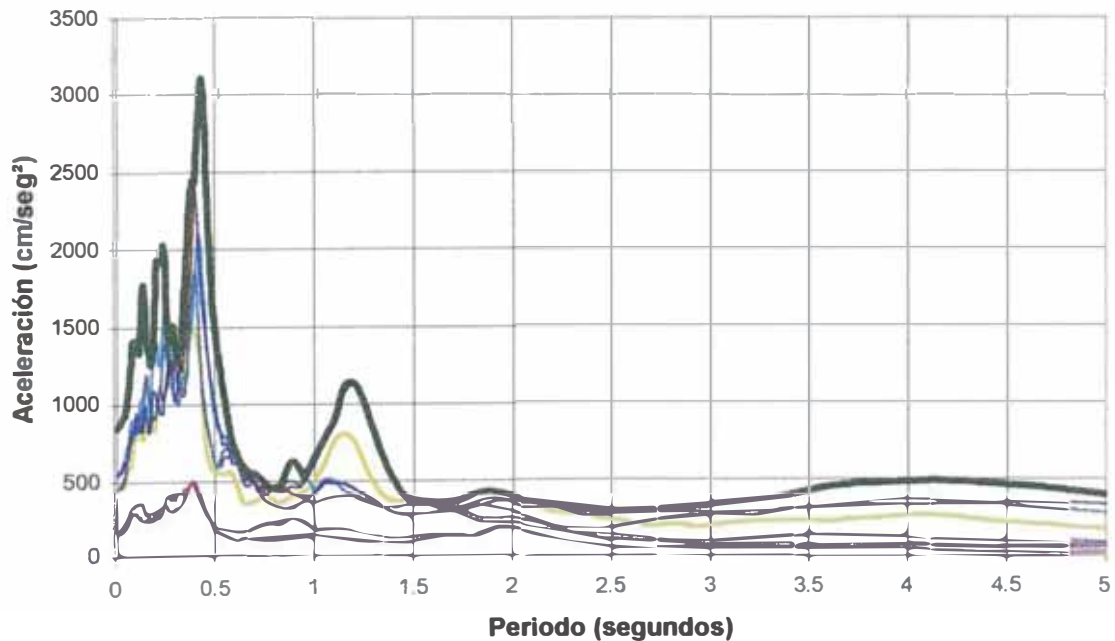


Figura 5.90 Envolvente de Aceleraciones Máximas en la dirección E-W y en escala aritmética.

ENVOLVENTE DE ACELERACIONES MAXIMAS
Dirección E-W

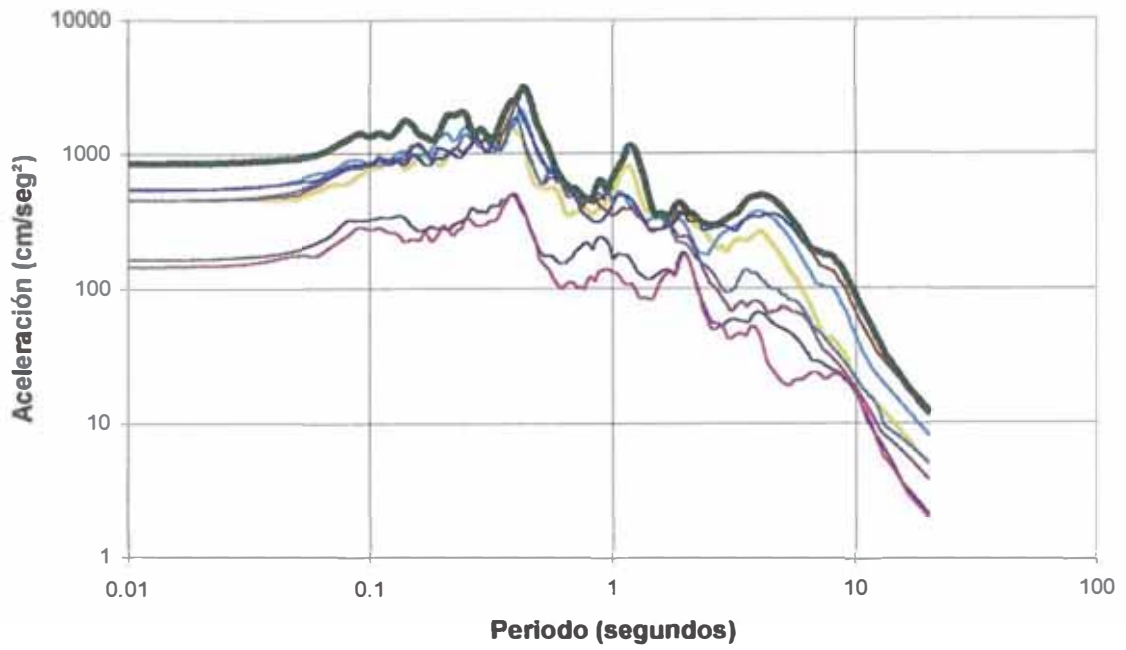


Figura 5.91 Envolvente de Aceleraciones Máximas en la dirección E-W y en escala logarítmica.

CAPITULO VI

Conclusiones

6.1 INTRODUCCION

En el capítulo V se realizó el proceso de simulación del sismo del 03 de Octubre de 1974, ocurrido en la ciudad de Lima. Se presentaron los resultados de la simulación en tiempo historia de aceleraciones y los espectros de respuesta en escala aritmética y en escala logarítmica. También se realizó un análisis de sensibilidad del modelo de simulación ante la velocidad de ondas S y ante la posición del punto de inicio de ruptura y se obtuvo la envolvente de aceleraciones máximas.

En este capítulo se discutirá detalles de las críticas al método de simulación de acelerogramas usando la Función de Green Empírica y se dará una explicación del porqué aparece un segundo periodo de amplificación de aceleraciones en los gráficos de espectros de respuesta. En la parte final se plantearán las conclusiones logradas en el desarrollo de la presente tesis.

6.2 COMENTARIOS SOBRE EL METODO DE SIMULACION DE ACELEROGRAMAS USANDO LA FUNCION DE GREEN EMPIRICA.

La simulación de acelerogramas usando el método de la sumatoria de la función de Green empírica está clasificado dentro de los **métodos empíricos o híbridos**. Este método se caracteriza porque usa acelerogramas observados de pequeños eventos sísmicos para predecir el movimiento del suelo por terremotos. Este método fue desarrollado en primer término por Hartzell (1978). La ventaja de este método radica tanto en el aprovechamiento de los efectos de la propagación de ondas y los efectos locales del terreno contenidos en los pequeños eventos como en la posibilidad de introducir aleatoriedad en las ondas de altas frecuencias, guardando coherentemente la propiedad determinista para ondas de bajas frecuencias. Entre los trabajos en dónde se ha aplicado esta metodología pueden citarse los de Irikura (1983), Munguia y

Brune (1984), Boatwright (1988), Aki e Irikura (1991), Somerville et al., (1991), Hutchings (1994), Frankel (1995), etc.

En cambio, el **método determinista** para la simulación de acelerogramas considera que el movimiento sísmico del terreno puede expresarse como una convolución espacio – temporal de la función de desplazamiento en la falla con la función de Green del medio, donde la función de Green representa la respuesta del suelo al movimiento. Este marco matemático es ampliamente utilizada para la determinación de distribuciones de desplazamiento espacio - temporal de los acelerogramas observados usando funciones de Green calculadas para modelos reales de la Tierra. Los datos usados en la aplicación de este método pueden provenir de una variedad de fuentes, incluyendo ondas internas y superficiales de telesismos, así como registros de velocidades y de desplazamientos en el campo cercano. Entre los estudios que aplican este método pueden mencionarse los de Kikuchi y Kanamori (1982), Archuleta (1984), Hartzell y Heaton (1986), Kikuchi y Fukao (1987), Iwata e Irikura (1989), etc. Las limitaciones que presenta en método determinista es el rango de interés, esto es para frecuencias altas, radica en la complejidad que presenta la estructura de la Tierra. Ello se refleja en las funciones de Green y el efecto es tanto mayor cuanto más altas son las frecuencias para las que se trata de modelar el movimiento del suelo. Debido a estas limitaciones para frecuencias altas se han desarrollados metodologías basados en la introducción de elementos estocásticos en el modelo de fuente o en la utilización de pequeños registros de fuente o en la utilización de registros de pequeños sismos como funciones empíricas de Green.

Un tercer método para la simulación de acelerogramas es el **método estocástico** es el método basado en el modelo ω^2 (Brune, 1979), conocido como modelo estocástico de fuente puntual, propuesto por Hanks y McGüire (1981) desarrollado y ampliado en trabajos posteriores (Boore, 1983; Toro y McGüire, 1987; Boore et al., 1992; Silva y Darragh, 1995). Una de las grandes ventajas del método estocástico es su simplicidad, aunque presenta limitaciones para simular acelerogramas para el rango de períodos largos.

Para comprender las limitaciones del método de la sumatoria de la Función de Green Empírica, es necesario recordar que la Función de Green se define como la respuesta de un sistema a un impulso unitario que actúa sobre él en un lugar y en un instante determinados. Además la utilidad de la Función de Green radica en que una vez calculada, es posible construir la respuesta que el sistema ofrecerá a una perturbación de carácter más general.

En la Figura 6.1 se tiene un plano de falla de un evento sísmico que se ha dividido en N pedazos o elementos. En un proceso de simulación de acelerogramas, para obtener la respuesta en un punto de observación de esa área de falla a un impulso unitario se debe evaluar la Función de Green para cada elemento. Las diferencias en las funciones de Green para los diferentes elementos se deben a las diferencias en la profundidad focal, distancia al epicentro y la estructura geológica a lo largo de la ruta del sitio a la fuente. Una vez que las funciones de Green han sido determinados, los acelerogramas del sitio pueden ser simulados fácilmente para una variedad de modelos de ruptura de falla y funciones de deslizamiento.

En el método de la sumatoria de la Función de Green empírica se asume que se puede tomar un registro del punto de observación de un sismo de magnitud pequeña a moderada como la Función de Green de cada elemento. Las relaciones de control entre el pequeño evento y el sismo objetivo de la simulación están en función tanto de las magnitudes como el área de rotura de los dos sismos y se resumen en el cálculo del rise time, parámetro que mide el tiempo que demora la ruptura en viajar desde el centro del elemento hasta el extremo del mismo. En función del rise time, la Función de Green de cada elemento (el registro real del sismo de magnitud pequeña a moderada) se sumarán unas a otras con un retraso que refleje la variación de la posición geométrica del elemento y del modelo de rotura asumido.

El hecho de asumir que todos los elementos del plano de falla tendrán una misma Función de Green implica una seria simplificación en el proceso de simulación porque, según la Figura 6.1, cada elemento tendrá una Función de

Green diferente. En el caso del método de la sumatoria de la Función de Green Empírica, la variación de la posición geométrica del elemento con respecto al punto de observación y la variación de la estructura geológica se controla con los retrasos en la llegada de las ondas (o la Función de Green Empírica del elemento) al punto de observación.

Sin embargo, calcular la Función de Green real de cada elemento es bastante difícil, porque se debe tener en cuenta el modelo probable de la ruta de las ondas y la influencia que sufrirán tanto por la posición del elemento como por la variación de las condiciones geológicas. Los estudios actuales llegan a calcular funciones de Green para modelos de suelos estratificados horizontalmente y, en algunos casos, evaluar la variación de la estructura de velocidades con la profundidad. Hasta el momento no se conoce de estudios que consideren la variación de la estructura de velocidades en forma tridimensional y la inclusión de características geológicas como fallas, plegamientos y otros. Por lo tanto, la simplificación del método de la sumatoria de la Función Empírica tiene una ventaja enorme. Al tomar un registro real de un sismo de magnitud pequeña a moderada como la Función de Green de los elementos, ya se está considerando de forma implícita la influencia de la variabilidad de la estructura de velocidades y de las características geológicas entre el elemento y la estación de registro sísmico.

Otro aspecto importante a tener en cuenta, considerando la Figura 6.1, es que se debe estimar la función deslizamiento de cada pedazo o elemento de la falla. La función deslizamiento es la curva que refleja la variación del desplazamiento en un punto en función del tiempo. Se considera que ocurrido un evento sísmico, los desplazamientos no son iguales en todo el plano de falla. Por ejemplo, la Figura 6.2 presenta un área de rotura bastante heterogéneo para el terremoto de 1966, en Parkfield, California. En la Figura 6.3 se presenta un esquema de cómo se modelan los desplazamientos en el método la sumatoria de la Función de Green Empírica. Se asume que los desplazamientos son constantes en cada elemento del plano de falla del evento objetivo y que la suma de los desplazamientos de cada elemento

coincide con el desplazamiento total del sismo objetivo. De acuerdo a la Figura 6.2, los desplazamientos de cada elemento no son iguales y el único parámetro de control entre el evento que se simulará y el que realmente ha ocurrido son los desplazamientos totales.

El método de la Función de Green Empírica, a pesar de las limitaciones señaladas, ha sido bastante usada por los investigadores de la ciencia sismo resistente. El hecho de usar registros de sismos reales de magnitud moderada como Función de Green Empírica tiene ventajas insuperables. La primera de ellas es que cualquier región donde el problema sísmico es de seria importancia, organizando una buena red de acelerógrafos, se puede tener una base de datos muy importante porque la ocurrencia de sismos de magnitud pequeña o moderada es bastante frecuente. La segunda ventaja es que, tal como se ha señalado varias veces, los registros de sismos pequeños contienen en sí la influencia de las características de la estructura interna de la corteza terrestre de la región.

Muchos autores han usado el método de la función de Green Empírica para simular acelerogramas de grandes sismos. Además de los señalados en el Capítulo 1, se ha revisado someramente los siguientes trabajos al respecto, todos ellos obtenidos del Boletín de la Sociedad Sismológica Americana:

"Test of a Simple Empirical Green's Function Method on Moderate Sized Earthquakes", por M. Bour y M. Cara. Volumen 87-#3, Junio 1997.

"Use of Empirical Green's Function, Spectral Ratios, on Kinematic Source Models for Simulating Strong Ground Motion", por Kim B. Olsen y Ralph J. Archuleta. Volumen 86-#3, Junio 1996.

"Validation of a Procedure for Calculating Broadband Strong-Motion Time Histories with Empirical Green's Function", por S.P. Jarpe y P.W. Kasameyer. Volumen 86-#4, Agosto 1996.

"Simulating Strong Motion of Large Earthquakes Using Recordings of Small Earthquakes: The Loma Prieta Main shocks as a Test Case", por Arthur Frankel, Volumen 85-#4, Agosto 1995.

"Empirical Green's Functions: A Comparison between Pulse Width Measurements and Deconvolution by Spectral Division", Nicholas Deichmann, Volumen 89-#1, Febrero 1999.

En estos últimos años, se está haciendo un considerable esfuerzo en obtener modelos numéricos para evaluar la Función de Green de cada elemento del plano de falla (ver Figura 6.1) porque la capacidad de cálculo y de almacenamiento de las computadoras personales se incrementa cada vez más y porque cada vez aparecen software especializados en cálculo numérico que contienen objetos matemáticos (por ejemplo, el programa MatLab contiene cientos de funciones matemáticas tales como operaciones de matrices y herramientas para gráficos) para insertar en algoritmos más generales. Esto sin duda facilitará los avances en la simulación numérica pura.

Otra gran dificultad para obtener modelos numéricos es el conocimiento geológico de la corteza terrestre en la región de interés. Las profundidades de los planos de falla de los sismos están en el rango de 0 – 70 km., para los más superficiales, 71 – 300 km., para una profundidad intermedia y entre 500 y 700 km., para una gran profundidad. Es sumamente difícil realizar investigaciones de las características geológicas en esas profundidades involucradas y ensayar los posibles modelos de las estructuras de velocidades.

Por lo expuesto, la simulación de acelerogramas por el método de la sumatoria de la Función de Green Empírica tendrá una gran aceptación en el ámbito de la investigación sísmica por muchos años.

6.3 COMENTARIOS SOBRE LOS RESULTADOS OBTENIDOS EN EL ANALISIS DE SENSIBILIDAD.

El siguiente gran objetivo de este trabajo fue investigar cómo varían los acelerogramas simulados cuando varían los parámetros del modelo de simulación. En este caso se ha analizado la variación de los registros simulados con respecto al valor de la velocidad de las ondas de corte, o V_s , y con respecto a la posición del punto de inicio de ruptura en el plano de falla. En los siguientes párrafos se comentará los resultados obtenidos.

6.3.1 Sensibilidad con respecto a la velocidad de ondas de corte, o V_s

El valor $V_s = 3.50$ km/seg tomado en el proceso de simulación refleja un valor promedio que conforme se hagan más estudios en la zona se irá confirmando. La variación de V_s en el modelo modifica la llegada del segundo tren de ondas. Por ejemplo, en velocidades de $V_s = 2.6$ km/seg la llegada del segundo tren de ondas ocurre aproximadamente a los 38 segundos y para $V_s = 4.0$ la llegada del segundo tren de ondas ocurre aproximadamente a los 22 segundos.

Otra característica de la variación de V_s es su influencia en la forma del registro tiempo historia de aceleraciones. En algunos casos por causa de la superposición de aceleraciones en el proceso de la sumatoria de la función de Green Empírica las aceleraciones se amplifican en el segundo tren de ondas y en otros casos se amplifican en el primer tren de ondas.

6.3.2 Sensibilidad con respecto al punto de inicio de ruptura en el plano de falla.

Con respecto a la sensibilidad al punto de inicio de ruptura en el plano de falla en la Figura 6.4 se presenta un grupo de elementos que tienen la característica de pertenecer a las filas superiores del plano de falla N° 1. En la Figura 6.5 se presentan los espectros de respuesta ($h = 5\%$) de estos elementos en la dirección N-S. La característica común de estos espectros es que presentan un

segundo período de amplificación de las aceleraciones en aproximadamente 1.3 segundos. Para efectos de comparación también se presenta el espectro de respuesta registrado. En la Figura 6.6 se presentan los espectros de respuesta ($h = 5\%$) de los elementos seleccionados en la dirección E-W. También se confirma la presencia de un segundo período de amplificación de las aceleraciones en aproximadamente 1.3 segundos.

En la Figura 6.7 se presenta un segundo grupo de elementos del plano de falla N° 1, que tienen la característica de estar en las filas inferiores del plano de falla. En la Figura 6.8 presentan los espectros de respuesta ($h = 5\%$) de estos elementos en la dirección E-W. En estos espectros aparecen otros períodos de amplificación de aceleraciones algo más atenuados en comparación a los elementos seleccionados en la Figura 6.4. En la Figura 6.9 se confirma el comportamiento de los espectros de respuesta de los elementos seleccionados con otros valores de amplificación bastante atenuados.

La inspección visual de la Figura 6.9 podría llevarnos a la conclusión errónea que en los elementos 13 y 16 no existe un segundo período de amplificación de aceleraciones. Por ello se presentan las Figuras 6.10 y 6.11, donde se observa que, en la escala de aceleraciones mostrada se confirma los resultados obtenidos: la existencia de otros períodos de amplificación en el espectro de respuesta.

En base a las simulaciones obtenidas se puede inferir la importancia de la posición del inicio de ruptura para entender el comportamiento del movimiento del suelo en una estación de registro sísmico. Los elementos mostrados en la Figura 6.4 están casi directamente al frente de la estación de registro sísmico y mientras más superficial es el punto de ruptura mayor es el valor de las aceleraciones máximas y las amplificaciones del segundo período de amplificación. Los elementos de la Figura 6.7 están en el borde inferior del plano de ruptura N° 1. Los elementos más superficiales (61, 48, 30) presentan grandes valores de aceleración máxima mientras los más profundos (13, 15) no tienen esa característica. Se considera que en los elementos superficiales la

directividad de la ruptura (las ondas viajan hacia la dirección de la ubicación de la estación de registro sísmico, ver Figura 6.21) favorece la amplificación de las ondas sísmicas y, por el contrario, en los elementos más profundos la directividad de la ruptura (ahora las ondas viajan en sentido contrario a la ubicación de la estación de registro sísmico) disminuye la amplificación de las ondas sísmicas.

¿Son reales los resultados obtenidos? Un segundo período de amplificación en el espectro de respuesta indica el ingreso de un movimiento armónico en la vibración del suelo. Takeo y Kanamori (1997) realizaron una simulación de acelerogramas de grandes períodos cercanos a grandes terremotos y llegaron a la conclusión que un gran movimiento armónico aparece en los registros sísmicos de grandes terremotos cuando se combinan una estructura sedimentaria de material suave y la directividad de la ruptura. Para ese estudio el período donde aparece el movimiento armónico es de 13 segundos, muy lejano a los valores obtenidos en este estudio.

El terremoto de Arequipa, ocurrido el 23 de junio del 2001, en el Perú, permitió registrar réplicas del sismo en varias estaciones pertenecientes al Centro de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, CISMID. En las Figuras 6.12 y 6.13 se presentan el registro de tiempo historia de las aceleraciones tomado en la estación de Tacna el 23/06/2001. Nótese como aparece un movimiento armónico el registro. En la Figura 6.14 se presenta el espectro de respuesta de aceleraciones. El segundo periodo de amplificación aparece a los 1.3 segundos en la dirección E-W y a los 1.8 segundos en la dirección N-S.

Lo anterior podría ser un registro casual. En las Figuras 6.15 y 6.16 se presenta el registro de tiempo historia de aceleraciones tomado en la estación Tacna el día 25/06/2001. En ella se observa que no aparece el movimiento armónico en el registro. En la Figura 6.17 se presenta el espectro de respuesta de aceleraciones. No aparece en forma clara un segundo periodo de amplificación de aceleraciones. En las Figuras 6.18 y 6.19 se presenta el registro de tiempo historia de aceleraciones tomado en la estación Tacna el día

07/07/2001. Los registros nuevamente presentan un movimiento armónico algo atenuado. En la Figura 6.20 vuelve a aparecer un segundo período de amplificación en el espectro de respuesta de aceleraciones.

Aunque no se ha establecido aún un modelo de falla del sismo de Arequipa se considera que la variación del punto de ruptura en la falla origina las diferentes formas de los registros de tiempo historia en la estación de Tacna.

Otra consideración es que las condiciones establecidas por Takeo y Kanamori no se cumplen en este caso. Tacna tiene un suelo granular, de grava densa, muy similar al suelo limeño. El estudio de Takeo y Kanamori está relacionado a rellenos sedimentarios de suelos blandos, arcillosos. Es de esperar, entonces, que frente a condiciones de directividad constructiva (punto de rotura superficial que origina que el frente de ondas viaje en dirección al punto de observación), aparezca en suelos sedimentarios de gravas densas un movimiento armónico cuyo periodo de máxima amplificación está en el rango de 1.5 a 3 segundos.

6.3.3 Futuro de la simulación de acelerogramas en el país.

El presente trabajo ha tenido por objetivo realizar la simulación del terremoto del 03/10/1974 y realizar un análisis de sensibilidad con respecto a la velocidad de ondas de corte, V_s , y con respecto a la posición del punto de inicio de rotura en el plano de falla. Los resultados alcanzados son satisfactorios y dejan abierta la posibilidad de nuevos frentes de investigación.

Es necesario implementar mejoras en las estaciones sismográficas y permitir el fácil acceso a dicha información a los investigadores de país, porque con una buena red de registros sísmicos podría realizarse simulaciones en diversas zonas del país para tener registros confiables de valores de máximas aceleraciones y formas del contenido de frecuencia usando los registros obtenidos de las red de estaciones como Funciones de Green Empírica.

Esa información serviría, por ejemplo, en el análisis no lineal de estructuras, donde es usual usar un registro sísmico real como dato de entrada para evaluar los esfuerzos que se generarán en los elementos sismo resistentes. No se considera la variación en la forma del registro en el dominio del tiempo y en el dominio de las frecuencias por la ubicación de la estructura que está siendo analizada. En el diseño de presas de tierras o en la evaluación de la estabilidad dinámica de las presas de relaves podría hacerse una comparación de los desplazamientos obtenidos usando un análisis pseudo estático o de los métodos comunes frente al uso de registros simulados.

6.4 CONCLUSIONES

A continuación se plantearán las conclusiones del presente trabajo. Con esa finalidad se irá revisando las diversas facetas involucrados en el desarrollo del proceso de simulación.

6.4.1 Respecto al método de la sumatoria de la Función de Green Empírica.

- A pesar de las simplificaciones en el método de la sumatoria de la Función de Green Empírica sus ventajas frente a otros métodos de simulación de acelerogramas lo convierten en un método funcional y práctico.
- En el proceso de calibración del modelo, es muy importante que el sismo objetivo y el sismo pequeño que será usado como Función de Green Empírica procedan de la misma estación sísmica.
- Es bastante recomendable que el sismo pequeño sea un sismo premonitorio o una réplica del sismo objetivo. Si no existieran registros de los sismos premonitorios o las réplicas del sismo se puede usar otros eventos sísmicos pequeños, siempre y cuando sean de la misma estación. En este caso el proceso de simulación será más arduo.

- Para la elección del área del plano de falla se debe evaluar el área que conforman en el mapa las ubicaciones de los epicentros de los sismos premonitorios y de las réplicas, las concentraciones de estas, la forma del registro tiempo historia de aceleraciones y compararlas con las relaciones de longitud de falla y magnitud proporcionadas por otros autores.
- La estructura de velocidades usadas en esta tesis se basa en el trabajo de otros autores en el proceso de simulación de sismos en zonas cercanas al Perú. Por lo tanto, los valores son perfectibles y podrán modificarse si futuros trabajos afinan los valores usados en este trabajo.

6.4.2 Respecto al Programa QuakeSoft.

- El programa QuakeSoft es una primera versión en formato visual y en programación orientada a objetos. Se ha realizado un gran adelanto al unir los programas Datapro y Siynthetic desarrollados por Aguilar (1996). El programa QuakeSoft es amigable y de manejo muy sencillo.
- Un aspecto a mejorar del programa es la ampliación de la capacidad de manejo de registros. Actualmente sólo permite presentar una sola gráfica a la vez lo que imposibilita la comparación visual de los espectros de respuesta de otros registros. Asimismo no se puede exportar la gráfica a otros programas como el Word y Excel. En este trabajo, la comparación de los espectros de respuesta se ha realizado con Excel.
- QuakeSoft ha sido realizado totalmente en Visual C++, programa que cuando se usa con la filosofía de la programación visual orientada a objetos requiere de mucho tiempo de programación constante. En varias partes del programa, especialmente en el manejo de los eventos relacionados a las presentaciones gráficas, se ha necesitado recurrir a personal especializado en el campo de la programación en Visual C++.

6.4.3 Respecto al sismo objetivo.

- El registro del sismo del 03/10/1974 ha sido obtenido de la Estación del Parque de la Reserva. Los registros originales están girados en 8° con respecto a los ejes principales, Norte y Sur. Para realizar el trabajo de simulación se ha realizado la proyección del registro hacia los ejes principales.
- En general, el registro tiempo historia muestra claramente la llegada de dos frentes de rupturas. La llegada de un tercer frente de ruptura no es tan clara en el registro tiempo historia de aceleraciones.
- El espectro de respuesta de aceleraciones no muestra claramente un segundo periodo de amplificación de aceleraciones, en ninguna de las dos direcciones horizontales.

6.4.4 Respecto al sismo usado como Función de Green Empírica.

- El registro de la réplica del 09/11/1974 no ha sido fácil de obtener porque los principales organismos (CERESIS; IGP) no poseen la información disponible para el público. Inicialmente se trabajó con un evento ocurrido el 01/01/89. No puede confirmarse con toda seguridad que el registro del 09/11/1974, obtenido gracias a la colaboración de amistades interesadas en el trabajo, ha sido registrado en la Estación del Parque de la Reserva.
- El registro tiempo historia de la réplica del 09/11/1974 muestra imperceptiblemente un movimiento armónico de baja amplitud. En los espectros de respuesta de aceleraciones se observa casi imperceptiblemente un segundo período de amplificación en el periodo de 1.00 segundo.

- La magnitud de la réplica del 09//11/1974 es la más grande de todas las réplicas del sismo del 03/10/1974. Esto origina que al efectuar la sumatoria de los registros los valores de la aceleración se amplifiquen claramente. Si bien es verdad que hay relaciones que controlan la relación de la magnitud del evento objetivo con la magnitud de la réplica que está siendo usada, se nota claramente que los resultados están siendo influenciados por esa característica de la réplica usada como Función de Green Empírica.
- No se han usado otras réplicas del sismo del 03/10/1974, que quizás hubieran sido más convenientes, porque no se encuentran disponibles los registros del tiempo historia de aceleraciones.

6.4.5 Respecto al proceso de simulación.

- Para obtener los acelerogramas simulados se han realizado cientos de intentos. Por ello, la herramienta QuakeSoft ha sido muy útil en el proceso.
- Se ha considerado tres planos de rotura en el proceso de simulación a partir de la concentración del epicentro de las réplicas registradas del sismo del 03/10/1974.
- Los parámetros de control se han obtenido de las relaciones presentadas en el capítulo 3 y el capítulo 4.
- La posición del punto de inicio de ruptura dentro del plano de falla N° 1 ha sido elegida considerando la posición del epicentro dentro del sismo del 03/10/1974. Se considera que el punto de inicio de ruptura en los otros dos planos se inicia en el elemento N° 1 por la condición que la ruptura viaja desde el punto de inicio de rotura en el plano N° 1 hacia los otros planos.

- La distancia del plano de rotura N° 2 con respecto al plano de rotura N° 1 se ha calculado en función del tiempo de llegada del segundo tren de ondas observado el registro tiempo historia de aceleraciones del sismo del 03/10/1974.
- Los registros obtenidos del proceso de simulación son bastante coherentes tanto en la forma en el registro tiempo historia como en el contenido de frecuencias. Sólo hay discrepancias con respecto al segundo período de amplificación que aparece en la dirección N-S del espectro de respuesta de los sismos simulados. Se considera con estos resultados que se ha logrado el objetivo de la simulación de los acelerogramas del sismo del 03/10/1974.

6.4.6 Respecto al análisis de sensibilidad del modelo a la velocidad de las ondas de corte.

- El cambio en la velocidad de las ondas de corte en general provoca un cambio en la forma del registro tiempo historia y modifica ligeramente la forma del espectro de respuestas.
- Las aceleraciones más altas aparecen en valores más bajos de velocidad de ondas de corte. Aunque esa es la tendencia, aparecen valores altos de velocidad de ondas de corte que originan aceleraciones tan altas como las registradas a bajas velocidades de ondas de corte. Por esta razón no es tan clara la influencia de la velocidad de las ondas de corte sobre la aceleración máxima.
- A veces un cambio en la velocidad de las ondas de corte origina una superposición positiva (es decir los valores de las aceleraciones en un punto en la abscisa tiempo del registro tiempo historia se suman mutuamente) de las aceleraciones originando altos valores de aceleración en el registro de tiempo historia de aceleraciones. Si se vuelve a realizar otro incremento de igual magnitud en la velocidad de

ondas de corte puede suceder que ocurra una superposición negativa (es decir los valores de las aceleraciones en un punto en la abscisa tiempo del registro tiempo historia se resten mutuamente) originando valores menores de la aceleración en el registro tiempo historia.

- De lo anterior, un cambio en la velocidad de las ondas de corte en un modelo de simulación de acelerogramas puede modificar radicalmente los valores de aceleración máxima y la forma del espectro de respuestas. Sin embargo, para una región en particular se supone que la estructura de velocidades de mantendrá constante y lo que varía es el modelo del viaje de las ondas hacia la estación de registro y la posición del punto de inicio de rotura.
- La estructura de velocidades en una región es incierta por la imposibilidad de obtener los valores de forma experimental. Por ello, el análisis de sensibilidad del modelo de simulación de acelerogramas a la velocidad de ondas de corte sólo es válido para el proceso de simulación de acelerogramas.

6.4.7 Respecto al análisis de sensibilidad del modelo con la posición del punto de inicio de rotura en la falla.

- La variación de la posición del punto de inicio de rotura en el plano de falla es lo que realmente ocurre en la naturaleza y tiene una gran influencia en la forma del registro tiempo historia y el contenido de frecuencias.
- El buzamiento del plano de falla origina que mientras más superficial es el punto de inicio de rotura de un evento sísmico (ver Figura 6.21) mayor influencia tendrá el fenómeno de directividad. Esto originará grandes valores de aceleración máxima y la aparición de un movimiento armónico en el registro sísmico con un período probable de máxima amplificación de 3 segundos.

- Cuando en punto de rotura es más profundo aparece el fenómeno de directividad inversa y es favorable para atenuar los efectos de las ondas sísmicas sobre la ciudad de Lima.

6.4.8 Respecto a la envolvente de aceleraciones máximas.

- La envolvente de aceleraciones máximas muestran que puede registrarse en el punto de observación aceleraciones máximas hasta de 0.8 veces la gravedad, lo cual puede generar aceleraciones espectrales de hasta tres veces la gravedad en el período 0.3 a 0.4 segundos si el evento es de magnitud similar al ocurrido el 03/10/1974 y el punto de ruptura es superficial.
- Además, la envolvente de aceleraciones espectrales refleja la aparición de un segundo periodo de amplificación de aceleraciones entre 1.1 a 1.3 segundos, siempre y cuando se cumplan las condiciones de magnitud semejante al ocurrido el 03/10/1974 y punto de ruptura superficial.

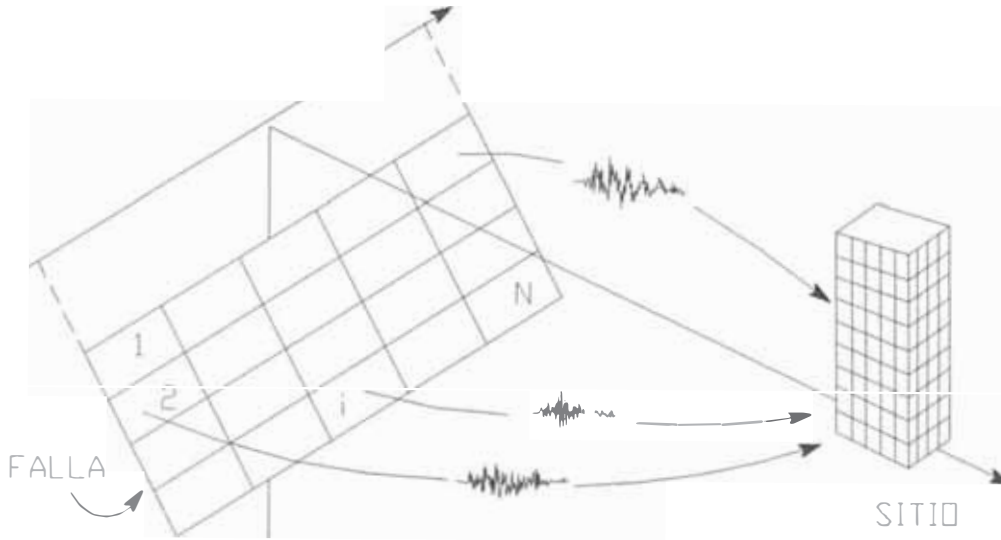


FIGURA 6.1 Esquema de funciones de Green una falla dividida en N pedazos. Las diferencias en las funciones de Green para los diferentes pedazos se deben a las diferencias en la profundidad focal, distancia al epicentro y la estructura geológica a lo largo de la ruta del sitio a la fuente. Una vez que las funciones de Green han sido determinados, los acelerogramas del sitio pueden ser simulados fácilmente para una variedad de modelos de ruptura de falla y funciones de deslizamiento.



FIGURA 6.2: Posible heterogeneidad de ruptura durante el terremoto de 1966, en Parkfield, California, modificado de Aki (1979). Se postuló que el área no punteada ha sido deslizado durante el terremoto; el área punteada permanece deslizado.

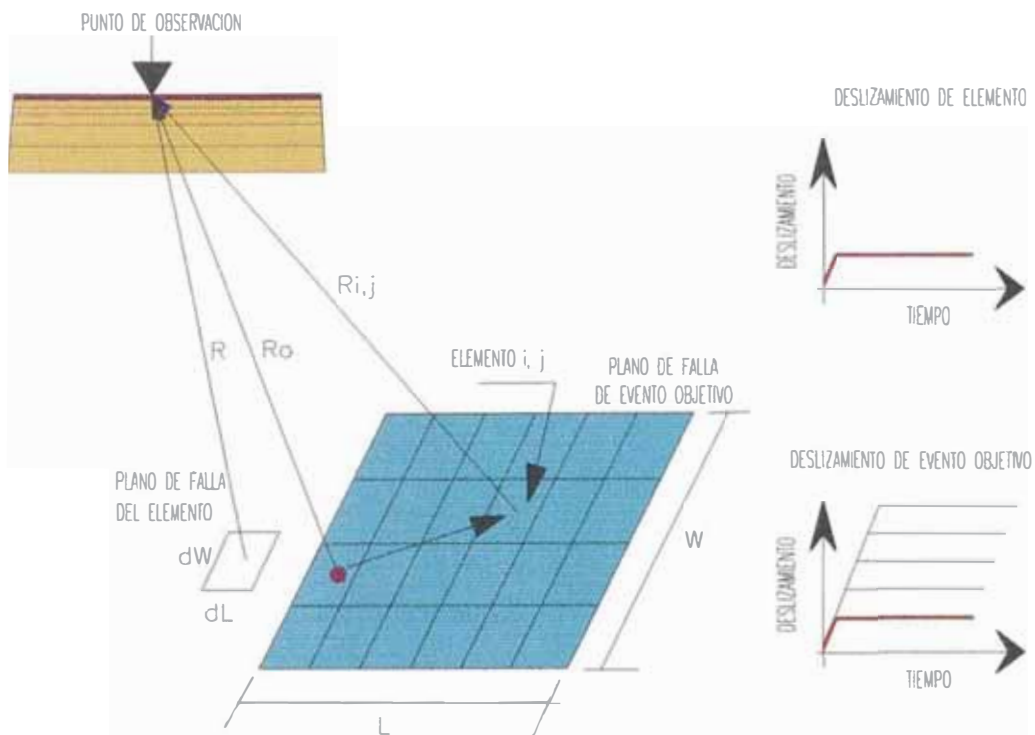


FIGURA 6.3 Esquema para modelar con el método de la Función de Green Empírica.

PLANO 1

	49		33	25	17		1
58	50	42	34	26	18	10	2
59	51	43	35		19	11	3
60	52	44	36	28	20	12	4
61	53	45	37	29	21	13	5
62	54	46	38	30	22	14	6
63	55	47	39	31	23	15	7
64	56	48	40	32	24	16	8

FIGURA 6.4 Esquema de puntos de ruptura que están en la zona más al norte en el plano de falla número 1. Los elementos son: 9, 27, 41 y 27.

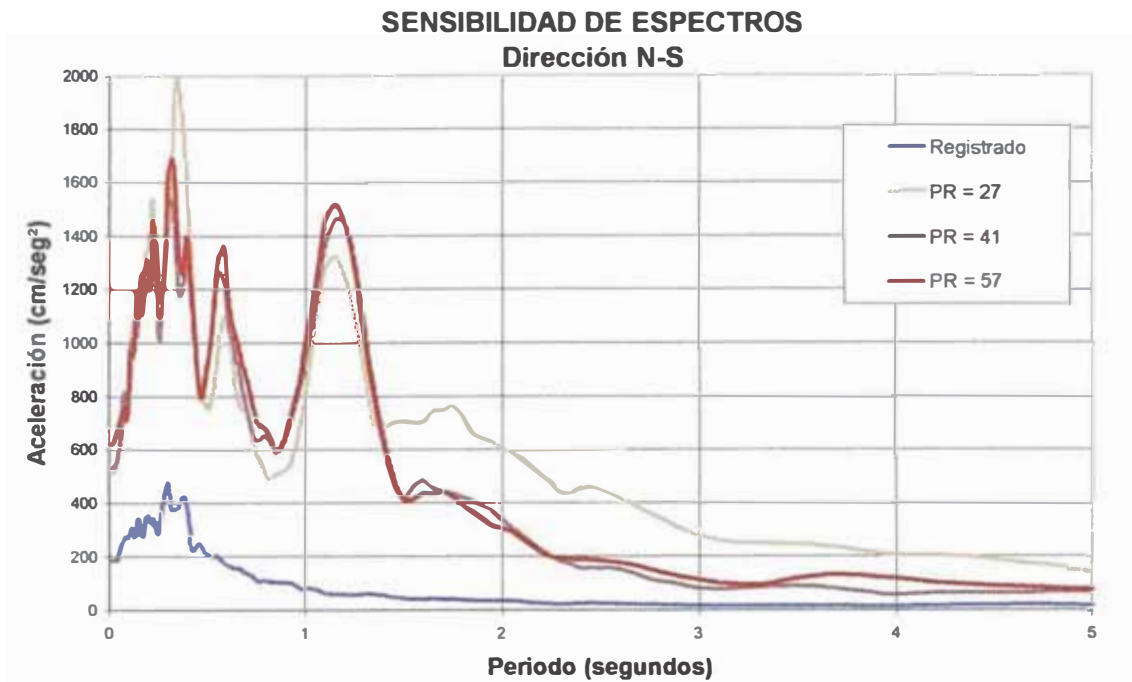


FIGURA 6.5 Espectros de respuestas en la dirección N-S, en escala aritmética, de los registros simulados considerando el punto de ruptura en los elementos 27, 41 y 57.

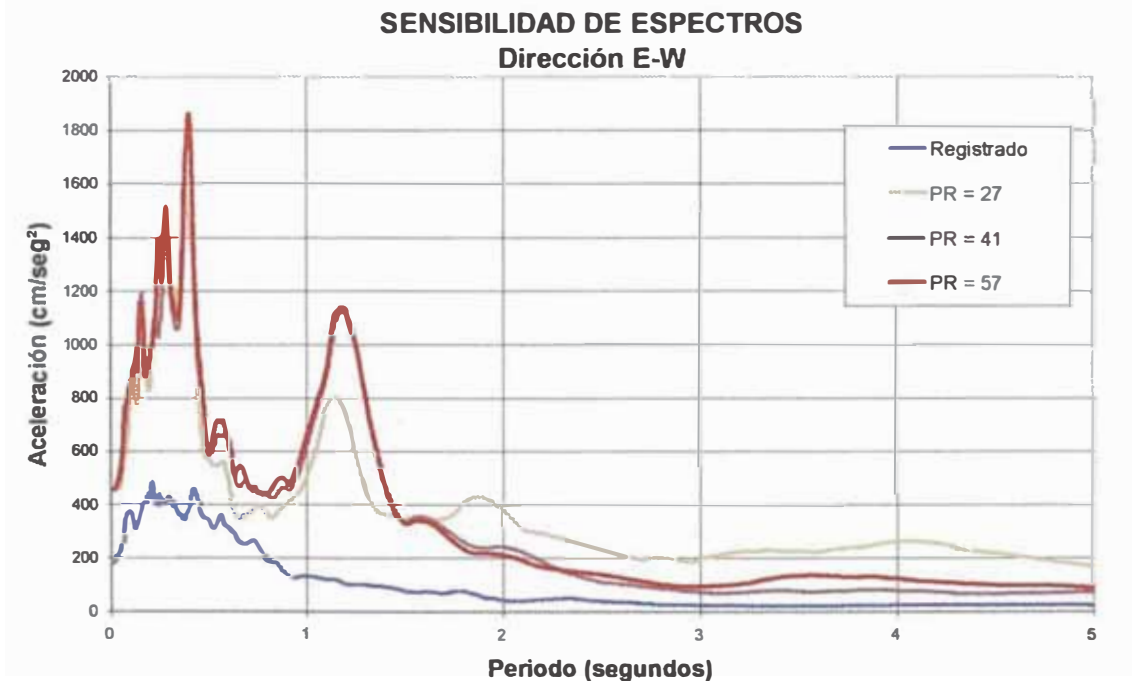


FIGURA 6.6 Espectros de respuestas en la dirección E-W, en escala aritmética, de los registros simulados considerando el punto de ruptura en los elementos 27, 41 y 57.

PLANO 1

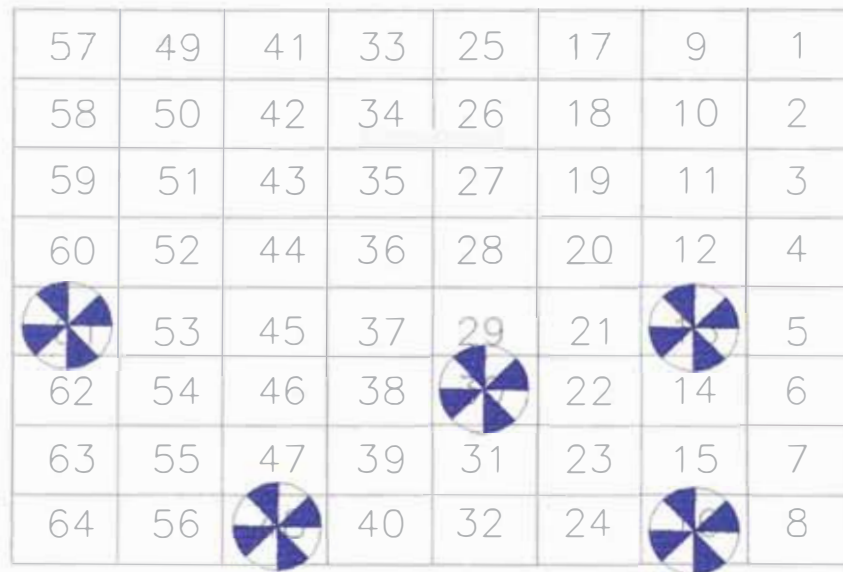


FIGURA 6.7 Esquema de puntos de ruptura que están en la zona más al sur en el plano de falla número 1. Los elementos son: 13, 16, 30, 48 y 61.

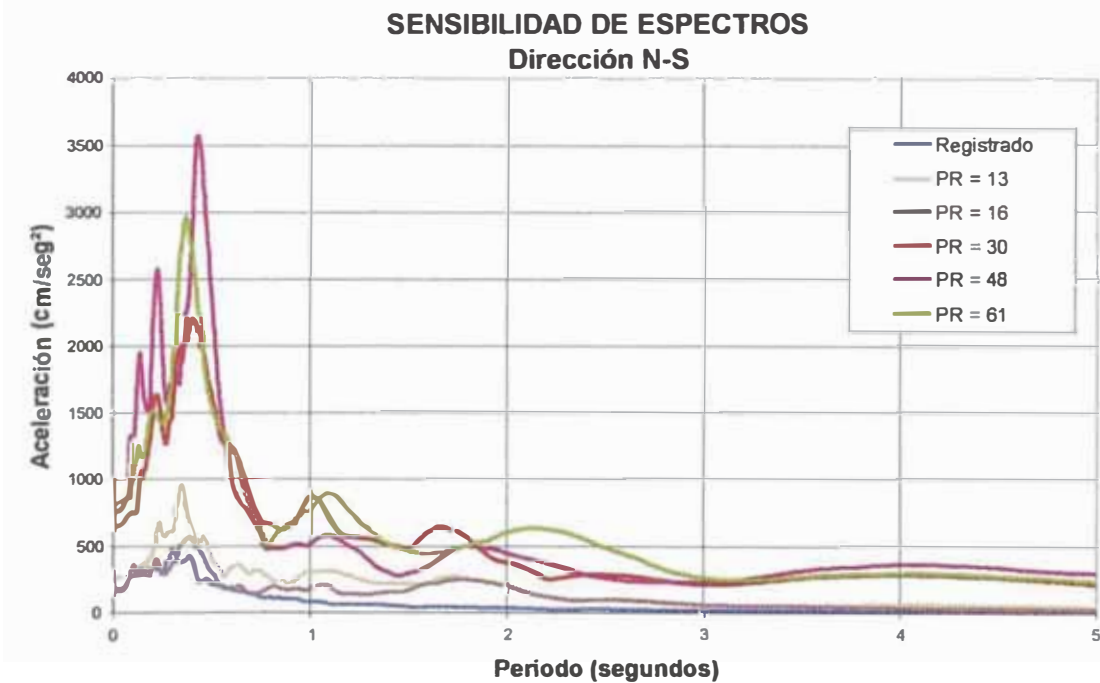


FIGURA 6.8 Espectros de respuestas en la dirección N-S, en escala aritmética, de los registros simulados considerando el punto de ruptura en los elementos 13, 16, 30, 48 y 61.



FIGURA 6.9 Espectros de respuestas en la dirección N-S, en escala aritmética, de los registros simulados considerando el punto de ruptura en los elementos 13, 16, 30, 48 y 61.

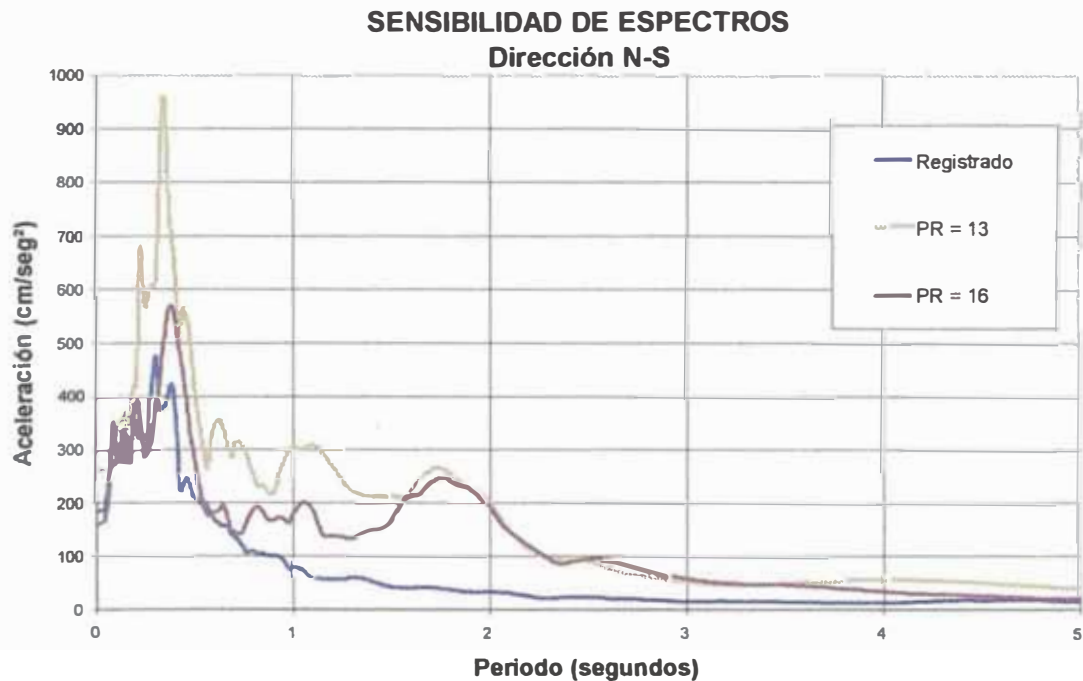


FIGURA 6.10 Espectros de respuestas en la dirección N-S, en escala aritmética, de los registros simulados considerando el punto de ruptura en los elementos 13 y 16.

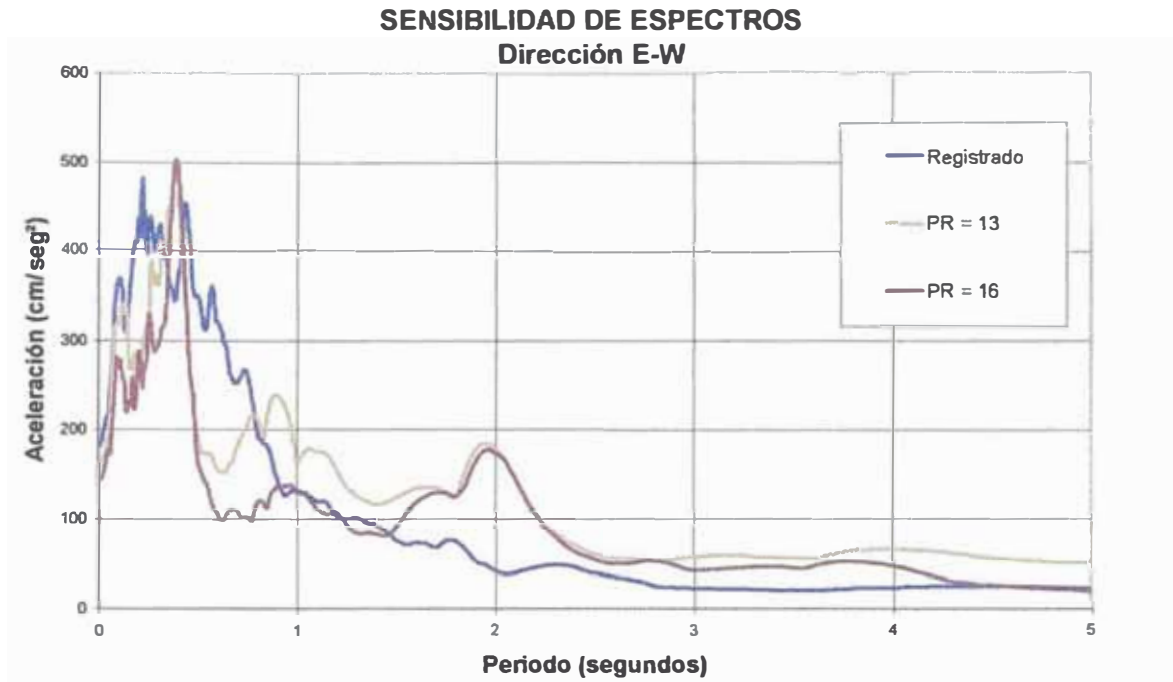


FIGURA 6.11 Espectros de respuestas en la dirección E-W, en escala aritmética, de los registros simulados considerando el punto de ruptura en los elementos 13 y 16.

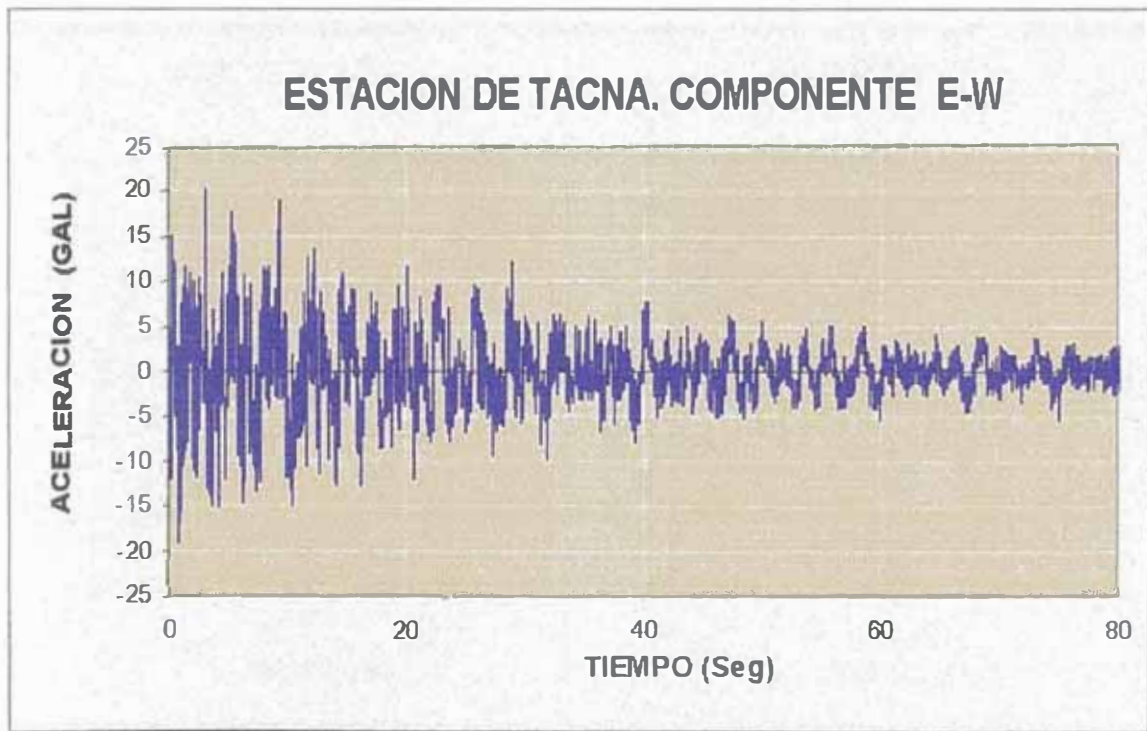


FIGURA 6.12 Tiempo historia de aceleraciones corregidas, réplica en la estación Tacna del 23/06/2001, del sismo de Arequipa, Perú. Aceleración máxima 18.6 cm/sec². (Cortesía del CISMID - Perú).

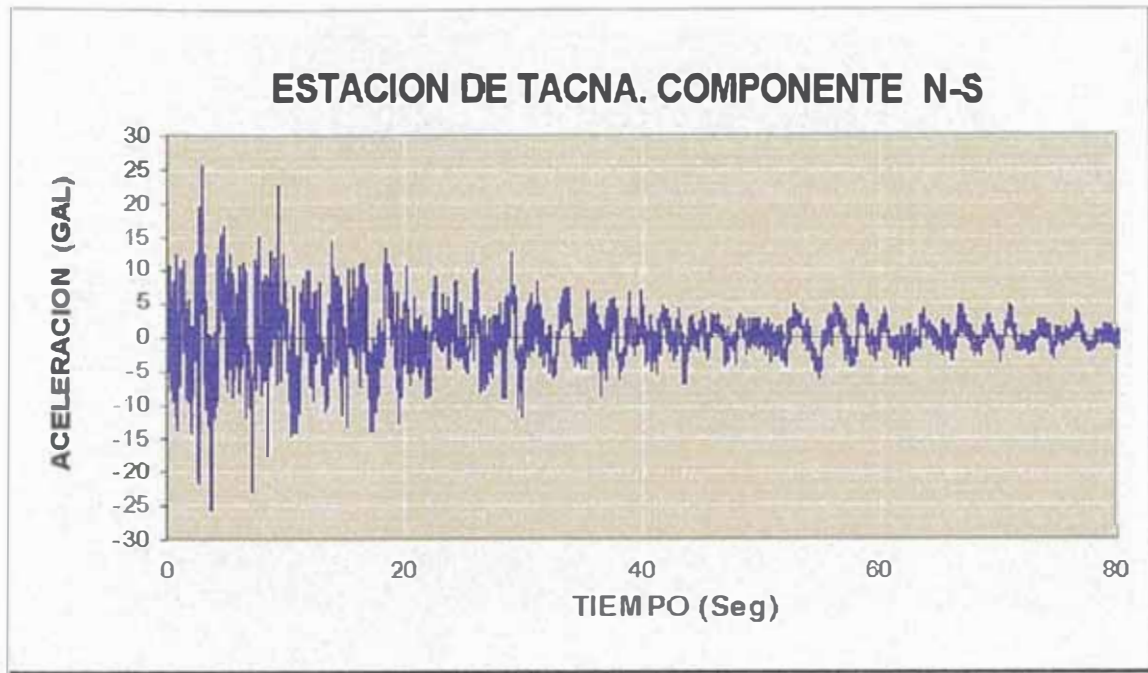


FIGURA 6.13 Tiempo historia de aceleraciones corregidas, réplica en la estación Tacna del 23/06/2001, del sismo de Arequipa, Perú. Aceleración máxima 25.6 cm/seg². (Cortesía del CISMID - Perú).

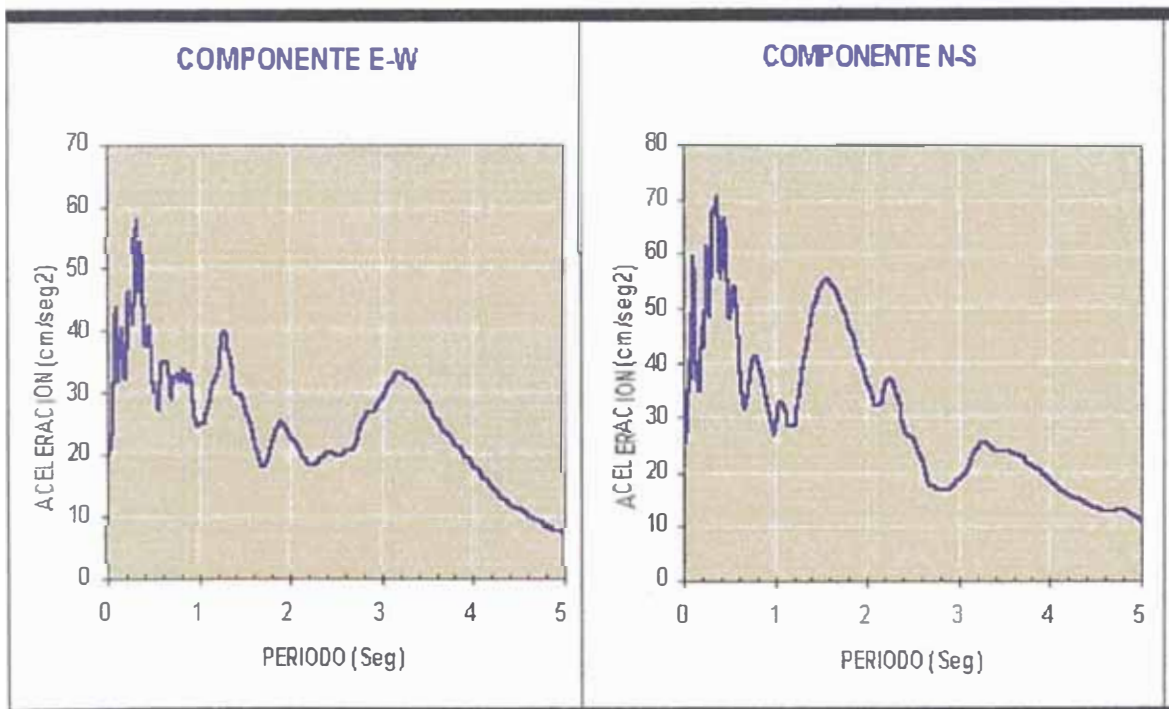


FIGURA 6.14 Espectro de respuesta de aceleraciones ($h = 5\%$), réplica en la estación Tacna del 23/06/2001, del sismo de Arequipa, Perú. (Cortesía del CISMID - Perú).

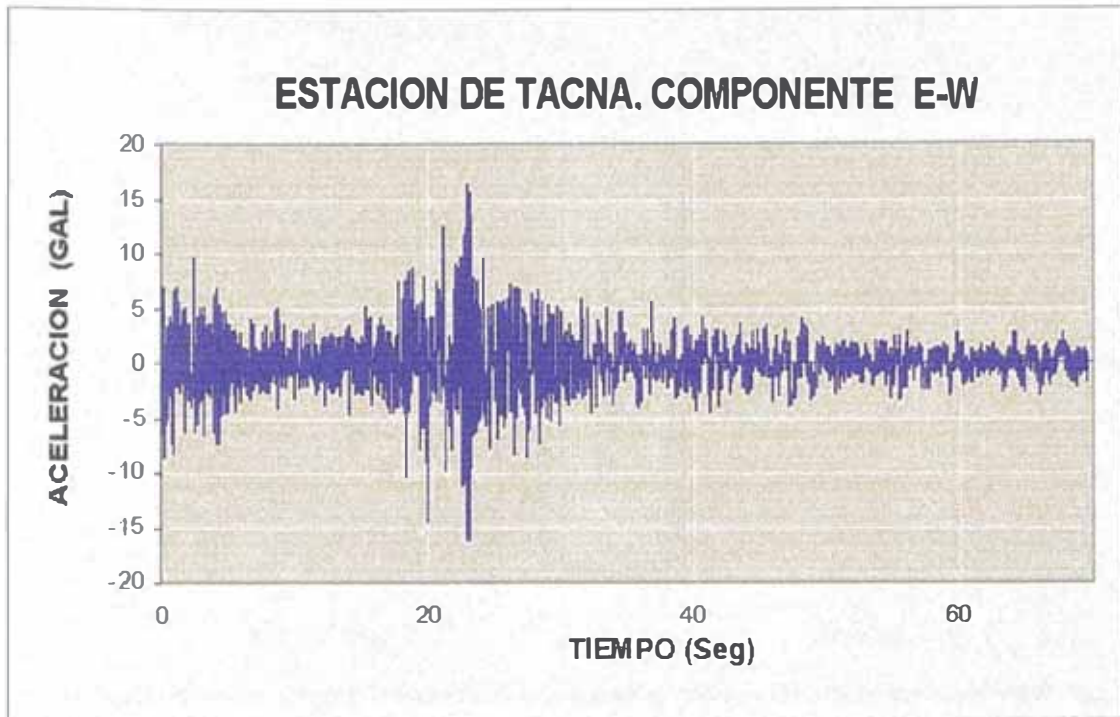


FIGURA 6.15 Tiempo historia de aceleraciones corregidas, réplica en la estación Tacna del 25/06/2001, del sismo de Arequipa, Perú. Aceleración máxima 16.1 cm/seg². (Cortesía del CISMID - Perú).

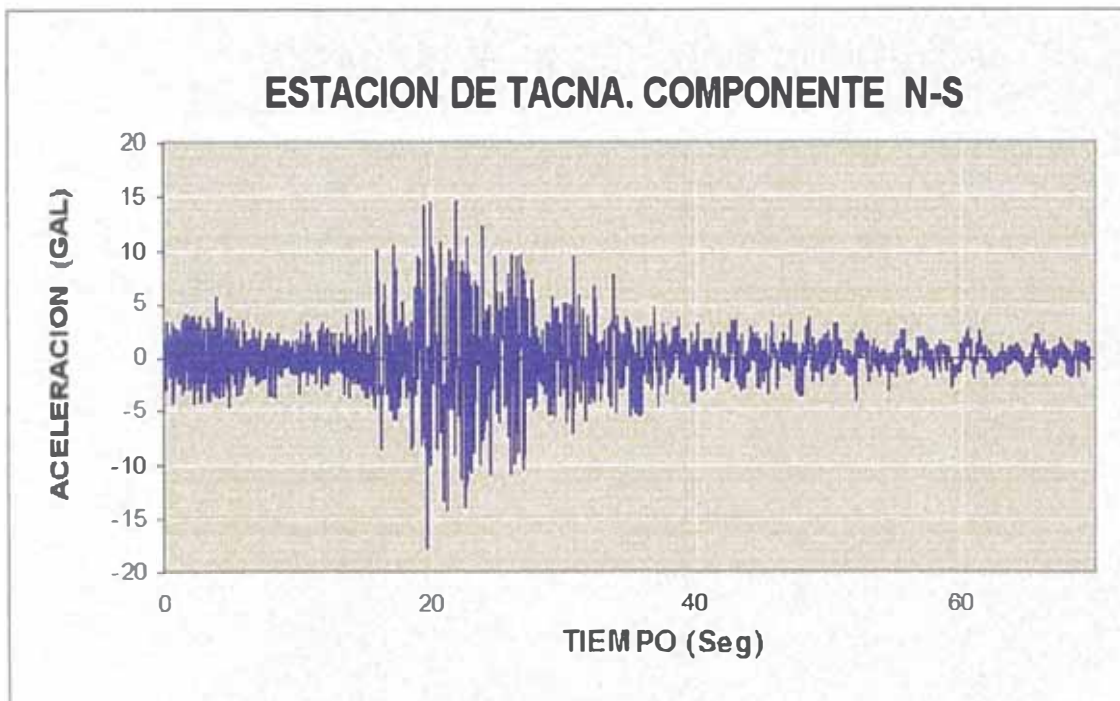


FIGURA 6.16 Tiempo historia de aceleraciones corregidas, réplica en la estación Tacna del 25/06/2001, del sismo de Arequipa, Perú. Aceleración máxima 17.8 cm/seg². (Cortesía del CISMID - Perú).

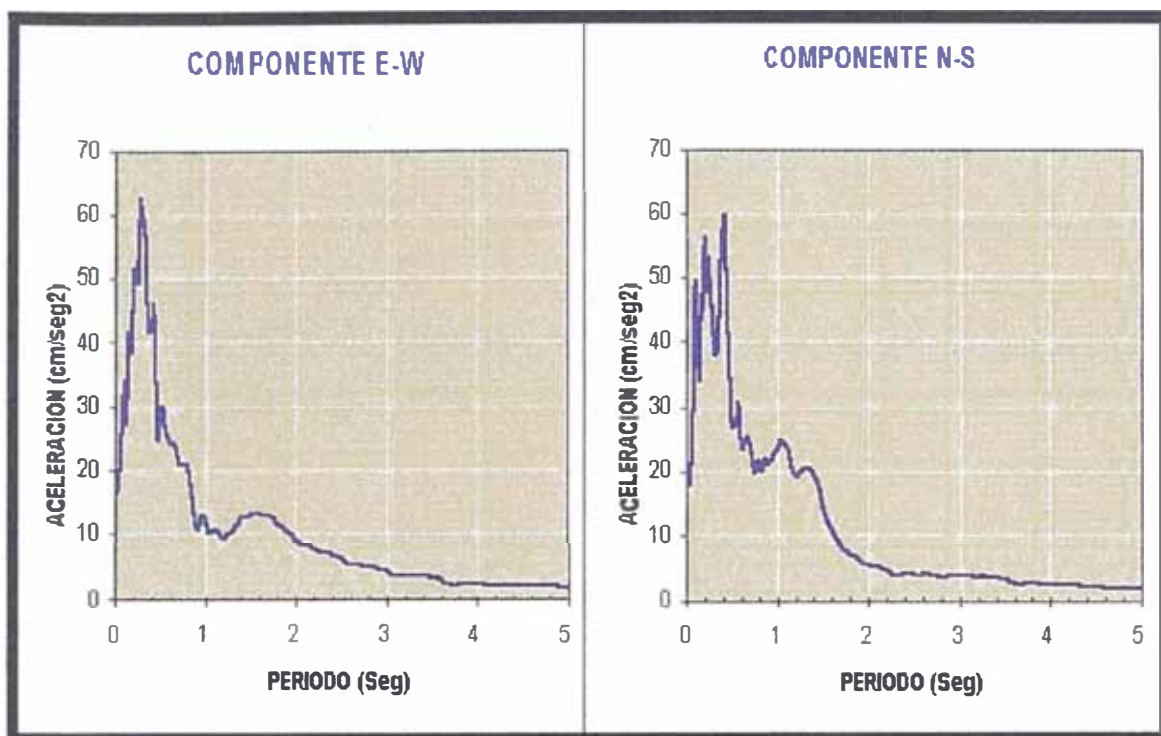


FIGURA 6.17 Espectro de respuesta de aceleraciones ($h = 5\%$), réplica en la estación Tacna del 25/06/2001, del sismo de Arequipa, Perú. (Cortesía del CISMID - Perú).

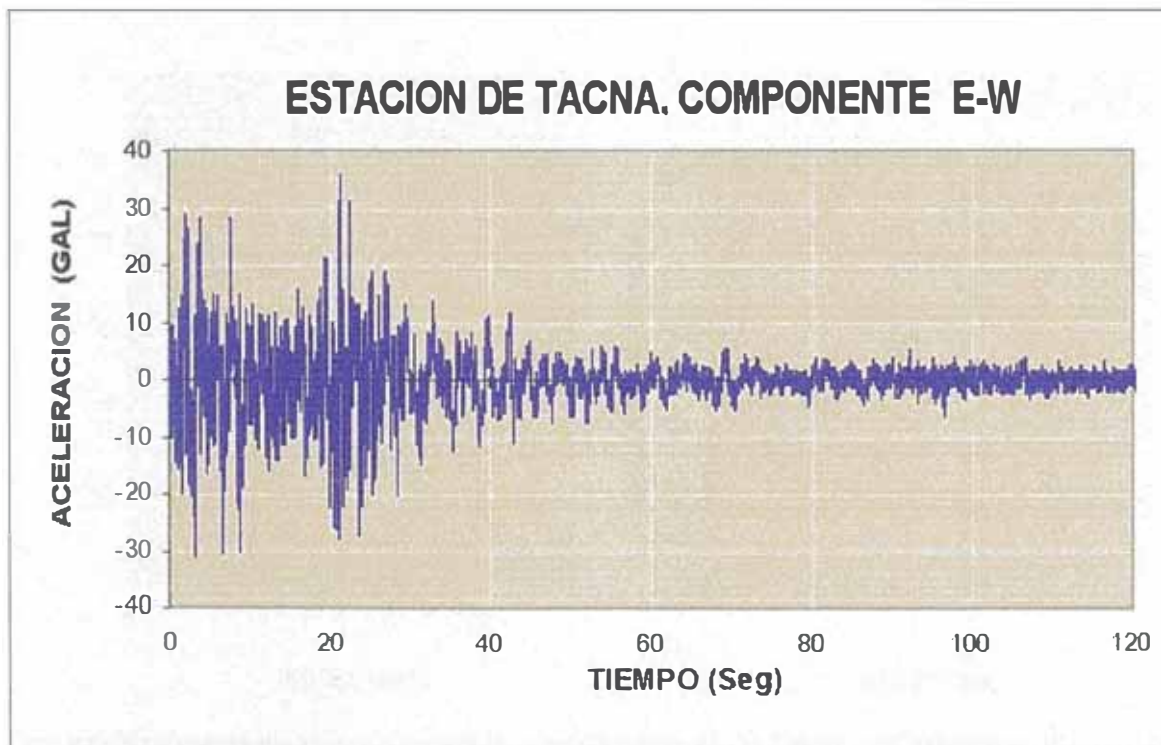


FIGURA 6.18 Tiempo historia de aceleraciones corregidas, réplica en la estación Tacna del 07/07/2001, del sismo de Arequipa, Perú. Aceleración máxima 34.7 cm/seg^2 . (Cortesía del CISMID - Perú).

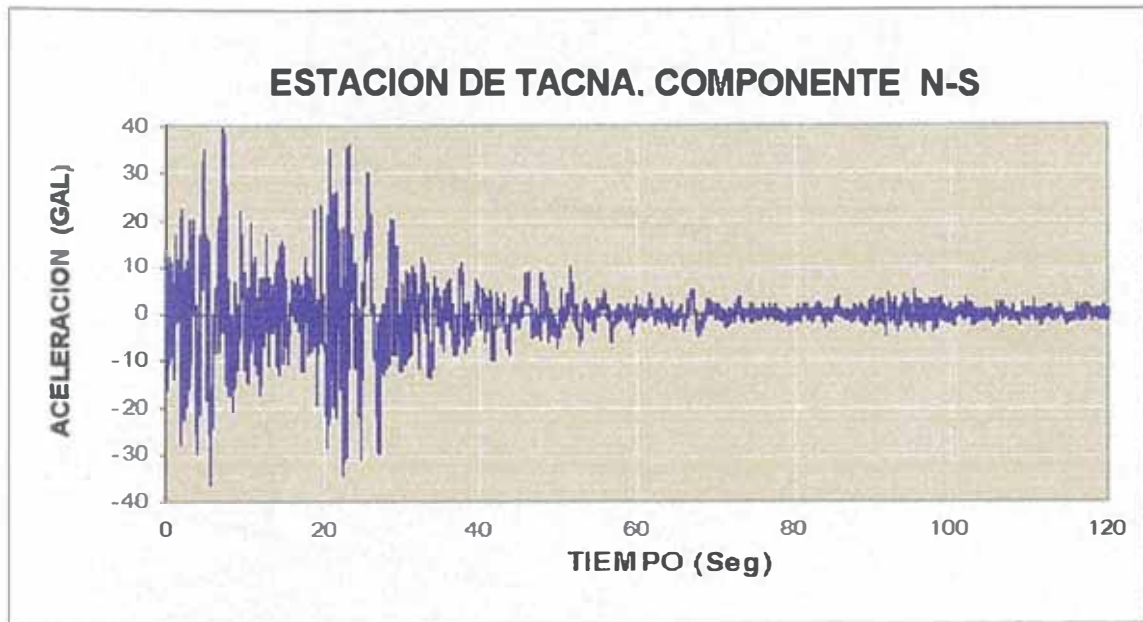


FIGURA 6.19 Tiempo historia de aceleraciones corregidas, réplica en la estación Tacna del 07/07/2001, del sismo de Arequipa, Perú. Aceleración máxima 39.5 cm/seg². (Cortesía del CISMID - Perú).

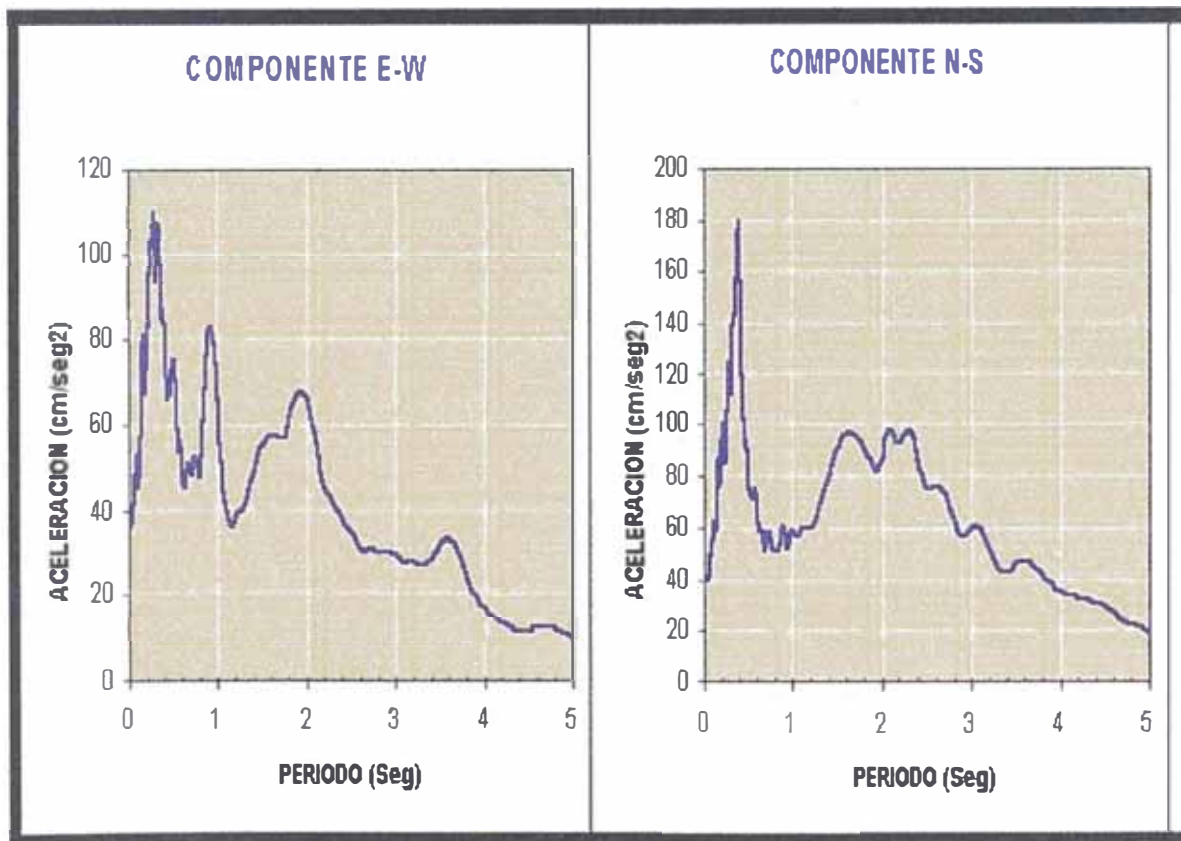


FIGURA 6.20 Espectro de respuesta de aceleraciones ($h = 5\%$), réplica en la estación Tacna del 07/07/2001, del sismo de Arequipa, Perú. (Cortesía del CISMID - Perú).

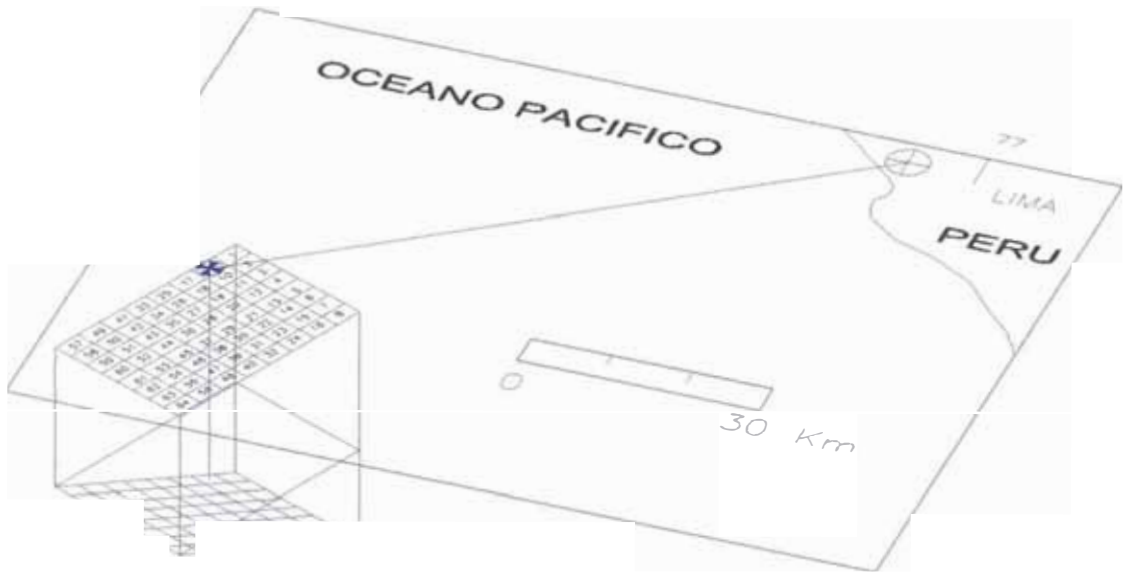


FIGURA 6.21 Vista espacial de la posición del plano de falla 1 con respecto a la estación de registro. Note que los elementos de numeración más alta son más superficiales con respecto a los elementos de numeración más baja.

BIBLIOGRAFIA

- Aguilar Z., H. Iemura, A. Igarashi & M. Yasuda (1998). "*Aseismic Design of the Akashi Kaikyo Bridge*", IABSE Symposium Kobe.
- Aguirre J. (1990) "*Predicción de Movimientos Fuertes en la Ciudad de México, Usando Registros de Temblores Pequeños como Funciones de Green Empíricas*". Tesis para obtener el Título de Ingeniero Geofísico, Universidad Nacional Autónoma de México.
- Aguirre J., & K. Irikura & K. Kudo. (1994) "*Estimation of Strong Ground Motions on Hard Rock and Soft Sediment Sites in the Ashigara Valley Using the Empirical Green's Function Method*". Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute Kyoto University, Volume 44.
- Beck S. (1990). "*Variations in The Mode of Great Earthquake Rupture Along The Central Peru Subduction Zone*". Geophysical Research Letters, Vol. 17, N° 11, pp. 1969 - 1972.
- Bour M., & M. Cara (1997). "*Test of a Simple Empirical Green's Function Method on Moderate Sized Earthquakes*", BSSA, Volumen 87, N° 3.
- Castillo A. Jorge (1994). "*Peligro Sísmico en el Perú*", Tesis de Grado para obtener el Título de Ingeniero Civil, Facultad de Ingeniería Civil, UNI, Perú.
- Cohee B., P. Somerville & N. Abrahamson (1991) "*Simulated Ground Motions For Hypothesized $M_w = 8$ Subduction Earthquakes in Washington and Oregon*". BSSA., Vol. 81, N° 1, pp. 28-56.
- Deichmann N. (1999). "*Empirical Green's Functions: A Comparison between Pulse Width Measurements and Deconvolution by Spectral Division*", BSSA, Volumen 89 N° 1.
- Dorbath L., A. Cisternas & C. Dorbath (1990) "*Assessment of the Size of Large and Great Historical Earthquakes in Peru*". BSSA., Vol. 80, N° 3, pp. 551-576.
- Frankel A. (1995). "*Simulating Strong Motion of Large Earthquakes Using Recordings of Small Earthquakes: The Loma Prieta Main shocks as a Test Case*", BSSA, Volumen 85 N° 4.
- Giesecke A., L. Ocola, E. Silgado (1974) "*Informe a UNESCO del Sismo del 03 de Octubre de 1974, Lima - Perú*", Centro Regional de Sismología para América del Sur (CERESIS).

Herraiz S. Miguel (1997). “*Conceptos Básicos de Sismología Para Ingenieros*”, Centro de Investigaciones Sísmicas y Mitigación de Desastres, CISMID - Perú.

Irikura K., (1983). “*Semi-Empirical Estimation of Strong Ground Motion During Large Earthquakes*”. Bulletin of the Disaster Prevention Research Institute Kyoto University, Volume 33, Part 2.

Irikura K., (1986). “*Prediction of Strong Ground Motion using Empirical Green's Function*”. Proc. Of the 7th Japan Earthquake Engineering Symposium, pp. 151-156.

Jarpe S.P. & P.W. Kasameyer (1996). “*Validation of a Procedure for Calculating Broadband Strong-Motion Time Histories with Empirical Green's Function*”, BSSA, Volumen 86, N° 4.

Kramer S., (1996). “*Geotechnical Earthquake Engineering*”. Ed. Prentice-Hall, Inc.

Olsen Kim B. & R. J. Archuleta (1996). “*Use of Empirical Green's Function, Spectral Ratios, on Kinematic Source Models for Simulating Strong Ground Motion*”, BSSA, Volumen 86 N° 3.

Ordaz M., J. Arboleda & S. K. Singh (1995). “*A Scheme of Random Summation of an Empirical Green's Function to Estimate Ground Motions from Future Large Earthquakes*”, BSSA, Vol. 85, N° 6, pp. 1635-1647.

Somerville P. M. Sen & B. Cohee (1991). “*Simulation of Strong Ground Motion Recorded During The Michoacan, Mexico and Valparaiso, Chile Earthquakes*”, BSSA, Vol. 81, N° 1, pp. 1-27.

Spudich P.A. & S.H. Hartzell “*Predicting Earthquake Ground-Motion Time Histories*” pp. 249-261.

Takeo, M., & H. Kanamori (1997). “*Simulation of Long-Period Ground Motion Near a Large Earthquake*”, BSSA, pp. 140-156.