

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR
DE ENSENADA**



**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

**ESTUDIOS SISMOLÓGICOS EN DOS AMBIENTES TECTÓNICOS DEL PACÍFICO
MEXICANO**

TESIS

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de
DOCTOR EN CIENCIAS

Presenta:

Héctor Enrique Rodríguez Lozoya

Ensenada, Baja California, México, Junio del 2005.

RESUMEN de la tesis de Héctor Enrique Rodríguez Lozoya, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de DOCTOR EN CIENCIAS en CIENCIAS DE LA TIERRA, Ensenada, Baja California, México, junio de 2005.

ESTUDIOS SISMOLÓGICOS EN DOS AMBIENTES TECTÓNICOS DEL PACIFICO MEXICANO

Resumen aprobado por:

Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante
Director de Tesis.

En esta tesis realicé estudios sismológicos con registros de estaciones sísmicas de banda ancha y acelerógrafos. Las estaciones están localizadas en dos regiones tectónicas de la República Mexicana: el Golfo de California y Colima.

Las estaciones sísmicas ubicadas en el Golfo de California son del proyecto NARS-Baja y RESBAN del CICESE. Las estaciones localizadas en la región de Colima son propiedad del Instituto de Ingeniería e Instituto de Geofísica, ambas instituciones dependientes de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM).

En la primera parte de esta tesis estudié el sismo de Tecomán, Colima, ocurrido el 22 de enero de 2003 (Mw 7.4). Con estaciones permanentes locales y portátiles del CICESE localicé las réplicas. Se calculó el espectro telesísmico con estaciones de la red mundial y con estaciones locales y telesísmicas estudié el proceso de ruptura y la liberación del momento sísmico como función del tiempo. Con la localización de las réplicas fue posible inferir un plano de ruptura de $42 \times 56 \text{ km}^2$ y un ángulo de la zona de Bennioff-Wadati de 44° .

Del espectro calculado con registros telesísmicos de la red mundial y la metodología propuesta por Bezzerghoud (1989) obtuve los parámetros de la fuente. Del espectro se estimó una frecuencia de esquina de 0.05 Hz, una duración de la fuente de 20 segundos y una caída estática de esfuerzos de 2.3 bares, el momento sísmico obtenido fue de $2.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$.

Para obtener el desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla así como la función de liberación del momento sísmico como función del tiempo utilicé la metodología de Yagi (2004). Los resultados de la inversión fueron: una duración de la ruptura de 32 segundos, un momento sísmico de $1.88 \times 10^{20} \text{ Nm}$ y un desplazamiento máximo sobre el plano de falla de 3.2 metros.

La segunda parte de mi investigación consistió en localizar la actividad sísmica de la región del Golfo de California registrada en el periodo 2002-2004. Localicé 124 sismos con magnitudes de 2 a 6.3, los eventos localizados tuvieron rms menores que 1.5 segundos y brechas (gaps) entre las estaciones sísmicas menores de 180° .

La sismicidad localizada en este periodo muestra que existe una distribución heterogénea de esfuerzos en el Golfo de California ya que la sismicidad no se localiza a largo de los principales rasgos estructurales.

En la tercera y última parte de mi investigación estudié los sismos de magnitud moderada ($5 < M_w < 6.3$) que han ocurrido en el Golfo de California. Estos sismos ocurrieron el 12 de marzo del 2003 ($M_w 6.3$), durante el 2004 ocurrieron dos eventos; el del 12 de noviembre de 2003 ($M_w 5.6$), así como el del 24 de septiembre de 2004 ($M_w 6.1$) y más recientemente el del 22 de febrero de 2005 ($M_w 5.3$).

En el estudio del proceso de la ruptura para obtener el desplazamiento cosísmico usé la metodología de Yagi (2004) y para obtener el tensor de momento utilicé el proceso de inversión propuesto por Dreger (1993).

Los mecanismos focales resultantes al invertir los datos resultaron de movimiento lateral derecho, excepto el mecanismo del sismo de 12 de noviembre de 2003 el cual fue normal, lo cual implica que en el oeste de la isla Ángel de la Guarda los esfuerzos son de tensión principalmente.

Existen pocos estudios en los cuales se haya estudiado el proceso de ruptura con sismos cuyas magnitudes estén en el intervalo $5 < M_w < 6$ (Kimura et al., 2005). Normalmente los estudios del proceso de ruptura se realizan con sismos de magnitudes mayores a $M_w=7$. Una razón de esto es la calidad de los registros respectivos, es decir, la no disponibilidad de registros de banda ancha en el campo cercano. Este tipo de registros permiten obtener el proceso de la ruptura de sismos de magnitud pequeña, por otro lado, en la inversión del tensor de momento sísmico con la metodología de Dreger (1993), es posible obtener el tensor de momento sísmico de sismos de magnitudes en el rango de $3 < M_w < 6.0$, inclusive si solo se cuenta con registros de tres componentes de una sola estación Dreger (1993).

Una síntesis de los resultados obtenidos en esta parte de mi investigación los describo a continuación.

Sismo del 12 de marzo de 2003. La solución del plano de falla fue: $\phi=117^\circ$, $\delta=79^\circ$, $\lambda=168^\circ$, un momento sísmico de 0.36×10^{19} Nm, y magnitud $M_w=6.3$. La propagación de la ruptura fue en dirección NW-SE principalmente, las dimensiones efectivas de la falla de este sismo fue de 54×10 km². La ruptura tuvo una duración de 35 segundos con dos asperezas. Esto significa que la fuente fue compleja y los dos sub-eventos tuvieron un desplazamiento de 0.9 y 0.8 metros respectivamente.

Sismo del 12 noviembre del 2004. Tuvo un mecanismo focal con los siguientes parámetros geométricos: $\phi=320^\circ$, $\delta=70^\circ$ y $\lambda=-80^\circ$, un momento sísmico de 0.292×10^{18} Nm, magnitud 5.6 y la propagación de la ruptura fue en la dirección del echado. La duración de la ruptura de este sismo fue de 17 segundos, su proceso puede ser considerado como simple ya que solo se obtuvo una fuente o aspereza en la cual la magnitud del desplazamiento cosísmico fue de 0.3 metros y las dimensiones efectivas de su plano de falla fueron de 8×6 km².

En la inversión de este evento fue empleado un tiempo de inicio de ruptura 'rise time' de 1.9 segundos.

Sismo del 24 de septiembre del 2004. Este fue el segundo sismo de mayor magnitud que estudié. Su magnitud fue de $M_w=6.1$, ligeramente menor con respecto al sismo del 12 de marzo del 2003 ($M_w=6.3$). Su mecanismo focal es: $\phi=100^\circ$, $\delta=84^\circ$ y $\lambda=155^\circ$, un momento sísmico de 0.179×10^{19} Nm, la propagación de su ruptura fue en dirección NW-SE.

De la inversión se obtuvieron dos fuentes ó asperezas con desplazamiento de 0.90 y 0.85 metros respectivamente. Las dimensiones de la ruptura fue de $38 \times 7 \text{ km}^2$, la duración de liberación de momento sísmico fue de 30 segundos

Sismo del 22 de febrero del 2005. El mecanismo focal fue de: $\phi=227^\circ$, $\delta=67^\circ$ y $\lambda=28^\circ$, momento sísmico de $1.02 \times 10^{19} \text{ Nm}$, magnitud M_w 5.3 y la propagación de la ruptura fue en la dirección del rumbo. De la inversión de los desplazamientos sobre el plano de falla indican que este evento tuvo una sola fuente, es decir, fue un evento simple. Las dimensiones de la ruptura fueron de $8 \times 6 \text{ km}^2$. El máximo desplazamiento fue de 0.10 metros, la función de liberación de momento sísmico como función del tiempo fue de 10 segundos.

De la comparación de las gráficas de liberación de momento sísmico como función del tiempo se observó que el sismo del 12 de marzo del 2003 así como el del 24 de septiembre de 2004 tuvieron un proceso de ruptura semejante, ambos con una liberación de energía muy similares tanto en magnitud como en duración. Las velocidades de la ruptura propuestas para la inversión de estos sismos en todos los casos fue cercana al 80% de la velocidad de la onda de corte.

Por último algo interesante de este estudio es que los mejores resultados de las inversiones utilizando la metodología de Yagi (2004) así como la metodología de Dreger (1993) se obtuvieron considerando profundidades del hipocentro cercanas a los $6 \pm 2 \text{ km}$., es decir, la profundidad del mejor ajuste entre los simogramas sintéticos y observados.

Palabras clave: Proceso de ruptura, sismotectónica, fuente sísmica.

ABSTRACT of the Thesis of HECTOR ENRIQUE RODRIGUEZ LOZOYA presented as partial requirement to obtain the DOCTOR IN SCIENCES degree in Earth Sciences. Ensenada, Baja California ,Mexico junio de 2005.

SEISMICS STUDIES IN TWO TECTONICS SETTINGS OF THE MEXICAN PACIFIC.

Abstract approved by:

Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante
Thesis advisor

In this thesis I carried out seismological studies using broadband seismic records and acelerograms recorded in two different tectonic regions of Mexico: Gulf of California and Colima. Seismic stations located in the Gulf of California are from the NARS-Baja and RESBAN networks. The seismic stations located in Colima belong to the Instituto de Geofisica, Instituto de Ingenieria of National University of Mexico (UNAM) and to the University of Colima and CICESE (portable seismic stations).

I studied the Tecoman Colima earthquake that occurred 22 January 2003 $M_w=7.4$. CICESE portable seismic stations and permanent seismic station from the University of Colima were used to locate the aftershocks of the Tecomán earthquake. We estimated an aftershock area of $42 \times 56 \text{ km}^2$ and a dip of the Wadati-Benioff zone of 44° . The teleseismic spectrum was calculated to get source parameters and with the local and teleseismic records we estimated the rupture process. From the spectrum I estimated a corner frequency of 0.05 Hz .

I estimated source duration of 20 seconds and a stress drop of 2.3 Mp (23 bars) and seismic moment of $2.7 \times 10^{20} \text{ Nm}$.

In order to infer the rupture process we used Yagui (2004) inversion code. From the inversion process we obtained rupture duration of 32 seconds, a seismic moment of $1.88 \times 10^{20} \text{ Nm}$, two main zones of seismic moment release with a maximum displacement of 3.2 meters.

The second part of my thesis research consisted in locate the earthquake activity originated in the Gulf of California from 2002 to 2004 as well as to estimate the rupture process of four earthquakes in the magnitude range from 5.3 to 6.3.

I located 124 events in the magnitude range from 2.0 to 6.3. The located events have rms of 1.5 seconds and the gap between seismic stations was selected to be less than 180° . The located seismic activity suggested that there are heterogeneous stress distributions in the Gulf of California since most of the earthquake activity is not located over the main tectonic features. I studied the rupture process of the following events: The Loreto earthquake that occurred 12 March 2003, $M_w=6.3$, the Isla Angel de la Guarda earthquake that occurred 12 November 2004, $M_w=5.6$,

the Isla San Lorenzo earthquake that occurred 24 September 2004, $M_w=6.1$, and the Topolobampo earthquake that occurred 12 February 2005, $M_w=5.3$.

I used the Dreger algorithm (1993) in order to obtain the seismic moment tensor of the Isla San Lorenzo earthquake and the Topolobampo earthquake. Both earthquakes have a right lateral strike slip fault plane solution.

Few earthquakes have been studied in the magnitude range from 5 to 6 in order to study its rupture process. One possible reason is that there are few broad band stations located close to the epicenter of events in that magnitude range. I found out that the rupture process of the studied events has its own rupture characteristics that can be summarized as follows.

Loreto earthquake 12 March 2003. The fault plane solution was: strike $\phi=117^\circ$, dip $\delta=79^\circ$ and slip $\lambda=168^\circ$, a seismic moment of 3.6×10^{18} Nm and a magnitude of $M_w=6.3$. The rupture duration was 30 seconds, a complex rupture process with two sources. Each seismic source had a maximum coseismic displacement of 0.9 and 0.8 meters respectively. The source dimension had a source area of 54×10 km².

Isla Angel de la Guarda earthquake of 12 November 2004. The fault plane solution was: strike $\phi=320^\circ$, dip $\delta=70^\circ$ and slip $\lambda=-80^\circ$, a seismic moment of 2.92×10^{19} Nm and a magnitude of $M_w=5.6$. This event had a simple rupture process with a rupture duration of 17 seconds. The coseismic displacement was 0.3 meters. The source dimension had a source area of 8×6 km². In the inversion process I used a rise time of 1.9 seconds.

Isla San Lorenzo earthquake of 24 September 2004. The fault plane solution was: strike $\phi=100^\circ$, dip $\delta=84^\circ$ and slip $\lambda=155^\circ$, a seismic moment of 1.79×10^{18} Nm and a magnitude of $M_w=6.1$. This was a complex event with two sources with a maximum coseismic displacement of 0.9 and 0.85 meters. This event had a rupture process with a rupture duration of 30 seconds. The source dimension had a source area of 38×7 km².

Topolobampo earthquake of 22 February 2005. The fault plane solution was: strike $\phi=227^\circ$, dip $\delta=67^\circ$ and slip $\lambda=28^\circ$, a seismic moment of 1.02×10^{19} Nm and a magnitude of $M_w=5.3$. This was a simple event with a single source with a maximum displacement of 0.1 meters and a source dimension of 8×6 km². The source time duration was 10 seconds.

The Loreto and Isla San Lorenzo earthquakes had a similar rupture process with two sources and large source duration. In the inversion process we used a rupture wave velocity of 80% of the shear wave velocity. Finally from the direct body wave form modeling and the inversion of the seismic moment tensor we obtained source depth of the order of 5 ± 1 km.

Key words: Rupture process, seismotectonic, seismic source.

Dedicatoria

Este trabajo esta dedicado a dios y a todas aquellas personas que forman parte de mi vida, pero especialmente para ti papá... que aunque ya no estés físicamente con nosotros, seguro estoy que te recordaré por siempre, nunca olvidaré aquellos tiempos de mi infancia y parte de mi juventud en los cuales me acobijaste incondicionalmente, en este trabajo esta plasmado el ejemplo que siempre me diste, que fue el trabajar duro y honradamente... a ti papá por heredarme esas ganas de salir adelante...

A mi madre por haberme dado la oportunidad de vivir y por enseñarme las primeras letras en esta vida... a ti mamá con todo mi amor.

A mi esposa Bartola por ser mi compañera de batalla en esta vida, a mis dos pequeños (Héctor y Hugo) a los cuales les he robado gran parte de su tiempo para realizar esta aventura, a ustedes con todo mi corazón.

Agradecimientos

A mi director de tesis Dr. Cecilio Javier Rebollar Bustamante por su gran calidad humana, por ayudarme a salir adelante en momentos difíciles así como por permitirme alcanzar este objetivo, a usted doctor mi respeto y admiración.

A l doctor Luis Quintanar Robles por su gran amistad y apoyo.

A mi comité de tesis por sus valiosas sugerencias y apoyo.

A Marta Elva Barrera por el gran apoyo que siempre me brindo, por su amistad y simpatía.

A Leobardo López Pineda por ser mi amigo y por sus sabios consejos.

A todos mis amigos, pero especialmente Euclides Ruiz, Armando Bejarano Carrillo, Sebastián Osuna y Miguel Alberto Camarena por brindarme su amistad y apoyo.

A Juan Antonio Mendoza Camberos, Arturo Pérez Vertti, Jaime Carlos Villegas e Ignacio Méndez Figueroa a ustedes gracias por su apoyo.

A mi universidad (UAS) al CICESE y al PROMEP por apoyarme para realizar mis estudios.

CONTENIDO

	Página
I. INTRODUCCION GENERAL	1
I.1 Antecedentes	1
I.2 Resumen de sismos históricos de magnitud >7 ocurridos en la región de Colima en el periodo 1900-2003	6
I.3 Justificación y objetivos	14
II. ESTUDIO DEL SISMO DE TECOMÁN DE MAGNITUD 7.4 Y LA SIMULACIÓN NUMÉRICA DE SU PROCESO DE RUPTURA	16
II.1 Resumen	16
II.2 Introducción	17
II.3 Sismicidad histórica de magnitud mayor a 7 de la región de Colima	19
II.4 Marco tectónico	21
II.5 Análisis y procesado de datos	23
II.6 Espectro telesísmico	31
II.7 Datos de campo cercano y lejano utilizados en la metodología de Yagi (2004)	36
II.8 Metodología para el proceso de inversión (Yagi, 2004)	38
II.9 Discusiones y conclusiones	46
III. ANÁLISIS DE LA SISMICIDAD REGISTRADA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA EN EL PERIODO 2002-2004	49
III.1 Resumen	49
III.2 Introducción	49
III.3 Marco Tectónico	53
III.4 Análisis de datos	54
III.5 Análisis de los sismos localizados	58
III.6 Estudio de réplicas del sismo de febrero 22 de 2002(Mw 5.7)	68
III.7 Conclusiones	72
IV. INVERSION DEL TENSOR DE MOMENTO SISMICO Y PROCESO DE RUPTURA PARA SISMOS DE MAGNITUD INTERMEDIA OCURRIDOS EN EL GOLFO DE CALIFORNIA DE CALIFORNIA	81
IV.1 Resumen	81
IV.2 Introducción	83
IV.3 Teoría aplicada para la inversión del tensor de momento sísmico (Dreger, 1993) así como para obtener el desplazamiento cosísmico (Yagi, 2004)	86
IV.4 Procesado de datos	91
IV.5 Análisis de resultados	95
IV.6 Conclusiones	118

CONTENIDO(continuación...)

	Página
V.CONCLUSIONES GENERALES	120
BIBLIOGRAFIA	124

LISTA DE FIGURAS

Figura		Página
1.	Regiones geográficas en que se desarrollo nuestra investigación, estas zonas son: la región del Golfo de California y la región de Colima.	13
2.	Sismos históricos de magnitud (M_w , $M_s >7$), que han ocurrido en el estado de Colima desde 1932 a la fecha. También se presentan los mecanismos focales. El área achurada delgada es la zona de réplicas del sismo de 1932 (Singh et al., 1985). El área achurada gruesa es el área de réplicas del sismo de 1995 (Pacheco et al., 1997). También se presenta en una elipse achurada delgada el área de réplicas del sismo de 1973 (Reyes et al., 1979), la elipse de línea continua es el área de ruptura definida por las réplicas del sismo de Tecomán de 2003.	20
3.	Marco tectónico de la región de Colima México.	22
4.	Localización de las estaciones permanentes del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima triángulos (RESCO), y las estaciones portátiles del CICESE, estrellas. El círculo es el epicentro del sismo de Tecomán.	24
5.	Localización de las réplicas del sismo de Tecomán (círculo).el polígono de línea a trazos es el área aproximada de sus réplicas. También se incluye la localización del sismo de 1995.	28
6.	Sección cortical perpendicular a la trinchera que muestra la localización de las réplicas en función de la profundidad. También se muestra el hipocentro del sismo de Tecomán.	30
7.	Sección cortical paralela a la trinchera de las réplicas del sismo de Tecomán. De esta sección se estimó un área de ruptura de 42 kilómetros de ancho (W) en dirección del echado y una longitud de ruptura de 56 kilómetros en dirección del rumbo de la falla.	30
8.	Ubicación de las estaciones de la red mundial (IRIS) utilizadas para obtener el espectro promedio del sismo de Tecomán.	32

LISTA DE FIGURAS (continuación...)

Figura		Página
9.	Espectro promedio de desplazamientos calculado con 15 trenes de onda P en estaciones telesísmicas.	35
10.	Acelerogramas del sismo de Tecomán con sus tres componentes: Vertical, Norte-Sur y Este- Oeste. amplitudes en cms./segundos	37
11.	Estaciones sísmicas con registros de aceleración utilizadas en la inversión del sismo de Tecomán, cuadro rojo (UNAM), cuadro amarillo (CFE).	37
12.	Forma en como se discretiza el plano de falla en pequeñas subfallas o celdas , Mn es el numero de celdas en dirección del rumbo de la falla, Nn es el numero de celdas en dirección del echado ,M0,N0 definen la posición del hipocentro(estrella).	38
13.	Discretizacion de la fuente para cada subfalla , Δt =tiempo de ascenso (rise time).	39
14.	a) Solución del plano de falla, b) función de fuente,c) distribución de deslizamiento sobre el plano de falla.	43
15.	Ajuste de las formas de onda para sintéticas (gris) y observadas (negro) para registros del campo lejano y cercano.	44
16.	Localización del plano de falla respecto a la estación de manzanillo (CFE) así como las tendencias de la distribución del deslizamiento de la ruptura.	45
17.	Mapa que muestra la ubicación de las estaciones sísmicas alrededor del Golfo de California. Los triángulos son las estaciones de NARS-Baja y los cuadros son las estaciones de RESBAN.	55
18.	Mapa que muestra las localizaciones de la actividad sísmica en el Golfo de California. Los círculos vacíos son los epicentros de los sismos localizados en este estudio y están escalados de acuerdo a su magnitud, también se muestran las áreas que corresponden a los principales rasgos tectónicos de la región del Golfo de California, los círculos (línea gruesa) indican la localización de los sismos de Mw >5 ocurridos en el periodo de estudio.	56

LISTA DE FIGURAS (continuación...)

Figura		Página
19.	Mapa sobre el cual se ilustran los epicentros (círculos vacíos) de los eventos localizados en la zona 1. Los mecanismos focales corresponden a sismos históricos que han sido estudiados en esta zona de estudio. Los cuadros representan las estaciones sísmicas de RESBAN y los triángulos de NARS-Baja. Los arcos representan el área donde ocurrió un enjambre durante el mes de agosto de 2004. Los rasgos tectónico indicados fueron tomados de González-Fernández et al., (2005).	59
20.	Mapa que muestra los epicentros de los eventos localizados en la zona 2 (círculos abiertos). Los mecanismos focales son sismos que han sido estudiados en esta zona de estudio. Además se ilustra la ubicación de algunas réplicas de los sismos de 20040924 así como las del sismo de 20031112. Los cuadros representan las estaciones sísmicas de RESBAN y los triángulos de NARS-Baja.	61
21.	Mapa que muestra las localizaciones de los sismos del 12 de noviembre del 2003 así como su precursor y del sismo del 24 de septiembre del 2004. También se muestran los mecanismos focales y las fallas descritas por Lonsdale (1989) en esta región.	63
22.	Mapa sobre el cual se ilustran los epicentros de los eventos localizados en la zona 3 (círculo abiertos), los mecanismos focales son sismos que han sido estudiados en esta zona. Los cuadros son las estaciones sísmicas de RESBAN y los triángulos de NARS-Baja.	65
23.	Mapa sobre el cual se ilustran los epicentros de los eventos localizados en la zona 4 (círculo vacíos). Los mecanismos focales son sismos que han ocurridos en esta zona de estudio. Los triángulos son las estaciones de NARS-Baja.	67
24.	Localización de la réplicas en planta ,la ubicación de las estaciones (triángulos),la solución del plano de falla del evento principal(NEIC),así como la ubicación de las secciones verticales corticales AA' Y BB'.	70

LISTA DE FIGURAS (continuación...)

Figura		Página
25.	Secciones corticales AA' y BB' sobre las cuales se proyecto las réplicas. Se ilustra la localización del basamento en el campo geotérmico de Cerro Prieto así como la falla A.	71
26.	Ubicación y mecanismos focales de los eventos sísmicos estudiados además se muestran las localizaciones de las estaciones sísmicas donde se registraron dichos eventos.	85
27.	Solución del plano de falla obtenida del proceso de inversión de Dreger (1993) del sismo del 24 de septiembre del 2004. También se muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas (gris) y observadas (negro).	97
28.	Solución del plano de falla obtenida del proceso de inversión de Dreger (1993) del sismo del 22 de febrero de 2005. También se muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas (gris) y observadas (negro).	99
29.	Grafica de la varianza reducida contra profundidad para los sismos de febrero 22 de 2005 (Mw 5.3).Circulo en trazos estación TOPB y Circulo continuo estación NE77, y septiembre 24 de 2004 (6.1). Circulo en trazos estación PLIB y circulo continuo estación PPXB.	100
30.	Mecanismo focal, función de fuente y distribución del desplazamiento cosismico sobre el plano de falla del sismo del 12 de marzo del 2003 con el método Yagi (2004).Amplitudes en centímetros.	103
31.	Ajuste de formas de onda sintéticas y observadas obtenidas durante el proceso de inversión del sismo del 12 de marzo del 2003 de magnitud 6.3 con el método de Yagi (2004). Amplitudes en centímetros.	104
32.	Mecanismo focal, función de fuente Y distribución del desplazamiento cosismico sobre el plano de falla del sismo del 12 de Noviembre de 2003 con el método Yagi (2004).	106

LISTA DE FIGURAS (continuación...)

Figura		Página
33.	Ajuste de formas de onda sintéticas y observadas obtenidas durante el proceso de inversión del sismo del 12 de Noviembre del 2003 de magnitud 5.6 aplicando la metodología de Yagi (2004). Amplitudes en centímetros.	107
34.	Mecanismo focal, función de fuente y distribución del desplazamiento cosismico sobre el plano de falla del sismo del 24 de septiembre del 2004 con el método Yagi (2004).	108
35.	Ajuste de formas de onda sintéticas y observadas obtenidas del proceso de inversión del sismo del 24 de septiembre del 2004 de magnitud 6.1 aplicando la metodología de Yagi (2004). Amplitudes en centímetros.	109
36.	Mecanismo focal, función de fuente y distribución del desplazamiento cosismico del sismo del 22 de febrero de 2005 de magnitud 5.3 Yagi (2004).	110
37.	Ajuste de formas de onda sintéticas y observadas obtenidas durante el proceso de inversión del sismo del 22 de febrero del 2005 de magnitud 5.3 aplicando la metodología de Yagi (2004).Amplitudes en centímetros.	111
38.	Grafica de la duración contra momento sísmico para los sismos de este estudio. El triangulo indica mecanismo de rumbo y el círculo un Mecanismo normal (figura modificada de Houston (2001).	112
39.	Registros de velocidad del sismo del 22 de febrero del 2005 (Mw 5.3), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./seg .El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.	114
40.	Registros de velocidad del sismo del 12 de Noviembre del 2003 (Mw 5.6), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./seg. El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.	115
41.	Registros de velocidad del sismo del 12 de marzo del 2003 (Mw 6.3), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./seg. El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.	116

LISTA DE FIGURAS (continuación...)

Figura	LISTA DE FIGURAS (continuación...)	Página
42.	Registros de velocidad del sismo del 24 de septiembre del 2004 (Mw 6.1), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./seg. El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.	117

LISTA DE TABLAS

Tabla		Página
I	Información de la sismicidad histórica de la región de colima del periodo 1900-2003, únicamente sismos de magnitudes $M_w > 7.0$	19
II	Modelo de velocidades utilizado en la localización de réplicas (RESCO).	26
III	Modelo de velocidad utilizado por pacheco , para el estudio del Sismo de Colima de marzo de 2000 (M_w 5.3) y sus réplicas	27
IV	Modelo de velocidades utilizado en la inversión del sismo de Tecomán (Pacheco, 2003).	41
V	Modelo de velocidad 1D utilizado en las localizaciones (Rebollar et al. 2001)	57
VI	Modelo de velocidad 1D utilizado en las localizaciones (wong, 2001)	57
VII	Localizaciones de la sismicidad para el año 2002.	74
VIII	Localizaciones de la sismicidad para el año 2003	75,76
IX	Localizaciones de la sismicidad para el año 2004	77
X	Localización de replicas evento de 22 02 2002 (M_w 5.7)	78,79,80
XI	Modelo de velocidad utilizado para el cálculo de las funciones de Green aplicando la metodología de Yagi (2004).	91
XII	Modelo de velocidad utilizado (Dreger and Helmberger, 1990) para el calculo de las funciones de green aplicando la metodología Dreger (1993).	94
XIII	Parámetros utilizados el proceso de inversión aplicando la metodología de Yagi (2004).	101

LISTA DE TABLAS (continuación...)

Tabla		Página
XIV	Parámetros resultantes de la inversión para los sismos estudiados en la región del golfo de California.	113

ESTUDIOS SISMOLOGICOS EN DOS AMBIENTES TECTONICOS DEL PACIFICO MEXICANO

I. INTRODUCCIÓN GENERAL

I.1 Antecedentes

El estudio de los procesos de la fuente sísmica ha sido posible gracias al desarrollo tecnológico actual, principalmente en lo que se refiere a registros digitales en tiempo real de banda ancha y amplio rango dinámico, así como en computadoras con gran capacidad de manejo de datos. Estos avances tecnológicos permiten que en cuestión de minutos se pueda obtener los parámetros de la fuente y la historia del proceso de ruptura. Estas dos características del fenómeno sísmico pueden estudiarse en función de la liberación de momento sísmico, sin embargo el cálculo del desplazamiento cosísmico sobre el plano de la falla es un proceso sofisticado que necesita el criterio de un sismólogo para llevarse a cabo.

Por lo anterior, actualmente es fácil que a los pocos minutos de ocurrir un sismo esté sea localizado, calculado su mecanismo focal y obtenido los procesos de su fuente sísmica, todo gracias al empleo de redes de estaciones sísmicas digitales y laboratorios sismológicos.

En el campo de la sismología, varios investigadores han desarrollado técnicas numéricas que permiten obtener los parámetros del proceso de la ruptura de un sismo, estas se basan principalmente en la aplicación del método inverso o proceso de inversión (Gilbert, 1973; Hartzel, 1978; Kanamori, 1986 y Yagi, 2004). Este proceso consiste en suponer un modelo de los parámetros de la fuente con

los datos registrados en la superficie. En el caso sismológico, los parámetros del modelo pueden ser: las velocidades del medio, las coordenadas epicentrales y la profundidad del sismo. También pueden ser considerados como parámetros de inversión la forma de la función de fuente, dimensiones de la falla y las magnitudes de los deslizamientos sobre el plano de falla.

En esta tesis se aplica el método inverso para el análisis de datos sísmicos, la inversión es hecha discretizando el plano de falla. El objetivo es obtener los procesos de ruptura y su tensor de momento sísmico. El proceso de la fuente sísmica es generalmente complejo, el análisis de éste apareció en forma concreta durante el siglo XX, cuando la teoría de la propagación de ondas fue establecida y aparecieron también las estaciones sísmicas digitales.

Los estudios actuales describen las etapas del proceso sísmico, como: momento de ocurrencia, desarrollo y terminación del sismo. El instante del inicio de la liberación del momento sísmico queda definido por el tiempo origen. La descripción cinemática se obtiene de la distribución y magnitud del desplazamiento cosísmico. Por último en la interpretación del desplazamiento cosísmico se involucran conceptos como los conceptos de barreras (Das y Aki, 1977) y asperezas (Kanamori, 1981).

Estos dos conceptos considero necesario explicarlos, ya que son importantes para explicar la complejidad de los procesos de la ruptura sísmica, así como su periodicidad.

Una barrera se define como la detención de la ruptura debido a la presencia de un medio muy resistente, como el contacto entre dos tipos de roca o una

discontinuidad lateral de la falla. Este medio limita la dimensión del frente de ruptura. Sin embargo, si el esfuerzo es continuo, éste puede saltar la barrera y continuar la ruptura. Existe la posibilidad de que durante este proceso queden pequeñas zonas de la falla sin romperse, las cuales pueden romper posteriormente provocando las réplicas

Por una aspereza se entiende un lugar donde se inicia la ruptura en un medio muy heterogéneo. Una clara idea es que el sismo se inicia en una zona en donde no se había producido sismo alguno durante un cierto tiempo, lo que se interpreta como la presencia de vacíos sísmicos (gaps) o zonas de gran acumulación de energía.

La aparición de barreras y asperezas durante el proceso de ruptura pueden ser observadas en la forma de la función de tiempo de la fuente. A partir de la forma de esta función es posible inferir si el tipo de fuente es simple o compleja. Esto es posible si en la forma de la función de fuente aparecen saltos o discontinuidades que es lo que indica la aparición de estas barreras o asperezas. Una fuente compleja reflejará una distribución heterogénea de la ruptura, mientras que una forma sencilla de esta será indicativa de que la ruptura fue simple y ocasionada por una sola fuente.

Como conclusión de estos conceptos se puede decir que el proceso de ruptura de un sismo es altamente complejo y depende principalmente del estado de esfuerzos al que se encuentre sometida la zona de fractura. Los modelos de ruptura mencionados sirven para explicar la complejidad de la fuente sísmica y son difíciles de distinguir durante el proceso de la ruptura sísmica, sin embargo,

estudios recientes (Tavera, 1992) han mostrado que ambos pueden ser complementarios, ya que el modelo de barreras describe de mejor manera a los sismos de tipo cortical mientras que el modelo de asperezas explica bien los sismos asociados a las zonas de subducción.

Otro concepto empleado en este estudio es el de sismotectónica, este puede definirse como el estudio de la actividad sísmica y su relación con la tectónica de una región. Su aplicación puede ser útil para inferir fallas tectónicas mediante la localización hipocentral de la actividad sísmica, además de que mediante el análisis estadístico de esta información pueda ser posible estudiar también el riesgo sísmico de regiones de interés.

En este estudio se investigan los procesos de la fuente sísmica de los eventos ocurridos en dos zonas geográficas distintas (Colima y Golfo de California). De Colima, estudié el sismo de Tecomán (Mw 7.5) y del Golfo de California analicé cuatro sismos de magnitudes moderadas, estos sismos son: el del 12 de marzo de 2003 (Mw 6.3). Los que ocurrieron el 12 de noviembre de 2003 (Mw 5.6) y el del 24 de septiembre de 2004 (Mw 6.1) y más reciente el que ocurrió el 22 de febrero del 2005 (Mw 5.3). Estos sismos los analicé principalmente para obtener el proceso de ruptura en espacio y tiempo.

Dicho análisis comprende la obtención de la geometría del plano de falla, la distribución del desplazamiento cosísmico así como la obtención de la función de la fuente, que describe la liberación del momento sísmico como función del tiempo. También de esta región analicé la sismicidad ocurrida en el periodo 2002-2004.

Con respecto a la región del Golfo de California cabe mencionar que los estudios previos de sismos de magnitudes moderadas, se han limitado a obtener la solución del plano de falla así como los parámetros de fuente básicos como son: epicentro y caída de esfuerzos, dejando de lado lo relacionado a los procesos de fuente sísmica y la propagación de su ruptura. La mayoría de estos estudios fueron realizados utilizando el modelado directo de sismogramas observados y sintéticos, en estos estudios se aplicaba principalmente el modelo de Brune (1970) el cual considera una falla circular (Rebollar et al., 1999 y 2001). La aplicación del modelo de Brune (1970) queda limitado al análisis de sismos de magnitudes $M_w < 6$. Además de que este no considera el efecto de la propagación de la ruptura. Con este modelo es posible estimar la frecuencia de esquina, con la cual pueden ser calculados el momento sísmico y la caída de esfuerzos. De acuerdo a Beresnev (2002), con la frecuencia de esquina solo es posible obtener de manera precisa el tiempo de ascenso (rise time) y la velocidad de la ruptura.

Además de los estudios mencionados, existen estudios adicionales como los realizados por Lomnitz et al. (1970); Rebollar et al. (1987); Rebollar et al. (2001); Goff et al. (1987); Molnar P. (1973), entre otros, los cuales se realizaron utilizando información sísmica originada tanto en la región del Golfo de California como en diferentes zonas de la península de Baja California.

Antes de nuestro estudio de la sismicidad de la región del Golfo de California no había trabajo alguno que considerara la sismicidad global de esta región. El estudio de la sismicidad del Golfo de California tiene como objetivo final la elaboración de un mapa Sismotectónico de esta región realizado con los sismos

registrados en las redes NARS-Baja (NARS: *Network of Autonomously Recording Seismographs*) y RESBAN (*Red de Estaciones Sísmicas de Banda Ancha*) registrados en el periodo 2002-2004. En el estudio de sismicidad los sismos localizados no fueron suficientes para alcanzar nuestro objetivo principal. Sin embargo, reconocemos que este estudio contiene las bases para que en el futuro se pueda alcanzar el objetivo inicial.

Además de los estudios mencionados en la región del Golfo de California, también estudié el sismo de Tecomán Colima de magnitud 7.4. En la zona del estado de Colima se localiza una región de alta sismicidad conocida como la trinchera Mesoamericana, esta abarca casi todos los estados del suroeste de México. La trinchera Mesoamericana es una zona de subducción, donde han ocurrido los sismos de gran magnitud en la República Mexicana.

A continuación realizo un resumen de los sismos más importantes ocurridos en la región de Colima en el periodo 1990-2003, el objetivo de este resumen es ubicar al lector dentro del contexto sísmico de la región de Colima. Contiene además una descripción de las características sísmicas que considero más importantes de cada evento y que puede ser aprovechado para mi investigación.

I.2 RESUMEN DE SISMOS HISTÓRICOS DE MAGNITUD >7 OCURRIDOS EN LA REGIÓN DE COLIMA EN EL PERÍODO 1900-2003.

Dada la importancia de los eventos de magnitudes grandes ($M_w > 7$) que han ocurrido en la zona de Colima, estos han sido estudiados por la comunidad

científica con el objetivo de obtener información del proceso de ruptura y riesgo sísmico.

EVENTO DE ENERO 20 DE 1900

Este evento está pobremente documentado, ya que en aquellos tiempos no se contaba con instrumentación adecuada que permitiera estudiarlos de manera amplia. Los eventos de esta época se citan únicamente por algunas de sus características tales como: fecha de ocurrencia y probable ubicación. Las coordenadas epicentrales de este evento son: Latitud 20° y Longitud -105° . El momento sísmico $M_0=1.23 \times 10^{20}$ Nm. No se cuenta con información como la profundidad del evento ni de su mecanismo focal (Pacheco y Sykes, 1992).

EVENTOS DE JUNIO DE 1932

El año de 1932 fue para México, y especialmente para la zona de Colima, catastrófico, ya que ocurrieron dos eventos de gran magnitud: uno el 3 y otro el 18 de junio. El primero es considerado como el sismo más grande registrado en México hasta la fecha (Ms 8.2). El análisis de los sismogramas telesísmicos de este evento sugiere un complejo proceso de ruptura. (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985).

Este sismo fue seguido por otro que ocurrió el 18 de junio con una magnitud Ms de 7.8. Ambos sismos causaron daños graves en los estados de Colima y Jalisco. En la figura 2 se indican las áreas de ruptura de estos eventos. Las áreas de ruptura se obtienen a partir de estudios de réplicas. La ubicación y tiempo origen de los eventos fue la siguiente: Evento del 3 de junio: Latitud Norte 19.50° , Longitud Oeste 104.25° y tiempo de origen 10:36:50, Evento del 18 de Junio:

Latitud Norte 19.50° , Longitud Oeste 103.50° , el tiempo origen fue 10:12:10.0. Del mecanismo de ambos eventos no se tiene la información (Singh et al., 1995).

EVENTO DE 1941

Este evento, al igual que el de 1900, está pobremente documentado y se cita en las referencias sólo por algunas características, tales como: fecha de ocurrencia, ubicación y magnitud (M_s 7.1). El momento sísmico fue de $M_0 = 2.94 \times 10^{20}$ Nm. No se tiene información básica, como son la profundidad del evento, ni mucho menos el tipo de mecanismo (Pacheco y Sykes, 1992).

EVENTOS DEL 30 DE ENERO DE 1973

Este sismo ocurrió el 30 de enero de 1973 y fue estudiado por Reyes et al, 1979. Su tiempo origen fue a las 21 horas 01 minutos y 12.5 segundos. Tuvo una magnitud M_s de 7.5 y se ubicó a 160 km al sureste de Manzanillo Colima, México. Este evento ocasionó serios daños a varias ciudades y pueblos así como la muerte de 30 personas. El pueblo de Tecomán sufrió daños debido a las condiciones geológicas de la zona. Este sismo permitió obtener un buen estudio de réplicas y de su mecanismo de ruptura.

Debido a la compleja estructura de esta región, así como a la pobre cobertura azimutal de las estaciones sísmicas, la localización del evento se obtuvo muy probablemente con grandes errores sistemáticos. La localización fue Latitud Norte 18.481° y Longitud Oeste 102.996° y tuvo una profundidad de 43 km. El mecanismo del evento fue del tipo inverso con la siguiente geometría: azimut 305° , echado 55° y ángulo de deslizamiento 35° . Este evento es típico de los sismos que ocurren en la zona de acoplamiento entre la corteza continental y la corteza

oceánica. El momento sísmico fue de $M_0 = 3 \times 10^{27}$ dinas-cm y tuvo una caída de esfuerzos de 8 bares. Con la localización de las réplicas se estimó un ángulo de buzamiento de 30° de la placa subducida (Reyes et al., 1979).

EVENTO DE OCTUBRE 9 DE 1995

Este sismo al igual que los anteriores causó graves daños en la zona de Colima, la magnitud del sismo fue tal que éste se sintió hasta la ciudad de México ubicada aproximadamente a 600 km del epicentro. El sismo tuvo una magnitud M_w de 8. Este sismo es considerado como el tercero más grande después del sismo de Jalisco de 1932 y el de Michoacán de septiembre de 1985. El evento ocurrió cerca de la difusa unión triple formada por las placas de Cocos, Rivera y Norteamérica. El tipo de mecanismo fue inverso, su momento sísmico de 9.1×10^{20} N-m y ocurrió a una profundidad de 17 Km.

Para el estudio del proceso de ruptura de este sismo se utilizaron registros telesísmicos y se aplicó el método de las funciones de Green empíricas (Courboux et al., 1997).

El empleo de estas funciones permite remover los efectos desconocidos de atenuación, trayectoria así como los de sitio mediante el proceso de deconvolución. Con lo anterior se obtiene la función de tiempo de la fuente relativa aparente (Hartzell, 1978). Estas funciones de tiempo son utilizadas posteriormente para simular numéricamente el proceso de ruptura del evento. La duración de la función de la fuente de este sismo fue de 62 segundos (Courboux et al., 1997).

EVENTO DEL 22 DE ENERO DE 2003

El sismo de Tecomán fue un evento de los considerados grandes, a pesar de que su magnitud M_w de 7.4 no fue mayor que las de otros eventos ocurridos en esta zona. Este sismo al igual que la mayoría de los que aquí han ocurrido, causo severos daños a las construcciones del lugar así como la muerte de varias personas. Fue sentido también hasta la ciudad de México situada a casi 540 km del epicentro. Fue un evento que causo pánico a la población de la zona. Los parámetros de la geometría de la falla fueron los siguientes: rumbo 227° , echado 27° , ángulo de deslizamiento de 78° , momento sísmico de 2.7×10^{20} N-m, duración de la fuente 32 segundos, ancho de la falla 42 km y largo de la falla 56 km de acuerdo a nuestro análisis el cual se incluye en las siguientes secciones.

El sismo fue localizado al sureste respecto al sismo de 1995 ($M_w=8$). El proceso de ruptura de este evento, de acuerdo a los resultados de Yagi et al., 2004, se puede dividir en tres subeventos de duración aproximada de 7, 13 y 10 segundos respectivamente.

Por lo anterior, se deduce que el evento rompió dos asperezas, las cuales son zonas de especial resistencia a la ruptura dentro del área de ruptura del evento. Es probable que este sismo haya roto parte de las áreas de ruptura de sismos anteriores como los del 18 de junio de 1932 y el de 1995.

El estudio de este último evento sísmico, constituye el primer capítulo de esta tesis, donde se estudian las réplicas, la obtención de la zona Benioff-Wadati así como su proceso de ruptura.

Los estudios de fuente sísmica de sismos con magnitudes $M_w > 7$ actualmente se desarrollan utilizando conjuntamente datos obtenidos de estaciones sísmicas de banda ancha, geodésicas y de GPS e interferometría (INSAR). Los datos geodésicos obtenidos por equipo de posicionamiento global satelital (GPS) e interferometría, son desplazamientos obtenidos mediante levantamientos geodésicos, hechos antes, durante y después de ocurrido un evento sísmico importante. Para obtener estos datos se instalan estaciones geodésicas (GPS, INSAR) lo más próximas al epicentro. Una vez que los datos son obtenidos se les aplica una corrección llamada de deformación secular y para aplicar dicha corrección se emplea un campo de velocidad presísmico (Yu et al. 2001). Los datos geodésicos, así como los sísmicos pueden considerarse como complementarios ya que con la combinación de la geodesia y observaciones sísmicas se puede obtener de una manera mas completa el estudio de la fuente sísmica (Hernández et al., 1997; Yagi, 2004). Sin embargo la solución sigue siendo no única (Beresnev, 2003).

Respecto a los métodos de inversión aplicados en este tipo de trabajos podemos mencionar el de mínimos cuadrados no lineal basado en trabajos de Tarantola y Valette (1982), los cuales han sido aplicados por Cotton y Campillo (1995), y Hernández et al., (2001) en el estudio del sismo de Landers de 1992. En el estudio de este evento fue utilizada una inversión en dos pasos.

En el primer paso el proceso se realiza utilizando sólo datos sísmicos, buscando con estos los detalles del proceso de la ruptura, en el segundo paso el proceso es aplicado a datos geodésicos únicamente, buscando con estos los

detalles de los desplazamientos, además en este estudio para el sismo de Landers se realizó la inversión considerando la combinación de ambos tipos de datos simultáneamente.

Actualmente también se aplica en la simulación numérica, el Criterio de información Bayesiana de Akaikes (ABIC) (Fukahata et al., 2003 y 2004). Este método de inversión considera la aplicación de ruido tipo Gaussiano a los datos observados y se invierte únicamente para ondas P de registros telesísmicos.

Un ejemplo de aplicación muy simple de esta metodología, es el definir el plano de falla de un evento sísmico, problema que presenta una gran ambigüedad. Lo anterior resulta más sencillo y además más preciso si nuestra información sísmica está complementada con información geodésica, con lo anterior es posible constreñir de muy buena manera la geometría de la falla y el desplazamiento cosísmico sobre esta. Es importante mencionar que las mediciones geodésicas por si solas, no aportan información acerca de lo que ha pasado durante la ruptura del sismo, es decir del desplazamiento cosísmico del evento, y que en este aspecto los datos sísmicos si pueden, en la mayoría de los casos, mostrar como sucedió el proceso de ruptura. Por lo que podemos recalcar que ambos datos deben de complementarse al aplicarlos en estudios sísmicos.

La técnica que utiliza ambos tipos de datos es conocida como técnica de la inversión conjunta y es actualmente aplicada por varios investigadores en estudios de la fuente sísmica (Hernández et al., 1997; Yagi, 2004).

Debemos tener en mente, que la inversión de datos sísmicos no garantiza la obtención de una solución única. Por lo cuál, cualquier solución producto de un

proceso de inversión debe ser siempre analizada, ya que el hecho de obtenerse una solución de un 'buen ajuste', no implica que dicha solución, sea producto de un modelo físicamente aceptable, ni de un método matemáticamente estable.

En lo general, se puede decir que la solución de un proceso inverso estará sujeta fundamentalmente a dos tipos de incertidumbres; incertidumbres en el método, en la estimación de los parámetros. Sabemos que la forma de construir un esquema de inversión no es única y que la sensibilidad de nuestros resultados dependerá de qué parámetros fijemos en nuestro proceso de inversión (Beresnev, 2003). Las regiones en las que se realizó nuestro estudio se ilustran en la figura 1, estas regiones son; la región del Golfo de California y la región de Colima, las características de estos ambientes tectónicos son descritos en los capítulos 1 y 2 respectivamente.

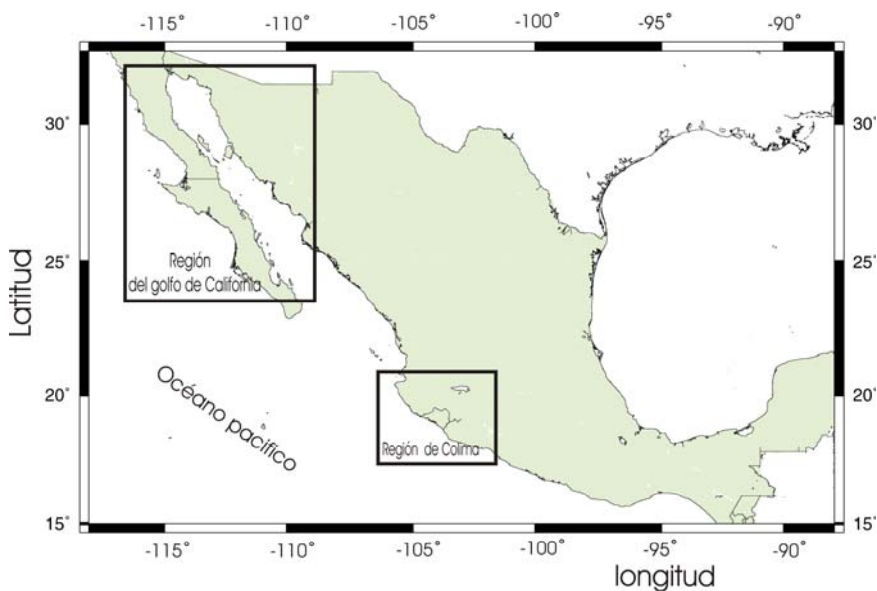


Figura 1: Regiones geográficas en que se desarrollo mi investigación, estas zonas son: la región del Golfo de California y la región de Colima.

I.3 JUSTIFICACIÓN Y OBJETIVOS.

Para realizar el estudio de sismo de Tecomán se utilizaron las estaciones del Instituto de Ingeniería y las del Instituto de Geofísica, ambos dependientes de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM). También se utilizaron las estaciones de IRIS (*Incorporated Research Institutions for Seismology*) (Butler et al., 2004). En el estudio de la región del Golfo de California fueron utilizadas las estaciones del proyecto NARS-Baja y las de RESBAN.

En esta tesis se presentan los resultados obtenidos en el proceso de inversión de registros sísmicos obtenidos en las regiones de Colima y del Golfo de California. De la región de Colima se analizó el proceso de ruptura de la fuente sísmica del sismo de Tecomán (Mw 7.4) y de la región del Golfo de California se realizó el estudio de los sismos que a continuación menciono en función de su fecha de ocurrencia y magnitud: 12 de marzo de 2003 (Mw 6.3), 12 de noviembre de 2003 (Mw 5.6), 24 de septiembre de 2004 (Mw 6.1) y más recientemente el sismo del 22 de enero de 2005 (Mw 5.3). Analicé además la sismicidad del periodo 2002-2004 en el Golfo de California.

Los objetivos de esta tesis fueron:

- 1) Localizar las réplicas del sismo de Tecomán y la actividad sísmica del Golfo de California.
- 2) Obtener los parámetros de la fuente sísmica de los eventos de magnitudes moderadas que ocurrieron en el Golfo de California del 2003 al 2005 (Mw>5).

- 3) Obtener los procesos de ruptura de la fuente sísmica de los sismos mencionados.
- 4) Obtener una descripción de la sismotectónica de la región del Golfo de California.

La tesis se ha dividido en tres capítulos, en el primer capítulo se analiza el evento de Tecomán, sus réplicas y su proceso de ruptura.

En el segundo capítulo se analiza la sismicidad de la región del Golfo de California en el periodo 2002-2004, este estudio consiste principalmente en localizar la sismicidad registrada en este periodo considerando útil para éste aquellos epicentros localizados con la mejor precisión.

Por último, en el capítulo tres se analizan cuatro eventos de magnitudes moderadas ($5 < M_w < 6.2$) ocurridos en el Golfo de California. Del análisis de estos sismos obtuve su mecanismo focal y el proceso de su ruptura. Para obtener las soluciones de los planos de falla de estos sismos utilicé la metodología de Dreger (1993) la cual no había sido aplicada en estudios sísmicos realizados en México, es decir, este es el primer estudio en el que se aplica esta metodología.

La metodología de Dreger consiste básicamente en invertir el tensor de momento sísmico de cada evento tomando como parámetro de buen ajuste la reducción de la variancia en el proceso de inversión, para estudiar el proceso de la ruptura de estos sismos utilicé la metodología aplicada por Yagi (2004), la cual permite inferir la ubicación de asperezas sobre el plano de falla a partir de la distribución del desplazamiento cosísmico.

II. ESTUDIO DEL SISMO DE TECOMÁN DE MAGNITUD 7.4 Y LA SIMULACION NUMÉRICA DE SU PROCESO DE RUPTURA

II.1 Resumen

Se estudió el sismo de Tecomán Colima, el cual ocurrió el 22 de enero de 2003 (Mw 7.4). De este sismo se obtuvo la distribución espacial de sus réplicas, su espectro telesísmico promedio así como el proceso de su ruptura en función de la distribución del desplazamiento cosísmico y de la liberación del momento sísmico en el tiempo.

La localización de las réplicas se realizó aplicando el programa HYPO71 (Lee y Lahr, 1972) y fueron localizadas 60 réplicas con las cuales fue posible inferir un plano de ruptura de 42x56 km. La distribución vertical de las réplicas sugiere una zona de Benioff-Wadati buzando con un Angulo de 44°.

El espectro promedio telesísmico se obtuvo utilizando registros obtenidos de estaciones sísmicas localizadas a distancias telesísmicas. Estos registros fueron obtenidos de las estaciones de la red mundial (IRIS). Para calcular el espectro se aplicó la metodología propuesta por Bezzerghoud et al., (1989), del espectro se estimó una frecuencia de esquina de 0.05 Hz, una duración de la fuente de 20 segundos, la caída estática de esfuerzos fue de 2.3 Mpa y un momento sísmico de 2.7e20Nm.

Para obtener la distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla así como la función de la liberación del momento sísmico en el tiempo fue aplicada la metodología aplicada por Yagi (2004), los resultados para el sismo de Tecomán aplicando este proceso fueron: una duración de la ruptura de 32

segundos, un momento sísmico de 1.88×10^{20} Nm y un desplazamiento máximo sobre el plano de falla de 3.20 metros.

II.2 INTRODUCCIÓN

La zona de subducción que comprende las costas de los estados de Colima y Jalisco (ubicada al noroeste de la ciudad de México (ver figura 3)) ocurrió el sismo de Jalisco de magnitud M_w 8.2 en 1932 (singh et al., 1985; Suárez et al., 1994). La sismicidad regional se debe básicamente a la interacción de las placas tectónicas Rivera-Cocos las cuales convergen a una razón de 5 cm/año hacia la placa de Norteamérica (Kostoglodov y Bandy ,1995).

El último sismo fuerte que ocurrió en la región de Colima fue el 22 de enero de 2003, de magnitud M_w 7. 4. Este sismo tuvo su epicentro en $18. 625^\circ$ de Latitud Norte y 104.125° de Longitud Oeste con un tiempo de origen 02 horas 06 minutos 35 segundos (UTC) y una profundidad de 10 kilómetros (RESCO) (Red de Estaciones Sísmicas de Colima) (ver figura 2). Su mecanismo de ruptura fue inverso, similar a los mecanismos de los sismos del 30 de enero de 1973 de magnitud ($M_w=7. 3$) y del 10 de septiembre de 1995 de magnitud $M_w=8. 0$ (Reyes et al., 1979; Pacheco et al., 1997).

El sismo del 22 de enero del 2003 causó serios daños a las construcciones existentes en los pueblos y la capital de Colima; además hubo 21 personas. Muertas. Este fue sentido en la región costera de Jalisco así como en varios estados ubicados alrededor del epicentro. Los sismos de 1973 y del 1995 dejaron una zona sin romper, conocida como la Brecha de Colima, parte de ésta brecha

rompió durante el evento del 22 de enero de 2003, como se infiere de nuestro estudio de réplicas (ver figura 5).

A partir del 25 de enero del 2003 se instalaron 9 estaciones portátiles digitales, 6 de tres componentes y tres de una sola componente, adicionalmente se instaló una de banda ancha, todas éstas propiedad del CICESE. Además, el Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima instaló dos estaciones portátiles de banda ancha cercanas a la costa. Estas estaciones complementaron a las estaciones permanentes de RESCO (ver figura 4). Con las localizaciones de las réplicas se determinó la geometría de la zona de Wadati-Benioff (inclinación de la placa tectónica subducida, definida según la profundidad de las réplicas) así como el área de ruptura. Una vez determinada el área de ruptura Se modeló el sismo de Tecomán utilizando acelerogramas registrados en las estaciones localizadas en la planta termoeléctrica de Manzanillo (CFE: Comisión Federal de Electricidad) y en estaciones de los Institutos de Ingeniería y Geofísica de la UNAM (ver figura 11).

Además, se calculó el espectro promedio de amplitudes de Fourier de las ondas P utilizando sismogramas del evento registrado a distancias telesísmicas, para posteriormente calcular los parámetros de la fuente.

En la inversión se utilizó el método de los mínimos cuadrados. El proceso de inversión utilizado fue el descrito por Yagi (2004).

II.3 SISMICIDAD HISTORICA DE MAGNITUD MAYOR A 7 EN LA REGION DE COLIMA

La región de Colima se ha caracterizado por su constante actividad sísmica, misma que ha servido de apoyo para el estudio de su tectónica. En esta zona geográfica han ocurrido eventos cuyas magnitudes (M_w y M_s) han variado de 7 a 8 y las profundidades entre 10 y 32 Km. Los datos de la sismicidad histórica más importante de Colima para el periodo 1900-2003, se resumen en la Tabla I y se ilustran en la figura 2, donde se muestran las ubicaciones de los epicentros y sus mecanismos focales.

Tabla I. Sismicidad histórica para la región de colima (1900-2003), únicamente para sismos de magnitudes (M_w , M_s) mayores a 7.0

FECHA	HORA (UTC)	LATITUD (°)	LONGITUD (°)	MOMENTO SÍSMICO M_0 (N-M)	MAGNITUD $+M_s$, $*M_w$	PROFUNDIDAD (Km)
19000120	06:33	20.00	-105.00	-----	7.4+	-----
19320603	10:36	19.80	-104.00	$9.10 \cdot 10^{20}$	8.2+	16.0
19320618	10:12	18.95	-104.42	$7.3 \cdot 10^{20}$	7.8+	16.0
19410415	19:09	18.85	-102.94	-----	7.7	-----
19730130	21:01:00	18.39	-103.21	$3.0 \cdot 10^{20}$	7.3 [#] +	32.0
19950910	15:35:53.0	19.05	-104.20	$9.1 \cdot 10^{20}$	8.0	17.0
20030122	02:06:33.8	18.625	-104.125	$1.60 \cdot 10^{20}$	7.4*	10.0

(*)RESCO, (#) Reyes et al., (1979), (+) Pacheco y Sykes (1992)

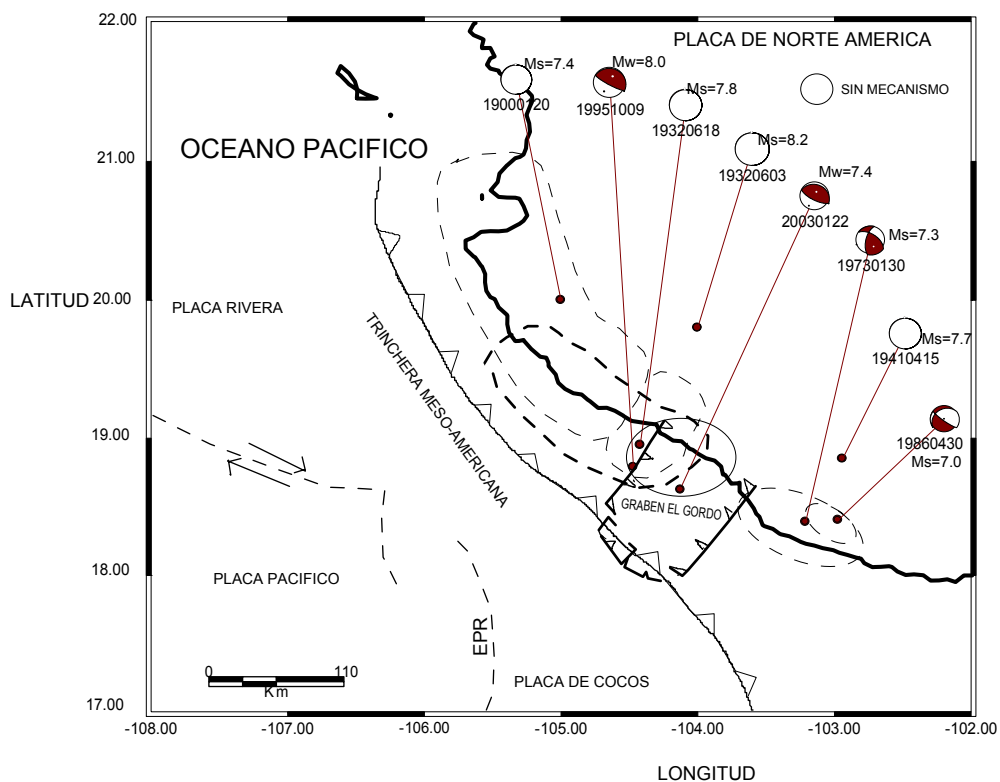


Figura 2. Sismos históricos de magnitud (M_w , $M_s > 7$), que han ocurrido en el estado de Colima desde 1932 a la fecha. También se presentan los mecanismos focales. El área achurada delgada es la zona de réplicas del sismo de 1932 (Singh et al., 1985). El área achurada gruesa es el área de réplicas del sismo de 1995 (Pacheco et al., 1997). También se presenta en una elipse achurada delgada el área de réplicas del sismo de 1973 (Reyes et al., 1979), la elipse de línea continua es el área de ruptura definida por las réplicas del sismo de Tecomán de 2003.

II.4 MARCO TECTÓNICO

Al oeste del eje neovolcánico se localizan las placas de: Norte América, Pacífico, Rivera y Cocos. Las placas Rivera y Cocos convergen en las costas del estado de Colima a razón de 5 cms/año (Kostoglodov y Bandy, 1995). Estas placas y la placa pacífico subducen a la placa de Norte América bajo los estados de Jalisco y Colima. En la placa tectónica de Norte América un bloque tectónico conocido como el bloque Jalisco (BJ), el BJ está limitado al oeste por la placa Rivera, al sur y al suroeste por el Graben el Gordo, hacia el este y noreste por los graben Chapala y Tepic-Zacoalco (Figura 3). La sismicidad mayor de esta región se debe principalmente a la colisión de las placas Rivera -Cocos con la placa de Norte América y esta ha ocurrido principalmente en la zona de acoplamiento de estas placas, la profundidad sismogénica de esta región sísmica varía desde los 10 km a los 32 km y disminuye hacia la Bahía Banderas la cual se localiza al noroeste del Bloque Jalisco (Pardo y Suárez, 1993). La Zona de Benioff-Wadati definida por las réplicas de este sismo incrementa su echado de 25° a 46° hacia Bahía Banderas. Otra descripción de las áreas de ruptura así como los parámetros de fuente de los sismos grandes de la región se encuentra en Singh et al. (2003).

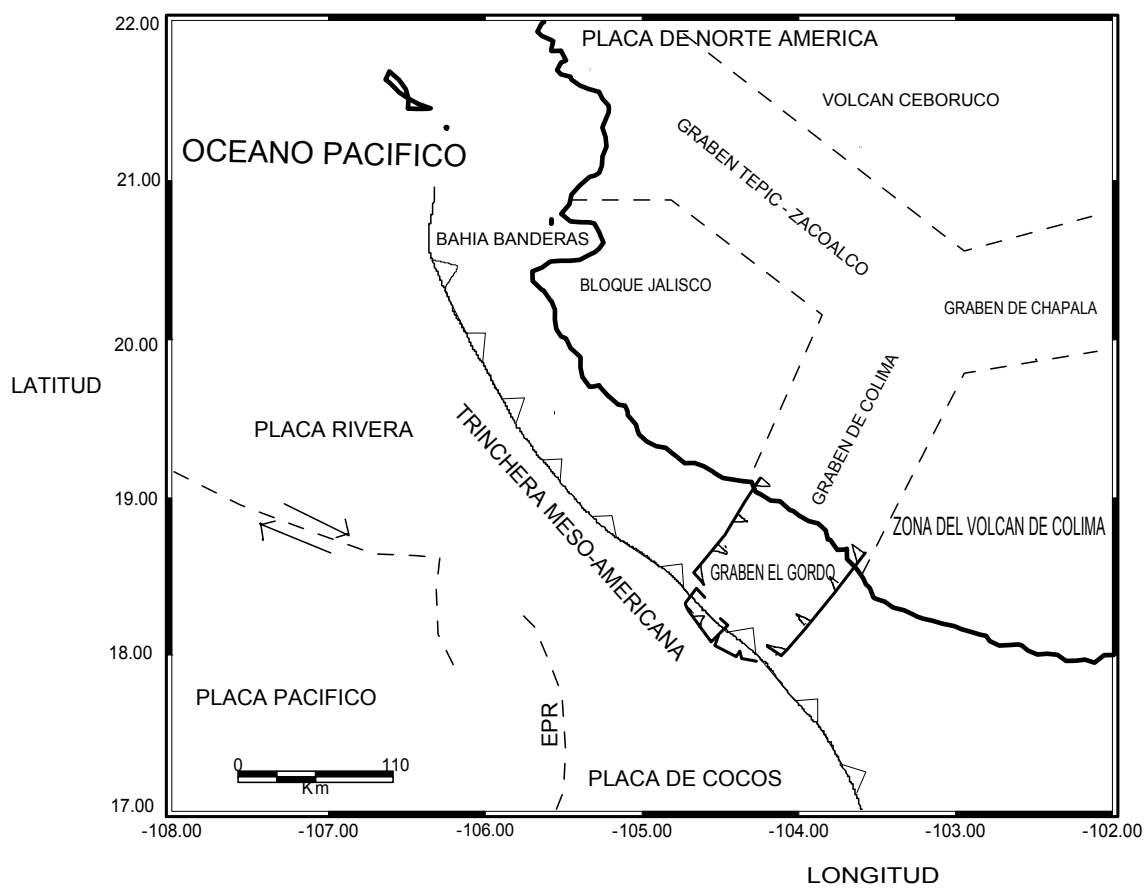


Figura 3. Marco tectónico de la región de Colima México.

II.5 ANALISIS Y PROCESADO DE DATOS

El observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima mantiene una red telemétrica de estaciones de periodo corto y de banda ancha alrededor del volcán de Colima así como a lo largo de las Costas de Colima (RESCO). Esta red consiste de once estaciones de período corto y dos de banda ancha (CMG-40T guralp).

Los datos se registran en forma continua y son enviados por ligas de radio a la universidad de Colima en donde son almacenados y analizados. RESCO registró el sismo de Tecomán así como sus réplicas a 100 muestras por segundo. Una semana después del sismo principal el Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada (CICESE) instaló una red temporal la cual consistió de nueve estaciones de periodo corto (GBV) con un periodo natural de 4 Hz así como una estación de banda ancha guralp CMG-40T de registro continuo a 100 muestras por segundo en un modulo de adquisición CMG-SAM2. La figura 4 muestra la localización de las estaciones sísmicas, las estaciones ubicadas sobre el volcán de Colima no fueron utilizadas en la localización de las réplicas.

En el proceso de inversión utilicé acelerogramas de movimientos fuertes también conocidos como datos de campo cercano obtenidos por los Institutos de Geofísica y de Ingeniería de la UNAM (ver figura 11) así como también un registro de aceleración registrado en la planta hidroeléctrica propiedad de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) la cual se localiza a 54 km del epicentro del sismo de Tecomán (ver figura 16).

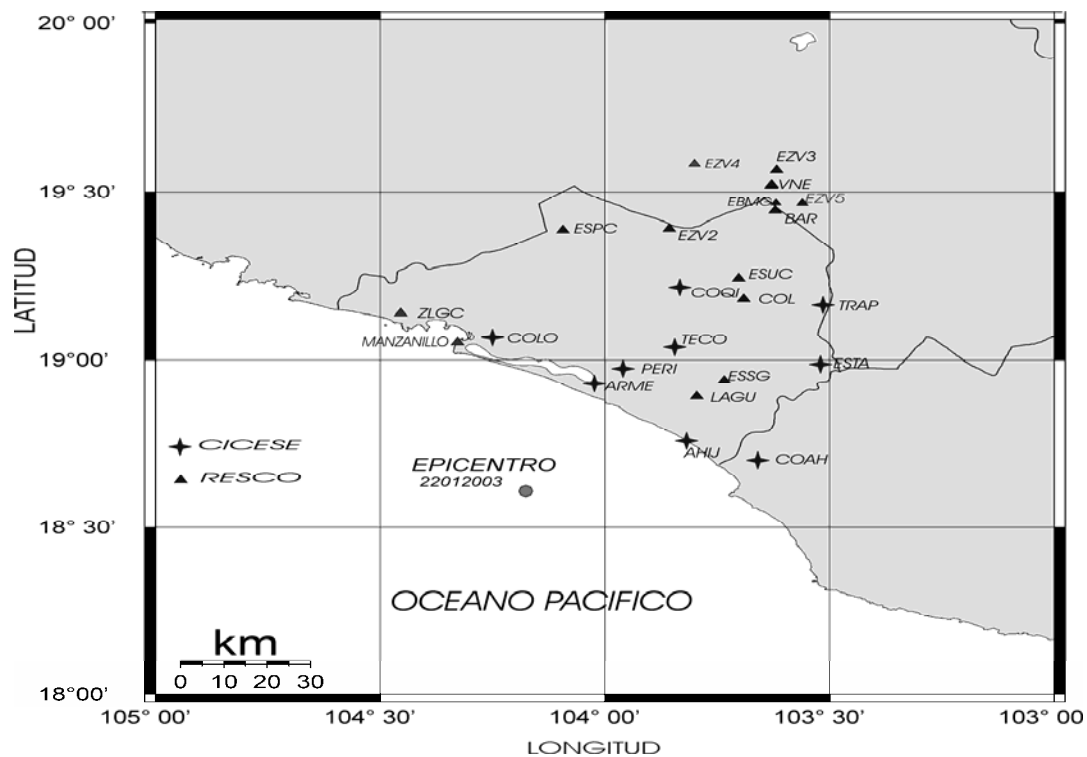


Figura 4. Localización de las estaciones permanentes del Observatorio Vulcanológico de la Universidad de Colima, triángulos (RESCO), y las estaciones portátiles del CICESE, estrellas. El círculo es el epicentro del sismo de Tecomán.

Los registros digitales del sismo de Tecomán obtenidos de las estaciones sísmicas de RESCO se grabaron en archivos continuos de 24 horas, estos fueron registrados a 100 muestras por segundo; los del CICESE fueron registrados por evento a razón de 100 muestras por segundo. La identificación de las fases de ondas P y S así como tiempos de arribo de los eventos se hicieron con los programas PITSA (Scherbaum y Johnson, 1993) y SEISAN (Lienert y Havskov, 1995). Con los registros de las réplicas se hizo una base de datos de aproximadamente 600 registros. Las réplicas se localizaron con el programa de computo HYPO71 (Lee y Lahr, 1972). El modelo de velocidades que se utilizó en la localización de réplicas, es el usado rutinariamente por RESCO (Tabla II). Sin embargo, también se probó el modelo de velocidades utilizado por Pacheco et al., (2000) (Tabla III). Este ultimo modelo fue menos precisó que el modelo de RESCO al hacer las localizaciones, por lo que decidí utilizar el modelo de RESCO para realizar las localizaciones definitivas de las réplicas. En el proceso de localización de los eventos se utilizaron profundidades iniciales de 10, 15, 20, 25, 30 35, 40, 45 y 50 km respectivamente. De las localizaciones resultantes se tomaron las que tuvieron menor error de localización. El criterio para aceptar la localización de una réplica como aceptable fue que ésta se hubiera registrado con claros tiempos de arribo de las ondas P y S, como mínimo en tres estaciones del CICESE y en 4 ó 5 estaciones de RESCO (principalmente ZLGC, ESPC, EZV2, EZV3 Y ESTA). Además, no fueron considerados como aceptables aquellos eventos que fijaban su profundidad en la profundidad de inicio.

Los siguientes residuales fueron considerados como aceptables: error del tiempo de la raíz cuadrática media de 0.75 segundos, error estándar en el epicentro menor de 10 kilómetros y error estándar en la profundidad focal menor de 5 kilómetros. Las magnitudes de duración de las réplicas resultaron entre 2 y 3. De un total de 600 réplicas solo utilice 66 de estas por cumplir con los errores ya mencionados.

Tabla II. Modelo de velocidades utilizado en la localización de réplicas (RESCO).

MODELO DE VELOCIDAD UTILIZADO

Velocidad (km/segundo)	Profundidad (km)
1.7	0.0
2.7	2.0
3.6	3.0
4.6	4.0
5.7	6.0
6.0	12.0
7.4	18.0
7.8	35.0

Tabla III. Modelo de velocidad utilizado por Pacheco, para el estudio del Sismo de Colima de marzo de 2000 (Mw 5.3) y sus réplicas.

Espesor (km)	Vp(km/seg)
0.40	4.60
8.10	5.69
10.20	6.27
17.30	6.71
Semi-espacio	8.00

La Figura 5 muestra las localizaciones de las réplicas. La mayoría de éstas se ubican al Norte del Graben el Gordo y el área de ruptura que definen cubre parcialmente las áreas de ruptura definidas por las replicas de los sismos de 1932 y 1995. El área que permanece sin romper y que esta ubicada entre los limites de las rupturas de los sismos de 1932 y 1995 es conocida como la brecha de Colima, y según nuestro estudio la parte noroeste de esta brecha rompió durante este último sismo.

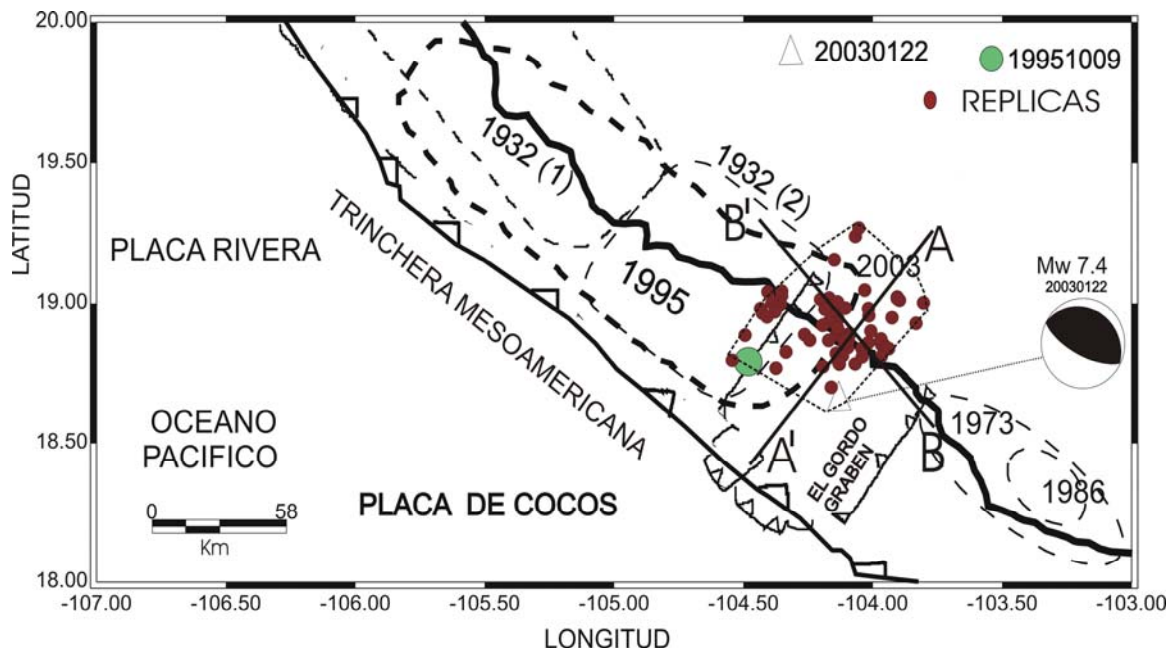


Figura 5. Localización de las réplicas del sismo de Tecomán (círculo). El polígono de línea a trazos es el área aproximada de sus réplicas. También se incluye la localización del sismo de 1995.

La Figura 6 es una sección perpendicular a la trinchera Mesoamericana (perfil A-A'), esta se define según la distribución vertical de las réplicas, las profundidades de éstas variaron entre 5 y 45 kilómetros, además esta figura ilustra los ejes de máximo esfuerzo de las dos réplicas más grandes de sismo de Tecomán (Mw 5.7 y Mw 5.3) así como los ejes de máximo esfuerzo del evento principal, el mecanismo focal de ambas réplicas fue tomado de Singh et al., 2003. Además de esta figura se puede estimar la posición del hipocentro del evento principal la cual puede ser localizada en la zona de acoplamiento entre las placas Rivera-Cocos.

Se observa que las placas Rivera–Cocos subducen a la de Norte América con un ángulo de $44^{\circ}\pm 3^{\circ}$, este ángulo nos indica como es la geometría de la zona de Benioff- Wadati definida por este sismo. Estudios similares en esta zona proponen ángulos de subducción de aproximadamente 30° (Reyes et al., 1979). Muchas réplicas en nuestro estudio fueron localizadas sobre la placa de Norteamérica. La línea a trazos define la zona de acoplamiento. La réplica que ocurrió el 22 de enero de 2003 (Mw 5.7) a las 19:41:42 fue localizada a una profundidad de 15 km, según nuestro análisis esta fue un evento intraplaca, de manera similar podemos estimar que la réplica que ocurrió el 22 de enero de 2003 (Mw 5.3) a las 20:15:38 fue interplacas. La figura 7 muestra una sección paralela a la trinchera Mesoamericana (perfil B-B'), de esta pude estimar las dimensiones de la falla con un ancho de 42 ± 2 km y un largo de 56 ± 2 km, mucha de la actividad de las réplicas fue somera y la réplica mas profunda fue localizada a 7 km (figura 6).

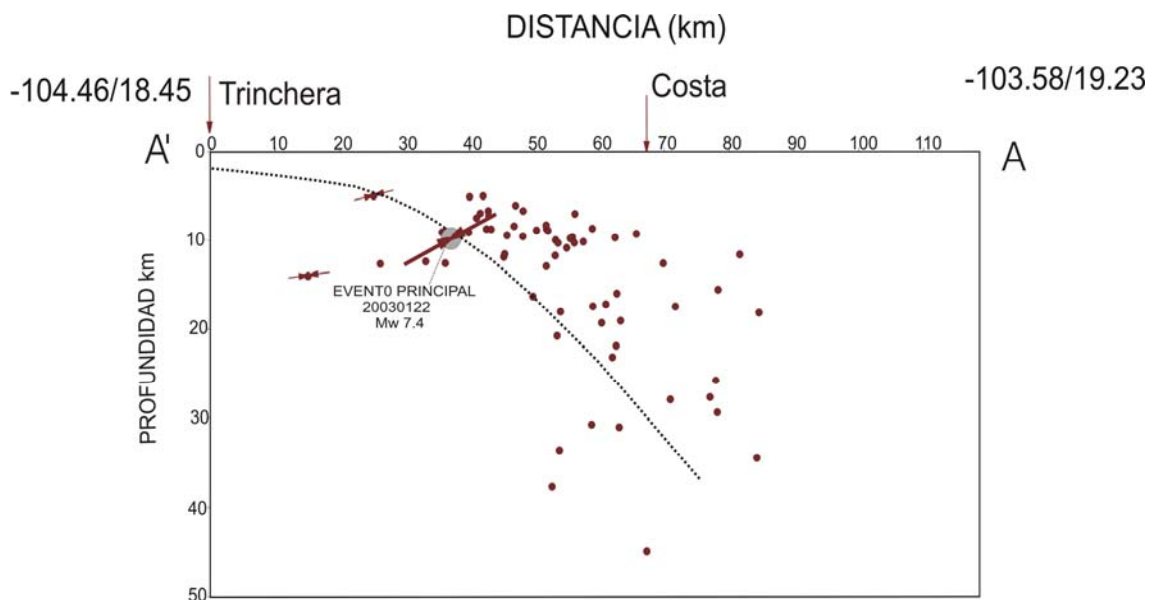


Figura 6. Sección cortical perpendicular a la trinchera que muestra la localización de las réplicas en función de la profundidad. También se muestra el hipocentro del sismo de Tecomán.

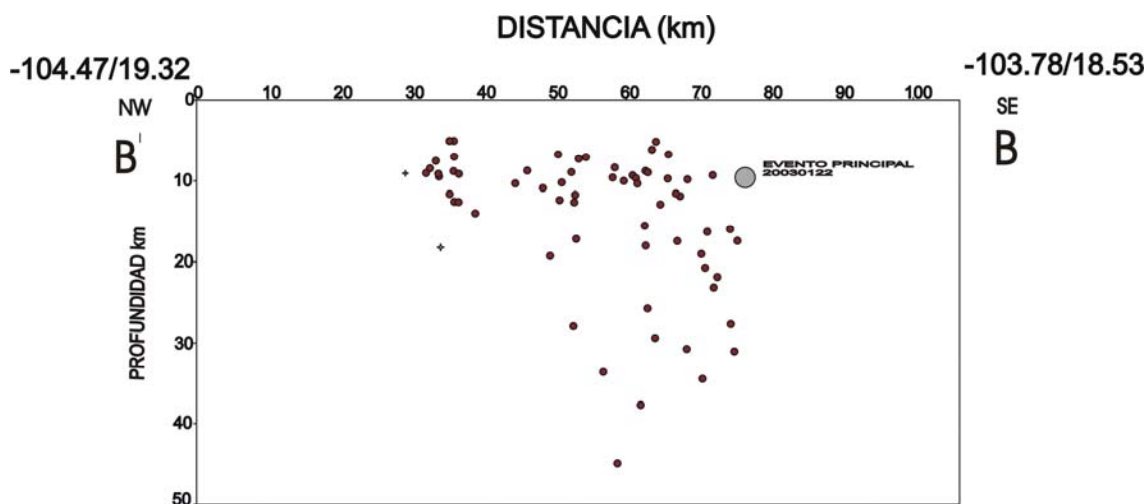


Figura 7. Sección cortical paralela a la trinchera de las réplicas del sismo de Tecomán. De esta sección se estimó un área de ruptura de 42 kilómetros de ancho (W) en dirección del echado y una longitud de ruptura de 56 kilómetros en dirección del rumbo de la falla.

II.6 ESPECTRO TELESÍSMICO

Una alternativa para obtener los parámetros de la fuente sísmica es mediante la estimación del espectro promedio de desplazamientos obtenido con registros telesísmicos. Rutinariamente este proceso es aplicado a datos de campo cercano no así para datos de campo lejano o telesísmicos. En esta parte de mi tesis calculé el espectro de las ondas P generadas por el evento de Tecomán utilizando registros telesísmicos de banda ancha de la red mundial (IRIS).

Utilicé 11 estaciones de la red mundial (IRIS) para estimar las características de fuente del evento, procurando tener la mejor cobertura azimutal del sismo. En el análisis espectral utilicé una ventana de 70 segundos la cuál incluyó 10 segundos de ruido previos al arribo de la onda P y 60 segundos después de este, los trenes de ondas P no fueron filtrados, la estaciones de la red mundial utilizadas en este análisis fueron: AFI, NNA, BBSR, EFI, MIDW, PTCN, POHA, KONO, NOUC, KEV y HRV. La figura 8 nos ilustra la ubicación de estas estaciones (triángulos) respecto al epicentro del sismo de Tecomán (estrella), es claro observar de esta figura que el epicentro fue bien cubierto azimutalmente.

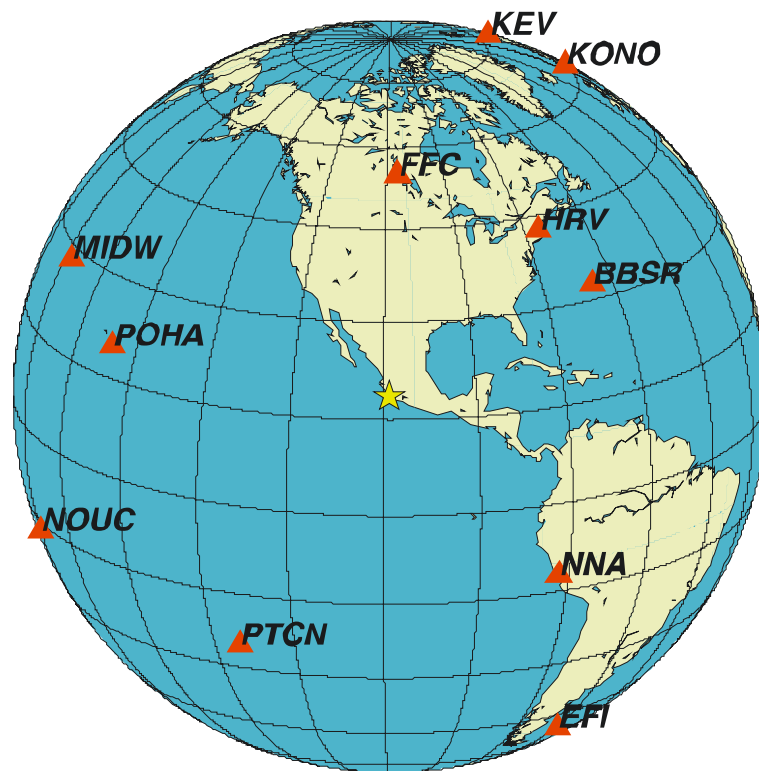


Figura 8. Ubicación de las estaciones de la red mundial (IRIS) utilizadas para calcular el espectro promedio del sismo de Tecomán.

Los espectros fueron corregidos por la respuesta del instrumento, atenuación, y el patrón de radiación de acuerdo a Bezzerghoud et al., (1989) y Houston y Kanamori (1986). Después de calcular la transformada de Fourier de los registros en velocidad de banda ancha obtenidos a distancias telesísmicas, se calculó la tasa del momento sísmico dada por:

$$\frac{\partial}{\partial t} M(\omega) = \frac{4\pi\rho\alpha^3 a}{g(\Delta, h)C(i)} \left[\frac{Q(\omega)W(\omega)}{I(\omega)S_{rad}(\omega)} \right] \quad (1)$$

Donde ρ es la densidad del medio en la fuente, α es la velocidad de fase de la onda P en la fuente, a es el radio de la Tierra, $C(i)$ es la amplificación superficial en la estación 'i', $Q(\omega)$ es el factor de atenuación, $g(\Delta, h)$ es el factor de

dispersión geométrica, $W(\omega)$ es el desplazamiento como función de la frecuencia, $I(\omega)$ es la respuesta del instrumento como función de la frecuencia y $S_{rad}(\omega)$ es el patrón de radiación también como función de la frecuencia de las ondas P, pP y sP. El patrón de radiación se aproximó como la raíz cuadrática promedio del patrón de radiación de la siguiente manera (Houston y Kanamori, 1986):

$$S_{rad}(0) = R^P + R^{pP} + R^{sP} \quad (2)$$

Donde R^P , R^{pP} , R^{sP} son los patrones de radiación de las ondas P, pP y sP (Stein y Wysession, 2003). La geometría utilizada para calcular los patrones de radiación fue rumbo 277° , echado 27° y deslizamiento 78° .

De acuerdo a la profundidad del sismo las ondas pP y sP llegan aproximadamente en promedio 7 y 10 segundos después de la onda P. La atenuación t^* se consideró como 1.0 segundo. El momento sísmico estático está dado por $M_0 = \partial M(0) / \partial t$ y se obtuvo de la siguiente expresión:

$$M_0 = \frac{4\pi\rho\alpha^3 a}{g(\Delta, h)C(i_i)} \left[\frac{W(0)}{I(0)S_{rad}(0)} \right] \quad (3)$$

La Figura 9, muestra el espectro de desplazamientos calculado con 15 trenes de onda P en estaciones telesísmicas. A partir de este espectro obtuve un momento sísmico promedio de $2.7 \pm 7 \times 10^{20}$ Nm ($2.7 \pm 7 \times 10^{27}$ dina-cm).

A partir del espectro promedio telesísmico, obtuve la frecuencia de esquina que fue de $f = 0.05 \pm 0.005$ Hz, una pendiente a altas frecuencias de -2.44. Como el área de ruptura obtenida con el estudio de réplicas fue de forma rectangular

(42x56 kms) para calcular el tiempo de ruptura (T_R) del sismo utilicé la siguiente expresión (Stein y Wysession, 2003).

$$T_R = \frac{L}{v_R} \quad (4)$$

Donde T_R es el tiempo de ruptura en segundos, el cuál se obtiene con el inverso de la frecuencia de esquina del espectro promedio de desplazamiento, L es la longitud de la falla en kilómetros y v_R es la velocidad de la ruptura en kilómetros/segundo. Suponiendo $L=70$ km y una velocidad de ruptura de 3.5 kms/seg, el tiempo de ruptura resultante fue de 20 segundos.

Como supuse una falla rectangular dip-slip, la caída de esfuerzos fue calculada utilizando la siguiente formula (Stein y Wysession, 2003):

$$\Delta\sigma = \frac{8M_0}{3\pi W^2 L} \quad (5)$$

Donde W y L son el ancho y largo de la falla en kilómetros respectivamente y M_0 es el momento sísmico en Newton por metro. Del área de réplicas se calculó un plano de falla de ancho $W = 42.0$ km y un largo de $L= 56.0$ km por lo que el área de ruptura es $S = 2352$ km². Con lo anterior la caída esfuerzos del sismo de Tecomán resultó de 2.3Mpa.

Un ejemplo donde se obtiene e interpreta el espectro promedio obtenido a distancias telesísmicas puede encontrarse en el estudio del sismo de Chiapas de magnitud 7.2, que ocurrió el 21 de Octubre de 1995 (Rebollar et al., 1999).

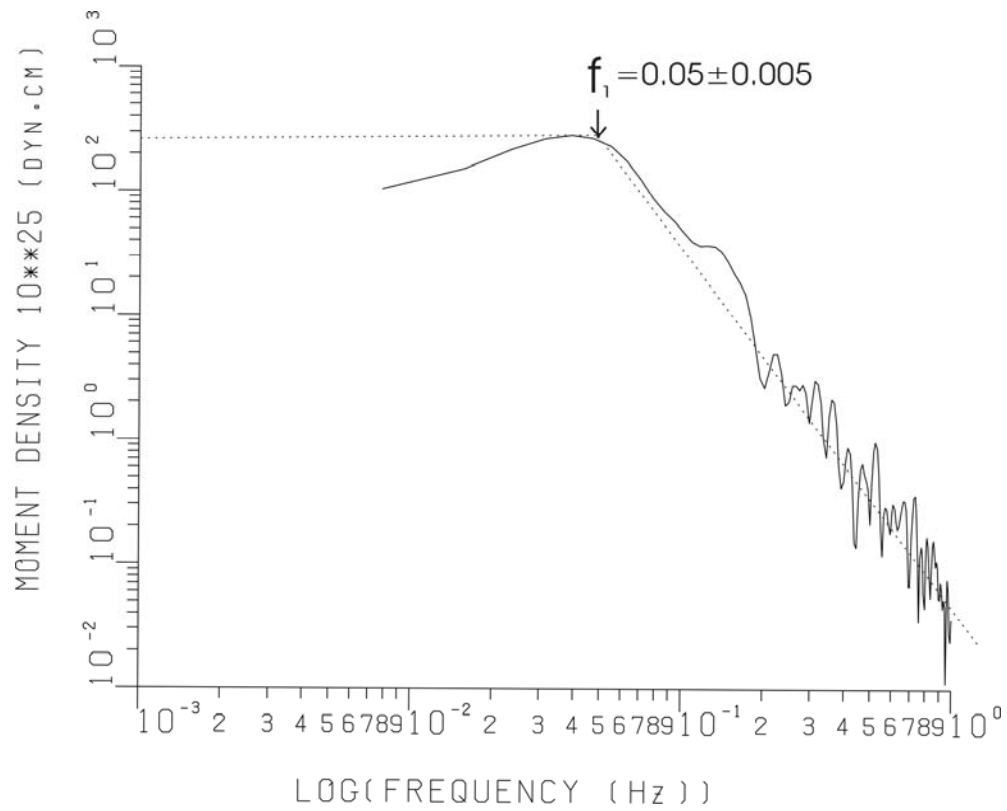


Figura 9. Espectro promedio de desplazamientos calculado con 15 trenes de onda P en estaciones telosismicas.

II.7 DATOS DE CAMPO CERCANO Y LEJANO UTILIZADOS EN LA METODOLOGIA DE YAGI (2004)

En este análisis utilizamos registros de aceleración obtenidos en varias estaciones localizadas cerca de la región epicentral, uno de estos acelerogramas se registró en la estación de Manzanillo propiedad de la Comisión Federal de Electricidad (CFE) ubicada a una distancia del epicentro de 54 km (figura 16). Este es el registro más cercano de movimiento fuerte del sismo de Tecomán (figura 10). Decidí realizar el proceso de inversión utilizada por Yagi (2004) pero incluyendo el registro de la estación de Manzanillo con el objetivo de observar la influencia de este en los resultados al aplicar dicho proceso. En la inversión utilizada por Yagi (2004) la ruptura es simulada como una distribución espacio-temporal del deslizamiento sobre el plano de falla.

En el siguiente párrafo se indica la metodología utilizada por Yagi (2004), aquí se ilustra la forma como deben ser discretizados el plano de falla y la función de fuente inicial, estos dos parámetros son fundamentales en la aplicación de dicha metodología y de su buena propuesta dependen los resultados de la inversión.

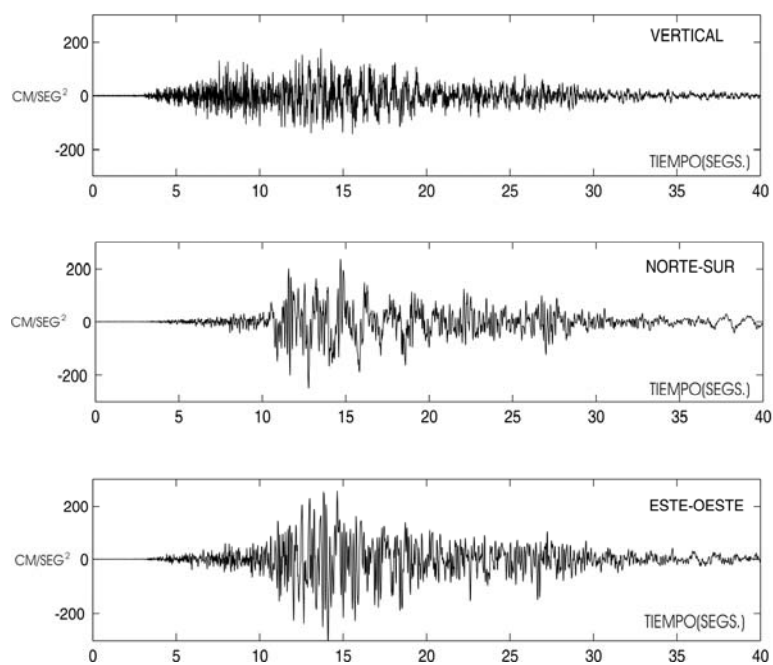


Figura 10. Acelerogramas del sismo de Tecomán con sus tres componentes: Vertical, Norte-Sur y Este- Oeste, amplitudes en cms./segundos.

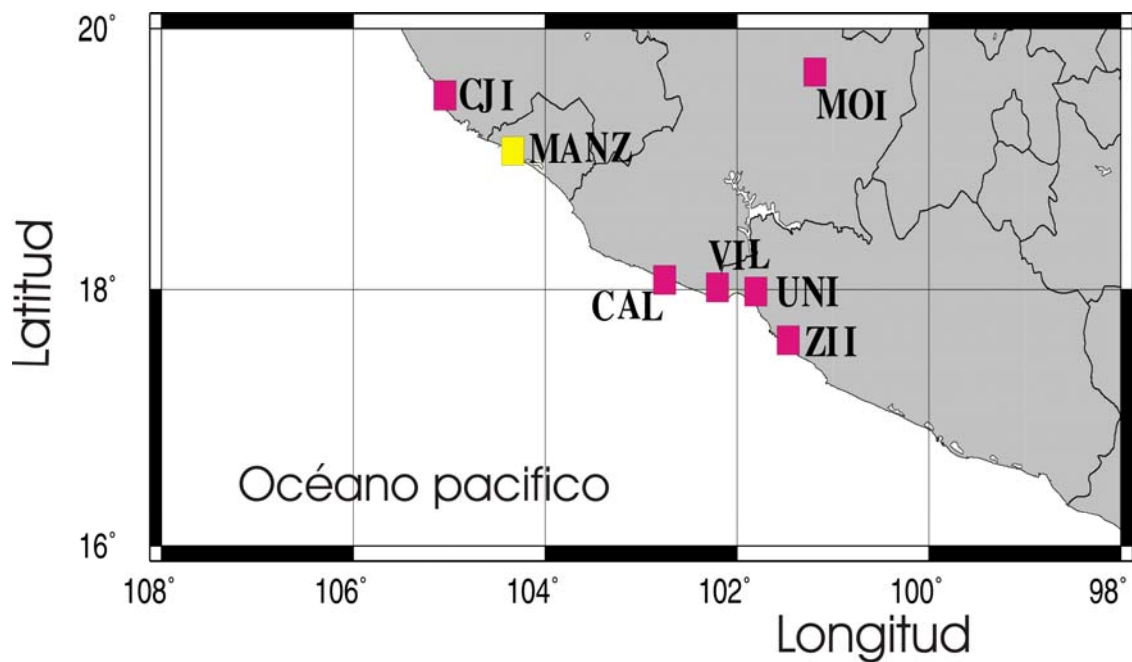


Figura 11. Estaciones sísmicas con registros de aceleración utilizadas en la inversión del sismo de Tecomán, cuadro negro (UNAM), cuadro gris (CFE).

II.8 METODOLOGIA PARA EL PROCESO DE INVERSION (YAGI, 2004)

Una vez obtenidas las características geométricas del plano de falla lo cual puede hacerse a partir del estudio de réplicas, éste se discretiza en un número finito de subfallas o celdas. La discretización se hace en dirección del rumbo de la falla así como en dirección del echado (figura12).

A cada subfalla se le proponen parámetros iniciales como son: función de fuente inicial, y dimensiones de las subfallas. La discretización se muestra en la figura 13,

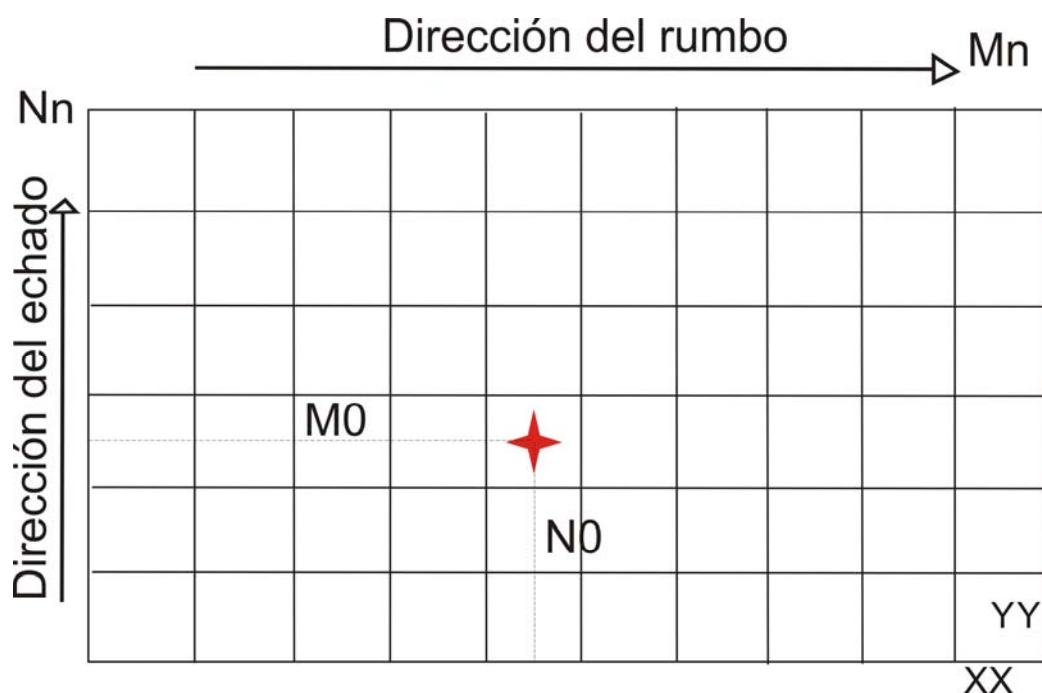


Figura 12. Forma en como se discretiza el plano de falla en pequeñas subfallas o celdas. M_n es el número de celdas en dirección del rumbo de la falla, N_n es el número de celdas en dirección del echado, M_0 y N_0 definen la posición del hipocentro (estrella).

Con respecto a la función de fuente inicial, ésta debe ser simulada. Existen dos formas de realizar esta simulación. Una de ellas utiliza una serie de cajas (boxcar) y otra que se hace traslapando triángulos, Yagi (2004) utiliza esta última forma. La figura 13 ilustra la forma de discretización de la fuente inicial, además deben de proponerse la duración de cada uno de los triángulos que formen a la función de fuente inicial, otro parámetro propuesto que se necesita es el tiempo de ascenso (rise time) definido como el tiempo en el cual una partícula sobre el plano de falla alcanza su desplazamiento final (Lay y Wallace, 1995).

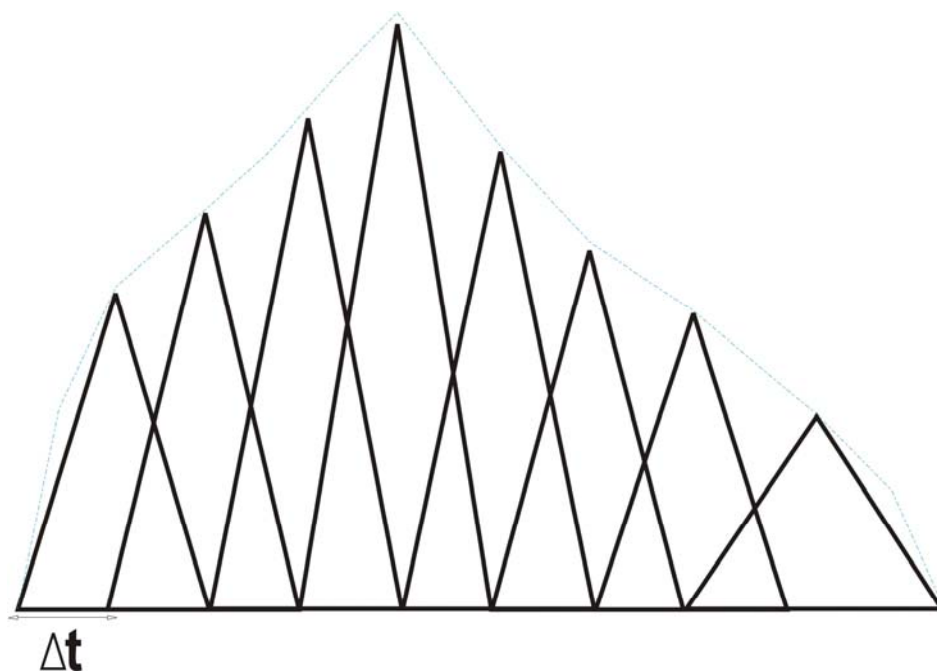


Figura 13. Discretización de la fuente en cada subfalla. Δt es el tiempo de ascenso (rise time).

La función tasa de deslizamiento en cada subfalla es interpolada con splines' B' que son una serie de L' funciones triangulares con un tiempo de ascenso (rise time) ' τ ', los vectores de deslizamiento en cada subfalla son vectores con dos componentes las cuales están dadas por λ_0+45° y λ_0-45° . Donde λ_0 es el ángulo de deslizamiento obtenido en la solución del plano de falla del sismo.

Las formas de onda sintéticas en alguna estación están dadas por:

$$W_j^{obs}(t_i) = \sum_m \sum_n \sum_l \sum_k X_{mnlk} g_{mnkj}(t_i - (l-1)\tau - T_{mn}) + e \quad (6)$$

Donde X_{mnlk} es la l -ésima componente del deslizamiento en la mn -ésima subfalla en el k -ésimo intervalo de tiempo, g_{mnkj} es la función de Green en la mn -subfalla, T_{mn} es el tiempo de inicio del deslizamiento de las funciones bases en cada subfalla y ' e ' es un error Gaussiano. Las funciones de Green para las ondas de cuerpo telesísmicas son calculadas utilizando la metodología de Kikuchi Y Kanamori (1991) y las funciones de Green para los movimientos en el campo cercano se calculan con el método del vector número de onda discreto desarrollado por Kohketsu (1985). La tabla IV muestra el modelo de estructura utilizado para el cálculo de las funciones de Green para datos de campo cercano, este es un modelo similar al utilizado por Yagi et al., (2004) para realizar la inversión del sismo de Tecomán pero sin incluir el registro de aceleración de la estación de Manzanillo (figura 10).

Tabla IV. Modelo de velocidades utilizado en la inversión del sismo de Tecomán (Pacheco, 2003).

α (km/s)	β (km/s)	ρ (g/cm ³)	$Q\alpha$	$Q\beta$	espesor (km)
Para ondas de cuerpo telesísmicas					
1.50	0.0	1.00			1.0
5.54	3.20	2.50			3.0
5.69	3.29	2.70			5.0
6.27	3.62	2.80			9.70
6.71	3.87	2.90			17.30
8.10	4.68	3.30			----
Para movimientos fuertes					
5.69	3.37	2.70	500	250	9.0
6.27	3.54	2.80	600	300	9.7
6.71	3.82	2.90	800	400	17.3
8.00	4.53	3.25	1200	600	----

Siguiendo la metodología de Yagi (2004) realicé el proceso de inversión utilizando el plano de falla que se obtuvo aplicando el método de Nábělek (1984) el cual fue de rumbo 277° , echado 27° y deslizamiento 78° (figura 14-a). Utilicé dimensiones del plano de falla similares a las utilizadas por Yagi (2004) en su inversión para el sismo de Tecomán (2004). Es claro que el área efectiva de la ruptura es menor (figura 14-c), consideré una longitud 100 km y un ancho de 70 km para la geometría del plano de falla. Con la discretización del área de ruptura con celdas de 5x5 km obtuve 14x20 subfallas. Consideré una profundidad de inicio de la ruptura de 25 km, la función de fuente inicial en cada subfalla fue una serie de 12 triángulos de 2.0 segundos de tiempo de ascenso (rise time) (figura 13) el ángulo de deslizamiento lo mantuve constante durante el proceso de ruptura.

La velocidad de ruptura utilizada fue variada en el rango de 2.9 a 3.7 km/seg y obtuve el mejor ajuste con una velocidad de ruptura de $V_R = 3.5$ km/seg.

La figura 15 muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas y observadas obtenidas del proceso de inversión, donde se observa que el ajuste es bastante aceptable. Las formas de onda de la estación manzanillo (MANZ) en la componente norte-sur es buena con respecto al ajuste de la componente este-oeste lo cual es muy probable que sea debido a un efecto local. El ajuste en la estación MOI es el menos preciso de todos, Yagi (2004) considero que esto se debe a las heterogeneidades laterales del medio.

Resultados de la inversión del sismo de Tecomán (Mw 7.4)
de 20030122

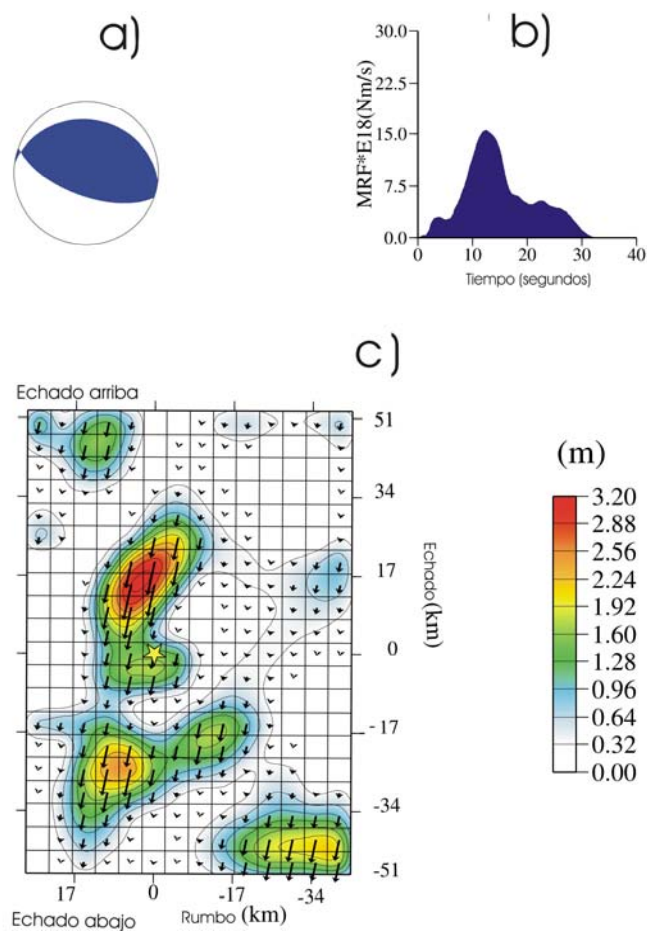
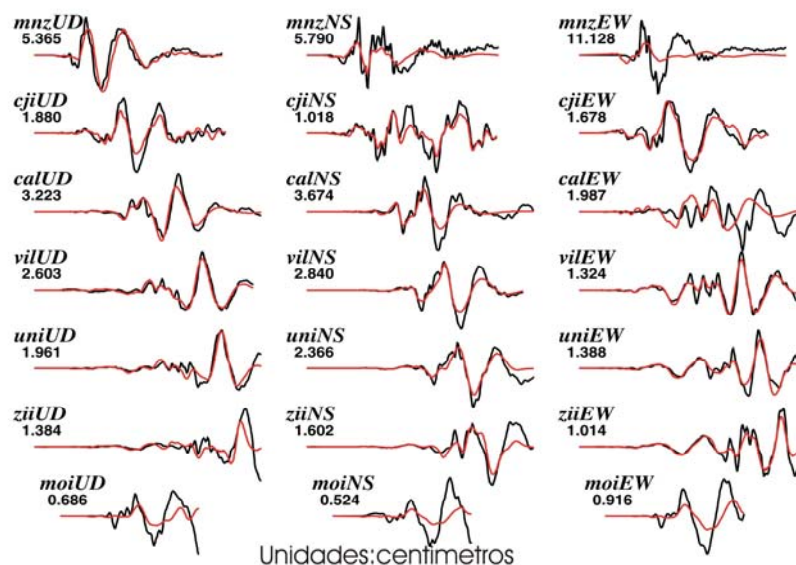


Figura 14.a) Solución del plano de falla, b) función de fuente,c) distribución de desplazamiento sobre el plano de falla.

Ajuste de formas de onda en el campo cercano



Ajuste de formas de onda en el campo lejano

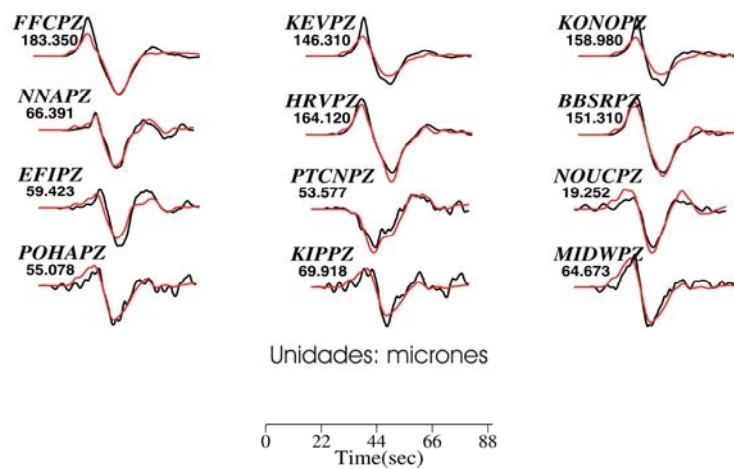


Figura 15. Ajuste de las formas de onda para sintéticas (rojo) y observadas (negro) de los registros del campo lejano y cercano.

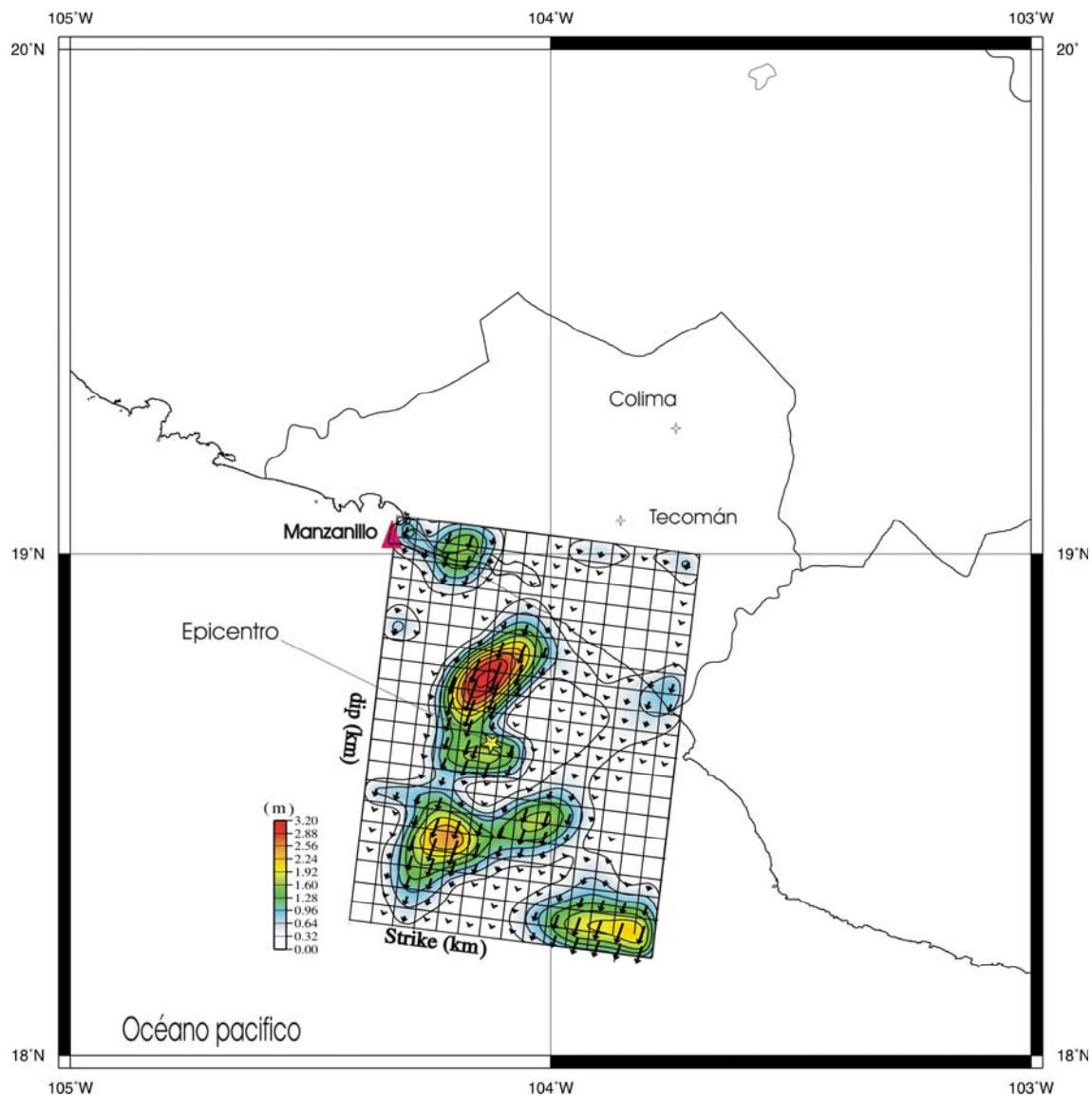


Figura 16. Localización del plano de falla respecto a la estación de manzanillo (CFE) así como las tendencias de la distribución del deslizamiento de la ruptura.

El momento sísmico escalar fue de 1.88×10^{20} Nm el cual es equivalente a una magnitud Mw 7.4. La duración de la fuente fue de 32 segundos (figura 14-b) aunque la mayor energía fue liberada durante los primeros 20 segundos de la ruptura. En la figura 14-c se muestra la distribución del deslizamiento sobre el plano de falla, este es consistente con el obtenido por Yagi et al., (2004) para el mismo evento sísmico, sin embargo esta solución muestra claramente dos zonas adicionales de gran liberación de momento sísmico en dirección arriba y abajo del echado. El máximo deslizamiento sobre la falla fue de 3.2 metros.

II.9 DISCUSIONES Y CONCLUSIONES

Utilizamos en nuestro análisis datos registrados en una red local de estaciones de periodo corto (RESCO) y nueve estaciones temporales (de periodo corto) con el objetivo de tener una buena cantidad de réplicas del evento de Tecomán, la figura 5 muestra nuestra mejor localización de las réplicas.

Una profundidad de 10 km del hipocentro del sismo fue calculada con arribos de onda P registrados en estaciones locales (RESCO). La profundidad del evento principal así como la profundidad de réplicas definen un echado de $44^\circ \pm 3^\circ$ de la zona de Benioff- Wadati.

De la distribución de las réplicas obtuve una geometría del plano de falla de 42 ± 2 km. de ancho y de 56 ± 2 km. de largo, las réplicas se localizaron principalmente hacia el norte del evento principal y el área de ruptura definida por estas abarca una parte del área de ruptura del sismo de octubre 9 de 1995, muchas de las réplicas fueron localizadas sobre la zona de acoplamiento de la corteza continental.

El sismo de Tecomán rompió parte de la brecha sísmica de Colima, nuestra localización de réplicas difiere respecto a la localización reportada por Yagi y otros (2004), en su artículo Yagi reporta tres zonas de actividad y su localización de réplicas es cercana a la trinchera, sin embargo no reporta los errores de localización de réplicas, en nuestro caso las réplicas se localizaron cercanas a la costa. Los parámetros de fuente del sismo de Tecomán fueron calculados a partir del espectro promedio de trenes de onda P registrados en estaciones a distancias telesísmicas (IRIS) respecto al epicentro, con una profundidad de 25 km, la cual es la profundidad de máxima liberación de momento sísmico. Del espectro promedio obtuve una frecuencia de esquina de $f=0.05\pm.005$ Hz. Una caída de esfuerzos de 2.3 ± 0.3 Mpa ($23\pm.3$ bares) y un momento sísmico de $2.7\pm0.7\times10^{20}$ Nm ($2.7\pm0.7\times10^{27}$ dinas-cms). También utilicé el modelo de Brune (1970) con el objetivo de comparar resultados, con este modelo obtuve una dimensión de la falla de 52 ± 2 Km lo cual está de acuerdo con las dimensiones obtenidas mediante el estudio de réplicas. Adicionalmente a los datos utilizados por Yagi et al., (2004) incluí en la inversión de ondas de cuerpo un registro de aceleración registrado en la estación Manzanillo (CFE) la cuál se localizó a 54 km del epicentro del sismo de Tecomán.

Este acelerograma en sus tres componentes se muestra en la figura 10. En la inversión asumí una geometría del plano de falla de 70 por 100 km y una profundidad inicial del hipocentro de 20 km. La figura 14-c muestra la distribución espacial de la ruptura que obtuve como resultado de mi inversión.

Esta figura es muy similar a la obtenida por Yagi et al. (2004), sin embargo en mi figura se muestran claramente dos zonas de alta liberación de momento sísmico las cuales concuerdan con el resultado reportado por Yagi et al. (2004). También se observó dos zonas de liberación de momento sísmico hacia abajo del echado y hacia arriba del echado. La duración total de la fuente fue de 32 segundos y el momento sísmico 1.88×10^{20} Nm (Mw 7.4).

Puede observarse en la figura 14-c una liberación significativa del momento sísmico al final de la ruptura, la cual se ubica echado debajo de la estación de manzanillo. Del espectro telesísmico así como en la inversión de ondas de cuerpo P y S calculé una duración de la fuente de 20 segundos. De la inversión realizada con datos registrados en el campo cercano y en el campo lejano resultó una duración total de la fuente de 32 segundos, sin embargo la duración de la máxima liberación de la energía tiene una duración de alrededor de 20 segundos (figura 14-b). Considero que la larga duración de la fuente obtenida con la metodología de Yagi (2004) se debe al efecto de la contribución de la energía en los registros de campo cercano lo cual no es observada en los registros telesísmicos. Sin embargo, no encontré grandes diferencias en mi inversión respecto a la de Yagi et al, (2004) probablemente porque utilicé su misma metodología solo que con datos adicionales.

III. ANALISIS DE LA SISMICIDAD REGISTRADA EN EL GOLFO DE CALIFORNIA EN EL PERIODO 2002- 2004

III.1 Resumen

Se obtuvieron las localizaciones hipocentrales de la actividad sísmica de la región del Golfo de California registrada en el periodo 2002-2004 en las redes de NARS-Baja y RESBAN. Del total de los sismos localizados solo el 28% (124 de 443) fue considerado para este estudio ya que solo esta cantidad cumplió con el criterio de precisión propuesto. El objetivo de esta parte de la tesis fue inferir las zonas mas activas sísmicamente en la región del Golfo de California en función del análisis de la distribución espacial de epicentros. Las zonas de mayor actividad sísmica de esta región están localizadas al oeste de la cuenca Delfín, Isla Ángel de la Guarda e Islas San Lorenzo donde ocurrieron los sismos del 12 de noviembre del 2003 de magnitud 5.6 y el sismo del 24 de septiembre del 2004 de magnitud 6.1, así como la falla transformada localizada entre las cuencas Guaymas y del Carmen. En esta falla ocurrió el sismo de Loreto de 12 de marzo del 2003 de magnitud 6.3. En este trabajo, también localicé los eventos que ocurrieron el 12 de Marzo de 2003 (Mw 6.3), el de 12 de Noviembre de 2003 (Mw 5.6) y los sismos de 24 de septiembre de 2004 (Mw 6.1) y seis de sus réplicas, el sismo del 22 de Febrero del 2005 (Mw 5.6) y dos de sus réplicas.

III.2 INTRODUCCIÓN

Debido a la gran importancia que tienen los estudios sismológicos como elemento fundamental para la investigación del peligro y riesgo sísmico en proyectos de infraestructura e investigación científica básica, es importante llevar a cabo estudios de sismicidad cuya finalidad principal sea conocer de manera

precisa las localizaciones de los sismos y estudiar su relación con los procesos tectónicos que los originan. El estudio de la actividad sísmica y su relación con la tectónica es lo que se conoce como sismotectónica.

En las regiones ubicadas al occidente de México y de los Estados Unidos de Norteamérica existe un número considerable de fallas geológicas que forman parte de la frontera entre las placas tectónicas del Pacífico y de Norteamérica.

El sistema de fallas de San Andrés–Golfo de California es un sistema que se extiende desde San Francisco California hasta la boca del Golfo de California. Algunos estudios (González-Fernández, 2005) indican que el régimen de esfuerzos transtensionales que rigen esta zona es lo que ha dado lugar a la apertura del Golfo de California, que inició aproximadamente hace 12 Ma. Sin embargo la máxima extensión ha ocurrido en los últimos 6 Ma (Oskin y Stock, 1999). Aparentemente, esta apertura inició simultáneamente a lo largo del Golfo de California, sin embargo hay variaciones latitudinales en el espesor de la corteza en toda la región Lopez-Pineda (2005). Por ejemplo, al sureste la corteza es oceánica mientras que en el noroeste es continental.

El régimen de esfuerzos que ha dado origen al Golfo de California ha hecho de esta zona una fuente de sismicidad frecuente. Esta frontera es una fuente de actividad sísmica generalmente de magnitudes moderadas ($M_w \leq 7.0$) con respecto a la actividad que se genera en las zonas de subducción. La mayoría de los sismos tienen un desplazamiento de rumbo lateral derecho y sus profundidades en su mayoría se desconocen, excepto en algunos casos aislados donde la profundidad ha sido estimada con precisión (profundidad ~ 5 km). En general la magnitud

promedio de la sismicidad en esta región ha mantenido el siguiente comportamiento: al noroeste, se ha registrado sismicidad de magnitudes moderadas ($M_w < 5.5$), mientras que al sureste la magnitud tiende a ser mayor ($5.5 < M_w < 7.0$) (Rebollar et al., 2001; López-Pineda y Rebollar, 2005). Es importante señalar que en la región del Golfo de California, en el pasado han ocurrido eventos de magnitudes que van de moderadas a altas (Munguia et al., 1977; Pacheco y Sykes 1992; Fletcher y Murguía, 2000; Rebollar et al., 2001; López-Pineda y Rebollar, 2005), así como algunos enjambres sísmicos en las cuencas Wagner y Delfín (Figura 18). Estos enjambres fueron estudiados por Lomnitz et al., 1970; Thatcher y Brune (1971) y Brune et al., 1976. Estos últimos estudios fueron realizados con información sísmica escasa en el norte del Golfo de California y por lo tanto con grandes incertidumbres en la localización de los sismos.

Por su comportamiento tectónico este es un lugar de especial interés para estudiar la interacción de las placas tectónicas utilizando los sismos que genera esta frontera entre placas.

La interacción de la placa del Pacífico con la de Norteamérica y el adelgazamiento de la corteza en el Golfo de California da origen a un sistema de fallas con distintas características, como fallas de rumbo, transformes, así como cuencas y centros de dispersión. Además se sabe que la estructura tectónica del Golfo de California está ligada directamente con la estructura tectónica de California y al sistema de fallas de San Andrés (Tajima y Tralli, 1992). Por otro lado es importante conocer las fallas tectónicas del Golfo de California para entender el comportamiento de la provincia extensional del Golfo de California e

inferir las propiedades físicas de la corteza de esta región. Con la red conjunta de NARS-Baja y RESBAN (Tramper et al., 2003) la cual consiste de 20 estaciones de banda ancha y de cuatro estaciones de periodo corto localizadas alrededor del Golfo de California analicé la actividad sísmica registrada en el periodo de 2002 a 2004 (Figura 17). El objetivo principal de este estudio es localizar lo más preciso posible los sismos que ocurrieron en el Golfo de California en el periodo mencionado e identificar sus fallas mas activas y así conocer la cinemática de esta región además de la dirección de los esfuerzos principales. Para lograr lo anterior es necesario emplear una metodología de trabajo adecuada que garantice la obtención de los mejores resultados en la localización de los sismos. Es decir, es necesario identificar en los registros digitales arribos claros de las ondas P y S, y en algunos casos las ondas refractadas Pn y Sn, Considerar una cobertura azimutal entre las estaciones menores de 180° y limitar la distancia entre estaciones a no mayor de 100 km para evitar las variaciones laterales de las velocidades en la corteza así como en la profundidad del Moho. Los modelos de velocidades utilizados son los presentados en las tablas V y VI.

En este trabajo, también localicé los eventos que ocurrieron el 12 de Marzo de 2003 (Mw 6.3), el de 12 de Noviembre de 2003 (Mw 5.6) y los sismos de 24 de septiembre de 2004 (Mw 6.1) y seis de sus réplicas, el sismo del 22 de Febrero del 2005 (Mw 5.6) y dos de sus réplicas. En el capítulo tres de esta tesis se analiza el patrón de ruptura y el desplazamiento cosísmico de estos sismos.

III.3 MARCO TECTÓNICO

El Golfo de California se considera como parte de una depresión estructural formada por el desprendimiento y separación oblicua de la península del continente Americano. El modo dominante de rompimiento es del tipo lateral derecho en sus fallas transformes, las cuales se conectan a cuencas de un modo difuso en el noroeste del Golfo de California y por medio de incipientes centros de dispersión en el centro y hacia la boca del Golfo de California (Rusnack et al., 1964; Lonsdale 1989; Rebollar et al., 2001). Los centros de dispersión ubicados al sur del Golfo son segmentos de cuencas bien desarrollados y el resto son pequeñas cuencas cuyo régimen de esfuerzos es principalmente extensional (Moore, 1973; Lonsdale, 1989).

Los centros de dispersión tienen una gran actividad sísmica, aunque por lo regular producen sismos de magnitud pequeñas, y la característica de esta actividad sísmica son los enjambres de microsismos, quizá producto de los movimientos del magma (Reichle y Reid ,1977).

En la parte norte del Golfo de California se localiza la cuenca Wagner así como las cuencas Delfín Superior e Inferior las cuales están conectadas con algunas fallas transformes difusas e inferidas por medio de la batimetría. Ninguna de estas fallas a sido delineada con localizaciones precisas de la actividad sísmica (Figura 18). Entre la Isla Ángel de la Guarda y la Península de Baja California se localiza la falla transforme del Canal de Ballenas la cual fue inferida mediante las réplicas del sismo del 8 de Julio de 1975 de magnitud 6.5 (Munguia et al., 1977). Hacia el sureste se localizan las cuencas Salsipuedes, Guaymas, Del Carmen,

Farallón y Pescadero conectadas por fallas transformes inferidas por los rasgos batimétricos. Recientemente se delineó un sector de la falla transforme entre la cuenca Guaymas y Del Carmen con las réplicas del sismo de Loreto que ocurrió el 12 de Marzo del 2003 de magnitud 6.2 (López-Pineda y Rebollar, 2005).

III.4 ANALISIS DE DATOS

Las estaciones digitales de banda ancha de tres componentes consisten de sismómetros STS2 y Guralp's registrando en digitalizadores de 24 bits (Tramper et al., 2003; Clayton et al., 2004). Estas estaciones registran en forma continua a 20 muestras por segundo. Las estaciones de periodo corto son GVB las cuales registran por disparo a 100 muestras por segundo. Las estaciones de periodo corto son: SLG, PTOS, SFE y GSC (Figura 17).

Una vez recolectados y procesados los registros sísmicos, estos son graficados para leer los tiempos de arribo y su duración para calcular la magnitud local. Los eventos identificados en un mínimo de tres estaciones son localizados con el programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986) utilizando el modelo de velocidad de la tabla I. Solo consideré los eventos con una cobertura azimutal menor de 180° y rms de 0.5 y 1.5 segundos. Con estas condiciones de error solo fue posible localizar 124 eventos de 443, es decir solo el 28% de los sismos localizados cumplieron con nuestros criterios de precisión. Como no fue posible determinar la profundidad con precisión, este parámetro lo fijamos a 5 km (Rebollar et al., 2001 y López-Pineda y Rebollar, 2005).

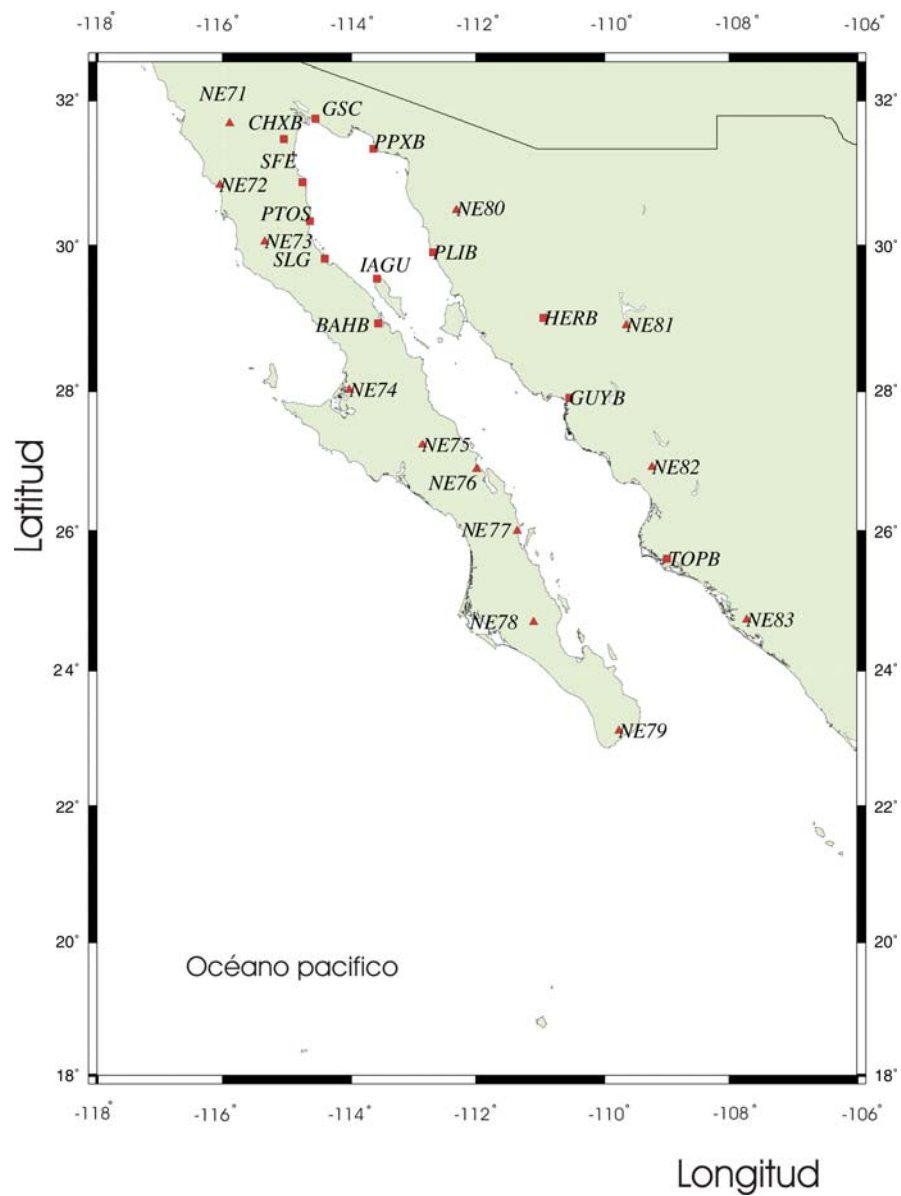


Figura 17: Mapa que muestra la ubicación de las estaciones sísmicas alrededor del Golfo de California. Los triángulos son las estaciones de NARS-Baja y los cuadros son las estaciones de RESBAN.

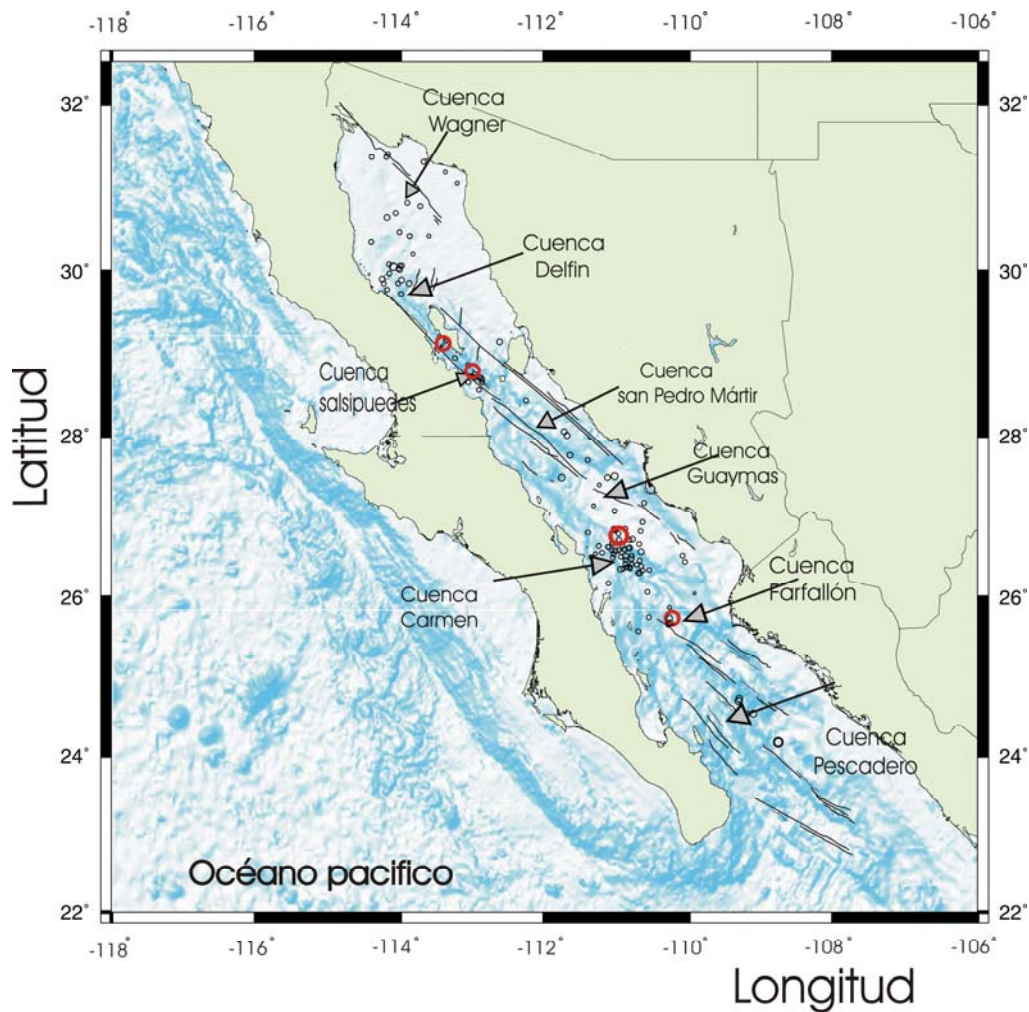


Figura 18. Mapa que muestra las localizaciones de la actividad sísmica en el Golfo de California. Los círculos vacíos son los epicentros de los sismos localizados en este estudio y están escalados de acuerdo a su magnitud, también se muestran las áreas que corresponden a los principales rasgos tectónicos de la región del Golfo de California, los círculos de línea gruesa vacíos indican la localización de los sismos de $M_w > 5$ ocurridos en el periodo de estudio.

Tabla V. Modelo de velocidad 1D utilizado en las localizaciones (Rebollar et al., 2001)

Espesor (kms)	Velocidad de onda P(km/seg)	Densidad(kg/m3)
4.600	0.000	2.310
6.000	5.000	3.290
6.650	11.000	3.840
7.900	22.000	4.560
8.000	40.000	4.620
8.230	55.000	4.750

Tabla VI. Modelo de velocidad 1D utilizado en las localizaciones (Wong, 2001)

Espesor (km)	Velocidad de onda P (km/seg)
0.000	2.200
0.125	3.270
0.375	4.700
0.761	5.200
1.200	5.500
5.600	6.700
9.900	7.600
25.000	8.200
40.000	0.00

III.5. ANALISIS DE LOS SISMOS LOCALIZADOS

Para facilitar el análisis de los resultados obtenidos de la actividad sísmica en el Golfo de California éste se dividió en cuatro zonas. En el análisis de la sismicidad por zonas se consideró principalmente la distribución de epicentros, la actividad asociada a las fallas localizadas en estas zonas así como la sismicidad histórica. La Figura 19 muestra la zona 1 comprendida entre las coordenadas -112.50° y -115.50° de longitud y 29.50° y 32.50° de latitud. Como ya mencione anteriormente solo el 28% de la sismicidad resulto localizada con la precisión requerida. En la zona 1, 80 eventos no se localizaron por haberse registrado únicamente en dos estaciones y alrededor de 35 eventos por no tener una buena cobertura azimutal. Las magnitudes de duración de los eventos varían entre 1.7 y 4.1 (ver Tablas de datos de localización, anexas al final).

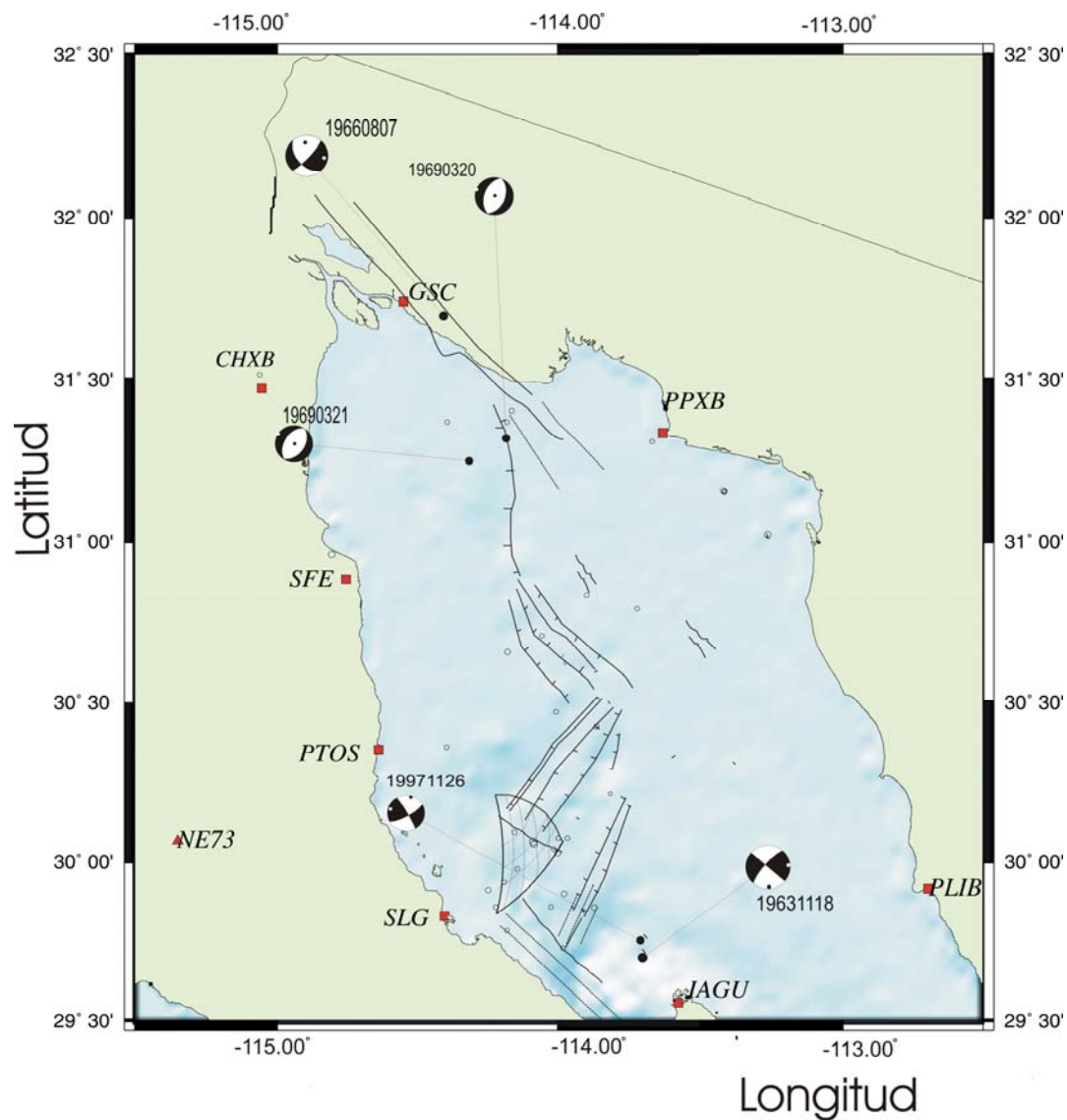


Figura 19. Mapa sobre el cual se ilustran los epicentros (círculos vacíos) de los eventos localizados en la zona 1. Los mecanismos focales corresponden a sismos históricos que han sido estudiados en esta zona de estudio. Los cuadros representan las estaciones sísmicas de RESBAN y los triángulos de NARS-Baja. Los arcos representan el área donde ocurrió un enjambre durante el mes de agosto de 2004. Los rasgos tectónico indicados fueron tomados de González-Fernández et al., (2005).

La figura 19 corresponde a la zona norte del Golfo de California, la cual es la más instrumentada de todas las zonas definidas en este estudio. Sin embargo la sismicidad es muy dispersa lo cual no permite definir o inferir algún patrón tectónico. Un aspecto interesante de esta zona es la frecuente generación de enjambres sísmicos, uno de los cuales fue estudiado por Brune et al., (1971), el cual se localizó en la cuenca Wagner. Durante el periodo de observación reportado en este estudio no se localizó ningún evento en esta cuenca. Al noreste de la estación de San Luis Gonzaga aproximadamente a 42 km se registro un enjambre en agosto del 2004. En la estación de San Luis Gonzaga, la más cercana al enjambre varios de eventos se registraron, sin embargo solo tres de estos eventos se localizaron. Las diferencias en tiempo S-P fueron del orden de 6 segundos. La Figura 19 muestra el área (arcos) aproximada del enjambre estimada con las diferencias entre los tiempos de arribo de las ondas S y P de las estaciones SLG, NE73 y PTOS.

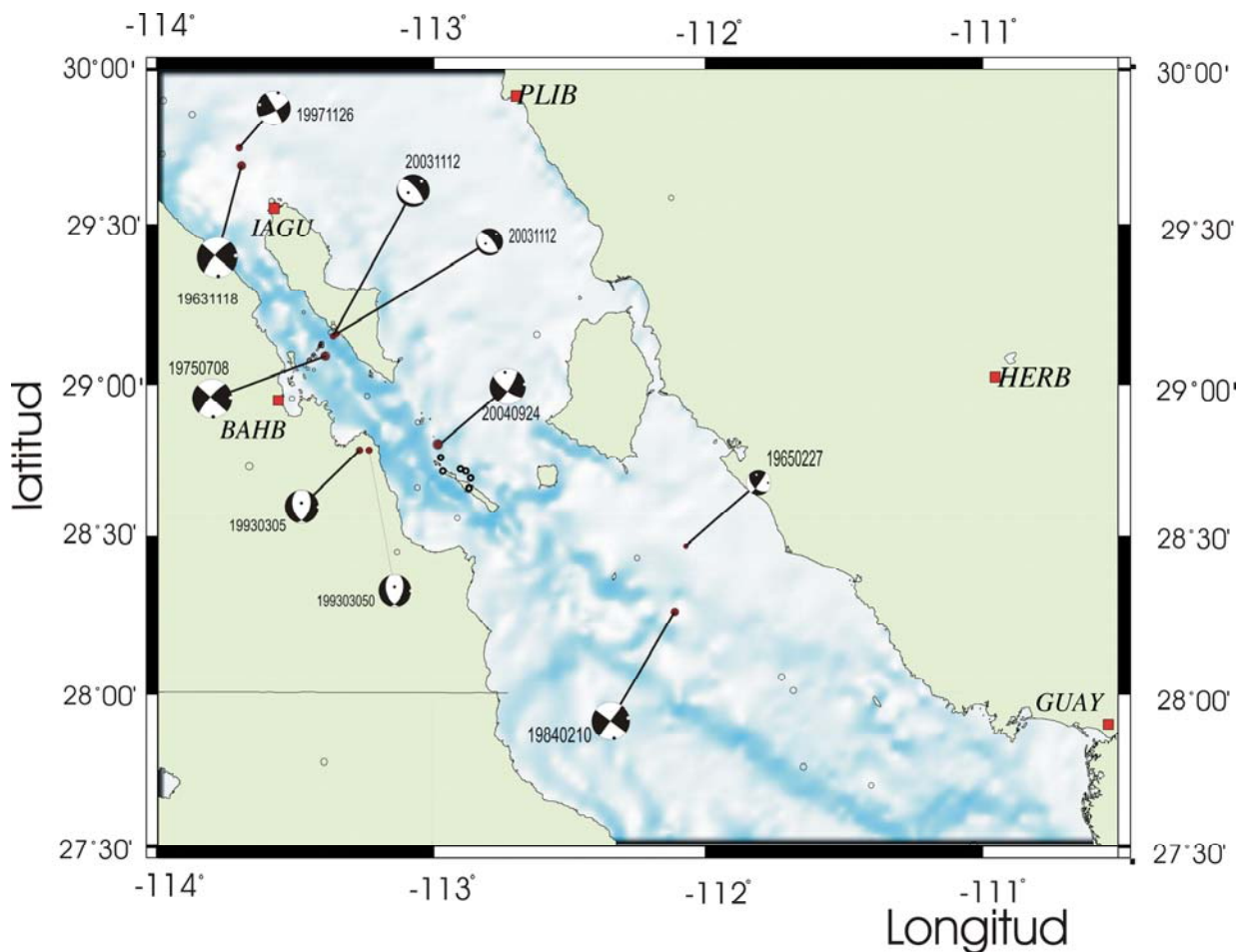


Figura 20. Mapa que muestra los epicentros de los eventos localizados en la zona 2 (círculos abiertos). Los mecanismos focales son sismos que han sido estudiados en esta zona de estudio. Además se ilustra la ubicación de algunas réplicas del sismo de las Islas San Lorenzo (20040924) así como las del sismo de la Isla Ángel de la Guarda (20031112). Los cuadros representan las estaciones sísmicas de RESBAN y los triángulos de NARS-Baja.

En esta sección analizaremos la zona 2. Para llevar a cabo las localizaciones en esta zona son importantes las estaciones de Bahía de los Ángeles (BAHB), Puerto Libertad (PLIB), Isla Ángel de la Guarda (IAGU) y Guaymas (GUYB). La estación IAGU es un acelerógrafo que registra por evento a 200 muestra por segundo, el cual es ideal para registrar eventos relativamente grandes, pero, los eventos pequeños y alejados no los registra. En esta área se localizan las dos islas más grandes del Golfo de California como son la Isla Ángel de la Guarda y la Isla Tiburón, también aquí se localiza la cuenca Delfín, como lo ilustra la Figura 21. En esta zona se localizaron dos eventos de magnitud (M_w) 5.6 y 6.1 los cuales ocurrieron el 12 de noviembre de 2003 y el 24 de septiembre de 2004 respectivamente. El primer evento tuvo un mecanismo focal normal y se localizó en una falla normal cuyo escarpe es visible al oeste de la Isla Ángel de la Guarda.

También se muestran en la Figura 20 y Figura 21 algunas réplicas de este evento. El precursor y el evento principal tuvieron un mecanismo focal normal. La geometría de la ruptura fue calculada con el modelado de las formas de onda por López-Pineda (2005). Las réplicas de este evento ocurrieron en la falla del Canal de Ballenas y en una falla normal al oeste del Canal de Ballenas (Figura 21).

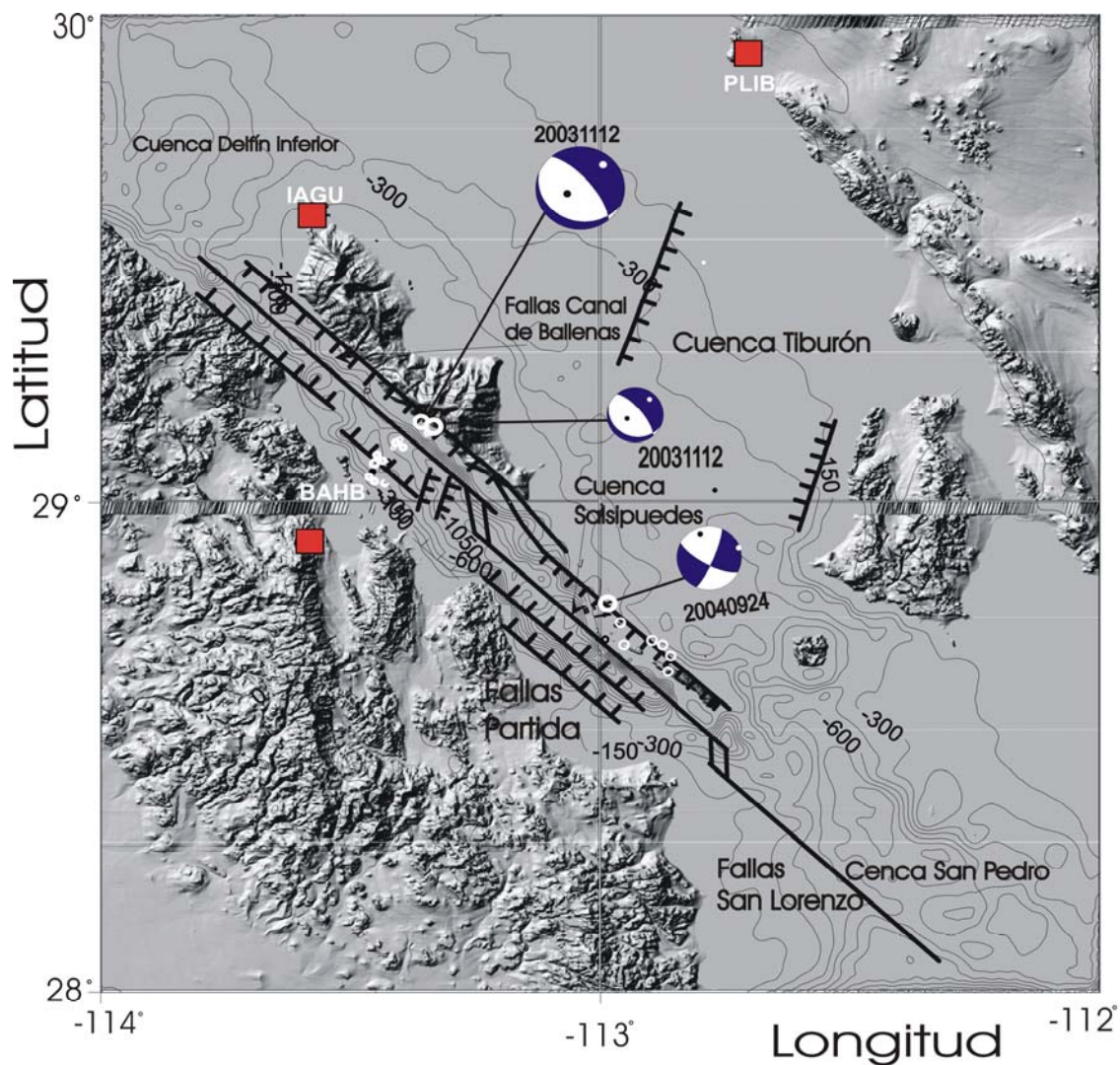


Figura 21. Mapa que muestra las localizaciones de los sismos del 12 de noviembre del 2003 así como su precursor y del sismo del 24 de septiembre del 2004. También se muestran los mecanismos focales y las fallas descritas por Lonsdale (1989) en esta región.

El sismo del 24 de septiembre del 2004 de magnitud 6.1 ocurrió al sureste de la cuenca Salsipuedes en las Islas San Lorenzo, de ahí su nombre, y su mecanismo fue de rumbo lateral derecho aun cuando Lonsdale (1989) indica que esta falla es normal. El mecanismo focal de este evento claramente define a esta falla como de rumbo. Siete réplicas de este evento se localizaron hacia el sureste del evento principal a lo largo del rumbo de la falla definiéndola claramente (Figura 21). El cálculo del mecanismo de este evento se ilustra en el capítulo 3. Hacia el sureste de las islas de San Lorenzo solamente se localizaron siete de sus réplicas. Goff et al., (1987) reportó el mecanismo focal de dos eventos para esta zona del Golfo de California, uno de ellos es de rumbo y el otro tiene una pequeña componente normal.

Por otro lado la Figura 22 nos ilustra la región central del Golfo, que es la zona con mayor actividad sísmica registrada en este periodo de estudio.

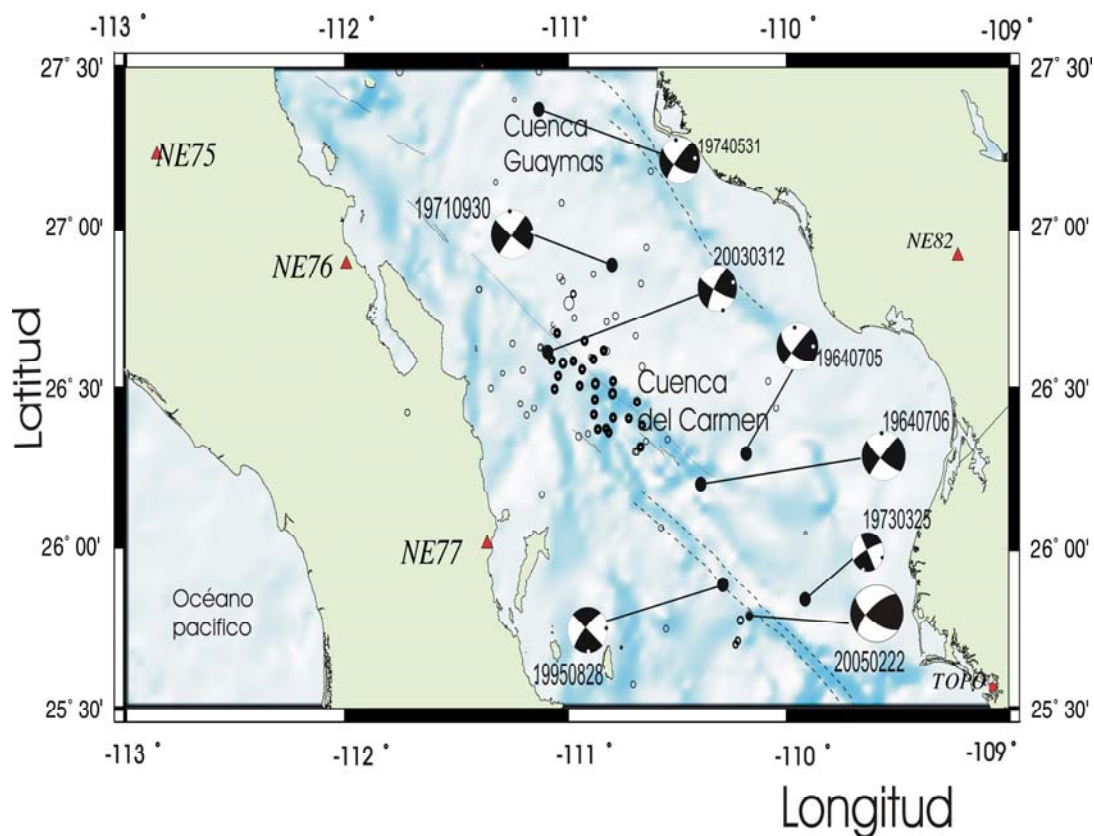


Figura 22. Mapa sobre el cual se ilustran los epicentros de los eventos localizados en la zona 3 (circulo abiertos), los mecanismos focales son sismos que han sido estudiados en esta zona. Los cuadros son las estaciones sísmicas de RESBAN y los triángulos de NARS-Baja.

En esta región se registraron una gran cantidad de sismos pequeños y el sismo de Loreto del 12 de marzo de 2003 de M_w 6.2 y sus réplicas. Esta figura también ilustra los mecanismos de falla de varios sismos estudiados en esta zona. La ubicación de las estaciones en esta área permite tener una buena cobertura azimutal, por lo cual la mayoría de los eventos que se generen en esta zona se pueden localizar con una muy buena precisión. En esta zona de estudio se ubica al norte la cuenca de Guaymas, en la parte central se localiza la cuenca del Carmen. Es notable la concentración de la actividad sísmica entre estas dos cuencas. Las réplicas del sismo de Loreto y la sismicidad de esta región definieron claramente la falla transformada entre la cuenca Guaymas y la del Carmen. En esta región ocurrió el sismo más grande de magnitud 7.0 que se tenga reportado en el Golfo de California (Pacheco y Sykes, 1992). También aquí ocurrió el sismo del 22 febrero del 2005 de M_w 5.3 enfrente de Topolobampo Sinaloa. La figura 22 muestra también algunas de sus réplicas así como su epicentro y su mecanismo focal. El cálculo del mecanismo focal de este evento se describe en el capítulo 3. El mecanismo de este sismo es de rumbo lateral derecho con una pequeña componente normal. Este mecanismo concuerda con el rumbo de la falla transformada entre la cuenca del Carmen y la cuenca Farallón. Se incluyen además en esta figura algunos de los mecanismos de los sismos históricos estudiados en esta región.

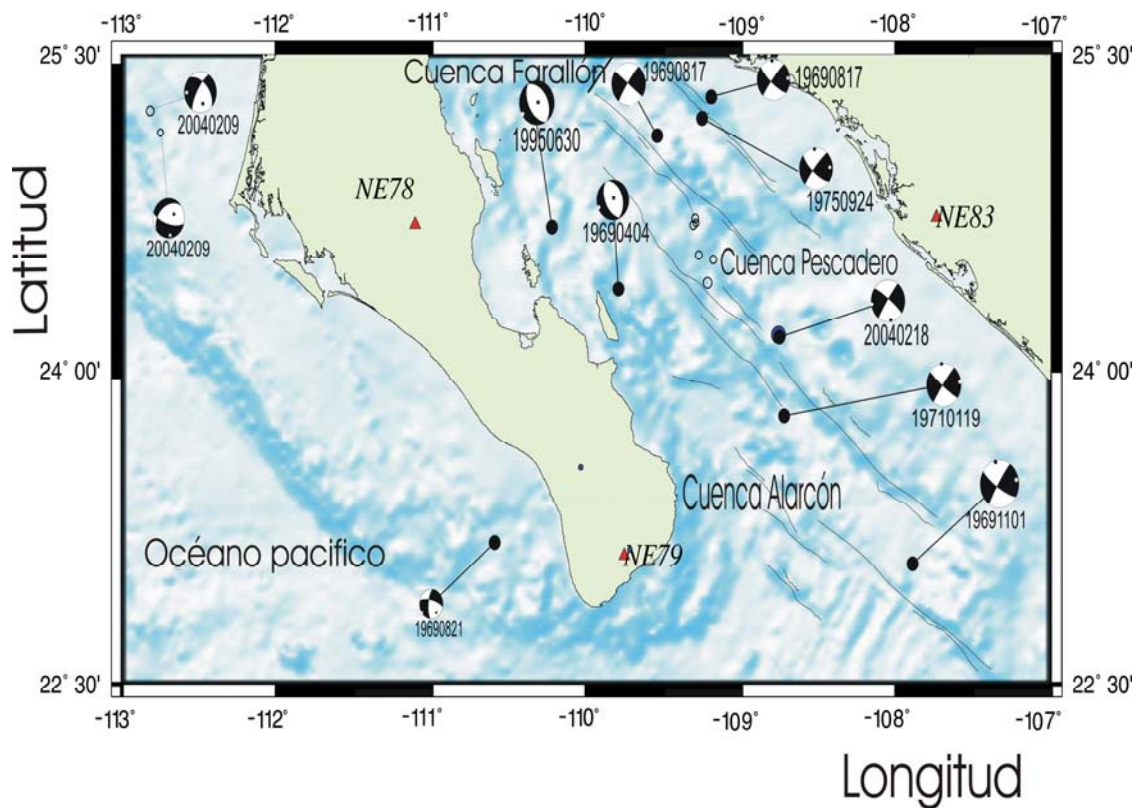


Figura 23. Mapa sobre el cual se ilustran los epicentros de los eventos localizados en la zona 4 (círculo vacíos). Los mecanismos focales son sismos que han ocurridos en esta zona de estudio. Los triángulos son las estaciones de NARS-Baja.

La zona 4 se ilustra en la figura 23, es una región que es considerada como una zona de alto potencial sísmico debido a su gran actividad sísmica. Sin embargo, en este periodo de observación no fue posible localizar la mayoría de los sismos registrados, ya que los errores de localización son muy grandes debido a las grandes distancias y a la pobre cobertura azimutal, ya que la mayoría de los sismos registrados en este periodo fueron muy pequeños. Por lo anterior, solo fue posible localizar 8 eventos en esta zona, probablemente en el futuro con un tiempo de observación más largo sea posible tener más localizaciones en esta región, en la figura 23 se ubican las Cuenca Farallón, Pescadero y Alarcón así como los epicentros y mecanismos focales de algunos sismos históricos ocurridos en nuestra última zona de estudio.

III.6 ESTUDIO DE RÉPLICAS DEL SISMO DE FEBRERO 22 DE 2002(Mw 5.7)

En este trabajo también presento la localización de las réplicas del sismo que ocurrió el 22 de febrero de 2002, el cual fue localizado por NEIC (NATIONAL EARTHQUAKE INFORMATION CENTER) con las siguientes coordenadas: 32.375° de Latitud norte y 115.352° de Longitud oeste a una profundidad de 10 km. La magnitud del evento fue de Mw 5.7 con un momento sísmico de $M_0 = 4.7 \cdot 10^{17}$ Nm, la solución del plano de falla fue de rumbo lateral derecha con un rumbo de 139°, echado de 51° y deslizamiento de 124° (NEIC).

Dos semanas después de que ocurrió este sismo fueron instaladas seis estaciones de periodo corto GeoSIG GBV de una componente con periodo natural de 4 Hz.

La figura 24 muestra la localización de las estaciones, este arreglo instrumental estuvo activo por un periodo de 15 días. Durante este lapso de tiempo se registraron 1002 réplicas en la estación CUN (Figura 24). Sin embargo solamente fue posible localizar 117 de estas réplicas, que fueron aquellas que tuvieron un error menor a 1.5 km en su localización. La figura 24 muestra la localización en planta. En la figura 25 se ilustra una sección vertical de la distribución de las réplicas, los epicentros sugieren que el sismo principal se originó en una falla con rumbo noroeste-sureste y coincide con un flanco de la sierra Cucapá. Esta falla es paralela a la falla de Cerro Prieto.

También en la figura 25 se muestra una sección cortical perpendicular a la falla de Cerro Prieto, las profundidades de las réplicas varió entre 1 y 9 km. Las profundidades de los eventos indican que el sismo se originó en una falla con echado hacia el este. En este perfil incluí la falla propuesta por Pérez-Padilla (1996). Por lo tanto podemos concluir que la localización de las réplicas de este evento sugiere que el plano nodal del mecanismo del evento con rumbo $N6^{\circ}W$ y echado de 50° hacia el este es el plano de falla. En la figura 25 se ilustra la distribución vertical de réplicas, estas indican la falla que origino el evento de 22 de febrero de 2002 y concuerda con la falla A propuesta por Pérez- Padilla (1996), sin embargo, con un echado mas pronunciado hacia el Este.

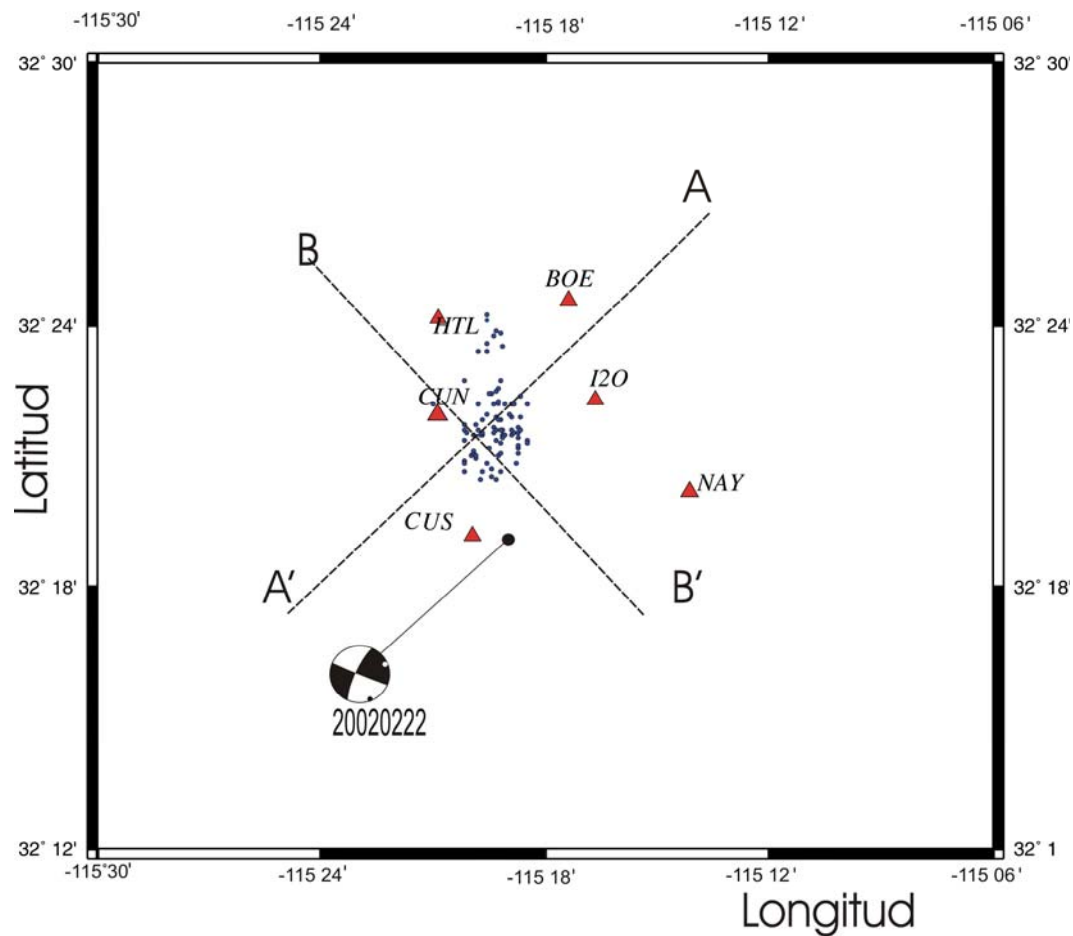


Figura 24. Localización de las réplicas en planta, la ubicación de las estaciones (triángulos), la solución del plano de falla del evento principal (NEIC), así como la ubicación de las dos secciones verticales corticales AA' y BB'.

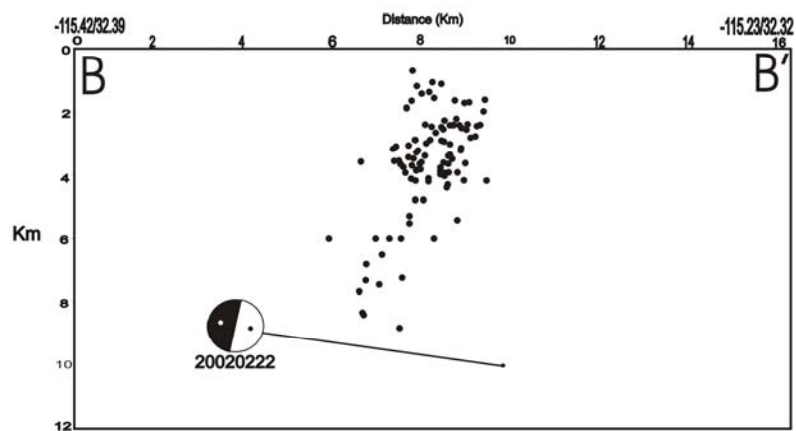
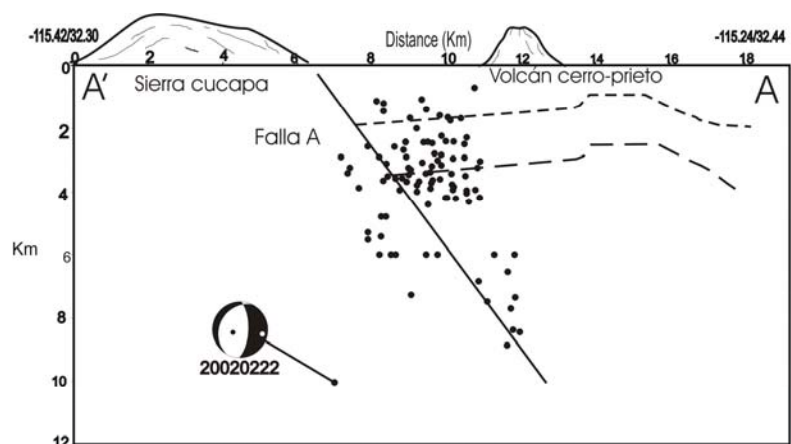


Figura 25. Secciones corticales AA" y BB' sobre las cuales se proyecto las réplicas. Se ilustra la localización del basamento en el campo geotérmico de Cerro Prieto así como la falla A.

III.7 CONCLUSIONES

Estudié la sismicidad generada en la región del Golfo de California durante el periodo 2002-2004. 443 sismos fueron registrados al menos en tres estaciones, sin embargo, solo el 28% (124 de 443) de las localizaciones tuvo errores aceptables en su localización. Estos epicentros fueron graficados sobre la región del Golfo de California con el objetivo de inferir la ubicación de rasgos tectónicos activos (Figura 18). Se logro identificar las áreas de mayor actividad en esta región. Estas zonas están localizadas al oeste de la cuenca Delfín, Isla Ángel de la Guarda e Islas San Lorenzo donde ocurrieron los sismos del 12 de noviembre del 2004 de magnitud 5.6 y el sismo del 24 de septiembre del 2004 de magnitud 6.1. El sismo de la isla Ángel de la Guarda indujo actividad en la falla del Canal de Ballenas y en una falla normal ubicada al este de ésta misma falla. En cambio el sismo de las Islas San Lorenzo la actividad se indujo al sureste del sismo. Este comportamiento también se observo con el sismo de Loreto (López-Pineda y Rebollar, 2005), ya que las réplicas de este evento también se propagaron hacia el sureste a lo largo de 60 km de la falla transformada. Otro sismo importante que localizamos fue el sismo que ocurrió el 22 de febrero del 2005. Este sismo ocurrió al noroeste de la cuenca Farallón. Su mecanismo focal fue de rumbo lateral derecho y concuerda con los rasgos batimétricos entre la cuenca Del Calmen y Farallón.

Las réplicas de este sismo ocurrieron en la misma área donde ocurrió el sismo principal. Además fueron localizados en este estudio los sismos de 12 de

marzo de 2003(Mw6.3), el de noviembre 12 de 2003 (Mw5.6) así como el de septiembre 24 de 2004 (Mw 6.1).

También fueron estudiadas las réplicas del sismo de febrero 22 de 2002. La magnitud de este evento fue de Mw 5.7 con un momento sísmico de $M_0= 4.7*10^{17}$ Nm, la solución del plano de falla fue lateral derecho con un rumbo de 139° , echado de 51° y deslizamiento de 124° (NEIC).

La localización de las réplicas de este evento sugiere que el plano de falla tiene un rumbo $N6^\circ W$ y un echado de 50° hacia el este. La figura 24 muestra las réplicas del evento de 22 de febrero de 2002 y concuerda con la falla A propuesta por Pérez- Padilla (1996), sin embargo, con un echado mas pronunciado hacia el Este. Las localizaciones de la actividad sísmica localizada en el Golfo de California en nuestro periodo de estudio se muestran en las tablas de localizaciones anexas.

TABLAS DE LOCALIZACIONES DE SISMICIDAD EN LA REGION DEL GOLFO DE CALIFORNIA EN EL PERIODO 2002-2004

Descripción de encabezados de las tablas de resultados de las localizaciones:
 Fecha: 20327, el 2 indica año 2002, el 03 es el tercer mes del año y 27 el día del mes, T. origen (tiempo origen): hora: minuto: segundo, prof.=profundidad, No. Numero de fases, Md: magnitud de duración, Gap: espacio entre estaciones (en grados),Dmin: distancia mínima epicentro-estación, Rms: error medio cuadrático(segundos),Erh: error en el epicentro ,Erz: error en la profundidad.

Tabla VII. Localizaciones de la sismicidad para el año 2002

Fecha	T.Origen	Latitud	Longitud	prof.	No	Md	Gap	Dmin	Rms	Erh	Erz
20327	111313.75	31 09.32	-113 24.85	5.0	3	3.0	182	28.8	.00	.0	0
20319	233546.86	31 09.19	-113 24.93	5.0	3	3.7	181	28.9	.00	.0	.0
20326	041038.81	31 09.39	-113 25.10	5.0	3	4.0	181	28.5	.00	.0	.0
20326	163806.14	31 01.32	-113 15.66	5.0	3	4.5	181	49.6	.00	.0	.0
20607	170437.28	27 29.20	-111 45.45	5.0	3	4.5	49	187.4	.01	.9	.0
20620	201023.20	30 57.49	-114 48.22	5.0	8	4.8	123	112.0	.08	.4	.9
20628	173047.97	31 30.90	-115 03.57	5.0	5	3.1	176	82.3	.00	.0	.0
20629	205602.32	30 42.37	-114 03.60	5.0	5	3.4	89	80.8	.22	3.1	2.0
20717	050625.63	31 09.48	-115 37.44	5.0	7	2.0	110	53.8	.37	1.7	2.8
20801	023623.76	30 49.88	-113 54.08	5.0	5	3.5	89	61.5	1.03	10.7	4.3
20905	122427.40	30 43.07	-115 38.24	5.0	6	3.2	85	42.8	.14	.9	.8
20911	060313.58	31 22.08	-114 23.69	5.0	5	3.1	170	72.6	.22	3.7	2.2
20913	123744.49	31 18.56	-113 40.21	5.0	5	3.6	134	04.6	.14	1.9	1.1
21106	025147.34	27 45.64	-111 38.83	5.0	7	3.7	174	102.7	.13	1.0	1.7
21206	153308.56	26 02.87	-109 55.20	5.0	4	2.0	71	118.2	.01	.2	.1
21207	015749.19	26 18.20	-110 41.53	5.0	5	3.8	69	74.1	.39	5.2	9.4
21207	032944.61	26 20.14	-110 38.57	5.0	7	3.4	70	80.1	1.12	10.2	9.9
21207	010024.57	26 42.65	-110 49.18	5.0	7	3.3	93	94.1	.48	2.7	2.0
21207	012308.85	26 43.65	-110 46.77	5.0	8	4.1	93	97.9	.18	.8	2.2
21207	013350.87	27 04.69	-111 01.47	5.0	6	3.3	130	99.0	.14	.9	1.1
21207	015749.62	26 19.12	-110 40.00	5.0	6	3.0	69	77.1	.40	4.4	6.8
21207	010024.57	26 42.65	-110 49.18	5.0	7	3.0	93	94.1	.48	2.7	2.0
21208	174525.92	26 56.46	-110 38.49	5.0	6	3.6	99	106.5	.01	.1	.1
21208	213301.87	26 49.60	-110 39.91	5.0	6	3.6	93	119.3	1.03	6.2	4.4

Tabla VIII. Localizaciones de la sismicidad para el año 2003

Fecha	T. Origen	Lat	Long	prof.	No	Md	Gap	Dmin	Rms	Erh	Erz
30206	1401 08.94	27 30.27	-111 1.54	5.00	6	4.4	148	65.0	1.54	8.1	18.2
30312	0551 04.31	26 46.06	-110 59.54	5.00	6	6.4	1031	101.0	.02	.1	.3
30312	2341 32.00	26 35.09	-111 5.94	5.00	6	6.5	91	68.3	1.45	9.1	7.2
30313	0130 51.87	26 35.51	-110 52.88	5.00	7	3.6	87	79.8	.14	.8	1.2
30313	0149 01.69	26 37.09	-110 49.26	5.00	6	4.1	87	85.8	.14	1.0	1.9
30313	0312 27.04	26 27.26	-111 12.75	5.00	7	3.4	82	50.8	.65	2.8	2.4
30313	0336 11.72	26 25.04	-111 10.98	5.00	7	3.4	78	47.9	.95	4.1	3.8
30313	1438 13.69	26 34.13	-110 39.54	5.00	5	4.1	80	93.1	.33	3.7	4.3
30313	0301 43.36	26 23.18	-110 39.59	5.00	5	3.5	72	81.2	.47	6.7	3.7
30313	0023 56.25	26 26.39	-111 9.02	5.00	8	3.3	81	51.5	1.04	4.2	3.8
30313	0023 54.06	26 38.52	-111 14.84	5.00	3	3.5	97	70.3	.00	.0	.0
30313	0028 07.67	26 21.43	-110 48.75	5.00	4	3.6	133	66.6	.00	.0	.0
30313	0042 11.54	26 21.16	-110 56.75	5.00	4	3.8	131	55.8	.19	1.4	1.1
30313	0220 16.25	26 39.90	-110 41.28	5.00	5	3.3	86	98.4	.40	4.1	8.4
30313	0225 42.66	26 34.82	-111 1.03	5.00	7	3.8	89	71.4	1.15	6.7	9.1
30313	0235 33.45	26 51.39	-110 52.78	5.00	4	3.1	1041	111.3	.56	5.7	3.9
30313	0409 37.49	26 10.21	-111 6.82	5.00	4	3.4	115	30.1	.01	.1	.1
30313	0430 41.82	26 20.54	-110 32.66	5.00	4	3.5	68	89.3	.51	3.5	3.0
30313	0447 32.67	26 32.37	-111 2.33	5.00	5	3.0	145	66.4	1.23	8.2	7.9
30313	0511 48.17	26 33.45	-111 12.08	5.00	5	3.0	144	62.1	.36	2.2	1.8
30313	0812 52.68	26 50.14	-111 1.12	5.00	8	3.7	109	97.1	1.14	5.3	13.2
30313	0944 13.80	26 18.11	-110 41.37	5.00	4	3.3	180	74.3	.17	.6	1.8
30313	14 6 22.50	25 44.91	-110 33.01	5.00	4	3.2	116	86.5	.62	4.4	8.5
30313	1438 21.58	26 50.86	-111 1.95	5.00	8	4.0	110	97.8	.65	3.0	7.5
30313	2028 27.14	27 10.73	-110 37.17	5.00	5	3.6	156	80.0	.01	.1	.1
30313	2048 54.70	26 37.60	-111 6.21	5.00	4	3.6	181	72.4	.15	.7	1.5
30314	0310 23.00	26 40.44	-111 2.67	5.00	3	3.5	177	79.5	.00	.0	.0
30322	1337 31.91	31 10.25	-115 50.49	5.00	5	3.8	72	56.8	.31	5.4	5.8
30409	0417 16.25	31 22.10	-114 11.04	5.00	5	3.3	172	52.6	.09	9.0	1.5
30414	0748 21.22	27 23.86	-111 14.25	5.00	6	2.7	148	88.6	.19	2.2	2.7
30419	0413 50.00	27 08.61	-111 19.32	5.00	5	2.8	130	72.9	.14	3.0	.6
40924	1443 10.74	28 51.16	-112 54.04	5.00	5	5.9	169	65.3	.01	.1	.3
31112	1404 26.63	29 06.14	-113 25.74	5.00	3	2.1	179	21.8	.01	.0	.0
31112	0447 48.89	29 06.98	-113 24.04	5.00	5	2.0	176	24.7	.20	2.7	2.6
31112	0454 57.69	29 05.13	-113 23.43	5.00	4	5.6	167	22.9	.01	.2	.1
31112	0516 30.90	29 02.68	-113 27.17	5.00	3	2.0	170	15.4	.42	10.3	.0
31112	0603 28.81	29 07.57	-113 24.04	5.00	3	2.3	177	25.6	.12	.4	.0
31112	0645 02.22	29 03.77	-113 27.42	5.00	3	1.5	177	16.7	.16	.6	.0
31112	0651 10.40	29 06.69	-113 24.84	5.00	3	1.6	177	23.5	.10	.4	.0
31112	0740 01.49	29 07.10	-113 24.23	5.00	4	2.1	177	24.7	.07	1.6	.6
31112	0743 43.86	29 04.96	-113 25.58	5.00	5	2.0	174	20.3	.37	5.8	3.2
31112	0750 18.80	29 05.28	-113 26.05	5.00	4	1.9	177	20.2	.34	2.0	2.5
31112	0757 29.12	29 06.24	-113 25.21	5.00	4	1.5	177	22.5	.85	5.1	6.6
31112	0808 11.89	29 05.12	-113 26.21	5.00	4	1.7	177	19.9	.49	3.1	4.0
31112	0816 20.34	29 05.40	-113 25.95	5.00	3	1.9	177	20.5	.30	.8	.0
31112	0824 19.46	29 05.53	-113 25.83	5.00	4	1.6	177	20.8	.38	2.2	2.8
31112	0831 23.70	29 07.01	-113 24.51	5.00	4	1.9	177	24.3	.21	1.0	1.3
31112	0841 42.44	29 05.67	-113 25.70	5.00	4	1.8	177	21.2	.37	2.5	3.3
31112	0859 36.29	29 04.85	-113 26.45	5.00	4	1.8	177	19.2	.33	2.0	2.5
31112	0956 15.11	29 04.23	-113 26.95	5.00	4	1.9	177	17.8	.45	3.4	4.3
31112	1001 54.11	29 04.47	-113 26.79	5.00	4	1.7	177	18.3	.33	2.2	2.8
31112	1132 10.88	29 05.30	-113 25.99	5.00	4	2.7	177	20.3	.48	3.0	3.8
31112	1151 13.76	29 07.30	-113 24.49	5.00	4	2.1	178	24.7	.33	1.7	2.1

Tabla VIII (continuación)

31112	1212	43.30	29	11.45	-113	21.70	5.00	4	2.0	184	33.6	.80	7.0	3.0
31112	1251	11.48	29	03.13	-113	27.98	5.00	3	1.8	180	15.2	.09	.4	.0
31112	1301	07.25	29	04.24	-113	26.93	5.00	4	2.4	177	17.9	.34	2.5	3.1
31112	1404	26.83	29	04.73	-113	26.55	5.00	4	2.0	177	19.0	.34	2.2	2.8
31112	1507	23.85	29	07.61	-113	24.11	5.00	4	1.8	177	184.7	.48	2.8	3.7
31112	1626	19.59	29	07.51	-113	24.37	5.00	4	1.9	178	25.2	.36	1.9	2.3
31112	1649	23.28	29	06.97	-113	24.60	5.00	4	2.1	177	24.2	.09	.5	.6
31112	1848	39.35	29	07.50	-113	24.35	5.00	4	1.8	178	25.2	.34	1.8	2.2
31112	1904	06.19	29	07.12	-113	24.47	5.00	4	1.5	177	24.5	.20	1.1	1.4
31112	1916	58.14	29	04.39	-113	26.91	5.00	4	1.5	177	18.1	.67	5.2	6.7
31211	0637	17.50	28	57.99	-114	29.73	5.00	5	2.1	93	91.1	.03	0.6	0.3
31219	0910	14.95	28	45.64	-112	58.12	5.00	5	3.0	71	61.3	.19	3.0	1.3

Tabla IX. Localizaciones de la sismicidad para el año 2004

Fecha	T.Origen	Lat	Long	Depth	No	Md	Gap	Dmin	Rms	Erh	Erz
40113	1141	02.38	24 32.23	-109 06.42	5.00	7 4.5	84	140.1	0.74	3.8	2.9
40113	1400	09.67	24 33.49	-109 16.43	5.00	5 4.0	87	156.5	0.47	5.2	2.0
40114	0516	27.09	26 03.92	-110 34.46	5.00	5 3.0	113	78.9	0.94	10.3	9.4
40114	2246	36.73	24 43.55	-109 17.89	5.00	5 4.4	93	157.7	0.09	1.0	0.5
40114	2248	45.40	24 33.43	-109 16.66	5.00	5 4.5	87	156.9	0.10	1.2	0.5
40114	2350	25.28	24 42.37	-109 17.53	5.00	5 4.0	92	157.2	0.78	7.7	3.5
40121	1219	46.91	26 25.62	-111 43.40	5.00	5 3.6	106	58.1	0.65	8.9	7.2
40208	0124	44.28	25 14.57	-112 48.82	5.00	5 4.1	70	169.1	0.03	0.4	0.4
40208	1129	51.02	23 08.82	-109 43.30	5.00	3 4.5	47	222.2	0.01	0.2	0.0
40213	14 0	09.07	24 46.31	-109 19.99	5.00	4 3.8	185	161.3	0.35	4.2	2.9
40213	1545	21.22	24 41.88	-109 18.58	5.00	3 4.5	179	158.9	0.02	11.4	0.0
40218	1059	20.42	24 10.27	-108 45.70	5.00	4 5.8	136	120.8	0.40	3.4	0.0
40222	0643	28.65	27 46.57	-113 23.76	5.00	5 4.0	146	66.0	0.03	0.3	0.2
40321	1940	06.22	29 56.06	-114 11.64	5.00	8 3.2	134	23.4	1.87	7.2	7.3
40321	1945	37.27	29 47.00	-114 10.98	5.00	5 3.0	188	22.1	0.15	4.4	1.0
40324	00 1	14.33	30 04.49	-113 58.24	5.00	8 3.9	163	49.9	0.99	5.2	6.8
40505	1935	48.06	27 29.20	-111 07.56	5.00	3 3.3	180	73.8	0.48	2.2	0.0
40509	0249	17.97	26 47.69	-110 58.25	5.00	3 3.1	175	94.7	0.22	6.2	0.0
40519	0911	54.93	26 42.04	-111 03.81	5.00	4 2.7	181	81.5	1.20	5.0	6.2
40527	1502	01.75	28 03.07	-111 43.55	5.00	5 3.8	161	118.2	0.00	0.0	0.0
40702	2337	56.73	30 25.68	-113 36.19	5.00	4 2.9	181	96.7	0.11	6.7	0.5
40705	1421	13.08	29 45.26	-114 23.89	5.00	5 3.5	88	8.5	0.81	13.6	6.3
40712	1051	51.77	30 47.32	-113 43.36	5.00	4 3.1	73	61.2	0.20	1.6	0.8
40814	1041	26.85	28 00.45	-111 41.05	5.00	5 3.8	157	113.6	0.20	1.4	3.6
40821	0624	24.81	30 05.51	-114 09.39	5.00	6 3.6	78	37.6	1.55	9.1	8.8
40821	0633	03.71	29 58.62	-114 08.85	5.00	9 3.6	60	29.7	1.85	7.8	6.9
40821	0643	27.87	28 43.83	-113 40.00	5.00	4 4.6	180	25.8	0.53	1.8	2.0
40826	0303	56.67	29 51.38	-113 52.48	5.00	3 3.7	89	51.3	1.88	14.6	0.0

Tabla X. Localización de réplicas del sismo del 22 de febrero de 2002 (Mw 5.7)

Fecha	T.origen	latitud	longitud	prof.	No	Dmin	mag	rms	erh	erz	q
20307	073814.95	32 21.75	-115 19.88	7.27	5	127	1.7	.02	.3	0.3	C1
20307	085810.19	32 21.64	-115 20.18	6.00	5	130	1.4	.33	3.0	2.2	D1
20307	085928.59	32 21.56	-115 20.18	6.00	5	135	1.5	.31	2.9	2.1	D1
20307	093903.32	32 21.19	-115 18.73	2.46	5	135	3.8	.14	.8	2.5	C1
20307	095329.80	32 21.49	-115 20.18	6.00	5	138	1.6	.38	3.2	2.4	D1
20307	101952.53	32 21.54	-115 20.18	6.00	5	136	1.6	.46	4.1	3.1	D1
20307	110136.42	32 20.40	-115 20.18	3.41	5	165	2.1	.48	2.4	2.5	D1
20307	111617.07	32 21.67	-115 20.18	6.00	5	128	1.4	.34	3.2	2.3	D1
20307	130039.55	32 20.91	-115 20.18	5.53	5	156	2.5	.31	3.9	1.1	D1
20307	131959.43	32 20.93	-115 20.18	5.30	5	156	2.5	.26	2.3	0.9	C1
20307	182418.93	32 21.09	-115 18.72	2.42	5	133	3.9	.14	0.9	3.1	C1
20307	231114.95	32 22.22	-115 19.27	3.43	6	121	2.6	.42	1.9	2.9	C1
20308	011201.64	32 21.19	-115 19.51	2.67	9	114	2.8	.43	1.1	1.1	C1
20308	013016.34	32 20.52	-115 19.73	2.56	7	135	2.4	.37	1.5	1.6	C1
20308	015301.01	32 22.23	-115 19.40	4.20	5	119	2.4	.50	1.5	1.9	D1
20308	024706.46	32 20.51	-115 20.18	3.62	6	163	2.3	.32	2.0	2.4	C1
20308	033641.35	32 21.54	-115 19.66	3.24	5	118	2.2	.11	0.8	1.1	C1
20308	043955.16	32 20.69	-115 19.67	1.13	7	130	2.7	.24	0.7	1.5	B1
20308	05 106.84	32 20.88	-115 19.58	3.95	8	123	3.1	.33	1.5	2.1	C1
20308	052849.88	32 22.22	-115 19.80	3.19	6	98	1.7	.23	1.2	1.5	B1
20308	064740.90	32 23.41	-115 19.59	7.48	9	105	2.7	.21	1.3	1.5	B1
20308	074450.01	32 20.65	-115 20.18	3.88	6	161	2.5	.30	1.8	2.1	C1
20308	082617.60	32 22.62	-115 19.29	3.50	5	137	2.7	.67	1.8	2.7	D1
20308	084652.78	32 23.43	-115 19.78	6.84	9	105	2.5	.20	1.0	1.6	B1
20308	091237.89	32 21.54	-115 19.77	2.90	5	115	2.1	.16	1.2	0.8	C1
20308	092821.87	32 20.68	-115 19.18	2.57	7	114	3.0	.32	1.2	1.6	C1
20308	095624.67	32 21.87	-115 19.67	3.08	5	109	2.0	.13	0.9	1.2	C1
20308	100634.78	32 21.86	-115 19.20	1.58	7	120	2.7	.30	0.6	0.8	C1
20308	103754.39	32 21.69	-115 19.36	1.39	5	122	2.5	.22	0.9	3.3	C1
20308	105213.69	32 23.54	-115 19.14	8.86	5	179	3.2	.07	1.5	1.0	C1
20308	112922.78	32 22.30	-115 19.28	3.84	5	124	2.6	.54	1.7	2.2	D1
20308	112933.01	32 21.39	-115 19.17	2.43	9	96	3.0	.48	1.1	3.2	C1
20308	113843.45	32 22.00	-115 19.58	3.72	5	109	2.1	.49	1.6	2.0	D1
20308	120605.50	32 22.22	-115 18.63	3.94	7	119	3.0	.35	0.8	1.6	C1
20308	123400.07	32 21.06	-115 19.97	2.90	6	140	2.4	.32	2.4	1.5	C1
20308	124336.01	32 21.38	-115 20.18	3.11	7	143	1.8	.39	1.9	2.2	C1
20308	151147.59	32 22.76	-115 20.18	3.60	8	112	1.6	.68	1.8	2.0	C1
20308	160008.05	32 22.22	-115 19.06	2.48	7	111	2.9	.34	0.8	1.9	C1
20308	165047.69	32 23.94	-115 19.33	6.00	6	137	2.7	.11	1.3	3.2	C1
20308	190308.45	32 22.22	-115 18.87	3.96	7	151	3.2	.32	1.1	2.2	C1
20308	190442.51	32 22.22	-115 18.90	2.92	7	151	3.1	.23	0.8	0.7	C1
20308	193102.34	32 21.93	-115 18.93	3.94	8	88	3.1	.24	0.8	1.8	B1
20308	193220.77	32 23.62	-115 19.54	6.00	7	117	2.6	.16	1.4	3.0	B1
20308	220349.89	32 21.00	-115 19.89	4.80	7	137	2.6	.36	2.5	1.4	C1
20308	235239.02	32 22.22	-115 18.53	3.24	7	150	2.8	.47	1.2	3.2	C1
20309	020201.16	32 20.49	-115 19.34	3.65	7	115	2.5	.38	1.7	3.1	C1
20309	020233.54	32 24.16	-115 19.55	7.35	7	153	2.3	.11	1.1	1.6	C1
20309	032526.43	32 23.88	-115 19.20	6.00	8	132	2.9	.13	1.1	2.8	B1
20309	082754.37	32 24.25	-115 19.57	8.44	6	160	2.2	.07	0.7	0.7	B1
20309	083539.43	32 24.13	-115 19.62	8.37	6	151	2.2	.08	0.8	0.7	B1
20309	093718.99	32 21.31	-115 19.19	3.67	7	99	3.1	.27	1.2	2.7	B1
20309	115752.95	32 20.58	-115 20.18	3.67	6	162	2.4	.37	2.2	2.6	C1
20309	121110.78	32 22.22	-115 18.93	2.49	8	83	3.1	.31	0.8	1.4	B1

Tabla X (continuación)

20309	121141.96	32	21.54	-115	19.13	4.41	7	93	3.0	.30	1.4	2.3	B1
20309	121323.85	32	21.49	-115	18.93	2.43	9	97	3.3	.36	1.0	3.4	C1
20309	133840.98	32	21.94	-115	19.30	3.01	6	167	2.5	.31	2.3	3.3	C1
20309	200650.24	32	21.63	-115	19.16	3.63	7	91	2.9	.34	1.4	2.5	C1
20309	202030.83	32	21.65	-115	19.31	6.00	7	94	2.6	.16	1.1	2.8	B1
20309	230517.97	32	22.52	-115	19.34	1.67	5	160	2.6	.16	1.2	1.5	C1
20309	231302.14	32	22.45	-115	19.46	1.89	5	163	2.3	.14	0.1	0.2	C1
20309	234349.94	32	21.51	-115	20.18	6.00	5	137	1.6	.38	2.1	2.4	D1
20309	235146.36	32	21.54	-115	19.06	3.38	7	94	3.1	.37	1.4	2.9	C1
20310	000647.88	32	20.75	-115	19.46	3.51	8	119	2.9	.27	1.4	2.4	B1
20310	022510.27	32	22.22	-115	18.83	2.28	8	84	3.3	.30	0.8	2.7	B1
20310	032403.03	32	22.22	-115	19.19	2.41	5	152	2.7	.45	2.3	2.4	D1
20310	040228.55	32	23.77	-115	19.39	6.54	6	126	2.7	.07	0.7	0.9	B1
20310	054141.70	32	21.70	-115	19.90	3.68	5	112	1.8	.22	1.3	1.7	C1
20310	075524.30	32	21.66	-115	19.18	3.90	7	90	2.8	.34	1.5	2.5	C1
20310	093149.18	32	21.66	-115	19.96	3.57	5	117	1.7	.22	1.4	1.7	C1
20310	100132.64	32	21.59	-115	18.87	3.16	5	138	3.3	.32	0.8	1.7	D1
20310	123851.62	32	21.62	-115	19.78	3.46	5	113	2.0	.11	0.8	1.1	C1
20310	141647.44	32	22.48	-115	19.50	3.77	5	127	2.3	.58	2.0	2.5	D1
20310	144743.38	32	22.22	-115	18.80	4.32	7	84	3.2	.30	1.0	1.9	B1
20310	173701.14	32	22.22	-115	18.46	4.19	8	87	2.7	.34	0.8	1.8	B1
20310	175218.79	32	21.86	-115	19.27	6.00	6	119	2.6	.17	1.3	3.0	B1
20310	210832.89	32	22.22	-115	19.13	4.22	7	81	2.8	.31	1.3	2.1	B1
20310	211122.20	32	21.37	-115	19.33	3.79	7	102	2.8	.36	1.6	2.6	C1
20310	220907.01	32	22.22	-115	19.16	4.13	7	80	2.7	.32	1.3	2.2	B1
20311	003702.82	32	21.27	-115	18.70	2.79	6	106	3.7	.51	1.5	1.4	C1
20311	010745.19	32	21.02	-115	19.26	2.43	7	107	3.3	.35	1.5	4.5	C1
20311	011920.35	32	22.75	-115	19.21	.71	6	147	2.9	.15	0.3	0.9	B1
20311	020036.31	32	21.04	-115	19.24	2.42	7	105	3.3	.35	1.5	4.6	C1
20311	024113.61	32	21.10	-115	19.21	1.66	7	103	3.3	.35	2.0	3.0	C1
20311	035822.57	32	20.86	-115	20.18	4.14	7	157	2.6	.31	1.6	1.7	C1
20311	054116.18	32	21.70	-115	19.95	3.68	5	115	1.7	.22	1.4	1.7	C1
20311	060636.62	32	21.58	-115	19.41	1.08	6	124	2.5	.29	1.0	6.1	C1
20311	060841.99	32	21.07	-115	19.91	1.20	5	137	2.5	.23	1.6	5.6	D1
20311	061003.00	32	21.04	-115	19.84	1.44	5	133	2.6	.15	0.6	1.1	C1
20311	061017.41	32	21.14	-115	19.92	4.80	6	136	2.4	.37	2.8	1.5	C1
20311	061049.32	32	20.43	-115	20.18	3.24	6	164	2.1	.39	2.4	3.2	C1
20311	061841.35	32	22.22	-115	21.00	6.00	6	195	.2	.39	2.9	1.7	D1
20311	062236.77	32	21.57	-115	19.66	3.30	5	117	2.2	.11	0.7	1.0	C1
20311	070414.60	32	20.53	-115	19.43	5.43	7	118	2.5	.21	1.2	0.5	B1
20311	082206.68	32	21.51	-115	19.95	3.95	5	124	1.9	.13	1.0	1.2	C1
20311	084804.13	32	22.22	-115	18.87	4.05	6	126	3.2	.34	1.5	2.3	C1
20311	090011.76	32	21.58	-115	20.11	3.58	5	130	1.6	.21	1.5	1.7	C1
20311	142328.01	32	21.46	-115	19.16	3.42	6	94	3.0	.35	1.7	3.1	C1
20311	160114.43	32	24.18	-115	19.68	7.70	6	155	2.1	.06	0.6	0.6	B1
20311	163020.86	32	20.67	-115	20.18	3.86	6	161	2.6	.35	2.1	2.3	C1
20311	190803.85	32	21.40	-115	19.34	4.00	7	102	2.8	.28	1.4	2.1	B1
20312	061529.13	32	22.02	-115	18.95	2.95	6	89	3.1	.14	0.6	1.5	A1
20312	172858.55	32	20.87	-115	18.77	1.99	7	117	3.6	.15	0.8	5.1	C1
20313	040312.49	32	21.91	-115	18.66	2.52	6	94	3.5	.15	0.7	3.2	B1
20313	061711.58	32	22.44	-115	18.67	3.04	6	141	3.5	.54	1.7	6.1	D1
20313	074606.93	32	21.41	-115	18.48	1.64	5	144	4.0	.24	1.2	1.8	C1
20313	120637.90	32	21.58	-115	18.75	2.40	6	98	3.5	.14	0.6	2.4	B1
20313	154905.03	32	21.65	-115	18.90	2.23	6	177	3.3	.20	0.8	2.5	C1
20313	223746.52	32	21.39	-115	20.18	6.00	5	142	1.8	.35	3.0	2.3	D1
20315	055335.60	32	21.45	-115	18.74	2.83	5	140	3.6	.15	1.7	1.6	C1
20315	122441.40	32	21.78	-115	20.18	6.00	5	122	1.3	.63	5.7	4.1	D1
20315	135356.30	32	21.33	-115	18.47	4.20	6	108	4.1	.48	1.1	2.4	C1

Tabla X (continuación)

20315	142749.84	32	21.21	-115	20.18	6.00	5 149	2.0	.44	3.7	3.0	D1
20315	153028.05	32	21.36	-115	20.18	6.00	5 144	1.8	.49	4.4	3.4	D1
20316	061742.66	32	20.21	-115	20.18	2.90	5 167	1.7	.45	2.9	1.4	D1
20316	144512.84	32	21.68	-115	18.72	1.74	5 146	3.5	.25	0.5	2.4	C1
20316	235529.98	32	20.53	-115	20.18	3.74	5 163	2.3	.40	1.5	1.6	D1
20317	160630.59	32	21.66	-115	18.66	1.72	5 147	3.6	.26	1.4	1.8	C1

IV. INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO Y PROCESO DE RUPTURA PARA SISMOS DE MAGNITUD INTERMEDIA OCURRIDOS EN EL GOLFO DE CALIFORNIA

IV.1 Resumen

Fueron estudiados cuatro sismos considerados como de magnitud moderada ($5 < M_w < 6.3$) ocurridos en la región del Golfo de California, durante el 2003 ocurrieron dos sismos, el 12 de marzo de 2003 (M_w 6.3) y el 12 de noviembre (M_w 5.6), en el 2004 ocurrió uno, el de septiembre 24 de (M_w 6.1), también fue estudiado el sismo más reciente este ocurrió el 22 de enero de 2005 (M_w 5.3).

Para el estudio del proceso de la ruptura apliqué la metodología de Yagi (2004) y para obtener el tensor de momento utilicé el proceso de inversión propuesto por Dreger (1993). La bondad del ajuste aplicando la metodología de Dreger (1993) se basa en el parámetro conocido como la varianza reducida, en nuestro proceso de inversión esta fue de 80% a 90% lo que significa según Dreger (1993) que nuestros resultados son bastante aceptables

Los mecanismos focales resultantes al invertir los datos de estos sismos resultaron en general ser similares (en este caso de movimiento lateral derecho predominantemente), excepto el mecanismo del sismo de 12 de noviembre de 2003, el cual resultó ser normal, lo cual es indicativo de que en la zona de ocurrencia de éste rigen los esfuerzos de tensión principalmente.

Existen pocos estudios en los cuales se haya estudiado el proceso de ruptura para sismos cuyas magnitudes estén en el intervalo $5 < M_w < 6$ (Bezzerghoud et al.,

1989; Kimura et al., 2005). Una síntesis de los resultados obtenidos en esta parte de mi investigación se describe a continuación.

Para el sismo del 12 de marzo de 2003 la solución del plano de falla fue:

$\varphi=117^\circ$, $\delta=79^\circ$, $\lambda=168^\circ$, un momento sísmico de 3.6×10^{18} Nm, su magnitud fue Mw 6.3 y la propagación de su ruptura fue en dirección NW-SE principalmente, las dimensiones efectivas de la falla para este sismo resultaron de 54×10 km² , su ruptura tuvo una duración de 35 segundos durante la cual aparecieron dos asperezas ,esto hace que su fuente sea considerada como compleja ,ya que durante su desarrollo se presentaron dos subeventos, la magnitud del desplazamiento en estas dos fuentes o asperezas fue de 0.9 y 0.8 mts. respectivamente .

El sismo del 12 noviembre del 2003 tuvo un mecanismo focal con los siguientes parámetros geométricos: $\varphi=320^\circ$, $\delta=70^\circ$ y $\lambda= -80^\circ$, un momento sísmico de 0.29×10^{18} Nm, magnitud Mw 5.6 y la propagación de la ruptura fue en la dirección del echado. La duración de la ruptura de este sismo fue de 17 segundos, su proceso puede ser considerado como simple ya que solo se presento una fuente o aspereza en la cual la magnitud del desplazamiento cosísmico fue de 0.3 mts., las dimensiones efectivas de su plano de falla pueden estimarse de 8×6 km².

El sismo del 24 de septiembre del 2004 fue el sismo de segundo orden en cuanto a magnitud Mw 6.1 ,ligeramente menor respecto al sismo de marzo 12 de 2003 (Mw 6.3), presento un mecanismo focal con las siguientes características: $\varphi=100^\circ$, $\delta=84^\circ$, $\lambda=155^\circ$, un momento sísmico de 0.179×10^{18} Nm, la propagación de

su ruptura fue en dirección NW-SE ,de acuerdo a la distribución del desplazamiento cosísmico durante su ruptura ,este sismo puede ser considerado como de fuente compleja dado que presento dos asperezas con magnitud de desplazamiento igual a 0.90 y 0.85 metros. Respectivamente, las dimensiones del plano de falla de la ruptura resultaron de $38 \times 7 \text{ km}^2$ y su duración de ruptura fue de 28 segundos.

El ultimo sismo analizado fue el que ocurrió el 22 de febrero del 2005, la geometría del mecanismo focal fue : $\phi=227^\circ$, $\delta=67^\circ$ y $\lambda=28^\circ$, momento sísmico de $0.10 \times 10^{18} \text{ Nm}$, magnitud M_w 5.3 y la propagación de su ruptura fue en dirección del rumbo de la falla principalmente ,de la distribución de los desplazamientos sobre el plano de falla de este sismo se infiere que fue un evento de una sola fuente es decir fue un evento sísmico simple ,las dimensiones de su plano de falla resultaron de $18 \times 6 \text{ km}^2$ aunque el área efectiva de su ruptura es de aproximadamente $8 \times 6 \text{ km}^2$,el máximo desplazamiento fue de 0.10 metros ,la función de liberación de momento sísmico de este evento nos indica que la duración de su ruptura fue de 10 segundos.

IV .2 INTRODUCCIÓN

La sismicidad que se origina en el noroeste de México, específicamente en la región del Golfo de California, es consecuencia del desplazamiento relativo entre las placas de Norteamérica y Pacifico. Esta sismicidad en lo general presenta magnitudes que son consideradas de bajas a moderadas. En los últimos tres años ocurrieron cuatro sismos, estos fueron registrados por las redes de banda ancha de NARS-Baja y RESBAN (Tramper et al., 2003; Clayton et al., 2004).

Un sismo importante ocurrió el 12 de marzo de 2003 (Mw 6.3). Durante el 2004 ocurrieron dos eventos: el del 12 de noviembre de 2003 (Mw 5.6), así como el del 24 de septiembre de 2004 (Mw 6.1) y más recientemente en el 2005, ocurrió otro el 22 de enero de 2005 (Mw 5.3).

En este estudio se analizó principalmente el proceso de ruptura en espacio y tiempo de los sismos mencionados utilizando registros sísmicos de campo cercano, este análisis comprende la obtención del plano de falla, el desplazamiento cosísmico así como la obtención de la función de fuente, la cuál representa la liberación del momento sísmico en el tiempo. El objetivo principal en este capítulo es estudiar el proceso de ruptura de la fuente sísmica de los sismos ya mencionados.

En la primera parte de este estudio se obtiene el plano de falla de estos eventos sísmicos. Lo anterior se realiza aplicando la metodología de Dreger (1993). Esta metodología consiste básicamente en invertir el tensor de momento sísmico utilizando el registro completo del sismo en estudio, tomando como parámetro de buen ajuste la reducción de la variancia resultante en el proceso de inversión.

El concepto de tensor de momento es de gran importancia en sismología, ya que mediante éste, es posible representar la fuente sísmica de una manera general y facilita obtener la solución del plano de falla de un evento sísmico aplicando el método de inversión a datos observados.

La segunda parte consistió en aplicar la metodología de Yagi (2004), la cual consiste en invertir sismogramas completos para obtener la distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla así como la función de fuente. Lo

anterior se basa en el ajuste de formas de onda sintéticas y observadas. Para realizar este proceso utilicé solamente registros obtenidos en el campo cercano, aunque también es posible realizar la inversión utilizando en forma conjunta datos de campo cercano, telesísmicos y de GPS.

La localización de los sismos y sus mecanismos focales así como las estaciones de NARS-Baja y RESBAN que registraron estos eventos, se ilustran en la figura 26.

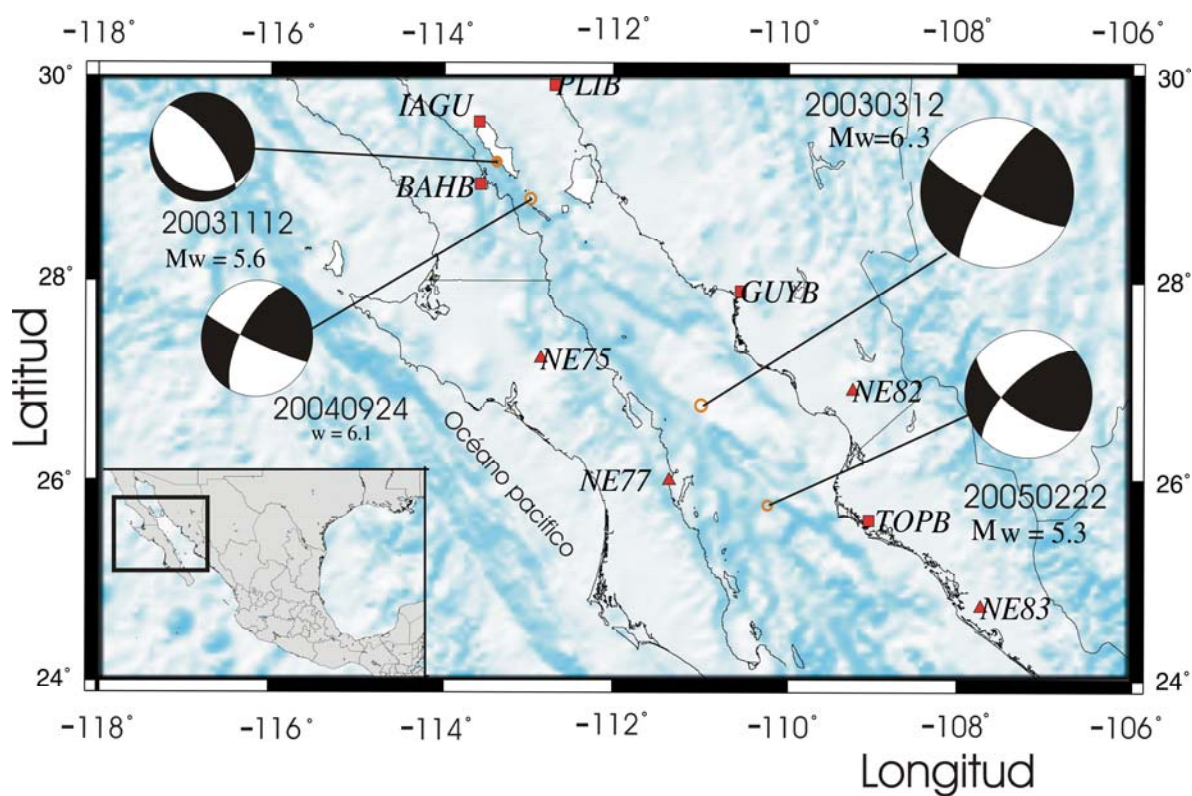


Figura 26. Ubicación y mecanismos focales de los eventos sísmicos estudiados además se muestran las localizaciones de las estaciones sísmicas donde se registraron dichos eventos.

IV.3 TEORÍA APLICADA PARA LA INVERSIÓN DEL TENSOR DE MOMENTO SÍSMICO (DREGER, 1993) ASI COMO PARA OBTENER EL DESPLAZAMIENTO COSÍSMICO (YAGI, 2004).

El proceso de invertir el tensor de momento sísmico es posible gracias a la linealidad existente entre el tensor de momento sísmico y la derivada de las funciones de Green, las cuáles nos representan la respuesta del medio. Dicha linealidad fue utilizada por Gilbert (1973) que utilizó el proceso de inversión para obtener el tensor de momento sísmico. Desde entonces, su metodología es una técnica que se aplica a datos obtenidos tanto en el campo cercano como en el lejano.

El proceso de inversión mejoró de manera considerable gracias a los registros de estaciones de banda ancha, con las cuales es posible obtener registros digitales de un amplio rango dinámico y con frecuencias naturales del instrumento del orden de MHz. Lo anterior ha permitido que actualmente el tensor de momento sísmico pueda obtenerse en 'tiempo real' es decir a escasos minutos de ocurrido el sismo.

Varias instituciones alrededor del mundo están calculando el tensor de momento de una manera sistemática, entre estas podemos mencionar al NEIC. Esta institución obtiene el tensor de momento principalmente para sismos de magnitudes mayores a $M_w=5$. Otra institución es la universidad de Harvard, ellos utilizan principalmente ondas P así como ondas superficiales de sismos registrados a distancia telesísmicas.

En esta sección describo las metodologías utilizadas en este estudio. Para obtener la solución del plano de falla de los eventos sísmicos utilicé la metodología

descrita por Dreger (1993), que rutinariamente se utiliza en el Berkeley Seismological Laboratory de la universidad de California. Por otro lado, para obtener el desplazamiento cosísmico aplique la metodología de Yagi (2004), ambas metodologías son descritas a continuación.

El método de inversión que utilicé para la inversión del tensor de momento sísmico (Dreger, 1993) se basa en invertir el sismograma completo bajo la suposición de una fuente puntual. La descomposición tiene en cuenta solo la componente deviatorica del tensor de momento sísmico, es decir se considera nula la parte isotropica del tensor de momento, lo que a su vez supone nulos los cambios de volumen en la región de la fuente (Jost y Herrmann, 1989).

El problema se resuelve calculando las funciones de Green a varias profundidades del foco o hipocentro eligiéndose finalmente aquella profundidad en la que el ajuste entre los sismogramas observados y los sintéticos es el mejor. Una buena forma de cuantificar la bondad del ajuste resultante del proceso de inversión es mediante el parámetro definido como reducción de la varianza o varianza reducida.

$$RV = \left[1 - \sum_{i=1}^n \sqrt{\frac{(d_i - D_i)^2}{d_i^2}} \right] * 100. \quad (7)$$

Donde 'n' es el número de muestras, 'd_i' es el sismograma observado convertido a unidades de desplazamiento y 'D_i' es el sismograma sintético en desplazamiento.

El valor así obtenido para la reducción de la varianza para cada estación/componente es un índice de la calidad del ajuste. El valor de reducción de

la varianza total es el promedio de los valores de este parámetro para todas las componentes de las estaciones utilizadas para invertir el tensor de momento.

Otro parámetro utilizado para elegir el ajuste y la profundidad óptima es el cociente entre la varianza y el porcentaje de componente de doble par dado por:

$$\frac{RES}{pdc} = \sum_i \sqrt{\frac{(d_i - D_i)^2}{pdc}} . \quad (8)$$

Este cociente es mínimo en el entorno de la profundidad de prueba más probable. El tensor de momento deviatorico se descompone con el correspondiente a una fuente de doble par de fuerzas y un dipolo lineal compensado. Se calculan los porcentajes de contribución de cada una de las soluciones con la solución final. La fuente de doble par puede expresarse mediante las variables geométricas de dos planos nodales (azimut, echado y el ángulo de deslizamiento conocido también como rake).

De acuerdo a Dreger y Helmberger (1993) la función de tiempo es una fuente puntual común a todos los elementos del tensor de momento y el método puede tolerar un error en la localización del evento del orden de los 15 kilómetros. En mi caso de estudio supongo que la localización respectiva no será una variable que influya en gran forma en la precisión de nuestro análisis, ya que los errores de localización de los eventos del Golfo de California que estudie están en el rango de 5 a 10 km.

De acuerdo a Dreger y Helmberger (1991), Fan y Wallace (1991), Walter (1993) es posible obtener el tensor de momento con una sola estación con una precisión aceptable si el sismo es de magnitud intermedia ($3.0 < M_w < 5.5$) y el

modelo de velocidad represente adecuadamente la estructura del medio. En cambio, para sismos con $M_w > 6$ los efectos de directividad de la fuente se compensan utilizando varias estaciones en el proceso de inversión.

El campo de desplazamientos registrado en una estación sísmica $d_s(t)$, producto de las ondas generadas por un sismo puede ser representado mediante una convolución entre el tensor de momento $M_{k,j}(t)$ el cual varía con el tiempo, y la derivada de la función de Green $G_{sk,j}(t)$. Esta función nos representa la respuesta del medio a un impulso unitario y es dependiente de la posición del foco y de la estación, así como de las propiedades físicas del medio de propagación. La expresión correspondiente será entonces:

$$d_s(t) = M_{k,j}(t) * G_{sk,j}(t) \quad (9)$$

La dependencia temporal del tensor de momento sísmico es la función temporal de la fuente $s(t)$, que nos representa la liberación del momento sísmico en el tiempo, por lo tanto:

$$d_s(t) = M_{k,j}(t) [G_{sk,j}(t) * s(t)]. \quad (10)$$

Si suponemos no nula la traza del tensor de momento, la linealidad que se asume en (9) entre la derivada de la función de Green y las componentes del tensor de momento sísmico nos conduce a un esquema de inversión el cual será lineal tanto en el dominio del tiempo como en el de la frecuencia, lo anterior se puede escribir en forma matricial de la siguiente manera:

$$d = G m. \quad (11)$$

En el dominio del tiempo 'd' es un vector de dimensión 'n' con 'n' igual al número de observaciones. Cada observación es un registro en desplazamiento

obtenido en una estación con sus tres componentes. 'G' es una matriz de dimensiones $n \times 6$ y 'm' es un vector de 6 elementos, aunque en general el tensor de momento tiene 9 componentes, el hecho de que solo 6 de estas son independientes hace que el vector 'm' sea de dimensión 6.

Kikuchi y Kanamori (1991), desarrollaron un algoritmo que supone que el tensor de momento es una combinación lineal de 6 tensores elementales, donde M_1 y M_2 representan una dislocación de rumbo, M_3 y M_4 son dislocaciones verticales en direcciones N-S y E-O respectivamente, M_5 es una dislocación inversa y por último M_6 define la componente isotrópica. De acuerdo a lo anterior el tensor de momento puede ser escrito de la siguiente manera:

$$M_{k,j} = \sum_{n=1}^6 a_n M_n \quad (12)$$

El proceso de inversión de los términos de la ecuación (12) nos permite obtener el tensor de momento como sigue:

$$M_{k,j} = \begin{bmatrix} a_2 - a_5 + a_6 & a_1 & a_4 \\ a_1 & -a_2 + a_6 & a_3 \\ a_4 & a_3 & a_5 + a_6 \end{bmatrix} \quad (13)$$

La condición de la parte deviatorica, supone que la traza del tensor de momento sísmico es igual a cero y esta se cumplirá si $a_6 = 0$, lo que físicamente significa que no hay cambios de volumen en la fuente durante el proceso de ruptura.

En términos generales, para lograr una inversión aceptable se necesita un conjunto de registros sísmicos en un rango de frecuencias en las que estos registros no sean afectados fuertemente por las heterogeneidades laterales del medio, además de una buena relación señal-ruido y obtenidos con la mejor cobertura azimutal.

Si los registros están en unidades de velocidad deberán ser integrados para obtener el campo de desplazamientos correspondiente y serán además corregidos por su respuesta instrumental. Cabe señalar que las componentes horizontales deben ser rotadas en dirección epicentro-estación con lo cual se definen las componentes radial y transversal. Los errores sistemáticos introducidos en el proceso de inversión para obtener el tensor de momento sísmico se deben principalmente a dos factores. Primero, por un lado la falta de un conocimiento detallado del modelo de velocidades, que nos lleva a no considerar la existencia de variaciones laterales de la estructura, con los cuales son calculadas las funciones de Green (Aunque se consideran suficientes los modelos estratificados utilizados en las localizaciones epicentrales). Por ejemplo, Okal y Geller (1979) y Pasyanos et al., (1996) demuestran que el no considerar el efecto de las variaciones laterales puede llevarnos a la determinación de características isótropas no existentes en la fuente. En segundo lugar, la presencia de señales ruidosas puede ser también el motivo de dichos errores (Jost y Herrmann, 1989).

Para obtener el desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla apliqué la metodología utilizada por Yagi (2004), esta fue explicada en el párrafo II.9 en el capítulo II.

Tabla XI. Modelo de velocidad utilizado para el cálculo de las funciones de Green aplicando la metodología de Yagi (2004).

(V_p =velocidad de onda 'P', V_s = velocidad de onda 'S', ρ =densidad, h =profundidad Q_p =factor de atenuación para onda 'P', Q_s = factor de atenuación para onda 'S')

V_p (km/seg)	V_s (km/seg)	ρ (kgm/m ³)	h (kms.)	Q_p	Q_s
4.00	2.60	2.30	4.00	400.	200.
5.70	3.30	2.50	4.00	2000.	2000.
6.70	3.80	3.00	16.00	2000.	2000.
7.80	4.00	3.40	0.00	2000.	2000.

Finalmente se puede decir que esta metodología nos permite obtener una simulación del proceso de ruptura de un sismo, lo cual es la mejor forma de investigar la ruptura de un sismo (Zhang et al., 2003).

IV.4 PROCESADO DE DATOS

El siguiente proceso debe ser aplicado previamente a los datos para prepararlos para ser utilizados aplicando la metodología de Dreger (1993).

Una vez obtenido el registro del sismo este se procesa utilizando el programa SAC2000, en el cual es fundamental incluir en los encabezados de los registros variables tales como las coordenadas del epicentro y de la estación, así como el nombre de la componente e intervalo de muestreo. Se corrige por respuesta instrumental utilizando los polos y ceros de la estación de registro así como la constante del motor de la estación.

Posteriormente los registros son rotados obteniendo las componentes radial y transversal. Si el registro esta en unidades de aceleración o velocidad son integrados numéricamente para obtenerlo en desplazamiento. Además del proceso ya descrito los registros sísmicos se filtran con un filtro pasabandas entre 0.02 y 0.05 Hz y se remuestran a una muestra por segundo. El ancho de banda del filtro varía de acuerdo a la magnitud del sismo (Dreger y Helmberger ,1993). Al final de este proceso se obtiene un registro de periodo largo en desplazamiento que incluye básicamente las ondas superficiales.

Los datos utilizados en este proceso de inversión fueron los trenes de onda registrados en las estaciones NE77, PLIB, TOPB así como la de Puerto Peñasco (PPXB).

La estación NE77 es una estación digital de banda ancha con un sismómetro STS2 de registro continuo a 20 muestras por segundo, las estaciones PPXB, PLIB así como TOPB son estaciones digitales de banda ancha con sismómetros Guralp CMG-40T también de registro continuo a 20 muestras por segundo (Figura 26). En el cálculo de las funciones de Green se utiliza el método de frecuencia-número de onda (Saikia, 1994). Este método considera el efecto de campo cercano característico de los sismos de magnitudes moderadas. Estas funciones de Green se calcularon utilizando el modelo de velocidad indicado en la Tabla XII. Walter (1993) concluye que el método de inversión usando todo el sismograma es más sensible al modelo de velocidad que a la localización del sismo.

Tabla XII. Modelo de velocidad utilizado (Dreger y Helmberger, 1990) para el cálculo de las funciones de Green aplicando la metodología Dreger (1993). (V_p =velocidad de onda 'P', V_s = velocidad de onda 'S', ρ =densidad, h =profundidad Q_p =factor de atenuación para onda 'P', Q_s = factor de atenuación para onda 'S')

(km/seg)	V_s (km/seg)	ρ (kgm/m ³)	h (kms.)	Q_p	Q_s
5.50	3.18	2.40	5.50	600	300
6.30	3.64	2.67	8.00	600	300
6.70	3.87	2.80	19.00	600	300
7.80	4.50	3.30	400.00	600	300

En el análisis de sensibilidad realizado por Dreger y Helmberger (1993) demuestran que los efectos de no considerar las variaciones laterales en los modelos de velocidades no son tan sensibles como a los efectos en las variaciones de la profundidad de la fuente.

La razón se debe a que las variaciones laterales se concentran principalmente en las capas superiores del modelo, donde las ondas internas o de cuerpo, a periodos mayores de 10 segundos son insensibles.

El procesado previo de los datos para utilizarlos aplicando la metodología de Yagi (2004) es el siguiente: Con el programa SAC2000 se selecciona una ventana de la señal del sismo que se va a invertir, posteriormente se selecciona el arribo de la onda 'P' y se guardan en un archivo. Esto se hace con las tres componentes de la estación que se utilizará en la inversión. En el proceso de inversión los datos se filtran en un ancho de banda entre 0.01 y 0.5 Hz. Sin embargo este ancho de banda depende de la magnitud del sismo.

IV.5 ANÁLISIS DE RESULTADOS

Los resultados del proceso de inversión de los sismos aquí estudiados aplicando el método de Dreger (1993) así como la metodología de Yagi (2004) se describen en la siguiente sección, la solución de la inversión aplicando la metodología de Dreger (1993) se ilustra en las figuras 27 y 28 así como en la tabla XIV. De la figura 30 a la figura 37 se ilustran los resultados del proceso de inversión utilizando la metodología de Yagi (2004), con la cual se obtiene el desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla así como la función de liberación del momento sísmico.

A continuación presento los resultados de la inversión del tensor de momento sísmico (Dreger, 1993). Los eventos que ocurrieron el 12 de marzo del 2003, magnitud $M_w=6.3$ (figuras 30 y 31) y el del 24 de septiembre del 2004 de magnitud $M_w=6.1$ (figuras 34 y 35), los describo a continuación.

El mecanismo focal y la localización del sismo del 12 de marzo de 2003 fue lateral derecho, este mecanismo focal concuerda con el rumbo de la falla transformada entre las cuencas de Guaymas y del Carmen.

El estudio de este evento se realizó con las estaciones NE76, NE77 y GUYB. El cálculo de los parámetros de la fuente y el modelado directo fue realizado por López-Pineda y Rebollar (2005). Los resultados de la inversión de este evento incluyen el desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla (figura 30). Para obtener el mecanismo focal del sismo del 24 de septiembre de 2004 aplique el método de inversión de Dreger (1993). El mecanismo de este evento es lateral derecho y está localizado en un sector de la falla localizada al sureste de la cuenca Salsipuedes. Este evento se localizó en una falla al oeste de la falla transformada

que une las cuencas Salsipuedes en el noroeste y la cuenca Guaymas en el sureste.

Esta falla sigue el rumbo sureste de las islas San Lorenzo (Figura 26). En la inversión de este evento se utilizaron dos estaciones Puerto Libertad (PLIB) y Puerto peñasco(PPXB), las cuales se localizaron a distancias del epicentro de 120 y 393 km respectivamente, es importante señalar que esta metodología puede dar resultados aceptables utilizando en la inversión una sola estación Wallace (1991) y Dreger(1993). La figura 27 muestra el ajuste de las formas de onda sintéticas y observadas de las componentes tangencial radial y vertical. Las variables producto de la inversión de este evento sísmico son la geometría de los dos planos de nodales (rumbo, echado y vector deslizamiento), el momento sísmico, la magnitud, el porcentaje de la parte isotropica resultante, que para este sismo resulto nula.

Lo que significa que el proceso de la fuente corresponde a una dislocación pura, es decir no hubo cambios de volumen en la fuente durante el proceso de ruptura. La variable que representa la bondad del ajuste del proceso de inversión es la varianza reducida cuyo valor varia entre 0 y 100%.El cero representa una inversión de mala calidad y el 100% representa la mejor calidad de la inversión. En este caso el valor máximo de la varianza reducida de 83.7% que es representativo de un proceso de inversión aceptable.

Sismo de septiembre 24 de 2004

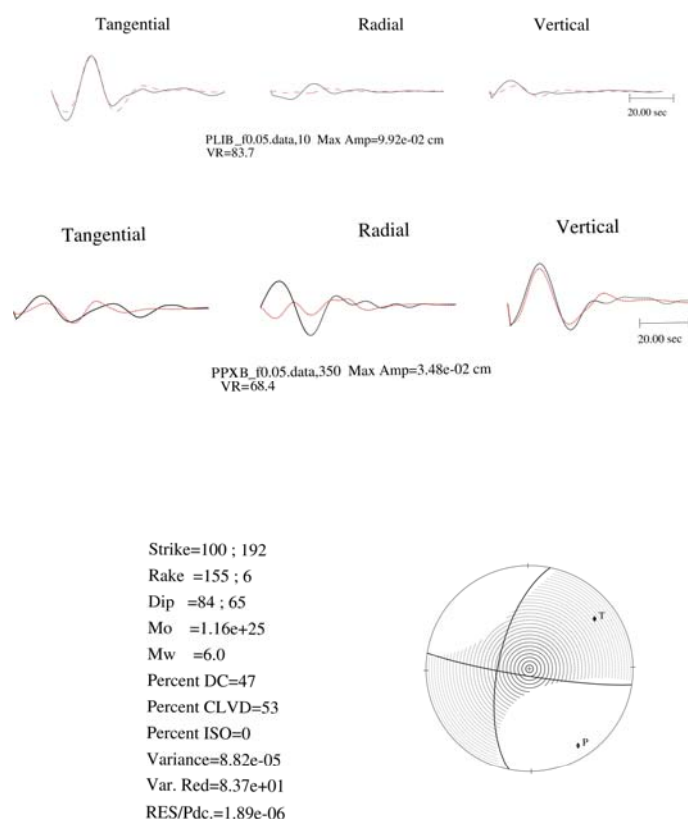


Figura 27. Solución del plano de falla obtenida del proceso de inversión de Dreger (1993) del sismo del 24 de septiembre del 2004. También se muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas (gris) y observado (negro).

El mecanismo focal del sismo del 12 de noviembre de 2003 $M_w=5.6$ calculado por López-Pineda (2005) fue normal. Este evento ocurrió en una falla normal claramente visible en la Isla Ángel de la Guarda paralela a la falla transformada del Canal de Ballenas. Los resultados de la inversión incluyen su mecanismo focal así como el desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla (figura 32).

Por ultimo calculamos el mecanismo focal del sismo que ocurrió el 22 de febrero del 2005 de magnitud $M_w=5.3$ usando el método de inversión de Dreger

(1993). El plano de falla de este evento fue de rumbo, este evento ocurrió al noroeste de cuenca Farallón. La figura 28 muestra el ajuste de las formas de onda sintéticas y observadas de las componentes tangencial radial y vertical respectivamente de las estaciones TOPB y NE77 empleadas para invertir este sismo. También aparecen las variables resultantes del proceso de inversión como son: la geometría de los dos planos nodales (rumbo, echado y vector deslizamiento), momento sísmico, magnitud, porcentaje de la parte isotrópica resultante, que para este sismo resulto nula lo cual es representativo de que el proceso de la fuente corresponde a una dislocación pura. En esta inversión se obtuvo un valor de la varianza reducida de 90%, lo cual representa que nuestro proceso de inversión del sismo de 22 de febrero del 2005 de magnitud $M_w=5.3$ fue bastante aceptable.

Sismo de 20050222

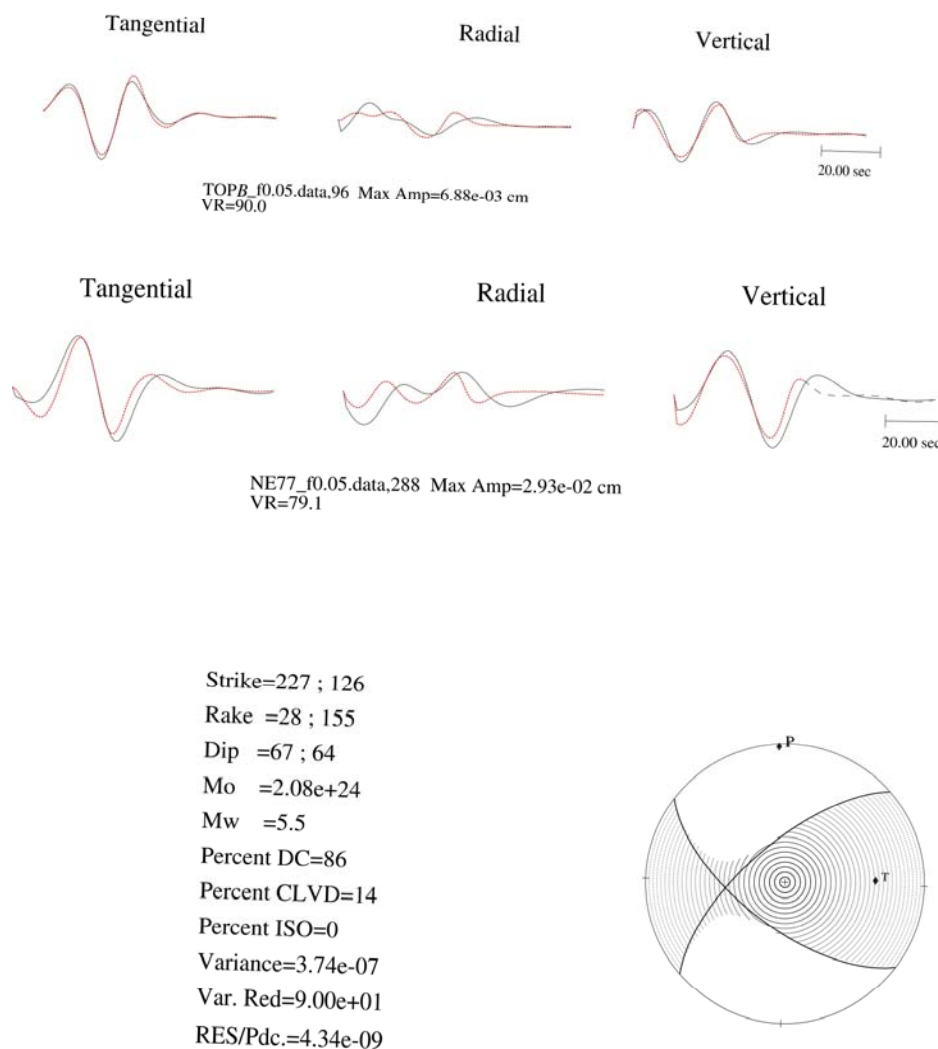
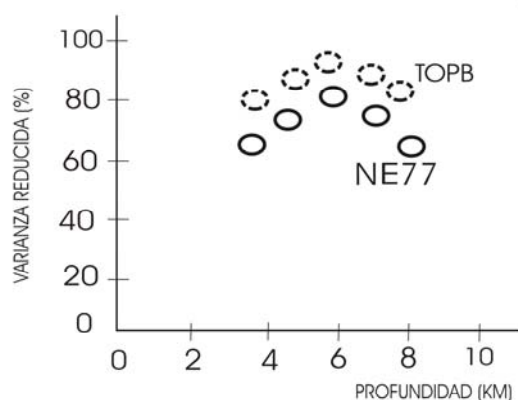


Figura 28. Solución del plano de falla obtenida del proceso de inversión de Dreger (1993) del sismo del 22 de febrero de 2005. También se muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas (gris) y observado (negro).

La figura 29 muestra el comportamiento de la varianza reducida respecto a la profundidad para las estaciones utilizadas en la inversión del tensor de momento sísmico de los sismos de este estudio, es claro observar que la profundidad de mejor ajuste fue cercana a los 6 kilómetros.

SISMO DEL 22 DE FEBRERO DE 2005(Mw 5.3)



SISMO DEL 24 DE SEPTIEMBRE DE 2004 (Mw 6.1)

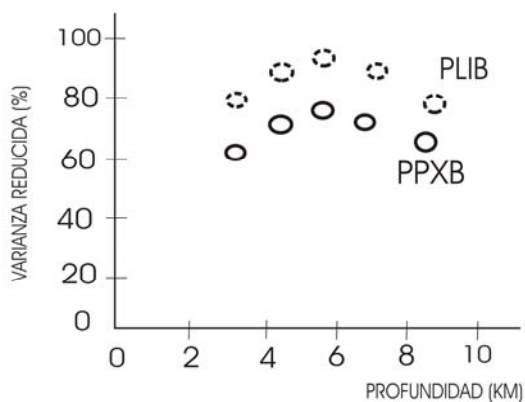


Figura 29. Grafica de la varianza reducida contra profundidad para los sismos de febrero 22 de 2005 (Mw 5.3) Circulo en trazos estación TOPB y Circulo continuo estación NE77, y septiembre 24 de 2004 (Mw 6.1).Circulo en trazos estación PLIB y Circulo continuo estación PPXB

A continuación describo los resultados obtenidos en la inversión de cada evento sísmico aplicando la metodología de Yagi (2004)

Utilicé el código de Yagi (2004) para llevar a cabo el proceso de inversión para obtener el desplazamiento cosísmico en el plano de ruptura de los cuatro sismos descritos en la sección anterior. La figura 26 muestra la localización de estos eventos así como su magnitud y mecanismos focales. Como información previa para realizar el proceso de inversión se requiere conocer la localización del sismo, su mecanismo focal y definir el plano de falla, además del modelo de estructura de la zona (tabla XI). La tabla XIII contiene los parámetros del plano de falla que elegí para realizar los procesos de inversión.

Tabla XIII: parámetros utilizados el proceso de inversión aplicando la metodología de Yagi (2004).

Evento	Vr(km/seg)	rise time(seg)	h(kms.)	largo(kms)	ancho(kms.)	numero de fuente
20030312	2.9	2.1	5.60	80	7	9
20040924	3.1	1.9	5.20	38	7	8
20041112	2.9	1.9	5.30	18	6	8
20050222	2.9	1.5	5.60	18	6	8

Una vez conocidos los mecanismos focales se proponen las dimensiones del plano de falla. El plano de falla puede ser propuesto apartir de un estudio de réplicas del evento principal, si esto es posible, de no ser posible, las dimensiones del plano de falla pasan a ser variables del proceso de inversión.

En nuestro caso solo fue posible proponer las dimensiones del plano de falla apartir de la distribución de réplicas del sismo del 12 de marzo del 2003 de magnitud Mw 6.3. Las figuras 30, 32, 34 y 36 muestran la liberación de momento sísmico como función del tiempo de la fuente sísmica de cada evento analizado.

En la inversión de este sismo se utilizo el modelo de velocidades de la tabla XI para calcular las funciones de Green así como las coordenadas epicentrales. En este proceso fueron utilizadas varias profundidades. A profundidades del orden de 5.9 km se obtuvieron los mejores resultados en el proceso de inversión. La bondad de la inversión quedó en función del ajuste de las formas de ondas sintéticas y observadas. En el proceso de inversión se propusieron varios valores de la velocidad de la ruptura y la velocidad de ruptura del mejor ajuste fue de $V_r=3.1$ km/segundo la cual es cercana al 80% de la velocidad de la onda de corte.

En la inversión se utilizo un plano de falla de 80×10 km², compuesto de 32 subfallas de 5.0×5.0 km², aunque como puede observarse en la figura 30 el área de ruptura efectiva fue de aproximadamente 54×9.6 km² o de 11×2 subfallas. El rise time o tiempo de ascenso fue de 2.1 segundos, la función de la fuente inicial consistió de 9 triángulos. Además esta figura muestra la distribución del desplazamiento cosísmico de la cual se puede observar la localización de dos zonas con desplazamientos del orden de 0.90 y 0.80 metros respectivamente.

Estas dos zonas en el plano de falla indican que el sismo estuvo compuesto por dos eventos, es decir, hubo dos asperezas o fuentes, una de las cuales inicia la ruptura.

Se puede observar que la dirección de la ruptura de este sismo fue en la dirección NW-SE la cual queda definida por el rake o vector deslizamiento y concuerda con la dirección de la directividad de la ruptura calculada por López-Pineda y Rebollar (2005). El máximo desplazamiento sobre el plano de falla fue de 0.90 m. De la figura 30 se observa la gráfica de liberación de momento sísmico como función del tiempo, el área bajo esta curva corresponde al momento sísmico, la duración del sismo del 12 de marzo del 2003 (M_w 6.3) fue de aproximadamente 35 segundos y el momento sísmico resultante de 0.361×10^{19} Nm.

Resultado de la inversión del sismo de 20030312

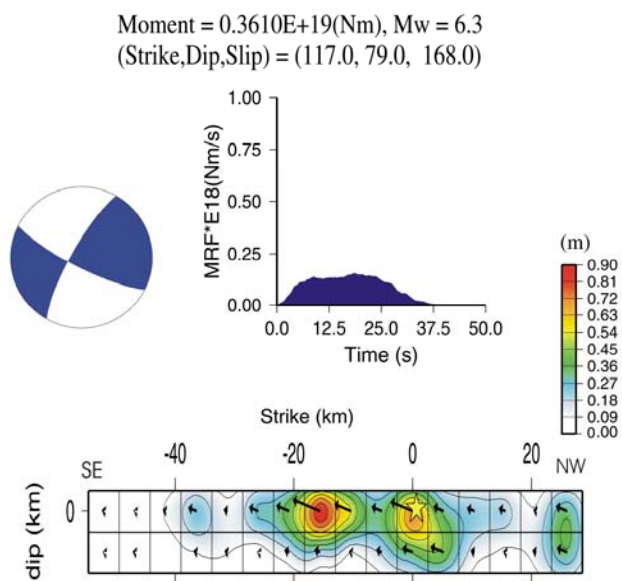


Figura 30. Mecanismo focal, función de fuente y distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla del sismo del 12 de marzo del 2003 con el método Yagi (2004).

La Figura 31 muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas y observadas de las estaciones utilizadas en la inversión, en este caso se utilizaron las estaciones NE76, NE77 y GUYB. La duración de las formas de onda invertidas fue de 70 segundos. Esta figura muestra que en las estaciones más cercanas NE76 y NE77 el ajuste fue mejor con respecto a la estación mas alejada del epicentro, GUYB. El mal ajuste entre el sismograma sintético y el observado en la estación GUYB probablemente se deba a las variaciones laterales del medio de propagación debido a su lejanía con respecto del epicentro.

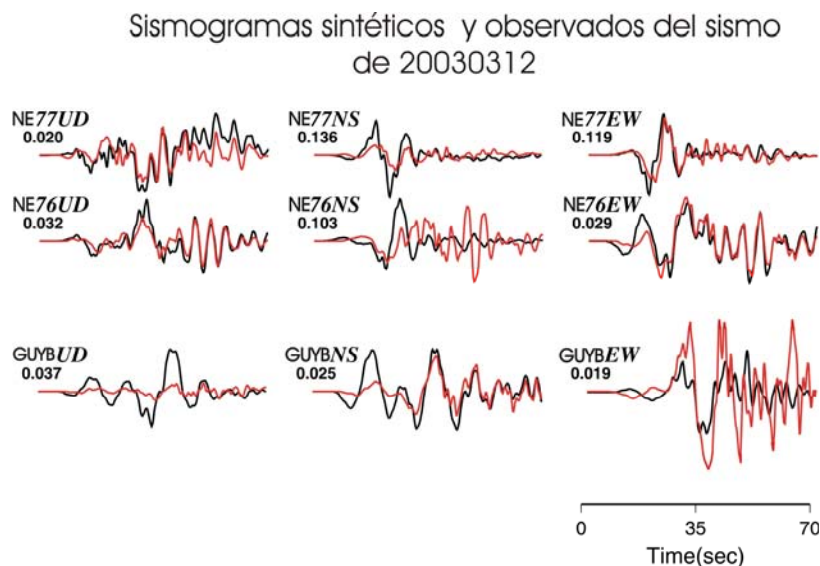


Figura 31: Ajuste de formas de onda sintéticas (gris) y observadas (negro) obtenidas durante el proceso de inversión del sismo del 12 de marzo del 2003 de magnitud 6.3 con el método de Yagi (2004). Amplitudes en centímetros.

El sismo del 12 de noviembre del 2003 ($M_w=5.6$) fue un evento simple con una sola fuente sísmica (figura 32). En la inversión de este sismo se utilizó el modelo de velocidades de la tabla XI. En este proceso fueron utilizadas varias profundidades. El mejor ajuste se obtuvo en la profundidad de 5.3 km con una velocidad de ruptura de $V_r=2.9$ km/segundo cercana al 80% de la onda de corte. En la inversión se utilizó un plano de falla de 18×6 km², compuesto de 12 subfallas de 3×3 km², aunque como puede observarse en la figura 32 el área de la ruptura efectiva fue de aproximadamente 8.0×6.0 km². El rise time o tiempo de ascenso fue de 1.9 segundos, la función de la fuente consistió de 8 triángulos, la duración de la función de la fuente fue de 17 segundos. La figura 32 muestra el desplazamiento cosísmico, lo cual permite observar la localización de una fuente o aspereza sobre el plano de falla, lo que sugiere que el sismo fue simple. El desplazamiento máximo de este evento fue de 0.30 m.

Resultado de la inversión para el sismo de 20031112

Moment = $0.2923E+18$ (Nm), $M_w = 5.6$
 (Strike Dip Slip) = (320.0, 70.0, -80.0)

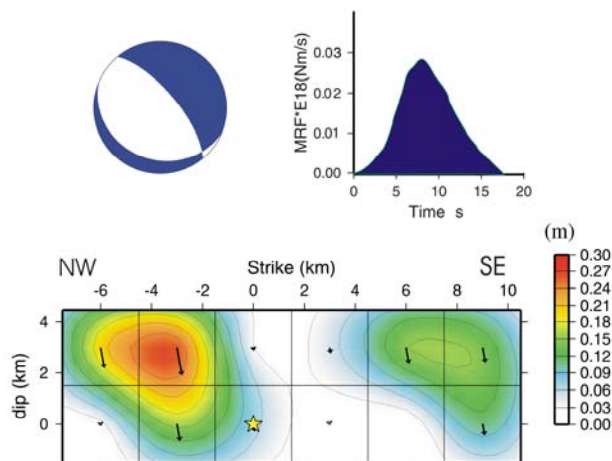


Figura 32. Mecanismo focal, función de fuente y distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla del sismo del 12 de Noviembre de 2003 con el método Yagi (2004).

La figura 33 muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas y observadas de las estaciones utilizadas en la inversión, en este caso se utilizaron las estaciones Isla de la Guarda, Puerto Libertad y Bahía de los Ángeles. La duración de las formas de ondas utilizadas en la inversión fue de 28 segundos además la misma figura muestra que en la estación mas cercana (Bahía de los Ángeles, BAHB) el ajuste es mejor. También el ajuste de formas de onda en la estación Isla Ángel de la Guarda es bastante aceptable, sin embargo el ajuste en la estación más alejada del epicentro (Puerto Libertad, PLIB) no es adecuado, lo cual se debe a las variaciones laterales del medio de propagación, el momento sísmico de este evento fue de 0.292×10^{18} Nm.

Sismogramas sintéticos y observados sismo de 20031112

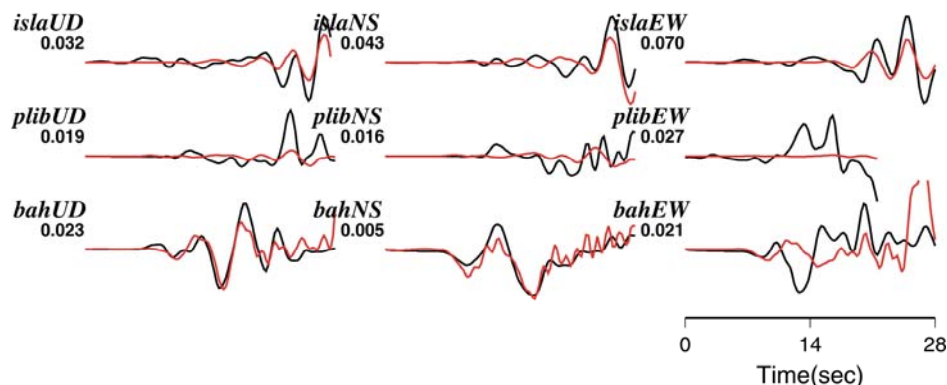


Figura 33. Ajuste de formas de onda sintéticas (gris) y observadas (negro) obtenidas durante el proceso de inversión del sismo del 12 de Noviembre de 2003 de magnitud 5.6 aplicando la metodología de Yagi (2004). Las amplitudes están en centímetros.

El sismo del 24 de septiembre del 2004 ($M_w=6.1$) fue un evento complejo ya que consistió de dos fuentes o asperazas. En la inversión de este sismo utilicé el modelo de velocidades de la tabla XI. En este proceso se utilizaron varias profundidades. El mejor ajuste se obtuvo en la profundidad de 5.3 km con una velocidad de ruptura de $V_r=2.9$ km/segundo cercana al 80% de la onda de corte.

En la inversión utilicé un plano de falla de 38×7 km² compuesto de 11 subfallas de 3.5×3.5 km². La figura 34 muestra que en el proceso de ruptura hay dos asperezas, una coincidió con el inicio de la ruptura y la otra se localizó al término de este proceso. El rise time o tiempo de ascenso fue de 1.9 segundos, la función de la fuente consistió de 8 triángulos, la duración de la función de la fuente tuvo una duración de la fuente de 30 segundos. El desplazamiento máximo de este evento fue de 0.90 m.

Resultado de la inversión para el sismo de 20040924

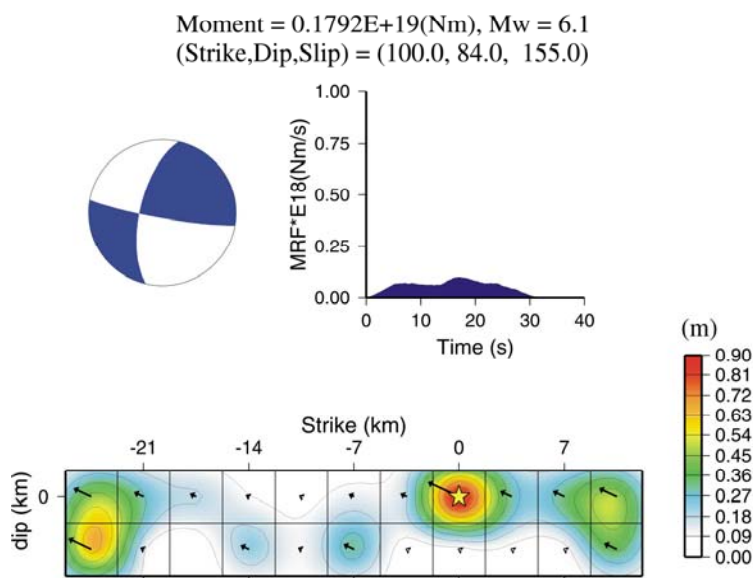


Figura 34. Mecanismo focal, función de fuente y distribución del desplazamiento cosísmico sobre el plano de falla del sismo del 24 de septiembre del 2004 con el método Yagi (2004).

La figura 35 muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas y observadas de las estaciones utilizadas en la inversión, en este caso se utilizaron las estaciones de Puerto peñasco (PPXB), Puerto Libertad (PLIB) y Bahía de los Ángeles (BAHB). La duración de las formas de ondas utilizadas en la inversión fue de 70 segundos además la misma figura muestra que en la estación más cercana BAHB el ajuste es mejor. También el ajuste de formas de onda en la estación PLIB es bastante aceptable, sin embargo el ajuste en la estación más alejada del epicentro PPXB no es adecuado, lo cual se debe a las variaciones laterales del medio de propagación, el momento sísmico de este evento fue de 0.179×10^{19} Nm.

Sismogramas sinteticos y observados para el sismo de 20040924

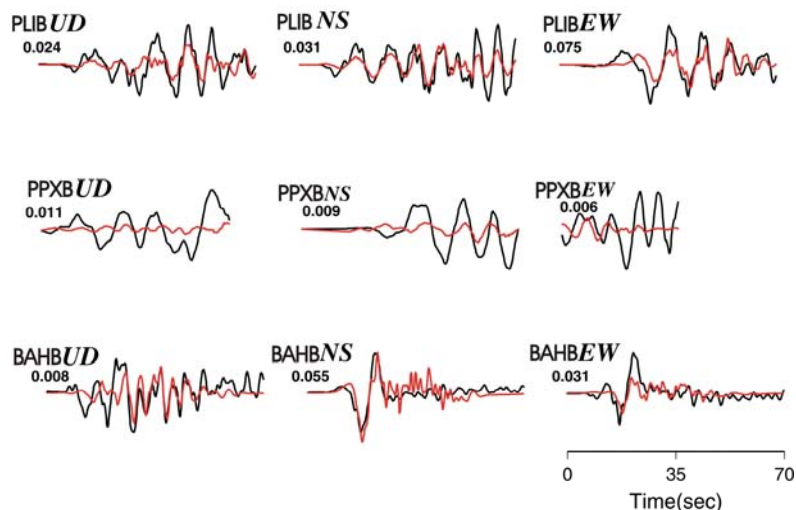


Figura 35. Ajuste de formas de onda sintéticas (gris) y observadas (negro) obtenidas del proceso de inversión del sismo del 24 de septiembre del 2004 de magnitud 6.1 aplicando la metodología de Yagi (2004). Las amplitudes están en centímetros.

Por ultimo analicé los resultados del sismo del 22 de febrero del 2005 ($M_w=5.3$). El proceso de ruptura de este evento fue simple ya que su función de fuente muestra una sola fuente sísmica la cual puede ser identificada en la figura 38. En la inversión utilicé un plano de falla de $18 \times 6 \text{ km}^2$, compuesto de 12 subfallas de $3.0 \times 3.0 \text{ Km}^2$. La figura 13 muestra que el proceso de la ruptura fue simple, es decir fue producto de una sola fuente o aspereza, esta se localizó aproximadamente a tres kilómetros sobre el hipocentro. En la inversión de este sismo fueron utilizadas varias profundidades resultando el mejor ajuste en la profundidad de 5.6 km. La bondad de la inversión o mejor ajuste entre los sismogramas sintéticos y observados fue con una velocidad de $V_r=2.9 \text{ km/segundos}$ cercana al 80% de la velocidad de la onda de corte.

El rise time o tiempo de ascenso fue de 1.5 segundos, la función de fuente inicial consistió de 8 triángulos. La duración de la ruptura fue de 10 segundos. También se observa de la figura 36, que el desplazamiento máximo cosísmico de este evento fue de 0.10 m.

Resultado de la inversión para el sismo de 22022005

Moment = 0.1021E+18(Nm), $M_w = 5.3$
(Strike,Dip,Slip) = (227.0, 67.0, 28.0)

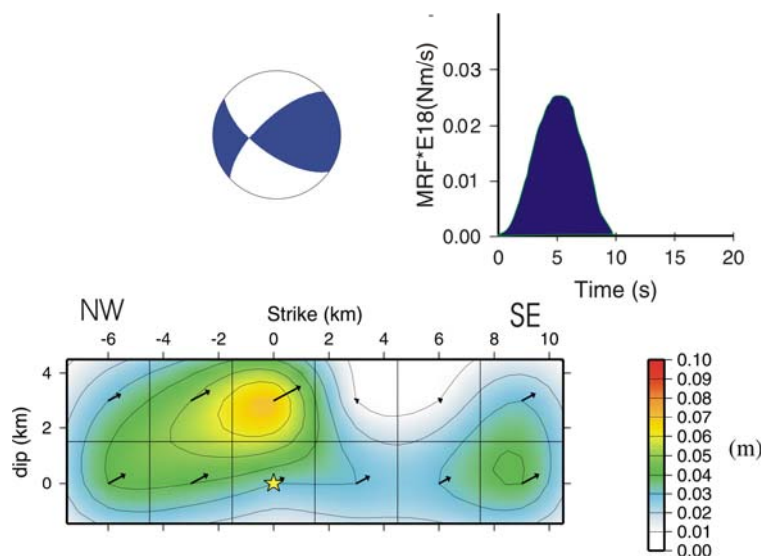


Figura 36. Mecanismo focal, función de fuente y distribución del desplazamiento cosísmico del sismo del 22 de febrero de 2005 de magnitud 5.3 Yagi (2004)

La figura 37 muestra el ajuste de las formas de ondas sintéticas y observadas de las estaciones utilizadas en la inversión. En este caso se utilizaron las estaciones NE77 y TOPB. La duración de las formas de onda utilizadas en la inversión fue de 40 segundos. De La misma figura puede observarse que el ajuste entre el sismograma sintético y observado en la estación más cercana (TOPB) el ajuste es mejor, aunque también el ajuste de formas de onda en la estación NE77 que esta más alejada es bastante aceptable, el momento sísmico de este evento fue de 0.102×10^{18} N-m.

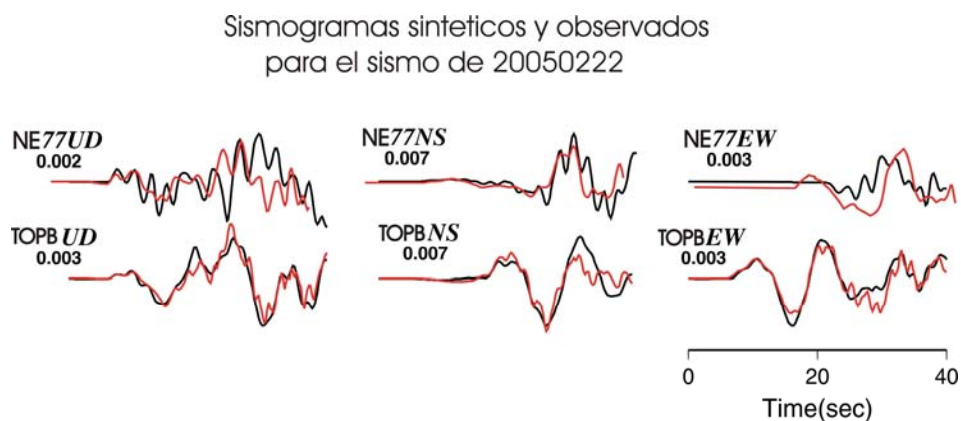


Figura 37: Ajuste de formas de onda sintéticas (gris) y observadas (negro) obtenidas durante el proceso de inversión del sismo del 22 de febrero del 2005 de magnitud 5.3 aplicando la metodología de Yagi (2004). Las amplitudes están en centímetros.

La figura 38 muestra una grafica de la duración de la ruptura como función del momento sísmico Houston (2001). De esta grafica se puede observar que la duración de la fuente de nuestros sismos esta dentro del intervalo correspondiente a sismos de poca profundidad, ya que de acuerdo a el estudio de Houston (2001) la duración de un sismo decrece con la profundidad, es decir, que un sismo somero tiene una mayor duración de la fuente que un sismo profundo.

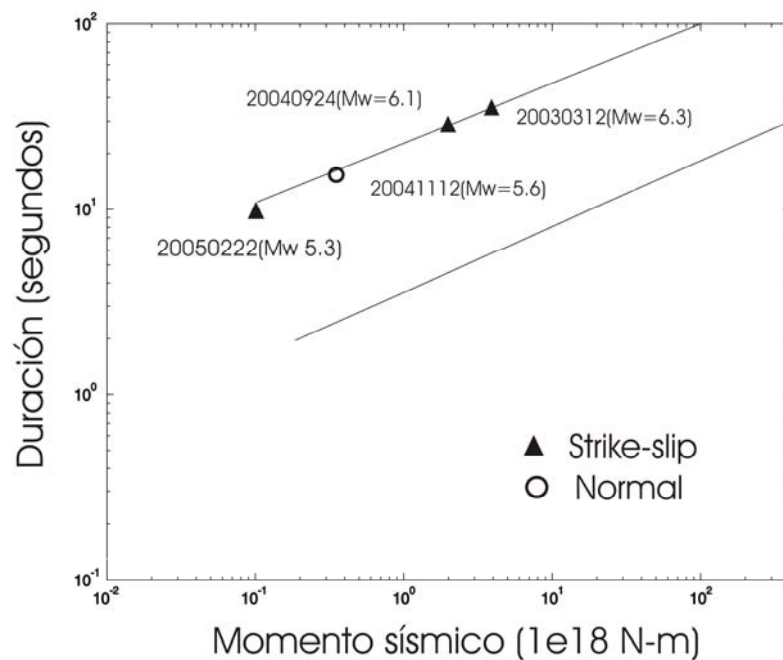


Figura 38: Grafica de la duración de la fuente en función del momento sísmico de los sismos analizados. El triángulo indica mecanismo de rumbo y el círculo un mecanismo normal (figura modificada de Houston 2001).

En la siguiente tabla se resumen los parámetros resultantes de la inversión de los sismos estudiados.

Tabla XIV. Parámetros resultantes de la inversión para los sismos de magnitud moderada ocurridos en la región del Golfo de California.

Fecha	To	latitud	longitud	profundidad	Mw	Mo (N-m)	rumbo	echado	deslizamiento
20030312	23:41:32.00	26.584°	-111.099°	5.7	6.3	3.6e18	117°	79°	168°
20031112	04:54:57.69	29.000°	-113.24°	5.3	5.6	0.29e18	320°	70°	-80°
20040924	14:43:10.74	28.852°	-112.900°	5.2	6.1	1.79e18	100°	84°	155°
20050222	19:15:54.05	25.670°	-110.221°	5.6	5.3	0.10e18	227°	67°	28°

Las figuras 39 a la 42 muestran los registros en velocidad de los sismos de este estudio así como nombres y componentes de las estaciones en que se registraron (RESBAN y NARS-Baja).

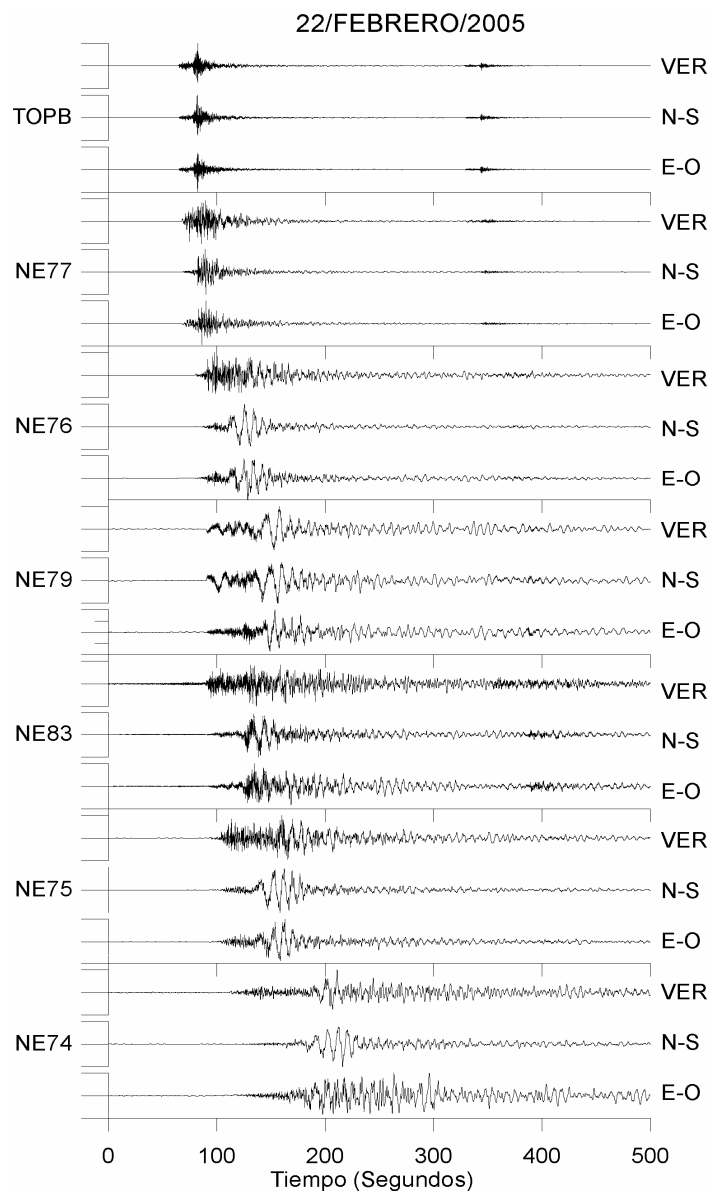


Figura 39. Registros de velocidad del sismo del 22 de febrero del 2005 (Mw 5.3), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./segundo. El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.

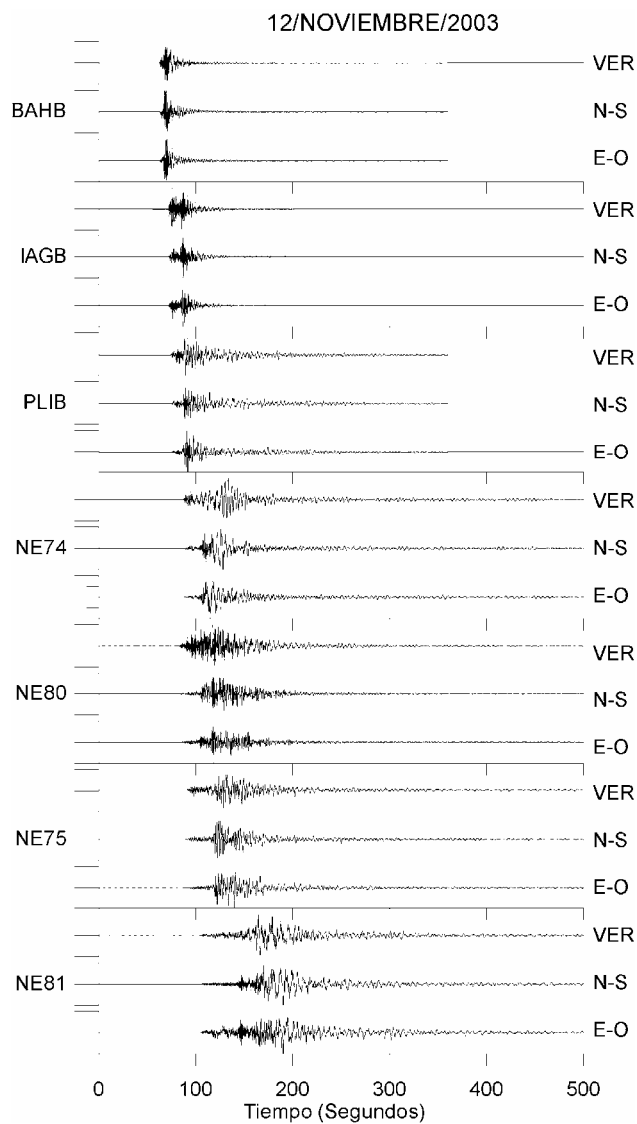


Figura 40. Registros de velocidad del sismo del 12 de Noviembre del 2003 (Mw 5.6), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./segundo. El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.

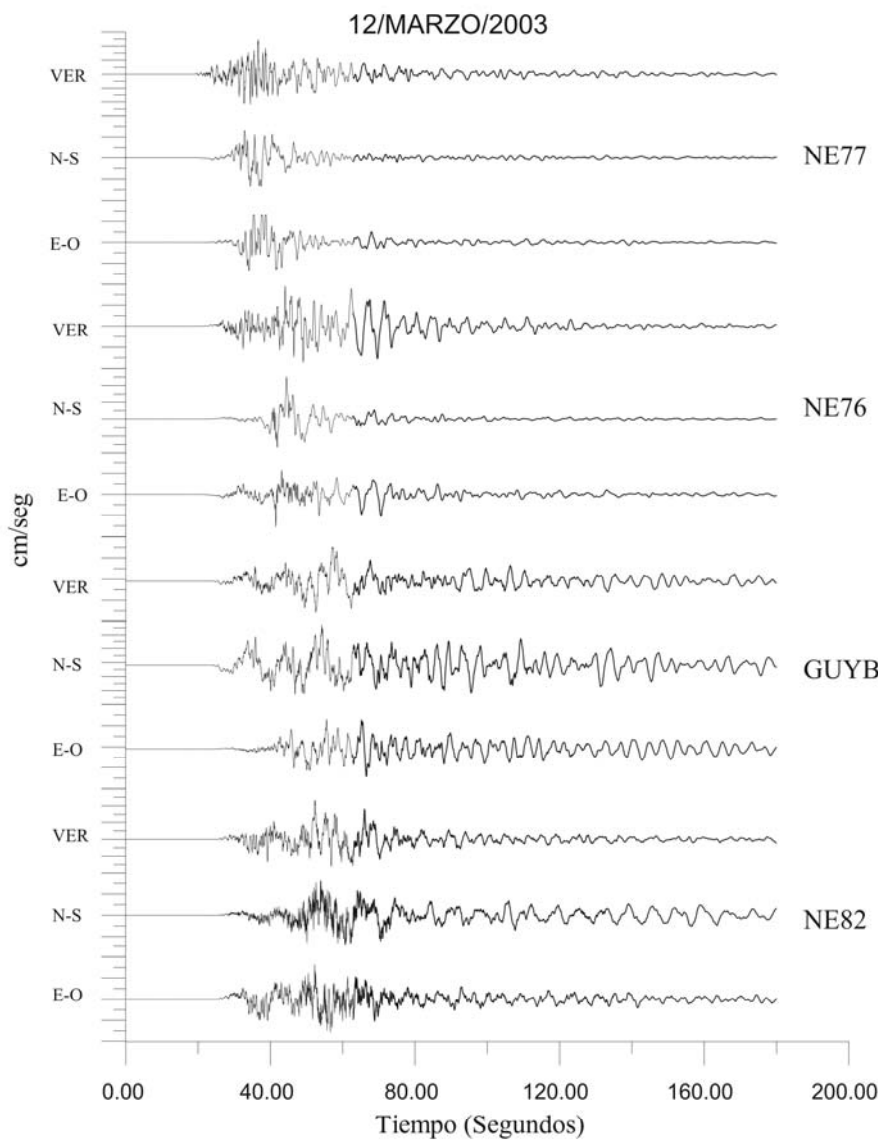


Figura 41. Registros de velocidad del sismo del 12 de marzo del 2003 (Mw 6.3), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./segundo. El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.

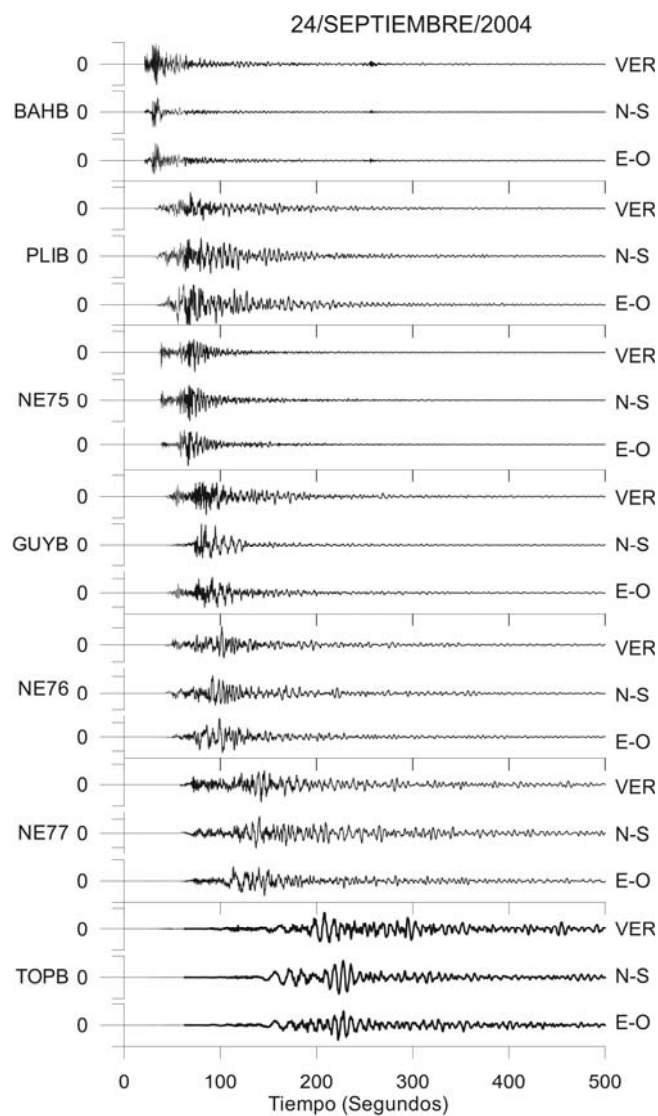


Figura 42. Registros de velocidad del sismo del 24 de septiembre del 2004 (Mw 6.1), las amplitudes están normalizadas a 1 cm./segundo. El nombre de la estación de registro se ubica a la izquierda de cada traza.

IV.6 CONCLUSIONES

Fueron estudiados los procesos de ruptura de cuatro sismos ocurrieron en el Golfo de California. El sismo de Loreto ocurrió el 12 de marzo de 2003 (Mw 6.3). Durante el 2003 ocurrió otro evento, el sismo de la Isla Ángel de la Guarda del 12 de noviembre (Mw 5.6), en el 2004 ocurrió el sismo de las Islas San Lorenzo el 24 de septiembre (Mw 6.1) y más recientemente el sismo de Topolobampo del 22 de enero de 2005 (Mw 5.3).

En la inversión del tensor de momento sísmico obtuvimos valores de la varianza reducida de 80% al 90% lo que significa, según Dreger (1993), que los ajustes son bastante aceptables. Esto puede observarse en las figuras (27 y 28), en las cuales se observa que el ajuste entre sismograma observado y sintético es bastante bueno.

Los mecanismos focales de tres de los sismos estudiados (Loreto, 20030312, Isla San Lorenzo, 20040924 y Topolobampo, 20050222) fueron lateral derecho y uno resulto ser normal (Isla Ángel de la Guarda, 20031112). Estas soluciones de plano de falla concuerdan con los rasgos tectónicos del Golfo de California. La profundidad de los sismos estudiados varía entre 5 y 6 km de profundidad. Estas profundidades concuerdan con las profundidades reportadas por Rebollar et al., (2001) y López-Pineda y Rebollar (2005). Por lo que estas profundidades pueden ser representativas de la zona sismogénica en la región del Golfo de California, es decir, que la zona sismogénica tiene un espesor ligeramente mayor de 6 kilómetros.

La magnitud de los desplazamientos cosísmicos tienden a ser mayores hacia la superficie, en nuestro análisis fueron utilizadas profundidades cercanas a los 6 kilómetros. De las duraciones de la ruptura de estos sismos se puede inferir que los sismos interplaca tienen una caída de esfuerzos relativamente bajas con respecto a los sismos intraplaca. La velocidad de ruptura de los cuatro sismos estudiados fue cercana al 80% de la velocidad de la onda de corte.

V. CONCLUSIONES GENERALES

En el estudio del sismo de Tecomán utilizamos en nuestro análisis datos registrados en una red local de estaciones de periodo corto y banda ancha (RESCO) y nueve estaciones temporales del CICESE con el objetivo de tener una buena cobertura para registrar de réplicas del evento de Tecomán. La figura 5 muestra las localizaciones de las réplicas. La Universidad de Colima (RESCO) localizó el hipocentro del sismo de Tecomán a una profundidad de 10 km. Con las localizaciones de las réplicas calculamos un echado de $44^{\circ} \pm 3^{\circ}$ de la zona de – Benniof- Wadati. Del área de réplicas obtuve una geometría del plano de falla de 42 ± 2 km de ancho y de 56 ± 2 km de largo. Las réplicas se localizaron principalmente hacia el norte del evento principal y el área de réplicas abarca una parte del área de ruptura del sismo del 9 de octubre de 1995 de magnitud 7.3. Varias réplicas fueron localizadas arriba de la zona de acoplamiento de la corteza continental y oceánica.

El sismo de Tecomán rompió parte de la brecha de Colima, nuestra localización de réplicas difiere respecto a la localización de éstas reportada por Yagi et al., (2004), ya que en su trabajo él reporta tres zonas de actividad y su localización de réplicas es cercana a la trinchera, en nuestro caso las réplicas se localizaron cercanas a la costa.

Los parámetros de fuente del sismo de Tecomán fueron calculados apartir del espectro promedio de trenes de onda P registrados en estaciones a distancias telesísmicas. Del Espectro promedio obtuve una frecuencia de esquina de

$f=0.05\pm 0.005$ Hz, una caída de esfuerzos de 2.3 ± 0.3 Mpa (23 ± 3 bares) y un momento sísmico de $2.7\pm 0.7\times 10^{20}$ Nm ($2.7\pm 0.7\times 10^{27}$ dinas -cms.). Con el modelo de Brune (1970) calculé una dimensión de la fuente de 52 ± 2 km la cual concuerda con las dimensiones obtenidas con las localizaciones de las réplicas.

Los desplazamientos cosísmicos que yo obtuve son similares a los a la obtenidos por Yagi et al., (2004), sin embargo mi solución muestra claramente dos zonas adicionales de liberación de momento sísmico, una echado abajo y otra echado arriba. La duración de la fuente fue de 32 segundos y el momento sísmico de 1.88×10^{20} Nm (Mw 7.5). Del espectro telesísmico así como en la inversión de ondas de cuerpo P y S calculé una duración de la fuente de 20 segundos, de la inversión realizada con datos registrados en el campo cercano y en el campo lejano resultó una duración total de la fuente de 32 segundos, considero que la larga duración de la fuente obtenida con la inversión conjunta de datos locales y telesísmicos se debe a la contribución de energía registrada en la estación de Manzanillo y que no es registrada en las estaciones telesísmicas.

Como parte de mi investigación estudie la sismicidad generada en la región del Golfo de California durante el periodo 2002-2004. 443 sismos fueron registrados al menos en tres estaciones, sin embargo, solo el 28% (124) de las localizaciones tuvo errores aceptables en la localización. Estos epicentros fueron graficados sobre la región del Golfo de California con el objetivo de correlacionar su ubicación con los rasgos tectónicos. Se logro identificar las áreas de mayor actividad en esta región. Estas zonas están localizadas al oeste de la cuenca Delfín, Isla Ángel de la Guarda-Islas San Lorenzo donde ocurrieron los sismos del

12 de noviembre del 2003 de magnitud 5.6 y el sismo del 24 de septiembre del 2004 de magnitud 6.1. Las réplicas que se localizaron de ambos sismos no definieron claramente el plano de falla. El sismo de la isla Ángel de la Guarda indujo actividad en la falla del Canal de Ballena y en una falla normal al este de la falla del Canal de Ballenas. En cambio el sismo del las Islas San Lorenzo la actividad ocurrió al sureste del sismo. Este comportamiento también se observó con el sismo de Loreto (López-Pineda y Rebolgar ,2005), ya que las réplicas de este evento también se propagaron hacia el sureste a lo largo de 60 km de la falla transformada. Otro sismo importante que estudiamos fue el sismo de Topolobampo que ocurrió el 22 de febrero del 2005. Este sismo ocurrió al noroeste de la cuenca Farallón. Su mecanismo focal es de rumbo lateral derecho y concuerda con los rasgos batimétricos entre la cuenca Del Carmen y Farallón. Las réplicas de este sismo ocurrieron en la misma área donde ocurrió el sismo principal.

También fueron estudiadas las réplicas del sismo Cucapa del 22 de febrero del 2002. La magnitud de este evento fue de M_w 5.7 con un momento sísmico de $M_0 = 4.7 \times 10^{17}$ Nm, la solución del plano de falla fue de rumbo lateral derecha con un rumbo de 139° , echado de 51° y deslizamiento de 124° (NEIC). La localización de las réplicas de este evento sugieren que el plano de falla tiene un rumbo $N6^\circ W$ y un echado de 50° hacia el este. La distribución vertical de las réplicas del evento Cucapa concuerda con la falla A propuesta por Pérez- Padilla (1996), sin embargo, con un echado más pronunciado hacia el Este.

Estudie los procesos de ruptura de cuatro sismos que ocurrieron en el Golfo de California. Estos sismos son el sismo de Loreto del 12 de marzo de 2003 (Mw 6.3), el sismo de Isla Ángel de la Guarda del 12 de noviembre de 2003 (Mw 5.6), el sismo de las Islas San Lorenzo del 24 de septiembre de 2004 (Mw 6.1) y el sismo de Topolobampo del 22 de enero de 2005 (Mw 5.3). La magnitud de los desplazamientos cosísmicos tienden a ser mayores hacia la superficie. Las duraciones de la fuente son mayores comparados con sismos intrapalcas. El sismo de la Isla Ángel de la guarda fue simple con una sola fuente muy similar al sismo de Topolobampo, también con una sola fuente. Quizá esto se deba a que los sismos son relativamente pequeños, ya que sus magnitudes fueron de 5.6 y 5.3. Por otro lado los sismos de Isla San Lorenzo y Loreto con magnitudes de 6.3 y 6.1 sus características de ruptura son diferentes, su ruptura fue compleja con una duración de la fuente relativamente larga de 30 y 35 segundos. Ambos sismos indujeron replicas hacia el sureste a lo largo del rumbo de la ruptura.

Estas duraciones de la fuente esta dentro del rango de variación de las duraciones de la fuente reportada por Houston (2001), aun cuando la duración de la fuente promedio de sismos con magnitudes de 6 es de aproximadamente de 10 segundos. Es probable que estas características de ruptura se deban a lo delgado de la corteza en esta región y una concentración de esfuerzos heterogéneos en la corteza lo que da como resultado formas de ruptura con varias fuentes y duraciones largas de ruptura.

BIBLIOGRAFIA

- Das, S. y K. Aki, (1977): Fault plane with barriers: a versatile earthquake model, *J. Geophys. Res.*, 82: 5658-5670
- Beresnev, I. A., (2003): Uncertainties in Finite-Fault Slip Inversion: To What Extent to Believe?, *Bulletin of the seismological Society of America*.93(6,): 2445-2458.
- Beresnev, I. A., (2002): Source parameters observable from the corner frequency of earthquake spectra. *Bulletin of the Seismological Society of America*, .92(5): 2047-2048.
- Bevis, M. y Isacks, B., (1994): Hypocentral trend analysis: probing the geometry of Benioff Zones. *J. Geophys. Res.* 89(B7): 6153-6170.
- Bezzerghoud, M., A. Deschamps, y R. Madariaga (1989): Broad –band P-wave signals and spectra from digital stations, *En Digital Seismology and fine Modeling of the Lithosphere*, Edited by R.Cassinis, G.Nolet,y G.F.Panza, Plenum, Press, New York: 351-374.
- Brune, J. N, (1970): Tectonic stress and the spectra of seismic shear waves from earthquakes; *J. Geophys. Res.*, 75: 4997-5009.
- Brune, J.N. (1971): Seismic sources, fault plane studies and tectonics; *EOS*, 52: 178-187.
- Brune, J.N., C. Lomnitz, C. Allen, F. Mooser, F. Lehner, y A. Reyes (1976): A permanent seismograph array around the Gulf of California; *Bull. Seism. Soc. Am.*, 66: 969-978.
- Burbach, G, V., Frohlich, C., Pennington. W. D. Matumoto, T., (1984): Seismicity and tectonics of the subducted Cocos Plate, *J. Geophys. Res.*, 89(B9): 7719-7735.
- Butler, R., et al., (2004): The Global Seismographic Network surpasses its design goal, *Eos Trans.AGU*, 85(23): 225.
- Clayton, R.W., Tramper, J.,Rebollar C. ,Ritsema ,J., Persuad ,P. ,Paulssen, H., Perez-campos, X., Arie van Wettum, Perez-Vertti A.,y DiLucio F.,(2004):The NARS-Baja Seismic Array in the Gulf of California rift Zone. *MARGINS Newsletter* 13, Fall 2004.

Courboux, F. S. K. Singh, J. F. Pacheco, y C. J. Ammon, (1997): The 1995 Colima–Jalisco, Mexico earthquake (Mw 8): A study of the rupture process, *Geophysical Research letters*, 24(1): 1019-1022.

Cotton, F., y M. Campillo, (1995): Inversion of Strong ground motion in the frequency Domain: application to the 1992 Landers, California. Earthquake, *J. Geophys. Res.*, 100: 3961-3975

Dreger, D. S., y D. V. Helmberger, (1990): Broadband modeling of local earthquakes, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 80: 1162-1179.

Dreger, D., y Helmberger V., (1993): Determination of source parameters at regional distances with three-component sparse network data. *Journal of Geophysical Research*, 98: 8107-8125.

Dreger, D., y Helmberger V., (1991): Complex faulting deduced from modeling of the 28 february 1990 upland (M_L=5.2), *Bulletin of Seismological Society of America*, 89: 1129-1144.

Eissler, H., y McNally, K. C., (1984): Seismicity and tectonics of Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, Mexico, earthquake. *J. Geophys. Res.* 89(B6): 4520-4530.

Fan, G, y Wallace, T., (1991): The determination of source parameters from small earthquakes from a single, very broadband seismic station. *Geophysical Research Letters*, 18: 1385-1388.

Fletcher, J. M., y L. Munguia, (2000). Active continental rifting in southern Baja California, Mexico: Implications for plate motion partitioning and the transition to seafloor spreading in the Gulf of California, *Tectonics*, 19(6): 1107–1123

Fukahata, Y., Yuji Yagi y Mitsuhiro Matsu'ura, (2003): Waveform inversion for Seismic source processes using ABIC with two sorts of prior constraints: Comparison between proper and improper formulations. *Geophys. Res. Lett.* in print.

Fukahata, Y., A. Nishitani, y M. Matsu'ura, (2004): Geodetic data inversion using ABIC to estimate slip history during one earthquake cycle with viscoelastic slip-response functions, *Geophys. J. Int.*, 156: 140-153.

Goff, J. A., Bergman, E. A., y Solomon, S. C., (1987): Earthquake source mechanisms and transform fault tectonics in the Gulf of California: *Journal of Geophysical Research*, 92: 10485–10510

González-Fernández, A., J.J. Dañobeitia, L.A. Delgado-Argote, F. Michaud, D. Córdoba, y R. Bartolomé, (2005): Mode of extension and rifting history of upper Tiburón and upper Delfin basins, northern Gulf of California *J. Geophys. Res.* 110, (B01313): 1-17.

Gilbert, F., (1973): Derivation of source parameter from low-frequency spectra .*Philosophical Transactions of the Royal Society*, 274: 369-371.

Haskell N. A. (1964): Total Energy and Energy Spectral Density of Elastic Wave Radiation from propagating faults. *Bull. Seismol. Soc. Am*, 54: 1811-1842.

Hartzell, S. H. (1978): Earthquake aftershocks as Green's functions, *Geophys. Res. Lett.*, 5: 1-4.

Hartzell, S. H. y T. H. Heaton, (1993): Inversion of strong ground motion and Teleseismic waveform data for the fault rupture history of the 1979 Imperial Valley, California earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 73: 1553-1583.

Hernandez B., N. M. Shapiro, S. K Singh, J. Pacheco, A. Iglesias, V. Cruz, J. M. Gomez, L.y Alcantara Singh, F. Cotton, (2001): Rupture History of September 30, 1999 Intraplate Earthquake of Oaxaca, Mexico (Mw 7. 5) from Inversion of Strong-Motion Data. *J. Geophys. Res*, 28(2): 363-366.

Hernandez B., F. Cotton, M. Campillo, D. Massonnet. (1997): A comparison between short term (co-seismic) and long term (one year) slip for Landers earthquake: Measurements from strong motion and SAR interferometry. *Geophys. Res. Lett*, 24: 1579-1582.

Houston, H. y H. Kanamori, (1986): Source spectra of great earthquake: teleseismic constraints on rupture process and strong motion, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 6: 19-42.

Houston, H. (2001): Influence of depth, focal mechanism, and tectonic setting on the shape and duration of earthquake source time functions. *J. Geophys. Res.* 106(B6): 11137-11150.

Jost, M.L. y Herrmann, R. B., (1984): A student's guide to an review of moment tensor. *Seismological Research Letters*, 60:37-57.

Kanamori, H. ,(1981): "The nature of seismicity patterns before large earthquakes", in *Earthquake Prediction-An International Review*, D. Simpson y P. Richards, (comps.), Maurice Ewing Series 4, Amer. Geophys. Union: K 1 - K 19.

Kanamori H., (1986). Rupture process of subduction-zone earthquakes, *Annu, Rev, Earth planet Sci*, 14: 293-322.

Kikuchi., M y Kanamori, H,(1991):Inversion of complex body wave-III, Bulletin of Seismological Society of America,81: 2335-2350.

Kimura,T. y Kakehi. (2005): Rupture Process of the 2001 Hyogo-Ken Hokubu,Japan,Earthquake (Mw 5.2) and Comparison between the Aftershock Activity and the Static Stress Changes. Bulletin of the Seismological Society of America, 95(1): 145-148.

Kohketsu, K, (1985): The extended reflectivity for synthetic near-field seismograms, J. Phys. Earth, 33: 121-131.

Kostoglodov, V. y Williard Bandy, (1995): Seismotectonic constraints on the convergence rates between the Rivera and North American plates. J. Geophys. Res. 100(B9): 17977-17989.

Kostoglodov V., R Valenzuela, A. Gorabtov, J. Mimiaga, S. I. Franco, J. A. Alvarado, R. Peláez, (2001):Deformation in the Guerrero seismic gap. Mexico, from leveling observations, J. Geodesy, 75: 19-32.

Lay and Wallace, (1995): Modern global seismology, Academic Press. page 368.

Lay y Kanamori, H., (1981): Earthquake doublets in the Solomon Islands. Phys earth planet. Inter., 21: 283-304.

Lee, W. H. K. y J. C. Lahr, (1972): HYPO71: A program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. U. S. Geol. Surv. Open file Rept.

Lienert, B. R., y J. Havskov (1995): SEISAN: A computer program for location earthquakes both locally and globally, Seism. Res. Lett., 66: 26-36.

Lienert, B. R., E. Berg, y L. N. Frazer,(1986): HYPOCENTER: An earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares. Bull. Seism. Soc. Am., 76: 771-783

Lomnitz, C., F. Mooser, C. Allen, J. N. Brune y W. Thatcher, (1970): Seismicity and tectonics of the Northern Gulf of California region, Mexico. preliminary results. Geofís. Int., 10: 37-48.

Lonsdale, P., (1989): Geology and tectonic history of the Gulf of California, *in* the eastern Pacific Ocean and Hawaii, edited by E.L. Winterer et al.: 499–521, Geological Society of America, Boulder, Colo.

Lopez –Pineda R., Rebollar C.J., (2005): Source Characteristics of Loreto Earthquake of 12 March 2003(Mw 6.2) that Occurred in the Transform Fault in the Middle of the Gulf of California ,Mexico. Bull .Seims .Soc. Am., 95(2): 419-430.

Molnar, P., (1973): Fault plane solutions of earthquakes and direction of motion in the Gulf of California and on the Rivera Fracture Zone: Geological Society of America Bulletin, 84: 1651–1658

Moore, D.G.,(1973):Plate deformation and crustal growth Gulf of California structural province, Geol. Soc. Am. Bull.,84: 1883-1906.

Munguía, L., M. Reichle, A. Reyes, R. Simons y J. Brune, (1977): Aftershocks of the 8 July 1975 Canal de Las Ballenas, Gulf of California, Earthquake; Geophys. Res. Lettrs., 4: 507- 509.

Nabelek, J., (1984): Determination of earthquake source parameters from inversion of body waves. PhD. thesis, Mass. Inst.. of Technol., Cambridge.

Núñez–Cornú, F. J. Prol-Ledesma, R. M., Cupul-Magaña, A., Suárez-Plascencia, C., (2000): Near shore submarine hydrothermal activity in Bahía de Banderas, Western Mexico, Geofis Inter. ,39(2): 171-178.

Okal, E. A., Geller, R.J., (1979): On the observability of isotropic seismic sources: the July 31, 1970 Colombian earthquake. Physics of the Earth and Planetary Interiors, 18: 176-196.

Oskin, M., Stock, J., y Lewis, C., y Martin-Barajas, A., (1999): Separation of Baja California from North America: New constraints on timing and total displacement: Geol. Soc. Amer. Abstracts with Programs, 31(7): A294.

Pacheco, J., Singh, S. K., Dominguez, J., Hurtado, A., Quintanar, L., Jiménez, Z., Yamamoto, J., Gutiérrez, C., Santoyo, M., Bandy, G. M. Kostoglodov, V, Reyes Dávila, G., Ramírez, C., (1997): The October 9, 1995 Colima–Jalisco, Mexico earthquake(Mw 8):an aftershock study and comparison of this earthquake with those of 1932. Geophys. Res. Lett., 24 (17): 2223-2226.

Pacheco, J.F. y L.R. Sykes, (1992): Seismic moment catalog of large shallow earthquakes, 1900 to 1989, Bull.Seims.Soc.Am. 82(3): 1306-1349

Pacheco J. F., Bandy W., Reyes-Dávila G. A., Núñez-Cornú F. J., Ramírez-Vázquez C. A. y Barrón J. R. (2003): The Colima, Mexico, Earthquake (M_w 5.3) of 7 March 2000: Seismic Activity Along the Southern Colima Rift, *Bulletin of the Seismological Society of America*;v. 93(4): 1458-1467;

Pardo, M., Suárez., (1993): Steep seduction of rivera plate beneath the Jalisco Block in Western Mexico, 1993. *Geophys. Res. Lett.* , 20(21): 2391-2394.

Pasyanos, M., Dreger,D.,Romanowicz,B.,(1996):Toward real-time estimation of regional moment tensor ,*Bulletin of Seismological Society of America*,86: 1255-1269.

Perez-Padilla,R.E., (1996):Análisis de los mapas de potencial gravimetrico y magnético del sistema geotérmico de cerro prieto, Baja California, México, Tesis de licenciatura, Universidad Autónoma de Nuevo León .México

Pujol, y J.,Herrmann,(1990): A student's Guide to point Sources in homogeneous Media. *Seis. Res. Lett*, 61: 209-224.

Rebollar, C. y Reichle M., (1987): Analysis of the seismicity detected in 1982-1984 in the Northern Peninsular ranges of Baja California, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 77(1): 173-183.

Rebollar, C. J., L. M. Reyes, L. Quintanar, y Antonio Uribe (1999):Source Process of the Chiapas ,México,Intermediate-Depth Earthquake ($M_w= 7.2$) of 21 October 1995. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(2): 348-358.

Rebollar C. J.,Quintanar L.,Castro R.,Steven M. D.,Madrid J.,James N. Brune.,Astiz L., y Vernon F. (2001):Source Characteristics of a 5.5 Magnitude Earthquake that Occurred in the Transform Fault System of the Delfin Basin in the Gulf of California. *Bull .Seims .Soc. Am.*, 91: 159-171.

Reichle,M., y I. Reid .(1997):Detailed study of earthquake swarms from the Gulf of California . *Bull .Seims .Soc. Am.*, 67(4): 781-791

Reyes, A., J. N. Brune y C. Lomnitz. (1979.): Source mechanism and aftershock study of the Colima, Mexico earthquake of January 30, 1973, *Bulletin of the Seismological society of America* , 69(1): 819-1, 840.

Rusnak, G. A., R. L. Fisher y F. P. Shepard,(1964): Bathymetry and Faults of Gulf of California, In *Marine Geology of the Gulf of California*, edited por Van Andel y G.G. Shor ,*AAPG Mem.*,3: 59-75.

Saikia, C.K.,(1994):Modified frequency-wavenumber algorithm for regional seismograms using Filon's quadrature;modeling of L_g waves in eastern North America, *Geophysical Journal International* ,125: 15-29.

Scherbaum, F., y Johnson, (1993): PITSA, Programmable Interactive Toolbox for Seismological Analysis, IASPEI Software Library, 5,

Singh, S. K., Ponce, y S. P. Nishenko. (1985): The great Jalisco, Mexico, Earthquake of 1932: subduction of the Rivera plate, *Bull. Seism. Soc. Am.* 75: 1301-1313.

Singh, S. K., M. Ordaz, J. F. Pacheco y F. Courbuolex. (2000): A Simple source Inversion escheme for Displacement Seismogram recorded at short distances. *Journal of Seismology*, 4: 267-284.

Singh, S. K., J. F. Pacheco, L.Alcantara, G. Reyes,M. Ordaz, A. Iglesias,S. M. Alcocer, C. Gutierrez, C. Valdez , V. Kostoglodov, C. Reyes,T. Mikuno, R. Quass ,y J.G. Anderson.(2003):A preliminary report on the Tecomán, Mexico earthquake of 22 january 2003(Mw 7.4),and its effects. *Seismological Research Letters*, 74(73): 279-289.

Stein y Wysession, (2003): An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure, Blackwell Publishing, page 231.

Suárez. G. V. Garcia –Acosta, R., Goulon, R., (1994): Active cristal deformation in the Jalisco Block, Mexico: evidence for great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*, 234: 117-127.

Tajima, F. y D. M. Tralli,(1992): Seismic Slip in the Gulf of California from Accumulated Moment Release : Numerical Modeling of Detectability with Global Positioning System Geodetic Measurements, *J. Geophys. Res.*, 97(4): 903-4914.

Tarantola, A. y B. Valette, (1982): Generalized nonlinear inverse problem solved using the least squares criterion. *Rev, Geophys, Space Phys*; 20:219-232..

Tarantola, A., (1987): Inverse problem theory; Elsevier, NY,

Tavera, H.,(1992):El proceso de la ruptura sísmica: Barrera o aspereza, *Boletín de la Sociedad Geológica del Perú*, 83: 69-73.

Thatcher, W., y J. Brune, (1971): "Seismic study of an oceanic ridge earthquake swarm in the Gulf of California". *Geophys. J. R. astr. Soc.*, 22: 473-489.

Tramper, J., Paulsen, A. van Wettum, J. Ritsema, R. Clayton, R. Castro, C.J. Rebolgar y A. Perez -vertti, (2003): New array monitors seismic activity near Gulf of California in Mexico. *Eos* 84(.4): 29-32.

Velazco, A. A., C. J. Ammon, y T. Lay, (1994): Empirical Green's function deconvolution of broadband surface waves: rupture directivity of the 1992 Landers, California (Mw=7.7), earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.* 84: 735-750.

Walter, W.R., (1993): Source parameters of June 29, 1992 Little Skull Mountain earthquake from complete regional waveforms at a single station, *Geophysical Research Letters*, 20: 403-406.

Wang C. Y., Herrmann R. B., (1980): A numerical study of P-, SV-, and SH wave generation in a plane layered medium. *Bull. Seism. Soc. Am.*, 70(4): 1015-1039.

Wong, V., (2000): Estudio de Sismotectónica, Atenuación y Tomografía Sísmica en la Región Volcánica y Geotérmica Las Tres Vírgenes. CICESE. Tesis de Doctorado: 1-163.

Yagi Y, T. Mikumo, J. Pacheco y G. Reyes. (2004): Source rupture of Tecomán, Colima, Mexico earthquake of January 22, 2003, Determined by joint inversion of teleseismic body wave and near-field data. *Bull. Seism. Soc. Am.* 94: 1795-1807.

Yoshida, S., (1992): Waveform inversion for rupture process using a non-flat seafloor model: application to 1986, Andean Islands and 1985 Chile earthquake, *Tectonophysics*, 211:45-59.

Yu, S. B., L. C. Kuo, Y. J. Hsu, H. H. Su, C. C. Liu, C. S. Hou, J. F. Lee, T. C. Lai, C. L. Liu, T. F. Tseng, C. S. Tsai, and T. C. Shin, (2001): Preseismic deformation and coseismic displacements associated with the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *Bull. Seism. Soc. Am.*, 91: 995-1012.

Zhang, W. B., Iwata T y Irikura K. (2003): Heterogeneous distribution of the dynamic source parameters of the 1999 Chi-Chi, Taiwan, earthquake, *J. Geophysical Res.*, 108(B5), 2232, doi: 10.1029/2002JB001889