



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA  
DE MÉXICO

---

---

FACULTAD DE INGENIERÍA

SISMICIDAD EN EL  
ESTADO DE HIDALGO  
DURANTE 1997–2010

**T E S I S**  
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE  
**INGENIERO GEOFÍSICO**

PRESENTA  
**JORGE SOTO PEREDO**

DIRECTOR DE TESIS  
DR. LUIS QUINTANAR ROBLES



México, D.F

2012



Universidad Nacional  
Autónoma de México



**UNAM – Dirección General de Bibliotecas**  
**Tesis Digitales**  
**Restricciones de uso**

**DERECHOS RESERVADOS ©**  
**PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL**

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

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

*A mi esposa Fabiola,  
A mi hijo Jorge Eliel,  
A mis padres: Jorge y Marina,  
A mis hermanos: Marco Antonio y Raúl,  
A mis hermanas: Susana y Vanía,  
Por su gran amor y apoyo.*

# Agradecimientos

Fuí un misterio para much@s y un libro abierto para algun@s poc@s. Amé y desdeñé. Lloré y reí. Fuí fuerte y fuí débil. Algun@s estuvieron hombro con hombro conmigo, algun@s se quedaron atrás para ser olvidad@s como un dulce sueño que se volvió inevitable. Algun@s fueron buen@s, algun@s fueron mal@s, no obstante permanecí fiel a mi mismo. Algun@s están aquí hoy, otr@s no; sin embargo, cada uno de ell@s contribuyó a mi vida. A tod@s ustedes que continúan siendo una influencia positiva, Gracias; y si la vida nos separa, espero que la vida l@s trate bien.

Para prevenir el que a alguien quedara omitid@ injustamente, prefiero dejar a much@s sin nombrar en esta hoja, además, para que nadie se aburra con sus nombres.

Gracias a mi tutor, Luis Quintanar Robles, por brindarme apoyo académico cuando más lo necesitaba, así que para él va mi mayor agradecimiento.

Gracias a mis sinodales, quienes aportaron valiosos comentarios para la mejora del mismo.

Gracias a todos los sismólogos de México y del mundo que he tenido la oportunidad de conocer, que de una u otra manera han influido con su trabajo o con su ejemplo, a enriquecerme.

Dar las gracias también a tod@s mis amigo@s, por lo fundamentales que son para mí, lo que me aportan día a día. Entre ellos especialmente a los tres mosqueteros, Marco Antonio, Alejandro y Xyoli, con los que compartí momentos inolvidables; Edgar y Guillermo ¡KI-KEN-TAI-ITCHI!; “La bola”, por ser esa máquina del tiempo maravillosa; a los afortunadamente para mi, innumerables compañer@s de la Facultad de Ingeniería; y recientemente a los compañer@s de la Geotermia de CFE (Rochita, Hugo, Ceci, Saúl, Efrén), a tod@s gracias por ser ese oasis que son tod@s ustedes.

En último lugar, porque me suele gustar dejar lo más importante para el final, están las personas más próximas a mí. Mi familia, de la que me siento tan afortunado, me ha dado casi todo lo que soy. A ti Fabiola por ser el lucero de mis noches oscuras, por ser mi cómplice, pero sobre todo por dejarme recorrer el camino de la vida a tu lado. A ti Jorge Eliel por enseñarme lo que nadie me había enseñado en la vida, a ser padre, tuve antes profesores duros, pero tu . . . itu eres un impecable e implacable maestro!. A mis padres, además de lo que no puede explicarse en un par de líneas, han sido un ejemplo a seguir en muchos aspectos. A mis cuatro herman@s, Marco Antonio y Vania, Raúl y Susana, ejemplo de solidaridad y unidad.

A tod@s y cada un@ de ustedes, gracias por estar ahí.

# Si

Si logras estar firme cuando en tu derredor  
todo el mundo se ofusca y tacha tu entereza;  
Si cuando dudan todos, fías en tu valor,  
y al mismo tiempo sabes excusar su flaqueza;  
Si puedes esperar y a tu afán poner brida  
o blanco de mentiras, esgrimir la verdad,  
o siendo odiado al odio no le das cabida  
y ni ensalzas tu juicio ni ostentas tu bondad.

Si sueñas — pero el sueño no se vuelve tu rey;  
Si piensas — y el pensar no mengua tus ardores;  
Si el triunfo y el desastre no te imponen su ley  
y los tratas lo mismo como a dos impostores;  
Si puedes soportar que tu frase sincera  
sea trampa de necios en boca de malvados,  
o mirar hecha trizas tu adorada quimera  
y tornar a forjarla con útiles mellados;

Si todas tu ganancias poniendo en un montón  
las arriesgas, osado, en un golpe de azar,  
y las pierdes, y luego con bravo corazón  
sin hablar de tus pérdidas, vuelves a comenzar;  
Si puedes mantener en la ruda pelea  
alerta el pensamiento y el músculo tirante,  
para emplearlos cuando en ti todo flaquea  
menos la *Voluntad* que te dice “¡adelante!”

Si entre la turba das a la virtud abrigo,  
Si marchando con reyes — del orgullo has triunfado,  
Si no pueden herirte ni amigo ni enemigo,  
Si eres bueno con todos, pero no demasiado;  
y Si puedes llenar los preciados minutos  
con sesenta segundos de combate bravío,  
tuya es la Tierra y todos sus codiciados frutos,  
y — lo más importante — serás un hombre, ihijo mío!

Rudyard Kipling, (1865–1936)

“Exegi monumentum aere perennius  
Regalique situ pyramidum altius . . .  
Non omnis moriar”.

Horacio (65 a.C. – 8 a.C.)

“There are seven sins in the World: Wealth without work, Pleasure without conscience,  
Knowledge without character, Commerce without morality, Science without humanity, Worship  
without sacrifice and Politics without principle”.

Mahatma Gandhi (1869–1948)

氣劍体一

# Contenido

<b>Contenido</b>	<b>xi</b>
<b>Lista de figuras</b>	<b>xiii</b>
<b>Lista de tablas</b>	<b>xvii</b>
<b>Lista de símbolos</b>	<b>xix</b>
<b>Resumen</b>	<b>xxi</b>
<b>Abstract</b>	<b>xxiii</b>
<b>1 Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2 Fundamentos de Sismología</b>	<b>5</b>
2.1 Ondas Sísmicas . . . . .	5
2.2 Ecuación de movimiento . . . . .	6
2.3 Sismometría . . . . .	7
2.3.1 Redes sismológicas . . . . .	9
2.4 Parámetros de la fuente y su determinación . . . . .	10
2.4.1 Intensidad y Magnitud . . . . .	12
2.5 Mecanismo Focal . . . . .	15
2.5.1 Geometría de una falla . . . . .	15
2.5.2 Tensor de momento . . . . .	17

---

2.5.3	Primeros arribos . . . . .	19
2.5.4	Representación Estereográfica del plano de falla . . . . .	21
<b>3</b>	<b>Antecedentes</b>	<b>25</b>
3.1	Aspectos Geológico, Geodinámico y Tectónico . . . . .	25
3.2	Redes sismológicas del Servicio Sismológico Nacional . . . . .	28
3.3	Sismicidad en la FVTM . . . . .	31
<b>4</b>	<b>Análisis de datos</b>	<b>35</b>
4.1	Relocalización de la sismicidad . . . . .	36
4.1.1	Mejora del modelo de capas planas . . . . .	36
4.1.2	Resultado de la relocalización de la sismicidad . . . . .	38
4.2	Mecanismos Focales Compuestos . . . . .	42
<b>5</b>	<b>Conclusiones</b>	<b>47</b>
	<b>Anexos</b>	<b>51</b>
A	Escala de intensidad Mercalli modificada abreviada	53
B	Mecanismos Focales Compuestos	55
C	Ejemplos de Formas de Onda Usadas	59
	<b>Bibliografía</b>	<b>65</b>



# Lista de figuras

2.1	Movimiento de partículas de roca (flechas pequeñas) que yacen en la trayectoria de las ondas P, S, Love y Rayleigh. . . . .	6
2.2	Estación sismológica de banda ancha (sismógrafo) portátil del SSN. . . . .	8
2.3	Foco y epicentro de un sismo. El foco es la zona del interior de la Tierra donde se produce el desplazamiento inicial. El epicentro es el punto de la superficie que está directamente encima del foco. . . . .	11
2.4	Esquema del bloque de piso de una falla, se pueden ver las convenciones para los parámetros de la falla: rumbo ( $\phi$ ), echado o buzamiento ( $\delta$ ), rake ( $\lambda$ ), y dirección del deslizamiento ( $\hat{d}$ ). El vector normal a la falla es $\hat{n}$ . . . . .	16
2.5	Diagramas que muestran: un graben (valle formado por el hundimiento de un bloque limitado por fallas normales); un horst (bloque alargado y elevado limitado por fallas inversas), y una falla lateral (izquierda en este caso). Las flechas azules muestran la dirección de los esfuerzos que originan el movimientos de los bloques. . . . .	17
2.6	Los nueve diferentes pares de fuerzas que componen el tensor de momento. . . . .	18
2.7	Las fuerzas de doble par y su rotación con respecto de los ejes principales. . . . .	19
2.8	Relación entre los primeros arribos y la geometría de la falla. . . . .	19
2.9	La trayectoria del rayo a un punto sobre la superficie de la Tierra tendrá un azimuth y un ángulo de incidencia $\Phi_f$ y $I_H$ respectivamente. . . . .	20
2.10	Una red estereográfica puede mostrar una semiesfera sobre una superficie plana. . . . .	21
2.11	Proyección estereográfica. . . . .	21
2.12	Ejemplo de realización de un mecanismo focal. . . . .	22

2.13 Mecanismos focales de diferentes tipos de fallas. Los cuadrantes compresionales se muestran sombreados. . . . .	23
3.1 Principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma que afectan a la Faja Volcánica Transmexicana (Área clara en el centro del mapa). Nótese la ausencia de fallamiento en la parte oriental de la FVTM. (Modificada de Ferrari (2000)) . . . . .	26
3.2 Ubicación de las estaciones de la red de Banda Ancha. Los triángulos indican las estaciones actualmente en operación, los cuadrados las estaciones previstas en un futuro próximo y los círculos la Red del Valle de México. . . . .	29
3.3 Ubicación de las estaciones de la red de Banda Ancha. Los triángulos indican las estaciones actualmente en operación y los círculos la Red del Valle de México. . . . .	31
3.4 Principales eventos corticales (círculos dentados) en el centro de México.(Modificada de Zúñiga et al. (2003)). . . . .	34
4.1 Mapa en donde se muestra la localización original de la actividad sísmica registrada por el SSN desde 1976 hasta julio de 2010. . . . .	35
4.2 Mapa de la distribución de la actividad sísmica relocalizada, los colores de los círculos están de acuerdo a la profundidad de los eventos. Los parámetros de fuente se muestran en la tabla 4.2. . . . .	41
4.3 Mapa de la distribución de la actividad sísmica relocalizada, mostrando en colores los años en que ocurrieron los sismos. . . . .	42
4.4 Mapa de la distribución de los mecanismos focales compuestos, enumerados en la tabla 4.3. Las líneas denotan fallas geológicas reportadas por el INEGI. . . . .	45
B.1 Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 1, 6, 11 y 17 de en la tabla 4.3 . . .	55
B.2 Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 2, 3, 8 y 10 de en la tabla 4.3 . . .	56
B.3 Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 12, 13, 14 y 15 de en la tabla 4.3 .	56
B.4 Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 18, 19 y 20 de en la tabla 4.3 . . .	57
C.1 Sismo con fecha 9 de septiembre de 1997, ondas P y S . . . . .	59
C.2 Sismo con fecha 9 de septiembre de 1997, polaridades . . . . .	60
C.3 Sismo con fecha 10 de febrero de 2005, ondas P y S . . . . .	60

---

C.4	Sismo con fecha 10 de febrero de 2005, polaridades . . . . .	61
C.5	Sismo con fecha 18 de mayo de 2010, ondas P y S . . . . .	61
C.6	Sismo con fecha 18 de mayo de 2010, polaridades . . . . .	62
C.7	Sismo con fecha 20 de mayo de 2010, ondas P y S . . . . .	62
C.8	Sismo con fecha 20 de mayo de 2010, polaridades . . . . .	63
C.9	Sismo con fecha 23 de mayo de 2010, ondas P y S . . . . .	63
C.10	Sismo con fecha 23 de mayo de 2010, polaridades . . . . .	64

# Lista de tablas

2.1	Tipos de redes y sus propósitos. Para zonas en donde ocurren sismos de magnitud mayor a 4, es recomendable contar con al menos un sensor de periodo largo o de banda ancha, <i>PC</i> = Periodo Corto, <i>BA</i> = Banda Ancha. (Havskov & Alguacil, 2002) . . . . .	10
4.1	Comparación entre el Modelo original (a la izquierda) y el Modelo mejorado (a la derecha) de capas planas usado en la localización. . . . .	38
4.2	Lista de eventos seleccionados. Significado de las abreviaturas usadas: HH = Hora, MM = Minuto, SS = Segundo, RMS = Error Cuadrático Medio, Erlat = Error en Latitud, Erlon = Error en Longitud y Erprof = Error en Profundidad. . . . .	40
4.3	Parámetros correspondientes a los Mecanismos Focales realizados para los 20 sismos con magnitudes superiores a $M_d = 3.0$ . . . . .	43

# Lista de símbolos

$\alpha$	Velocidad de las ondas P
$\beta$	Velocidad de las ondas S
$\lambda$ y $\mu$	Constantes de Lamé, $\mu$ coeficiente de rigidez
$\kappa$	Módulo de compresibilidad
$\rho$	Densidad
$\phi$	Azimuth
$\delta$	Buzamiento
$\lambda$	Rake
$M_0$	Momento sísmico
$M_L$	Magnitud local
$M_c$	Magnitud de duración o de coda
$m_b$	Magnitud de ondas de cuerpo
$M_s$	Magnitud de ondas superficiales
$M_w$	Magnitud de momento
$I_H$	Ángulo de incidencia en el hipocentro
$\Phi_f$	Azimuth de la estación desde el foco

# Resumen

En esta tesis se analiza la actividad sísmica en el Estado de Hidalgo, México del catálogo del Servicio Sismológico Nacional (SSN). El objetivo es conocer la tectónica predominante de esta región usando registros digitales de sismos intraplaca recientes. Se relocalizaron los eventos sísmicos recopilados en el periodo de 1997 a 2010. Obteniéndose además un modelo de corteza mejorado, que puede ser empleado para eventos sísmicos en los alrededores del área seleccionada. Así también, se realizaron 4 mecanismos focales compuestos de algunos eventos seleccionados. Obteniéndose una distribución heterogénea, pero representativa de las fuentes sísmicas que ocurren en el Estado de Hidalgo. Esta sismicidad está relacionada directamente con los sistemas de fallas existentes en la entidad, especialmente en la porción centro-sur del estado. Presentándose alineaciones espaciales asociadas con los sistemas *NW – SE* y *E – W* predominantes en el Estado.

Lo anterior sugiere que las extensiones este-oeste y norte-sur podrían estar ocurriendo simultáneamente en esta región, por lo que deberán realizarse proyectos de investigación geocientífica en el Estado de Hidalgo y aquellos estados ubicados en la FVTM que han presentado sismicidad local relevante en tiempos históricos. Éstos trabajos serían de apoyo en la realización de mapas de peligros y riesgos sísmicos confiables.

# Abstract

This thesis analyzes seismic activity in the State of Hidalgo, México from the National Seismic Service (SSN). The objective is to know the predominant tectonic of this region using recent digital records of intraplate earthquakes. The seismic events were relocalized collected in the period from 1997 to 2010. Getting in addition an improved cortex model, that can be used for seismic events in the surroundings of the selected area. There were also, 4 composite focal mechanisms focal of some selected events. Obtaining a heterogeneous distribution, but representative of the seismic sources that occur in the State of Hidalgo. This seismicity is related directly with the systems of faults existing in the State, especially in the South-central portion of the State. Getting space alignments associated with systems *NW – SE* and *E – W* as predominant in the State.

This suggests that the East-West and North-South extensions could be occurring simultaneously in this region, so it should be made of geoscientific research projects on the State of Hidalgo and those located in the FVTM States that have submitted relevant local Seismicity in historical times. These works would be support in the implementation of hazard and earthquake risk maps reliable.

# Capítulo 1

## Introducción

A lo largo de la historia de México, diferentes fenómenos naturales han afectado de una u otra manera a los asentamientos instalados en su territorio. Uno de estos fenómenos son los sismos, los cuales desde tiempos prehispánicos, han sido vistos como fenómenos catastróficos y destructores; desafortunadamente, esta percepción no es muy diferente en nuestros días. No obstante ésto, se trabaja arduamente para cambiar esta perspectiva en los hechos y en el sentir de la población.

Actualmente, existen mejores equipos y sistemas para registrar sismos; además, existen el *software* y el *hardware* adecuados para poder analizar mayor cantidad de información de manera mas rápida y eficiente. Todo ésto, ha propiciado la realización de diversos experimentos y proyectos, que han aportado en su conjunto un mayor y mejor entendimiento del fenómeno sísmico.

*Grosso modo*, se tienen identificadas las principales zonas en donde ocurren los sismos en México. Los sismos más numerosos en los catálogos y con mayores magnitudes son los llamados de subducción, que ocurren en la frontera de las placas Rivera y de Cocos con la placa de Norteamérica. Sin embargo, también ocurren otros sismos aunque menos numerosos y poco estudiados que se localizan lejos de los contactos entre las placas llamados intraplaca; que como su nombre lo dice, son originados dentro de una placa y generalmente a profundidades someras; en el caso de México en la placa de Norteamérica. La sismicidad intraplaca representa la deformación interna de la placa. La ocurrencia de estos eventos sísmicos es poco frecuente y generalmente sus magnitudes son pequeñas, lo que ha dificultado su estudio.

En tiempos históricos, se tienen testimonios de que en nuestro país han ocurrido sismos intraplaca de magnitudes considerables que han ocasionado daños diversos. En la mayoría de estos casos, se debe a que esta actividad sísmica ocurre a profundidades someras y en la cercanía de estos eventos con ciudades del centro del país. Si se considera la actual densidad de población existente al día de hoy y la infraestructura alrededor de estos centros de población; el estudio de los eventos sísmicos intraplaca, es relevante; no solo



para comprender mejor el fenómeno sísmico, sino además como apoyo para la realización de análisis de riesgo sísmico, así como de políticas sobre el uso de suelo y planes de respuesta en caso de desastre.

La ocurrencia aislada espacial y temporal de sismos intraplaca limita su estudio al análisis de los registros de la actividad generada en un área determinada.

Al generarse un sismo o un enjambre sísmico de estas características, el Instituto de Geofísica (IGF) de la UNAM realiza la rutinaria aunque demandante labor de trasladar equipo y personal especializado para la instalación de una red local de sismómetros alrededor de la zona epicentral, en el menor tiempo posible. Desafortunadamente, para cuando este procedimiento es llevado a cabo, pueden pasar varias horas o incluso días en algunos casos; entonces, desde el inicio de la actividad transcurre tiempo valioso durante el cual puede no haber registros instrumentales de alguna porción importante de la actividad que se ha generando, dado que ésta es mayoritariamente de magnitudes pequeñas. Por esta razón; sería deseable contar con los suficientes recursos para mejorar este tiempo de respuesta, además de simultánea y paulatinamente aumentar considerablemente el número de estaciones sismológicas permanentes a lo largo del territorio nacional, así como para actualizar y mejorar paulatinamente los equipos, sin descuidar su mantenimiento preventivo y correctivo. Hay que reconocer que en los últimos años la cobertura de la red de banda ancha ha aumentado notablemente; sin embargo, aún se debe incrementar el número de estaciones sismológicas en el territorio nacional. Así, se tendría un monitoreo adecuado de la actividad que se genera y al mismo tiempo, se mejoraría la cobertura de estas zonas sismogénicas, con el fin de conocer a detalle el peligro y/o el riesgo sísmicos que representan.

Es en una zona del centro de la Faja Volcánica TransMexicana (FVTM) en donde este trabajo se enfoca, específicamente en una región sismogénica ubicada en el centro del Estado de Hidalgo, aproximadamente a 100 *km* al norte de la Ciudad de México.

Las principales razones para la elección de esta región fueron:

- a pesar de presentar actividad sísmica relevante, se trata de una región que ha sido poco estudiada en relación a otras zonas sísmicas (costa del Pacífico);
- su ubicación en el centro del país;
- haber presentado actividad sísmica reciente e importante en diferentes ocasiones durante el transcurso del siglo pasado y en el inicio del presente;
- además, contar con datos digitales para todos los eventos analizados.

En el presente trabajo se considera el catálogo de sismos intraplaca ocurridos entre 1997 y 2010 registrados por el SSN. Se considera la cobertura actual de las redes del SSN. Se considera obtener mecanismos

focales compuestos de primeros arribos.

El análisis de estos datos en el presente trabajo tiene el objetivo de conocer la tectónica predominante de esta región usando registros digitales de sismos intraplaca recientes.

En el Estado de Hidalgo, como otros estados del país, existe una creciente población; por otra parte, su cercanía a otros importantes centros de población e industriales, así como a diversas obras de infraestructura (de comunicaciones, hidráulicas, energéticas, sanidad, etc.) dentro y en las cercanías de esta área; hacen deseable conocer el potencial sísmico de esta zona.

## Capítulo 2

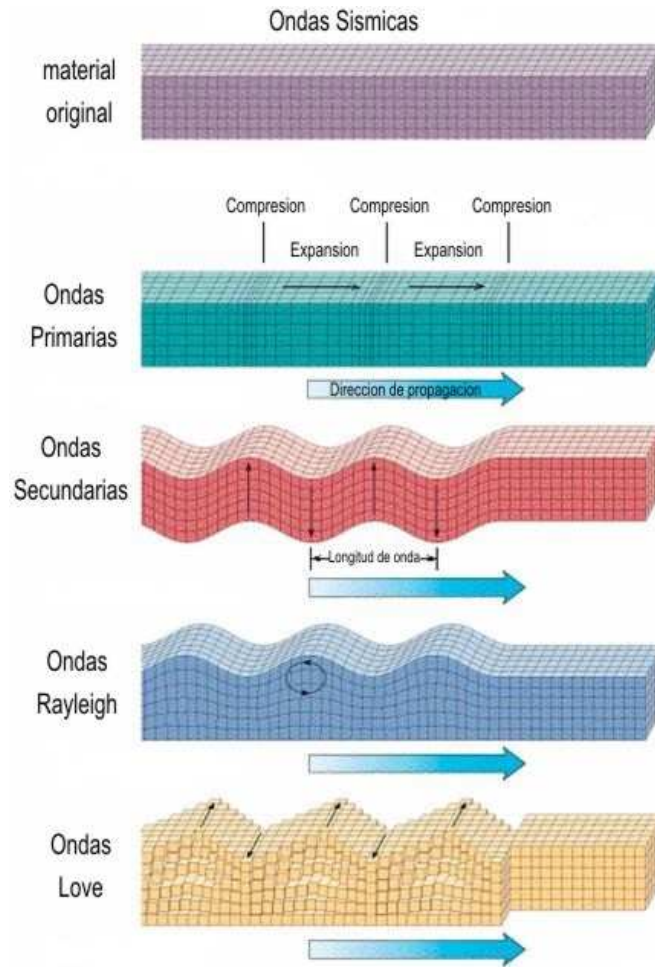
# Fundamentos de Sismología

La sismología (del griego  $\sigma\epsilon\iota\sigma\mu\acute{o}\varsigma$  = terremoto, y  $\lambda\acute{o}\gamma\omicron\varsigma$  = estudio de) es el estudio científico de las vibraciones mecánicas de la Tierra (Aki & Richards, 2002). Se encarga de estudiar la generación, propagación, y registro de las ondas elásticas en la Tierra (y otros cuerpos celestes) (Lay & Wallace, 1995). La sismología es una ciencia comparativamente nueva que ha sido estudiada cuantitativamente por apenas alrededor de 100 años; a lo largo de este breve periodo de tiempo ha aportado una diversidad de conocimientos; entre otros, la composición y estructura de nuestro planeta.

### 2.1 Ondas Sísmicas

A través de las capas que componen la Tierra viajan las ondas sísmicas generadas por los sismos. Las ondas sísmicas pueden dividirse en:

- Ondas de cuerpo, las cuales se propagan a través del interior de la Tierra. Que pueden dividirse a su vez en:
  - ondas longitudinales u ondas P (primarias).
  - ondas transversales (o de cortante) u ondas S (secundarias).
- Ondas superficiales, las cuales se propagan a largo de alguna superficie. Éstas consisten en:
  - ondas Love (LQ) y ondas Rayleigh (LR), que siguen la superficie libre de la Tierra.
  - ondas Stoneley, que siguen una superficie de discontinuidad en el interior de la Tierra.
  - ondas canales, se propagan a lo largo de alguna capa de menor velocidad en el interior de la Tierra.



**Figura 2.1:** Movimiento de partículas de roca (flechas pequeñas) que yacen en la trayectoria de las ondas P, S, Love y Rayleigh.

## 2.2 Ecuación de movimiento

Si suponemos un sólido infinito perfectamente elástico, lineal, homogéneo e isótropo, en donde las fuerzas que dependen del volumen son nulas, y en el que los esfuerzos y las deformaciones son infinitesimales. Podemos escribir la ecuación de movimiento:

$$\rho \ddot{\mathbf{u}} = (\lambda + 2\mu)\nabla(\nabla \cdot \mathbf{u}) - (\mu\nabla \times \nabla \times \mathbf{u}) \quad (2.1)$$

$\lambda$  y  $\mu$  son las constantes de Lamé,  $\rho$  es la densidad.

De la ecuación 2.1 se derivan las expresiones de velocidad para las ondas P:

$$\alpha = \sqrt{\frac{\kappa + \frac{4}{3}\mu}{\rho}}$$

y para las ondas S:

$$\beta = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}}$$

en donde:

$\rho$  = densidad

$\kappa$  = módulo de compresibilidad ( $\kappa = \lambda + \frac{2}{3}\mu$ )

$\mu$  = coeficiente de rigidez

De estas relaciones, es claro que  $\alpha > \beta$  (para  $\lambda \approx \mu$ ,  $\alpha \approx \sqrt{3}\beta$ ); así que las ondas P son más rápidas y por lo tanto arriban más rápido que las ondas S. Además, es importante hacer notar que, las velocidades de las ondas P y S dependen directamente de las propiedades del medio por el que se propagan.

## 2.3 Sismometría

La teoría de las ondas elásticas explica como la Tierra vibra con las ondas sísmicas que pasan a través de ella y su superficie. Un análisis cuantitativo de estas perturbaciones sísmicas requiere que las vibraciones sean registradas instrumentalmente.

La instrumentación sísmica debe:

1. ser capaz de detectar vibraciones transitorias con un marco de referencia móvil (dado que el instrumento se mueve con la Tierra, mientras ésta es sacudida);
2. operar continuamente, con una capacidad de detección muy sensible con tiempo absoluto, tal que el movimiento del terreno pueda ser grabado como una función del tiempo, produciendo un *sismograma*;
3. tener una respuesta lineal totalmente conocida del movimiento del terreno, o calibración instrumental, lo que permite al registro sísmico ser correctamente relacionado a la amplitud y contenido de frecuencias del causal movimiento del terreno.

Tal sistema de grabación es llamado *sismógrafo*, y el sensor del movimiento del terreno que convierte



**Figura 2.2:** Estación sismológica de banda ancha (sismógrafo) portátil del SSN.

los movimientos del terreno en alguna forma de señal es llamado, *sismómetro*, o *geófono* en sismología de exploración. El diseño y desarrollo de sistemas de registro sísmico es llamado sismometría.

El primer verdadero sismógrafo, que registró el movimiento relativo de un péndulo y la Tierra como función del tiempo, fue construido por Filippo Cecchi en Italia en 1875. A partir de entonces, muchos instrumentos han sido desarrollados, casi todos basados en el concepto de un péndulo inercial (Lay & Wallace, 1995).

En sismometría, es necesario el uso de diferentes instrumentos para entender los procesos dinámicos de la Tierra, a continuación se presenta un panorama general de los equipos usados actualmente:

- **gravímetros**, para ubicar desplazamientos causados por procesos muy largos en el tiempo, como cambios gravitacionales asociados con una redistribución de masa;
- **inclinómetros o sensores de deformación**, se han desarrollado para detectar desplazamientos graduales a largo de fallas y sobre o cerca de volcanes;
- **acelerómetros**, de sensibilidad limitada que proveen registros de sismos grandes;
- **sismógrafo de periodo corto**, registran arribos de ondas de cuerpo de alta frecuencia, señales usadas para la localización de sismos; además, los primeros arribos de la onda P son usados para el cálculo de los mecanismos focales;

- **sismógrafo de periodo largo**, permite analizar ondas superficiales; estudiar detalladamente propiedades de la fuente y modelar las formas de onda;
- **sismógrafo de banda ancha**, de sensibilidad útil sobre un rango amplio de frecuencias.
- **GPS**(Global Positioning Satellite) y **VLBI** (Very Long Baseline Interferometry), permiten medir directamente movimientos tectónicos.

### 2.3.1 Redes sismológicas

Una red sismológica, es un conjunto determinado de estaciones sismológicas que funcionan en conjunto para el registro de datos y su posterior análisis, las señales generadas por cada estación sismológica son transmitidas en tiempo real por cable o enlace de radio a una estación central de registro; en donde, todos los datos son grabados con tiempo absoluto.

Actualmente, dados los avances en las comunicaciones, las redes sismológicas no están limitadas a ser locales, sino también regionales o globales (ver tabla 2.1). Las diferencias entre ellas, ya no tienen que ver el tiempo de transferencia de datos, precisión en el tiempo, o el tiempo que transcurre entre la adquisición de los datos y su análisis; sino en el alcance de las investigaciones, la resolución espacial y calidad de los datos en términos de contenido de frecuencias y rango dinámico.

Se ha observado, que el objetivo fundamental de todas las redes sismológicas es ser capaz de localizar eventos sísmicos, ya sean locales o globales. Posteriormente, analizando esta información, se puede tener: magnitud, determinación de los parámetros de la fuente, estudios del interior de la Tierra y análisis de riesgo sísmico; aunque, existen otros aspectos en donde su utilidad ha sido probada ampliamente: monitoreo volcánico para la predicción de erupciones; monitoreo de sismicidad inducida en presas, grandes minas y campos geotérmicos; monitoreo de explosiones, de manera muy particular, explosiones nucleares subterráneas; y alarmas sísmicas. Mientras que la localización de sismos requiere solamente de sismómetros de periodo corto, otras tareas de investigación pueden requerir uno o más sismómetros de periodo largo o de banda ancha.

Tipo de red / propósito	Distancia [ <i>km</i> ]	Rango de Frecuencia (Típico y extremo)			Sensor
Sismos en minas	10	5	–	2000	Geófono, acelerómetro
Sismicidad inducida en presas		50	–	100	Geófono, PC, acelerómetro
Monitoreo volcánico	30				Geófono, PC, BA
Monitoreo de movimientos fuertes	1000	0	–	100	Acelerómetro
Sismicidad local	100	0.1	–	100	Geófono, PC, acelerómetro
Sismicidad regional	1000	0.01	–	50	Todos los tipos
Sismicidad global	Todas	0.0001	–	20	Todos los tipos (dependiendo de un propósito específico)
Estudios de refracción	2000	1	–	20	PC, geófono
Estructura de la Tierra	Todas		Todas		BA
Monitoreo para la verificación del Tratado de Prohibición Completa de Ensayos Nucleares	Todas				PC, BA

**Tabla 2.1:** Tipos de redes y sus propósitos. Para zonas en donde ocurren sismos de magnitud mayor a 4, es recomendable contar con al menos un sensor de periodo largo o de banda ancha, *PC* = Periodo Corto, *BA* = Banda Ancha. (Havskov & Alguacil, 2002)

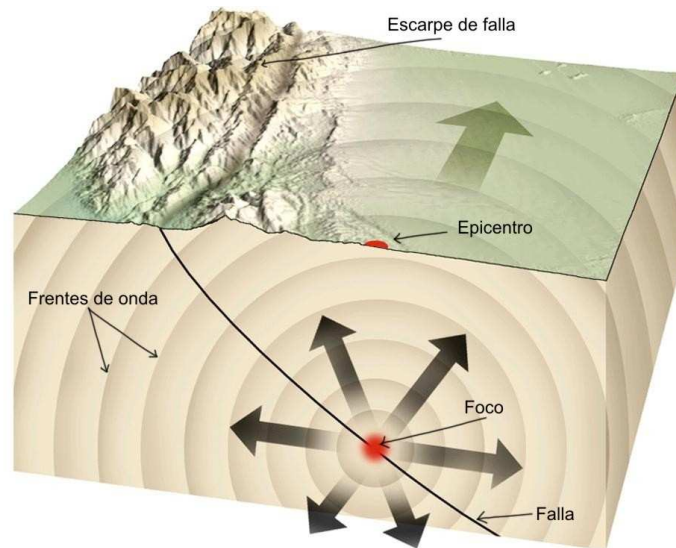
## 2.4 Parámetros de la fuente y su determinación

Una fuente sísmica es el lugar en donde se origina un sismo. Una fuente de ondas sísmicas está definida por los siguientes parámetros:

1. ubicación geográfica, la longitud y latitud del epicentro (punto en la superficie de la Tierra localizado verticalmente sobre la fuente).
2. La profundidad de la fuente, o la profundidad focal (la fuente misma es llamada el *foco* o *hipocentro*).
3. El tiempo del evento, o el tiempo de origen de las ondas sísmicas (llamado tiempo de origen).
4. El tamaño del evento: magnitud o energía de las ondas sísmicas.

Para calcular los parámetros del 1 al 3, sólo se necesitan mediciones de tiempo (tiempos de arribo de las ondas sísmicas en varias estaciones sismológicas). Estos parámetros se denominan cinéticos. Mientras que para el parámetro número 4 se requiere medidas de amplitudes y periodos. Este parámetro se denomina dinámico.





**Figura 2.3:** Foco y epicentro de un sismo. El foco es la zona del interior de la Tierra donde se produce el desplazamiento inicial. El epicentro es el punto de la superficie que está directamente encima del foco.

Para la determinación del epicentro se pueden usar:

- una sola estación con tiempo; si se cuenta con:
  - distancia; se calcula obteniendo la diferencia en tiempo entre distintas fases, usualmente,  $S - P$  usando

$$D = \frac{t_s - t_p}{\sqrt{3} - 1} \alpha$$

ó de manera simplificada (asumiendo  $\alpha = 5.86 \text{ km/s}$ )

$$D = (t_s - t_p) \times 8.0 \text{ [km]}$$

- azimuth; que es la dirección desde la estación a la fuente, se determina observando las señales de una estación con 3 componentes ( $N - S$ ,  $E - W$  y  $Z$ ), de las cuales usamos las primeras dos que son las componentes horizontales, de las cuales dependiendo su inflexión al momento de llegar las ondas, podemos saber la dirección de la fuente.
- una vez que se cuenta con la distancia, el tiempo de arribo de las ondas P y S, se puede calcular el tiempo de origen. Comparando las diferencias de tiempos de arribo, con curvas de tiempo de viaje, que cuentan con dos ejes, uno de tiempos y otro de distancias.
- muchas estaciones con tiempo; en donde se usan los tiempos de arribo de diferentes fases (principalmente de ondas P y S), y se introducen en un programa usando de manera general el Método de Geiger, en donde se hacen iteraciones con valores iniciales determinados por el usuario, hasta

obtener una solución con errores mínimos y que satisfaga los valores iniciales introducidos (lecturas de tiempos de arribo de diferentes fases).

### 2.4.1 Intensidad y Magnitud

Históricamente, los sismólogos han utilizado varios métodos para obtener dos medidas fundamentalmente diferentes que describen el tamaño de un sismo: la intensidad y la magnitud. La *intensidad*, describe la potencia local de la sacudida del terreno, determinada por los daños a las estructuras y la percepción de la población que experimentó el sismo. La escala de intensidad de Mercalli modificada es la más usada actualmente (ver Apéndice A).

Con el desarrollo de los sismógrafos, se hizo evidente que una medición cuantitativa de un sismo basada en los registros sísmicos era más conveniente que los cálculos personales inexactos. La medición que se desarrolló, denominada *magnitud*, se basa en los cálculos que utilizan los datos proporcionados por los registros sísmicos (y otras técnicas) para calcular la cantidad de energía liberada en la fuente del sismo. Cinco escalas de magnitud son usadas hoy en día:  $M_L$ ,  $M_c$ ,  $m_b$ ,  $M_s$ , y  $M_w$ .

#### Magnitud local $M_L$

$M_L$  fue definida por Charles Richter en 1935. Se determinaba midiendo la máxima amplitud  $A$  registrada en un instrumento estándar, un sismógrafo Wood-Anderson. Richter notó que al graficar el logaritmo (base 10) de  $A$  contra la distancia  $\Delta$  para diferentes sismos generalmente mostraban un decaimiento similar. Esto sugería que una medición independiente de la distancia del tamaño de un sismo podía obtenerse con la compensación del logaritmo de  $A$  de un evento de referencia a la misma distancia.

$$M_L = \log A(\Delta) - \log A_0(\Delta) \quad (2.2)$$

donde  $A_0$  es la amplitud del evento de referencia, Richter eligió su sismo de referencia, con  $M_L = 0$ , tal que  $A_0$  era  $1 \times 10^{-3} m$  a una distancia epicentral de  $100 km$ . Usando el evento de referencia, tenemos:

$$M_L = \log A - 2.48 + 2.76 \log \Delta \quad (2.3)$$

donde  $A$  es la amplitud del desplazamiento en  $10^{-6} m$  y  $\Delta$  está en kilómetros. Esta fórmula es válida para  $10 < \Delta < 600 km$ . Sismos con  $M_L \leq 2.5$  son llamados *microsismos* y son raramente sentidos. Estimaciones individuales de  $M_L$  exhibirán variaciones. Sin embargo, un estimado estable puede obte-

nerse de promediar los resultados de diferentes estaciones.  $M_L$  en su forma original es raramente usada, dado que los instrumentos Wood-Anderson no son comunes y de que usando sensores de banda ancha es posible filtrar las señales para simular la respuesta de un Wood-Anderson. La escala de magnitud local es de especial utilidad en ingeniería sísmológica, dado que el periodo dominante de un instrumento Wood-Anderson ( $0.8s$ ) está cerca a los de muchas estructuras.  $M_L$  es importante porque todas las subsecuentes escalas de magnitud han sido ligadas a ella. Sin embargo, no es “portátil” dado que está basada en una relación amplitud contra distancia definida para el sur de California y depende de un instrumento raramente usado.

#### Magnitud de Coda $M_c$

Otro modo de para establecer el “tamaño” de un sismo, es determinando la duración del sismo registrado. Se usa generalmente cuando las amplitudes del evento no son confiables. A menudo, la duración  $TD$  está definida entre 5% por encima del ruido y el tiempo en el cual la señal tiene el mismo nivel del ruido. La magnitud es estimada usando la siguiente expresión:

$$M_c = \log TD + k_1 \log \Delta + k_2 \quad (2.4)$$

donde  $k_1$  y  $k_2$ , son constantes locales.

#### Magnitud de ondas de cuerpo $m_b$

Una escala de magnitud mas general usada para sísmología del globo es la magnitud de ondas de cuerpo, definida como:

$$m_b = \log(A/T) + Q(h, \Delta) \quad (2.5)$$

en donde  $T$  es el periodo dominante de las ondas medidas y  $Q$  es una función empírica de la distancia y la profundidad  $h$  del evento. La función  $Q$  incluye los detalles del comportamiento de la Tierra de la amplitud contra la distancia. La medición es normalmente hecha en los primeros ciclos del arribo de la onda P en el componente vertical de instrumentos de periodo corto, para los cuales el periodo dominante de la onda es usualmente de  $1s$ . Como con la magnitud local, las estimaciones de  $m_b$  para el mismo evento variarán entre las estaciones, con una valor de  $\pm 0.3$ . Un término de corrección de estación es frecuentemente usado en aquellas estaciones que constantemente dan valores de  $m_b$  mas bajos o mas altos.

### Magnitud de ondas de superficiales $M_s$

Otra escala es la de magnitud de ondas superficiales, que puede definirse como:

$$M_s = \log A_{20} + 1.66 \log \Delta + 2.0 \quad (2.6)$$

donde  $A_{20}$  es la amplitud de la onda superficial con periodo de 20s en micrómetros. Dado que sismos profundos no generan mucha amplitud en las ondas superficiales, esta ecuación se aplica solo a eventos someros.

La  $m_b$  y  $M_s$  fueron calibradas para concordar con la escala  $M_L$  para eventos pequeños en California. Sin embargo, no es posible alinear estas escalas para todos los tamaños de eventos. Esto se debe a que las escalas de magnitud son obtenidas a diferentes frecuencias y el contenido de frecuencias de los eventos cambia como una función del tamaño del evento. Además, todas estas escalas de magnitud tienen un problema llamado saturación, que consiste en que las amplitudes predichas a una determinada frecuencia nunca exceden un valor máximo. Valores observados de  $m_b$  empiezan a saturarse alrededor de  $m_b = 5.5$  y  $M_s$  se empieza a saturar a valores alrededor de  $M_s = 7.25$ . Por esta razón, es raro para  $m_b$  que exceda 6.0 o para  $M_s$  que exceda 8.0.

### Magnitud de momento $M_w$

La saturación de las escalas  $m_b$  y  $M_s$  para eventos grandes ayudó al desarrollo de la *magnitud de momento*  $M_w$  por Kanamori en 1977. La magnitud de momento está definida como:

$$M_w = \frac{2}{3} \log M_0 - 10.73 \quad (2.7)$$

donde  $M_0 = \mu \hat{d} A$  (donde  $\hat{d}$  es el deslizamiento promedio del movimiento de la falla, y  $A$  es el área de ruptura) es el momento sísmico medido en *dina-cm* ( $10^5 \text{ dina-cm} = 1 \text{ N}$ ; entonces  $10^7 \text{ dina-cm} = 1 \text{ N-m}$ ). La ventaja de la escala  $M_w$  es que está claramente relacionada a una propiedad física de la fuente y no se satura.

## 2.5 Mecanismo Focal

Un mecanismo focal es el resultado del análisis de las formas de onda generadas por un sismo y registrado por varios sismógrafos, un mecanismo focal es una representación de una esfera hipotética que rodea la región hipocentral con regiones claras y oscuras de la “esfera focal” mostrando las direcciones en donde las amplitudes de las ondas sísmicas son positivas y negativas, respectivamente. El mecanismo focal de un sismo proporciona información acerca de la geometría de la falla; es decir la orientación de la falla y la dirección del deslizamiento.

El estudio del mecanismo focal de los terremotos consiste en determinar los procesos físicos que han tenido lugar en el foco y permite obtener el estado de esfuerzos en la región focal. En general, se plantea como un problema inverso, dado que a partir de las observaciones de registros del sismo en diferentes estaciones, se deducen los parámetros que definen los procesos sísmicos ocurridos en el foco. Este planteamiento implica un conocimiento de las propiedades elásticas del medio, ya que el sismograma es el resultado de los procesos en el foco, combinados con el efecto de propagación a través de un medio elástico, como la Tierra, mas el instrumento utilizado para registrar el evento.

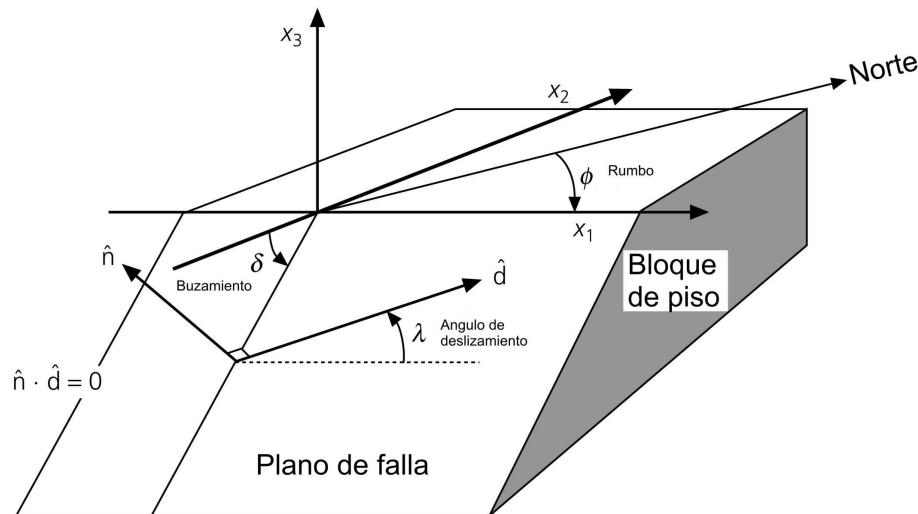
En general, los sismos están asociados a fallas en la corteza, por lo tanto, los modelos de fuente sísmica son modelos mecánicos que representan el fenómeno físico de la falla. Existen modelos de fuente sísmica cinemáticos y dinámicos. En los modelos cinemáticos el campo de desplazamientos se obtiene directamente del vector desplazamiento de la falla en función de las coordenadas de la falla y del tiempo, sin considerar el estado de esfuerzos. Los modelos dinámicos calculan el desplazamiento de la falla a partir del estado de esfuerzos que actúan en la región focal.

### 2.5.1 Geometría de una falla

Una falla es una discontinuidad de la corteza terrestre a lo largo de la cual se ha producido desplazamiento relativo entre los bloques. El plano de falla es la superficie a lo largo de la cual se produce la ruptura de la corteza terrestre y el desplazamiento de los bloques rocosos. Los sismos pueden ser idealizados como movimiento a través de una falla plana de orientación arbitraria.

La geometría de una falla es descrita en términos de la orientación del plano de falla y la dirección del deslizamiento a lo largo del plano. La geometría de este modelo se muestra en la Figura 2.4.

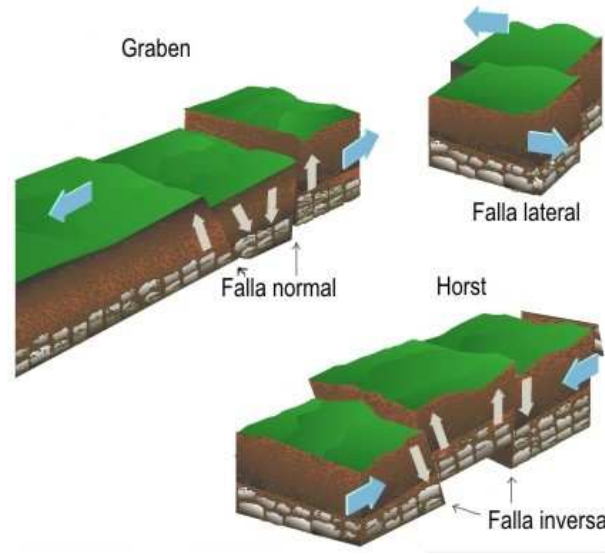
$\hat{n}$  es el vector normal del plano de falla.  $\hat{d}$  es el vector del deslizamiento, el cual indica la dirección del movimiento del bloque de techo. El eje  $x_1$  está en la dirección del rumbo de la falla, así que  $\phi$  es el rumbo (el azimuth de la falla desde el norte donde intersecta una superficie horizontal,  $0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$ ).



**Figura 2.4:** Esquema del bloque de piso de una falla, se pueden ver las convenciones para los parámetros de la falla: rumbo ( $\phi$ ), echado o buzamiento ( $\delta$ ), rake ( $\lambda$ ), y dirección del deslizamiento ( $\hat{d}$ ). El vector normal a la falla es  $\hat{n}$ .

El ángulo de buzamiento  $\delta$  da la orientación del plano de falla con respecto a la superficie ( $0^\circ \leq \delta \leq 90^\circ$ ). Para fallas que no son verticales, el bloque de abajo se denomina *bloque de piso*; el bloque de arriba se denomina *bloque de techo*. El ángulo de deslizamiento *rake*  $\lambda$  da el movimiento del bloque de techo con respecto al bloque de piso ( $0^\circ \leq \lambda \leq 360^\circ$ ). Este movimiento es llamado, lateral izquierdo para  $\lambda = 0^\circ$  (un observador, de pie en un lado de la falla, ve al otro bloque “moverse” a la izquierda); lateral derecho para  $\lambda = 180^\circ$  (un observador, de pie en un lado de la falla, ve al otro bloque “moverse” a la derecha); fallamiento normal para  $\lambda = 270^\circ$  (el bloque de techo se mueve hacia abajo); y fallamiento inverso para  $\lambda = 90^\circ$  (el bloque de techo se mueve hacia arriba). En general, las fallas inversas implican compresión horizontal en dirección perpendicular al rumbo de la falla; en el caso de una falla normal, implica extensión horizontal (ver Figura 2.5).

La mayoría de los sismos consisten en algún tipo de combinación de estos movimientos y tienen ángulos de deslizamiento entre estos valores. Nótese que los principales tipos de fallas pueden ser relacionados a las direcciones de los esfuerzos principales. La geometría de una falla real puede ser mucho más complicada. Tales eventos sísmicos pueden ser tratados como una superposición de los eventos más simples.



**Figura 2.5:** Diagramas que muestran: un graben (valle formado por el hundimiento de un bloque limitado por fallas normales); un horst (bloque alargado y elevado limitado por fallas inversas), y una falla lateral (izquierda en este caso). Las flechas azules muestran la dirección de los esfuerzos que originan el movimientos de los bloques.

### 2.5.2 Tensor de momento

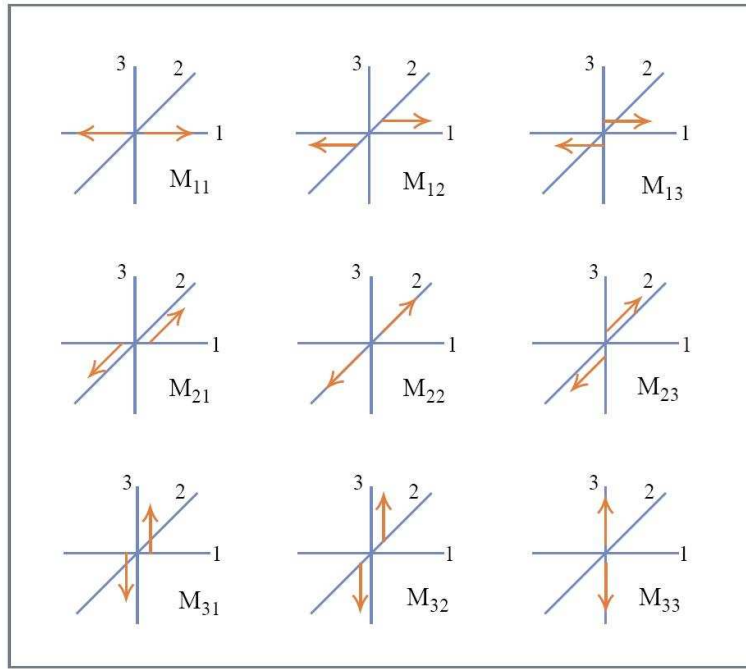
Para conocer las propiedades de la fuente de los desplazamientos sísmicos observados, la solución de la ecuación de movimiento puede ser separada de la siguiente manera:

$$u_i(\vec{x}, t) = G_{ij}(\vec{x}, t; \vec{x}_0, t_0) f_j(\vec{x}_0, t_0) \quad (2.8)$$

donde  $u_i$  es el desplazamiento,  $f_j$  es el vector de fuerzas; la función de Green  $G_{ij}$  representa los desplazamientos en el punto  $x$  que resulta de la aplicación de la función de fuerza unitaria en el punto  $x_0$ . Las fuerzas internas  $f$  actúan en direcciones opuestas,  $-f$ , a una distancia  $d$  para conservar el momento (par de fuerzas). Para la conservación del momento angular, también existe un par complementario que equilibra las fuerzas (doble par). Hay nueve diferentes pares de fuerzas como se ve en la Figura 2.6.

Se define el tensor de momento  $M$  como  $M_{ij}$  (ecuación 2.9), que representa un par de fuerzas opuestas apuntando en la dirección  $i$ , separadas en la dirección  $j$ . Su magnitud es el producto  $f d$  [ $Nm$ ], el cual es llamado momento sísmico.

$$M = \begin{bmatrix} M_{11} & M_{12} & M_{13} \\ M_{21} & M_{22} & M_{23} \\ M_{31} & M_{32} & M_{33} \end{bmatrix} \quad (2.9)$$



**Figura 2.6:** Los nueve diferentes pares de fuerzas que componen el tensor de momento.

$M$  es simétrico, es decir  $M_{ij} = M_{ji}$ .

Por ejemplo, el movimiento lateral derecho en una falla vertical orientada en la dirección  $x_1$  corresponde a la siguiente representación del tensor de momento.

$$M = \begin{bmatrix} 0 & M_{12} & 0 \\ M_{21} & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 & M_0 & 0 \\ M_0 & 0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.10)$$

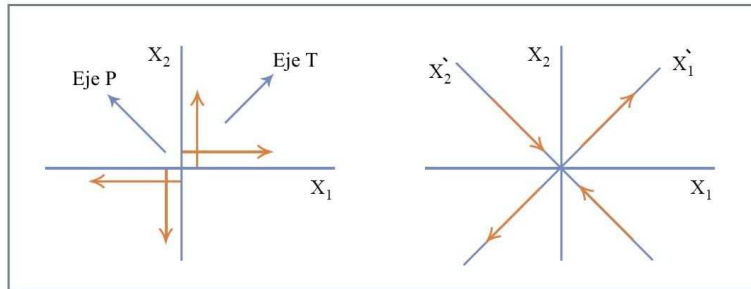
Siendo el momento sísmico escalar  $M_0 = \mu DA$ , donde  $\mu$  es el coeficiente de rigidez,  $D$  es el desplazamiento de la falla y  $A$  es el área de ruptura de la falla. Sin embargo, una falla y un deslizamiento en cualquier dirección pueden ser descritos con una rotación del tensor de momento en la ecuación 2.10.

Dado que el tensor de momento es simétrico, puede ser diagonalizado y rotado a un nuevo sistema coordenado para encontrar los ejes principales. Para el ejemplo del tensor de momento de la ecuación 2.10, los ejes principales están a  $45^\circ$  de los ejes originales  $x_1$  y  $x_2$  (Figura 2.7)

$$M' = \begin{bmatrix} M_0 & 0 & 0 \\ 0 & -M_0 & 0 \\ 0 & 0 & 0 \end{bmatrix} \quad (2.11)$$



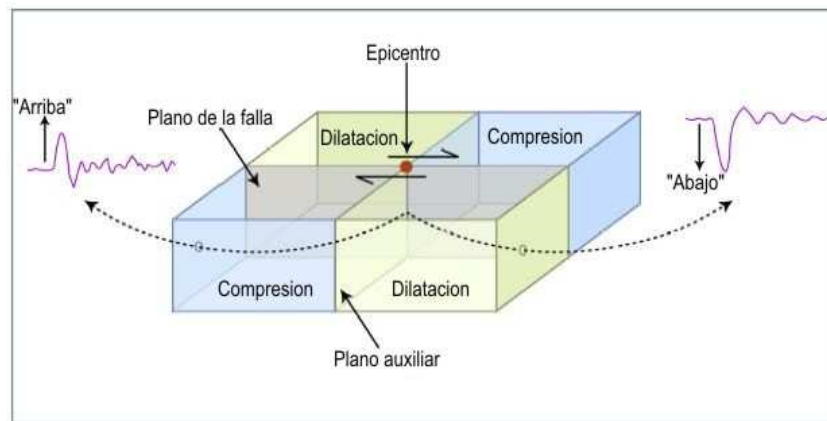
Los ejes principales se convierten en los ejes de tensión y presión. En la matriz 2.11 el eje  $x'_1$  es el eje de tensión,  $T$ ; y  $x'_2$  es el eje de presión,  $P$  (Figura 2.7).



**Figura 2.7:** Las fuerzas de doble par y su rotación con respecto de los ejes principales.

### 2.5.3 Primeros arribos

Para la elaboración de un mecanismo focal nos valemos del hecho de que las ondas sísmicas radiadas dependen de la geometría de la falla. El método más simple es el de los primeros arribos, o polaridad, de las ondas de cuerpo. La Figura 2.8 ilustra el concepto de primeros arribos para un sismo de deslizamiento lateral sobre una falla vertical.

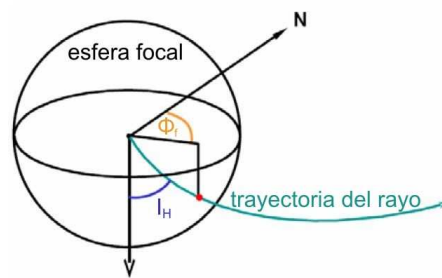


**Figura 2.8:** Relación entre los primeros arribos y la geometría de la falla.

El primer arribo es de compresión cuando la falla se “mueve” hacia la estación y dilatación cuando se “aleja” de ella. Un registro del componente vertical de un sismógrafo es hacia “arriba” para compresión y hacia “abajo” para dilatación. Un problema a notar es de que el primer arribo en un plano de falla es el mismo que en el plano auxiliar, el cual es perpendicular al plano de falla, así que los primeros arribos por sí solos no pueden resolver que plano es el que corresponde al plano de falla real. Ésta es una ambigüedad fundamental al momento de invertir observaciones sísmicas para modelos de falla; pero no se trata de un

defecto del modelo de doble par, sino que refleja el hecho de que ambas fallas producen exactamente los mismos desplazamientos sísmicos en el campo lejano. El plano de falla real se denomina, plano de falla, el otro es llamado plano auxiliar. Para diferenciarlos, es necesario contar con información geológica adicional, tales como la traza de una falla conocida, observaciones de movimiento del terreno o la distribución de réplicas.

La observación que se utiliza es la dirección del primer impulso de la onda P, medido en la componente vertical de varios sismogramas. Para corregir por el efecto de heterogeneidad de la Tierra, se introduce el concepto de esfera focal (esfera de radio unidad y con centro en el foco sísmico). Desde el foco las ondas se propagan hasta la superficie de la Tierra, de acuerdo con las ecuaciones obtenidas para un medio elástico. Así, cada punto sobre la superficie de la Tierra, que viene determinado por sus coordenadas geográficas (latitud y longitud), se proyecta sobre la esfera focal, siguiendo la trayectoria del rayo hacia el foco que viene definida por sus coordenadas polares  $I_H$  y  $\Phi_f$  (Figura 2.9) siendo:



**Figura 2.9:** La trayectoria del rayo a un punto sobre la superficie de la Tierra tendrá un azimuth y un ángulo de incidencia  $\Phi_f$  y  $I_H$  respectivamente.

$I_H$  = ángulo de incidencia en el foco, se mide desde la vertical y varía entre  $0^\circ$  y  $180^\circ$ .

$\Phi_f$  = azimuth de la estación desde el foco: ángulo que forma la dirección del rayo con el norte geográfico, medido en sentido horario, varía entre  $0^\circ$  y  $360^\circ$

El cálculo del ángulo de incidencia en el foco se hace en función de la estructura interna de la Tierra.

### 2.5.4 Representación Estereográfica del plano de falla

La geometría de la falla puede ser encontrada con la distribución de los datos sobre una esfera alrededor del foco (esfera focal). Una proyección estereográfica es una semiesfera en un plano. La construcción gráfica es una red estereográfica (Figura 2.10).

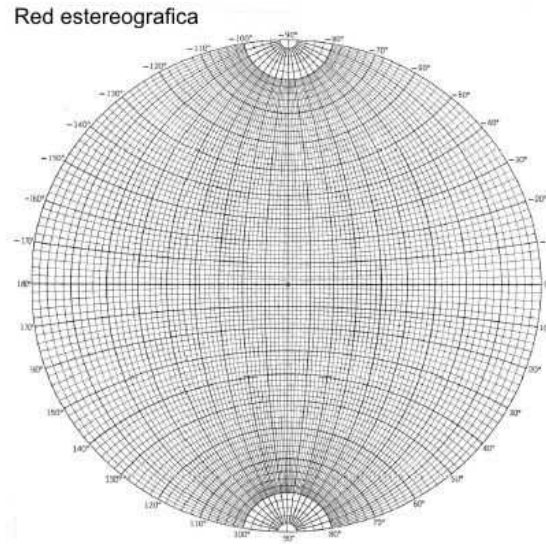


Figura 2.10: Una red estereográfica puede mostrar una semiesfera sobre una superficie plana.

Usando la red estereográfica, podemos obtener la proyección. La figura 2.11 ilustra la proyección estereográfica.

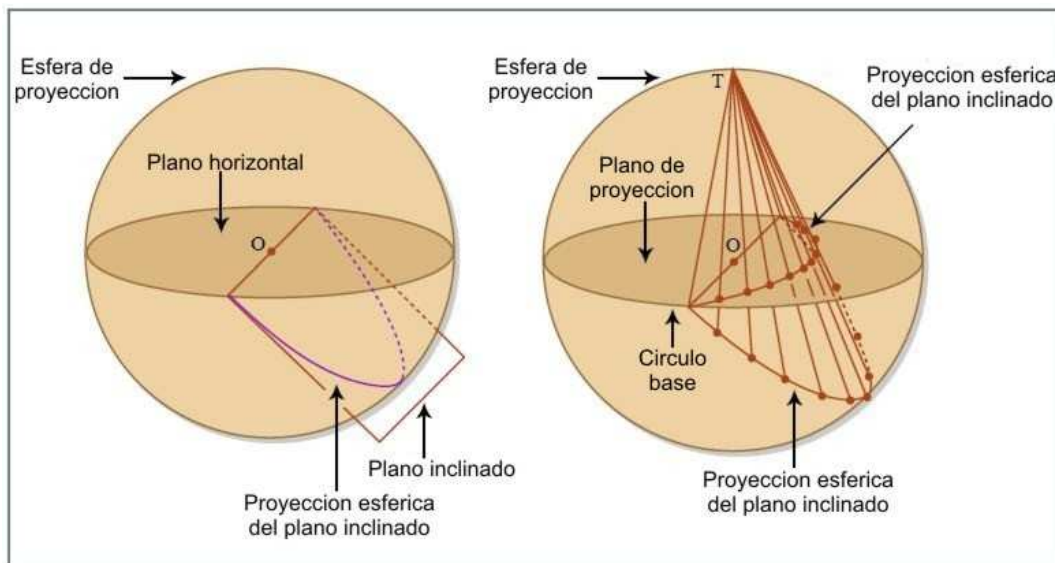
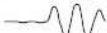

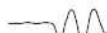






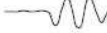
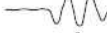

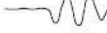
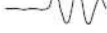


Figura 2.11: Proyección estereográfica.

Se pueden trazar planos perpendiculares a un plano dado, rotando la red estereográfica y encontrando el punto sobre el ecuador  $90^\circ$  desde la intercepción del plano con el ecuador. Cualquier plano a través de este punto puede ser perpendicular a este plano.

Con esta información se pueden graficar los datos sobre una proyección estereográfica de una semiesfera. Representaremos los datos de cada estación sismológica con uno de tres símbolos: un círculo blanco ( $\circ$ ) si el primer arribo de la onda P fue hacia abajo, un círculo negro ( $\bullet$ ) si el primer arribo fue hacia arriba, o una x ( $\times$ ) si el primer arribo fue muy débil para poder diferenciarlo. Para cada estación el símbolo es colocado a lo largo de una línea que se extiende desde el centro del gráfico hacia el azimuth de la estación relativo al hipocentro del sismo  $\phi_f$ , y el ángulo de incidencia define la distancia angular desde el centro del gráfico a el símbolo  $I_H$ . En el ejemplo de la Figura 2.12, el símbolo asociado con la estación A está  $60^\circ$  del centro del gráfico a lo largo de una línea dirigida hacia el azimuth  $50^\circ$ .

Est.	Onda P	simbolo	Est.	Onda P	simbolo	Est.	Onda P	simbolo
A		$\bullet$	F		$\circ$	K		$\circ$
B		$\times$	G		$\times$	L		$\times$
C		$\bullet$	H		$\bullet$	M		$\bullet$
D		$\circ$	I		$\circ$	N		$\bullet$
E		$\circ$	J		$\bullet$			

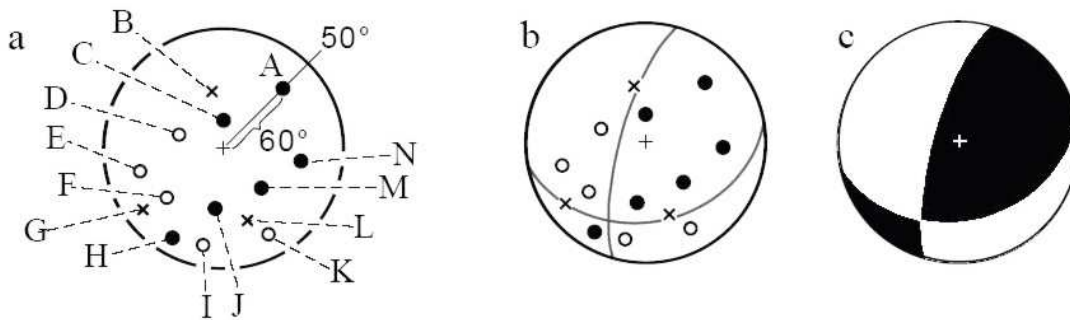
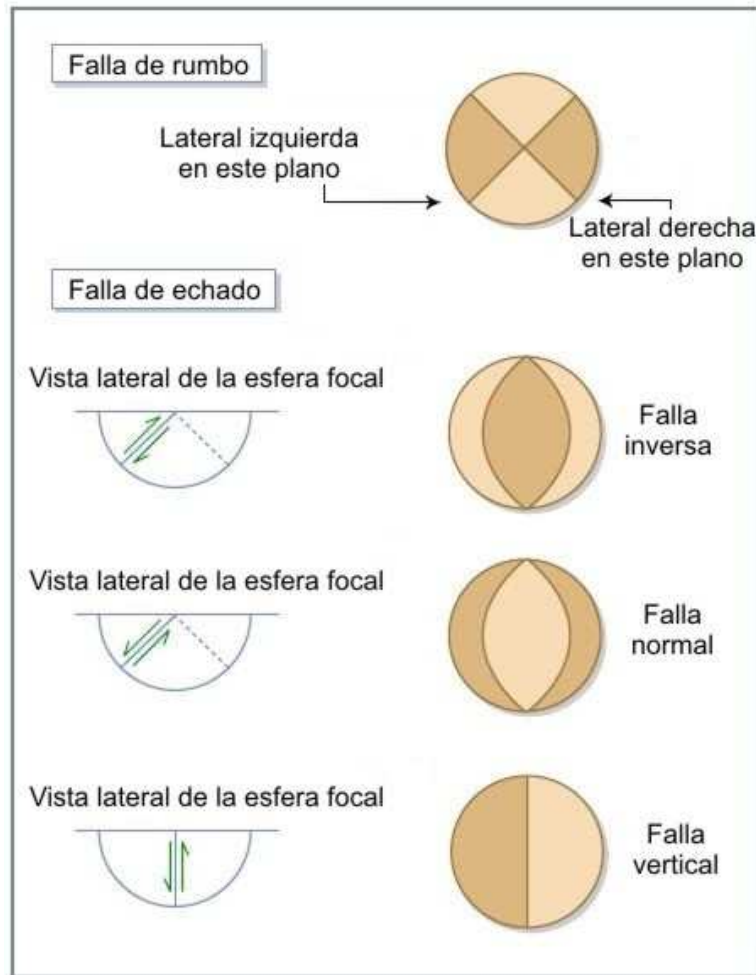


Figura 2.12: Ejemplo de realización de un mecanismo focal.

Después de que todos los datos de primeros arribos son graficados (diagrama “a” de la Figura 2.12), se identifican dos arcos sobre la red estereográfica que representan dos planos que son perpendiculares, que separan los círculos blancos de los negros, y que pasan cerca o por encima de los símbolos x (diagrama “b”). Éstos son los planos nodales, uno de los cuales coincide con la falla geológica. Finalmente, se rellenan los cuadrantes de acuerdo a la convención, siendo la región negra la que contiene los primeros arribos de la onda P compresionales, y la región blanca la que contiene los primeros arribos de la onda P dilatacionales (diagrama “c”) (Cronin, 2004).

Ahora, podemos obtener los mecanismos focales para sismos con varias geometrías de fallas. La Figura 2.13 muestra varios mecanismos focales ideales.



**Figura 2.13:** Mecanismos focales de diferentes tipos de fallas. Los cuadrantes compresionales se muestran sombreados.

La ventaja de esta técnica es su sencillez y la poca información necesaria del sismograma, basta con la lectura de la polaridad, lo que permite la utilización de los registros aunque estén saturados. Para distinguir cual de los planos es el plano de falla real, se deben buscar evidencias en el terreno, observar la distribución preferencial de las réplicas, o analizar señales sísmicas de periodo corto para resolver cualquier efecto de limitación de la fuente.

Otra herramienta útil, ante la falta de información, son los mecanismos focales compuestos. Los cuales usan conjuntos de eventos sísmicos cercanos entre si, espacial y temporalmente; de ahí se asume que entre ellos tendrán patrones de radiación muy similares. De lo anterior se sugiere que, es posible calcular un bien restringido mecanismo focal compuesto para una colección determinada de eventos. Para generarlo, se usan las observaciones de las polaridades de todos los eventos agrupadas para generar un

solo mecanismo focal. El mecanismo focal así obtenido podría dar información más precisa acerca de las orientaciones de los planos nodales y direcciones de deslizamiento, sin embargo los parámetros dinámicos solo serán un promedio de los eventos que hayan sido recopilados.

Como hemos podido ver en esta última parte, el modelo mas simple para representar la fuente sísmica es el de una fuente puntual, en el que todos los procesos se reducen a un punto: el foco sísmico. En los modelos cinemáticos la fuente sísmica se representa por una falla o dislocación con una discontinuidad en los desplazamientos pero no en los esfuerzos. En el caso de una dislocación de cizalla, el problema del cálculo del mecanismo consiste en determinar la orientación del deslizamiento sobre el plano de falla o si utilizamos un sistema de fuerzas equivalentes representadas por la orientación de un doble par sin momento resultante, o la orientación de los ejes principales de esfuerzos (ejes de presión  $P$  y tensión  $T$ ). Estos parámetros, junto con la función temporal de la fuente sísmica, representan el mecanismo focal de un terremoto. Si se supone que la fuente sísmica no corresponde a un doble par, el problema del cálculo del mecanismo consiste en determinar los 6 componentes del tensor de momento sísmico  $M_{ij}$ .

Modelos más realistas, tienen en cuenta las dimensiones de la fractura y utilizan fuentes extensas para representar el foco. En este caso, a los parámetros anteriores hay que añadir las dimensiones de la falla, que vienen dadas por el radio  $r$  si se trata de una falla circular, o por la longitud  $L$  y la anchura  $O$ , si el modelo corresponde a una falla rectangular. El momento sísmico escalar,  $M_0$ , proporciona una medida del tamaño del sismo y permite obtener el deslizamiento  $\hat{d}$ .

# Capítulo 3

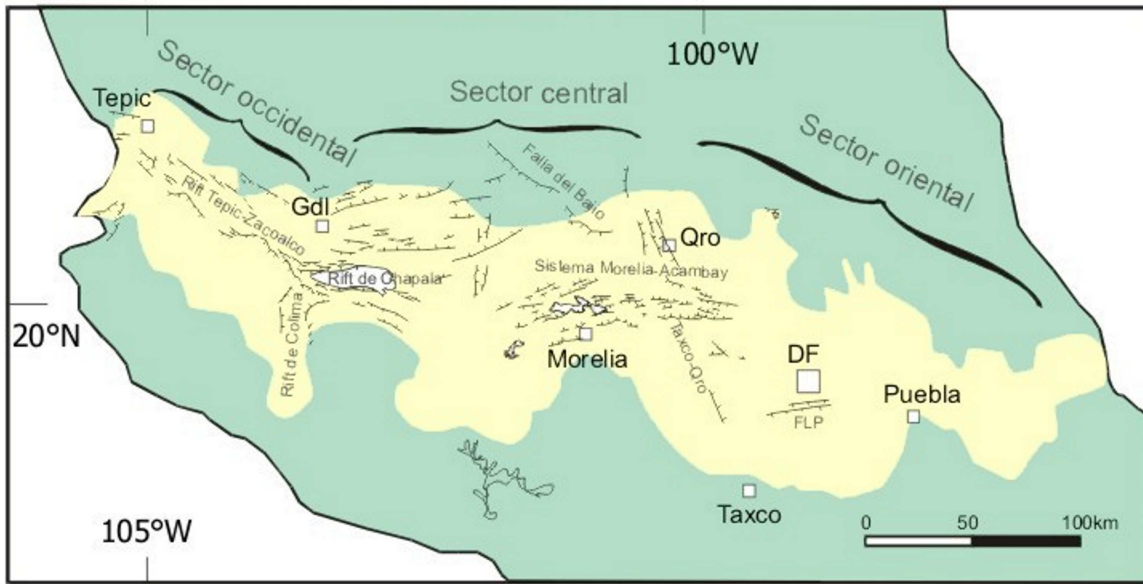
## Antecedentes

La Faja Volcánica TransMexicana (FVTM), es un arco volcánico activo constituido por cerca de 8000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos. La FVTM atraviesa el país entre  $\sim 19^\circ$  y  $21^\circ N$ , tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud variable entre un máximo de 200 km en la región del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y un mínimo de 65 km en las regiones de Chapala y Morelia, que corresponden también a las áreas con menor aporte magmático del arco. La FVTM es resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos por debajo de la placa Norteamérica a lo largo de la parte norte de la Trinchera Meso-americana. (Ego & Ansan, 2002). Este arco volcánico, ha estado activo desde el Mioceno tardío (10 – 9 Ma), con volcanismo importante durante el Plioceno inferior (5 – 3 Ma) y el Cuaternario. (Ego & Ansan, 2002; Ferrari et al., 2000).

### 3.1 Aspectos Geológico, Geodinámico y Tectónico

La FVTM se distribuye con una dirección preferencial *E – W* en su parte central y oriental, *WNW – ESE* en su parte occidental. Esto sugiere que su localización está controlada por la geometría de la placa (Ego & Ansan, 2002). A lo largo del arco, los volcanes están distribuidos en una dirección oblicua con respecto a la Trinchera Mesoamericana con un ángulo de  $\sim 16^\circ$ , como resultado de la variación de la placa en subducción. En particular, la zona de Wadati-Benioff que define la placa de Rivera por debajo del bloque Jalisco tendría un ángulo de  $\sim 56^\circ$  (Hurtado Díaz, 2005), se volvería más somero en correspondencia de Michoacán hasta volverse subhorizontal en Guerrero y Oaxaca. El ángulo aumentaría otra vez en correspondencia de la región ístmica y centroamericana. Sin embargo, los sismos son casi ausentes por debajo de la FVTM, lo que deja mucha incertidumbre sobre la geometría de la placa en subducción en esta región. El análisis de los eventos recopilados en el catálogo sísmico del Servicio Sismológico Nacional

sugiere que la placa podría hundirse con alto ángulo en correspondencia de la FVTM.



**Figura 3.1:** Principales sistemas de fallas con edades inferiores a los 10 Ma que afectan a la Faja Volcánica Transmexicana (Área clara en el centro del mapa). Nótese la ausencia de fallamiento en la parte oriental de la FVTM. (Modificada de Ferrari (2000))

Datos gravimétricos indican que el espesor cortical de la placa superior es máximo en la parte oriental de la FVTM, donde llega a los 50 km. Hacia el occidente el espesor disminuye considerablemente, hasta llegar a 28 km en Arteaga, al suroeste del campo volcánico Michoacán-Guanajuato.

La deformación en la placa superior se concentra principalmente a lo largo de los sectores occidental y central de la FVTM. Una tectónica transcurrente y/o transtensional caracteriza estas regiones en el Mioceno medio y tardío (Ferrari, 2000). Sin embargo, desde finales del Mioceno, ha actuado una extensión casi perpendicular al arco volcánico. Suter et al. (1992, 1995a,b) han documentado en detalle la extensión intra-arco reciente y activa en la parte central de la FVTM, calculando tasas de extensión entre 0.07 y 0.04 mm/año. De manera similar, en la parte occidental de la FVTM, se ha reconocido una extensión perpendicular al arco con tasas de extensión inferiores a 1 mm/año activa desde el Mioceno tardío (Ferrari, 2000). Se considera más probable que la tectónica extensional de la FVTM occidental estuvo relacionada con la reactivación de las fronteras del bloque Jalisco inducida por las fuerzas aplicadas en los límites de placas y, en particular, por la diferente geometría de las placas de Rivera y Cocos subducidas bajo esta parte de México (Ferrari, 2000).

La parte central de la FVTM, se extiende desde 102°W a 99°W. Se caracteriza por una red principal de fallas normales activas E – W del Cuaternario, con un componente lateral izquierdo, sísmicamente activas (Pasquare et al., 1988; Garcia-Palomo et al., 2000; Suter et al., 1992, 1995a,b, 1996, 2001). El área oriental del centro de la FVTM está activa con microsismicidad bien documentada (FIG) y está caracterizada por



deformación transtensiva, cuya extensión está orientada *NW – SE* y *NNW – SSE*. Además, la parte central de la FVTM está caracterizada por sismicidad extensional somera, en donde sismos de subducción no han sido documentados debajo de la FVTM (Pardo & Suárez, 1995).

Sin embargo, en ciertas áreas del centro de México, otros sistemas extensionales con orientaciones diferentes, parece que tienen un rol importante, aunque en algunos casos es el predominante (Suter et al., 1995a). Estos sistemas no han sido estudiados en detalle debido a la escasez de datos sísmicos y a la falta de análisis estructurales detallados.

La FVTM constituye unos de los arcos volcánicos más complejos y variados de la región circum-Pacífica. Entre sus rasgos peculiares se pueden citar:

- Gran variabilidad del estilo volcánico y composición química a lo largo del arco; la FVTM se suele dividir en tres sectores: occidental, central y oriental (Figura 3.1) que presentan diferencias significativas en lo que respecta al tipo de volcanismo y su composición química.
  - En el sector occidental, limitado al este por el rift de Colima, el arco volcánico se sobrepone a la parte norte del bloque Jalisco (BJ) y al límite meridional de la Sierra Madre Occidental (SMO). El volcanismo emplazado en el límite sur de la SMO es claramente bimodal, formado tanto por estratovolcanes y complejos de domos dacítico-riolíticos como por centros monogenéticos basálticos. En cambio, el volcanismo emplazado dentro del BJ es casi exclusivamente monogenético y de composición basáltico-andesítica.
  - En el sector central, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro (Figura 3.1), se desarrolla el campo volcánico Michoacán-Guanajuato, formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basálticoandesítica. Los estratovolcanes están completamente ausentes, si se exceptúa el caso del Cerro Tancítaro.
  - En el sector oriental, al oriente del sistema Taxco-Querétaro, la mayor parte del volcanismo está emplazado en grandes estratovolcanes, calderas y complejos de domos de composición de andesítica a riolítica alineados a lo largo de estructuras corticales, mientras que los volcanes monogenéticos de composición basáltica representan sólo una pequeña fracción del volumen de magma emplazado. En este sector el arco volcánico se emplaza sobre una corteza de edad precámbrica presumiblemente de tipo cratónico (Oaxaquia).
- Presencia de un volcanismo alcalino de tipo intraplaca (asimilado a los basaltos de isla oceánica (OIB, Ocean Island Basalt)) espacialmente asociado al volcanismo dominante relacionado con la subducción; variedades de rocas volcánicas alcalinas han sido emplazadas a lo largo de toda la FVTM. Sólo una parte de las rocas alcalinas tiene afinidad intraplaca y puede interpretarse como OIB

derivados de un manto no contaminado por la subducción. Lavas OIB se han emplazado desde el Mioceno al presente a lo largo de toda la FVTM pero más frecuentemente en el sector occidental.

- La oblicuidad de su parte central y oriental con la trinchera; la FVTM no se encuentra a una distancia constante de la Trinchera MesoAmericana. Mientras que en el sector occidental el frente volcánico es paralelo a la trinchera, en el sector central y oriental tiende a alejarse de ella. Como resultado el frente volcánico tiene un ángulo de  $\sim 16^\circ$  con respecto a la trinchera.
- La notable variación del ancho del arco; la tasa de emplazamiento volcánico y el área cubierta por el volcanismo Plio-Cuaternario no son homogéneas en la FVTM. El arco volcánico Plio-Cuaternario tiene un ancho variable entre un máximo de 200 km en la región del Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato y un mínimo de 65 km en las regiones de Chapala y Morelia (Figura 3.1), que corresponden también a las áreas con menor aporte magmático del arco.

A diferencia de otros arcos volcánicos los rasgos peculiares descritos arriba no se relacionan directamente con la edad y la estructura térmica de las placas en subducción. La litósfera oceánica en subducción en la trinchera tiene edades variables entre 8 y 15 Ma pero por debajo del arco volcánico Plio-Cuaternario se encuentra una placa de edad uniforme de entre 18 y 20 Ma (Kostoglodov & W., 1995).

Revisando la literatura y analizando la sismicidad, la parte central de la FVTM es la única activa en el centro del país.

## 3.2 Redes sismológicas del Servicio Sismológico Nacional

Actualmente, existen varias redes sismológicas registrando diariamente la actividad que ocurre en las diferentes zonas sismogénicas del país. El Servicio Sismológico Nacional (SSN) tiene como objetivo principal: el proporcionar información oportuna sobre la ocurrencia de sismos en el territorio nacional y determinar sus principales parámetros como son la magnitud y el epicentro. De igual manera, el SSN se encarga de proporcionar la información necesaria para mejorar nuestra capacidad de evaluar y prevenir el riesgo sísmico y volcánico a nivel nacional. <sup>†</sup>

Actualmente, el SSN cuenta con cerca de 50 equipos para el registro de temblores, organizado en diferentes subredes:

- Red Sismológica Convencional.

---

<sup>†</sup> Información de la página web del SSN (<http://www.ssn.unam.mx>)

Esta red está formada por 15 estaciones telemétricas distribuidas dentro del territorio nacional que envían su señal en tiempo real directamente a la Estación Central localizada en el IGF de la UNAM. La mayoría de los equipos utilizados son sensores verticales de periodo corto (1 s) y algunos de periodo largo. La transmisión de los datos se realiza en tiempo real a través de la red de microondas de TELECOMM y llegan al SSN a través de líneas telefónicas privadas. Además de la red telemétrica, el SSN cuenta actualmente con 7 estaciones que operan en forma autónoma grabando *"in situ"* las señales sísmicas sobre papel. La adquisición y procesamiento de los datos sísmicos se realizan mediante las computadoras personales de tipo PC.

- Red de Banda Ancha.

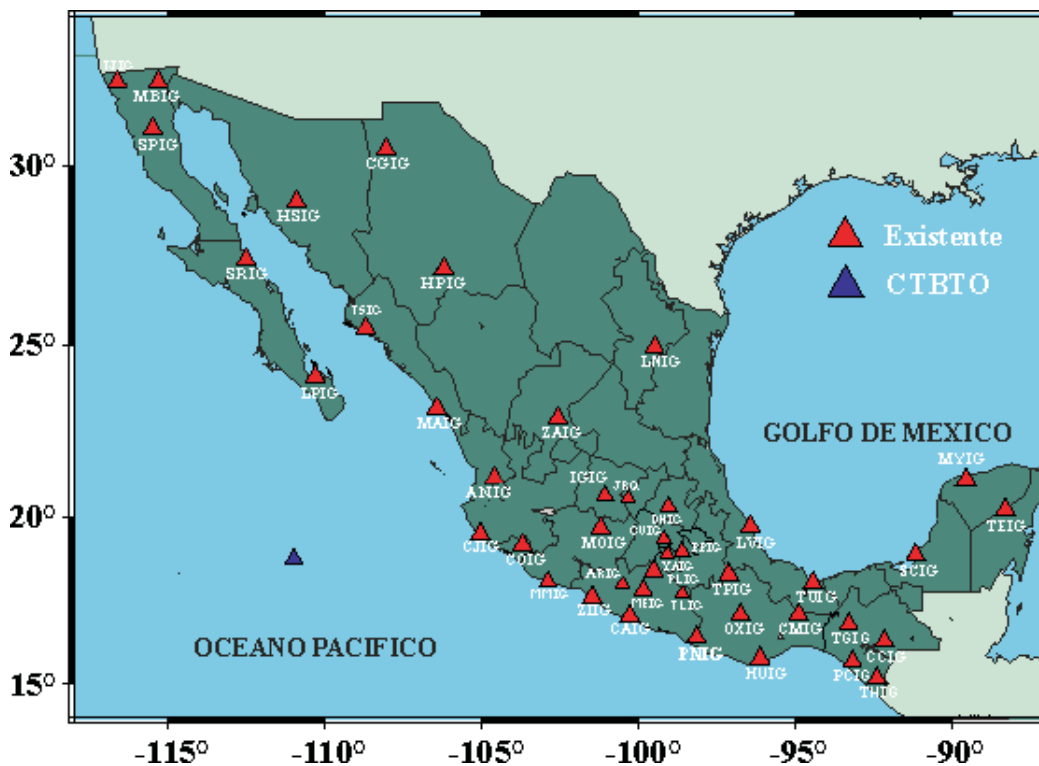


Figura 3.2: Ubicación de las estaciones de la red de Banda Ancha. Los triángulos indican las estaciones actualmente en operación, los cuadrados las estaciones previstas en un futuro próximo y los círculos la Red del Valle de México.

La Red Sísmológica de Banda Ancha está configurada para monitorear la sismicidad en las regiones de mayor potencial sísmico dentro de la República Mexicana. Las estaciones se localizan, en su mayoría, a lo largo de las costas del Océano Pacífico y de Veracruz, así como en la FVTM. La red consiste actualmente de 36 estaciones en operación y se tiene el objetivo a mediano plazo de que haya una estación de banda ancha por estado por lo menos.

Las estaciones constan de los siguientes instrumentos:

- Un sismómetro *STS* – 2. Estos sensores triaxiales permiten registrar ondas sísmicas en una amplia banda de frecuencias, con respuesta plana a la velocidad del suelo entre 0.01 a 30 Hz, y capacidad de registrar sismos en una amplia gama de magnitudes, desde sismos locales pequeños hasta sismos lejanos, sin problemas de saturación.
- Un acelerómetro *FBA* – 23. Estos sensores triaxiales permiten registrar las aceleraciones del suelo dentro de un amplio espectro de frecuencias sin saturación de la señal para sismos grandes locales y regionales. Estas características de los sensores, permiten estimar con gran precisión la magnitud de sismos grandes que puedan ocurrir en el territorio nacional.
- Un registrador *Quanterra* con digitizador de 24 bits.

Las señales del sensor de velocidad son muestreadas en forma continua a 80 muestras por segundo (*mps*), son convertidas a un formato digital y almacenadas en el disco duro del registrador *Quanterra*. En el caso de temblores moderados a grandes de magnitud  $> 4.5$ , las señales de velocidad y aceleración se muestrean a 80 *mps*. Los datos almacenados se transmiten a la Estación Central mediante un programa de interrogación y extracción automática a través de Satélite, Internet o por Teléfono.

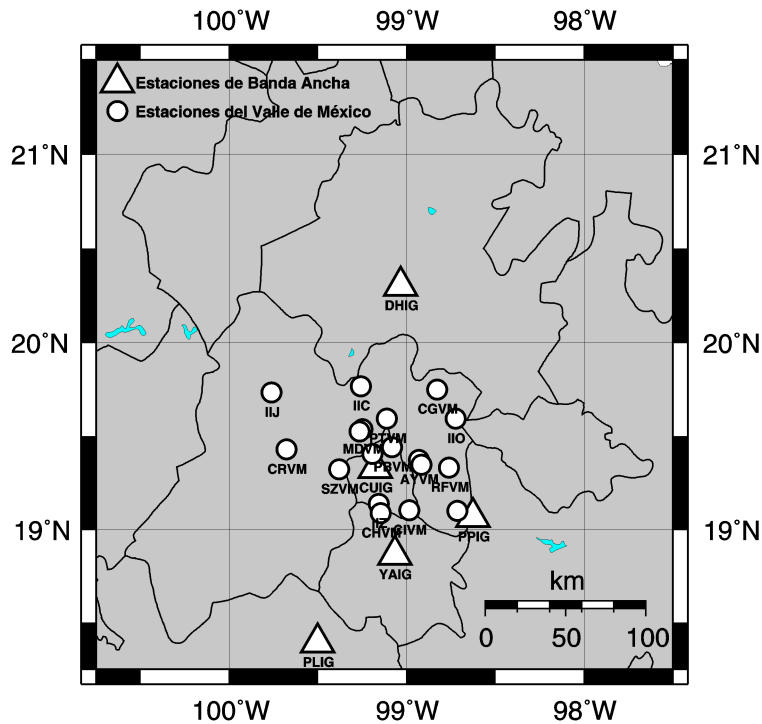
Todas las estaciones cuentan además con un reloj GPS que permite obtener una referencia de tiempo de alta precisión, el cual es almacenado junto con la información sísmica. Los equipos se encuentran alojados en casetas especialmente construidas para minimizar el ruido. Las instalaciones cuentan con doble pared y aislamiento de aire para minimizar los cambios de temperatura en el interior. Además los sensores se cubren con material aislante de temperatura y está forrado con papel aluminio para evitar inducciones eléctricas. Para registrar con una buena relación señal a ruido y minimizar los efectos de sitio, se construyó un pilar sobre la roca, independiente de la estructura de la caseta.

- Red del Valle de México.

En los últimos años, el Instituto de Geofísica (IGF) de la UNAM se dió a la tarea de instalar una red de estaciones sismológicas equipadas con nuevos digitalizadores en diferentes sitios rodeando al Distrito Federal con el objetivo de mejorar la calidad de los datos y localizaciones de los temblores originados en el Valle de México. La Red Sísmica del Valle de México (RSVM) cuenta a la fecha con 11 estaciones digitales y una analógica (PPM). La mayoría de ellas se localiza en el Estado de México.<sup>†</sup>

---

<sup>†</sup> ibidem



**Figura 3.3:** Ubicación de las estaciones de la red de Banda Ancha. Los triángulos indican las estaciones actualmente en operación y los círculos la Red del Valle de México.

### 3.3 Sismicidad en la FVTM

El centro de México es atravesado por la FVTM, desde el Océano Pacífico al Golfo de México. En la parte central de la FVTM existen aproximadamente 100 fallas con rumbo *E – W*, con más de 2 *km* de largo; de estas fallas, 65 de ellas con edades comprobadas promedio menores a 1.6 millones de años (Ma) y 22 fallas con edades menores a 750 mil años, (Suter et al., 2001). Las cuencas en la FVTM están rellenas de sedimentos lacustres y rocas volcánicas; los cuales, cubren algunas de las fallas que han manifestado actividad histórica. La sismicidad en esta parte del país es producto de numerosas fallas geológicas, varias de las ellas aún no han sido identificadas o caracterizadas, principalmente porque no tienen traza en superficie, ello dificulta la asociación de la actividad con estas fuentes sismogénicas. Actualmente se conocen solo unas cuantas fallas superficiales que han mostrado estar activas en tiempos recientes (Cuaternario), aunque algunas han sido capaces de generar eventos sísmicos destructivos en tiempos históricos. De esta manera, el actual potencial de deslizamiento de los sistemas de fallas del centro de México es todavía mayormente desconocido (Zúñiga et al., 2003).

La actividad sísmica en la parte central de la FVTM incluye los siguientes eventos sísmicos significativos:

- 26 de noviembre de 1887 Pinal de Amoles  $M_i^\dagger = 5.3 \pm 0.5$  (Suter et al., 1996)
- 19 de noviembre de 1912 Acambay  $M_w = 7.0$
- 10 de marzo de 1950 Ixmiquilpan  $m_b = 4.9$
- 25 de marzo de 1976 Cardonal  $m_b = 5.3$ ,  $M_w = 5.0$
- 4 de octubre de 1976 Cardonal  $M_w = 5.1$
- 22 de febrero de 1979 Maravatío (Venta de Bravo)  $m_b = 5.3$
- 27 de enero de 1987 Actopan  $m_b = 4.1$
- 10 de septiembre de 1989 Landa de Matamoros  $M_c = 4.6$

Así también, han ocurrido enjambres sísmicos  $^\ddagger$  en la FVTM, algunos han ocurrido en tiempos recientes y han podido ser estudiados aunque con ciertas limitaciones, debido principalmente a la escasa cantidad de información recopilada, pero han dejado testimonio de este tipo de actividad como en:

- Sanfandila, Querétaro a principios de 1998, máxima magnitud  $M_w = 3.0$  (Zúñiga et al., 2003), la distribución espacial de los hipocentros y los mecanismos focales indican que la falla activada durante la secuencia sísmica en Sanfandila es una falla normal con un azimuth de  $\sim 334^\circ$  con buzamiento al este con ángulo de  $80^\circ$ ;
- Tlaxcoapan, Hidalgo en marzo de 1998, máxima magnitud  $M = 4.3$  (SSN, 1998a), el sismo ocurrió a lo largo de una falla normal con corrimiento de rumbo lateral derecho, con orientación  $E - W$ , y echado hacia el Norte, con un ángulo cercano a los  $70^\circ$ ;
- Maravatío, Michoacán en junio de 1998, máxima magnitud = 4.3, un estudio preliminar del mecanismo focal muestra un movimiento de falla normal con componente lateral izquierda, a lo largo de una falla de orientación este-oeste y alto buzamiento hacia el norte. Mecanismo coincidente con la orientación y características conocidas de la falla Venta de Bravo. (SSN, 1998b).
- Para el evento del 25 de marzo de 1976 Cardonal  $m_b = 5.3$ ,  $M_w = 5.0$  (Quintanar et al., 2004) proponen un mecanismo focal con los siguientes parámetros  $\text{rumbo} = 242^\circ$ ,  $\text{echado} = 64^\circ$ ,  $\text{desplazamiento} = -174^\circ$

---

$^\dagger$  Magnitud (inferida) de intensidad

$^\ddagger$  Se caracterizan por no tener un sismo principal, sino varios eventos “pequeños” de magnitudes similares, pero con una duración corta. Es de esperar que este tipo de sismicidad descienda con el tiempo, este comportamiento está predicho teóricamente por una ley denominada de Omori.

- 4 de octubre de 1976 Cardonal  $M_w = 5.1$ , (Quintanar et al., 2004) obtuvieron el siguiente plano de falla:  $\text{rumbo} = 291^\circ$ ,  $\text{echado} = 76^\circ$ ,  $\text{desplazamiento} = -25^\circ$ .

Recientemente, entre los días 18 al 21 de mayo de 2010 se dió la ocurrencia de un enjambre sísmico en la región de Actopan, Hidalgo, el mayor evento de este enjambre sísmico, de magnitud 4, ocurrió el día 18 de mayo a las 00 : 29 hrs tiempo local (SSN, 2010), el mecanismo focal de este sismo da como resultado una falla normal con una fuerte componente de desplazamiento lateral ( $\text{rumbo} = 66^\circ$ ,  $\text{echado} = 80^\circ$ ,  $\text{desplazamiento} = -25^\circ$ , obtenido del SSN, según su reporte mensual para el mes de mayo). Se registraron un par de decenas de sismos, de los cuales se pudieron localizar 13 sismos con magnitudes entre 2 y 4.

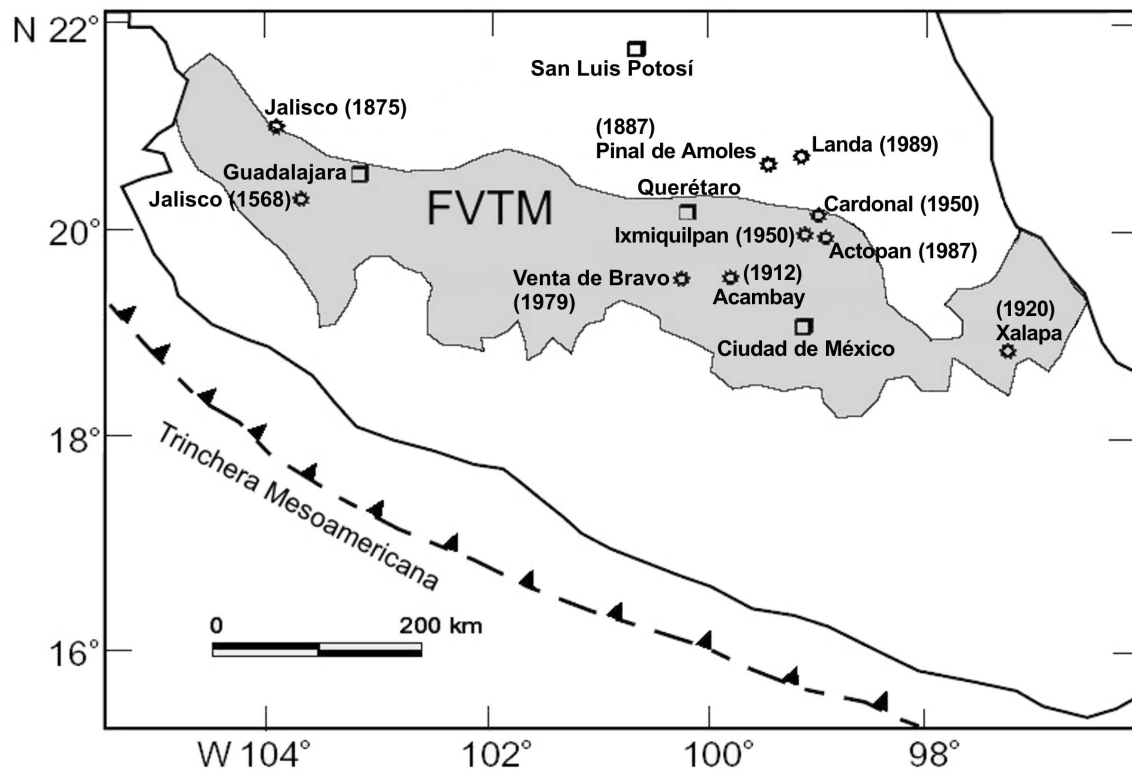
En la parte occidental de la FVTM, el sismo cortical más grande que se conoce, es el evento de Jalisco del 27 de diciembre de 1568. Suárez et al. (1994) consideraron su magnitud en el rango de  $7.5 \leq M_w \leq 7.8$ .

El sismo cortical mas destructivo ocurrido durante el siglo XIX, tuvo lugar el 27 de diciembre de 1875 cerca de la ciudad de Guadalajara. Suárez ha calculado una magnitud de  $M_w = 7.1$  para este evento. En la porción oriental de la FVTM, el sismo de Jalapa  $M_s = 6.4$  (Suárez, 1992) del 3 de enero de 1920, el cual causó 650 muertos aproximadamente, segundo en mortandad después del sismo de Michoacán de 1985 (Suárez, 1992).

Por otro lado, aunque no menos importantes, diversos autores han realizado estudios relevantes acerca de actividad ocurrida en la FVTM en diversos tiempos. Desde recopilaciones, como la de (Figueroa, 1971), en donde se manifiesta la necesidad de contar con un mayor número de equipos y de bases de datos confiables. Al análisis de sismos intraplaca, como (Astiz, 1980), quien para el sismo de febrero de 1979 cerca de la región de Tlalpujahuá-Maravatío, fueron detectados alrededor de 90 sismos entre febrero y junio de ese año. El evento principal ocurrió el 2 de febrero a una profundidad de  $8.2 \text{ km}$ , una magnitud  $m_b = 5.3$  y un mecanismo focal con plano de falla  $E - W$  con un  $\text{echado} = 60^\circ$ . (Quintanar et al., 2004) relocalizaron dos eventos principales y sus réplicas, obteniendo mecanismos focales normales con planos de falla  $E - W$ , apoyándose en datos gravimétricos corroboran sus resultados. (Rodríguez González & Cuenca Sánchez, 2001) utilizan la renovada red sismotelemétrica del valle de México (SISMEX), para reportar actividad ocurrida en ese mismos año y un recuento detallado del catálogo de SISMEX para el Estado de Hidalgo y sus zonas sismogénicas, usando este catálogo obtuvieron una relación que caracteriza la sismicidad y predice cinco sismos con magnitudes mayores a 5 en 86 años, los cuales son lo que hasta entonces han ocurrido; además con la misma relación se predice un sismo de  $M > 6.7$  en un periodo de 500 años.

De manera general, podemos decir que la actividad sísmica intraplaca en la parte central de la FVTM no es muy recurrente y además de que tampoco ocurren sismos medianos frecuentemente. Sin embargo, existen evidencias suficientes para que la actividad sísmica en esta zona sea considerada en los aspectos de peligro sísmico, dado lo poco que en realidad se sabe de ella y el ya conocido potencial de daño que ha probado ser capaz de hacer en el pasado.

Para evaluar correctamente el nivel de sismicidad, se requieren realizar monitoreos permanentes y llevar a cabo estudios complementarios que permitan mejorar el conocimiento sobre las principales estructuras geológicas de la región. Ello permitirá estimar el potencial sísmico regional y definir sus implicaciones para las poblaciones cercanas. Una de ellas sería el que se consideren los aspectos de diseño por sismo en el Reglamento de construcción del Estado de Hidalgo, por tratarse de una característica propia del Estado, que para obras relevantes de ingeniería cobra una vital importancia. Esto adquiere especial interés si se considera que los sismos que se producen en el interior del continente requieren de menos área para liberar la misma energía que liberan sismos similares en la zona de subducción.



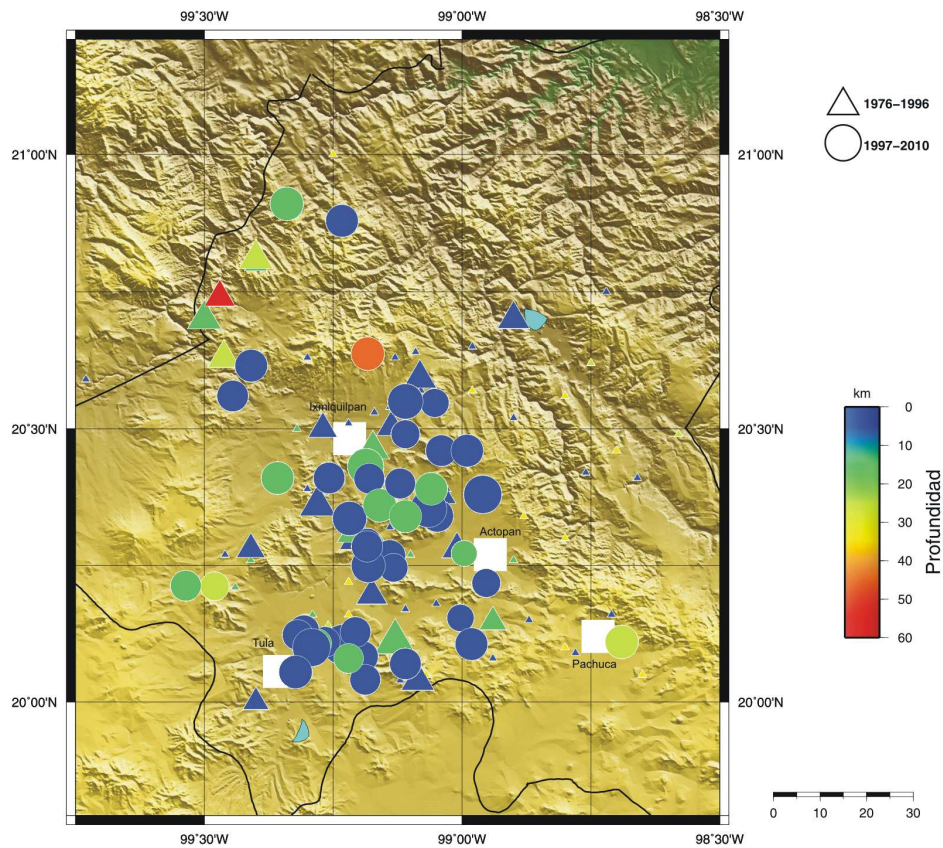
**Figura 3.4:** Principales eventos corticales (círculos dentados) en el centro de México. (Modificada de Zúñiga et al. (2003)).



## Capítulo 4

# Análisis de datos

Para la realización de este trabajo se eligió la región geográfica comprendida entre 20° y 21° de latitud norte, 98°30' y 99°45' de longitud oeste; esta área comprende principalmente la parte central del estado de Hidalgo, como se puede ver en la figura 4.1.



**Figura 4.1:** Mapa en donde se muestra la localización original de la actividad sísmica registrada por el SSN desde 1976 hasta julio de 2010.

Como se puede apreciar en la figura 4.1, en esta zona existe actividad sísmica de consideración, no se trata de una zona que pueda considerarse asísmica. Por lo que, tomando en cuenta: la creciente población en esta amplia región, su cercanía a importantes centros de población e industriales, así como a diversas obras de infraestructura (de comunicaciones, hidráulicas, energéticas, sanidad, etc.) dentro y en las cercanías de esta área; sería deseable conocer el potencial sísmico de esta zona.

El procedimiento que se siguió fue el siguiente:

- relocalización de la actividad sísmica con registros digitales en el área seleccionada;
  - obtención de un nuevo modelo de capas planas para la región;
- y realización de Mecanismos Focales Compuestos de primeros arribos.

## 4.1 Relocalización de la sismicidad

La información utilizada en el presente trabajo procede de las bases de datos del SSN y la de la Red del Valle de México. Para la selección de la información se utilizó como primer criterio que hubiera ocurrido en el área previamente seleccionada. Posteriormente, se seleccionaron aquellos eventos que tuvieran registros digitales y que de los cuales se pudieran observar las formas de onda en el mayor número de estaciones.

Aunque, en la base de datos se encontraron registros desde 1976, los primeros registros digitales disponibles en esta zona datan de 1997 hasta mediados de 2010. En total se reunieron 58 eventos sísmicos para su análisis en este estudio; todos los eventos antes mencionados fueron relocalizados, volviéndose a leer los arribos de las ondas de cuerpo.

Para la localización se usó el programa HYPOCENTER (Lienert & Havskov, 1995), contenido dentro del sistema SEISAN (Havskov & Ottemöller, 2008). El sistema SEISAN utiliza una versión modificada del programa HYPOCENTER, originalmente desarrollado por (Lienert et al., 1986). La versión utilizada (HYP) fué desarrollada por (Lienert & Havskov, 1995) para permitir su interacción con el sistema SEISAN.

### 4.1.1 Mejora del modelo de capas planas

Como parte del proceso de la relocalización de los eventos registrados en el Estado de Hidalgo, se consideró además mejorar el modelo de capas planas, dado que con el modelo original (proporcionado por el Dr. Luis Quintanar, comunicación personal) se observó que las profundidades de varios eventos de este trabajo, quedaban “pegadas” o que al no converger a una solución aceptable algunas profundidades permanecían con el valor predeterminado del programa (7.0 km). Por medio del sistema SEISAN se usó una opción

del programa de localización HYPOCENTER que permite determinar una estructura de la corteza, este programa se llama con el comando HYP dentro del sistema SEISAN.

Lo que hace esta opción del programa es: localizar un grupo de eventos seleccionados por el usuario, para un número considerablemente grande de diferentes modelos; entonces, se puede determinar con que modelo se obtiene el RMS <sup>†</sup> promedio más bajo para ese grupo de datos.

A continuación se muestra la salida el programa, mostrando los mejores diez modelos

```
Minimum rms 0.2472864
```

```
The best models
```

```
0.248 3.50 0.00 5.90 2.20 6.00 5.70 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.248 3.50 0.00 5.90 2.20 6.00 5.20 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.248 3.50 0.00 5.90 2.30 6.00 5.60 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.248 3.50 0.00 5.90 2.60 6.00 5.50 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.248 3.50 0.00 5.90 2.50 6.00 5.50 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.247 3.50 0.00 5.90 2.40 6.00 5.60 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.247 3.50 0.00 5.90 2.20 6.00 5.10 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.248 3.50 0.00 5.90 2.20 6.00 5.40 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.248 3.50 0.00 5.90 2.40 6.00 5.90 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
0.248 3.50 0.00 5.90 2.30 6.00 5.90 6.80 12.00 7.70 23.00 8.05 45.00 8.26100.00 8.58200.00
```

En este caso, aunque con SEISAN se puede obtener un valor de la razón  $V_p/V_s$ , se decidió conservar en este caso el valor original de  $V_p/V_s = 1.74$ .

Al final, el programa muestra los mejores diez modelos con los valores de RMS promedio calculados más bajos. En este trabajo el mejor modelo con el menor RMS promedio se muestra para compararlo con el original en la tabla 4.1. El tiempo de ejecución de las iteraciones en conjunto sumó un total aproximado de 8 horas.

Comparando el modelo original con el modelo mejorado resultante, las diferencias que existen entre ambos ocurrieron únicamente en los valores de velocidad de las primeras dos capas, así como en un ligero aumento de los espesores igualmente de las primeras dos capas; el resto de las velocidades, así como de los espesores de las capas permanecieron sin cambios. Es posible que esto se haya debido a que un número importante de los eventos usados para obtener el nuevo modelo, eran eventos que se ubicaron entre estas dos capas. Sin embargo, este resultado parece razonable al considerar que el modelo sea más sensible a la actividad sísmica somera, dado que los sistemas de fallas que han originado esta actividad en su gran mayoría se encuentran ocultos por paquetes de sedimentos y por lo tanto no se muestran en superficie y por las mismas razones son difíciles de caracterizar. Con este trabajo se ha logrado contar con una adecuada y más precisa localización de la sismicidad; por lo tanto es posible identificar y caracterizar sistemas de

---

<sup>†</sup> Root Mean Square, Error Cuadrático Medio, es una medida estadística de la magnitud de una cantidad variable

fallas asociados a los grupos de sismicidad agrupados en este trabajo.

El modelo mejorado obtenido en este trabajo tiene validez, por lo tanto, para eventos ocurridos dentro del Estado de Hidalgo y su periferia, así como una configuración de estaciones sismológicas similar a la actual. Aunque, no se probó su eficacia para eventos en otros estados del centro del país, es factible que pueda ser usado para otras áreas circundantes con resultados aceptables. Cabe resaltar, que al menos tres eventos relocalizados parecen haber ocurrido al norte del Estado de México, como se aprecia más adelante en la figura 4.2.

Original		Mejorado	
Velocidad de onda P $\alpha$ [km/s]	Profundidad al fondo de la capa [km]	Velocidad de onda P $\alpha$ [km/s]	Profundidad al fondo de la capa [km]
2.90	0.00	3.50	0.00
4.70	2.00	5.90	2.40
6.00	5.00	6.00	5.60
6.80	12.00	6.80	12.00
7.70	23.00	7.70	23.00
8.05	45.00	8.05	45.00
8.26	100.00	8.26	100.00
8.58	200.00	8.58	200.00

**Tabla 4.1:** Comparación entre el Modelo original (a la izquierda) y el Modelo mejorado (a la derecha) de capas planas usado en la localización.

#### 4.1.2 Resultado de la relocalización de la sismicidad

En la tabla 4.2 están listados algunos de los parámetros de fuente obtenidos para el total de 58 de los eventos seleccionados. Se debe notar que en la tabla 4.2 en donde se muestran los errores en las tres componentes de los eventos localizados, dichos errores fueron reducidos razonablemente, comparándolos con los originales. A modo de comparación, el promedio de RMS para los eventos originales del periodo comprendido entre 1997 y 2006 fue de 0.78. El RMS promedio de los residuales de tiempo de todos los eventos relocalizados fue de 0.23. Para estos eventos, se obtuvieron los siguientes promedios en los errores: Error en latitud = 4.98 [km], Error en longitud = 5.11 [km], Error en profundidad = 5.92 [km]. Así también los RMS obtenidos se pueden considerar en general bajos, tomando en cuenta la cobertura de las redes, la calidad de las señales disponibles y la relación señal/ruido.

Los factores mencionados (la cobertura de las redes, la calidad de las señales disponibles y la relación señal/ruido); fueron en algunos casos, aspectos que dificultaron realizar lecturas más confiables en algunas de las estaciones, aunque solo para algunos de los eventos; por consiguiente, cuando se presentó uno o más de estos casos los errores resultantes en la localización fueron altos, si se comparan con la restante mayoría

de los eventos localizados en este trabajo. Como se puede observar en la tabla 4.2 se tratan de aquellos valores denotados en varias decenas de kilómetros en en alguna o varias de las columnas de errores en los tres componentes (Erlat, Erlon y/o Erprof).

Fecha			Tiempo de Origen			Latitud Norte	Longitud Oeste	Profundidad	Magnitud	RMS	Erlat	Erlon	Erprof
Año	Mes	Día	HH	MM	SS	(°)	(°)	(km)	(°)	(s)	(km)	(km)	(km)
1997	4	18	7	2	24.57	20.38146	-99.13624	12	2.7	0.29	4.7	4.2	5.9
1997	9	9	0	30	2.10	20.39715	-99.14307	10.29	3.5	0.26	5.0	3.9	5.8
1997	10	6	16	20	4.66	20.19746	-99.04405	20.81	2.8	0.11	2.6	1.6	2.0
1998	3	18	11	56	2.93	20.11017	-99.25453	6.29	3.7	0.35	4.0	5.3	4.6
1998	3	18	20	14	34.43	20.10748	-99.24010	6.50	2.6	0.30	3.2	2.7	3.7
1998	3	19	0	14	38.63	20.10042	-99.25913	6.91	2.2	0.21	3.2	2.1	3.2
1998	3	19	2	11	16.80	20.05869	-99.23830	4.78	2.1	0.35	4.2	3.2	7.9
1998	3	23	6	38	8.93	20.12668	-99.27034	4.37	2.8	0.22	15.1	6.0	9.3
1998	3	23	23	42	22.42	20.07849	-99.25854	6.53	2.8	0.28	4.1	2.6	5.1
1998	3	25	12	32	59.12	20.04872	-99.18626	3.19	3.1	0.24	3.2	3.1	5.0
1998	3	29	8	36	34.90	20.12472	-99.24503	10.41	2.7	0.26	4.3	3.9	4.1
1998	4	2	12	54	30.07	20.13304	-99.27491	8.42	2.7	0.28	4.8	5.4	7.9
1998	4	2	16	34	6.57	20.01653	-99.90300	20.14	2.6	0.26	17.5	24.2	18.9
1998	4	19	4	27	47.84	20.13878	-99.01647	1.73	2.6	0.18	4.5	2.2	3.3
1998	4	20	15	6	39.83	20.11104	-99.27207	1.22	2.7	0.22	5.5	2.2	3.8
1999	1	4	23	21	58.72	20.08912	-99.06583	0.58	3.5	0.13	4.0	3.1	2.7
1999	2	8	8	36	31.84	20.18508	-99.26163	3.29	2.4	0.21	3.0	2.4	4.0
1999	3	24	2	14	35.86	20.90457	-99.16882	9.11	3.3	0.21	4.7	6.3	5.4
1999	7	1	20	6	7.20	20.50097	-99.08179	11.97	3.3	0.18	4.7	4.5	4.5
1999	9	19	2	11	1.37	20.40304	-99.23554	2.11	3.1	0.14	2.2	3.7	2.6
1999	9	19	18	56	39.97	20.52233	-99.11700	4.31	2.8	0.15	4.2	3.1	7.4
2000	3	12	3	44	47.07	20.07239	-99.24909	9.80	3.7	0.31	3.4	5.5	4.3
2000	5	15	9	4	1.94	20.53410	-99.32173	7.11	2.9	0.22	3.0	5.9	4.3
2000	5	28	4	1	41.71	20.49401	-99.38054	6.40	3.9	0.14	2.7	2.7	3.1
2000	6	26	5	45	56.51	20.46949	-99.38242	2.12	2.9	0.33	5.0	7.1	8.4
2003	6	27	1	38	6.95	20.08873	-99.26756	2.11	3.2	0.19	2.2	2.6	3.3
2003	12	15	10	39	35.82	20.39896	-99.11848	5.23	3.5	0.31	2.7	3.8	4.2
2004	7	1	10	2	56.86	20.18467	-99.11340	10.30	1.8	0.17	2.0	3.6	3.1
2005	2	6	8	27	7.87	20.26721	-99.12321	6.68	3.6	0.09	1.6	3.6	2.8
2005	2	10	10	14	20.95	20.29599	-99.17706	7.00	3.2	0.16	3.8	4.9	4.6
2006	1	24	12	59	38.85	20.21082	-99.13511	9.21	3.4	0.19	4.2	3.9	8.4
2008	11	23	12	15	57.17	20.06436	-98.79104	12.05	2.8	0.26	2.3	5.3	5.6
2008	12	13	1	43	47.30	19.68991	-98.68391	5.61	2.5	0.25	3.9	2.4	2.8
2008	12	31	22	27	43.58	20.25384	-99.23247	12.56	3.0	0.24	3.9	5.9	6.1
2009	1	17	13	36	7.99	20.26413	-99.17004	1.42	3.1	0.07	9.9	10.5	5.9
2009	5	6	5	4	31.95	20.24845	-99.13325	1.44	2.9	0.29	8.6	6.8	4.0
2009	8	3	12	50	34.30	20.06439	-99.22155	1.22	2.6	0.08	2.1	2.6	1.9
2009	8	20	5	41	10.61	20.03883	-99.26074	4.38	2.6	0.27	3.9	2.4	5.4
2010	2	10	5	7	40.23	19.69733	-98.68511	4.50	3.1	0.27	2.3	4.4	3.6
2010	3	23	17	19	39.46	20.44571	-99.14857	4.03	2.4	0.30	4.6	7.9	6.5
2010	3	26	1	23	6.05	20.46101	-99.06316	7.00	2.6	0.15	3.4	6.2	5.3

Fecha			Tiempo de Origen			Latitud	Longitud	Profundidad	Magnitud	RMS	Erlat	Erlon	Erprof
Año	Mes	Día	HH	MM	SS	(°)	(°)	(km)	(°)	(s)	(km)	(km)	(km)
2010	4	7	19	1	30.42	20.45367	-99.13576	1.99	2.9	0.06	6.1	4.0	3.9
2010	4	17	7	3	27.65	20.43549	-99.03409	1.91	3.5	0.14	9.1	5.3	4.9
2010	4	18	4	27	12.93	20.45616	-99.16584	2.21	2.5	0.05	5.1	6.5	9.7
2010	4	28	3	35	25.06	20.47329	-99.00284	11.97	2.9	0.27	5.0	6.7	7.8
2010	5	18	5	29	7.86	20.35905	-98.92191	6.23	3.1	0.21	4.2	4.5	6.8
2010	5	18	5	32	37.11	20.34458	-98.93875	11.16	2.8	0.25	8.6	7.5	8.2
2010	5	18	5	36	22.74	20.35773	-98.96355	14.37	2.6	0.27	5.8	6.6	7.2
2010	5	18	7	37	14.03	20.34744	-98.99085	13.19	2.7	0.06	3.3	5.9	3.0
2010	5	19	4	34	39.05	20.38724	-99.00395	10.66	2.5	0.28	5.4	10.3	8.5
2010	5	20	8	23	54.64	20.30684	-99.01585	14.77	2.3	0.19	5.0	5.8	5.5
2010	5	20	21	11	3.44	20.25696	-98.89188	1.19	3.4	0.14	6.9	5.0	4.6
2010	5	21	5	29	34.37	20.25117	-98.94044	5.13	2.6	0.15	5.1	4.7	8.9
2010	5	21	5	30	45.67	20.32755	-98.90073	1.84	2.5	0.20	11.8	6.6	7.5
2010	5	21	13	56	37.21	20.26505	-98.92690	3.48	2.4	0.20	4.6	3.6	7.3
2010	5	23	12	48	14.64	20.34763	-98.91535	7.76	3.1	0.25	4.2	4.0	5.9
2010	6	4	23	29	38.55	20.30871	-98.91872	3.06	2.5	0.17	3.1	2.2	3.6
2010	7	11	8	3	35.39	20.37368	-98.97232	9.94	2.7	0.16	4.5	6.0	6.0

**Tabla 4.2:** Lista de eventos seleccionados. Significado de las abreviaturas usadas: HH = Hora, MM = Minuto, SS = Segundo, RMS = Error Cuadrático Medio, Erlat = Error en Latitud, Erlon = Error en Longitud y Erprof = Error en Profundidad.

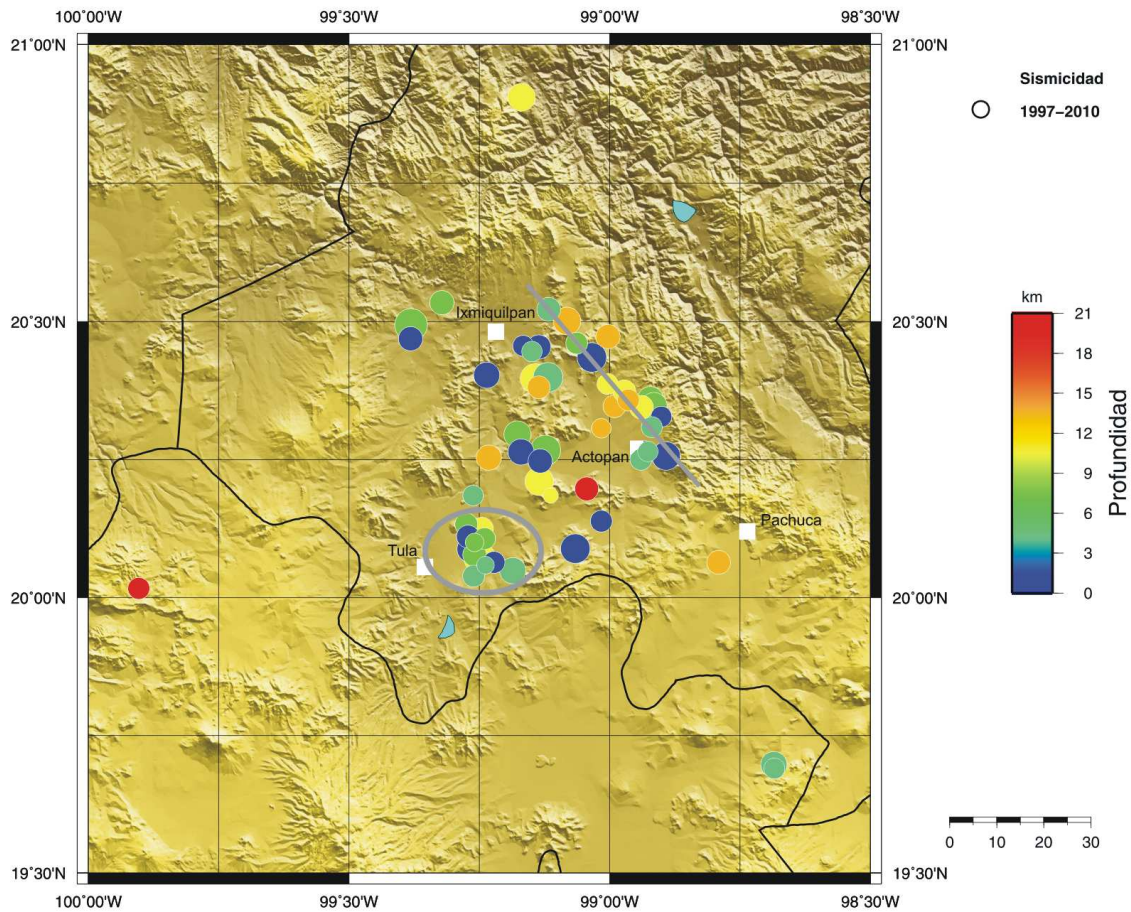
En la figura 4.2 se muestra la distribución de los epicentros de los 58 eventos relocalizados. Es notoria la diferencia en la distribución espacial de la sismicidad, cuando se comparan estos eventos con los mostrados en la figura 4.1.

En relación a la profundidad a la que se originan los eventos relocalizados, en la misma figura 4.2, puede notarse que los eventos son someros, con profundidades en su gran mayoría menores a los 15 [km], salvo por dos eventos con profundidades de 20 [km] aproximadamente. Estas profundidades parecen ser consistentes con la sismicidad histórica en la FVTM y en esta región en particular.

De manera general, con los datos analizados en este trabajo, en la porción centro-sur del Estado de Hidalgo se pueden observar dos principales agrupamientos de la sismicidad, con una tendencia general de esta distribución al *NW*.

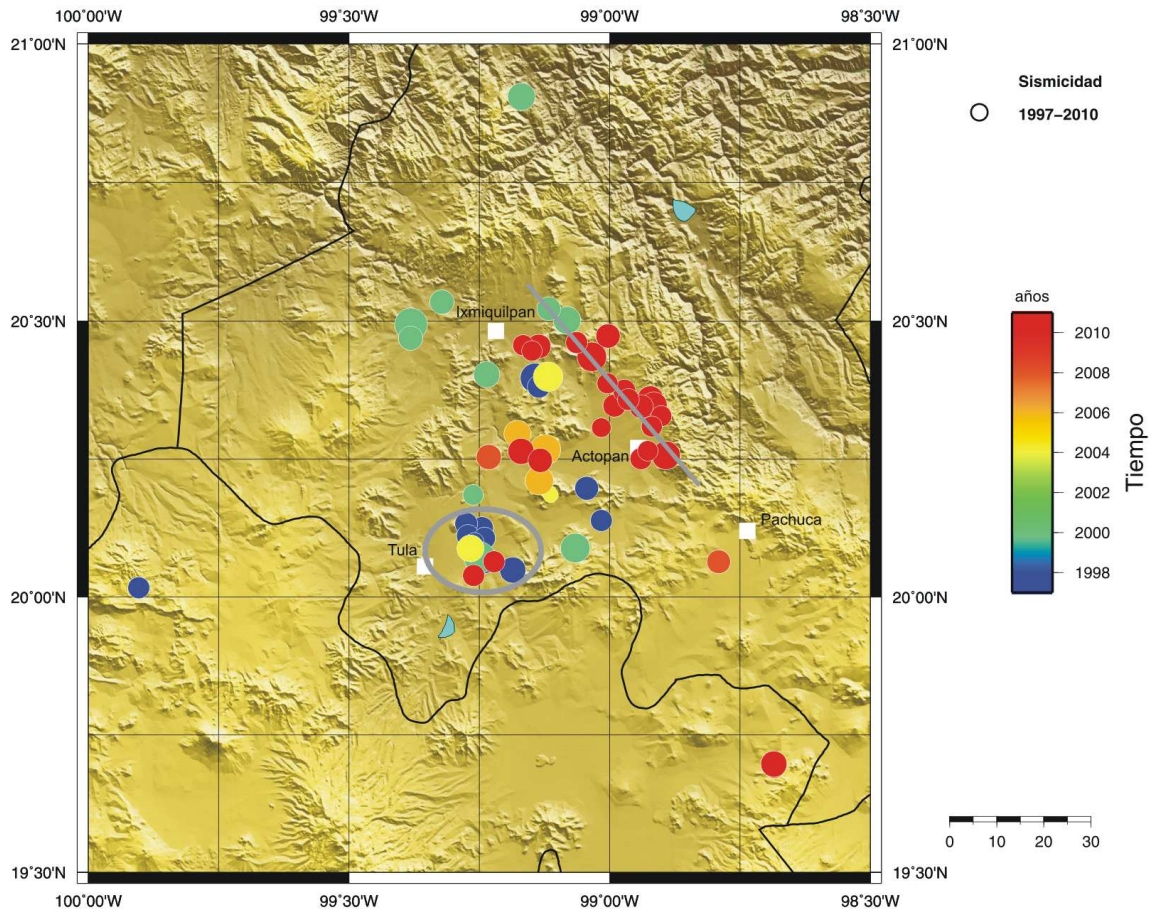
Cabe resaltar, que al observar la distribución espacial de esta sismicidad; no existe una única región predominante como generadora de la sismicidad en el Estado de Hidalgo, sino al parecer se observan varios sistemas estructurales con una relativa cercanía entre ellos, como los probables generadores de la actividad sísmica.

Al llevar a cabo un análisis de la distribución espacial de la sismicidad, se observan algunos aspectos peculiares, como son:



**Figura 4.2:** Mapa de la distribución de la actividad sísmica relocalizada, los colores de los círculos están de acuerdo a la profundidad de los eventos. Los parámetros de fuente se muestran en la tabla 4.2.

- es notoria una agrupación que presenta una tendencia lineal con dirección NW (marcada con una línea gris en las Figuras 4.2 y 4.3). A primera vista, este alineamiento podría sugerir que se trata de una sola falla reactivándose en diferentes segmentos. Sin embargo, parece más probable de que se trate de una serie de diferentes sistemas estructurales cercanos entre ellos y un rumbo similar. El que se trate de varios sistemas estructurales, podría comprobarse al analizar el rango de profundidades de los eventos, el rango de profundidades (1 a 14 [km]) es amplio si se considera que el área que abarcan es relativamente pequeña, este no sería un comportamiento esperado si se tratara de una sola estructura activa. Sin embargo, otro aspecto a tomar en cuenta en relación a esta actividad es, que como puede verse en la figura 4.3, la mayoría de los eventos contenidos en este alineamiento ocurrieron durante 2009 y 2010. Y como se verá a continuación, algunos mecanismos focales de eventos pertenecientes a este alineamiento, muestran comportamientos completamente diferentes.
- Otro importante aglomerado de eventos sísmicos ocurre aproximadamente en la porción central de las Figuras 4.2 y 4.3 (marcada como una elipse gris). Se puede ver en el mapa de la figura 4.3 que en



**Figura 4.3:** Mapa de la distribución de la actividad sísmica relocizada, mostrando en colores los años en que ocurrieron los sismos.

esta zona ocurren periódicamente sismos, siendo los primeros de 1998 y los más recientes de 2010. Esta zona llama especialmente la atención por la ocurrencia de actividad sísmica de consideración en un área relativamente pequeña. Se trata de eventos con profundidades someras, menores a los 10 [km]. A pesar de ser un grupo compacto de eventos sísmicos, muestran una ligera tendencia al *NW*.

## 4.2 Mecanismos Focales Compuestos

Como complemento al análisis realizado, se obtuvieron mecanismos focales compuestos. Para lo cual se usaron grupos de eventos sísmicos cercanos entre ellos, los cuales se asume que tendrán patrones de radiación muy similares. Lo anterior sugiere que, podemos calcular un bien restringido mecanismo focal compuesto para los eventos, usando en este caso las observaciones de las polaridades. El mecanismo focal así obtenido podría dar información más precisa acerca de las orientaciones de los planos nodales y



direcciones de deslizamiento, sin embargo los parámetros dinámicos sólo serán un promedio de los eventos que hayan sido agrupados.

En el momento de realizar las lecturas de ondas P, cuando la calidad de las señales lo permitió, se agregaron las polaridades correspondientes a las mismas. Posteriormente, se procedió a agrupar algunos eventos que por su cercanía espacial y por tener magnitudes superiores a  $M_d = 3.0$ , y que por esto último hubieran podido ser registrados instrumentalmente en el mayor número posible de estaciones de la Red de Banda Ancha, así como de la Red del Valle de México. De esta manera, se obtuvieron 4 grupos representativos de los 58 eventos relocalizados.

	Fecha			Tiempo de Origen			Azimuth (°)	NP1 Buzamiento (°)	Rake (°)	Azimuth (°)	NP2 Buzamiento (°)	Rake (°)
	Año	Mes	Día	HH	MM	SS						
1	1997	9	9	00	30	2.1	13.29	61.27	-71.68	158.72	33.65	-119.83
	1999	7	1	20	06	7.2						
	2003	12	15	10	39	35.8						
	2010	4	17	07	03	27.6						
2	1998	3	18	11	56	2.9	339.69	39.84	-69.44	133.66	53.14	-106.33
	1998	3	25	12	32	59.1						
	2000	3	12	03	44	47.1						
	2003	6	27	01	38	6.9						
3	2005	2	6	08	27	7.9	12.46	40.95	-56.85	151.61	56.72	-115.38
	2005	2	10	10	14	21.0						
	2006	1	24	12	59	38.8						
	2008	12	31	22	27	43.6						
4	2010	5	18	05	29	7.9	130.14	60.98	45.25	14.07	51.61	141.76
	2010	5	20	21	11	3.4						
	2010	5	23	12	48	14.6						

**Tabla 4.3:** Parámetros correspondientes a los Mecanismos Focales realizados para los 20 sismos con magnitudes superiores a  $M_d = 3.0$ .

La tabla 4.3 contiene los parámetros que definen los planos nodales para los 4 mecanismos focales compuestos obtenidos.

Para la obtención de los mecanismos focales compuestos, solo se usaron los primeros arribos de los registros de las bases de datos como entrada para el programa FOCMEC (Snoke, 2003), este programa también está contenido dentro del sistema SEISAN.

FOCMEC está escrito en Fortran 77, toma como datos de entrada los azimuths y los ángulos de despegue obtenidas en la localización de un sismo para ubicarlos en la esfera focal, con estos datos y los criterios de búsqueda proporcionados por el usuario el programa realiza una sistemática y eficiente búsqueda de la esfera focal y reporta soluciones aceptables basadas en los criterios de selección por el número de errores en las polaridades, además de permitir correcciones o pesos para soluciones cercanas a algún plano nodal. Es en tiempos recientes que los avances en la Sismología y en la tecnología de las computadoras han llevado a la introducción de algoritmos especializados para la determinación rutinaria del tensor de

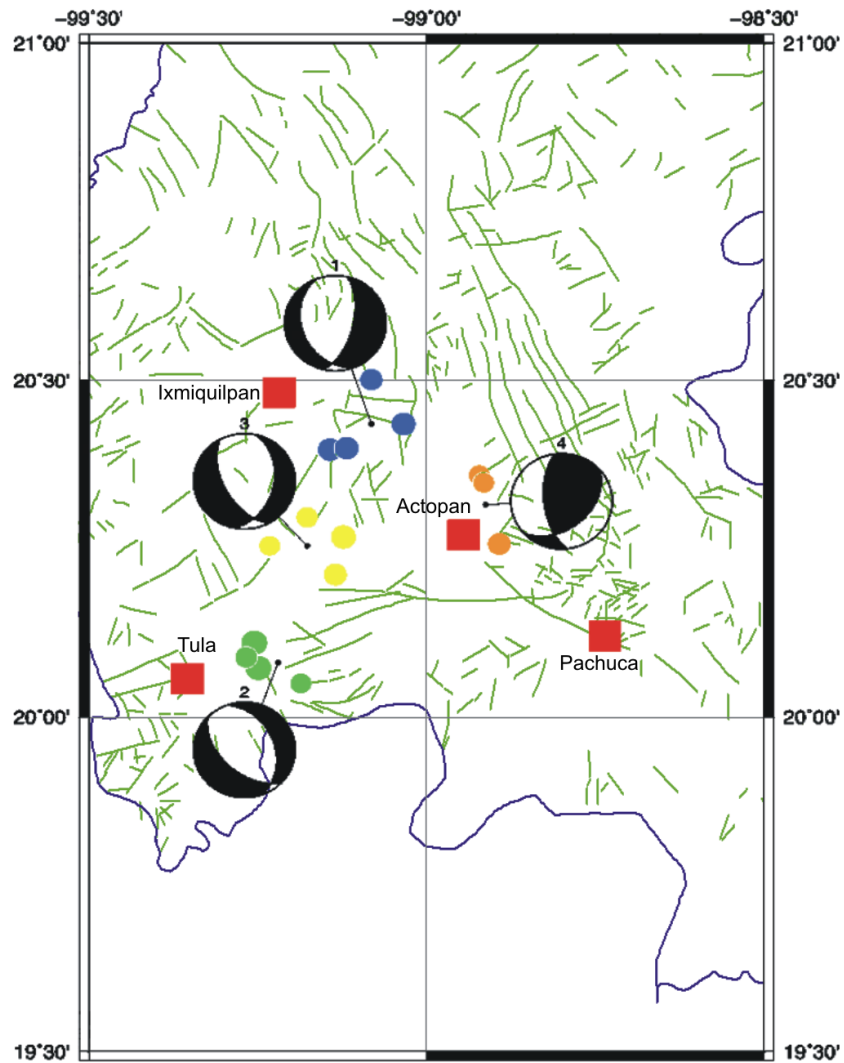
momento usando registros de forma de onda digitales de banda ancha. Sin embargo, estas técnicas son generalmente aplicadas solo a sismos grandes a distancias telesísmicas o distancias regionales. Programas como FOCMEC son todavía la mejor herramienta para obtener mecanismos focales a distancias locales y regionales.

En la Figura 4.4 se observa la distribución de los 4 mecanismos focales compuestos de primeros arribos. La ubicación del mecanismo focal compuesto corresponde aproximadamente al área donde se ubican los eventos que lo componen dada su cercanía entre ellos. Las estructuras geológicas de la Figura son las reportadas por el INEGI. Se eligió esta fuente de información, por tener una mayor cobertura que la reportada por el Servicio Geológico Mexicano (SGM), para el Estado de Hidalgo.

La falta de un mayor número de estaciones bien distribuidas en azimuth alrededor de la actividad sísmica, dificultó la obtención de mecanismos focales compuestos de primeros arribos bien restringidos. No obstante lo anterior, al analizar la Figura 4.4, los planos de falla de los mecanismos focales compuestos obtenidos parecen estar correlacionados con alineamientos de estructuras geológicas cartografiadas; con una tendencia general hacia el *NW – SE* especialmente para los mecanismos de falla normal. La distribución espacial observada y la variedad de las fuentes sísmicas nos hablan del dinamismo de esta zona y además de que es sismogénicamente activa.

En la Figura 4.4, se puede observar una distribución espacial heterogénea para los cuatro mecanismos focales compuestos. Aunque, cabe resaltar que éstos se originaron en la parte centro-sur del estado de Hidalgo. Por otra parte, en la misma Figura se observa la notoria diversidad de los mecanismos focales obtenidos: 3 normales y 1 inverso; ésta heterogeneidad de las fuentes sísmicas pone de manifiesto la complejidad tectónica de esta área de estudio.

Los diferentes tipos de mecanismos focales obtenidos corresponden a diversos sistemas de fallas existentes, aunque no necesariamente a sistemas de fallas cartografiados o estudiados plenamente.



**Figura 4.4:** Mapa de la distribución de los mecanismos focales compuestos, enumerados en la tabla 4.3. Las líneas denotan fallas geológicas reportadas por el INEGI.

Aunque, de igual manera como se ha mencionado antes, estas observaciones necesitan ser corroboradas por estudios geológicos y/o geofísicos que comprueben la correlación entre los sistemas de fallas y los mecanismos focales compuestos obtenidos.

## Capítulo 5

# Conclusiones

De acuerdo a los resultados obtenidos, la distribución de la sismicidad del Estado de Hidalgo obtenida en este trabajo, está asociada a sistemas de fallas activos; sin embargo, algunos sistemas de fallas no están cartografiados a detalle o cuyos parámetros no han sido revisados, especialmente en la verificación de las extensiones de los sistemas de fallas. Por lo que, no toda la información pudo correlacionarse a algún sistema de fallas específico.

No obstante lo anterior, las relocalizaciones realizadas en este trabajo pueden considerarse confiables, para poderlas usar como base para llevar a cabo estudios más detallados; tanto geológicos como geofísicos. Que puedan corroborar las observaciones encontradas en este trabajo, y/o sugerir algunas otras.

Para la relocalización de la actividad sísmica seleccionada, se obtuvo un nuevo modelo de corteza, válido para los datos aquí analizados. Por lo que, se sugiere la implementación de este nuevo modelo para la localización de sismicidad en el estado de Hidalgo; además, es posible usarlo para eventos sísmicos que ocurran en sus inmediaciones, con la expectativa de obtener buenos resultados.

Las fuentes sísmicas asociadas a la actividad analizada en este trabajo, son diversas; por lo que se puede decir que la tectónica en esta región es activa y compleja. La falta de un mayor número de estaciones sismológicas bien distribuidas en azimuth alrededor de la actividad sísmica, evitó de obtener mecanismos focales de primeros arribos bien restringidos. Sin embargo, se obtuvo una distribución espacial heterogénea, pero aparentemente representativa de las fuentes sísmicas que ocurren en el Estado de Hidalgo. Esta sismicidad está relacionada directamente con los sistemas de fallas existentes en la entidad, especialmente en la porción centro-sur del Estado. Presentándose alineaciones espaciales asociadas con los sistemas de fallas *NW – SE* y *E – W* predominantes en el estado de Hidalgo y la FVTM en su porción central. Por lo que es probable que las extensiones este-oeste y norte-sur podrían estar ocurriendo simultáneamente en esta región. Por otra parte, la coexistencia de fallas normales y fallas inversas activas

dentro una tectónica extensional, puede deberse a que estas últimas sean estructuras preexistentes y que hayan sido reactivadas, lo que lleva a suponer que probablemente las fallas normales sean más recientes.

Para tener un mejor conocimiento sobre las posibles zonas sismogénicas, se requieren estudios complementarios de reconocimiento y clasificación de estructuras geológicas. La falta de análisis estructurales detallados, así como el limitado número de datos sísmicos, hace que por el momento no sea posible estimar el peligro sísmico local así como el regional.

Al comparar los parámetros básicos de fuente sísmica (relacionados con la ubicación de los eventos) originales de los eventos analizados del catálogo del SSN, con los obtenidos en este trabajo, son muy notorias las diferencias entre ellos. Las razones para lo anterior pueden ser muy variadas; pero, se denota la necesidad de una revisión exhaustiva de la información de los catálogos del SSN. Tomando como referencia aquellos parámetros de fuente útiles para cuantificar la calidad de la información, tales como el RMS y los errores espaciales (Erlat, Erlon y Erprof). Con el propósito de que se cuente con datos más confiables. Por otra parte, en la página web del SSN, en el modo de consulta del catálogo de datos del SSN, se sugiere agregar el valor de RMS de la localización, como parámetro para discriminar la información seleccionada.

Se recomienda la instrumentación sísmica y GPS de los sistemas de fallas más importantes de la FVTM, de manera que se pueda contar con registros de la actividad sísmica de estas regiones, así como mediciones reales de los desplazamientos que ocurran en esta región, con los objetivos siguientes:

- Registrar actividad sísmica local, que en general por sus pequeñas magnitudes escapa de las grandes redes nacionales y regionales,
- Contar con catálogos confiables de sismos locales para la elaboración de mapas de peligro sísmico más precisos,
- Hacer los estudios complementarios para realizar la microzonación sísmica en los centros urbanos e industriales de la FVTM,
- Caracterizar por medio del análisis de evidencias cinemáticas en los planos de falla, a aquellos sistemas estructurales más activos,
- Fomentar una cultura de prevención respecto al fenómeno sísmico.

Sería deseable que los gobiernos estatales y municipales, a través de sus respectivas unidades de protección civil, tuvieran el conocimiento de la ocurrencia y los efectos en el pasado del fenómeno sísmico asociado a los aspectos geológicos predominantes en sus localidades. De manera que hubiera mayores apoyos relacionados con proyectos de investigación del fenómeno sísmico.

De igual manera, se debe fomentar la participación de la iniciativa privada para que invierta recursos, para podersele ofrecer productos y/o servicios dependiendo del sector al que se dedique, transporte (vías terrestres, puertos marinos, aeropuertos, etc.), industrias extractivas (minería), sector de la construcción, sector turismo, aseguradoras, etc. de manera de que puedan contar con: sistema de alertamientos en base a mapas de riesgo o peligro, así como de un monitoreo sísmico en tiempo real, estudios específicos (con fines geotécnicos o exploratorios), etc.

# Anexos

# Anexo A

## Escala de intensidad Mercalli modificada abreviada

Escala	Descripción
I.	No es sentido, excepto por algunas personas bajo circunstancias especialmente favorables.
II.	Sentido sólo por muy pocas personas en posición de descanso, especialmente en los pisos altos de los edificios. Objetos delicadamente suspendidos pueden oscilar.
III.	Sentido claramente en interiores, especialmente en pisos altos de los edificios, aunque mucha gente no lo reconoce como un terremoto. Automóviles parados pueden balancearse ligeramente. Vibraciones como al paso de un camión. Duración apreciable.
IV.	Durante el día sentido en interiores por muchos; al aire libre por algunos. Por la noche algunos despiertan. Platos, puertas y ventanas agitadas; las paredes crujen. Sensación como si un camión pesado chocara contra el edificio. Automóviles parados se balancean apreciablemente.
V.	Sentido por casi todos, muchos se despiertan. Algunos platos, ventanas, y similares rotos; grietas en el revestimiento en algunos sitios. Objetos inestables volcados. Algunas veces se aprecia balanceo de árboles, postes y otros objetos altos. Los péndulos de los relojes pueden pararse.
VI.	Sentido por todos, muchos se asustan y salen al exterior. Algún mueble pesado se mueve; algunos casos de caída de revestimientos y chimeneas dañadas. Daño leve.
VII.	Todo el mundo corre al exterior. Daños insignificantes en edificios de buen diseño y construcción; leve a moderado en estructuras comunes bien construidas; considerables en estructuras pobremente construidas o mal diseñadas; se rompen algunas chimeneas. Notado por algunas personas que conducen automóviles.
VIII.	Daño leve en estructuras diseñadas especialmente para resistir sismos; considerable, en edificios comunes bien construidos, llegando hasta colapso parcial; grande en estructuras de construcción pobre. Los muros de relleno se separan de la estructura. Caída de chimeneas, objetos apilados, postes, monumentos y paredes. Muebles pesados volcados. Eyección de arena y barro en pequeñas cantidades. Cambios en pozos de agua. Cierta dificultad para conducir automóviles.
IX.	Daño considerable en estructuras de diseño especial; estructuras bien diseñadas pierden la vertical; daño mayor en edificios comunes bien construidos, colapso parcial. Edificios desplazados de los cimientos. Grietas visibles en el terreno. Tuberías subterráneas rotas.
X.	Algunas estructuras bien construidas en madera, destruidas; la mayoría de estructuras de mampostería y marcos, destruidas incluyendo sus cimientos; suelo muy agrietado. Rieles torcidos. Deslizamientos de tierra considerables en las orillas de los ríos y en laderas escarpadas. Movimientos de arena y barro. Agua salpicada y derramada sobre las orillas.
XI.	Pocas o ninguna obra de mampostería quedan en pie. Puentes destruidos. Anchas grietas en el suelo. Tuberías subterráneas completamente fuera de servicio. La tierra se hunde y el suelo se desliza en terrenos blandos. Rieles muy retorcidos.
XII.	Destrucción total. Se ven ondas sobre la superficie del suelo. Líneas de mira (visuales) y de nivel deformadas. Objetos lanzados al aire.



## Anexo B

# Mecanismos Focales Compuestos

Aquí se muestran las capturas de pantalla de las salidas originales de los 4 mecanismos focales compuestos de primeros arribos obtenidos, para los cuales se usaron eventos con magnitudes superiores a  $M_d = 3.0$ . Para la obtención de los mismos se usó el programa FOCMEC. En la parte superior izquierda las imágenes muestran información acerca del primer evento usado, solo como referencia, en la tabla 4.3 se muestran los eventos usados para generar cada uno.

Dentro de cada mecanismo focal compuesto, se aprecia la distribución de estaciones de acuerdo a cada evento; señaladas por una línea, en un extremo se muestra su polaridad y en el otro la estación a la que pertenece. Para la obtención de los mismos, como entrada del programa, se restringió al programa a que considerara el menor número de errores en las polaridades, de las soluciones obtenidas se eligieron las aquí mostradas.

Triángulo rojo :	Dilataciones de arribos de ondas P impulsivas
Signo menos (-) :	Dilataciones de arribos de ondas P emergentes
Círculo azul :	Compresiones de arribos de ondas P impulsivas
Signo más (+) :	Compresiones de arribos de ondas P emergentes

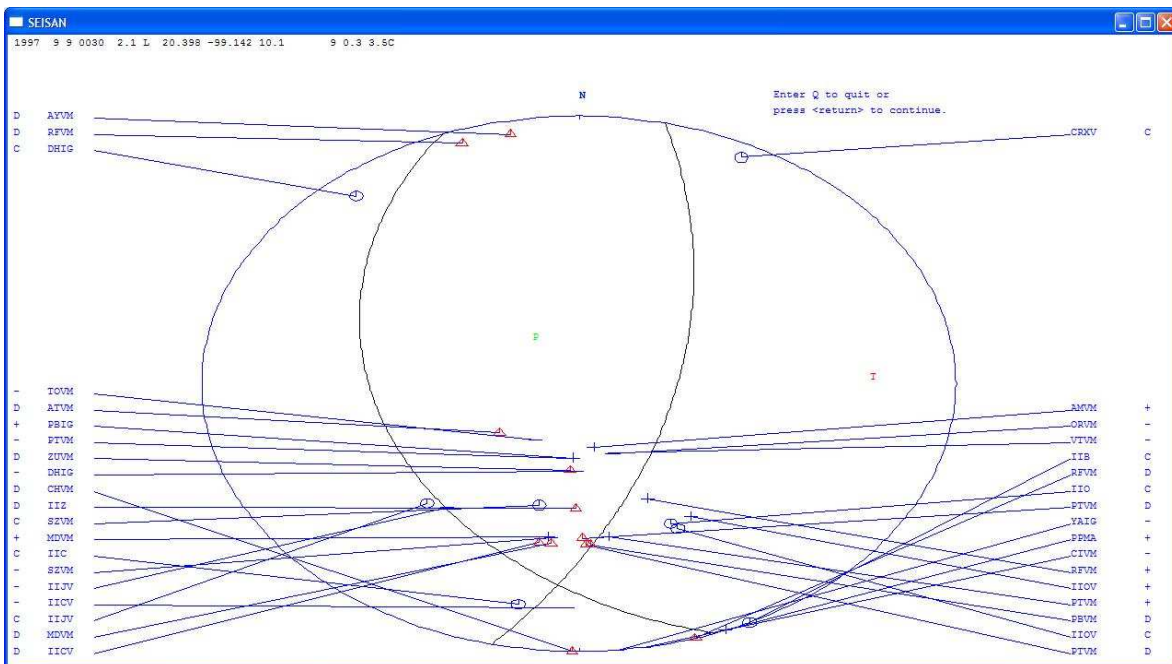


Figura B.1: Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 1, 6, 11 y 17 de en la tabla 4.3

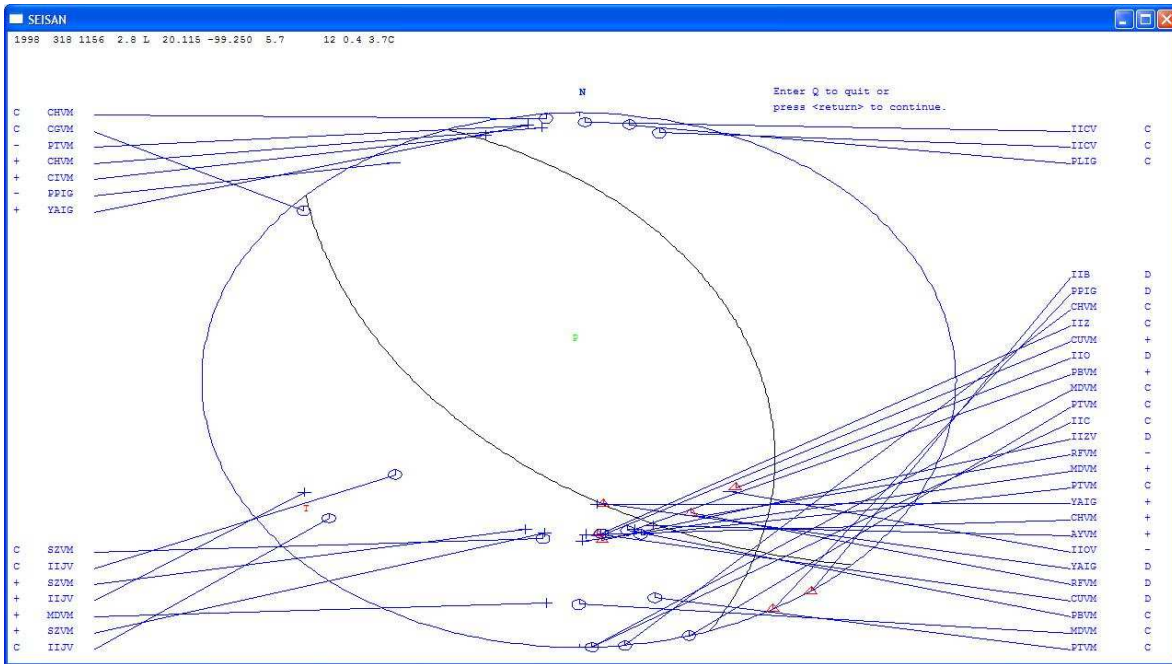


Figura B.2: Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 2, 3, 8 y 10 de en la tabla 4.3

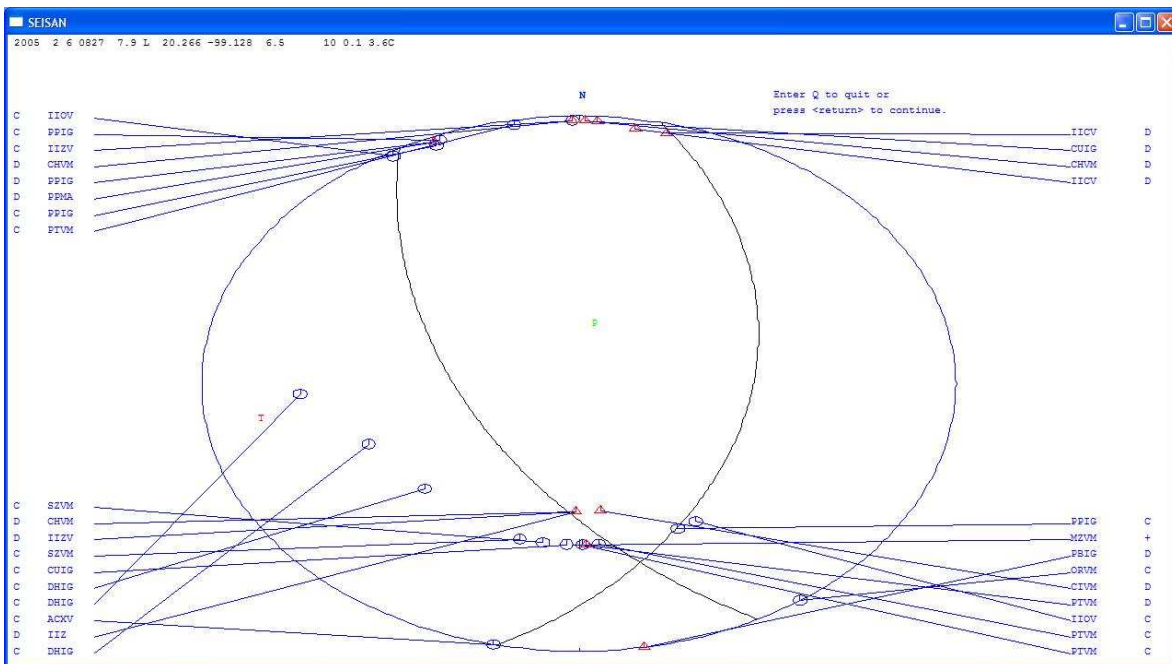


Figura B.3: Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 12, 13, 14 y 15 de en la tabla 4.3

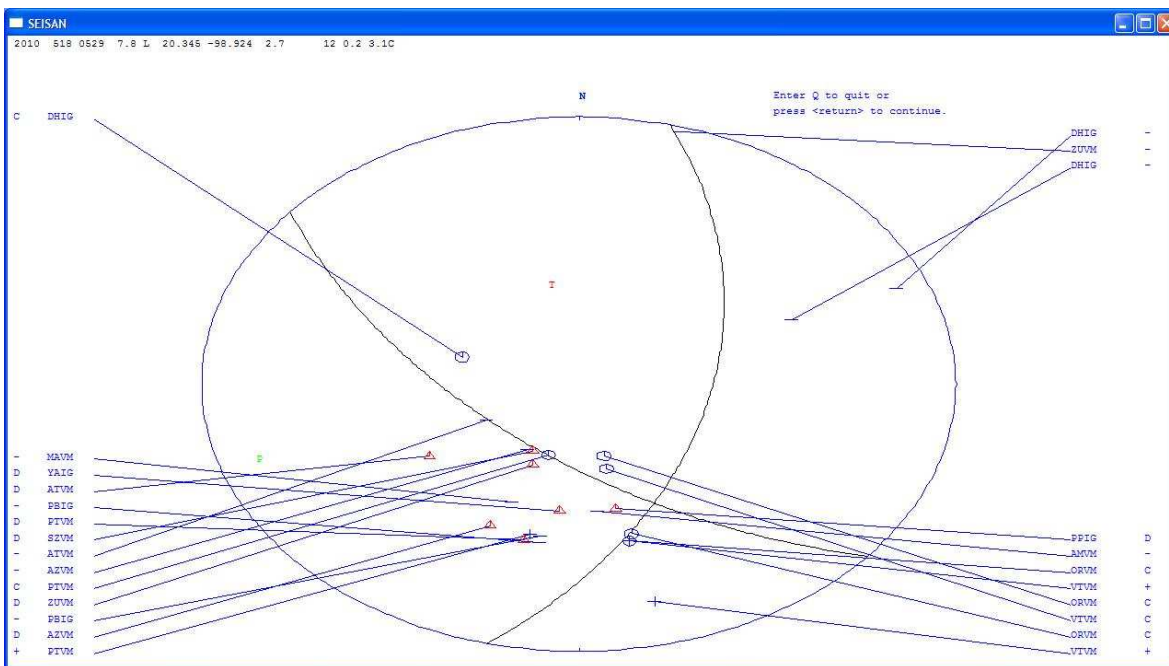


Figura B.4: Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos, eventos 18, 19 y 20 de en la tabla 4.3

# Anexo C

## Ejemplos de Formas de Onda Usadas

Se presentan algunos ejemplos de las formas de onda usadas en el presente trabajo. Se muestran dos imágenes por evento; primero las lecturas de ondas P y S, a continuación se aprecian las lecturas de ondas P para mostrar las polaridades. Los registros son los originales como pueden verse usando SEISAN (Havskov & Ottemöller, 2008). El valor que aparece a la izquierda del registro es el valor inicial de la amplitud de la señal en cuentas. El valor a la derecha del registro es la máxima amplitud del registro, en la ventana de tiempo mostrada.

Cabe resaltar que las últimas formas de onda se trata de los eventos 18, 19 y 20 de la tabla 4.3, los cuales se usaron para la elaboración del Mecanismo Focal Compuesto de primeros arribos B.4.

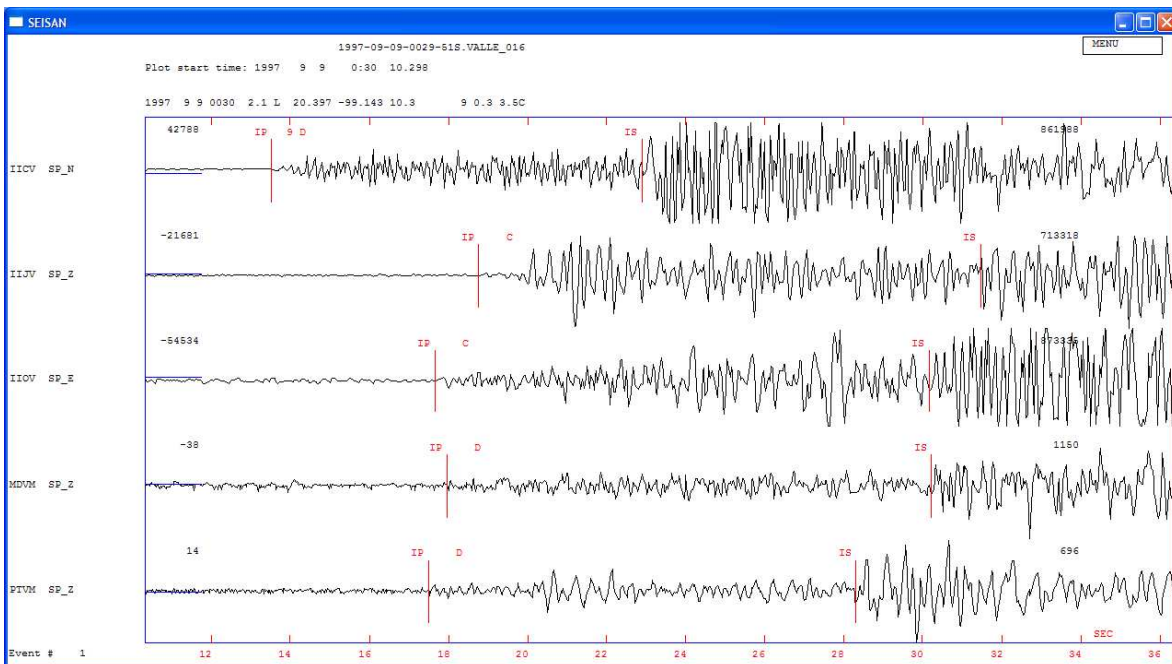


Figura C.1: Sismo con fecha 9 de septiembre de 1997, ondas P y S

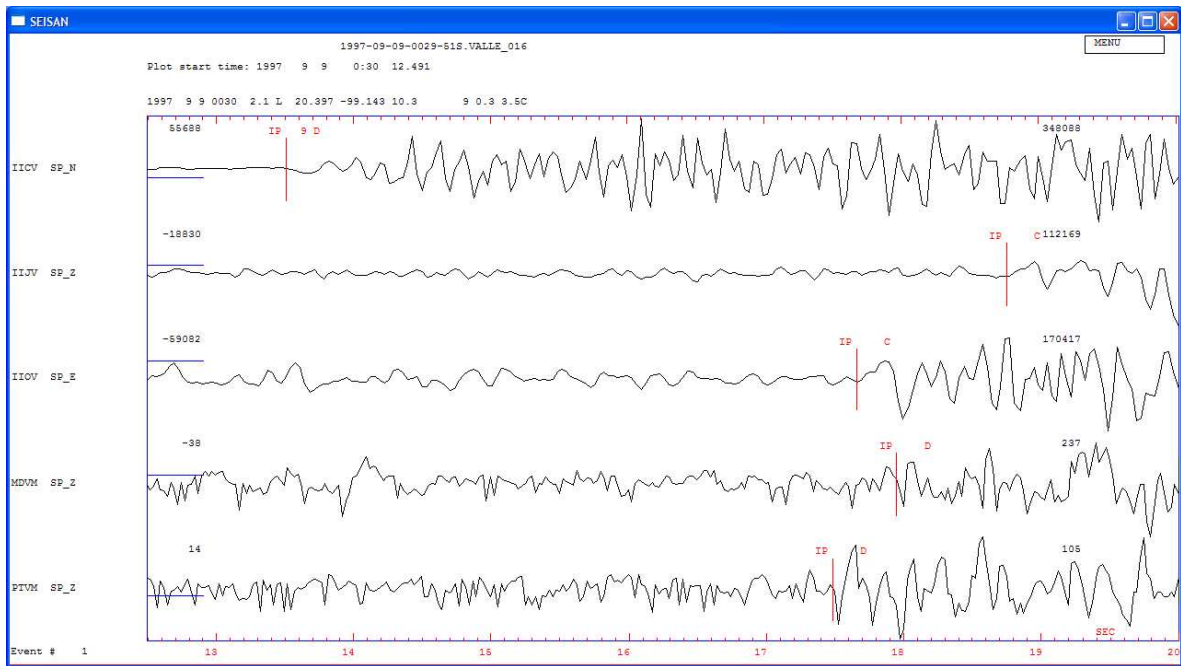


Figura C.2: Sismo con fecha 9 de septiembre de 1997, polaridades

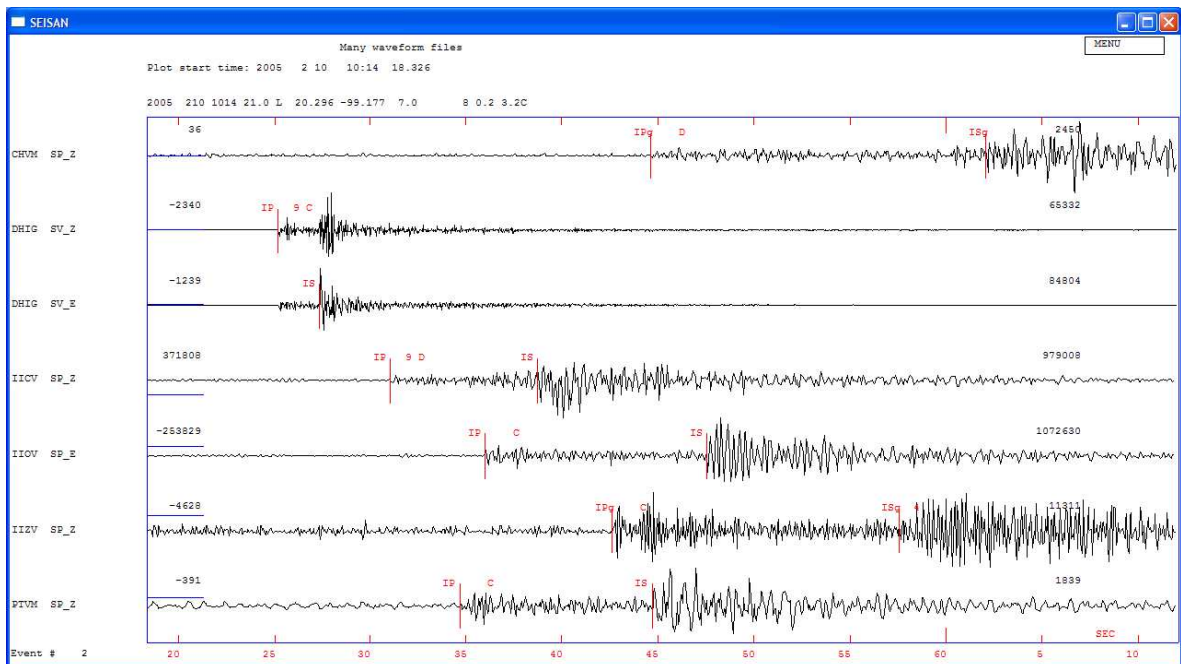


Figura C.3: Sismo con fecha 10 de febrero de 2005, ondas P y S

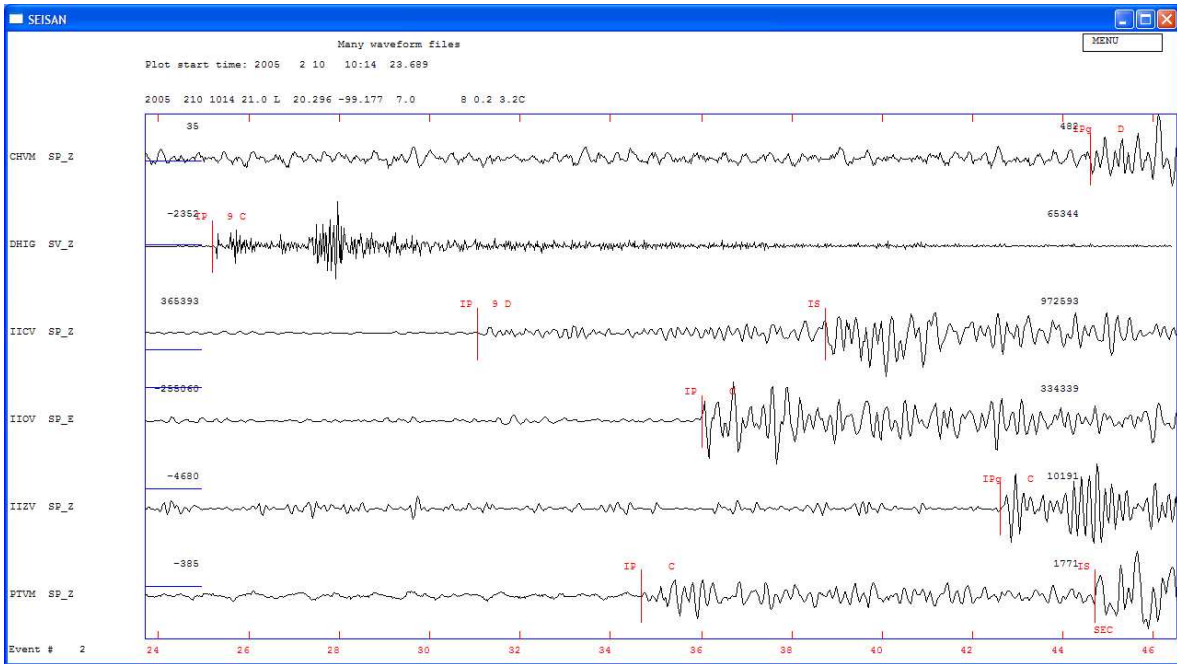


Figura C.4: Sismo con fecha 10 de febrero de 2005, polaridades

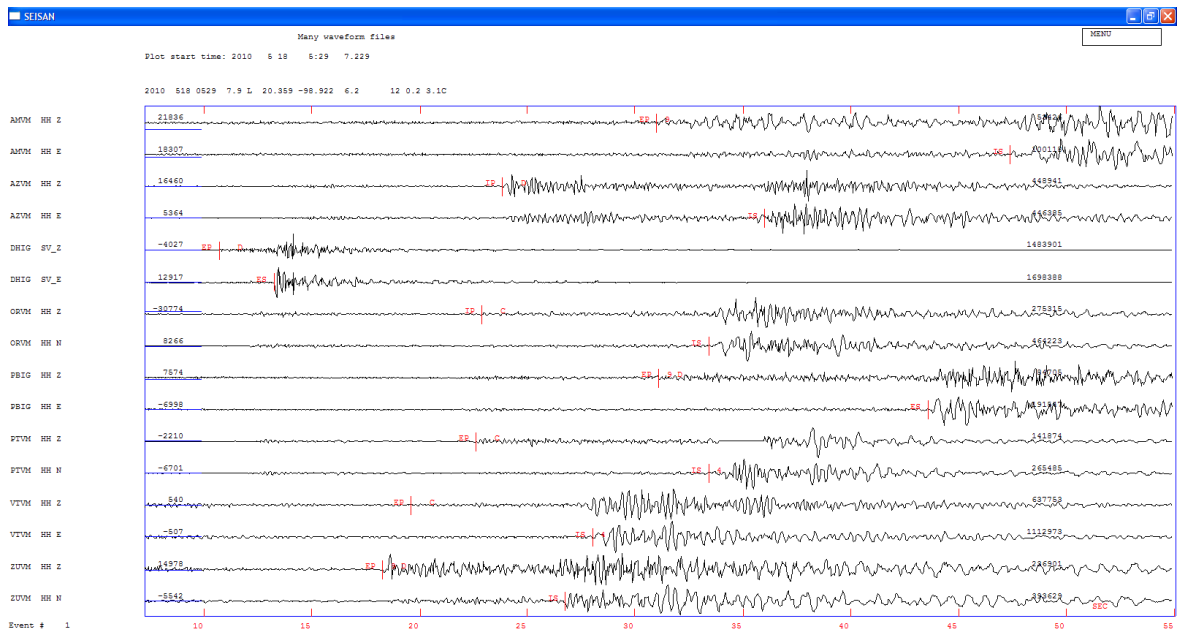


Figura C.5: Sismo con fecha 18 de mayo de 2010, ondas P y S

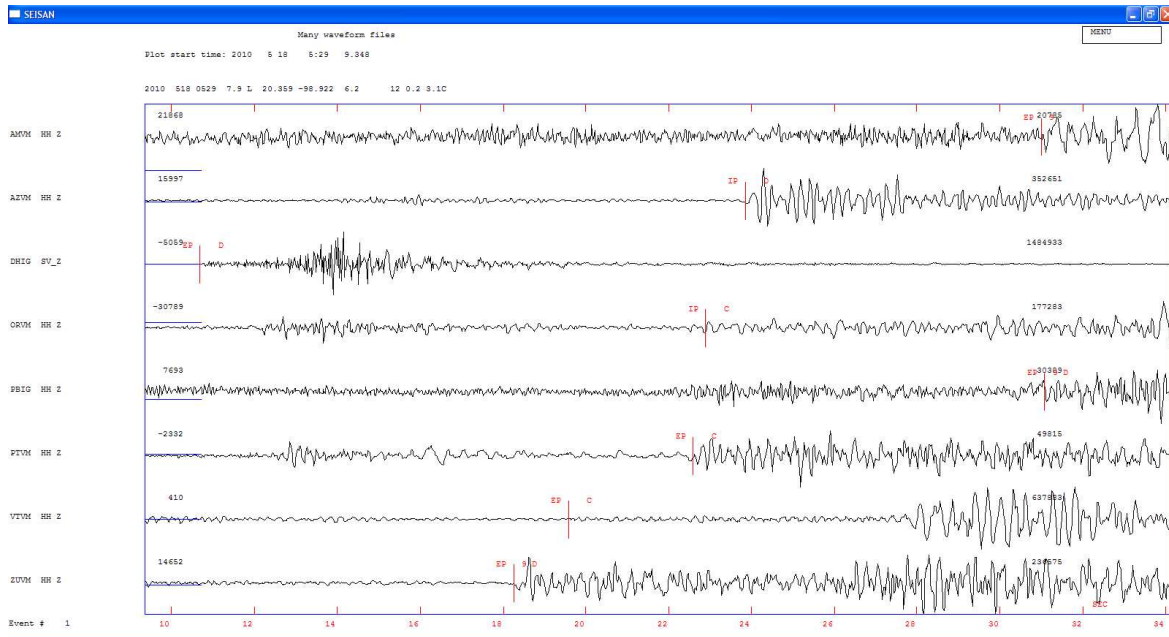


Figura C.6: Sismo con fecha 18 de mayo de 2010, polaridades

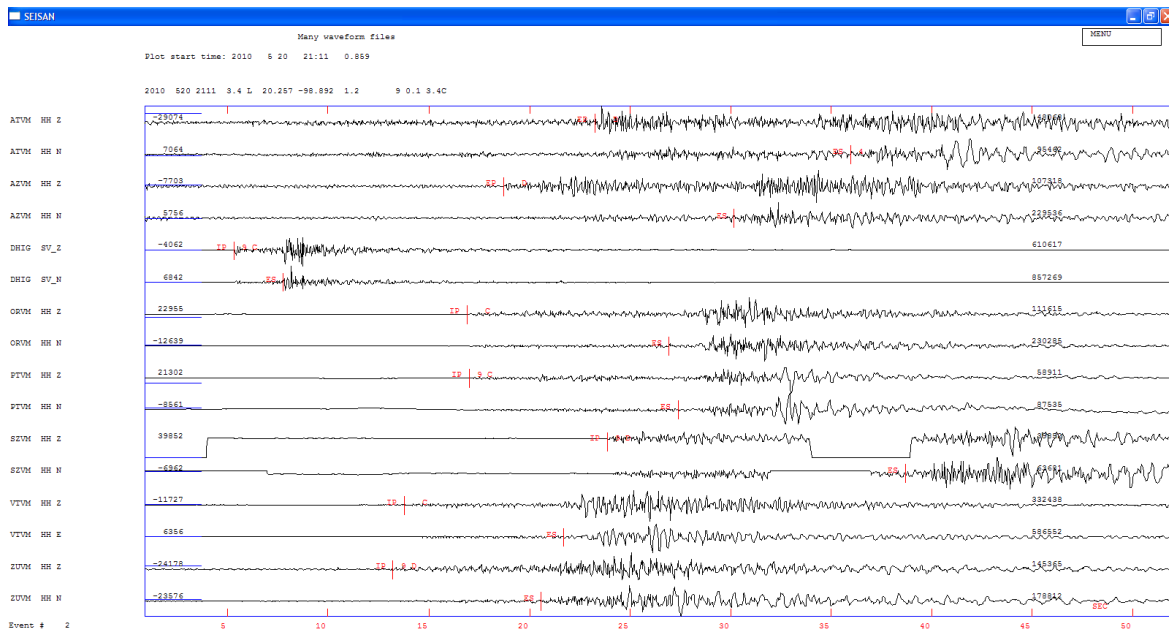


Figura C.7: Sismo con fecha 20 de mayo de 2010, ondas P y S

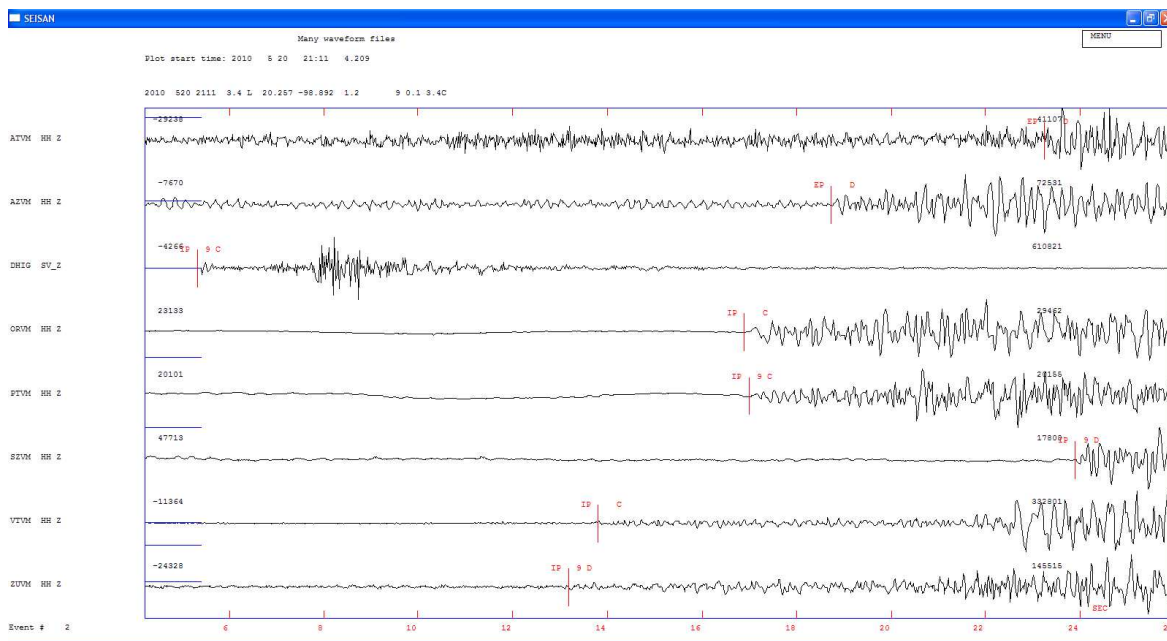


Figura C.8: Sismo con fecha 20 de mayo de 2010, polaridades

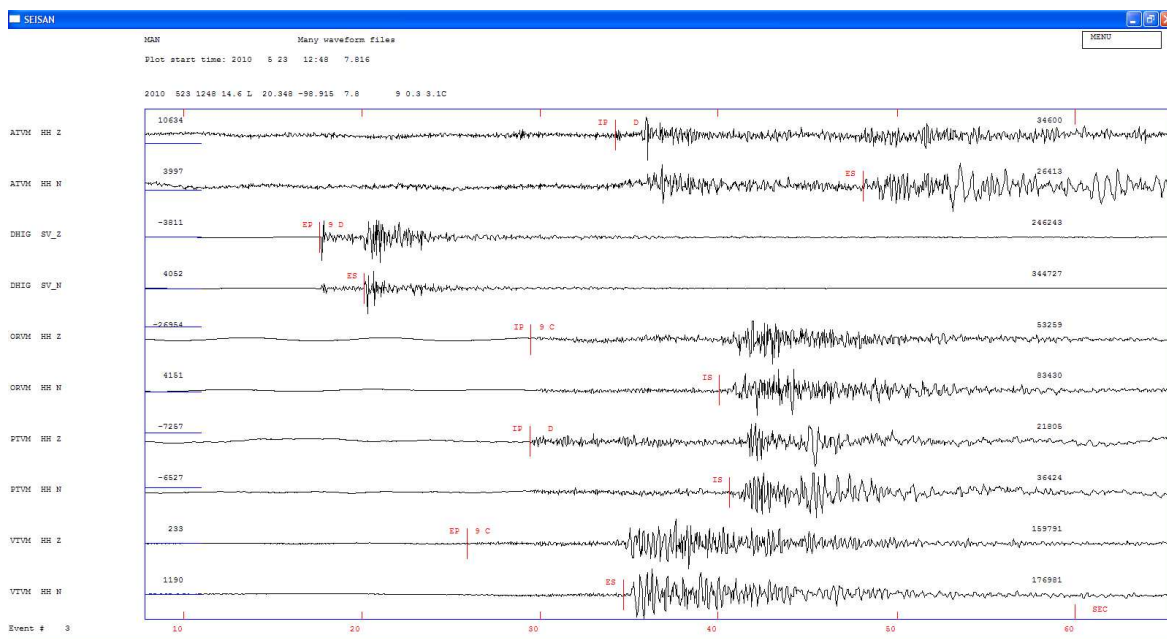


Figura C.9: Sismo con fecha 23 de mayo de 2010, ondas P y S



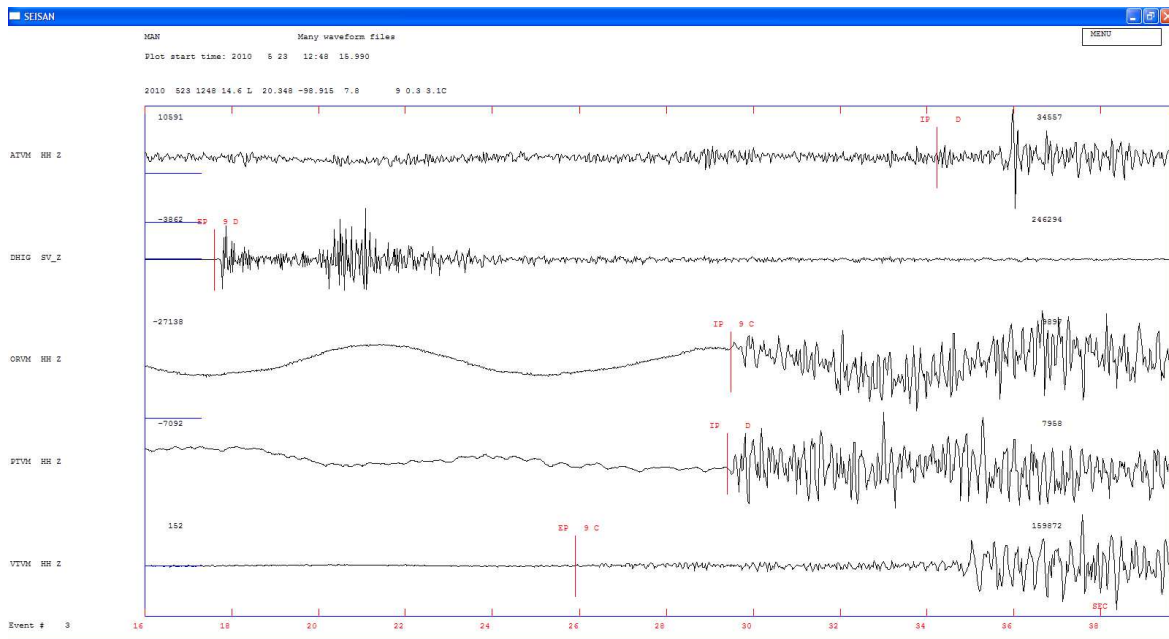


Figura C.10: Sismo con fecha 23 de mayo de 2010, polaridades

# Bibliografía

- AKI, K. & RICHARDS, P. G., 2002. *Quantitative Seismology*. University Science Books, 2nd ed.
- ASTIZ, L., 1980. Sismicidad en Acambay, Estado de México. El temblor de 22 de febrero de 1979. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura.
- CRONIN, V., 2004. A Draft Primer on Focal Mechanism Solutions for Geologist. Baylor University.
- EGO, F. & ANSAN, V., 2002. Why is the Central Trans-Mexican Volcanic Belt ( $102^{\circ} - 99^{\circ}W$ ) in transtensive deformation? *Tectonophysics*, **359**, 189–208.
- FERRARI, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, **LIII**, 84–92.
- FERRARI, L., CONTICELLI, S., VAGGELLI, G., PETRONE, C. & MANETTI, P., 2000. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the TMVB. *Tectonophysics*, **318**, 161–185.
- FIGUEROA, J., 1971. Sismicidad en la Cuenca del Valle de México. Tech. rep., Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- GARCIA-PALOMO, A., MACIAS, J. & GARDUÑO, V., 2000. Miocene to recent structural evolution of the Nevado de Toluca Volcano region, Central Mexico. *Tectonophysics*, **318**, 281–302.
- HAVSKOV, J. & ALGUACIL, G., 2002. Instrumentation in Earthquake Seismology. (Preliminary version).
- HAVSKOV, J. & OTTEMÖLLER, L., 2008. *SEISAN: THE EARTHQUAKE ANALYSIS SOFTWARE FOR WINDOWS, SOLARIS, LINUX and MACOSX Version 8.2.1 Manual*. Department of Earth Science University of Bergen, Norway.
- HURTADO DÍAZ, A., 2005. Geometría y estado de esfuerzos de la zona de Benioff de la placa de Rivera bajo el bloque de Jalisco. Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de Licenciatura.

- KOSTOGLODOV, V. & W., B., 1995. Seismotectonic constraints on the convergence rate between the Rivera and North American plates. *Journal of Geophysical Research*, **100**, 17977–17989.
- LAY, T. & WALLACE, T. C., 1995. *Modern Global Seismology*, vol. 58 of *International geophysics series*. Academic Press.
- LIENERT, B., BERG, E. & FRAZER, L., 1986. HYPOCENTER: An Earthquake location method using centered, scaled and adaptively least squares. *Bull. Seism. Soc. Am.*, **76**, 771–783.
- LIENERT, B. & HAVSKOV, J., 1995. A computer program for locating earthquakes both locally and globally. *Seismological Research Letters*, **66**, 26–36.
- PARDO, M. & SUÁREZ, G., 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in the southern Mexico: seismic and tectonic implications. *Geophys. Res. Lett.*, **20**, 2391–2394.
- PASQUARE, G., GARDUÑO, V., TIBALDI, A. & FERRARI, M., 1988. Stress pattern evolution in the central sector of Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, **146**, 353–364.
- QUINTANAR, L., RODRÍGUEZ-GONZÁLEZ, M. & OSCAR, C.-E., 2004. A shallow crustal earthquake doublet from the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico). *Bulletin of the Seismological Society of America*, **94**(3), 845–855.
- RODRÍGUEZ GONZÁLEZ, M. & CUENCA SÁNCHEZ, J., 2001. Renovación de la red sismotelemétrica del Valle de México (SISMEX). Tech. rep., Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México.
- SNOKE, J. A., 2003. FOCMEC: FOCal MECHANISM Determinations. Tech. rep., Virginia Tech, Blacksburg, VA, EE.UU.
- SSN, 1998a. Reporte de Sismos, El sismo de Tlaxcoapan, Hidalgo del 18 de marzo de 1998 Magnitud 4.3. Tech. rep., Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Abril 3, 1998.
- SSN, 1998b. Reporte de Sismos, Secuencia sísmica de Maravatío, Michoacán de junio de 1998 Máxima magnitud 4.3. Tech. rep., Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Junio 18, 1998.
- SSN, 2010. Reporte de Sismos, Secuencia de sismos en Hidalgo de mayo de 2010 Máxima magnitud 4. Tech. rep., Servicio Sismológico Nacional, Instituto de Geofísica, Universidad Nacional Autónoma de México. Mayo, 2010.
- SUÁREZ, G., 1992. El sismo de Jalapa del 3 de Enero de 1920. *Rev. Mex. Ing. Sísm.*, **42**, 3–15.

- SUÁREZ, G., GARCÍA ACOSTA, V. & GAULON, R., 1994. Active deformation in the Jalisco block, Mexico: evidence for a great historical earthquake in the 16th century. *Tectonophysics*, **234**, 117–127.
- SUTER, M., CARRILLO-MARTÍNEZ, M. & QUINTERO-LEGORRETA, O., 1996. Macro seismic study of Shallow earthquakes in the central and eastern parts of the Trans-Mexican Volcanic Belt, Mexico. *Bulletin of the Seismological Society of America*, **86**(6), 1952–1963.
- SUTER, M., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., QUINTERO-LEGORRETA, O. & CARRILLO-MARTÍNEZ, M., 2001. Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican volcanic belt. *Geol. Soc. Am. Bull.*, **113**(6), 693–703.
- SUTER, M., MARTÍNEZ, M., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M. & FARRAR, E., 1995a. The Aljibes half-graben-Active extension at the boundary between the TMVB and the Basin and Range Province, Mexico. *GSA Bull.*, **107**(6), 627–641.
- SUTER, M., QUINTERO, O. & JOHNSON, C., 1992. Active faults and state of stress in the Central part of the TMVB, Mexico: 1. The Venta de Bravo Fault. *J. Geophys. Res.*, **97**, 11983–11993.
- SUTER, M., QUINTERO-LEGORRETA, O., LÓPEZ-MARTÍNEZ, M., AGUIRRE-DÍAZ, G. & FARRAR, E., 1995b. The Acambay graben: active intraarc extension in the TMVB, Mexico. *Tectonics*, **14**(5), 1245–1262.
- ZÚÑIGA, F., PACHECO, J., GUZMÁN-SPEZIALE, M., AGUIRRE-DÍAZ, G., ESPÍNDOLA, V. & NAVA, E., 2003. The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Queretaro, Mexico: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics*, **361**, 229–238.