



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE MÉXICO

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

GEOMETRÍA Y ESTADO DE ESFUERZOS DE LA
ZONA DE BENIOFF DE LA PLACA DE
RIVERA BAJO EL BLOQUE DE JALISCO

- TESIS

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

ALEJANDRO HURTADO DÍAZ

Asesor: Dra. Xyoli Pérez Campos



MÉXICO, D.F.

2005

m. 347321



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA
DIRECCIÓN
60-I-1055

SR. ALEJANDRO HURTADO DÍAZ
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso la profesora Dra. Xyoli Pérez Campos y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

GEOMETRÍA Y ESTADO DE ESFUERZOS DE LA ZONA DE BENIOFF DE LA PLACA DE RIVERA BAJO EL BLOQUE DE JALISCO

- RESUMEN
- I INTRODUCCIÓN
- II FUNDAMENTOS DE LA SISMOLOGÍA
- III TECTÓNICA REGIONAL DE LA ZONA
- IV REGISTRO Y ANÁLISIS DE DATOS
- V RESULTADOS
- VI CONCLUSIONES
- BIBLIOGRAFÍA

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido de que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la Ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D. F., a 11 de octubre de 2004

EL DIRECTOR

M. en C. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFR*JAGC*ggg

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.
NOMBRE: Alejandro Hurtado Díaz
FECHA: 30 Hgo 05
Atb

Agradecimientos:

Agradezco a mis padres Rogelio y Gloria por darme su apoyo para llegar al punto donde estoy, un apoyo incondicional. Agradezco también el amor y cariño recibido durante todos estos años, sin el cual no hubiera podido lograr esta meta tan importante.

A mis hermanos Rogelio, Gloria y Humberto, les agradezco infinitamente por estar ahí cuando lo necesitaba y por que se que siempre lo estarán; gracias por el amor que me brindan y por su cariño. Mis hermanos y mis padres son una fuente de superación y ejemplo a seguir en todo lo que hago y en las metas que siguen.

A mi familia, mis tíos, tías, primos, sobrinos, a mis abuelos, gracias por su comprensión y apoyo.

Un especial agradecimiento a mi tío Eduardo por todo lo que significó y significa para mí, una persona fuera de lo común, una persona que siempre nos dio ejemplo, amor y muchas cosas más.

A mis amigos de la Facultad, en especial a Marco, Jorge, Xyoli, Gerardo y Gabino, gracias por esos años inolvidables.

A mis amigos del Instituto de Geofísica, muchos de ellos con grandes contribuciones a este trabajo, gracias por su apoyo y paciencia.

Gracias también al SSN y al departamento de Sismología por todo el apoyo brindado durante tantos años.

Agradezco también y de manera especial a Jaime Domínguez y al Dr. Gerardo Suárez por creer en mí y brindarme la oportunidad de realizar este trabajo a su lado.

Gracias a mis profesores de la carrera, su ejemplo y enseñanzas son pieza importante en mi formación.

ÍNDICE

RESUMEN	1
CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN.....	3
CAPÍTULO II.- FUNDAMENTOS DE SISMOLOGÍA	6
II.1.-Teoría y observación	8
II.2.- Propagación de ondas y parámetros focales.....	10
II.2.1.- Localización de hipocentros	10
II.2.2.- Mecanismo focal	16
CAPÍTULO III.- TECTÓNICA REGIONAL DE LA ZONA.....	24
CAPÍTULO IV.-REGISTRO Y ANÁLISIS DE DATOS.....	27
IV.1.- Especificaciones técnicas y ubicación de la red	27
CAPÍTULO V. RESULTADOS.....	33
V.1.- Distribución de la sismicidad.....	33
V.1.1.-Modelo de velocidades.....	33
V.1.2.-Localizaciones hipocentrales	35
V.2.- Mecanismos focales.....	40
V.3.- Implicaciones tectónicas.....	43
CAPÍTULO VI.- CONCLUSIONES	49
BIBLIOGRAFÍA	53
ANEXO 1	
Localización de los 128 sismos seleccionados y utilizados en el análisis	57

RESUMEN

En este trabajo se analizan las características de la subducción de la Placa de Rivera bajo la Placa de Norteamérica usando hipocentros y mecanismos focales registrados por una red temporal de banda ancha más los datos analizados en los trabajos de Pardo y Suárez (1993) y Pacheco et al. (1997).

La subducción de la Placa de Rivera bajo el Bloque de Jalisco es muy inclinada, aproximadamente 56° bajo los 50 kilómetros de profundidad. Ésta es muy diferente a la geometría que presenta la subducción de la Placa de Cocos bajo la de Norteamérica, observada en Guerrero donde se tiene un ángulo de subducción muy suave. A su vez, es muy similar a la subducción observada en América Central, en la Placa de Cocos bajo la Placa del Caribe.

El volcán de Colima y el frente volcánico andesítico, paralelo a la trinchera en la región de Jalisco, pueden asociarse a la subducción de la Placa de Rivera. Además, los contornos de 80-100 km de profundidad se correlacionan bien con los volcanes existentes en la zona, sugiriendo una relación directa del frente volcánico con la subducción.

Se observa también que la sismicidad base (sismicidad interplaca) aumenta hacia el sureste del Bloque de Jalisco a lo largo de la trinchera, debido quizás a las variaciones de edad y velocidad de convergencia de las Placas de Rivera y Cocos.

La profundidad máxima del contacto sismogénico en la Placa de Rivera es ~45 km y la máxima profundidad observada por sismicidad es de ~127 km.

Finalmente, los mecanismos focales, estimados y analizados en este trabajo, indican un estado de esfuerzos compresional en la zona de contacto sismogénico; un estado de esfuerzos tensional en la zona de sismos intraplaca dentro del continente; y de igual manera, los sismos que se encuentran a profundidades intermedias, indican un estado de esfuerzos tensional.

CAPÍTULO I.- INTRODUCCIÓN

En el occidente de México existe una microplaca, la Placa de Rivera, con una subducción aparentemente oblicua a la Placa de Norteamérica. A la interacción de esta placa se asocia la separación del Bloque de Jalisco de la Placa de Norteamérica (Allan et al., 1991). Los límites de la Placa de Rivera se definen al NE por la Zona de fractura de Tamayo y la Trincheras Mesoamericana, al oeste por la Segmentación Dorsal de Rivera que la separa de la Placa del Pacífico y al sur por la Zona de Fractura de Rivera (Minster y Jordan, 1979; Eissler y McNally, 1984; DeMets y Stein, 1990; Dewey y Suárez, 1991) (Figura 1.1).

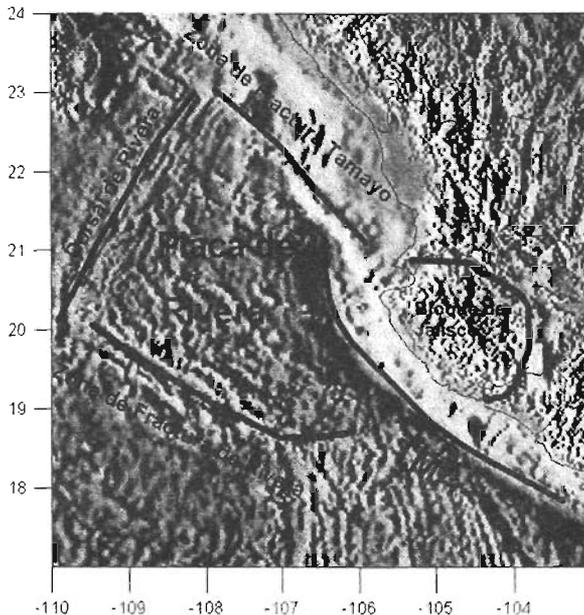


Figura 1.1.- Límites de la Placa de Rivera. TMA representa la Trincheras Mesoamericana

Dada su escasa actividad sísmica y al reducido número de estudios de la sismicidad local, la geometría de la Placa de Rivera bajo la Placa de Norteamérica es poco conocida. Nixon (1982) sugirió que la Placa de Rivera subduce asísmicamente; sin embargo, Pardo y Suárez (1993) reportaron algunos mecanismos focales de sismos superficiales y de profundidad intermedia en la región, cuestionando la teoría de la subducción asísmica en esta zona.

En la zona de subducción han ocurrido también grandes sismos que probablemente rompen al menos parte de la frontera entre la Placa de Rivera y la placa Nortamericana. Uno de ellos ocurrió, probablemente, en 1837; posteriormente, ocurrieron los dos sismos de Jalisco de 1932, el del 3 de junio, siendo el más grande registrado instrumentalmente en México ($M_s = 8.2$), y el del 18 de junio ($M_s = 7.8$) (Abe, 1981); sumándoseles el sismo del 9 de octubre de 1995 localizado en las costas de Colima y Jalisco ($M_w = 8.0$) (Pacheco et al, 1997).

Pardo y Suárez (1993) analizaron la sismicidad de la zona con los datos de la Red de Colima, una red temporal instalada en el graben de Chapala en 1989, y registros telesísmicos, con el fin de determinar la geometría de la subducción de la Placa de Rivera bajo el Bloque de Jalisco. Los resultados de esta tesis concuerdan con los obtenidos por Pardo y Suárez (1993), y dada la distribución de las estaciones sísmicas en este estudio, se logró una mayor precisión en las características de la subducción.

Los objetivos de esta tesis son determinar la geometría de la zona de Wadati-Benioff de la Placa de Rivera bajo el Bloque de Jalisco, así como

determinar el estado de esfuerzos existente en la zona utilizando una red temporal de sismómetros portátiles de banda ancha, la cual funcionó por un lapso de 5 meses. Además, se analizaron los datos de la estación permanente de banda ancha de Chamela, perteneciente al Servicio Sismológico Nacional (SSN), así como los datos capturados por la red del volcán de Colima que mantiene la Universidad de Colima.

Para determinar la geometría de la zona de Wadati-Benioff se realizó un catálogo de eventos con las siguientes características: lecturas de tiempos de llegada de ondas P y S en por lo menos tres estaciones para el evento, un error cuadrático medio (*r.m.s.*) menor o igual a 0.4 s y errores hipocentrales menores a 20 km. Los sismos seleccionados se leyeron y localizaron con el programa SEISAN (Haskov, 1997) que utiliza al programa Hypocenter (Lienert et al., 1986) y se utilizó como prueba de verificación al programa Hypo71 (Lee y Lahr, 1972). Se usó un modelo de velocidades de capas planas que se determinó con las réplicas del sismo del 9 de octubre de 1995 en las costas de Colima y Jalisco, el modelo tiene un cociente V_p/V_s de 1.64 (Pacheco et al., 1997).

Las localizaciones hipocentrales muestran una zona sismogénica cuya inclinación es de $\sim 14^\circ$ hasta los 20 km de profundidad; a partir de ahí, la inclinación se incrementa gradualmente hasta $\sim 56^\circ$ bajo los 50 km de profundidad.

CAPÍTULO II.- FUNDAMENTOS DE SISMOLOGÍA

A partir de la observación de las ondas sísmicas producidas por los terremotos es posible dividir a la tierra de una manera general en corteza, manto y núcleo (Figura 2.1). Estas ondas sísmicas se dividen en ondas internas o de cuerpo, que viajan a través del interior de la tierra y se generan en el momento de producirse un terremoto, y las ondas superficiales, que se propagan en la superficie de la tierra y se producen por la interacción de las ondas internas con la superficie libre de la tierra y discontinuidades existentes en la corteza.

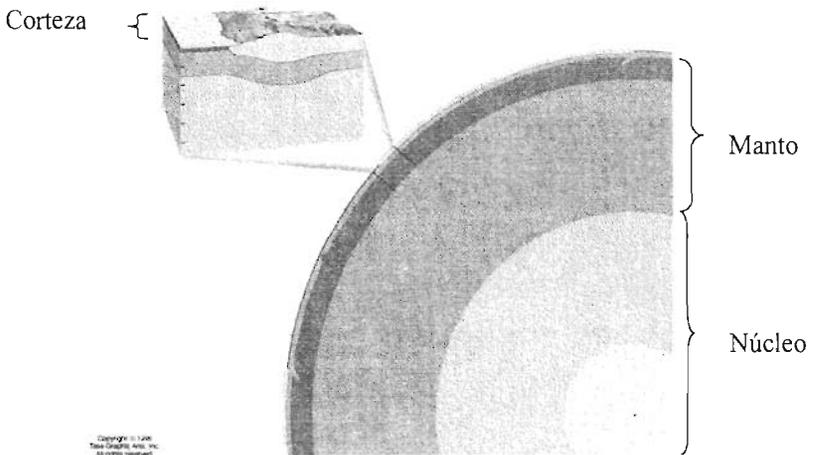


Figura 2.1.- Estructura interna de la Tierra (Figura tomada de Tasa Graphic Arts Inc.).

Existen dos tipos de ondas internas, las ondas P o primarias, que son ondas longitudinales de compresión, y las ondas transversales, S o secundarias, que son de cizalla. El comportamiento de las ondas internas se estudia con la teoría de la elasticidad. En las ondas P , la dirección del movimiento de las partículas es paralela a la dirección de propagación de la onda y las ondas S tienen una dirección de movimiento de partículas perpendicular a la dirección de propagación de las ondas (Figura 2.2).

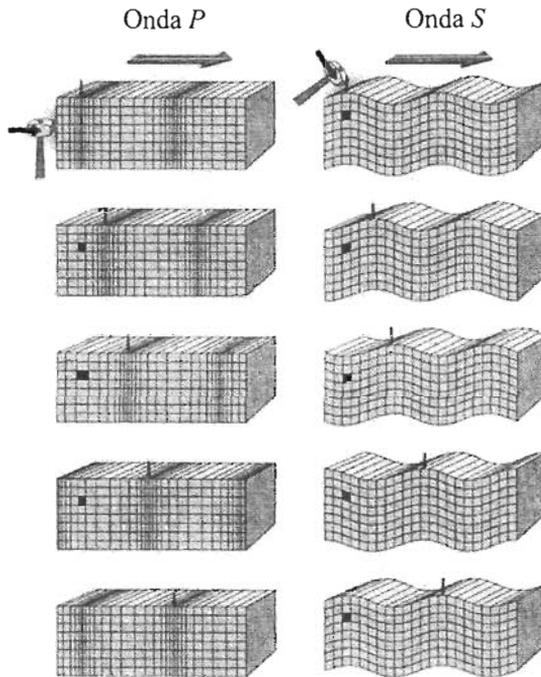


Figura 2.2.- Transmisión de ondas S y P a través de un sólido (Figura tomada de Tasa Graphic Arts Inc.).

La velocidad de las ondas P (para un medio homogéneo e isótropo) está dada por

$$u_p = \left[\frac{k + (4/3)\mu}{\rho} \right]^{1/2}$$

y de las ondas S por

$$w_s = \left[\frac{\mu}{\rho} \right]^{1/2},$$

donde:

ρ = densidad del medio,

μ = módulo de rigidez del medio y

k = módulo de compresibilidad del medio.

De las relaciones anteriores, ya que k siempre es positivo, el término $[k + (4/3)\mu]$ siempre es mayor que μ , por lo tanto u_p es mayor que w_s y podemos concluir que la velocidad de las ondas P siempre es mayor que la velocidad de las ondas S . Podemos observar también que para $\mu = 0$ se trata de un fluido y por lo tanto w_s también es cero, por lo que las ondas S no pueden propagarse a través de un fluido.

II.1.-Teoría y observación

Mallet, a partir de su estudio del terremoto de Nápoles de 1857, desarrolló la teoría del foco sísmico a partir del cual se propagan las ondas

en todas direcciones y relacionó la ocurrencia de los terremotos con la ruptura del material de la corteza terrestre.

Los aspectos teóricos de la sismología se basan en la mecánica de medios continuos, considerando que la tierra está constituida por material elástico, en la cual se propagan las ondas producidas por los terremotos. La generación de estas ondas es causada por los procesos que se producen en el foco sísmico y su estudio constituye la teoría del mecanismo de los terremotos.

Las observaciones sismológicas consisten en el registro del movimiento de la tierra a través de instrumentos que se instalan en su superficie o a profundidad en pozos. Estos instrumentos se denominan en general sismógrafos y registran el desplazamiento, velocidad o aceleración del suelo.

La relación entre observaciones y teorías o modelos nos lleva a diferenciar lo que se denomina problema directo del problema inverso. El primero se refiere a la determinación a partir de un modelo teórico, ya sea de generación o propagación de ondas, de los desplazamientos que esperamos observar en la tierra. Estos desplazamientos teóricos o también llamados sintéticos, se comparan con los observados y si estos coinciden, el modelo teórico es adecuado; sin embargo, para llegar a ellos es necesario llevar a cabo el proceso varias veces hasta obtener un ajuste satisfactorio entre el modelo y los datos observados. Por otro lado, el problema inverso consiste en la determinación de los parámetros del modelo teórico a partir de las observaciones.

II.2.- Propagación de ondas y parámetros focales de los terremotos

El estudio de la propagación de las ondas sísmicas ha llevado a descubrir la estructura del interior de la tierra, las regiones que la forman y la distribución en ellas de la densidad y las constantes elásticas. La ocurrencia de los terremotos, su distribución espacio-temporal, su mecanismo y liberación de energía ponen de manifiesto los procesos dinámicos de la tierra.

Por lo tanto, las velocidades de los distintos tipos de ondas dependen de las características elásticas del medio, de modo que su distribución en el interior de la tierra puede estudiarse mediante la observación de los tiempos de recorrido y las amplitudes de estas ondas.

II.2.1.- Localización de hipocentros

El interés por determinar el punto en el cual se produce el terremoto (foco o hipocentro) y su proyección sobre la superficie (epicentro) (Figura 2.3) se remonta a los primeros sismólogos modernos, como Mallet (1810-1881), Milne (1850-1913) y Omori (1868-1923).

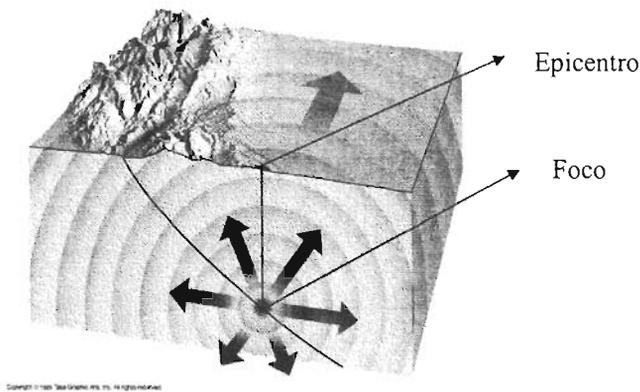


Figura 2.3.- Foco y epicentro de un sismo (Figura tomada de Tasa Graphic Atrs Inc.).

Con el desarrollo de la instrumentación sismológica y la extensión por todo el mundo de observatorios, la determinación del foco sísmico se realiza comúnmente a partir de los registros de las ondas producidas por los terremotos, con base en los tiempos de recorrido de las ondas desde la fuente hasta la estación. De este modo, el foco representa el punto inicial en el espacio y el tiempo de la producción de estas ondas. Así, los cuatro parámetros que definen la localización del foco en el tiempo y espacio son el tiempo origen t , las coordenadas geográficas del epicentro ϕ y λ (longitud y latitud, respectivamente) y la profundidad h .

Los primeros métodos para determinar los epicentros son gráficos y se basan en encontrar el punto de intersección sobre un mapa de los círculos con centro en cada estación, que representan las distancias recorridas por las distintas ondas. Para obtener las distancias se necesitan curvas domocrónicas que nos permiten pasar de intervalos de tiempo entre las diferentes ondas a distancias de recorrido. Las ondas usadas son

generalmente la P y la S , usándose el intervalo de tiempo de llegada entre ellas ($S-P$) para obtener la distancia al epicentro desde cada estación. Generalmente los arcos de circunferencia no se cortan en un solo punto, sino que definen un área pequeña que nos muestra los errores en la localización y en cuyo centro se sitúa el epicentro.

Los métodos numéricos para la localización hipocentral se desarrollaron prácticamente con los trabajos de Geiger en 1910 (siendo éste la base para la mayoría de los algoritmos modernos) e Inglada en 1926; actualmente existen numerosos algoritmos usando la mayoría un ajuste por mínimos cuadrados de los tiempos de llegada de las ondas P y S , observadas en un cierto número de estaciones (Udías y Mézcua, 1997).

Método Geiger:

Sean las coordenadas de la i -ésima estación (x_i, y_i, z_i) y el tiempo de arribo observado, τ_i ; sea t_i el tiempo de arribo “calculado” basado en una solución prueba (asumiendo un tiempo origen t y un hipocentro (x, y, z)). Si el tiempo residual

$$R_i \equiv \tau_i - t_i \quad (1)$$

es pequeño, lo podemos expresar en una serie de Taylor,

$$R_i = dt + \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + e_i, \quad (2)$$

donde e_i denota un error aleatorio con distribución normal.

Ya que los tiempos de viaje y las derivadas pueden obtenerse de un modelo de corteza dado, debemos obtener un vector de ajuste (dt, dx, dy, dz) por mínimos cuadrados, donde condicionamos que

$$\sum_{i=1}^n e_i^2 = a \quad (3)$$

sea mínimo; donde \sum denota suma en todas las n estaciones. Esto se realiza resolviendo el siguiente sistema de ecuaciones que se derivan de aplicar la condición (3) a la ecuación (2):

$$\begin{aligned} ndt + \sum a_i dx + \sum b_i dy + \sum c_i dz &= \sum R_i \\ \sum a_i dt + \sum a_i^2 dx + \sum a_i b_i dy + \sum a_i c_i dz &= \sum a_i R_i \\ \sum b_i dt + \sum a_i b_i dx + \sum b_i^2 dy + \sum b_i c_i dz &= \sum b_i R_i \\ \sum c_i dt + \sum a_i c_i dx + \sum b_i c_i dy + \sum c_i^2 dz &= \sum c_i R_i \end{aligned} \quad (4)$$

donde

$$a_i \equiv \frac{\partial t_i}{\partial x}; b_i \equiv \frac{\partial t_i}{\partial y}; c_i \equiv \frac{\partial t_i}{\partial z} . \quad (5)$$

El tiempo de origen mejorado y el hipocentro son actualizados, quedando:

$$t + dt, y(x + dx, y + dy, z + dz) . \quad (6)$$

Ahora tomamos a la ecuación (6) como una solución nueva, la cual se somete a la misma prueba, continuando con el mismo procedimiento hasta que algún criterio de convergencia se cumpla.

En el caso del intervalo de datos $S-P$, τ_i y t_i se vuelven los intervalos $S-P$ observado y calculado, respectivamente. Dado que no existe dependencia del tiempo de origen, la ecuación (2) se puede escribir entonces como

$$R_i = \frac{\partial t_i}{\partial x} dx + \frac{\partial t_i}{\partial y} dy + \frac{\partial t_i}{\partial z} dz + e_i \quad (7)$$

y las ecuaciones (4) se modifican acorde a esto.

Ya que las ecuaciones (4) son lineales y simultáneas con cuatro incógnitas: dt , dx , dy , dz , las podemos resolver por el método de inversión de matrices. En la práctica, esta matriz es generalmente mal planteada y genera problemas de cómputo. Para evitar esto, se utiliza un nuevo método para encontrar el vector de ajuste. En vez de seguir con el procedimiento tradicional (que es equivalente a una regresión múltiple simple), se usa una regresión múltiple paso a paso. La ecuación (2) nos define al tiempo residual R_i en función de dt , dx , dy y dz . Se realiza un análisis estadístico primero para ver cual variable independiente se debe incluir en la regresión y las ecuaciones normales se ajustan sólo para aquellas variables significativas. Entonces, obtenemos el vector de ajuste resolviendo una matriz que nunca será mal planteada. Además, la convergencia a una solución hipocentral final es más rápida.

Hypocenter:

El programa HYPOCENTER (Lienert, et al. 1986) se usa para determinar el hipocentro, magnitud y parámetros focales de los sismos, además de dar una estimación de la calidad del hipocentro. Además de la solución por mínimos cuadrados que Geiger (1910) da al problema de localización de sismos y que es base para la mayoría de los algoritmos de

localización de hipocentros (HYPO71, HYPOINVERSE), HYPOCENTER agrega el procedimiento llamado **amortiguamiento adaptable** (*adaptive damping*). El amortiguamiento, **que es una constante** que se agrega a los términos de la diagonal de la **matriz de derivadas** parciales generada por el producto de $G^T G$ (donde G es la **matriz de datos**) antes de invertirla para obtener las **correcciones hipocentrales**, se **varía** dependiendo si la solución converge o no. Si el residual *r.m.s.* de los tiempos de viaje aumenta, el *r.m.s.* mínimo hipocentral se **regresa a t_0** , el amortiguamiento se aumenta y se repite el paso. Una **aproximación similar** se utiliza para prevenir que la profundidad sea negativa. Cuando el *r.m.s.* empieza a disminuir otra vez, el amortiguamiento se **reduce**, pero a un rango menor que en el incremento inicial. Programas como el HYPO71 resuelven el problema de inestabilidad en la solución **fijando la profundidad** cuando se vuelve inestable la solución. La **inestabilidad en las soluciones** se debe a la geometría de los patrones de los **tiempos de viaje**; por ejemplo, cuando el hipocentro se encuentra al mismo nivel que las estaciones o cuando todas las estaciones se encuentran en línea recta. Con este método, el amortiguamiento se **varía durante el proceso iterativo**, siguiendo el principio de que la mejor solución es aquella que se **ajusta mejor a los datos**, por ejemplo, la que tenga el residual *r.m.s.* **más bajo**. Esta técnica nos da la posibilidad de mover al **hipocentro a través de** “barreras de inestabilidad” que pueden ocurrir particularmente en la profundidad hipocentral (Figura 2.4).

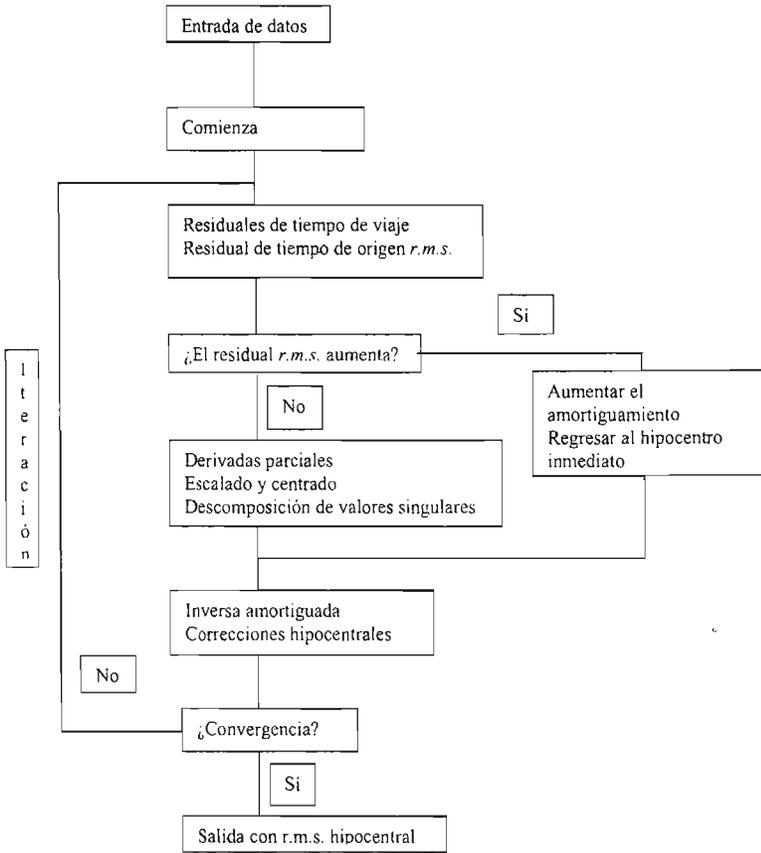


Figura 2.4.- Diagrama de flujo del algoritmo de HYPOCENTER.

II.2.2.- Mecanismo focal

El primer paso para determinar el mecanismo de ruptura en un sismo es el calcular la orientación del plano de fractura. Este plano está

definido por el azimut de la traza, el buzamiento y la dirección del movimiento sobre él (deslizamiento) (Figura 2.5).

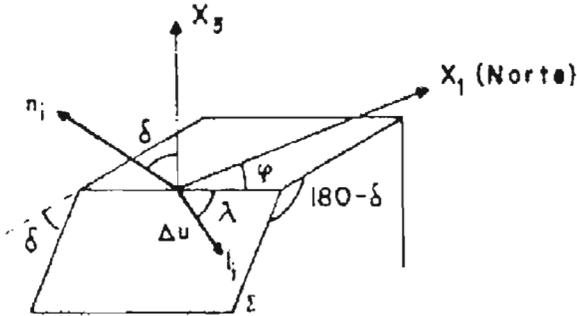


Figura 2.5.- Parámetros de orientación de la falla: ϕ -azimut, δ -buzamiento, λ -deslizamiento (Figura tomada de Udías y Mézcua, 1997).

El método más sencillo para determinar la orientación del mecanismo de los terremotos, basado en el desarrollo de la teoría de las fuentes puntuales, es el que utiliza las observaciones de los signos del primer impulso de las ondas P . La teoría predice que la distribución de amplitudes, para los sistemas puntuales de un par y un doble par de fuerzas, sin momento resultante, es en ambos casos de cuatro cuadrantes de signo alternante. Esto significa que para una fuente sísmica puntual, definida por el tensor momento sísmico M_{ij} , el campo de desplazamientos viene dado por la convolución de éste con la derivada de la función de Green; es decir

$$u_k(x_n, t) = \int_{-\infty}^{\infty} M_{ij}(x_n, \tau) \frac{\partial G_{ki}(x_n, t - \tau)}{\partial x_j} d\tau,$$

donde:

M = tensor de momento,

G = función de Green,

x = posición,

t = tiempo y

τ = esfuerzos.

Para el caso de una fractura de cizalla sobre un plano S con normal unitario n_i y desplazamiento Δu en la dirección de l_j (Figura 2.6), el tensor M_{ij} viene dado por la ecuación:

$$M_{ij} = M_0(l_i n_j + l_j n_i),$$

donde:

M_0 = momento sísmico escalar,

n = normal al plano y

l = dirección de desplazamiento.

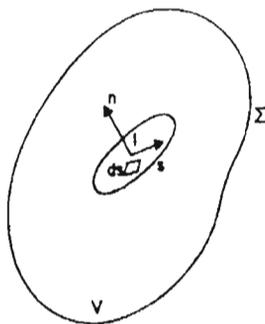


Figura 2.6.- Fractura de cizalla en el interior de un medio elástico (Figura tomada de Udías y Mézcua 1997).

Para una fuente puntual, los desplazamientos son equivalentes a los producidos por dos pares de fuerzas, en las direcciones de n_i y l_j , sin momento resultante. El sistema es también equivalente a fuerzas de presión P y tensión T , en el plano que contiene a n_i y l_i y a 45° de estas direcciones, (Figuras 2.7 y 2.8) (Udías y Mézcua, 1997).

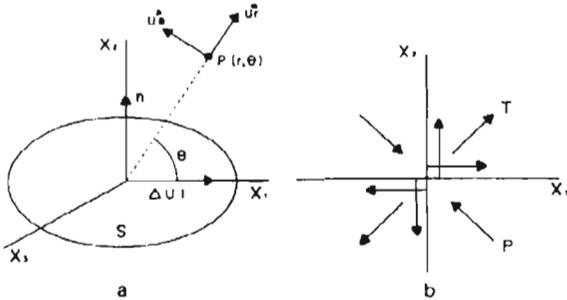


Figura 2.7.- Modelos de mecanismo del foco: (a) fractura de cizalla, (b) fuerzas equivalentes; doble par de fuerzas sin momento resultante (Figura tomada de Udías y Mézcua, 1997).

Así, el método consiste en separar con dos planos ortogonales las observaciones, teniendo cuatro cuadrantes alternantes, de compresiones o movimiento hacia afuera de la fuente, y dilataciones o movimientos hacia la fuente. El problema que persiste en el uso de este método es que no nos permite distinguir entre los dos planos nodales ortogonales cuál es el que corresponde al plano de fractura.

Byerly (1926) desarrolló un método en el cual se proyectan las observaciones sobre la tierra en los puntos que corresponderían si ésta fuera homogénea y los rayos se propagaran en línea recta. Estos puntos se

proyectan luego sobre el plano ecuatorial desde el punto antinodal al foco (Udías y Mézcua, 1997).

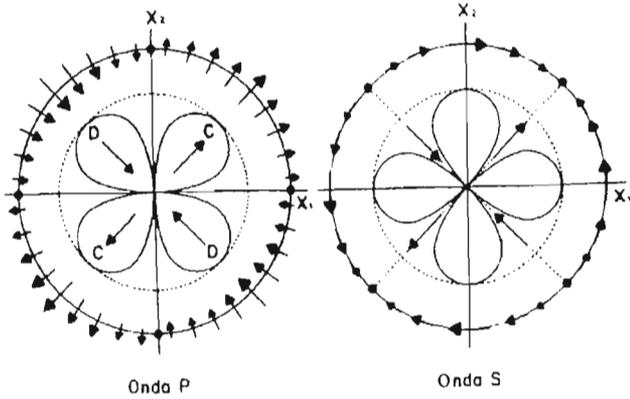


Figura 2.8.- Patrón de radiación en el plano (x_1, x_2) para las ondas P y S de una fractura de cizalla en el plano (x_1, x_3) y desplazamiento en la dirección de x_1 (Figura tomada de Udías y Mézcua, 1997).

Las posiciones obtenidas se denominan distancias extendidas. Los planos de falla se proyectan de la misma manera. El resultado es que los planos se proyectan como círculos que pasan por el punto de proyección del foco.

Sin embargo, el método anterior se ha sustituido por el que utiliza la esfera focal y su proyección. El concepto de esfera focal se debe a Köning y Honda (1940), y consiste en una esfera de radio unitario con centro en el foco del terremoto de material homogéneo. Desde el centro a su superficie, las ondas se propagan de acuerdo con las ecuaciones desarrolladas para un medio de este tipo.

Para emplear este concepto se reduce la posición de los distintos puntos sobre la superficie de la tierra a puntos equivalentes sobre la superficie de la esfera focal. Cada punto o estación P , a distancia angular Δ del epicentro y azimut α_p , se proyecta sobre la esfera focal siguiendo la trayectoria del rayo y queda definido por sus coordenadas polares: el ángulo de incidencia en el foco, i_h , y el azimut de la estación respecto al epicentro (ángulo que forma la dirección del rayo con el norte geográfico) ϕ , (Figura 2.9) (Udías y Mézcua, 1997).

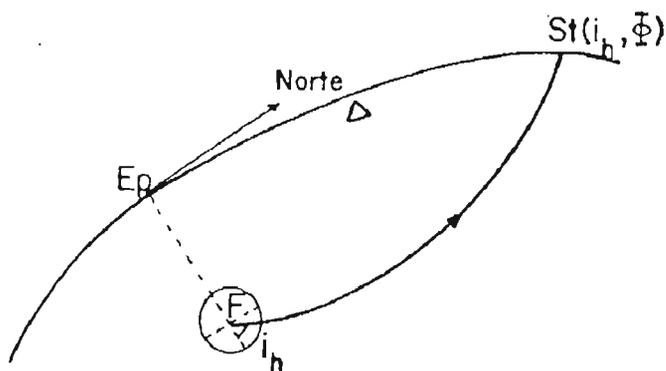


Figura 2.9.- Trayectoria del rayo sísmico desde el foco hasta la estación.

El ángulo de incidencia y el azimut tienen valores comprendidos entre $0^\circ \leq i_h \leq 180^\circ$ y $0^\circ \leq \phi \leq 360^\circ$ y se calculan a partir de las coordenadas del foco y la estación.

El carácter del patrón de radiación de la onda P , que se genera por un modelo de fractura de cizalla, está formado por cuatro cuadrantes de signo alternante de compresiones (C) y dilataciones (D) como se ha

mencionado, llamándose movimiento de compresión cuando el desplazamiento de la onda está en la dirección del foco al punto de observación y dilatación si es en sentido contrario, del punto de observación hacia el foco. Por lo tanto, en una compresión, la componente vertical del movimiento es hacia arriba y la horizontal, opuesta a la dirección del epicentro. En una dilatación, el movimiento vertical es hacia abajo y el horizontal hacia el epicentro (Figura 2.10).

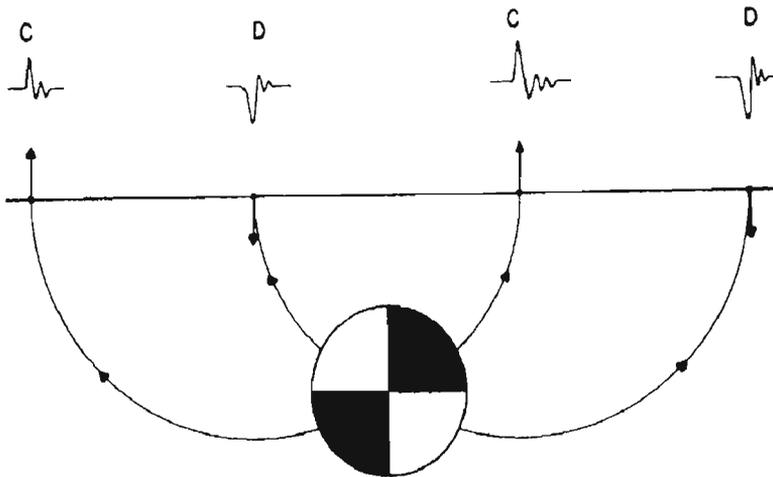


Figura 2.10.- Esquema de la esfera focal y los rayos que llegan a la superficie con su movimiento correspondiente (compresión o dilatación) (Figura tomada de Udías y Mézcua, 1997).

El método gráfico consiste en dibujar sobre una proyección de la esfera focal las observaciones una vez reducidas a su superficie y utilizando un símbolo distinto según se trate de compresiones o dilataciones. En principio solo un hemisferio puede presentarse en la

proyección, aunque las observaciones del otro pueden reducirse a éste debido a la simetría del problema. Una vez representadas las observaciones sobre la proyección de la esfera focal se separan; esto se realiza de forma gráfica dibujando primero uno de los planos (A) y situando su polo, como se muestra en la figura 2.11. El segundo plano (B), al ser ortogonal al primero, debería pasar por dicho polo. Situados los dos polos de los planos (ejes X e Y) se pasa por ellos un círculo máximo y sobre él, a 45° de los ejes X e Y , se sitúan los ejes de T y P , de forma que el eje T quede en el cuadrante de compresiones y el P en el de dilataciones. El eje Z viene dado por la intersección de los dos planos.

Del diagrama de la figura 2.11, se determinan los ángulos (θ, Φ) de los ejes X, Y, Z, T, P y los ángulos $(\varphi, \delta, \lambda)$ de los planos A y B .

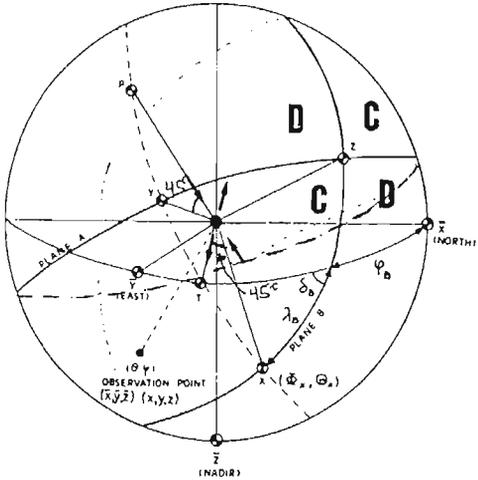


Figura 2.11.- Definición del sistema de ejes X, Y, Z, T y P sobre la esfera focal (Figura tomada de Udías y Mézcua, 1997).

CAPÍTULO III.- TECTÓNICA REGIONAL DE LA ZONA

La historia tectónica del occidente de México se caracteriza por tres cambios importantes en los últimos 25 millones de años (Mammerick y Klitgord, 1982). La antigua placa Farallón evolucionó primero en la placa de Guadalupe, la cual se fragmentó en las actuales placas de Rivera y Cocos.

La existencia de la microplaca de Rivera fue sugerida por Atwater (1970); sus límites se definen al NE por la Zona de fractura de Tamayo y la Trinchera Mesoamericana, al oeste por la Segmentación Dorsal de Rivera que la separa de la Placa del Pacífico y al sur por la Zona de Fractura de Rivera. La intersección de la Dorsal de Rivera y la Zona de Fractura de Rivera se localiza a ~165 km al oeste de la Trinchera Mesoamericana (Burgois y Michaud, 1991).

El límite entre la Placa de Rivera y la de Cocos no está bien definido, no se tienen rasgos batimétricos claros que puedan asociar una frontera definida. Sin embargo, Bandy (1992) sugiere que el graben “El Gordo” puede ser parte del límite entre las placas de Rivera y Cocos (Figura 3.1).

La Placa de Rivera es comparable a la de Juan de Fuca (costas de Oregon, Washington y la isla de Vancouver) en términos de área pequeña, piso oceánico joven, la relativa baja velocidad y la baja actividad sísmica en la zona de subducción (Pardo y Suárez, 1993).

Nixon (1982) sugiere que la Placa de Rivera subduce asísmicamente. Esto se contradice por los grandes sismos ocurridos en la

zona desde 1837 que incluyen a los dos sismos de Jalisco de 1932: el del 3 de junio, siendo el más grande registrado instrumentalmente en México, $M_s = 8.2$ (Eissler y McNally, 1984; Singh et al., 1985), y el del 18 de junio, $M_s = 7.8$, (Abe, 1979); además del sismo del 9 de octubre de 1995, localizado en las costas de Colima y Jalisco ($M_w = 8.0$) (Pacheco et al., 1997).

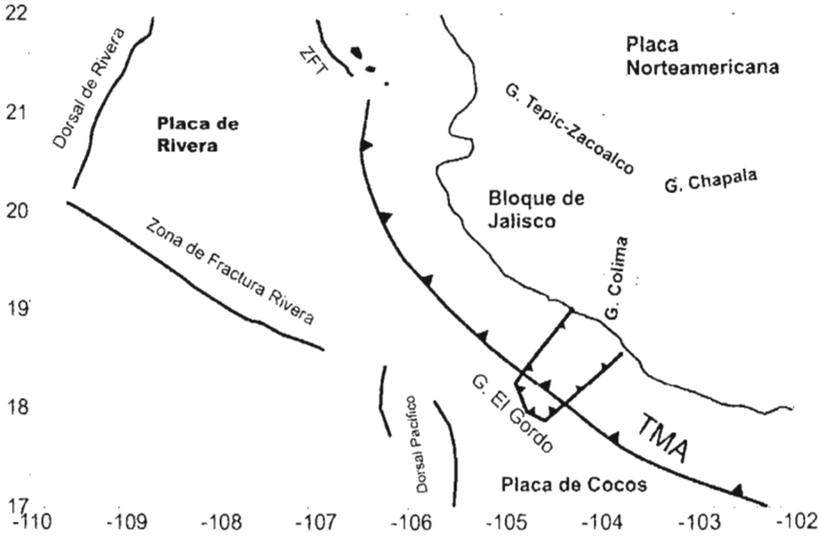


Figura 3.1.-Rasgos tectónicos principales en los estados de Jalisco y Colima.

La sismicidad a profundidad intermedia es baja y se asocia a la lenta subducción (2 cm/año) y lo joven de la placa, 9 millones de años (Mammerick y Klitgord, 1982). Los valores más recientes de velocidad de convergencia para esta zona fueron reportados por Kostoglodov y Bandy

(1995), de 3.10-3.45 cm/año en el NW y 4.55-4.6 cm/año al SE; además, la Placa de Rivera subduce oblicuamente a la Placa de Norteamérica.

El Volcán de Colima aparenta estar directamente relacionado con la geometría de la subducción de la Placa de Rivera bajo la Placa de Norteamérica. Bajo este volcán, la placa de Rivera alcanza los 100 km de profundidad y se postula una posible relación del frente volcánico andesítico paralelo a la trinchera observado hacia el noroeste (Lange y Carmichael, 1991; Wallace et al., 1992) con la subducción de la Placa de Rivera.

CAPÍTULO IV.-REGISTRO Y ANÁLISIS DE DATOS

IV.1.- Especificaciones técnicas y ubicación de la red

La red temporal constó de 12 digitalizadores Reftek de banda ancha, cinco de los cuales usaron sensores STS2 y los restantes Guralp CMG-40T. Uno de los aspectos que más se tienen que cuidar en el diseño de una red es la ubicación de las estaciones; para el presente estudio se trató de cubrir la mayor parte del Bloque de Jalisco y de tener las estaciones equidistantes entre sí. En muchos de los casos esto fue imposible debido a que no existían carreteras o caminos para acceder los sitios elegidos. Para la elección de los sitios se recurrió a un mapa geológico y topográfico de la zona en estudio, esto con el fin de planear la instalación de los aparatos y conocer los posibles accesos al lugar idóneo, además de saber el tipo de rocas con las que nos pudiéramos encontrar y los problemas que se podrían presentar en los trayectos entre las estaciones.

Los sitios fueron seleccionados con base en la accesibilidad, el tipo de roca (se buscaron rocas preferentemente de tipo masivo y no estratificadas, suficientemente grandes, estables y que no presentaran fracturamientos) y la seguridad del sitio.

La ubicación de las estaciones se muestra en la figura 4.1 y se listan en la tabla 1.

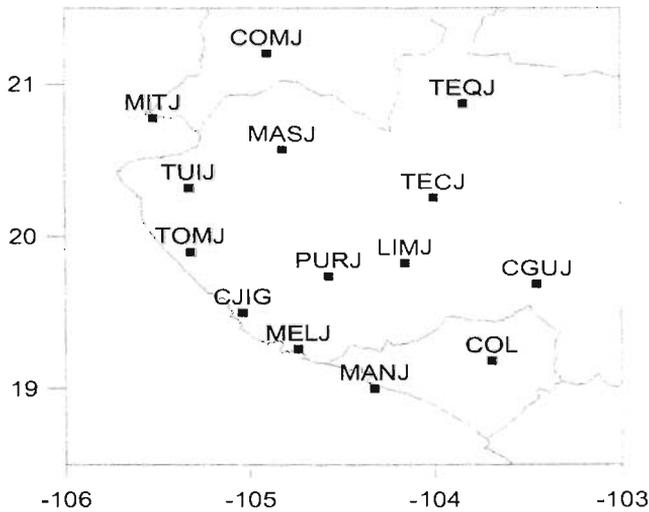


Figura 4.1.-Ubicación de las 12 estaciones de la Red Temporal y 2 estaciones de banda ancha del SSN (CJIG y COL).

Nombre de la estación	Latitud [N]	Longitud [W]
Ciudad Guzmán (CGUJ)	19°41.24'	103°27.00'
Compostela (COMJ)	21°12.00'	104°54.00'
El Limón (LIMJ)	19°49.48'	104°09.36'
Mascota (MASJ)	20°34.12'	104°49.12'
Purificación (PURJ)	19°44.43'	104°34.21'
Tequila (TEQJ)	20°52.32'	103°50.37'
Tecolotlán (TECJ)	20°15.00'	104°00.00'
Chamela (CJIG)	19°30.00'	105°02.24'
Melaque (MELJ)	19°15.68'	104°44.23'
Punta Mita (MITJ)	20°46.48'	105°31.12'
Tomatlán (TOMJ)	19°54.00'	105°19.12'
El Tuito (TUIJ)	20°18.96'	105°19.72'
Colima (COL)*	19°10.89'	103°41.51'

Tabla 1.- Coordenadas de las estaciones de la red temporal y RESCO (*).

Nombre de la estación	Latitud [N]	Longitud [W]
Manzanillo (MANJ)*	19°00.03'	104°19.48'
EZV1*	19°09.34'	103°49.65'
EZV2*	19°23.45'	103°51.44'
EZV3*	19°33.93'	103°37.10'
EZV4*	19°31.35'	103°37.83'
EZV5*	19°27.54'	103°34.96'
EZV6*	19°28.83'	103°40.76'
EZV7*	19°31.00'	103°36.57'
ESSG*	18°56.38'	103°44.12'
ESPC*	19°23.09'	104°05.36'
ZLGC*	19°08.38'	104°27.34'
ESUC*	19°14.66'	103°42.13'
ESAR*	18°57.03'	104°00.93'

Tabla 1 - Continuación.- Coordenadas de las estaciones de la red temporal y RESCO (*).

Una estación sismológica portátil convencional cuenta con los siguientes componentes: el digitalizador que cuenta con el Sistema de Adquisición Digital (DAS) y el disco duro; el sensor (STS2 o Guralp); un panel solar; dos baterías de 12V (para automóvil) y una antena de GPS (Figuras 4.2 y 4.3).

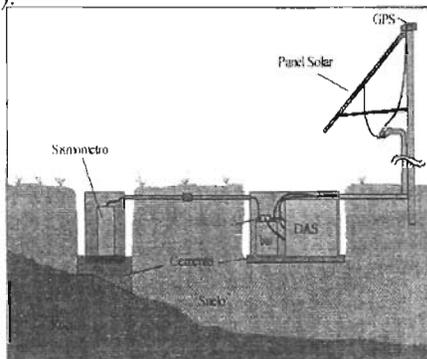


Figura 4.2.- Esquema de una estación sismológica temporal.

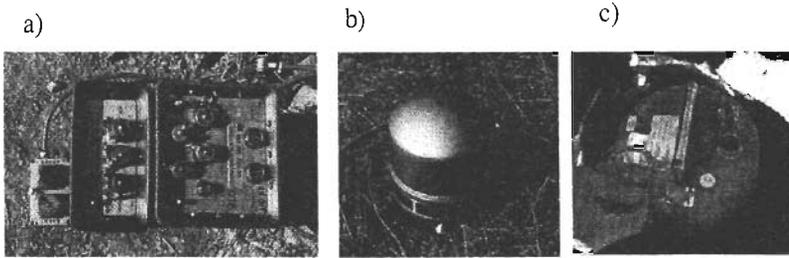


Figura 4.3.- a) Digitalizador REFTEK 72^a; b) Sensor STS2; c) Sensor Guralp.

Los digitalizadores pueden programarse para grabar los movimientos del suelo ya sea en modo continuo o bien en modo de disparo. El modo continuo se usa generalmente para grabar eventos telosísmicos ya que pueden durar hasta horas (Figura 4.4), mientras que el modo de disparo se usa para los eventos “locales” (Figura 4.5).

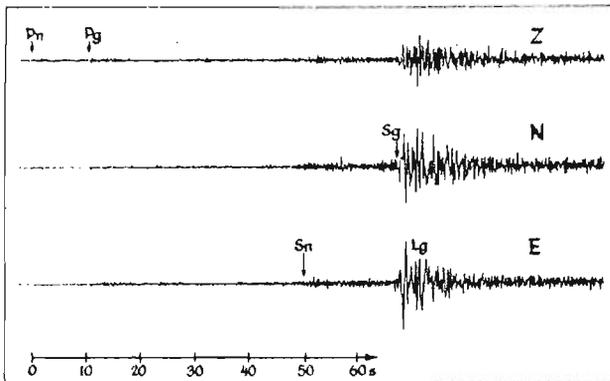


Figura 4.4.- Ejemplo de registro de un evento telosísmico (Figura tomada de Kulhanek, 1990).

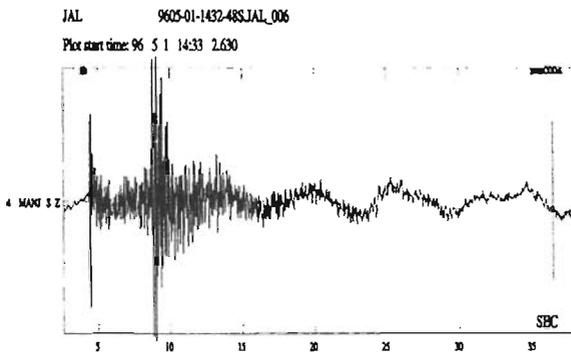


Figura 4.5.- Evento local registrado en la estación de Manzanillo. Nótese la duración del evento de ~30 segundos.

El muestreo empleado para las estaciones MIT, TOM, TUI, MAN y MEL fue de 50 mps (muestras por segundo) y el usado para las estaciones PUR, LIM, COM, CGU, TEC, TEQ y MAS fue de 10 mps. Los discos duros utilizados en las estaciones de 50 mps fueron de 1 GB y en las restantes, de 500 MB. Los períodos de mantenimiento de las estaciones fueron de aproximadamente 15 días.

La red temporal se complementó con las lecturas procedentes de la red del Volcán de Colima, la cual consta de 14 estaciones de periodo corto de sismómetros Ranger (1 Hz) y una sola componente (vertical). La ubicación de las estaciones se observa en la figura 4.6 y se lista en la tabla 1.

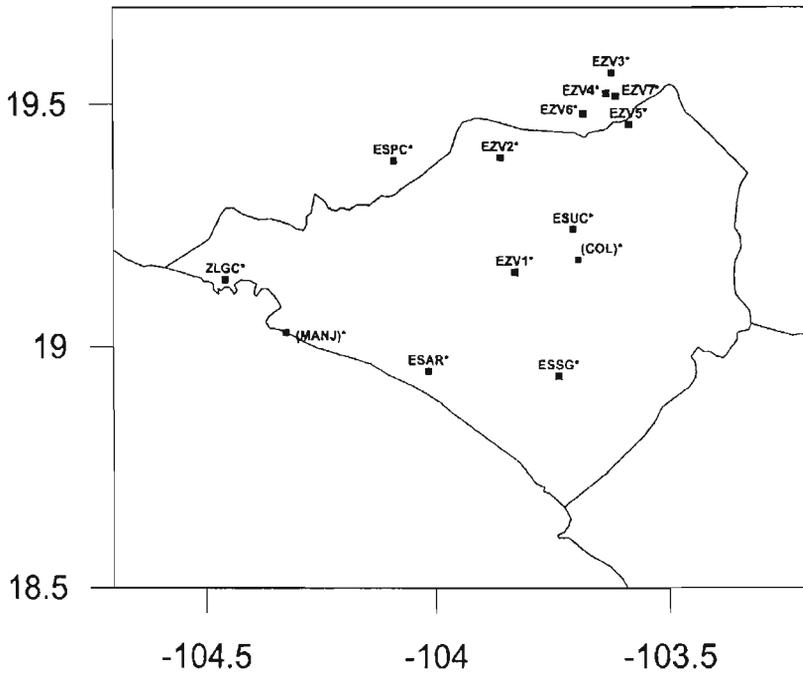


Figura 4.6.- Ubicación de las estaciones en el estado de Colima (RESCO) (cuadrados).

CAPÍTULO V. RESULTADOS

V.1.- Distribución de la sismicidad

V.1.1.-Modelo de velocidades

Para mejorar la localización de los sismos que se analizaron en este trabajo, se generó un modelo de velocidades. Para esto se utilizaron los registros obtenidos del sismo que ocurrió el 9 de octubre de 1995 en las costas de Colima-Jalisco ($M_w = 8$) (Pacheco et al., 1997); seleccionamos 318 eventos de una red portátil e incluyendo las lecturas de las estaciones de RESCO. Los 318 eventos se registraron en cuatro estaciones como mínimo y se leyeron los tiempos de arribo de P y S . De éstos, se seleccionaron 143 sismos cuyos epicentros no tuvieran una variación de más de 5 km cuando fueron localizados con diferentes hipocentros iniciales. Los tiempos de arribo de P y S se usaron en una inversión con mínimos cuadrados amortiguados para una estructura unidimensional, tomando como modelo de estructura inicial el de Reyes et al. (1979) para una región de aproximadamente 100 km al sureste de Manzanillo. Sin embargo, los errores epicentrales y de profundidad se redujeron al variar el modelo inicial, llegando al modelo de velocidades reportado por Pacheco et al. (1997), con una relación $V_P/V_S = 1.76$. La tabla 2 muestra el modelo de velocidades empleado en este trabajo y en la figura 5.1 se observa la comparación entre los dos modelos de velocidades mencionados.

Espesor de capas [km]	Velocidad <i>P</i> [km/s]	Velocidad <i>S</i> [km/s]
9.0	5.69	3.37
9.7	6.27	3.54
17.3	6.71	3.82
Semi-espacio	8.00	4.52

Tabla 2.- Modelo de velocidades de corteza utilizado para la localización hipocentral de los sismos analizados.

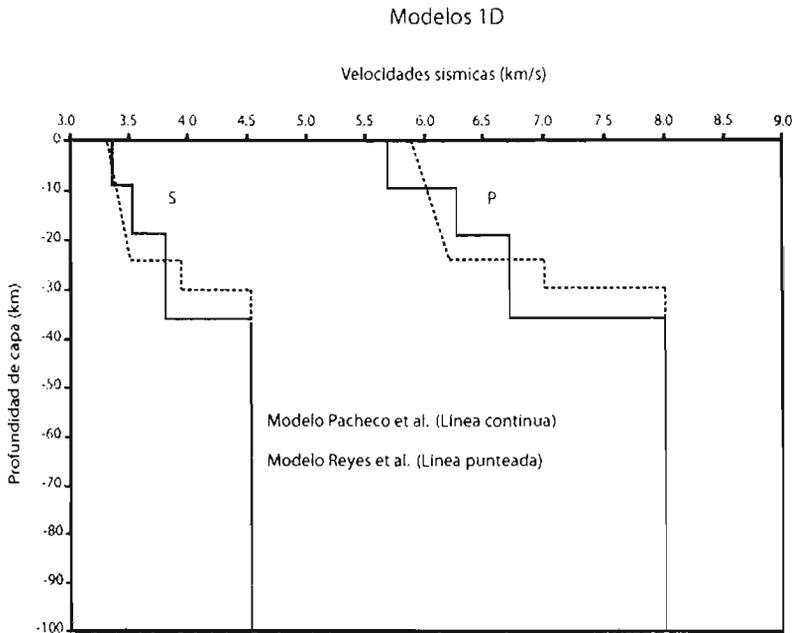


Figura 5.1.- Modelos de velocidades sísmicas. La línea continua es el modelo usado en este trabajo; la línea punteada representa el modelo de Reyes et al. (1979).

V.1.2.-Localizaciones hipocentrales

Dentro de la base de datos generada para este estudio se contó con 522 sismos registrados, de los cuales sólo se pudieron localizar 322 y de estos, 128 cumplieron con los criterios de selección para el análisis final, descritos más adelante. Las localizaciones hipocentrales se obtuvieron empleando el programa HYPOCENTER (Lienert et al., 1986). Además, se agregaron los datos hipocentrales del estudio realizado por Pardo y Suárez (1993) en la zona y un evento ocurrido en septiembre 28 de 1996, analizado por Pacheco y Singh (1997).

Los criterios de selección fueron que los sismos localizados tuvieran lecturas de P y S en tres estaciones como mínimo, errores hipocentrales menores a 20 km y un *r.m.s.* menor a 0.4 segundos.

En la figura 5.2 podemos observar el total de sismos localizados en planta sin tomar en cuenta los errores hipocentrales. La figura 5.3 muestra los dos perfiles indicados en la figura 5.2. En estos perfiles de la figura 5.3 se observa una línea de hipocentros a 25 km de profundidad, esto se debe a que no hay un buen control ni en los parámetros ni en la cobertura azimutal para localizar estos eventos.

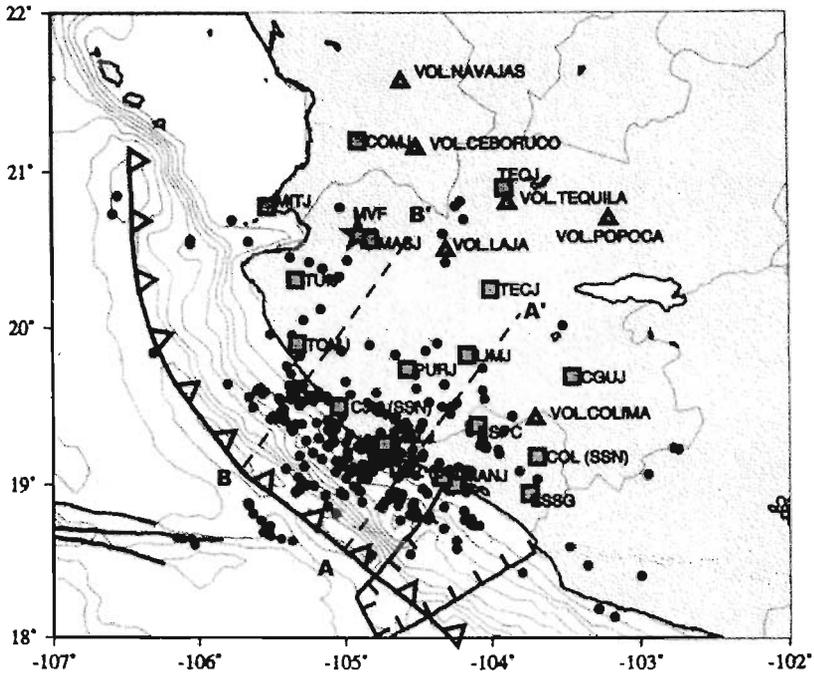


Figura 5.2.- Totalidad de sismos localizados sin tomar en cuenta los errores hipocentrales. Los cuadrados denotan las estaciones y los círculos los eventos. La estrella representa el campo volcánico de Mascota. Los triángulos muestran la ubicación de los volcanes. Las líneas punteadas definen los perfiles AA' y BB'.

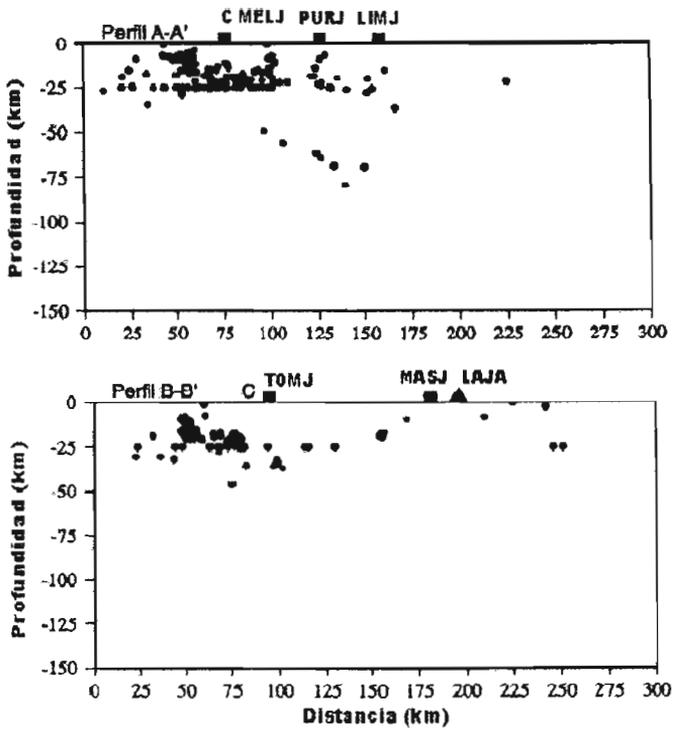


Figura 5.3.- Totalidad de sismos localizados sin restricciones hipocentrales, nótese los sismos alineados a 25 km de profundidad. Los cuadrados en superficie muestran la ubicación de algunas estaciones y los triángulos de algunos volcanes coincidentes con los perfiles.

La figura 5.4 muestra los epicentros de los sismos que cumplieron con los criterios de selección antes descritos junto con sus errores en la localización (Erh; error promedio en la horizontal, ver Anexo 1). Los errores en la localización son mayores en los extremos de la red y menores en el centro, esto se debe a la ubicación de las estaciones y el control que se tiene dada su distribución. La sismicidad se concentra frente a los

estados de Jalisco y Colima y tiene una clara disminución de sismicidad al NW del Bloque de Jalisco.

En los perfiles mostrados en la figura 5.5 se observa una baja sismicidad a profundidades intermedias (30-50 km), además de una clara sismicidad cortical entre los 5 y 25 km de profundidad. En estos perfiles se indica el error en la vertical, E_{rz} (ver Anexo 1). Cabe mncionar que el perfil AA' es el que tiene mejor control y cantidad en los datos, basándonos en éste para los análisis finales.

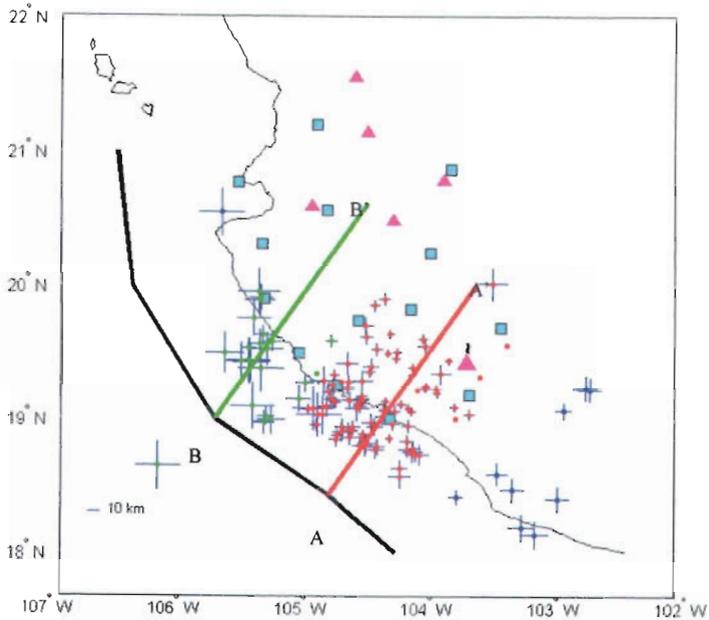


Figura 5.4.- Epicentros de los sismos que cumplieron con los criterios de selección. Los cuadrados denotan las estaciones y los círculos los eventos con su respectivo error en la localización, los rojos corresponden al perfil AA' y los verdes al perfil BB'. Los triángulos muestran la ubicación de los volcanes. La línea gruesa negra denota la ubicación de la trinchera.

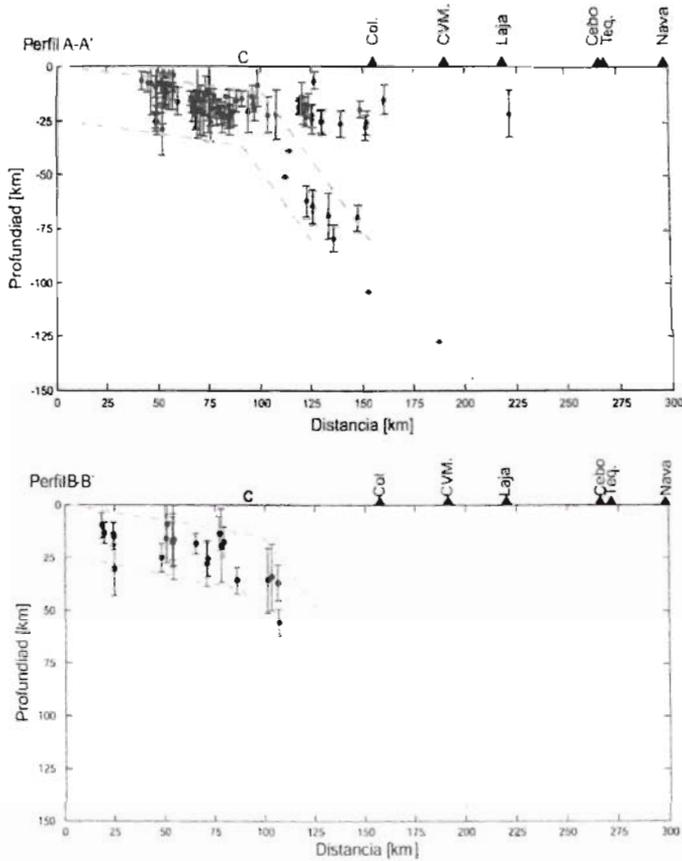


Figura 5.5.- Sismos que cumplieron con los criterios de selección. Los triángulos muestran la posición de los volcanes con respecto a los perfiles. La C indica la ubicación de la línea de costa. En ambos se muestra el error vertical en la localización.

La sismicidad cortical que se observa inmediatamente después de la fosa de subducción (ya en tierra adentro) definida por los eventos que se encuentran arriba de los aproximadamente 40 km de profundidad, no se observa en otro sitio de México, ya sea en Guerrero, Michoacán u Oaxaca; esto sugiere que el Bloque de Jalisco se está deformando a diferencia del resto de la costa del Pacífico de México.

V.2.- Mecanismos focales

Se obtuvieron 8 mecanismos focales con base a primeros arribos de onda *P*, estos mecanismos se generaron de sismos con errores hipocentrales menores a 10 km y con un mínimo de 10 polaridades por evento además de *r.m.s.* menores a 0.4. Se agregaron 5 mecanismos focales obtenidos por Pardo y Suárez (1993), de los cuales 4 fueron generados con inversión de forma de onda de período largo (Nábelek, 1984) y el resto con polaridades de primeros arribos de onda *P*. Se utilizó también el mecanismo focal con modelado directo de forma de onda de un sismo de profundidad intermedia reportado por Pacheco y Singh (1997) que ocurrió cerca del Volcán de Colima.

En la figura 5.6 se observan los mecanismos analizados en este trabajo y en la tabla 3 se listan los parámetros focales para estos eventos, así como sus coordenadas y tiempo de origen.

Fecha	Tiempo de Origen [hh:mm:ss]	Lat. N [°]	Lon. W [°]	Prof. [km]	ϕ [°]	δ [°]	λ [°]
730729	16:16:33	19.56	103.4	127.4	352	71	-119
731018	10:49:39	19.34	104.9	13.3	296	33	86
740126	05:35:46	19.00	103.8	50.8	355	65	-145
760717	09:02:12	19.28	104.7	13.5	311	12	115
780425	12:56:10	19.22	104.1	38.8	282	34	105
960314	05:02:54	19.12	104.56	18.8	135	45	90
960316	11:04:43	19.17	104.54	21.9	105	35	90
960405	20:41:07	19.50	104.26	25.3	330	25	-90

Tabla 3.- Parámetros focales de los sismos en el bloque de Jalisco; color azul: reportados por Pardo y Suárez (1993); negros: realizados en este estudio. Ver parámetros ϕ , δ y λ en la figura 2.5.

Fecha	Tiempo de Origen [hh:mm:ss]	Lat. N [°]	Lon. W [°]	Prof. [km]	ϕ [°]	δ [°]	λ [°]
960407	06:45:11	19.64	104.32	26.0	285	35	-90
960420	21:28:15	19.14	104.55	19.1	140	35	90
960503	04:28:39	19.25	104.04	13.6	320	35	-90
960503	19:57:40	19.24	104.04	18.6	330	40	-90
960522	16:16:42	19.10	104.57	22.6	117.8	44	60.5
960928		19.32	103.61	104.0	224	56	19

Tabla 3 Continuación.- Parámetros focales de los sismos en el bloque de Jalisco; color negro: realizados en este estudio; verde: reportado por Pacheco y Singh (1997). Ver parámetros ϕ , δ y λ en la figura 2.5.

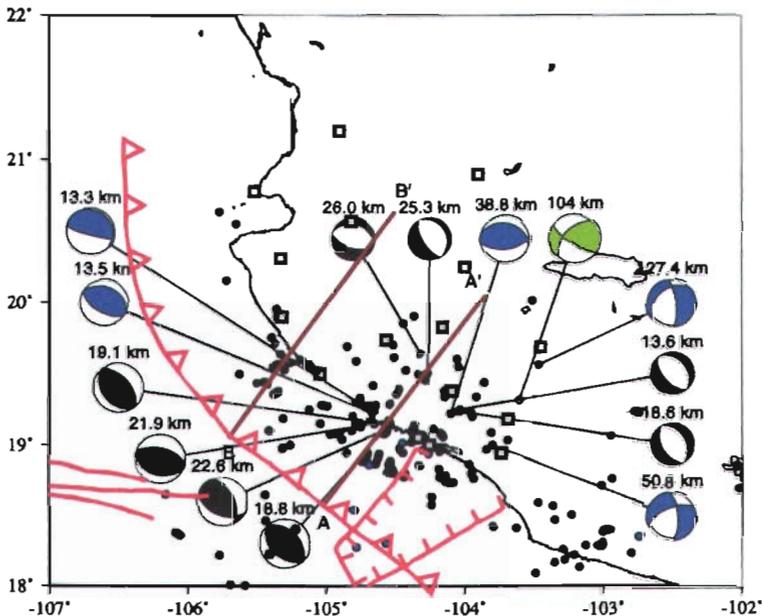


Figura 5.6.- Mecanismos focales analizados (la profundidad es indicada sobre el mecanismo focal), color azul: reportados por Pardo y Suárez (1993); negro: realizados en este estudio; verde: reportado por Pacheco y Singh (1997). Los cuadros muestran la ubicación de las estaciones y los círculos la de los sismos.

Se realizó también una proyección de estos mecanismos a lo largo del perfil AA', con el fin de poder mostrar la orientación de los esfuerzos en un corte vertical, estas proyecciones se observan en la figura 5.7. En el perfil BB' no se observan mecanismos focales debido a que no se contó con datos suficientes con las características deseadas para este propósito, así como por la escasa sismicidad presente al noroeste del Bloque de Jalisco (Figura 5.7).

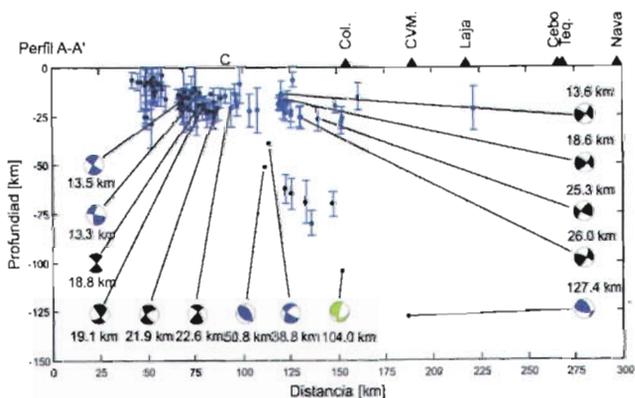


Figura 5.7.- Mecanismos focales proyectados en el perfil AA' (panel superior). Color azul: reportados por Pardo y Suárez (1993); negro: realizados en este estudio; verde: reportado por Pacheco y Singh (1997). La C indica la ubicación de la línea de costa.

Los mecanismos obtenidos de sismos ocurridos en las costas de Colima y Jalisco muestran un fallamiento inverso, sugiriendo esfuerzos compresivos acorde a lo esperado para esa zona; estos mecanismos se encuentran a profundidades hasta los 25 km aproximadamente. La orientación de los ejes de compresión para estos mecanismos es

prácticamente perpendicular a la trinchera. Estos ejes son consistentes con la dirección de convergencia de la placa, en el área donde se realizó el perfil AA'.

Los mecanismos focales que se obtuvieron de los sismos corticales son de fallamiento normal y se encuentran a profundidades máximas de 30 km. Para los mecanismos de sismos con profundidades intermedias a profundos (entre 35 y 130 kilómetros) se observan mecanismos tanto de tipo inverso como normal.

V.3.- Implicaciones tectónicas

Existe una concentración de sismicidad frente a las costas de Colima y Jalisco (Figura. 5.6), disminuyendo hacia el noroeste del Bloque de Jalisco; aunado a esto, se observa una clara sismicidad cortical en la zona del graben de Colima así como al NW del Volcán de Colima. Esta sismicidad cortical no es característica de las distintas zonas de subducción que componen la costa mexicana al sur de la Placa de Rivera, dicha sismicidad nos indica que existe deformación en el Bloque de Jalisco.

Basándonos en la profundidad de los sismos localizados, se realizó un ajuste a los hipocentros con una curva polinómica de segundo grado con el fin de poder simular la geometría de la zona de Wadati-Benioff, la correlación entre el ajuste y los hipocentros es buena (Figura 5.8). Los datos resultantes muestran que la Placa de Rivera subduce con una inclinación inicial de $\sim 14^\circ$ hasta una profundidad de 20 km y se va

incrementando gradualmente hasta $\sim 56^\circ$ bajo una profundidad de 50 km (Figura 5.8).

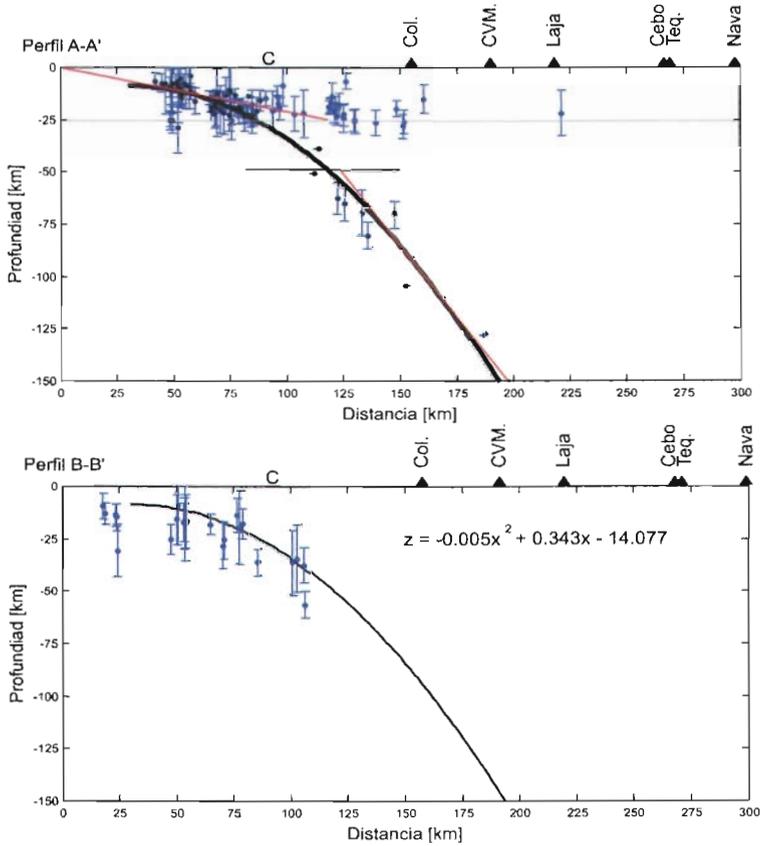


Figura 5.8a.- Perfiles AA' (panel superior) y BB' (panel inferior) con un ajuste hipocentral dado por una curva de segundo grado (línea negra). Los triángulos muestran la posición de los volcanes con respecto a los perfiles. La C indica la ubicación de la línea de costa. Las líneas rojas representan los ángulos propuestos para la subducción. En el perfil AA' se indica la profundidad de 25 km (línea gris) como referencia para los sismos someros y corticales.

El ángulo de subducción que se observa es mayor al de la subducción de la Placa de Cocos bajo Norteamérica en las costas de Guerrero, donde la placa es casi subhorizontal; sin embargo, se asemeja a la subducción al este del Istmo de Tehuantepec, donde la Placa de Cocos subduce la placa del Caribe (Pardo y Suárez, 1993). Por otro lado, resultados obtenidos en el presente trabajo concuerdan con aquellos de Pardo y Suárez (1993), quienes determinaron un ángulo inicial de subducción de 10° hasta una profundidad de 20 km, incrementándose gradualmente a un ángulo constante de 50° bajo los 40 km de profundidad; sin embargo, cabe señalar que ahora se tiene un mayor control de la geometría de subducción ya que se contó con un mayor número de eventos y estaciones, así como con una distribución azimutal más controlada.

En la figura 5.9 podemos distinguir tres concentraciones importantes de sismicidad en los perfiles AA' y BB', principalmente en el primero. Una es la zona con mecanismos interplaca, la cual muestra mecanismos focales de fallamiento inverso y donde se muestran esfuerzos de tipo compresivo muy característicos de esta zona, pudiéndose observar que los ejes de compresión son perpendiculares a la trinchera y acorde a la dirección de subducción de la placa. La segunda es la zona de sismos intraplaca dentro del continente, llamados comúnmente corticales, en la que observamos mecanismos con fallamiento tipo normal y se encuentran a profundidades entre 5 km y 25 km aproximadamente. A esta zona la podemos dividir en dos subzonas; en la primera de ellas, identificamos a los sismos que se encuentran fuera del Graben de Colima en los cuales se observan esfuerzos tensionales característicos de la deformación existente

en la zona; la segunda subzona nos muestra mecanismos con esfuerzos tensionales que se encuentran dentro del Graben de Colima y posiblemente se deban al estado de esfuerzos que imperan en este tipo de estructuras geológicas. En la tercera zona observamos sismos intraplaca a profundidades intermedias, entre los 40 y 80 km de profundidad con mecanismos focales de fallamiento tanto inverso como normal, estos mecanismos presentan un movimiento lateral y esfuerzos tensionales debidos principalmente al movimiento de la placa que está penetrando a profundidad.

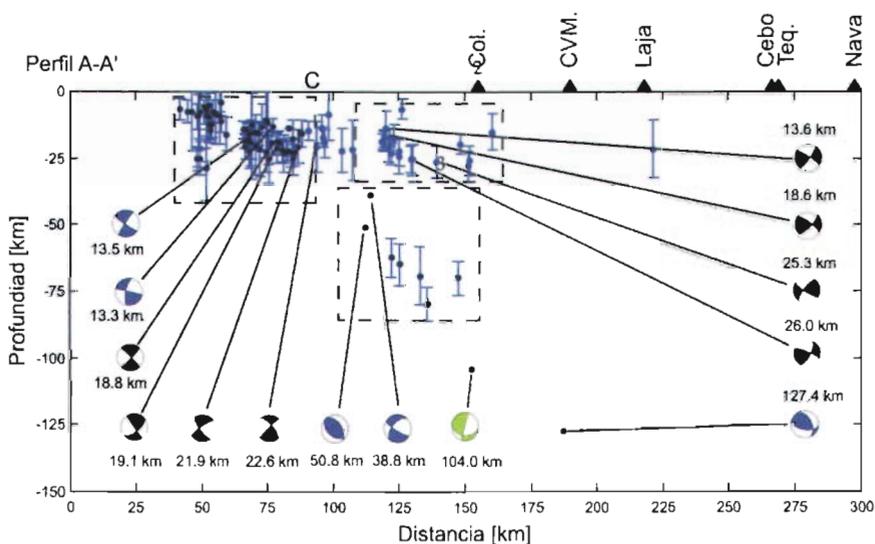


Figura 5.9.- Mecanismos focales proyectados en el perfil AA' y concentraciones de sismos: (1) interplaca. (2) corticales intraplaca y (3) intermedios intraplaca. Se indican los mecanismos focales, color azul: reportados por Pardo y Suárez (1993); negro: realizados en este estudio; verde: reportado por Pacheco y Singh (1997). La C indica la ubicación de la línea de costa y los triángulos los volcanes.

Además de las profundidades determinadas en este trabajo, se utilizaron datos del SSN, así como de Pardo y Suárez (1993) para calcular curvas de isoprofundidad para esta zona (Figura 5.10). La ubicación de estas curvas valida la suposición de que la forma de la placa en subducción continúa en profundidad en el perfil BB' como lo muestra el perfil AA', con lo cual se podría explicar el volcanismo existente en Mascota y los volcanes de San Sebastián y Los Volcanes; además, estudios hechos por Lange y Carmichael (1991) y Wallace (1992) concluyen que la composición química de las lavas encontradas en estos campos volcánicos es de placas convergentes.

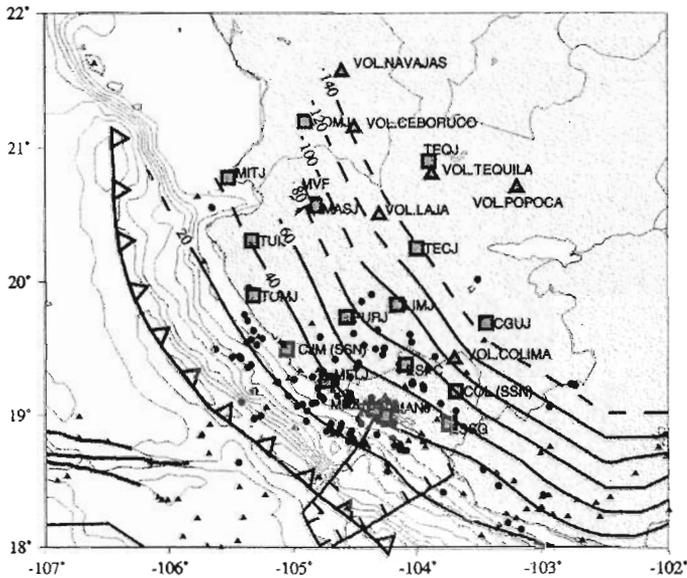


Figura 5.10.- Curvas de isoprofundidad. Los cuadrados indican la posición de las estaciones; los círculos, los sismos; los triángulos grises, los volcanes; los triángulos pequeños son sismos extraídos de la tesis doctoral de Mario Pardo, 1993.

Por último, la máxima profundidad hipocentral observada es de ~127 km (Pardo y Suárez, 1993) y se nota una baja sismicidad a profundidades intermedias; sin embargo, se cuenta con suficientes datos y de buena calidad para descartar la teoría de subducción asísmica, así pues, sí existe placa en subducción.

CAPÍTULO VI.- CONCLUSIONES

En este trabajo se determinó la geometría de la zona de Wadati-Benioff de la Placa de Rivera bajo el Bloque de Jalisco, así como el estado de esfuerzos existente en la zona, utilizando una red temporal de sismómetros portátiles de banda ancha que funcionó por un lapso de 5 meses.

La red temporal instalada y utilizada en este trabajo es la primera en su tipo, diseñada y ubicada en esta zona. Por esto, los datos obtenidos, como son las localizaciones hipocentrales, la geometría de la subducción entre las placas y los mecanismos focales entre otros, marcan una pauta para estudios futuros.

Los 128 sismos analizados nos permiten, en primera instancia, afirmar que existe una evidencia de la Placa de Rivera subduciendo bajo la Placa Norteamericana, observándose tres zonas principales de concentración de sismos. La primera zona se encuentra entre los 5 y 25 km de profundidad y cercanos a la trinchera, a estos sismos se les denomina sismos interplaca; en la segunda zona se localizan los sismos denominados intraplaca que se encuentran en el mismo rango de profundidad que los anteriores pero en este caso se ubican dentro de la Placa de Norteamérica, estos sismos se deben principalmente a deformaciones corticales; finalmente, la tercera zona se localiza por debajo de los 40 km de profundidad, donde se tienen los sismos denominados intermedios intraplaca.

Por otro lado, se observa una alta sismicidad cortical en la parte sureste del Bloque de Jalisco indicando que existe una deformación de dicho bloque, la cual no se observa en ninguna otra parte de la costa mexicana. Sin embargo, es importante señalar que en la parte noroeste del Bloque de Jalisco no observamos ni identificamos una sismicidad importante, esto puede deberse a que en dicha zona no se contó con una buena cobertura de estaciones, o bien, a una posible subducción asísmica en esta área del bloque.

Las localizaciones hipocentrales muestran una zona sismogénica cuya inclinación es de $\sim 14^\circ$ hasta los 20 km de profundidad; a partir de ahí, la inclinación se incrementa gradualmente hasta $\sim 56^\circ$ bajo los 50 km de profundidad.

Es posible establecer una relación de la actividad sísmica con los campos volcánicos al noroeste del Volcán de Colima, ya que se puede inferir con las curvas calculadas de isoprofundidad y asumiendo que la forma de la placa observada en el perfil AA' continúa en el perfil BB'. Así, podemos relacionar los campos volcánicos y volcanes siguientes: Mascota, Los Volcanes, San Sebastián, Ceboruco, Sangangüey, San Juan y Tepetitlic; ya que se encuentran localizados en zonas donde la placa subducida, propuesta por el presente estudio, alcanza una profundidad aproximada de 100 km; sin embargo, es importante señalar que los volcanes Tequila, Popoca y el campo de La Primavera no se correlacionan con las profundidades de la placa con las que se espera se encuentren los volcanes que se sitúan en zonas de subducción activa. Por otro lado, la profundidad hipocentral máxima observada en la zona es de 127 km

(evento reportado por Pardo y Suárez, 1993), la cual podemos relacionar también al vulcanismo existente en el área de estudio.

Finalmente, los distintos mecanismos focales obtenidos y analizados, sobre todo los intraplaca e interplaca del bloque que subduce, muestran un estado de esfuerzos que concuerda con el esperado para zonas de subducción activa. Los mecanismos focales de la sismicidad intraplaca dentro de la Placa Norteamericana nos muestran un fallamiento normal, esto puede deberse a que se encuentran dentro del Graben de Colima, el cual presenta una complejidad tectónica importante en la zona. Los sismos interplaca someros muestran un estado de esfuerzos compresivo, el cual concuerda con lo esperado en este tipo de contacto de placas. Finalmente, los sismos intermedios interplaca muestran un estado tensional, dados los mecanismos normales observados.

Los resultados mostrados en este trabajo concuerdan en su mayoría con lo obtenido por Pardo y Suárez (1993); sin embargo, debido a la distribución de las estaciones sísmicas, así como la cantidad de ellas utilizadas en este estudio y el número de eventos analizados, se logró una mayor precisión en las características de la subducción y se reafirman los estados de esfuerzos propuestos.

Sin embargo, es importante reconocer que en la parte Noroeste del Bloque de Jalisco, no se tienen datos suficientes para poder relacionar el vulcanismo activo de la zona con la subducción de la Placa de Rivera. Es recomendable extender los trabajos de monitoreo sísmico en esta zona, así como la densidad de equipos para poder establecer con precisión tanto la

geometría de Wadati-Benioff como el estado de esfuerzos y la relación de estos con el volcanismo.

BIBLIOGRAFÍA

- Abe, K., Magnitude of large shallow earthquakes from 1904 to 1980, *Phys. Of the Earth and Planet. Int.*, 27, 72-92, 1981.
- Allan, J. F., S. A. Nelson, J. F. Luhr, I. Charnichael, M. Wopat y P. J. Wallace, Pliocene-Holocene rifting and associated volcanism in southwest México, In: *The Gulf and Peninsular provinces of the Californias*, Am. Ass. Petrol. Geol., Memoir 47, Dauphin J. and Simoneit, Editors, 1991.
- Atwater, T., Implications of plate tectonics for the Cenozoic tectonic evolution of western North America, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 81, 3513-3536, 1970.
- Lienert B. R., Berg E., y Frazer L. N., HYPOCENTER: an earthquake location method using centered, scaled, and adaptively damped least squares, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 76, 3, 771-783, June 1986.
- Bandy, W. L., Geological and Geophysical investigation of the Rivera-Cocos plate boundary: Implications of plate fragmentation, Ph. D. Thesis, Texas A&M University, College Station, Texas, 1992.
- Burgois, J. y F. Michaud, Active fragmentation of the North American plate at the Mexican triple junction area off Manzanillo, *Geo-marine Lett.*, 11, 59-65, 1991.

- DeMets, C. y S. Stein, Present-day kinematics of the Rivera plate and implications for tectonics in southwestern México, *J. Geophys. Res.*, 95, 21, 931-21, 948, 1990.
- Eissler, H y K. C. McNally, Seismicity and tectonics of the Rivera plate and implications for the 1932 Jalisco, México earthquake, *J. Geophys. Res.*, 89, 4520-4530, 1984.
- Haskov, J., Seisan: The Earthquake Analysis Software, Department of Earth Science University of Bergen, Norway, 1997.
- Dewey J., y Suárez G., Seismotectonics of Middle America, *The Geology of North America, Decade Map Volume 1*, 309-321, 1991.
- Kostoglodov, V., y W. Bandy, Seismotectonics constraints on the rate between the Rivera and North American plates, *J. Geophys. Res.*, 100, 977-990, 1995.
- Kulhanek, O., *Anatomy of seismograms*, Elsevier, Holanda, 178 pp., 1990.
- Lange, R., y I. Carmichael, A potassic volcanic front in western Mexico: The lamprophyric and related lavas of San Sebastian, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 103, 928-940, 1991.
- Lee, W. H. y J. C. Lahr, HYPO71: a computer program for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes, *U. S. Geol. Surv. Open-File Rept.*, 75-311, 1975.
- Lienert, B. R. y J. Havskov, A computer program for locating earthquakes both globally and locally, *Seismol. Res. Lett.*, 66, 26-36, 1995.

- Mammerick, J. y Klitgord, K. D., Northern East Pacific Rise: Evolution from 25 m. y. B. P. to the present, *J. Geophys. Res.*, 87, 6751-6759, 1982.
- Minster, J. B., y T. H. Jordan, Rotation vectors for the Philippine and Rivera plate, (abstract), *Eos Trans. AGU*, 60, 958, 1979.
- Nábelek, J. L., Determination of earthquake source parameters from body waves, Ph. D. Thesis, MIT, Cambridge, 346 pp., 1984.
- Nixon, G. T., The relationship between Quaternary volcanism in central México and the seismicity and structure of subducted ocean lithosphere, *Geol. Soc. Am. Bull.*, 93, 514-523, 1982.
- Pacheco J., Singh S. K., J. Domínguez, A. Hurtado, L. Quintanar, Z. Jiménez, J. Yamamoto, C. Gutiérrez, M. Santoyo, W. Bandy, M. Guzmán, V. Kostoglodov, G. Reyes y C. Ramírez, The October 9, 1995 Colima-Jalisco, México earthquake (M_w 8): An aftershock study and a comparison of this earthquake with those of 1932, *Geophys. Res. Letters*, 24, 17, 2223-2226, 1997.
- Pardo M. H., Tesis para optar al grado de Doctor en Geofísica, Características Sismotectónicas de la Subducción de las Placas de Rivera y Cocos en el Sur de México (Sismología y física del interior de la tierra), UACPyP, UNAM, 129 pp., 1993
- Pardo, M. y Suárez, G., Steep subduction geometry of the Rivera plate beneath the Jalisco block in western México, *Geophys. Res. Lett.*, 20, 2391-2394, 1993.

- Reyes, A., J. Brune y C. Lomnitz, Source mechanism and aftershock study of the Colima, México earthquake of January 30, 1973, Bull. Seismol. Soc. Am., 69, 1819-1840, 1979.
- Singh S. K., L. Ponce y S. Nishenko, The great Jalisco, México, earthquake of 1932: Subduction of the Rivera plate, Bull. Seismol. Soc. Am., 75, 1301-1313, 1985.
- Stein, Seth, Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure, February, 1997.
- Udías, A., J. Mézcua, Fundamentos de Sismología, UCA editores, El Salvador, 199, 1997.
- Wallace, P., I. Carmichael, K. Richter y T. Becker, Volcanism and tectonics in western México: A contrast of style and substance, Geology, 20, 625-628, 1992.

ANEXO 1

Localización de los 128 sismos seleccionados y utilizados en el análisis

Fecha	Tiempo Origen [hhmm ss]	Lat [°]	Long [°]	Prof [km]	Mag	Rms	Erh	Erz	Erx
960309	1311 28.18	18 53.06	-104 31.79	11.2	4	0.34	3.7	3.7	2.1
960314	0502 54.79	19 7.12	-104 33.70	18.8	3.3	0.4	4.9	4.2	2.2
960314	1121 16.85	19 23.75	-104 28.26	21.8	3.2	0.28	7.1	11.4	2.4
960315	0534 30.15	18 54.23	-104 42.18	9	3.2	0.38	7.4	11.8	4.3
960315	1240 23.66	18 50.27	-104 31.50	14.5	3.8	0.4	4.2	3.6	2.3
960316	0459 30.42	19 54.30	-104 21.91	14.8	3.4	0.19	5	6.8	3.1
960316	0732 24.47	18 51.39	-104 19.41	14.2	3.5	0.3	3.4	2.8	1.6
960316	1104 43.11	19 10.23	-104 32.38	21.9	3.2	0.3	4.5	3.7	1.7
960317	0925 58.81	19 8.73	-104 38.49	10.7	3.2	0.3	6.2	14.1	2.9
960317	1555 33.23	19 5.93	-105 24.48	30.5	2.9	0.22	19.1	12.3	14.7
960320	0847 21.26	19 3.52	-104 16.87	15.5	3.2	0.25	5.1	5.1	2.1
960320	1519 10.98	18 51.73	-104 32.67	7.2	3.3	0.23	4	4.2	2.8
960321	0822 5.65	20 33.20	-105 39.08	13.7	3.1	0.24	19.7	12.4	18.7
960321	1301 5.20	19 7.41	-104 45.15	14.2	3.3	0.3	4.5	3.1	2.7
960323	0517 32.03	19 2.01	-103 41.43	16.9	3.6	0.35	4.4	3.3	3.6
960328	1223 23.48	19 26.52	-105 26.18	16.4	2.9	0.08	17.9	12.6	14.7
960329	1302 11.39	19 4.41	-104 58.12	9.2	3.4	0.28	4.6	4.7	2.7
960330	0430 19.07	19 21.65	-104 29.24	21.9	3.2	0.18	5	8.2	2.3
960330	1002 59.36	19 16.85	-104 38.60	20.5	3.2	0.34	4.8	6.3	2.5
960331	0006 41.62	19 31.60	-104 25.45	62.1	3.4	0.23	5.1	7.3	2.6
960331	1252 28.83	18 35.45	-103 28.33	18.6	4	0.36	9.2	15.3	6.5
960401	1416 3.01	19 26.14	-105 29.50	15.7	3	0.13	14.9	11.8	12
960402	1733 28.40	18 34.47	-104 14.40	7.3	3.6	0.28	9.4	14.6	3.6
960403	1619 57.77	18 48.25	-104 33.29	25	3.8	0.4	5	3.1	2.8

Fecha	Tiempo Origen [hhmm ss]	Lat [°]	Long [°]	Prof [km]	Mag	Rms	Erh	Erz	Erx
960403	1712 57.86	18 48.27	-104 33.26	25	3.8	0.4	7	4.4	2.8
960404	0618 14.28	18 54.95	-104 38.80	13.1	4.1	0.4	6.6	5.9	3.3
960404	1326 33.93	19 9.07	-104 47.22	18.3	4	0.29	5.7	2.7	2.8
960405	2041 7.26	19 30.24	-104 15.58	25.3	3	0.23	3.5	5.8	1.6
960405	2329 8.21	19 30.07	-104 15.89	25	3.3	0.26	3.2	5.2	1.6
960406	1403 19.16	19 8.30	-104 21.44	14.5	3.6	0.25	3.1	3.6	1.2
960407	0645 11.38	19 38.50	-104 19.07	26	3.5	0.25	3.4	6.2	1.4
960407	1104 57.12	19 37.04	-104 30.58	64.6	3.3	0.24	5.5	8	2.7
960408	2022 30.14	18 47.63	-104 25.35	8.2	3.5	0.24	6.6	11.3	2.3
960408	2255 1.86	19 20.30	-104 8.55	23.1	3.2	0.23	3.1	4.1	1.7
960409	0945 46.44	18 54.50	-104 37.17	11.8	3.7	0.25	5.2	5	2.3
960410	0020 52.01	19 8.44	-104 32.03	21.7	3.4	0.2	5	4.3	1.8
960410	2347 29.00	18 49.32	-104 30.71	11.8	3.3	0.2	6.2	5.9	2.6
960412	2301 18.08	18 51.94	-104 38.31	9.2	3.4	0.28	6.5	8.2	3.1
960413	0126 27.70	19 57.37	-105 21.37	37	3.1	0.18	18.5	8.4	17.4
960413	0750 31.54	19 26.36	-103 51.49	19.4	3.2	0.22	3	3.8	2
960413	1747 11.95	19 22.70	-105 20.35	16	2.8	0.07	19.8	19.3	16.8
960414	0223 52.16	19 25.54	-105 25.23	17.2	3.3	0.12	15.1	9.1	12
960414	1310 37.46	20 0.90	-103 30.78	21.5	3.3	0.24	13	10.8	11
960415	0121 16.98	19 5.00	-104 55.67	6.3	2.8	0.25	18	15	10.5
960416	2127 2.41	18 57.42	-104 53.79	6.5	3.9	0.33	5.5	4.1	3
960417	1545 16.06	18 38.09	-104 14.41	6.8	3.5	0.39	6.7	7.1	3
960418	1617 57.90	19 5.25	-103 48.54	17.1	3.4	0.31	3.2	3.3	2.5
960418	1742 16.03	19 9.17	-104 32.45	23.1	3.1	0.3	6.8	7.1	3.1
960419	1413 59.48	19 42.20	-104 30.89	68.7	3.4	0.29	6.7	10.9	3.4
960420	0101 47.43	18 44.17	-104 5.07	19.8	3.2	0.23	8.6	11.5	3.6
960420	2051 7.38	19 26.04	-105 25.85	17.4	0	0.05	18.7	12	14.1
960420	2128 15.00	19 8.47	-104 33.03	19.1	3.6	0.31	4.1	4.4	1.8
960423	0006 11.30	18 47.50	-104 31.15	25	3.4	0.4	7.1	6.3	3.3

Fecha	Tiempo Origen [hhmm ss]	Lat [°]	Long [°]	Prof [km]	Mag	Rms	Erh	Erz	Erx
960423	0215 37.51	18 48.91	-104 30.80	9.2	3.5	0.2	6.8	16.9	2.9
960423	0444 59.95	19 8.47	-104 45.99	20.5	3.3	0.2	5.8	4.6	3
960423	0931 50.74	19 14.29	-104 39.23	22.4	3.2	0.22	5.1	4.1	2.5
960423	1435 17.98	18 58.36	-104 28.11	12.7	3	0.1	8.1	12.3	3.5
960423	1456 50.57	18 58.83	-105 18.71	13	4.1	0.4	8.2	4.9	5.1
960423	1501 39.16	18 58.35	-105 19.04	9.4	4.3	0.4	9.2	6	5.4
960423	1508 45.86	19 1.32	-105 17.93	13.7	4.5	0.4	7.5	5.5	5.3
960423	1515 51.48	18 59.91	-105 15.53	14.7	3.6	0.4	12	6.3	7.4
960425	1353 15.31	19 54.79	-105 20.49	34.1	2.8	0.04	10.2	15.9	8.4
960425	1450 38.91	19 36.41	-104 3.40	25.4	3.2	0.27	3.7	5.6	2.1
960427	1527 10.47	19 1.93	-104 50.94	28.6	3.4	0.24	16.1	11.9	9.6
960429	1151 2.91	19 5.79	-104 48.97	15.9	3.3	0.33	8.2	6.4	5.4
960429	1659 50.93	19 32.13	-105 26.31	1.3	3.8	0.4	6.2	4.8	5.1
960430	0258 18.00	19 16.34	-104 59.53	18	2.8	0.23	7.4	12.4	5.3
960501	1432 58.94	18 46.84	-104 8.12	15.5	3.2	0.27	6.3	4.6	2.9
960501	1730 20.73	19 3.71	-102 56.59	14.7	3.6	0.33	6.8	4.6	4.8
960501	2003 12.91	18 45.30	-104 8.28	11.8	3.2	0.28	8.8	21	4
960503	0428 39.80	19 14.87	-104 2.16	13.5	3.2	0.23	3.1	6.4	1.9
960503	1602 44.08	18 46.46	-104 11.05	17.8	3.3	0.29	6.6	3.9	2.8
960503	1957 40.27	19 14.23	-104 2.65	18.6	3.2	0.26	3.4	3.2	2.2
960503	2130 9.75	19 4.73	-104 34.65	21.5	3.3	0.34	10.1	9.9	5.9
960504	0517 11.22	19 14.08	-104 1.94	18.3	3.2	0.27	2.9	3.8	1.9
960504	1333 22.31	19 3.32	-104 8.82	13.6	3.1	0.25	3.3	5.2	1.7
960504	1657 15.54	18 38.97	-106 9.15	14.9	3.6	0.09	19.6	18.6	14.2
960505	0811 36.49	19 4.95	-104 10.21	19.1	3.1	0.27	3.5	5.3	1.8
960506	0428 56.41	19 23.14	-104 8.68	6.3	3.3	0.29	3.6	3.7	1.9
960506	1015 48.91	18 56.57	-104 41.51	9.6	3.3	0.3	7	9.3	3.9
960506	1137 32.44	19 30.00	-104 20.09	22.3	3.3	0.3	2.8	5.1	1.5
960506	1155 6.98	19 17.34	-104 50.72	25	2.7	0.32	12.3	9	8.1

Fecha	Tiempo Origen [hhmm ss]	Lat [°]	Long [°]	Prof [km]	Mag	Rms	Erh	Erz	Erx
960507	0252 45.21	18 44.14	-104 6.87	19	4	0.27	5.2	8.6	2.5
960508	0352 54.62	19 9.02	-105 2.52	8.9	2.7	0.3	10.7	17.6	6.5
960508	1528 29.07	19 17.40	-104 32.29	20.4	3.1	0.16	8.5	9.5	3.9
960509	0019 12.50	18 56.30	-104 36.61	3.8	3.3	0.25	5.5	4.9	2.7
960509	0104 38.34	18 23.92	-102 59.51	12.2	3.5	0.24	10.3	8.7	8.1
960509	0722 53.21	19 34.64	-105 14.86	19.3	3.1	0.14	7.7	15.4	6.8
960509	1721 55.16	19 53.83	-105 21.06	35.7	3.2	0.18	13	6.2	11.7
960509	1918 41.22	19 12.19	-104 48.01	14.8	3.2	0.4	5.4	3.7	3.5
960509	2126 57.24	18 57.07	-104 10.45	25.3	3.1	0.29	5.4	6	2.7
960509	2154 12.45	18 51.03	-104 44.54	0.3	4.9	0.4	6.3	7	4
960509	2206 43.72	18 52.79	-104 43.99	7.2	3.9	0.35	4.8	4.3	2.9
960511	0546 0.38	19 45.53	-105 23.69	35.8	2.7	0.11	14.3	8.8	12.1
960511	1250 53.70	18 48.17	-104 30.60	7.6	3.3	0.26	5.6	4.5	3.1
960511	1849 21.26	19 15.53	-104 46.30	13.2	3.8	0.28	5.3	3.4	3
960512	1143 14.24	19 33.94	-105 20.65	25.3	0	0.32	11.6	6.4	9.2
960513	0530 17.69	18 49.82	-104 11.07	13.2	3.6	0.29	5.9	8.6	3
960513	1633 18.45	19 5.81	-104 33.27	11.3	3.2	0.39	5.4	15.9	2.7
960515	1149 49.40	19 11.91	-103 56.88	21.3	3.2	0.23	3.4	5	2.5
960519	0335 23.37	19 35.40	-104 47.08	55.7	3.5	0.26	5	7.1	3
960519	0647 42.44	19 38.28	-105 19.26	17.4	2.6	0.12	7.6	7	6.4
960520	0101 23.58	18 57.80	-104 17.84	21.1	3.3	0.26	5.3	5.4	2.8
960520	0428 42.81	18 46.37	-104 26.06	5.1	3.3	0.28	6.8	6.9	3
960520	1211 2.15	19 25.15	-104 39.52	8.2	2.2	0.22	9.1	10	6.3
960520	1445 39.16	19 13.32	-102 44.32	20.9	4.1	0.24	9.6	9.5	6.2
960521	0716 56.61	19 13.44	-103 57.11	17.5	3.2	0.22	4	5.5	3
960521	1030 13.01	19 2.15	-104 53.49	7.3	2.5	0.07	18.2	14.5	12.1
960521	1543 4.44	19 14.02	-102 46.44	19.1	3.5	0.25	10.2	11.8	6.8
960522	0159 32.69	19 19.90	-104 45.42	17.3	2.9	0.16	4.4	6.7	1.8
960522	0250 11.31	19 29.80	-105 37.59	24.9	2.5	0.26	16.7	10.7	13.8

Fecha	Tiempo Origen [hhmm ss]	Lat [°]	Long [°]	Prof [km]	Mag	Rms	Erh	Erz	Erx
960522	1616 42.58	19 6.19	-104 34.48	22.6	3.2	0.23	3.7	7.6	2
960523	0208 25.99	18 11.12	-103 16.75	5.1	4	0.32	11.3	13.4	7.4
960523	0514 28.76	18 25.15	-103 47.57	12.4	3.5	0.26	6	5.2	4.2
960523	0920 12.56	19 4.56	-104 21.33	22.6	3.1	0.27	3.9	4.9	1.9
960523	1338 15.39	18 28.09	-103 21.19	31.5	3.7	0.33	10.1	4.6	8
960524	0821 26.66	19 27.35	-104 16.50	24	3.2	0.25	3.6	6.7	2
960524	0852 39.67	19 33.02	-104 2.66	69.6	3.3	0.3	6.2	6.4	3.6
960525	1036 10.75	18 56.68	-104 26.43	21.9	3.1	0.37	6.8	6.5	4.5
960526	0954 1.22	19 51.30	-104 26.70	27.8	3.4	0.19	4.5	5.9	2.3
960526	2336 22.01	19 31.63	-105 17.56	27.9	3.6	0.21	14	8.1	12.8
960527	1226 3.49	19 20.32	-103 55.04	79.3	3.3	0.21	8.4	6.1	6
960529	0856 34.87	19 1.02	-104 22.57	18.5	3.1	0.32	6.2	3.5	3
960529	1145 31.36	19 5.51	-104 50.91	8.8	3.4	0.24	6.5	10.6	3.9
960529	1405 20.56	18 8.03	-103 10.49	12	4	0.3	11.9	9.9	9
960529	2105 41.96	18 44.60	-104 8.33	15.6	3.2	0.35	6.8	4.7	3.2
960530	0124 5.55	19 6.73	-104 13.64	16.8	3.1	0.3	3.7	3.9	2
960531	1012 9.89	19 3.91	-104 21.51	22.6	3.1	0.35	5.3	5.7	2.6