



03977

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

ESTUDIO DE LA DEFORMACIÓN INTERSÍSMICA EN
LA BRECHA DE GUERRERO

TESIS

PARA OBTENER EL GRADO DE:

MAESTRA EN CIENCIAS

(SISMOLOGÍA)

PRESENTA

SARA IVONNE FRANCO SÁNCHEZ

DIRECTOR

VLADIMIR KOSTOGLODOV

Julio de 2002

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN



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.

Dedicatorias

Carlos Fuentes Vargas: Quien me apoyó y me ayudó justo cuando estaba dispuesta a desertar, muy seguido dedico gran parte de su tiempo en convidarme de su gusto por la sismología y en asesorías para programar, por ser un super amigo y un gran apoyo GRACIAS ite quiero mucho!

Dr. Vladimir Kostoglov: Quien me motivó y contagió de entusiasmo para concluir este trabajo y continuar con mis estudios, además de apoyarme incondicionalmente durante mi estancia en el posgrado.

Dra. Wallis Hutton: Gracias por enseñarme que además de profesora se puede ser amiga y confidente. Gracias a ti pude darle forma final a este trabajo y lograr entender un poco mas sobre ese mágico mundo GPS y procesado de datos. Te quiero mucho.

A todos mis amigos del posgrado y del departamento de sismología sin ustedes todo este tiempo no hubiera sido lo mismo. Caridad, David, Arturo, Fer, Julio, Ricardo, Paty, Marfo, Carlos F., Galia, Toño ilos quiero muchísimo! y gracias por todo lo que me han enseñado y ayudado.

También quiero dedicarle este trabajo a mi familia quien siempre ha estado apoyándome para que yo pueda seguir en este camino, probablemente sin ustedes nada sería igual. Gracias a mis padres por enseñarme a luchar por conseguir mis metas y en especial a mi hermana quien siempre ha significado un fuerte pilar en mi vida y aunque últimamente nuestros caminos van tomando direcciones muy distintas espero, en algún punto puedan volverse a juntar para seguir siendo: hermanas, amigas, cómplices, te quiero mucho "Mona".

Por último, y no por eso menos importante, quiero agradecer a Carles por toda su ayuda y tiempo invertido en esta tesis, la primera revisión la hizo él y gracias a eso las revisiones subsecuentes fueron menos fatídicas. Gracias por ser mi mejor amigo, mi apoyo incondicional y el amor de mi vida. ¡TE AMO!

Agradecimientos

Para poder terminar con este trabajo fue necesaria la colaboración de muchas personas:

A todos aquellos que fueron a realizar trabajo de campo, tanto para nivelar y/o recabar los datos GPS: Julio Mimiaga, Javier Alvarado, Fernando Terán, Miguel Gómez, Alonso Torres, Vicente Hernández, Angel Minchaca, Víctor Cruz.

Al Dr. Osvaldo Sánchez por proporcionarme los datos de campaña de 1992, 1995 y 1996, así como a todos sus colaboradores que recabaron estos datos en campo.

Al Ing. José Antonio Santiago quien ha mantenido en excelente estado las estaciones permanentes y cuya ayuda es invaluable para alcanzar este objetivo.

A los Drs Shri Krishna, Gustavo Tolson y Osvaldo Sánchez por su paciencia cada vez que me acerque a ustedes con dudas, siempre han tenido tiempo para ayudarme y sugerirme nuevas cosas que no solo mejoren mi trabajo sino también que le den validez. Por todos los comentarios y sugerencias que le hicieron a este trabajo, además por la prontitud con que las hicieron, sin ustedes no hubiera podido alcanzar esta meta en el tiempo propuesto.

A la Universidad Nacional Autónoma de México y al Instituto de Geofísica por permitirme hacer uso de todos sus recursos para lograr terminar con este trabajo.

Al proyecto G25842-T de CONACyT que me brindó apoyo económico durante el periodo que duraron mis estudios de Maestría, así como para la impresión de este trabajo.

Indice

Resumen

Capítulo I

Introducción	1
--------------------	---

Capítulo II

Marco Geológico	4
II.1 Introducción	4
II.2 Marco geológico regional	4
II.2.1 Terreno Guerrero	5
II.2.2 Terreno Mixteco	6
II.2.3 Terreno Xolapa	7
II.3 Sismotectónica del área	8
II.3.1 La brecha sísmica de Guerrero	9

Capítulo III

Nivelación Geodésica : Adquisición y procesamiento de datos	11
III.1 Nivelación para estudios de la deformación intersísmica	11
III.2 Metodología	12
III.3 Procesamiento de datos	14

Capítulo IV

Nivelación geodésica: Resultados	19
--	----

Capítulo V

GPS: Adquisición y procesamiento de datos	24
V.1 Características del Sistema de Posicionamiento Global (GPS)	24
V.2 Red GPS de Guerrero	27
V.3 Estaciones permanentes: Instalación, equipo y adquisición de datos	28
V.4 Estaciones temporales: Instalación, equipo y adquisición de datos	31
V.5 Procesamiento de datos	36

Capítulo VI

Resultados: Estaciones permanentes y temporales	39
VI.1 Estaciones permanentes	39
VI.1.1 Incertidumbre en los datos	39
VI.1.2 Resultados de las estaciones permanentes	40
VI.2 Estaciones temporales	49
VI.2.1 Incertidumbre en los datos	49
VI.2.2 Resultados de las estaciones temporales	53

Capítulo VII

Resultados generales	57
VII.1 Modelos de dislocación elástica para estaciones permanentes GPS	57
VII.2 Resultados estaciones temporales	65

Capítulo VIII

Conclusiones	69
--------------------	----

Bibliografía

72

Lista de Figuras

- Figura I.1 Distribución espacial y temporal de los sismos de magnitud $M > 7.0$ que se han generado en México.
- Figura 2.1 Situación de la brecha de Guerrero
- Figura 2.2. Límite de los terrenos Guerrero (T1), Mixteco (T2) y Xolapa (T3)
- Figura 2.3. Distribución de las placas tectónicas que interactúan en la República Mexicana
- Figura 2.4. Ubicación de la brecha o gap de Guerrero
- Figura 3.1. Ubicación de las líneas de nivelación
- Figura 3.2. Foto del nivel DiNi 10 y de las miras invar utilizadas en este trabajo
- Figura 3.3. Esquema del método de nivelación utilizado y de los métodos de comprobación
- Figura 3.4. Esquema del banco de nivel
- Figura 3.5. Tasa de deformación en el perfil de Barra de Potosí
- Figura 3.6. Tasa de deformación para el perfil de Acapulco
- Figura 3.7. Tasa de deformación en el perfil de Atoyac
- Figura 4.1. Modelo de los datos de deformación en Barra de Potosí
- Figura 4.2. Modelo de dislocación para el perfil de Acapulco
- Figura 4.3. Modelo de dislocación para el perfil de Acapulco época 99-00
- Figura 4.4. Modelo de dislocación elástica para el perfil de Atoyac
- Figura 5.1. Esquema de la obtención de los datos para poder determinar las coordenadas de la estación.
- Figura 5.2. Localización y distribución de las estaciones permanentes que conforman la red de Guerrero

- Figura 5.3. Vista panorámica de la estación "CAIG"
- Figura 5.4. Vista panorámica de la estación YAIG
- Figura 5.5. Vista panorámica de las estaciones de Zihuatanejo, Acapulco e Iguala
- Figura 5.6. Esquema de la distribución de las estaciones temporales y sus períodos de ocupación
- Figura 5.7. Esquema de las marcas de referencia
- Figura 5.8. Instalación de un pin o tornillo en un afloramiento rocoso
- Figura 5.9. Equipo GPS utilizado durante las campañas 1992-1998
- Figura 5.10. Los vectores muestran la velocidad predicha para NOAM para las estaciones temporales y permanentes de la red de Guerrero
- Figura 6.1. Serie de tiempo para la estación de Cayaco para el período 1997-2001
- Figura 6.2. Serie de tiempo para la estación CAYA
- Figura 6.3. Serie de tiempo para la estación ACAP incluyendo datos de campaña
- Figura 6.4. Serie de tiempo para la estación ACAP considerando los datos que se han obtenido como estación permanente
- Figura 6.5. Serie de tiempo para la estación ZIHU
- Figura 6.6. Serie de tiempo para la estación de IGUA
- Figura 6.7. Serie de tiempo para la estación de YAIG
- Figura 6.8. Diagramas de dispersión para el análisis de calidad de los datos para las campañas 1992, 1996, 1998 y 2000
- Figura 6.9. Vectores de desplazamiento del período 1992-1995
- Figura 6.10. Representación gráfica de la diferencia entre los vectores de deslizamiento obtenido por Okada y por GPS
- Figura 6.11. Vectores desplazamiento para las campañas 1995-1996

Figura 6.12. Campaña 1996-1998

Figura 6.13. Épocas 1998-2000

Figura 7.1. Distribución de los perfiles de nivelación y las estaciones permanentes

Figura 7.2. Modelo de dislocación elástica empleando datos de la estación permanente GPS de Zihuatanejo, Guerrero (ZIHU) y los datos de nivelación del perfil de Barra de Potosí

Figura 7.3. Modelo de dislocación para el período 99-00

Figura 7.4. Modelo de dislocación para el período 97-98

Figura 7.5. Modelo de dislocación para los datos GPS de la estación CAYA en el período comprendido de finales de 1998-2001

Figura 7.6. Vectores de desplazamiento para las campañas de ocupación de las estaciones temporales

Figura 7.7. Cambio en la posición de los vectores deslizamiento entre las campañas 96-98 y 98-00

Figura 7.8. Sobreposición de la serie de tiempo de la estación permanente CAYA y los datos obtenidos en la estación ACAP

Lista de tablas

- Tabla III.1 Longitud de las líneas de nivelación para cada año
- Tabla III.2 Velocidades de la deformación vertical en el perfil de Barra de Potosí, 1997-1998
- Tabla III.3 Velocidades de la deformación vertical en el perfil de Acapulco, 1995-1999
- Tabla III.4 Velocidades de la deformación vertical en el perfil de Atoyac, 1995-1998
- Tabla IV.1 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Barra de Potosí
- Tabla IV.2 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Acapulco
- Tabla IV.3 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Acapulco 99-00
- Tabla V.1 Resumen de los diferentes métodos de levantamientos GPS, las precisiones de cada uno y sus principales aplicaciones
- Tabla V.2. Caracterización del sitio, campañas que se han hecho y duración de las sesiones para cada estación temporal
- Tabla VI.1 Errores promedio obtenidos para cada estación
- Tabla VI.2 Velocidades observadas en cada una de las estaciones permanentes
- Tabla VI.3 Promedio de la desviación estándar en mm para cada componente que define la posición del sitio en cada campaña
- Tabla VI.4 Resultados de los deslizamientos cosísmicos
- Tabla VII.1a Parámetros utilizados en el modelo de deformación para la estación permanente de ZIHU, considerando una falla plana
- Tabla VII.1b Parámetros utilizados en el modelo de deformación para la estación permanente de ZIHU, considerando una interfase de las placas compleja

- Tabla VII.2 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil Acapulco y la estación permanente GPS ACA durante el período comprendido entre 1999-2000
- Tabla VII.3 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Atoyac y la estación permanente GPS CAYA durante el período comprendido entre 1997-1998
- Tabla VII.4 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para la estación permanente GPS CAYA durante el período comprendido entre finales de 1998-2001

Resumen

En la costa del Pacífico mexicano en el estado de Guerrero, al noroeste del puerto de Acapulco, se encuentra localizada la brecha sísmica de Guerrero, la cual se supone ha acumulado tal cantidad de energía elástica que posee potencial para producir un sismo que podría alcanzar una magnitud $M_w \geq 8.0$, lo que representaría un riesgo para la Cd. de México y el puerto de Acapulco, entre otras.

Esta acumulación de energía se traduce en un aumento de los esfuerzos y en una deformación que puede ser observada y medida en la superficie terrestre. Una manera de conocer las deformaciones es a través de mediciones geodésicas.

Para este estudio se han utilizado las técnicas de nivelación y GPS. Los datos de nivelación se obtuvieron a partir de tres perfiles ubicados en el centro y extremos de la brecha (Barra de Potosí, al extremo noroeste, Atoyac, al centro y Acapulco en el extremo sureste de dicha brecha). Los datos GPS fueron recabados a partir de las estaciones permanentes de Acapulco, Cayaco y Zihuatanejo; además de las ocupaciones de aproximadamente 20 estaciones temporales.

Los datos GPS se procesaron utilizando el software GIPSY-OASIS, desarrollado por el Jet Propulsion Laboratory, y utilizando la técnica "Precise Point Positioning" (PPP).

Ambas técnicas, GPS y nivelación, han mostrado que el estado intersísmico de la brecha es inesperado, ya que los modelos de dislocación que se han generado con los datos obtenidos, ponen en evidencia la existencia de desplazamientos asísmicos mediante los cuales podría haber un relajamiento de los esfuerzos. Aunque la escasez de datos no permite concluir, hasta el momento, cual es el estado actual de la brecha con respecto a su potencial sísmico, si permiten visualizar el comportamiento anómalo de ella, que hasta antes de este estudio era desconocido.

De este trabajo también se concluye la importancia que tiene el continuar con estudios de este tipo para lograr un registro completo del ciclo de deformación lo que aportaría un gran avance en esta materia.

Capítulo I

Introducción

La subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norte América, en el sur de México, ha generado más de 70 sismos de magnitud $M > 6.5$ en el siglo pasado (Kostoglodov y Pacheco, 1999), la distribución temporal y espacial de dichos eventos se encuentra representada en la figura I.1.

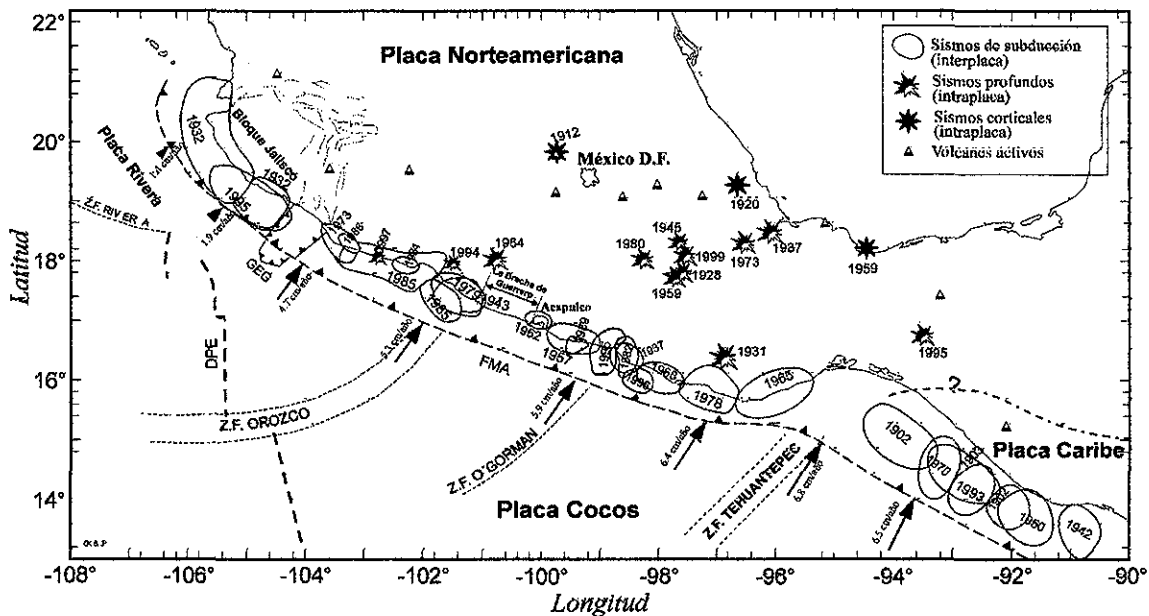


Figura I.1: Distribución espacial y temporal de los sismos de magnitud $M > 7.0$ que se han generado en México. Las elipses representan las áreas de ruptura de dichos eventos.

La velocidad de convergencia entre ambas placas (5-7 cm/año) (DeMets et al., 1994, Pardo y Suárez, 1995) genera grandes sismos de movimiento inverso de subducción en un intervalo de recurrencia de 30-100 años (Kostoglodov y Ponce, 1994). Las zonas de ruptura de los sismos apoyan la hipótesis del *rebote elástico*, propuesta en 1911 por E. Reid, según la cual la acumulación de energía de deformación elástica en zonas acopladas de la interfase de las placas, debido a propiedades friccionales, es relajada durante un sismo. Actualmente existen dos zonas con un alto potencial sísmico:

1. El *gap* SE de Guerrero localizado al sureste de la ciudad de Acapulco, a partir de ~ 99.2 a $\sim 100.0^\circ$ W. Esta brecha se ubica en el área de ruptura del sismo del 28 de Junio de 1957, $M_s = 7.6$. El tiempo de recurrencia estimado para los grandes eventos de subducción en esta brecha es de

40-50 años (Kostoglodov y Ponce, 1994). Aunque han ocurrido sismos, tales como el evento doble de 1962 y el sismo de 1989, éstos han sido demasiados pequeños ($M_0 < 1 \times 10^{27}$ dyn x cm) para cubrir toda el área del *gap* (Anderson et al., 1994).

2. La brecha NW de Guerrero, localizada entre los paralelos 16.7° y 17.5° N, y los meridianos 99.5° y 101.5° W, al noroeste de la Cd de Acapulco. El análisis de deformación que se hace en este trabajo se concentra en esta brecha, a partir de esta sección al referirse a la brecha de Guerrero se entiende que es en realidad a la "brecha NW de Guerrero".

La brecha de Guerrero es el segmento con el mayor déficit de energía sísmica liberada ya que desde 1911 no se registra de gran magnitud, la cual es también la zona sísmica mas cercana a la Cd. de México (~20 millones de habitantes). De acuerdo con el catálogo de Anderson et al. (1989) el evento más reciente que ha ocurrido a lo largo del límite de subducción en la brecha de Guerrero es el de 1911 ($M_s=7.6$), a partir del cual la convergencia de las placas sólo ha generado unos pocos eventos de $M_s \sim 6.0$ cerca del límite de este segmento.

Estimando el potencial sismogénico por un comportamiento muy simple de la falla, es decir asumiendo que la zona 100% acoplada friccionalmente se rompiera en un solo evento, el próximo sismo de esta zona podría alcanzar una magnitud de momento de $M_w=8.1-8.4$ (Suárez et al., 1990), lo cual significaría un gran peligro para las ciudades de México y de Acapulco entre otras.

Actualmente, existe otra zona de la costa de Guerrero que puede ser también considerada una brecha con un alto potencial sísmico, esta se localiza en el área de ruptura del sismo del 28 de Julio de 1957; a ésta región se le conoce como el *gap* de Acapulco, y esta localizada al sureste de esta ciudad (a partir de $\sim 99.2^\circ$ W a $\sim 100.0^\circ$ W). En este trabajo solo se hace el análisis de la brecha de Guerrero.

Antes de la ocurrencia de un sismo hay una acumulación de energía elástica, lo que se traduce en un aumento de los esfuerzos en la falla, y en una deformación (desplazamientos horizontales y verticales) que puede ser observada y medida en la superficie terrestre. En consecuencia, las mediciones de la deformación superficial proporcionan una evaluación directa del estado de esfuerzos en la falla (Thatcher, 1984). Una manera de conocer las deformaciones antes mencionadas, es a través de mediciones geodésicas. Con los datos obtenidos pueden probarse diferentes modelos teóricos de la deformación intersísmica en zonas sísmicamente activas; por ésta razón es necesario conocer los

desplazamientos horizontales y verticales con la mayor precisión posible. Las técnicas geodésicas que se han utilizado en Guerrero para tal efecto son:

- ✓El sistema de posicionamiento global (Global Positioning System GPS).
- ✓La nivelación geodésica.

La primera ha demostrado ser una técnica muy efectiva para medir dichos desplazamientos, principalmente en la componente horizontal (Dragert & Hyndman 1995; Larson 1995). Sin embargo la nivelación es la técnica mas precisa que puede emplearse en la determinación de las variaciones de la componente vertical en distancias relativamente pequeñas (<30 km) y en cortos periodos de tiempo -para distancias mayores a los 30 km la precisión vertical del GPS es comparable con la de nivelación- (Larson 1995).

El objetivo principal de este trabajo es hacer un análisis de la deformación existente en la brecha sísmica (*gap* sísmico) del estado de Guerrero, en base a los datos recabados por medio de observaciones geodésicas (nivelación y GPS), con el fin de tratar de entender el régimen sismotectónico en que se encuentra dicha zona durante la fase de acumulación de deformación (fase intersísmica).

Por este motivo el trabajo se ha dividido en tres secciones. La primera consiste en una descripción de la metodología empleada para recabar los datos de la deformación vertical, es decir todo el procedimiento empleado durante las nivelaciones, y también se hace un análisis de los datos recabados, se muestran los resultados y modelos propuestos. La segunda parte consiste en describir lo relacionado al empleo del sistema GPS. La tercera y última sección, es la discusión y comparación de los resultados de ambas técnicas.

Capítulo II

Marco geológico

II.1 Introducción

La Brecha sísmica de Guerrero se localiza en el tramo de costa del estado del mismo nombre entre Acapulco y Petatlán. Debido a la generación de sismos de gran magnitud en el pasado y la ausencia de actividad en el presente ha crecido el interés en estudiar a fondo el comportamiento sismotectónico de la zona, ya que se espera que en un futuro próximo se genere en esta zona un sismo de gran magnitud como resultado del proceso de subducción de la Placa de Cocos bajo la Placa de Norteamérica (Suárez *et al.*, 1990). El conocimiento de la geología de Guerrero, en especial de la región costera, es básico para una correcta interpretación sismotectónica.

II.2 Marco geológico regional

Geológicamente, la Brecha de Guerrero se localiza en la porción central de la Sierra Madre del Sur. Dicha porción limita al oriente (a la altura de la línea Ixtapan de la Sal-Taxco-Iguala) con la plataforma de Guerrero-Morelos, dentro de la cual se encuentra enclavado el Eje Neovolcánico (figura 2.1)

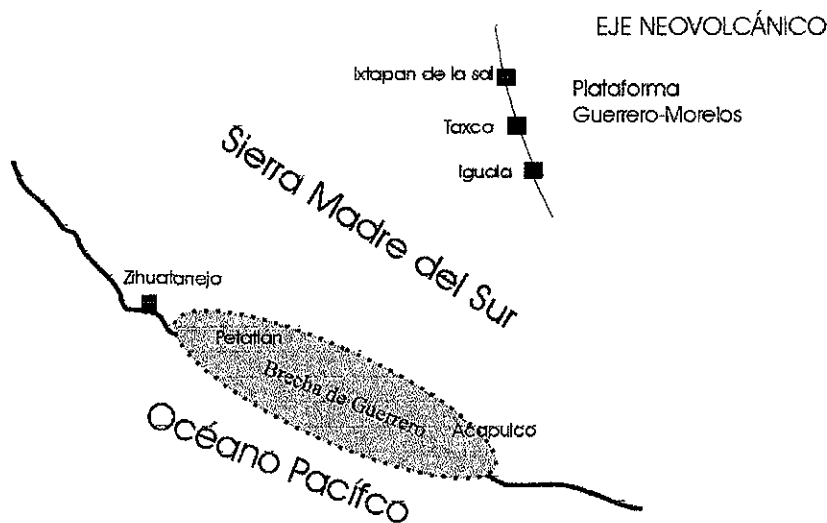


Figura 2.1 Situación de la brecha de Guerrero.

Para explicar la compleja estructura de la Sierra Madre del Sur se han planteado varios modelos evolutivos en términos de arcos volcánicos, eventos magmáticos intrusivos, y la diferenciación de terrenos tectonoestratigráficos.

Un terreno tectonoestratigráfico se define como un área con características tectónicas y estratigráficas que la diferencian sustancialmente de las regiones vecinas. El registro estratigráfico define la homogeneidad espacio-temporal de un terreno. Los límites entre terrenos son fallas tectónicas o por abruptas discontinuidades en la estratigrafía que no pueden explicarse como cambios laterales de facies o inconformidades (Campa y Coney, 1983).

La zona de estudio, en la que se enmarca la brecha de Guerrero, se extiende mayoritariamente en el terreno Xolapa, aunque también abarca una pequeña porción del Oeste del terreno Mixteco y parte del terreno Guerrero (figura 2.2), por lo que se hace una breve descripción de estos terrenos.

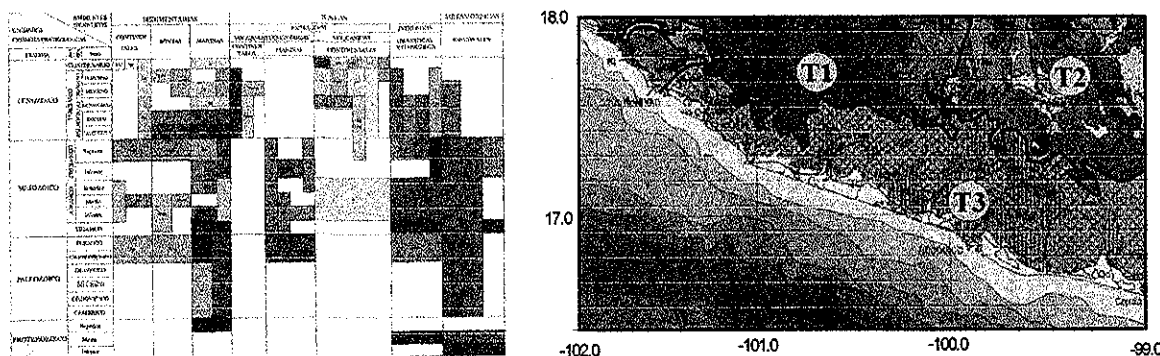


Figura 2.2: Límites de los terrenos Guerrero (T1), Mixteco (T2) y Xolapa (T3) (Carta Geológica, Ortega *et al.* 1992)

II.2.1 Terreno Guerrero

El terreno Guerrero ocupa una parte importante del occidente de México y abarca mayoritariamente el estado de Michoacán y el noroeste de Guerrero. En la costa del Pacífico se extiende desde bahía de Banderas, Jalisco, hasta la región de Zihuatanejo, Guerrero.

La constitución de este terreno es compleja. Campa y Coney (1983) proponen su división en tres subterrenos, basándose en las diferencias estratigráficas, el grado metamórfico y el estilo deformacional. Sin embargo, los tres subterrenos están constituidos por secuencias volcánicas submarinas y sedimentarias.

Estos subterrenos son:

- I) Teloloapan-Ixtapan
- II) Zihuatanejo
- III) Huetamo

El subterreno que representa una mayor importancia para este estudio es el de Zihuatanejo. Este subterreno se extiende desde el sur de Puerto Vallarta, a lo largo de la costa y presenta importantes afloramientos en Colima y en la parte sur de Michoacán. Está constituido esencialmente por rocas volcánicas andesíticas, con niveles interestratificados de lutitas, areniscas y conglomerados, así como de calizas que proporcionan una edad correspondiente al Albiano (Campa y Coney, 1983).

II.2.2 Terreno Mixteco

El terreno Mixteco abarca el Sur de los estados de Morelos y Puebla, el occidente de Oaxaca y el oriente de Guerrero (Campa, 1982). Limita al occidente con el terreno Guerrero y se localiza al nordeste del terreno Xolapa. Ambos límites son tectónicos.

Este terreno tiene como basamento el complejo Acatlán, de edad Paleozoico Inferior, y está afectado por un metamorfismo regional en grado variable (Campa y Coney, 1983). A este terreno lo sobreyace una unidad de edad cretácica constituida por capas rojas que pasan transicionalmente a calizas y sobre las que descansa una secuencia flysch (Campa y Coney, 1983).

En el límite poniente del terreno Mixteco, las rocas metasedimentarias del complejo Acatlán, del Paleozoico Inferior, sobreyacen las capas rojas y calizas cretácicas del Terreno Guerrero por medio de una cabalgadura compleja de dirección NE-SW e inclinación al Este, afectada por fallas de movimiento lateral (Salinas, 1984).

En su límite Sur el terreno Mixteco está en contacto con el terreno Xolapa. El límite entre ambos terrenos es muy claro, pues sigue una zona milonitizada de dirección general WNW-ESE e inclinación hacia el N (Salinas, 1984).

El límite suroccidental del terreno Mixteco, muestra una zona de milonita con geometría de falla normal. Fallas normales separaron dicha zona en bloques que rotaron al menos 35° al norte. La extensión se ha producido en una dirección aproximada N-S y con un corrimiento de rumbo sinistral originado durante la formación del Caribe (Riller *et al.*, 1992).

II.2.3. Terreno Xolapa

De Čserna (1965) define el complejo Xolapa compuesto de varias unidades cristalinas constituidas por rocas metamórficas y plutones graníticos. El terreno Xolapa ocupa la porción costera del Sur de Guerrero; se extiende desde el sur de Zihuatanejo y continúa por toda la costa de Oaxaca. A este complejo se le asigna un espesor mínimo de 10 km, una longitud mínima de 500 km y una anchura máxima de 75 km (Ortega, 1981). El complejo Xolapa está constituido principalmente por granitoides, y por migmatitas, gneiss y esquistos en facies anfibolitas, que son el resultado del metamorfismo tanto de rocas ígneas como de rocas sedimentarias (Ortega, 1981, Morán, 1986). Los granitoides afloran extensamente en la región, ocupando hasta un 50% de la superficie del terreno Xolapa. Los cuerpos de gneiss de este complejo tienen un rumbo dominante NW-SE y muestran una foliación en la misma dirección (Kesler, 1973).

El emplazamiento de los cuerpos de granitoides y gneiss del terreno Xolapa se atribuye a dos etapas diferenciadas de magmatismo. De acuerdo con los fechamientos isotópicos de Rb-Sr realizados por Morán (1991) el emplazamiento de los plutones deformados (gneiss) tuvo lugar del Jurásico al Cretácico Inferior (144 a 128 Ma), y estaría relacionado con el metamorfismo regional y la anatexia del complejo Xolapa. El emplazamiento de los plutones no deformados (granitoides) tuvo lugar durante el Paleógeno (54 Ma).

El complejo Xolapa se encuentra separado de los terrenos circundantes por extensas franjas miloníticas originadas por fallas. De Norte a Sur se reconocen cuatro franjas miloníticas (Morán, 1991):

- Franja milonítica de componente lateral izquierda y rumbo WNW-ESE. Constituye el límite nororiental con el Terreno Mixteco y se localiza al sur de Tierra Colorada (zona de falla de la Venta).
- Zona milonítica subvertical de rumbo WNW-ESE, que limita con el terreno Mixteco. Situada al norte de Ayutla.
- Milonita de la falla de Juchatengo, con una orientación paralela al borde continental (NW-SE). Pone en contacto el terreno Xolapa con el Mixteco. Se encuentra al Norte de Puerto Escondido, Oaxaca.
- Milonita de la falla de Chacalapa. Pone en contacto el terreno Xolapa con el terreno Zapoteco, y está separada de la anterior por

el lineamiento de Colotepec (Ortega *et al.*, 1986). Se sitúa al Norte de Pochutla (Oaxaca).

Con base en las estructuras anteriores se ha interpretado un movimiento de levantamiento del terreno Xolapa en relación a los terrenos Mixteco y Oaxaca (Morán, 1991).

Moran *et al.*, (1996), en base a un estudio geobarométrico propone que el levantamiento ha variado entre 13 y 20 km desde el Oligoceno tardío.

II.3 Sismotectónica del área

El rasgo tectónico principal de la costa de Guerrero es la Trinchera Mesoamericana, que se extiende desde las costas de Jalisco-Colima hasta Centroamérica a lo largo de 3000 Km paralela a la costa. En el área de Guerrero la trinchera se localiza a unos 60 km de la costa (figura 2.3). A lo largo de la trinchera la placa de Cocos subduce por debajo de las placas Norteamericana y Caribe. El punto triple definido por estas placas no está bien establecido, pero probablemente se localiza en el Golfo de Tehuantepec conformando no estrictamente un punto, sino una zona de deformación (Guzmán *et al.*, 1989).

La zona de subducción de la placa de Cocos bajo la placa de Norteamérica abarca el tramo de costa que va de 15° a 20° de latitud Norte, y de 92° a 105° de longitud Oeste (Burbach *et al.*, 1984). Los principales rasgos batimétricos que se observan en la zona de subducción en México son la Trinchera Mesoamericana, la zona de falla de Orozco, y la zona de fractura de Tehuantepec. Estos dos últimos rasgos topográficos son subparalelos a la dirección de la subducción, estando sujetos al mismo proceso. La trinchera Mesoamericana es una depresión paralela a la costa, con profundidades que alcanzan los 5290 m, y con un desnivel máximo entre la fosa y la llanura abisal de 1790 m (Jarrard, 1986). La margen continental al NW de la dorsal de Tehuantepec es estrecha y está surcada por abundantes cañones submarinos. Al SE la margen continental es amplia y tiene cuencas de arco volcánico (Shipley *et al.*, 1980). La subducción de la placa de Cocos bajo la placa Norteamericana desde Michoacán hasta Oaxaca es de ángulo bajo, aproximadamente de 12°. La velocidad de convergencia aumenta hacia el sudeste, variando de 4.8 cm/año, en 104° W, a 7.5 cm/año, en 94° W (Pardo y Suárez, 1995, DeMets *et al.*, 1994).

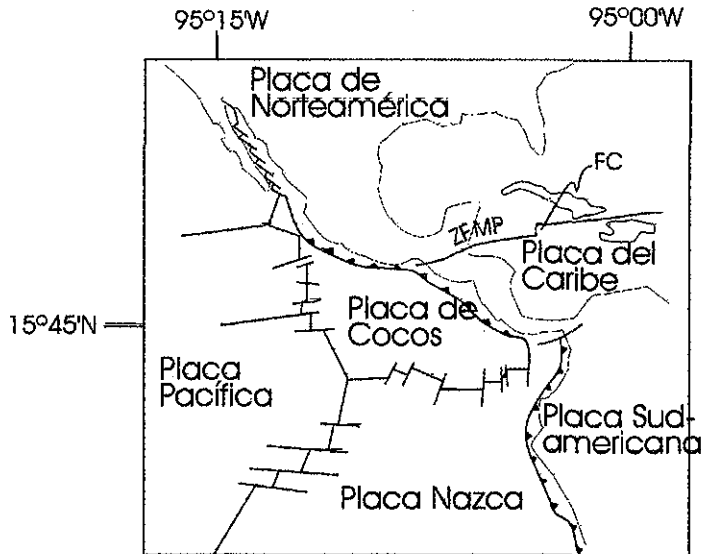


Figura 2.3. Distribución de las placas tectónicas que interactúan en la República Mexicana (modificado de Sedlock *et al.*, 1993).

II.3.1 La brecha sísmica de Guerrero

La brecha de Guerrero, se encuentra inmediatamente al Sur de la zona de ruptura de los temblores de Petatlán (1979) y Michoacán (1985) (figura 2.4). Esta es una de las 5 brechas que habían sido identificadas como maduras hasta 1981, a lo largo de la zona de subducción mexicana: Jalisco, Michoacán, Guerrero, Omotepec y Tehuantepec (Singh *et al.*, 1981). En 1985 se rompió la brecha de Michoacán con dos eventos ($M_s=8.1$ y $M_s=7.6$).

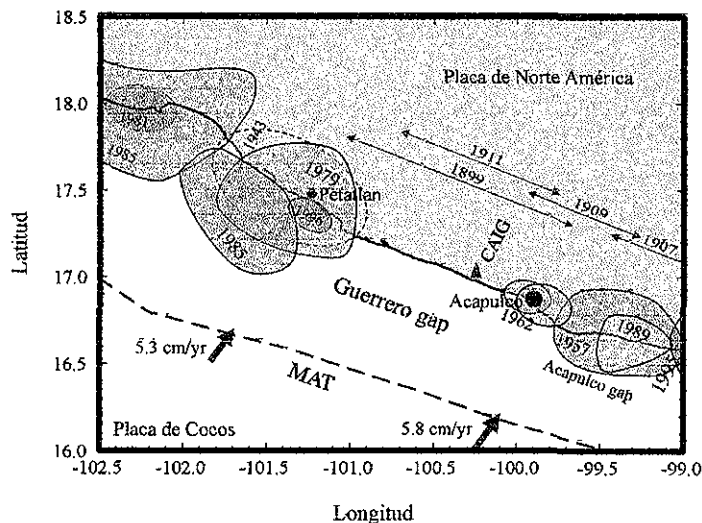


Figura 2.4. Ubicación de la brecha o gap de Guerrero. Las zonas sombreadas indican el área de ruptura de los sismos mas grandes.

Actualmente se considera que la brecha de Guerrero tiene un potencial sísmico capaz de producir un terremoto de magnitud $M_w = 8.1 - 8.4$, en caso de que el área total del *gap* se rompa en un sólo evento (Anderson *et al.*, 1994). Otra posibilidad es que se genere una serie de eventos grandes en un intervalo de tiempo corto, como ocurrió, probablemente, con la secuencia de 1899 ($M_s = 7.7$), 1908 ($M_s = 7.8$), 1909 ($M_s = 7.5$) y 1911 ($M_s = 7.8$). Estos eventos aparentemente rompieron toda la zona del actual *gap* (Nishenko y Singh, 1987).

La forma en que se rompa el segmento de la placa dependerá de como se acumule la deformación tectónica, de la ley de fricción que gobierne el deslizamiento de la falla y de la heterogeneidad estructural de la región fòcal, entre otros aspectos. El número de parámetros y la incertidumbre sobre los mismos no permiten determinar el tiempo y probabilidad de ocurrencia.

Capítulo III

Nivelación Geodésica: Adquisición y procesamiento de datos.

III.1 Nivelación para estudios de la deformación intersísmica:

La nivelación es una herramienta geodésica que se ha utilizado desde hace más de un siglo sin cambios significativos. Su aplicación más frecuente es proveer control vertical en algunas disciplinas como son la cartografía y en ciertas áreas de la ingeniería; sin embargo en las últimas décadas ha adquirido un valor importante como herramienta para estudios geofísicos y de ciencias de la Tierra. En el ámbito de la sismotectónica esta herramienta se ha utilizado para estudiar los cambios verticales de la superficie terrestre asociados a zonas de deformación debida a fallas activas, como es el caso de la zona de subducción en el estado de Guerrero.

Con este fin el Instituto de Geofísica (IGF) de la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM), en 1995, estableció 3 líneas de nivelación en el estado de Guerrero: una en el poblado de Barra de Potosí, en el extremo noroeste del gap o brecha sísmica, la segunda en el poblado de Atoyac, en el centro de dicha zona, y la última en el extremo sureste de la brecha, en Acapulco (figura 3.1). La localización de éstas líneas se escogió con la finalidad de cubrir áreas de diferentes regímenes sismotectónicos, dentro y alrededor de la brecha sísmica.

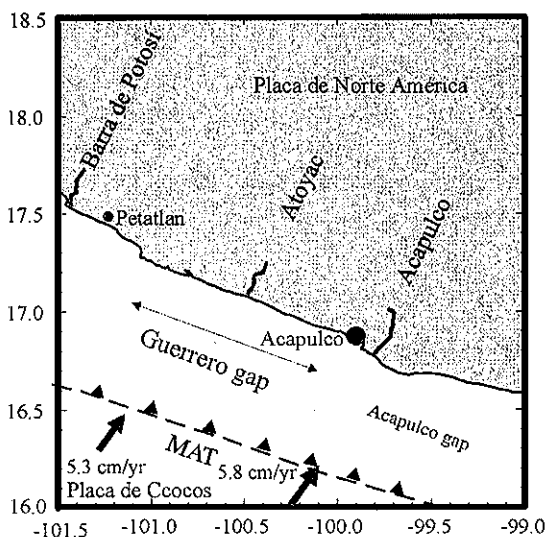


Figura 3.1 Ubicación de las líneas de nivelación.

De éstos perfiles se ha obtenido información acerca de la deformación vertical en Guerrero (Kostoglodov *et al.*, 2001).

En este capítulo y en el siguiente se hace una breve descripción del trabajo realizado durante la planeación, adquisición y procesamiento de los datos de nivelación.

III.2 Metodología

La nivelación de primer orden requiere de la instalación de bancos de nivel con diseño especial, el uso de equipo de alta precisión y la elección de un adecuado método de nivelación.

Para este estudio el equipo que se utilizó fue un nivel electrónico digital Zeiss DiNi10, de alta precisión, y un par de miras invar graduadas con código de barras (figura 3.2). La desviación estándar de la graduación del código de barras es de 0.3 mm/km nivelado.

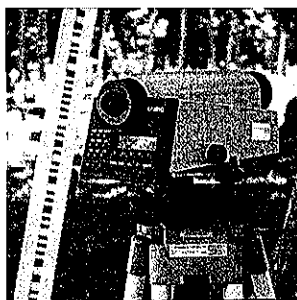


Figura 3.2: Foto del nivel DiNi 10 y de las miras invar utilizadas en este trabajo.

El método de nivelación utilizado es la nivelación diferencial (Alcántara, 1990), y los métodos de comprobación fueron de ida y regreso y por doble altura de aparato, con lo que se lleva un control de la desviación estándar de los datos medidos en cada puesta de aparato y se analiza la calidad del trabajo directamente en campo (Franco, 2001). La metodología empleada se ilustra de manera resumida en la figura 3.3.

Con el fin de minimizar los errores sistemáticos han sido utilizadas ciertas técnicas de campo: La nivelación de los perfiles se ha empezado y terminado con el mismo estadal (mira) y los brazos de nivelación atrás y adelante son de la misma longitud, (Kostoglov *et al.*, 2001; Vanicek *et al.*, 1980).

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

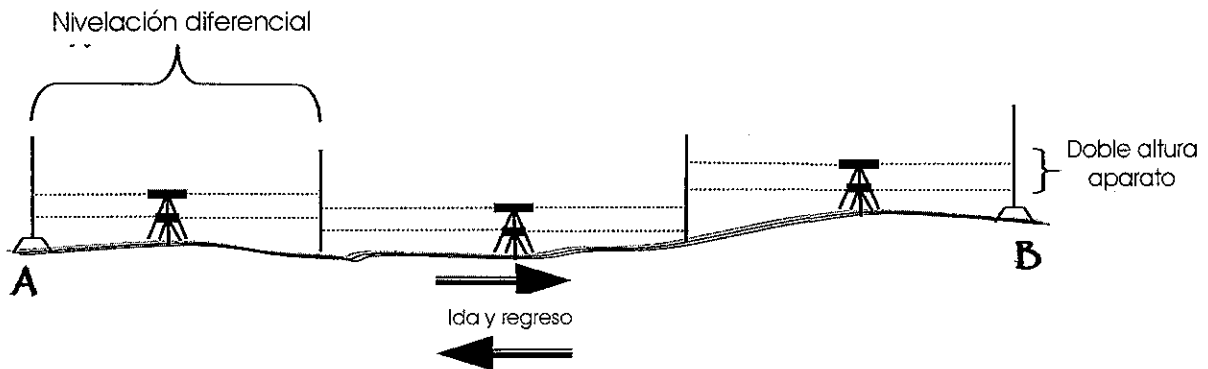


Figura 3.3 : Esquema del método de nivelación utilizado y de los métodos de comprobación.

La tolerancia máxima en el error de cierre para este tipo de trabajos es de $0.4\text{mm} \cdot L^{1/2}$, lo cual es requisito para las nivelaciones de primer orden aplicadas al estudio de la deformación intersísmica (Dragert *et al.*, 1994).

La estabilidad de los bancos de nivel es la condición más importante para obtener resultados óptimos. Para tal efecto, se usaron monumentos de diseño especial (figura 3.4), hechos de acero reforzado y concreto (Piskunov, 1985). Kostoglodov *et al.* (2001) hace una descripción mas detallada sobre las características de los bancos.

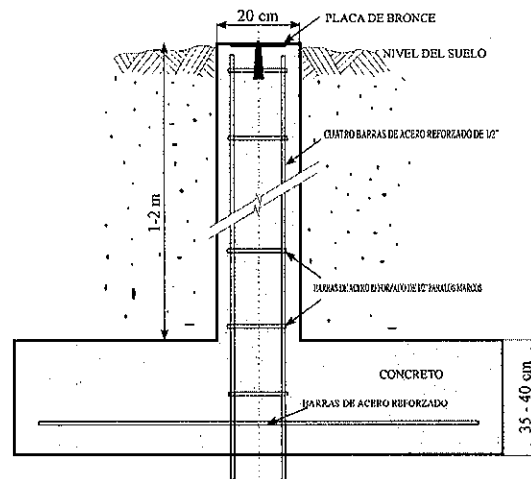


Figura 3.4: Esquema del banco de nivel.

Los bancos de nivel están espaciados alrededor de 1 km uno del otro, a lo largo de los perfiles de nivelación. La longitud de cada perfil ha ido variando desde 1995 que se empezó con el estudio a la fecha, estos cambios se muestran en la tabla III.1.

Tabla III.1 Longitud de las líneas de nivelación para cada año.

Nombre del perfil	<i>Extensión de los perfiles (en Km), correspondiente a cada año de nivelación</i>					
	1995	1996	1997	1998	1999	2000
Barra de Potosí, Guer.	-	-	9.7	9.7	-	-
Atoyac, Guer.	8.5	8.5	13.9	13.9	-	-
Acapulco, Guer.	14.1	14.1	14.1	14.3	16	21

III.3 Procesamiento de datos

Cuando se habla de procesado de datos de nivelación en realidad lo que se hace es un análisis de los errores presentes en ellos. Estos errores no deben ser mayores a una tolerancia establecida que depende del tipo de trabajo que se esta haciendo (Franco, 2001; Kostoglodov *et al.*, 2001].

El error inherente a cualquier medición, según las leyes de aparición consta de 2 partes: una sistemática y otra aleatoria (Bolshakov, 1977). La componente aleatoria se presenta según las leyes de azar, por lo que puede analizarse desde el punto de vista de la teoría de la probabilidad. Sin embargo, la componente sistemática depende de la fuente de aparición, y no puede sujetarse a las leyes de azar.

Para la mayoría de los trabajos geodésicos, los errores sistemáticos son despreciables, o pueden ser tratados dentro de los errores aleatorios. Sin embargo, en el estudio de las deformaciones de la corteza terrestre, la tolerancia en el error de cierre puede fácilmente confundirse con la tasa de desplazamiento que se estudia. Por este motivo es importante identificar los errores sistemáticos y aleatorios presentes en las mediciones y corregirlos. Kostoglodov *et al.* (2001) describe un método con el cual se logra identificar la influencia sistemática en los errores, así como estimar su magnitud y aplicar la correspondiente corrección.

Una vez que se han eliminado los errores sistemáticos de los datos y se han aplicado las correcciones necesarias, se procede al cálculo de las velocidades de desplazamiento vertical, a partir de los cambios de elevación observados en cada campaña de nivelación (Kostoglodov, *et al.*, 2001; Franco, 2001).

En las tablas III.2, III.3 y III.4, se muestran las velocidades calculadas para cada par de mediciones en la líneas de nivelación de Barra de Potosí, Acapulco y Atoyac, respectivamente.

También en las figuras 3.5, 3.6 y 3.7 se presenta la tasa de deformación vertical para cada uno de los perfiles.

Tabla III.2 Velocidades de la deformación vertical en el perfil de Barra de Potosí, 1997-1998.

BANCOS	velocidades (mm/año)	errores (mm/año)
	97-98	97-98
BP01	0.00000	0.00000
BP02	-1.06569	0.17816
BP03	0.31078	0.46978
BP04	1.59608	0.09777
BP05	3.70980	0.22468
BP06	3.34608	0.22905
BP07	3.49314	0.65422
BP08	4.69314	0.23987
BP09	5.54510	0.29799
BP10	7.44608	0.56748
BP11	9.23627	0.25790
BP12	9.56078	0.25657

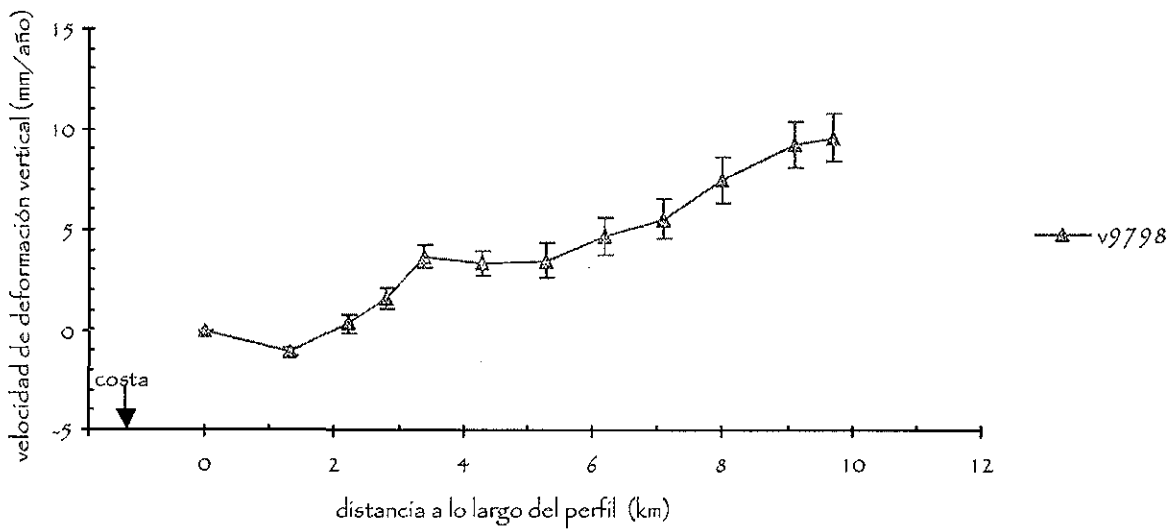


Figura 3.5: Tasa de deformación en el perfil de Barra de Potosí, los errores son acumulativos.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla III.3 Velocidades de la deformación vertical en el perfil de Acapulco, 1995-1999.

BANCO	velocidades (mm/año)					errores de las velocidades (mm/año)				
	95-96	95-97	95-98	95-99	98-99	95-96	95-97	95-98	95-99	98-99
DI16	-	-	-	-	0.00000	-	-	-	-	0.00000
ACA16	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	3.11262	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.65858
ACA15	-4.16900	-1.12056	-1.55948	-1.25098	3.29515	0.57229	0.22035	0.18092	0.17081	0.88010
ACA14	3.96800	0.62278	0.24804	-3.81176	-12.43689	0.76198	0.42795	0.19842	0.18556	0.91985
ACA13	-1.25200	-2.07780	-2.18170	-5.98456	-14.33010	0.79023	0.44402	0.21909	0.22687	1.07922
ACA12	-2.95210	-3.84206	-2.39248	-6.29706	-14.70388	1.01199	0.54136	0.31226	0.28026	1.13579
ACA11	-5.78110	-4.15631	-4.78203	-7.90833	-14.18155	1.53060	0.77242	0.62029	0.37171	1.72195
ACA10	-5.52010	-5.36916	-5.93627	-8.36397	-12.30971	1.54333	0.80836	0.63029	0.37825	1.76667
ACA09	-4.18510	-5.19813	-4.49837	-7.31005	-12.47961	1.60499	0.83073	0.65493	0.39058	1.80625
ACA08	-2.71910	-6.18411	-4.48235	-7.09730	-11.33010	1.64921	0.85039	0.66157	0.40133	1.85939
ACA07	-5.34010	-8.88949	-7.13889	-9.68750	-13.84854	1.65554	0.87623	0.66397	0.40316	1.87285
ACA06	-7.31910	-10.90304	-8.82712	-11.10588	-14.35437	1.68837	0.88002	0.67332	0.40407	1.90402
ACA05	-23.79610	-26.47617	-22.27582	-23.46765	-23.17282	1.73797	0.94292	0.68466	0.41733	1.91459
ACA04	-31.35610	-28.76379	-23.00458	-23.38676	-21.38641	1.99338	0.94586	0.71046	0.45391	2.11200
ACA03	-12.31610	-9.53084	-7.20556	-9.54118	-13.33301	2.05318	0.97451	0.72641	0.46799	2.12169
ACA02	-11.23110	-9.79416	-7.87386	-10.72377	-15.86214	2.25039	1.02795	0.75161	0.48790	2.14228
ACA01	-14.24210	-10.04042	-7.58595	-10.76005	-17.47282	2.28042	1.03451	0.78878	0.51535	2.32614

Durante 1999 el perfil de Acapulco se alargó de 16km a 28km, lo que ha brindado mayor información sobre la deformación en esta zona tierra adentro. La figura 3.6b muestra las tasa de deformación vertical para este perfil calculadas para el período 99-00.

Tabla III.4 Velocidades de la deformación vertical en el perfil de Atoyac, 1995-1998.

BANCOS	velocidades (mm/año)				errores de las velocidades (mm/año)			
	95-96	95-97	95-98	97-98	95-96	95-97	95-98	97-98
AT10	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000	0.00000
AT09	0.53525	0.63164	0.67500	0.77363	0.38028	0.18278	0.12518	0.12136
AT08	0.97150	0.49324	0.30017	-0.13901	0.48147	0.21691	0.14658	0.15944
AT07	-0.02000	-0.12464	-0.24460	-0.51747	0.93257	0.44142	0.39746	0.85289
AT06	-0.54325	-0.11401	0.06795	0.48187	1.42547	0.66717	0.53907	0.92596
AT05	-1.24075	-0.42802	-0.58359	-0.93747	1.69528	0.73944	0.59041	0.97630
AT04	-2.47425	-0.96087	-1.25628	-1.92824	2.26107	1.02081	0.77726	1.06933
AT03	0.61125	-0.08285	-0.52235	-1.52209	2.26438	1.02297	0.78965	1.16767
AT02	-1.89425	-1.65290	-1.34081	-0.63088	2.38018	1.06603	0.85272	1.42349
AT01	-3.73375	-1.58043	-1.63480	-1.75846	2.67884	1.18226	0.93157	1.55286
INEGI6740	-	-	-	-1.67626	-	-	-	1.65649
AT-01n	-	-	-	-4.04604	-	-	-	1.83945
AT-02n	-	-	-	-5.67549	-	-	-	2.12614
AT-03n	-	-	-	-6.78736	-	-	-	2.27397
AT-04n	-	-	-	-5.94033	-	-	-	2.57570
AT-05n	-	-	-	-2.13934	-	-	-	2.87443
AT-06n	-	-	-	-3.40198	-	-	-	3.00048

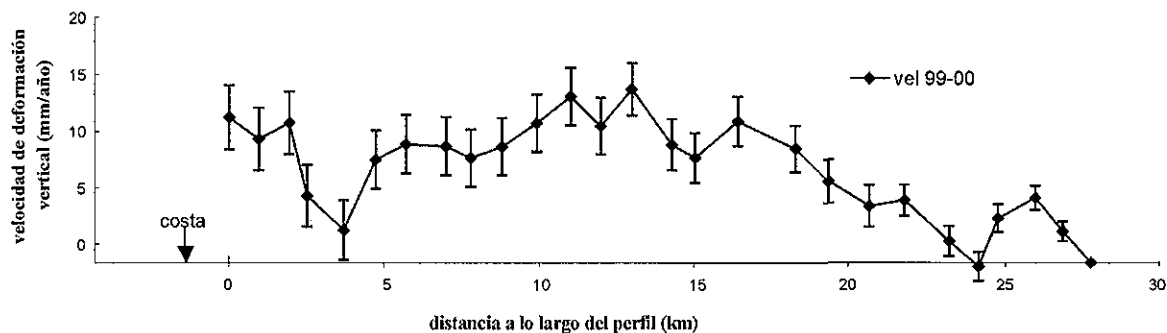
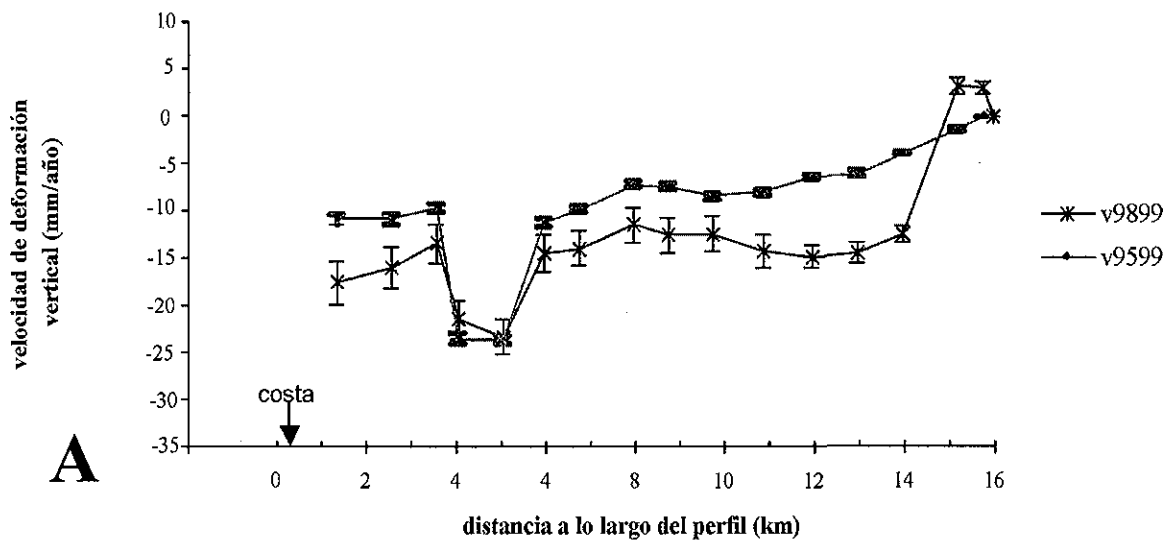


Figura 3.6. Tasas de deformación para el perfil de Acapulco. Cada punto representa un banco de nivel a lo largo del perfil. A) Velocidades de deformación para épocas anteriores a 1999. Las dos gráficas son: 95-99 (puntos), los errores son pequeños. 98-99 (cruces) los errores son mas grandes, lo que indica la existencia de inestabilidad al comparar 2 campañas de nivelación consecutivas. B) Tasa de deformación vertical obtenida de la comparación de los datos 99-00. Debido a que se comparan 2 campañas consecutivas los errores son grandes, pero unicamente entre estos periodos se dispone de datos del perfil completo (28 km). Los errores que se muestran son errores acumulados de 1σ .

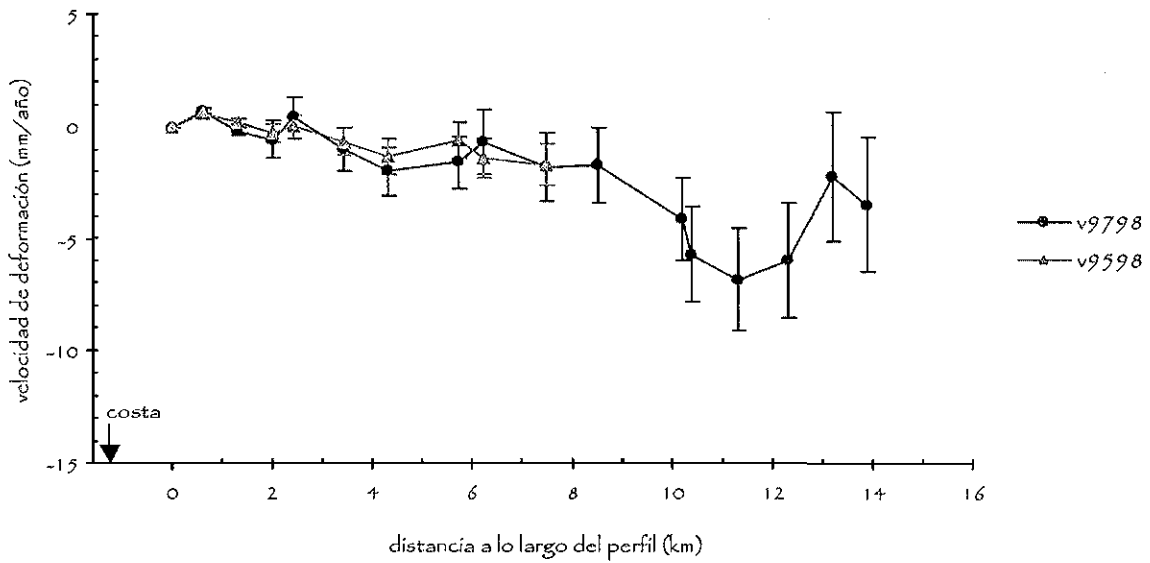


Figura 3.7: Tasa de deformación en el perfil de Atoyac. La serie de triángulos indica la deformación vertical obtenida desde 1995 hasta 1999. Este perfil se extendió en 1997. La serie con puntos muestra la tasa de cambio de nivel entre 1997 y 1998.

Capítulo IV

Nivelación Geodésica: Resultados

Como en el capítulo anterior, se hará una breve recapitulación de los resultados obtenidos por Kostoglodov *et al.*, 2001; se mostrarán los modelos de dislocación elástica obtenidos mediante las velocidades calculadas a partir de los datos de nivelación..

Con el fin de obtener un ajuste cuantitativo de la deformación observada a lo largo de las líneas de nivelación en Guerrero, se aplicó un modelo de dislocación elástica en el semiespacio propuesto por Savage (1983).

A continuación se muestran los modelos obtenidos para cada uno de los perfiles. Los parámetros utilizados para dichos modelos son: velocidad de convergencia de las placas, el ángulo de subducción, la distancia que existe desde la trinchera y la profundidad de la zona de acoplamiento.

En la tabla IV.1 se listan los valores de los parámetros que mejor ajustan los datos del perfil de Barra de Potosí (figura 4.1). La velocidad de convergencia se muestra como el valor de deslizamiento, cuando este parámetro tiene un valor de "0", implica que la placa es 100% acoplada. La distancia que existe desde la trinchera hasta el perfil de nivelación se considera en la primera longitud de la falla, las longitudes subsecuentes, son entre el inicio (punto anterior) y el final, el cual será el inicio de la siguiente sección.

Tabla IV.1 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Barra de Potosí.

<i>Segmento</i>	<i>Ángulo</i>	<i>Profundidad (km)</i>	<i>Deslizamiento (mm/año)</i>	<i>Longitud de las secciones de la falla (km)</i>
1	6°	4	53	78
2	10°	12	0	20
3	25°	16	0	5
4	25°	18	53	37
5	2°	33	53	1000

Este modelo sugiere la existencia de una zona totalmente acoplada, cuya longitud es de aproximadamente 25 km. Este modelo de dislocación no solo ajusta las velocidades de deformación observadas, sino también la geometría intraplaca (Kostoglodov *et al.* 1996).

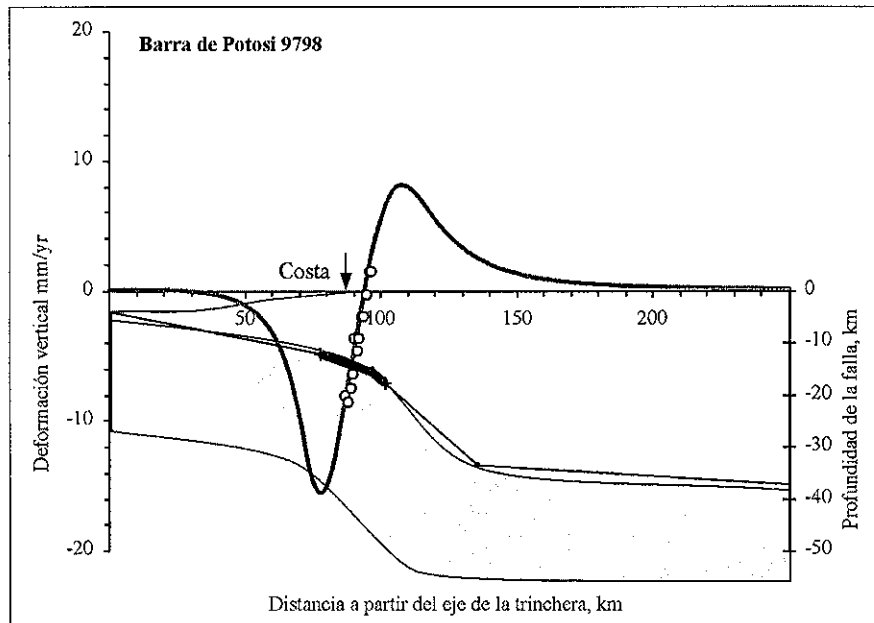


Figura 4.1: Modelo de los datos de deformación en Barra de Potosí.

En la tabla IV.2 se resumen los valores de los parámetros utilizados para la línea de Acapulco, sin considerar los datos correspondientes a la última nivelación, es decir no se han tomado en cuenta los datos 99-00, periodo en el cuál se extendió el perfil, ya que no se cuenta con valores de comparación anteriores.

Tabla IV.2 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Acapulco.

<i>Segmento</i>	<i>Ángulo</i>	<i>Profundidad (km)</i>	<i>Deslizamiento (mm/año)</i>	<i>Longitud de las secciones de la falla (km)</i>
1	6°	4	58	55
2	10°	10	0	20
3	25°	13	0	13
4	25°	19	58	35
5	2°	34	58	1000

Como se puede observar en la figura 4.2, la zona de acoplamiento tiene una longitud de 33 km y comienza a 55 km de la trinchera.

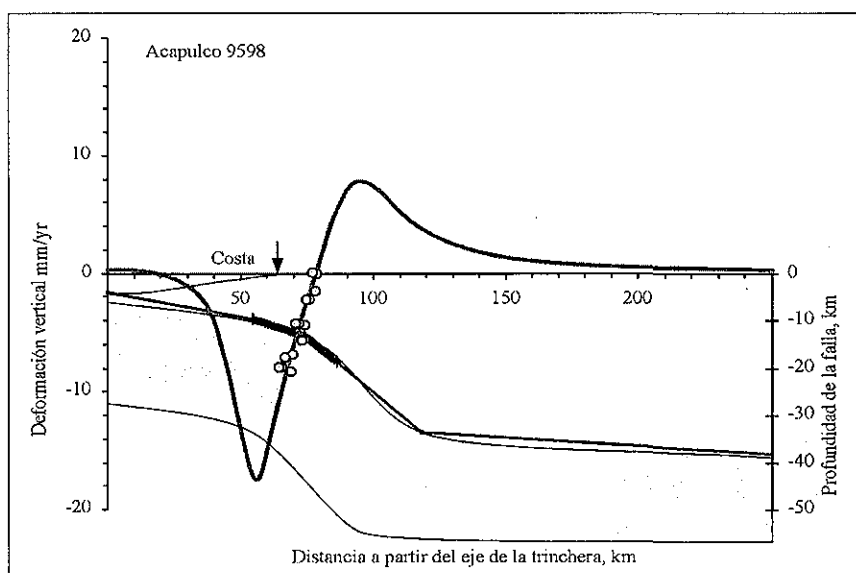


Figura 4.2. Modelo de dislocación para el perfil de Acapulco.

Un nuevo modelo para éste perfil es el que se muestra a continuación, en el cual sólo se han considerado datos de la campaña 99-00; en la tabla IV.3 se listan los parámetros utilizados.

Tabla IV.3 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Acapulco 99-00.

Segmento	Ángulo	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
1	7°	4	58	59
2	7°	11	0	20
3	22°	14	67	12
4	20°	18	0	50
5	2°	35	58	1000

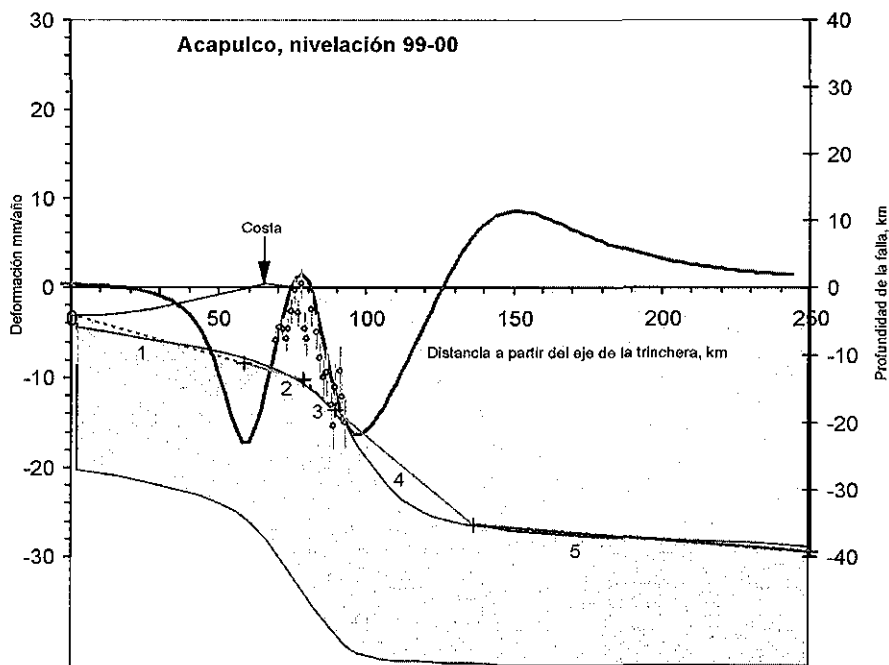


Figura 4.3. Modelo de dislocación para el perfil de Acapulco en el periodo 99-00.

Como se observa en la figura 4.3 la falla se subdivide en 3 segmentos (2,3 y 4), el segmento 2 y 4 se encuentran completamente acoplados, mientras que el 3 no muestra acoplamiento, sino al contrario, se desliza con velocidad mayor a la de convergencia.

En el caso del perfil de Atoyac, uno de los modelos propuestos por Kostoglodov (2001) sugiere la existencia de una ruptura extremadamente lenta (deslizamiento asísmico hacia el océano) de ~ 90 mm/año a lo largo de una zona de 60 km de ancho, la cual comienza a 25 km de la trinchera. Los modelos que aquí se presentan sugieren la existencia de un deslizamiento transitorio de la falla (figura 4.4a y 4.4b).

En la figura 4.4 podemos observar que el modelo ajusta para nuestros datos en 2 variantes:

- i. La figura 4.4a muestra una subsidencia de la costa
- ii. En la figura 4.4b el modelo muestra un levantamiento de la costa.

Este ajuste se explica con respecto al marco de referencia de los datos. Estos no están referidos al nivel medio del mar, es decir no tienen un origen fijo, ya que están determinados a partir de una cota determinada arbitrariamente.

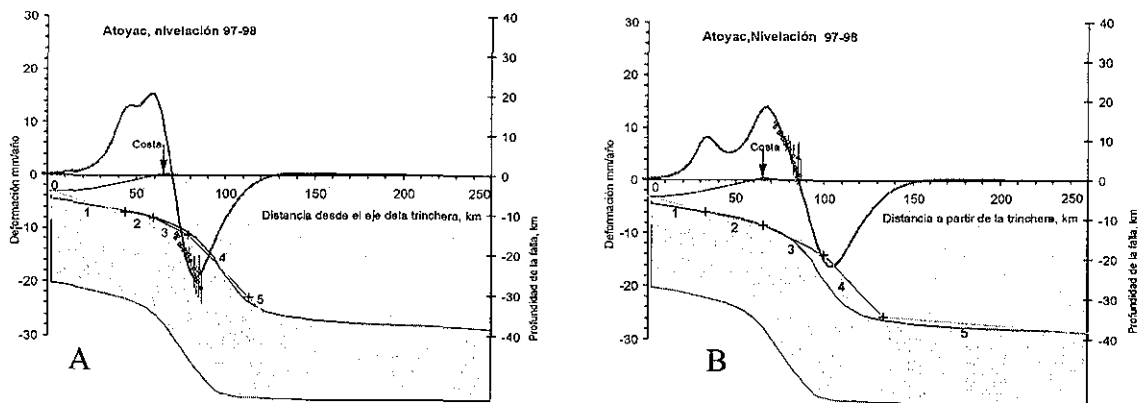


Figura 4.4 Modelo de dislocación elástica para el perfil de Atoyac. El modelo sugiere un deslizamiento transitorio de la falla o una “ruptura lenta”. A: El modelo ajusta a los datos para una subsidencia de la costa. B: Los datos se ajustan al modelo para un levantamiento de la costa.

Al observar los modelos obtenidos a partir de los datos de nivelación podemos concluir que la brecha sísmica de Guerrero presenta un relajamiento de la deformación extremadamente lento, lo que es un estado sismo-tectónico inesperado.

Podemos sospechar de la existencia de 2 deslizamientos transitorios (episodios de eventos lentos):

- (a) 1997-1998 en Atoyac, Guerrero.
- (b) 1999-2000 en Acapulco, Guerrero.

Para poder entender mejor lo que sucede en esta brecha los datos de nivelación deben ser combinados con los datos GPS, por lo que en capítulos subsecuentes se hará una comparación entre ambos resultados.

Capítulo V

GPS: Adquisición y procesamiento de datos

V.1 Características del Sistema de Posicionamiento Global (GPS)

El Sistema de Posicionamiento Global (GPS) fue desarrollado por el Departamento de Defensa de los Estados Unidos de América durante 1970 y 1980. En un inicio la constelación que lo formó constaba de sólo 18 satélites, pero a partir de Julio de 1992 la constelación aumentó a 24 satélites garantizando que las 24 horas del día en cualquier lugar del mundo los receptores puedan, tener al menos 4 satélites visibles, número mínimo necesario para poder determinar la deriva que existe entre el reloj del satélite y el reloj del usuario, así como la posición (latitud, longitud y altitud) de un punto sobre la superficie terrestre.

Los satélites transmiten dos señales portadoras de doble frecuencia en la banda L de las ondas electromagnéticas ($L_1 = 1575.42$ Mhz y $L_2 = 1227.60$ Mhz). Estas frecuencias son portadoras de ciertos códigos:

- Código C/A (Coarse/ Acquisition) empleado en la navegación de baja precisión. Este código es modulado en la frecuencia L_1 y es de uso civil.
- Código P empleado en la navegación de alta precisión. Es modulado en ambas frecuencias (L_1 y L_2). En un inicio este código fue de uso militar restringido.
- Código de navegación, el cual también se encuentra modulado en la frecuencia L_1 y provee descripción de las órbitas de los satélites, las correcciones de los relojes y otros parámetros del sistema.

Estas portadoras (C/A y P) son moduladas en fase con un código de ruido pseudo-aleatorio (pseudo-random noise PRN), característico para cada satélite.

La precisión que puede obtenerse con el sistema GPS dependerá del tipo de servicio de radionavegación con el se cuente, es decir: para el código C/A la precisión va a ser de 43 metros en la componente horizontal

y de 49.7 metros en la componente vertical, lo que significa una precisión de 65.7 metros en la posición tridimensional. En el caso del código P la precisión aumenta notablemente siendo en la componente horizontal de 7.7 metros y de 8.8 en la vertical, la precisión tridimensional es de 13.5 metros. Estos valores van a depender de los siguientes parámetros:

- a) Precisión en la determinación de las pseudodistancias o pseudorangos
- b) Geometría de los satélites.

En cuanto a tiempo se refiere, la precisión para el código C/A es de ~300 ns y para el código P de ~50-100 ns.

Es de utilidad conocer la manera cómo el GPS determina la ubicación de un punto, es decir, cómo a partir de las mediciones efectuadas obtiene las coordenadas. Los receptores GPS miden el tiempo (Δt) que tarda en viajar la señal de cada uno de los satélites visibles, durante la sesión, y utilizando las órbitas, diseñadas antes del lanzamiento de cada satélite, calcula su posición sobre la superficie terrestre, es decir calcula la distancia que hay entre él y el satélite. El tiempo Δt en realidad no es proporcional al tiempo de viaje de la señal, debido a la desincronización de los relojes, es de ahí que las distancias medidas en realidad sean llamadas pseudodistancias o pseudorangos.

Las mediciones geodésicas que se obtienen con el GPS se utilizan en diferentes áreas del conocimiento, lo cual involucra que se utilicen diferentes técnicas de adquisición de datos y equipo receptor de diferentes características. Es de esperar que la precisión va a variar, según las exigencias de cada área, desde algunos milímetros hasta decenas de metros. En la tabla V.1 se resumen los métodos más utilizados, sus precisiones y sus principales aplicaciones.

Los receptores GPS pueden hacer básicamente dos tipos de mediciones: por medio de pseudo-rangos y por conteo de ciclos completos de la fase portadora.

En las mediciones de pseudo-rangos el tiempo requerido para alinear (correlacionar los picos) una réplica del código PRN generada en el receptor con la generada por el satélite será escalada o considerada como una función de la distancia, es decir, el tiempo requerido para dicha correlación es la diferencia en tiempo entre la señal recibida (medida en el marco de referencia de tiempo del receptor) y la emitida (medida en el marco de tiempo del satélite) (Wells *et al.*, 1986).

Tabla V.1 Resumen de los diferentes métodos de levantamientos GPS, las precisiones de cada uno y sus principales aplicaciones. (Unavco, Data Collection Methods, web)

<i>Tipo de levantamiento</i>	<i>Precisión</i>	<i>Tiempo de ocupación</i>	<i>Aplicaciones más comunes</i>
Continuo	< 0.5 cm	Meses o años	Deformación de la corteza, estudios geofísicos y estaciones de referencia.
Estático	0.5 cm - 5 cm	Horas al día	Deformación de la corteza, levantamientos de líneas base largas, estudios geofísicos y control geodésico.
Estático rápido	1 cm - 5 cm	minutos	Levantamientos de líneas base cortas y para estudio de glaciares.
Cinemático	1 cm - 5 cm	segundos	Para posición de vehículos, sistemas de información geográficas y mapeo.
Diferencial	50 cm - 300 cm	segundos	Para sistemas de información geográfica, mapeo y posicionamiento.
Posicionamiento de un punto	100 cm - 500 cm	De algunos minutos a horas	Posiciones muy burdas o preliminares

La medida por conteo de fase para las señales portadoras L1-L2, es la de mayor importancia para este estudio. La diferencia entre la fase recibida y la fase generada por los osciladores del receptor puede ser fácilmente medida en ciclos completos de la fase portadora y fracciones de ciclos sobre tiempo. La ventaja de utilizar la fase portadora en estudios tectónicos radica en la precisión que se obtiene, mucho mayor que la obtenida a partir de pseudo-rangos, ya que la longitud de onda de la portadora es mucho mas pequeña que la de otros códigos. Para la señal portadora en L1 y L2, la longitud de onda es aproximadamente de 20 cm. Las mediciones sobre la fase portadora pueden hacerse, aproximadamente, al 1% de la longitud de onda. Esto implica una precisión de 2mm; mientras que para los pseudo-rangos la precisión de las mediciones -esto es la precisión con la que se puede mantenerse la correlación de los picos- es del 1% del período entre códigos de épocas sucesivas. Para el código P, las épocas sucesivas son cada 0.1 microsegundos, lo que implica una precisión de 1 nanosegundo. Cuando multiplicamos por la velocidad de la luz, el rango de la precisión de la medida es de 30 cm. Para el código C/A, el número es 10 veces más impreciso, es decir, el rango de la

precisión para las medidas hechas es de 3 m (Wells *et al.*, 1986).

Las mediciones de pseudo-rango en combinación con las de fase portadora proporcionan la distancia entre la estación y el satélite con mayor precisión que la que se podía obtener considerando sólo uno.

En la figura 5.1 se esquematiza la forma en la que se obtienen los datos, ρ^j son las cantidades observadas (distancias receptor-satélite), mientras que R son las tres coordenadas de la estación. Para poder obtener dicho valor necesitamos conocer r , las efemérides, es decir la posición del satélite con respecto al centro de la Tierra. Por tanto, cualquier error contenido en éste valor se verá reflejado en la obtención de R , el ocupar órbitas precisas durante el postproceso eleva la precisión de nuestros resultados.

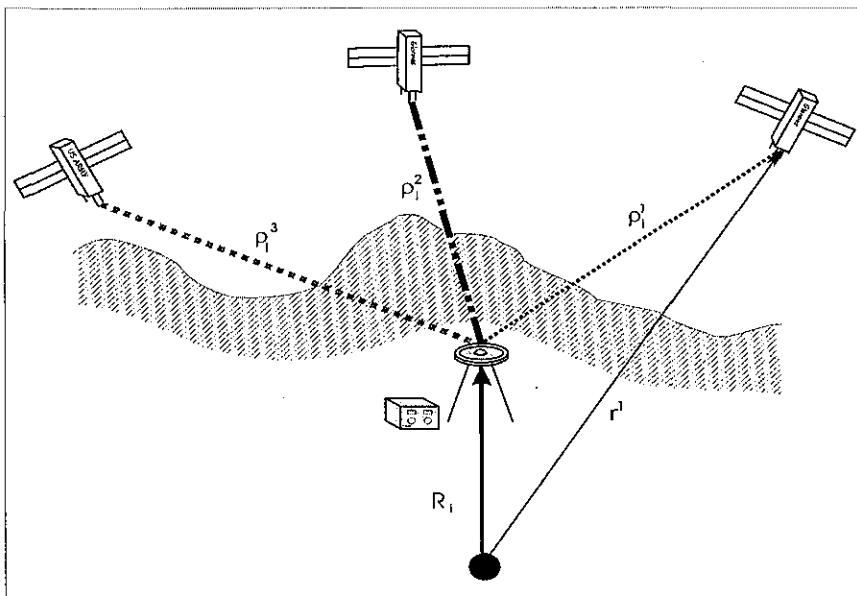


Figura 5.1 Esquema de la obtención de los datos para poder determinar las coordenadas de la estación (R), r es la posición del satélite que durante el postproceso se obtiene por medio de las órbitas precisas. ρ^j son las cantidades medidas que para este estudio se trata de pseudo-rangos y del conteo de ciclos completos de la fase portadora para las dos frecuencias. (Modificada de Wells *et al.*, 1986).

V.2 Red GPS de Guerrero

Con el fin de estudiar la deformación intersísmica en la costa de Guerrero, el Instituto de Geofísica (IGF) ha establecido una red GPS de monitoreo formada actualmente por 20 estaciones temporales y 5 permanentes.

Del total de las estaciones temporales, 18 se ubican dentro de la franja de

deformación activa, y las dos restantes se localizan en la zona “estable” de la Placa de Norte América.

Una descripción más detallada de las estaciones, su funcionamiento, instalación, y del equipo utilizado en cada una de ellas se hará en las secciones siguientes.

V.3 Estaciones permanentes: Instalación, equipo y adquisición de datos:

Como ya se mencionó, la red GPS cuenta con 5 estaciones permanentes (figura 5.2), 4 de ellas localizadas en el estado de Guerrero y una mas en el poblado de Yautepec, Morelos (YAIG).

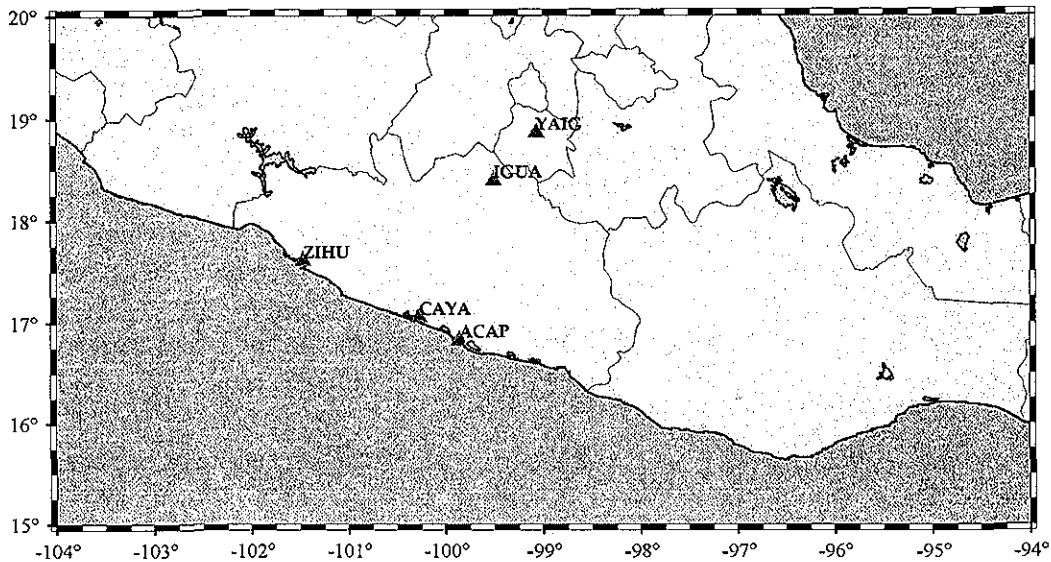


Figura 5.2 Localización y distribución de las estaciones permanentes que conforman la red de Guerrero.

La primera estación en empezar a funcionar, en 1997, fue CAYA, situada en el poblado de Cayaco, Guerrero, en el centro de la brecha sísmica al NW del estado de Guerrero. Posteriormente, en 1999, se establecen otras dos estaciones cada una en los extremos Sur y Norte de la brecha (ACAP, ZIHU respectivamente). Este mismo año se instala la estación de Yautepec, Morelos (YAIG), siendo así la primera estación GPS que se ubica fuera del estado de Guerrero y por tanto dentro de la parte aparentemente estable de la placa de Norte América. Cabe mencionar que la estación de Acapulco funcionó desde 1992 como estación temporal, pero a partir de 1999 se estableció como estación permanente.

Por último la estación más reciente, IGUA, se encuentra cerca de la ciudad de Iguala, Guerrero, y empezó a funcionar a mediados del año 2000.

Para el establecimiento de las estaciones permanentes se deben cumplir ciertos requisitos, como son:

- Selección del sitio
- Monumentación
- Suministro de energía eléctrica
- Sistemas de comunicación eficientes
- Seguridad

En lo concerniente a la selección de sitio, el principal requisito que hay que atender es la visibilidad del cielo, esto es, que no haya obstrucciones por arriba de un ángulo de inclinación de 10° - 15° , lo cual incluye cerros, vegetación, grandes edificaciones, etc., para prevenir pérdidas en la señal.

El tipo de monumentación requerida para las estaciones permanentes debe ser muy estable; de preferencia la marca debe ser colocada en afloramientos rocosos muy estables, sin fracturas, lo cual garantice que no haya influencias locales en los datos.

Todas las estaciones se ubican en casetas de ladrillo, las cuales sirven para resguardar el equipo de las inclemencias del tiempo y de posibles actos vandálicos.

La importancia de contar con estaciones permanentes es que se obtienen registros las 24 horas de los 365 días del año, lo que permite observar variaciones de posición muy lentas en largos períodos de tiempo (series de tiempo), consintiendo una historia de deformación.

Es necesario hacer un croquis descriptivo del sitio, así como del mejor camino de acceso para cada estación.

La estación CAYA, como ya se mencionó, está ubicada en el centro de la brecha sísmica de Guerrero, en el poblado de Cayaco. El equipo que se utiliza es un receptor Trimble 4000 SSI, de doble frecuencia (L1/L2) y una antena geodésica Trimble 22020.

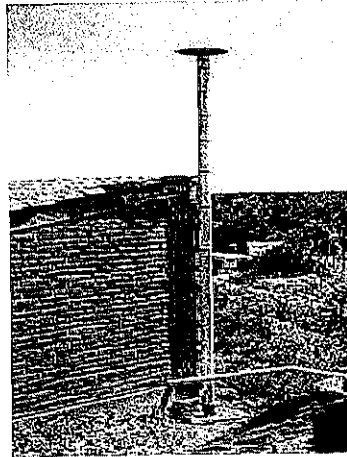


Figura 5.3: Vista Panorámica de la estación "CAYA".

Para la estación YAIG, el equipo que se utiliza es un receptor ASHTECH Z-12, también de frecuencia dual, la antena es una antena *choke ring* ASHTECH.

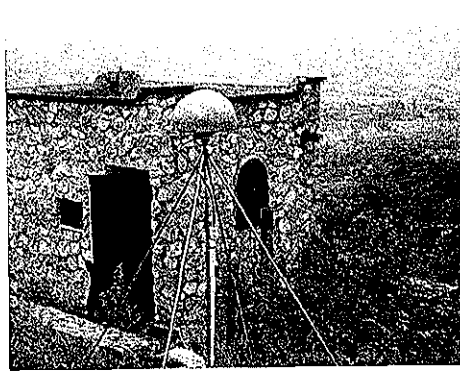


Figura 5.4: Vista panorámica de la estación YAIG

Por último para las estaciones restantes de ZIHU, ACAP e IGUA (localizadas en Zihuatanejo, Acapulco e Iguala respectivamente), se utilizan receptores Leica CRS1000 también de doble frecuencia, y antenas geodésicas Leica *choke ring* AT504.

En lo concerniente a la adquisición de datos, ésta se hace de forma automática, ya que el receptor está programado para recibir información en sesiones de 24 horas. Al terminar la sesión, el archivo generado se almacena en una computadora PC y posteriormente se traen los datos al Instituto de Geofísica (IGF) para su proceso, el cual inicia con la obtención de los archivos rinex.



Figura 5.5. Vista panorámica de las estaciones de Zihuatanejo (izquierda) y Acapulco (centro) e Iguala (derecha) .

V.4 Estaciones temporales: Instalación, equipo y adquisición de datos:

Las estaciones temporales, como su nombre indica son aquéllas que se ocupan solo en campañas (por temporadas), en sesiones que al menos deben durar 8 horas diarias durante 3 días consecutivos.

La red de Guerrero ha sido ocupada en 4 ocasiones, 1992, 1996, 1998 y 2000. Además en 1995 se realizó una campaña con el fin de registrar los deslizamientos postsísmicos producto del sismo de Copala de 1995 ($M_w = 7.3$) (Courboux et. al. 1997).

De 1992 a la fecha las estaciones temporales han sufrido algunos cambios, ya que se han establecido algunos sitios nuevos, mientras que otros han sido abandonados y/o perdidos (figura 5.6).

En la tabla V.2 se muestra un resumen de las ocupaciones para cada estación, además de las características del sitio, y la duración de las sesiones. El tiempo de duración de las sesiones ha ido variado de acuerdo con un mejor entendimiento del procesamiento de los datos.

Debido a la necesidad que se plantea de obtener precisiones menores de un centímetro en la determinación de las coordenadas del sitio, resulta imprescindible seguir una metodología que garantice tal objetivo. De esta forma se han seguido los estándares propuestos por *University Navstar Consortium* (UNAVCO), en lo que respecta a la elección del sitio, monumentación y colocación del equipo.

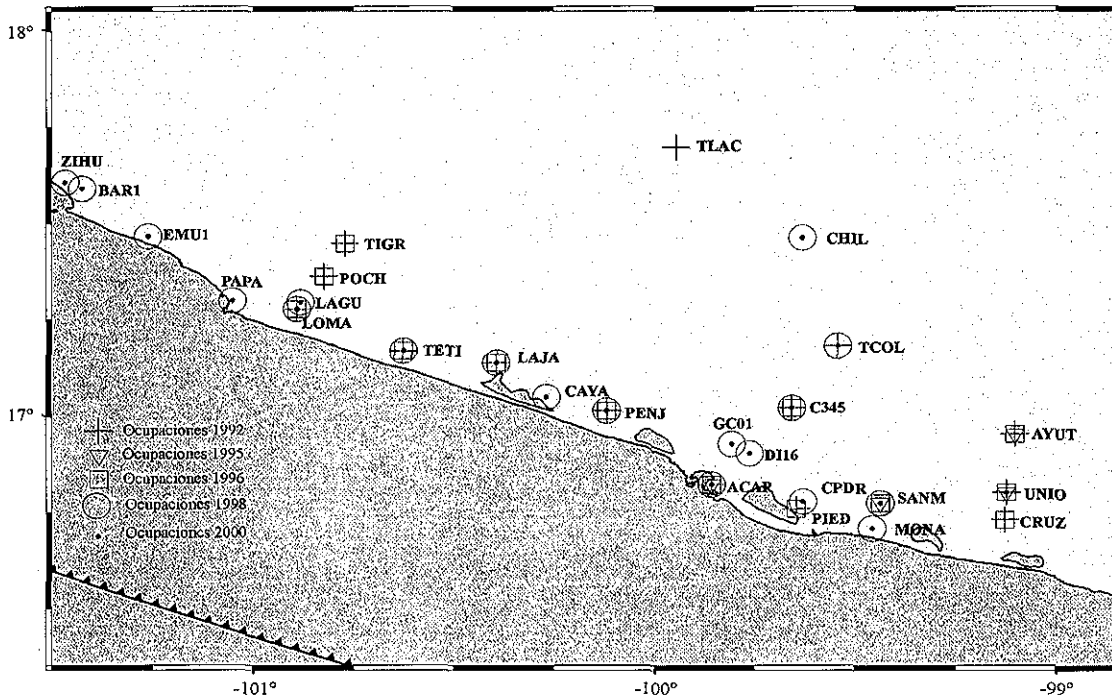


Figura 5.6. Esquema de la distribución de las estaciones temporales y sus períodos de ocupación. Cada símbolo representa la campaña en que ha sido ocupado cada sitio.

Los aspectos mas importantes a considerar en la elección del sitio son los siguientes:

- Cielo despejado sobre los 10° desde el horizonte.
- Evitar la existencia de superficies reflectantes a menos de 50 metros de la estación (como superficies de agua, techos planos metálicos o cubiertos de materiales reflectantes). A menores distancias pueden afectar paredes u otras construcciones de mampostería, líneas de transmisión de energía o antenas de equipos de comunicación, vigilancia, etc.
- Fácil acceso con vehículos automotores y lugar apropiado para su estacionamiento sin provocar perturbaciones.
- El terreno debe tener una estabilidad razonable, para garantizar la permanencia de la marca que se implante. Deben evitarse los terrenos erosionables o sometidos a procesos de deslizamientos, inundaciones, o subsidencias. Asimismo debe procurarse que el agua de lluvia o de cualquier otra procedencia fluya rápidamente y el punto se mantenga seco con lo que además se protege la marca contra los efectos de la oxidación. Dentro de lo posible, deben hacerse previsiones para que el diseño de la marca a implantar sea el mas adecuado a las características de la zona.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Tabla V.2: Características del sitio, campañas que se han hecho, y duración de las sesiones para cada estación temporal.

<i>SITIO</i>	<i>Ubicación</i>	<i>Características del suelo</i>	<i>Tipo de marca</i>	<i>Marzo 1992</i>	<i>Sept. 1995</i>	<i>Abril 1996</i>	<i>Nov. 1998</i>	<i>Octubre 2000</i>
ACAP	N 16.79° E -99.87°	Afloramiento granítico	pin GPS	*	*	*	*	*
AYUT	N 16.97° E -99.11°	Lecho de roca	pin GPS	16/14	2 x 7 / 0	12/0/0		
BAR1	N 17.59° E -101.42°	Arena, arcilla	Banco de nivel				3 x 8	3 x 8
C345	N 17.02° E -99.65°	Afloramiento granítico	pin GPS				08/07/08	08/07/08
CAYA	N 17.04° E -100.26°	Afloramiento de gneis	pin GPS					P
CHIL	N 17.46° E -99.45°	Afloramiento de caliza	pin GPS	15/15/0			09/08/08	2 x 24/12
CPDR	N 16.77° E -99.62°	Afloramiento granítico	pin GPS				08/08/05	8/ 2 x 24
CRUZ	N 16.72° E -99.12°	Afloramiento de roca	pin GPS	15/0/0		16/4/0		
DI16	N 16.90° E -99.76°	Afloramiento de roca debido a un camino	pin GPS				3 x 8	24/07/00
EMU1	N 17.46° E -101.26°	Afloramiento granítico	pin GPS				09/08/00	2 x 24/ 15
GC01	N 16.92° E -99.80°	Afloramiento de roca	pin GPS				3 x 8	23/9/24
LAGU	N 17.29° E -100.88°	Afloramiento granítico	pin GPS				3 x 8	06/07/08
LAJA	N 17.13° E -100.39°	Afloramiento granítico	pin GPS	16/6/0		16/4/0	3 x 8	23/19/0
LOMA	N 17.27° E -100.89°	Afloramiento granítico	pin GPS	15/16/0		08/08/00	3 x 8	24/15/0
MONA	N 16.70° E -99.45°	Afloramiento granítico	pin GPS				3 x 8	08/05/09
PAPA	N 17.29° E -101.05°	Afloramiento de Arenisca	pin GPS				08/08/11	2 x 24/10
PENJ	N 17.01° E -100.11°	Afloramiento granítico	pin GPS	16/15/0		16/0/0	09/07/05	10/09/09
TCOL	N 17.18° E -99.54°	Afloramiento granítico	pin GPS	14/11/00			3 x 8	2 x 24/12
TETI	N 17.16° E -100.62°	Afloramiento granítico	pin GPS	16/5/0		08/08/00	09/07/08	23/06/00
TIGR	N 17.44° E -100.62°	Afloramiento granítico	pin GPS	15/0/0		01/12/00		24/17/0
UNIO	N 17.00° E -99.00°	Afloramiento granítico	pin GPS	14/14/0	22/0/0	08/11/00		18/0/0
ZIHU	N 17.60° E -101.46°	Afloramiento granítico	pin GPS				3 x 8	24/09/17

* Las estaciones fueron ocupadas de manera continua durante toda la campaña. P es una estación permanente. El formato de los números indica la cantidad de horas de observación por sesión.

En lo concerniente a la monumentación utilizada en este trabajo, las marcas de referencia son de dos tipos: *pin*es y bancos de nivel.

Los *pin*es son los más seguros, consisten en un tornillo o perno que se inserta en afloramientos rocosos muy estables, fijado con cemento plástico o alguna sustancia similar, en este caso cemento epoxy. Esta monumentación está prácticamente protegida de la destrucción accidental o intencional, además de ser muy estable lo que ayuda a garantizar que las variaciones de posición son debidas a fenómenos regionales y no locales.

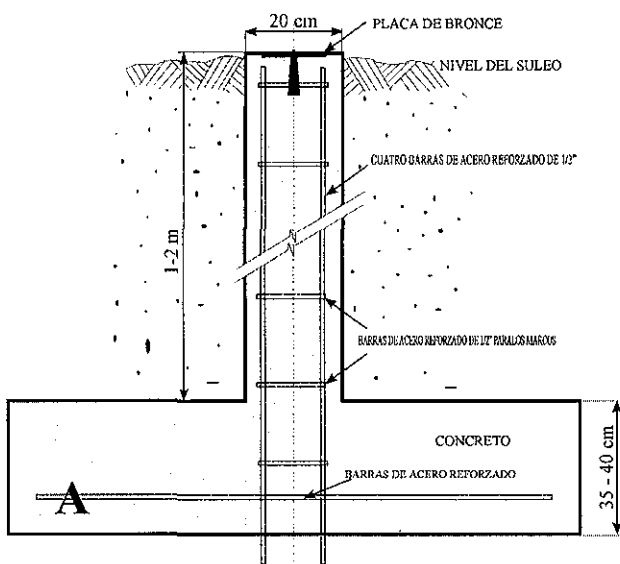


Figura 5.7 Esquemas de las marcas de referencia. A: Banco de nivel, B: Tornillo o *pin*.

La ausencia de afloramientos rocosos conduce al segundo tipo de monumentación: los bancos de nivel, pilares hechos de acero reforzado y concreto con un diseño especial que garantice gran estabilidad (Piskunov, 1985). En la parte superior o coronamiento del banco se coloca el tornillo o placa identificatoria.

En ambos tipos de referencias el centro tiene una marca (hueco) sobre la cual se debe emplazar la antena. El procedimiento que se sigue para colocar el equipo y por tanto asegurar que la antena siempre sea instalada sobre la referencia es el siguiente: el trípode, junto con la base nivelante se sitúan justo encima del hueco del *pin*. El trípode debe ser nivelado y centrado usando la plomada óptica. Una vez hecho esto, se coloca la antena y se orienta con el norte verdadero (para Guerrero, México, se considera una declinación magnética promedio de 7° este).

Los equipos utilizados en las campañas de 1992-1998 son receptores

Trimble, para 1992 el tipo de receptor fue el Trimble 4000 SST, de una sola frecuencia, es decir, no transmitía código P, para 1995 y 1996 el receptor fue Trimble 4000 SSE y para 1998 Trimble 4000 SSI de frecuencia dual, y antenas geodésicas (figura 5.9) cada uno de ellos. Para la última campaña (2000) los receptores que se utilizaron en la mayoría de las estaciones fueron Leica SR520 de doble frecuencia (L1/L2), y antenas geodésicas *choke ring DORNE MARGOLIN LEICA*, aunque para las estaciones de CHIL, TCOL Y TETI se utilizó el mismo equipo que en las campañas anteriores (Trimble).



Figura 5.8 Instalación de un pin o tornillo en un afloramiento rocoso, el cual es perforado para introducir el tornillo y se fija con epoxy.

Cualquiera que sea el tipo de receptor y/o antena las coordenadas que se obtienen corresponden al centro de fase de la antena de este receptor, razón por la cual es fundamental medir, con la ayuda de un flexómetro, la altura de dicha antena, es decir la distancia entre su centro de fase y la marca que materializa el punto sobre la superficie terrestre. Este procedimiento se hace antes y después de cada sesión. Cuando se ha terminado con la instalación de la antena, ésta se conecta al receptor y entonces comienza la recolección de datos.

El suministro de energía eléctrica para los receptores es por medio de baterías de 12 volts, las cuales son cargadas constantemente por un panel solar de 20-30 watts.

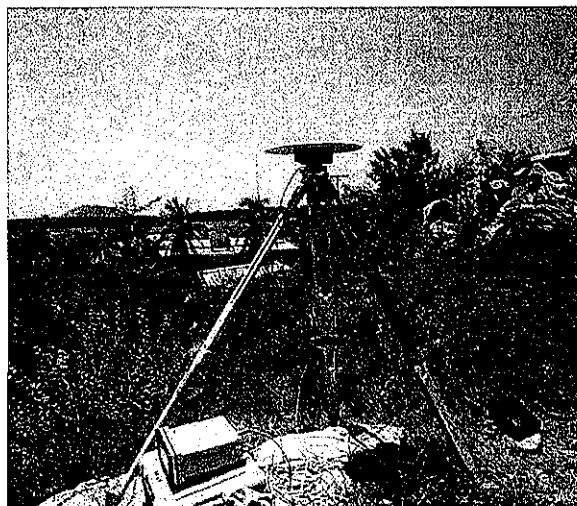


Figura 5.9 Equipo GPS utilizado durante las campañas 1992-1998.

V.5 Procesamiento de datos

Todos los datos GPS presentados en este trabajo fueron analizados (procesados) usando el software GIPSY-OASISII desarrollado por el Jet Propulsion Laboratory (JPL), California Institute of Technology. La versión actual del software es una modificación del software descrito por Lichten y Border (1987).

Como se mencionó en la sección anterior el uso de la fase portadora es más preciso que el de los pseudo-rangos, pero es incierto el número de longitudes de onda enteras recibidas, por lo que es difícil saber en que punto del ciclo de la fase portadora se han iniciado las mediciones (Wells *et al.*, 1986). A este error se le conoce como ambigüedad de la fase portadora. Las observaciones de los pseudo-rangos no son ambiguas en éste sentido, pero tienen un nivel de ruido aproximadamente 100 veces mas alto que la fase portadora (Larson *et. al.*, 1997). GIPSY utiliza indistintamente las observaciones de la fase portadora y de los pseudo-rangos, ya que se ha demostrado que para minimizar éstas desviaciones el procesamiento de datos simultáneos, de pseudo-rango y fases portadoras, mejora la precisión del resultado en un orden de 2 para la componente Este (Lichten y Border 1987), la cuál es la mas afectada por la ambigüedad de la fase portadora (Blewitt, 1989).

Antes de empezar el procesado de los datos con GIPSY, deben de obtenerse los archivos en formato RINEX, mediante el uso del programa "teqc" (Translate/Edit/Quality Check), desarrollado por UNAVCO [UNAVCO Software]. En el caso de los archivos que se obtienen con equipo Trimble, para datos adquiridos con receptores Leica se utiliza el

programa "ski-pro", el cuál es distribuido por esta compañía.

Una vez que se han obtenido los archivos RINEX, comienza el uso de GIPSY. La primera etapa del proceso consiste en eliminar los "cycle slips" (discontinuidades en los datos de la fase), esto se ha hecho en base a un algoritmo llamado Turboedit (Belwitt, 1990). Este algoritmo busca las discontinuidades y elimina los datos que están muy alejados de la media (outliers) de forma independiente a la estabilidad de los relojes, disponibilidad selectiva, las órbitas de los satélites y su geometría, movimiento de la antena y las variaciones troposféricas (Gregorius 1995).

Después de la edición de los datos, las dos frecuencias GPS son combinadas para formar combinaciones lineales libres del efecto de la ionosfera (Leick, 1995) y diezmadas de 30 segundos a 6 minutos. Estos datos son procesados utilizando las órbitas precisas de los satélites y la estimación de las correcciones de los relojes calculadas por el "International GPS Service for Geodynamics" (IGS) a partir de una red de seguimiento global y proporcionadas por el JPL (Zumberge et. al., 1997).

Las órbitas utilizadas para determinar la posición de los satélites son no fiduciales (*non-fiducial*), ya que éstas no son sensibles a los errores en la localización de las estaciones de rastreo. Es decir, las órbitas fiduciales están determinadas a partir del monitoreo de la órbita que sigue el satélite desde estaciones cuya localización se ha hecho por otras técnicas espaciales, lo cual acarrea, ya de por sí, errores que se verán reflejados en una disminución en la precisión en las coordenadas obtenidas para nuestros sitios (Blewitt et. al., 1992, Heflin et al., 1992, Zumberge et al., 1997).

Por tanto las órbitas no fiduciales son determinadas sin ninguna restricción, y en consecuencia las coordenadas de las estaciones también; es decir el resultado no se ve influenciado por los errores en la determinación de las coordenadas de las estaciones rastreadoras (órbitas fiduciales).

Las coordenadas de las estaciones que se obtienen para cada día de observación se transforman al "International Terrestrial Reference Frame 97" (ITRF97) (Boucher et al., 1999), debido a la necesidad de convertir nuestras soluciones, que no tienen restricción alguna, a un marco de referencia consistente y así poder derivar las velocidades de movimiento de los puntos estudiados. El marco de referencia define la escala, el origen, y la orientación de las coordenadas geodésicas de nuestras estaciones. La calidad de la transformación dependerá de la precisión de

las coordenadas y de las velocidades de las estaciones de referencia utilizadas, así como de la distribución geográfica de dichas estaciones.

Como ya se mencionó, el objetivo de este trabajo es precisar la magnitud de la deformación intersísmica que ocurre en la costa de Guerrero y así tratar de entender el régimen sismotectónico de esta zona. Para alcanzar tales objetivos es necesario conocer el movimiento relativo de cada una de las estaciones con respecto a la placa de Norte América (NOAM) es por eso que una vez procesados los datos, después de haber obtenido las coordenadas de las estaciones en ITRF97, se deben derivar las velocidades de las estaciones con respecto a NOAM.

La velocidad angular de NOAM en ITRF97 la obtuvieron DeMets y Dixon (1999) a partir de las velocidades de 16 estaciones permanentes GPS localizadas en la porción estable de dicha placa. Esta velocidad se empleó para obtener el movimiento predicho de NOAM con respecto a ITRF97 de cada una de las estaciones GPS. El movimiento que se ilustra en la figura 5.10 es el esperado, en cada estación, durante un régimen intersísmico.

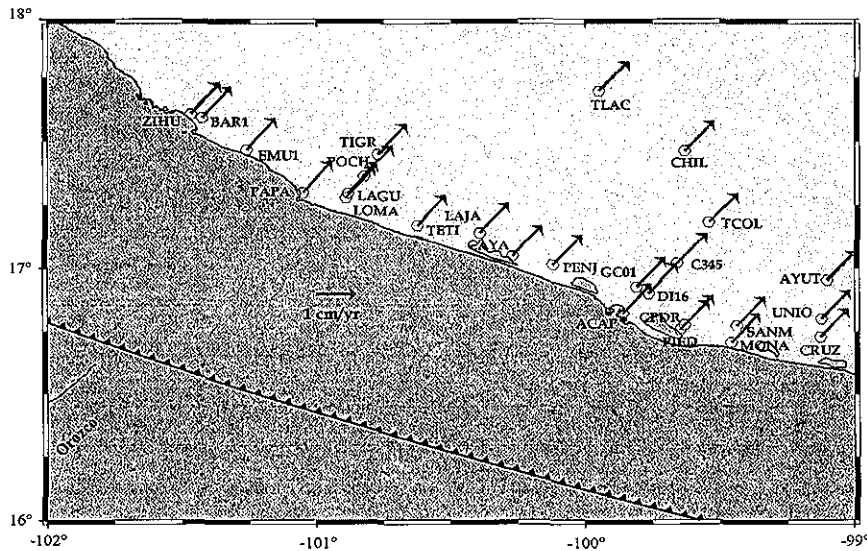


Figura 5.10 Los vectores muestran la velocidad predicha para NOAM para las estaciones temporales y permanentes de la red de Guerrero.

Conociendo la velocidad predicha y la velocidad observada en ITRF97 para cada estación, obtener la velocidad de deformación con respecto a NOAM se reduce a una suma vectorial. De aquí en adelante las velocidades de deformación de los sitios estarán especificados y dibujados con respecto a la placa de Norte América.

TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

Capítulo VI

Resultados: Estaciones permanentes y temporales

Una vez que se ha realizado el procesado de los datos, el siguiente paso es generar las gráficas pertinentes. La forma de representar los resultados para las estaciones temporales y permanentes es diferente, ya que cada una brinda información distinta pero complementaria.

VI.1 Estaciones permanentes

Con las estaciones permanentes se consigue tener la historia de deformación en el sitio donde se encuentra cada estación, es decir, la variación en la posición de la estación en un periodo de tiempo largo. A éstas gráficas se les conoce como *series de tiempo*. Las series de tiempo ilustran la evolución de la posición del sitio día a día. El marco de referencia que se emplea, como ya se mencionó, es ITRF97.

VI.1.1 Incertidumbre en los datos

La varianza y covarianza de la posición de cada una de las tres componentes obtenidas por el procesamiento de los datos, son calculadas con GIPSY a través de la propagación de los errores inherentes a las mediciones de la fase portadora y el pseudo rango de la señal GPS. GIPSY utiliza el filtro secuencial Square Root Information Filter (SRIF), que es esencialmente un filtro Kalman (Hofmann, Lichtenegger, 1994) modificado. La principal característica del SRIF es su gran estabilidad y consistencia numérica, que permite rapidez y eficiencia en realización de los cálculos. Teóricamente el resultado final es exactamente igual al obtenido por métodos tradicionales. SRIF es utilizado para introducir ruido numérico (*process noise*), esto es, errores en el modelado, además de los errores propios de las mediciones. El resultado de este proceso es el mismo que el obtenido con la técnica de mínimos cuadrados (Lichten, 1990).

Con esta estrategia de procesado se asume que las órbitas utilizadas son perfectas, lo cual es una aproximación, por tanto, las incertidumbres obtenidas con GIPSY son subestimadas (Gregorius *et al.*, 1996).

Una forma de obtener un error más real en la estimación de la posición de las estaciones es promediando estas posiciones, en el intervalo de observación, (que para este estudio varía para cada estación) y la posición

diaria del sitio. De este modo, al comparar la media y el valor diario observado se obtiene la desviación estándar para cada una de las posiciones. En la tabla VI.1 se resumen los errores promedio para cada estación en cada una de las componentes. -Norte (N) el error no es mayor a 2 mm. -Este (E) el error va de 5-6 mm, y -la componente vertical (V) el error es mayor a los 13 mm.

Tabla VI.1 Errores promedio obtenidos para cada estación.

<i>ESTACION</i>	<i>Periodo de tiempo</i>	<i>N (mm)</i>	<i>E (mm)</i>	<i>V (mm)</i>
CAYA	Abril 97 - marzo 01	1.8	6.2	15.9
ACAP	Septiembre 95- marzo 01	1.7	5.7	14.3
ZIHU	Julio 00 - mayo 01	1.6	5.3	13.2
YAIG	Febrero 99 - diciembre 00	1.8	5.5	14.9
IGUA	Junio 00 - diciembre 00	1.8	5.4	15.1

VI.1.2 Resultados de las estaciones permanentes

Los resultados se muestran en las figuras 6.1 a la 6.7.

Cada gráfica incluye la posición diaria estimada, con su respectiva barra de error (de 1σ) para cada una de las dos componentes horizontales y para la componente vertical. También se muestra la velocidad promedio estimada para cada componente y la desviación estándar de la misma.

En la figura 6.1 se muestra la serie de tiempo para la estación de Cayaco (CAYA), para el periodo comprendido entre 1997 y principios de 2001. Como puede observarse en la gráfica, la velocidad de deformación promedio para las componentes horizontales es prácticamente nula, aunque la historia de desplazamiento o cambio de posición diario indica una gran deformación (grandes variaciones en cortos periodos de tiempo).

En 1998 se registró en esta estación un evento lento asísmico (Lowry *et al.*, 2001), por esta razón, para obtener la velocidad intersísmica en dicha estación se utiliza el periodo comprendido entre 1999 y 2001 (figura 6.2).

En dicho periodo se observa claramente una acumulación de deformación típica de un régimen intersísmico.

La estación de Acapulco (ACAP) cuenta con datos de campaña para 1995, 1996 y 1998. En la figura 6.3 se muestran las series de tiempo considerando estos datos, mientras que en la figura 6.4 solo se incluyen datos a partir de finales de 1999, fecha en que la estación comienza a funcionar como estación permanente.

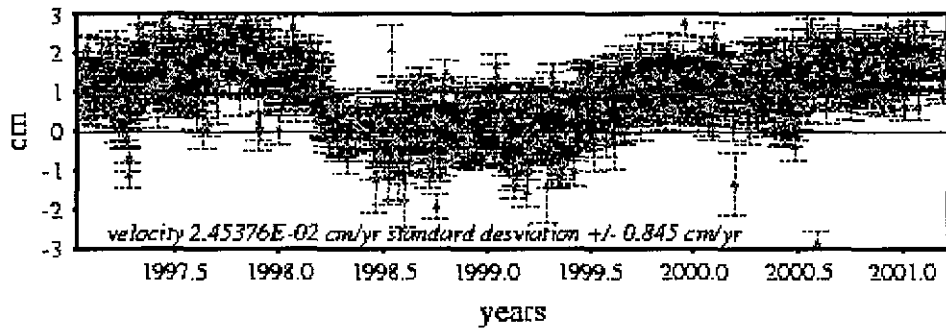
Para la estación de Zihuatanejo (ZIHU) (figura 6.5), la velocidad de deformación intersísmica en la componente vertical es muy baja: menor a un centímetro anual, es decir alrededor de la mitad del valor observado en ACAP y CAYA (donde es de ~ 1.98 cm/año y ~ 1.32 cm/año respectivamente). Un hecho que es remarcable es que en la componente norte-sur (latitud), la velocidad promedio sea mayor (casi el doble) de lo observado en ACAP y CAYA (~ 0.8 cm/año en cada una); además de que es la componente en la que mas acumulación de deformación se observa. En la componente este-oeste (longitud), la velocidad promedio también es mayor a la registrada en las estaciones permanentes ACAP y CAYA (casi el doble). Quizá estas diferencias podrían explicarse por el periodo de registro con el que se cuenta (es diferente para cada estación), para Zihuatanejo solo se tiene un poco mas de un año y probablemente conforme aumente la cantidad de datos disponibles estas tendencias cambien. Otra posible explicación es un cambio en el régimen sismotectónico de la zona, hay que recordar que Zihuatanejo se encuentra fuera de la brecha de Guerrero, y aunque Acapulco también se encuentra fuera de dicha brecha, esta dentro de otro gap sísmico.

En la estación de IGUA (figura 6.6), cerca de la ciudad de Iguala, Guerrero, no se cuenta con datos suficientes (menos de un año) como para poder inferir algún comportamiento de la estación; además de que los errores estimados en la posición diaria son muy grandes, lo que generan gran incertidumbre en la estimación de la velocidad promedio. Por lo tanto, en la figura 6.6 solo se muestra la serie de tiempo pero no se discuten los resultados.

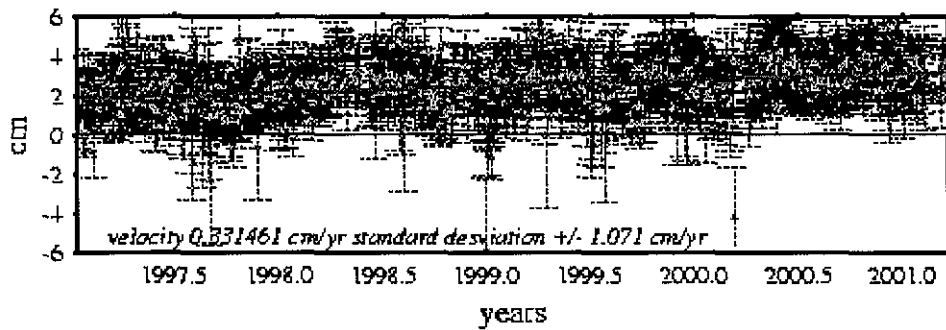
Por último la estación de YAIG (figura 6.7), situada en Yautepec, Morelos, muestra un comportamiento muy estable en la componente horizontal, lo cual es de esperarse puesto que se encuentra en la placa de Norte América fuera de la zona de deformación activa provocada por la interacción de las placas en la zona de subducción. En lo concerniente a la componente vertical, el hecho de observar una subsidencia del orden a la observada en CAYA o en ACAP llama la atención, ya que en esta zona no se pudo asociar deformación producto de fallas activas.

CAYACO (CAYA)

Latitude



Longitude



Height

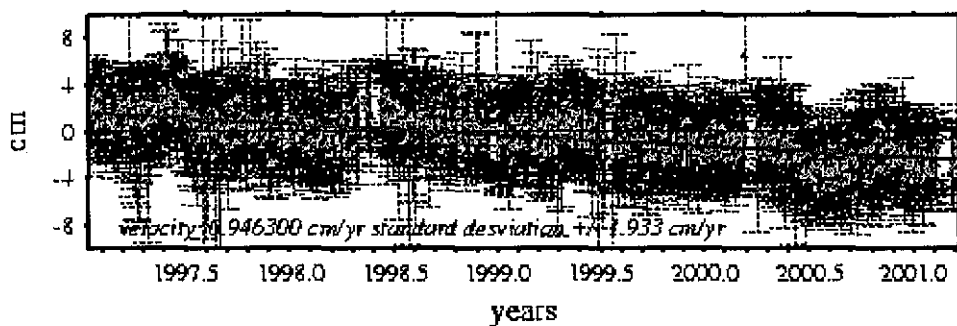
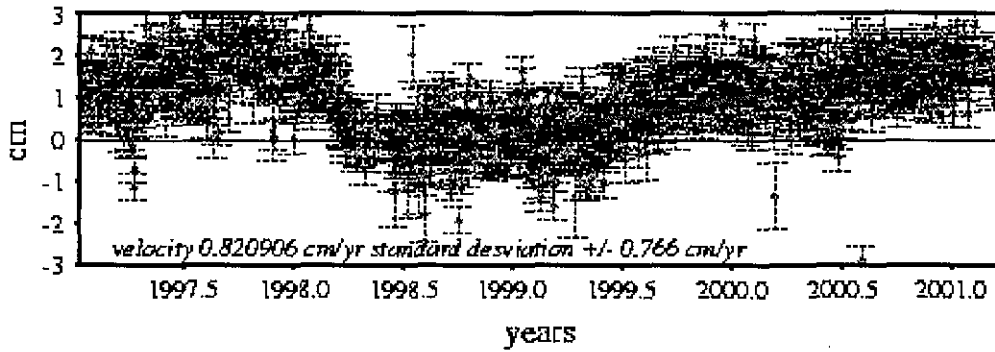


Figura 6.1: Serie de tiempo para la estación de Cayaco (CAYA), para el periodo 1997-2001. Las velocidades que se muestran para la componente horizontal son casi nulas, debido a que la posición inicial y final son casi la misma. Sin embargo, hay una visible historia de deformación. Las barras de error que se muestran corresponden a 1σ .

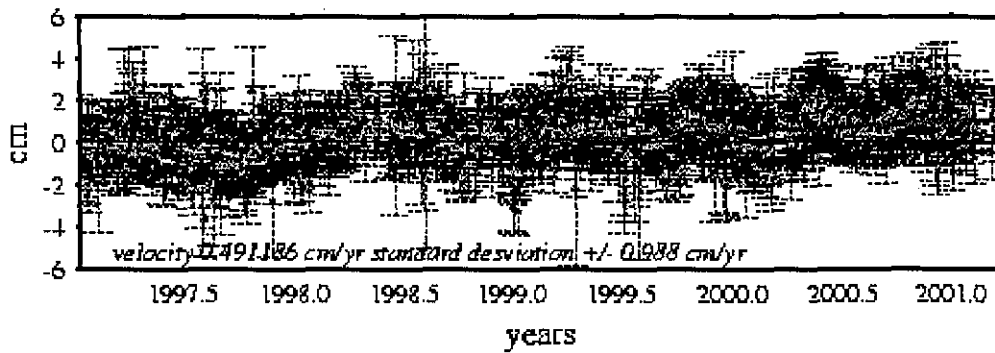
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

CAYACO (CAYA)

Latitude



Longitude



Height

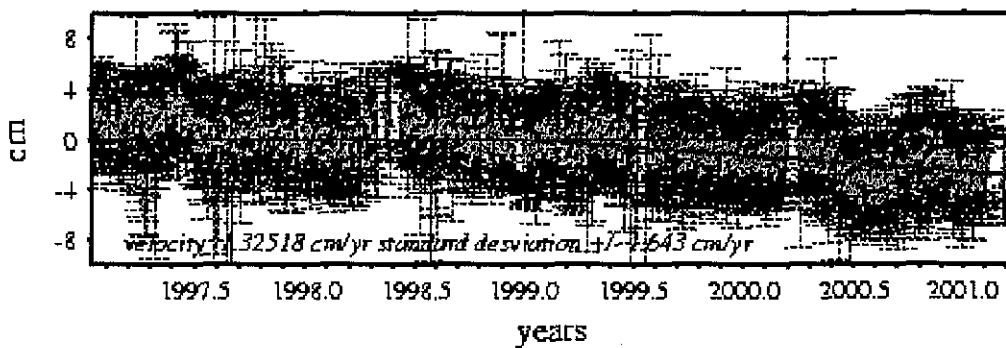
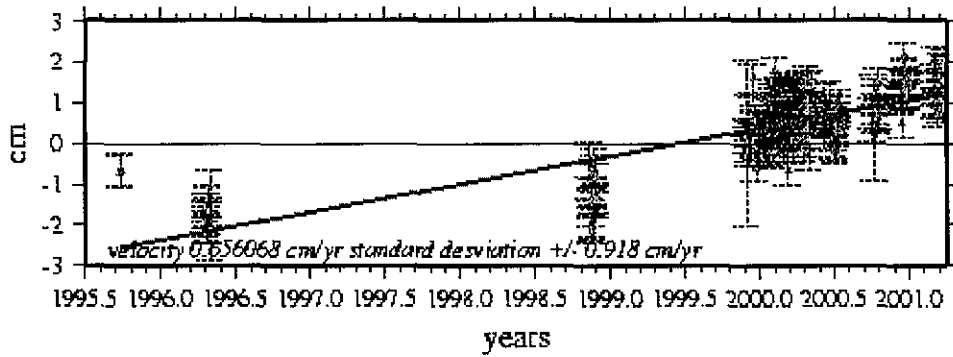


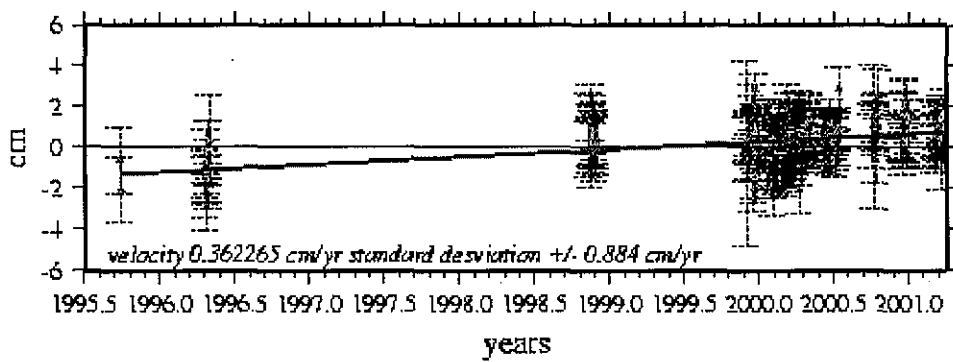
Figura 6.2: Serie de tiempo para la estación CAYA. La velocidad que se calcula es la correspondiente a la acumulación de deformación típica de un periodo intersísmico. Las barras de error corresponden a 1σ .

ACAPULCO (ACAP)

Latitude



Longitude



Height

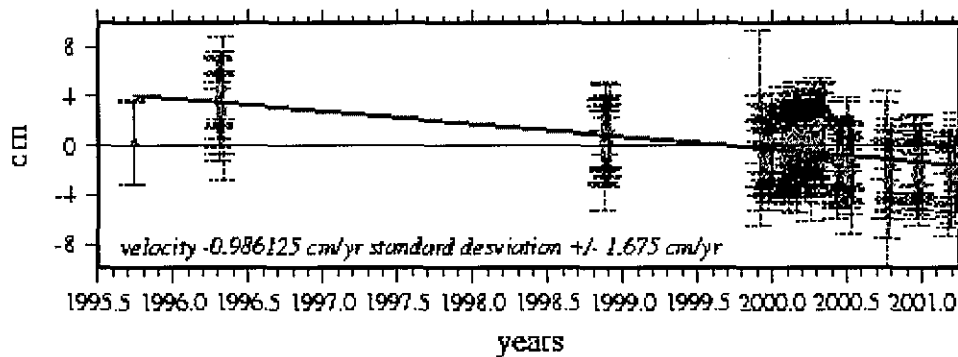
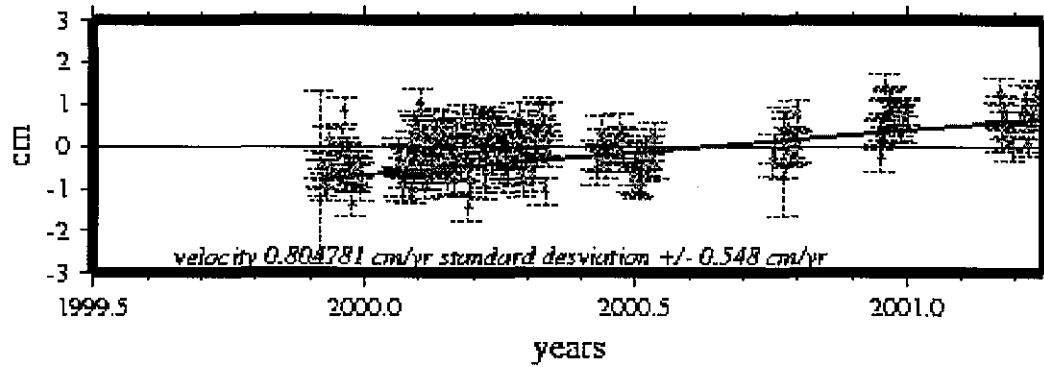


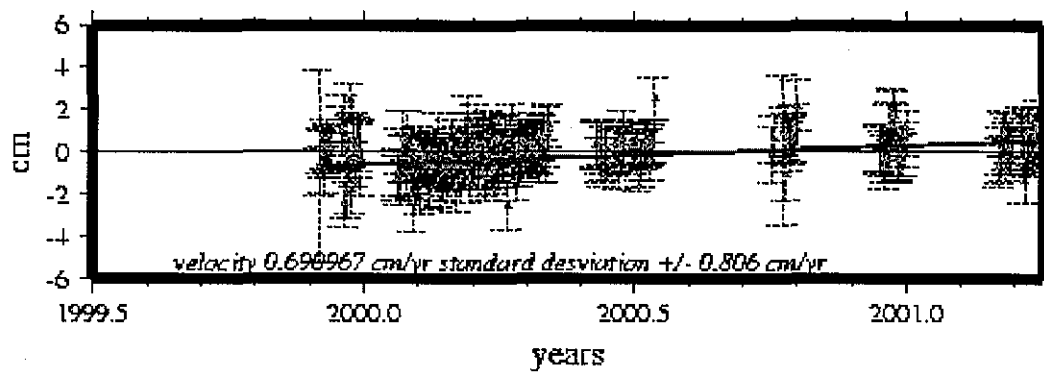
Figura 6.3: Serie de tiempo para la estación ACAP incluyendo los datos de campaña. Las barras de error corresponden a 1σ .

ACAPULCO (ACAP)

Latitude



Longitude



Height

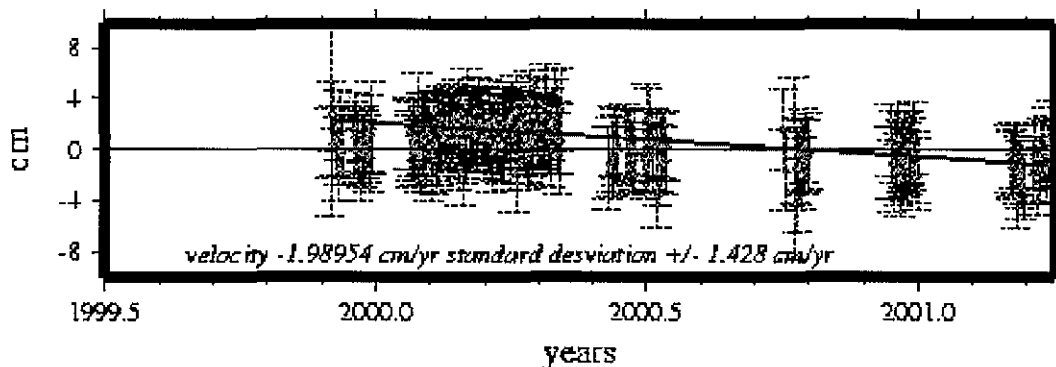
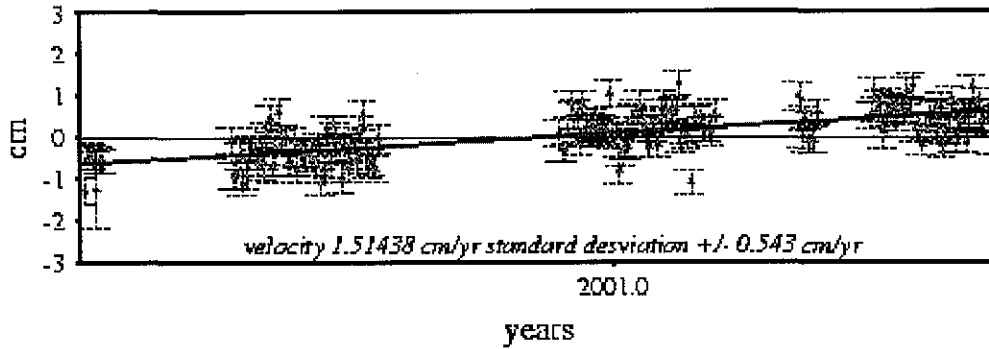


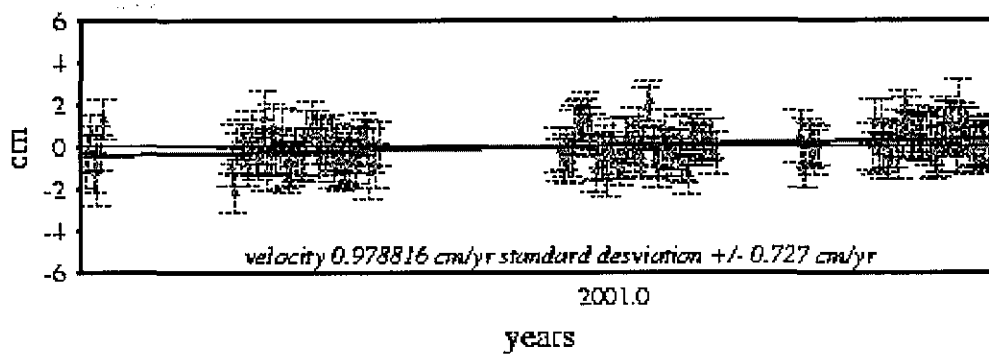
Figura 6.4: Serie de tiempo para la estación ACAP considerando solo los datos que se han obtenido como estación permanente. Las barras de error corresponden a 1σ .

ZIHUATANEJO (ZIHU)

Latitude



Longitude



Height

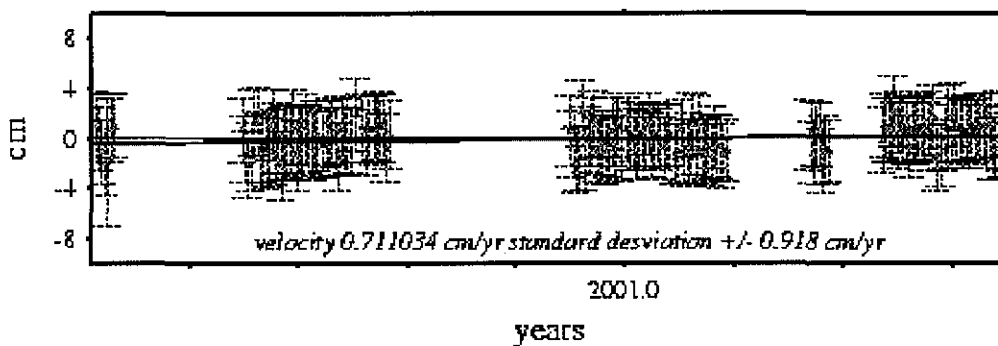
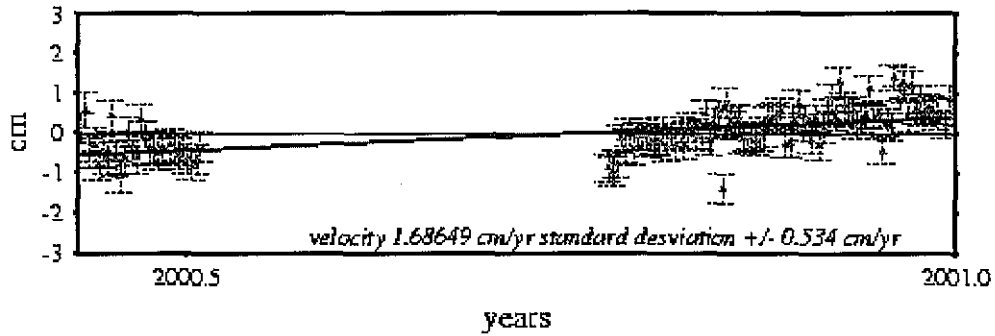


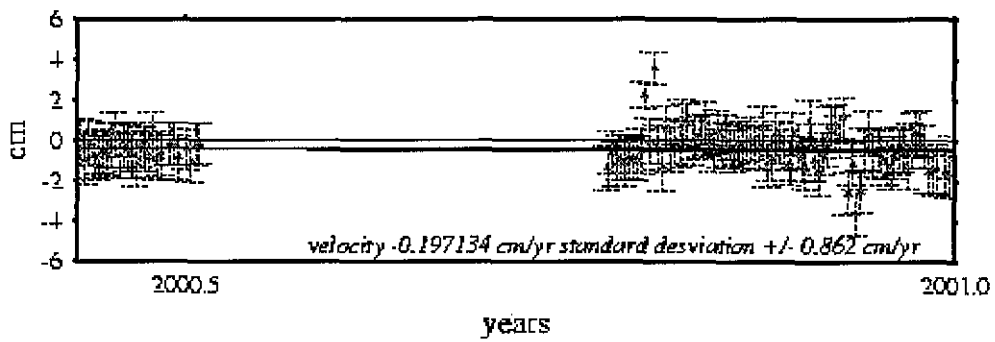
Figura 6.5: Serie de tiempo para la estación de ZIHU. Las barras de error corresponden a 1σ .

IGUALA (IGUA)

Latitude



Longitude



Height

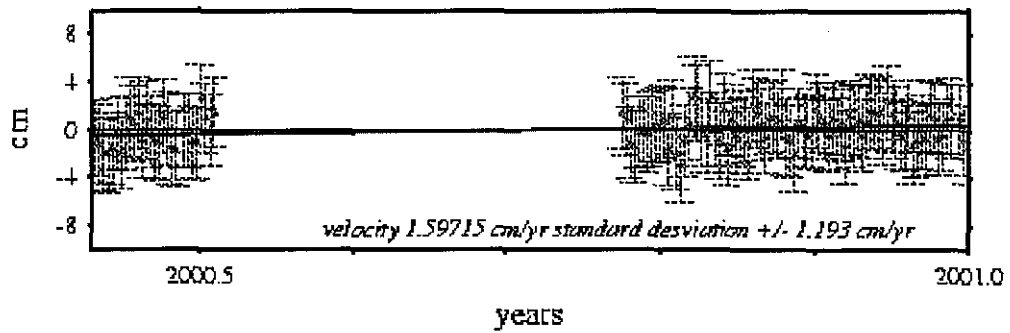
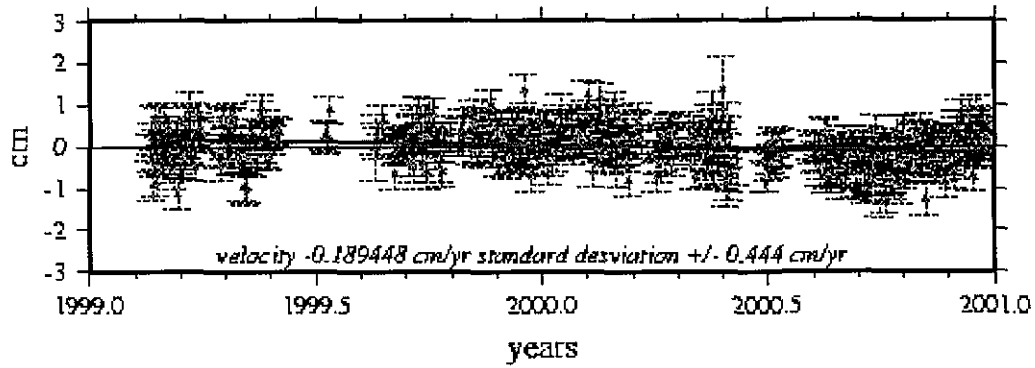


Figura 6.6 Serie de tiempo para la estación de IGUA, situada en Iguala, Guerrero.

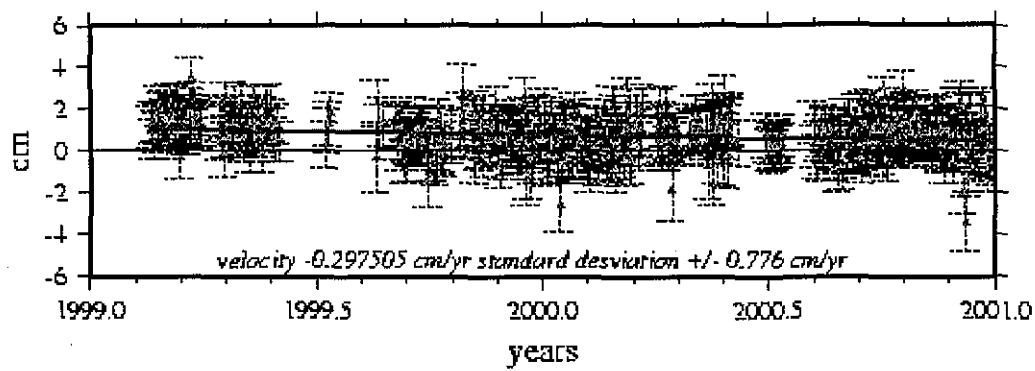
TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

YAUTEPEC (YAIG)

Latitude



Longitude



Height

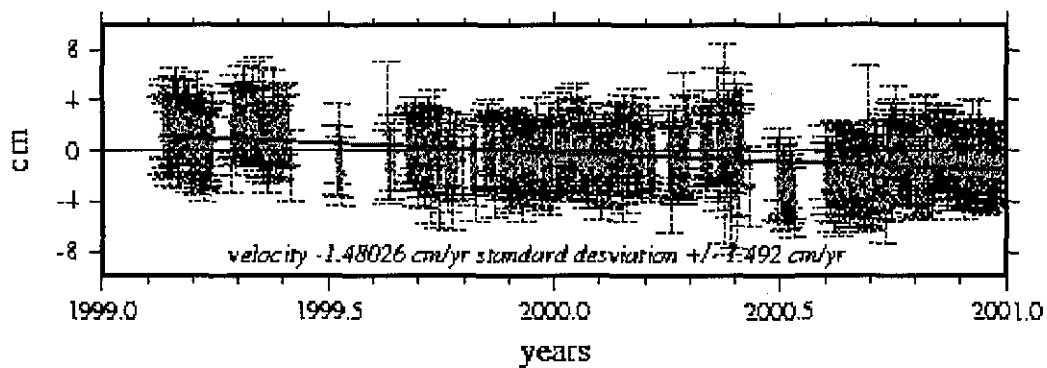


Figura 6.7 Serie de tiempo para la estación de YAIG, situada en Yautepec, Morelos.

Resumiendo los datos mostrados anteriormente, se listan en la tabla VI.2 las velocidades intersísmicas observadas en cada estación, para cada una de las tres componentes.

Tabla VI.2 Velocidades observadas en cada una de las estaciones permanentes.

<i>Estación</i>	<i>N (mm)</i>	<i>E (mm)</i>	<i>V (mm)</i>
ACAP (Acapulco, Guerrero)	8.0 +/- 0.6	6.9 +/-8.0	-19.8 +/- 14.3
CAYA (Cayaco, Guerrero)	8.2 +/- 7.6	4.9 +/-9.8	-13.2 +/- 11.6
IGUA (Iguala, Guerrero)	16.8 +/- 5.3	-1.9 +/- 8.6	15.9 +/- 11.9
YAIG (Yautepec, Morelos)	-1.89 +/- 4.4	-2.9 +/- 7.7	-14.8 +/- 14.9
ZIHU (Zihuatanejo, Guerrero)	15.1 +/- 5.4	9.7 +/- 7.2	7.1 +/- 9.1

VI.2 Estaciones temporales

Como se mencionó en el capítulo anterior, las estaciones temporales solo se ocupan durante campañas, por lo tanto no se pueden generar series de tiempo. La forma de mostrar los resultados con estos datos es diferente; solo se muestran las velocidades horizontales debidas al movimiento de las placas tectónicas, los datos verticales tienen, normalmente, errores muy altos lo cual los hace poco, o nada, representativos. Las velocidades horizontales son representadas sobre mapas por medio de flechas, cuyo origen es en cada estación.

VI.2.1 Incertidumbre en los datos

La estimación de los errores en la posición de las estaciones se hace de la misma forma que la descrita para el caso de las estaciones permanentes; por medio de GIPSY. Igualmente existe el problema de subestimar las incertidumbres. Además, en el resultado final obtenido para los datos de campaña, lo que nos interesa saber es la incertidumbre con la que se calcula la variación de la posición de la estación entre una campaña y otra, generando así vectores de desplazamiento.

Para estimar el del desplazamiento, primero se deben de determinar los errores en la posición de las estaciones durante cada campaña. Para alcanzar tal objetivo se realiza un análisis de la dispersión de los datos; esta es la técnica más usada en dicha estimación y consiste en calcular la posición media de cada sitio ocupado durante 2 ó mas días consecutivos, y entonces determinar la incertidumbre de su localización a partir de la dispersión de la posición diaria con respecto a la media calculada, tal como en el caso de las estaciones permanentes. Considerando las 4 campañas realizadas obtenemos un promedio de la repetibilidad

(*repeatabilities*) para las ocupaciones (figura 6.8 y tabla VI.3) de 6.7 mm para el Norte, 16.15 mm para el Este y 32.68 mm para la componente vertical. Estos valores son los errores promedios esperados durante las campañas. La figura 6.8 fue desarrollada por Hutton (comunicación personal, 2000).

Tabla VI.3 Promedio de la desviación estándar en mm para cada componente que define la posición del sitio en cada campaña.

<i>Campaña</i>	<i>Norte (mm)</i>	<i>Este (mm)</i>	<i>Vertical (mm)</i>
1992	11.8	41.6	31.5
1996	5.5	9.1	37.1
1998	4.8	6.2	38
2000	4.7	7.7	24.1
Promedio (1992-2000)	6.7	16.15	32.68

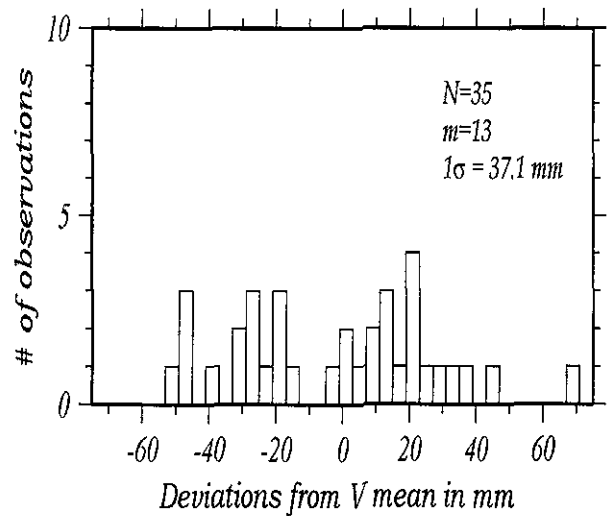
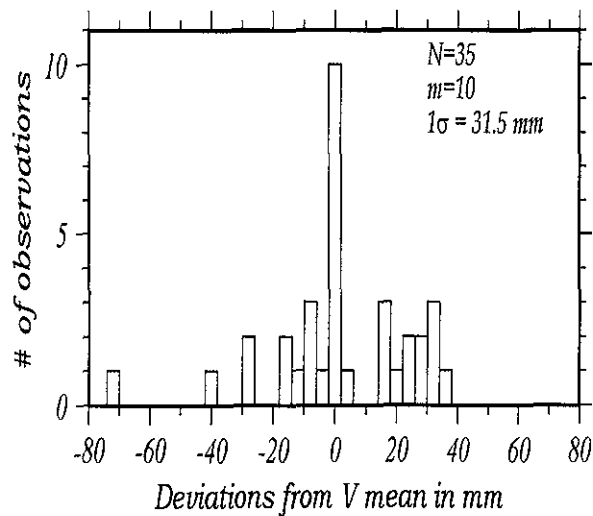
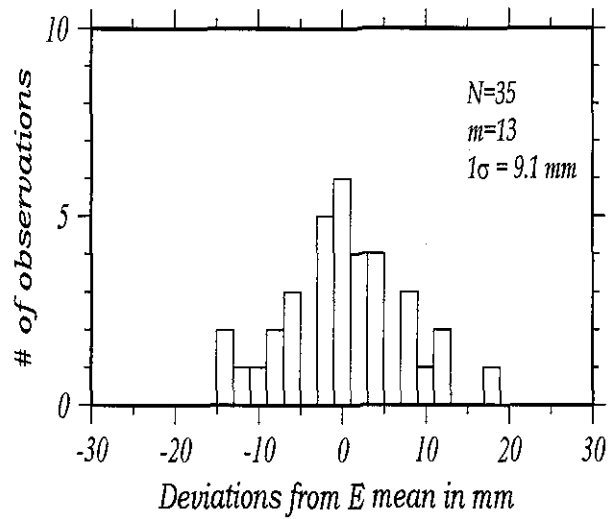
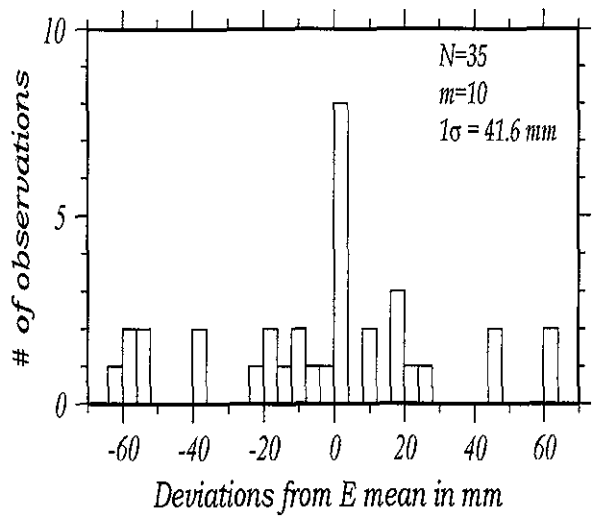
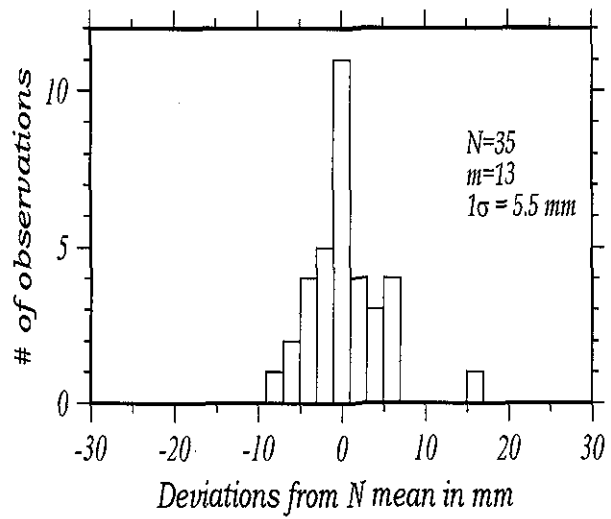
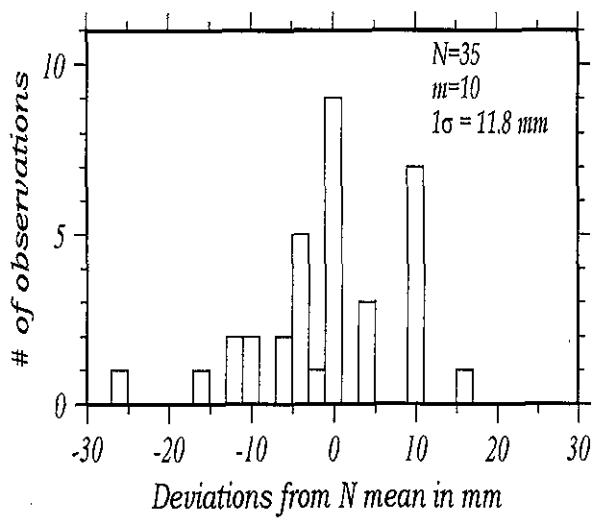
De las gráficas mostradas en la figura 6.8 se desprende que para la campaña de 1992 los errores esperados son los de mayor magnitud. Esto es atribuido al tipo de receptor, que como ya se mencionó, no recibía el código P, el cual es el que brinda mayor precisión. Además que la constelación estaba formada solo por 18 satélites, lo cual brindaba una escasa cobertura.

Durante la campaña del 2000 la calidad de los datos mejoró notablemente, debido a que las sesiones de ocupación aumentaron de 8 a 12 horas, e incluso a 24 en algunas estaciones.

Con lo descrito anteriormente se obtienen los errores en la posición promedio de cada estación en cada campaña, pero, como ya se mencionó, los datos de las estaciones temporales también se utilizan para encontrar los vectores de desplazamiento entre una época de medición y la consecutiva. Para obtener los errores concernientes a dicho desplazamiento se utiliza la ecuación de suma de errores aleatorios:

$$\sigma_{\text{total}} = \sqrt{\sigma_1^2 + \sigma_2^2}$$

Donde σ_1 es el error en la posición de la estación durante la campaña 1 y σ_2 es el error en la posición de la estación durante la campaña subsecuente.

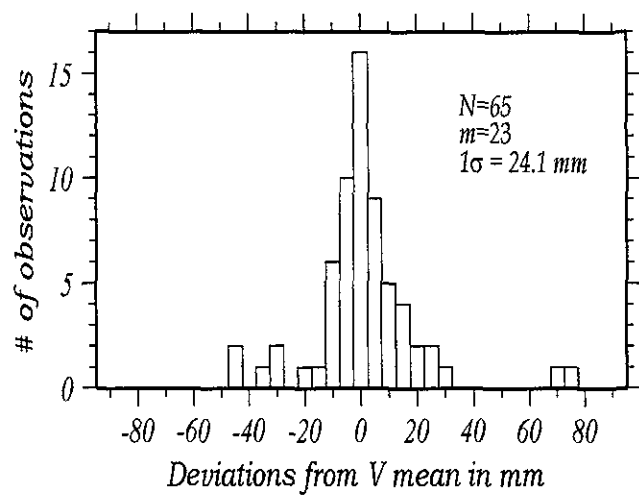
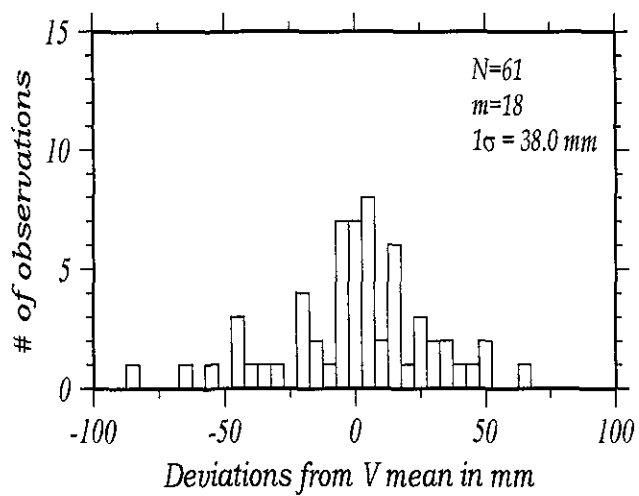
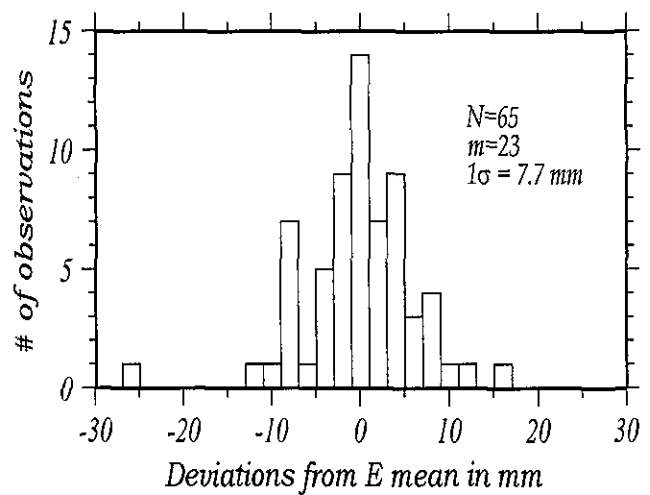
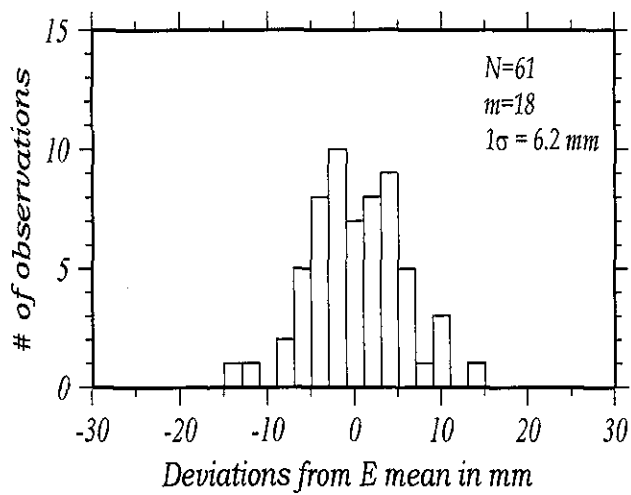
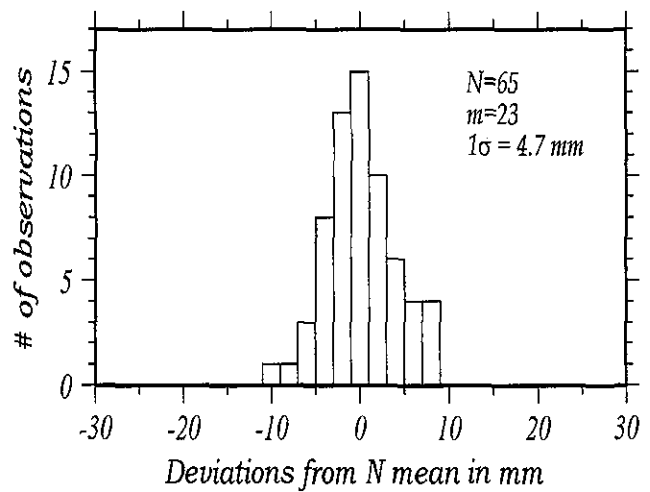
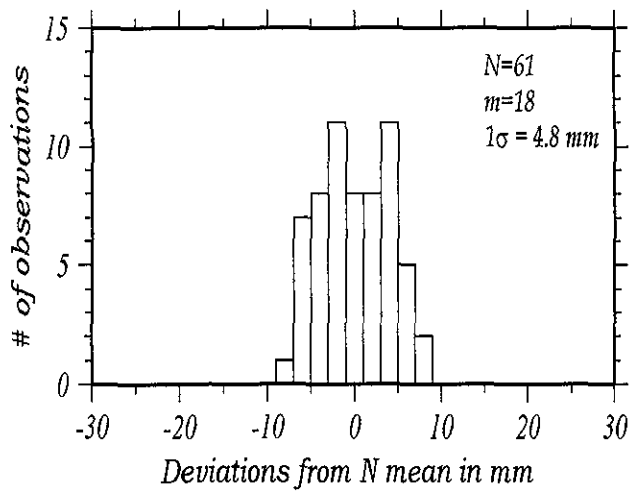


A

B

Figura 6.8 Diagramas de dispersión para el análisis de calidad de los datos para las campañas A (1992), B (1996), C (1998) y D (2000).

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN



C

D

Continuación figura 6.8.

VI.2.2 Resultados de las estaciones temporales

Los resultados obtenidos para las estaciones temporales, para diferentes épocas, se muestran de la figura 6.9-6.13. Para obtener los vectores de desplazamiento se utilizaron solamente datos de campañas consecutivas. Los errores están representados por medio de las elipses de 1σ .

Todos los vectores están con respecto al sistema de referencia de la placa de Norte América.

Las primeras 2 campañas analizadas fueron las realizadas en 1992 y 1995, esta última se hizo justo después del sismo de Copala de 1995 ($M_w = 7.3$) (Courboux et. al. 1997). En la figura 6.9 se observa la suma de deslizamiento intersísmicos, y cosísmicos.

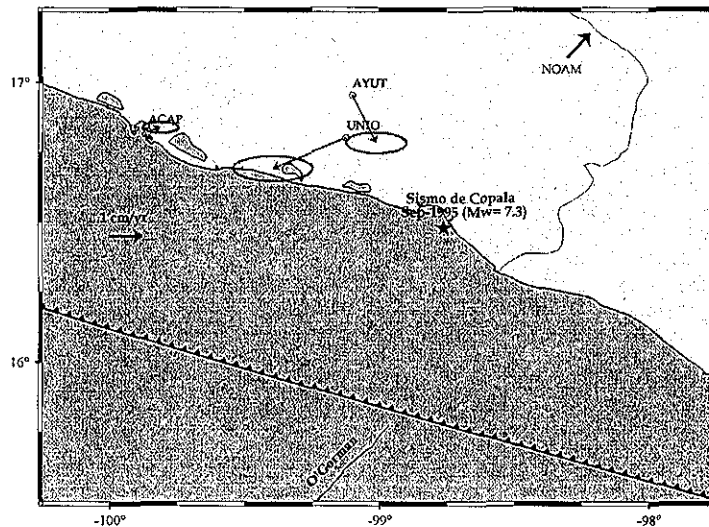


Figura 6.9 Vectores de desplazamiento del periodo 1992-1995.

Para dar confianza a las observaciones hechas con GPS y también a la metodología del procesamiento de datos, hicimos una comparación de las observaciones GPS con el modelo de dislocación elástica de Okada (1985).

Para realizar tal compulsa debemos conocer el desplazamiento cosísmico neto producto del sismo de Copala, para tal efecto se sustrae, de la deformación total, la componente intersísmica del deslizamiento obtenido durante las épocas 1992-1995. Se ha considerado que esta componente intersísmica es la misma que la observada actualmente en la estación permanente de Acapulco (tabla VI.2). Este resultado se ha comparado con el obtenido a partir del modelo de dislocación elástica de Okada (1985) (tabla VI.4 y figura 6.10). Para poder calcular el deslizamiento cosísmico

ocurrido en este punto por medio del modelo de dislocación elástica de Okada (1985), el área de ruptura se asumió de forma rectangular (50x30 km) y el momento sísmico $M_0=8.9 \times 10^{19}$ N·m (Courboulex *et al.*, 1997).

Tabla VI.4 : Resultados de los deslizamientos cosísmicos

<i>Método</i>	<i>N (mm)</i>	<i>E (mm)</i>	<i>magnitud</i>	<i>azimut</i>
Okada	-18.19	4.76	18.8	165.33 °
GPS	-22.1	0.28	22.1	179.27°

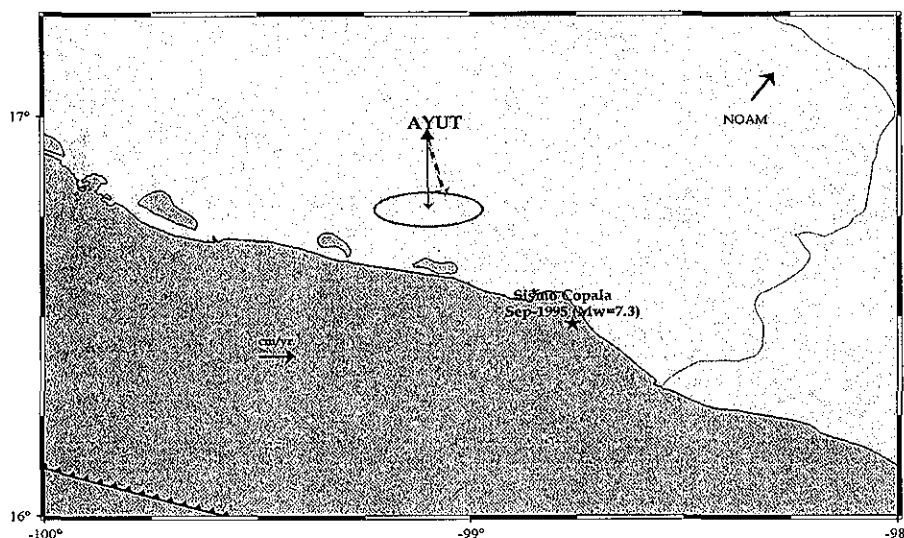


Figura 6.10 Representación gráfica de la diferencia entre los vectores de deslizamiento obtenido por Okada (1985) (línea punteada) y por GPS (línea sólida).

Las diferencias entre el modelo y las observaciones son aceptable, ya que el desplazamiento calculado por medio de Okada (1985) está dentro del error de la estimación del vector por medio de la técnica GPS.

Este análisis no se realizó con las estaciones de UNIO y ACAP, ya que en la primera durante la campaña de 1995 la antena fue movida durante la sesión, lo que hace parcialmente inservible los datos, y la segunda se halla muy lejos del epicentro para sufrir alguna influencia instantánea debida al sismo.

Los resultados de las campañas 1995-1996 se ilustran en la figura 6.11. Es muy difícil interpretar la deformación que se observa durante este periodo, ya que existe una sobreposición de dos eventos, Copala 1995 y Pinotepa 1996, lo que involucra desplazamientos cosísmicos y postsísmicos.

En la figura 6.11 ya no se muestra la estación UNIO debido al percance antes mencionado ocurrido durante la recolección de datos.

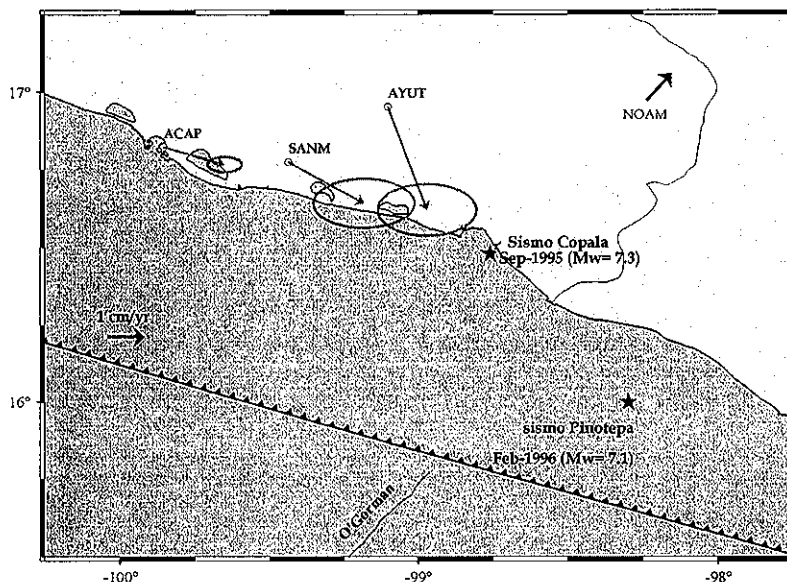


Figura 6.11 Vectores desplazamiento para las campañas 1995 – 1996. Estos vectores se encuentran influenciados por una sobreposición de deslizamientos cosísmicos y postsísmicos debido a los sismos de Copala en 1995 y Pinotepa en 1996.

Durante las épocas 1996-1998 y 1998-2000 (figura 6.12 y 6.13 respectivamente) se observa una acumulación de deformación, es decir los vectores se restablecen gradualmente hasta recuperar la dirección esperada para un régimen intersísmico.

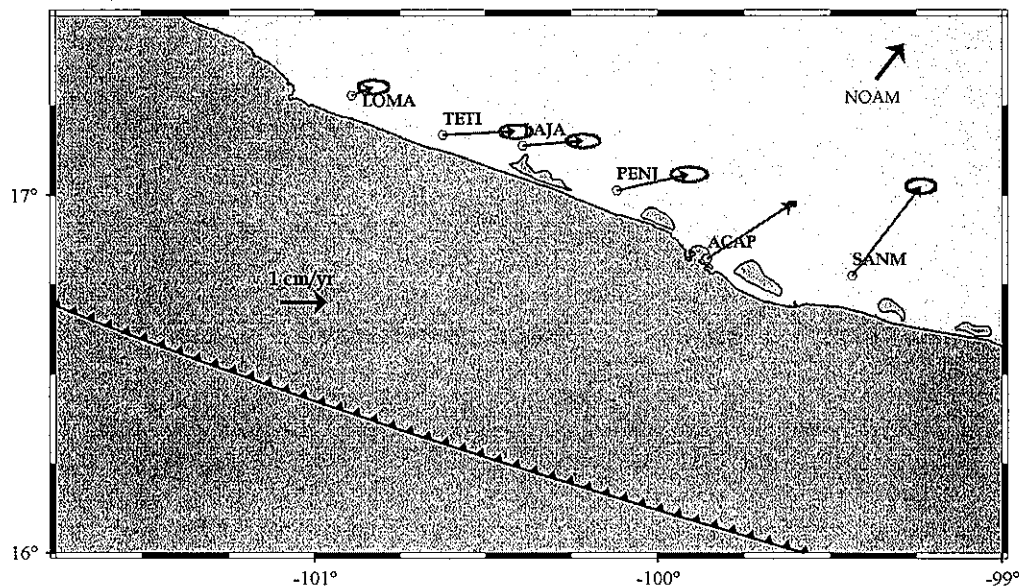


Figura 6.12 Campaña 1996-1998. Los vectores tienen una dirección muy cercana a la que se esperaría en un régimen intersísmico.

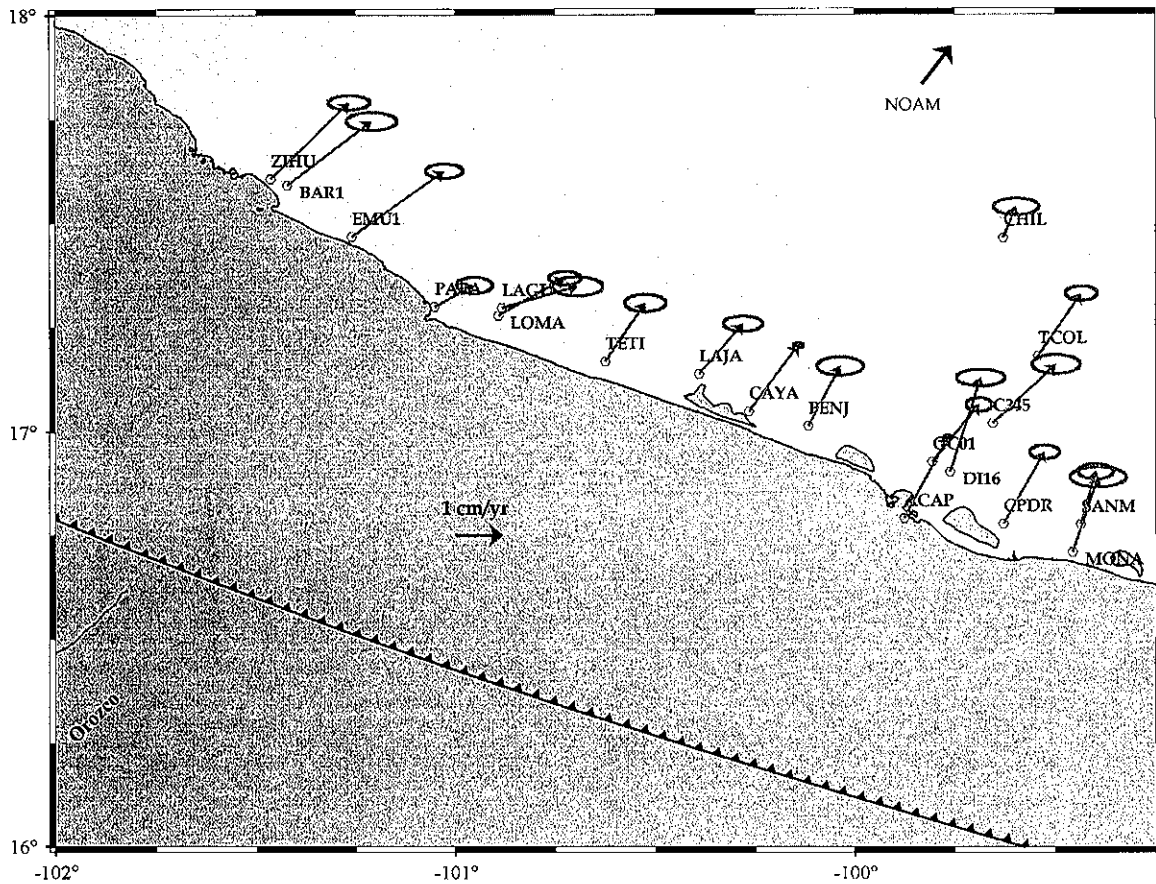


Figura 6.13 Épocas 1998-2000. Prácticamente todas las estaciones tienen un deslizamiento en dirección acorde a la esperada en un régimen intersísmico.

Cabe resaltar que en las estaciones que se encuentran fuera de la brecha de Guerrero (ZIHU, BAR1 y EMU1) los vectores son de magnitud diferente (mas grandes) a los que se encuentran dentro de dicha brecha.

Otro detalle que vale la pena destacar es en las estaciones que se encuentran en el perfil que va de Acapulco a Chilpancingo (ACAP, DI16, GC01, C345, TCOL), donde la magnitud de los vectores es muy grande, lo cual no corresponde a una zona de acoplamiento de poca longitud.

Capítulo VII

Resultados generales

En este capítulo se muestran todos los resultados obtenidos en función de la información disponible (nivelación, estaciones permanentes y temporales GPS), para tratar de entender el comportamiento sismotectónico de la brecha de Guerrero. El motivo por el cual se debe de hacer un análisis conjunto de todos los datos recabados, independientemente de la técnica geodésica que se utiliza, es por que, como ya se había mencionado, esta información es complementaria entre si.

VII.1 Modelos de dislocación elástica para estaciones permanentes GPS

Como se mencionó en el Capítulo III los perfiles de nivelación se encuentran distribuidos de tal forma que cubran los diferentes regímenes sismotectónicos dentro y alrededor de la brecha sísmica de Guerrero. Con los datos recabados a partir de estos perfiles, se propusieron algunos modelos de dislocación elástica para cada uno de ellos (Barra de Potosí, Acapulco y Atoyac). Con el fin de complementar la información que brindan dichos modelos se combinan los datos de nivelación y los datos obtenidos con las estaciones permanentes GPS (ZIHU, ACAP y CAYA) (figura 7.1) –las cuales se encuentran localizadas muy cerca de los perfiles antes mencionados y por tanto están sujetas al mismo régimen sismotectónico– para generar nuevos modelos de deformación elástica, en los casos que sea posible.

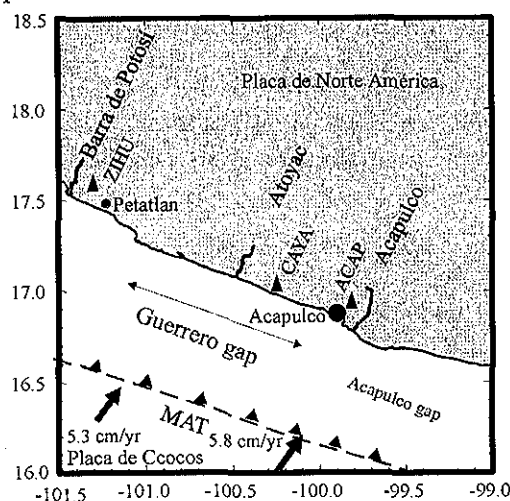


Figura 7.1 Distribución de los perfiles de nivelación y las estaciones permanentes.

Para el perfil de Barra de Potosí, no se cuenta con datos contemporáneos a la estación permanente de ZIHU (ubicada en Zihuatanejo, Guerrero), si consideramos que el régimen sismotectónico en esta región no ha cambiado en este lapso de tiempo (1997-2001), entonces podemos tratar de ajustar un modelo a los datos tanto de nivelación como de GPS (figura 7.2). Las velocidades de los datos GPS utilizadas en dichos modelos son las que se obtienen a partir de las serie de tiempo de la estación ZIHU.

Tabla VII.1a Parámetros utilizados en el modelo de deformación para la estación permanente de ZIHU, considerando una falla plana.

<i>Segmento</i>	<i>Ángulo</i>	<i>Profundidad (km)</i>	<i>Deslizamiento (mm/año)</i>	<i>Longitud de las secciones de la falla (km)</i>
1	8°	4	53	55
2	8°	11	0	23
3	8°	14	0	23
4	8°	15	48	12
5	8°	20	53	1000

En la figura 7.2a se muestra un modelo de dislocación en el semiespacio elástico para una falla plana, de geometría simple, condición para el modelo de dislocación propuesto por Savage (1983). Esta consideración no genera en la superficie de la placa continental ninguna deformación adicional a la producida por el acoplamiento de dicha falla. En la figura 7.2b se considera que la geometría de la placa que subduce es mas compleja y vemos que el ajuste del modelo con los datos es igualmente bueno, o dicho de mejor manera las diferencias son tolerables con el modelo anterior, lo que nos da confianza para utilizar el modelo propuesto por Savage (1983) con la geometría de la placa modelada por Kostoglodov *et al.*, 1996.

En la tabla VII.1a VII.1b se resumen los parámetros utilizados para los modelos.

Estos modelos (figura 7.2) sugieren que la falla empieza a ~53 km de la trinchera y se extiende ~46 km con un 100% de acoplamiento (en la figura la falla queda representada por los segmentos 2 y 3), en el segmento 4 la falla presenta un deslizamiento menor al esperado, existe un acoplamiento de ~20%; los segmentos 1 y 5 se deslizan con una velocidad de 53 mm/años, lo que es igual a la velocidad de convergencia entre las placas.

Tabla VII.1b Parámetros utilizados en el modelo de deformación para la estación permanente de ZIHU, considerando una interfase de las placas compleja.

Segmento	Ángulo	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
1	6°	4	53	51
2	9°	9	0	22
3	12°	12	0	25
4	23°	15	48	12
5	2°	30	53	1000

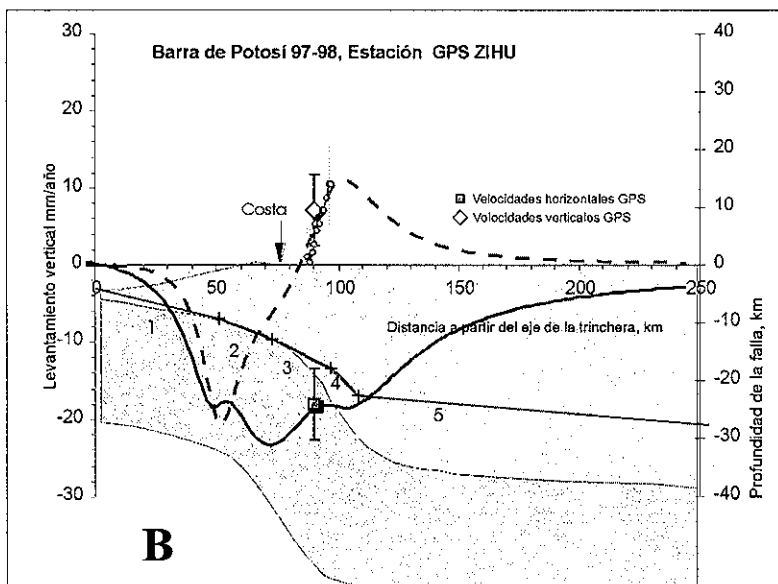
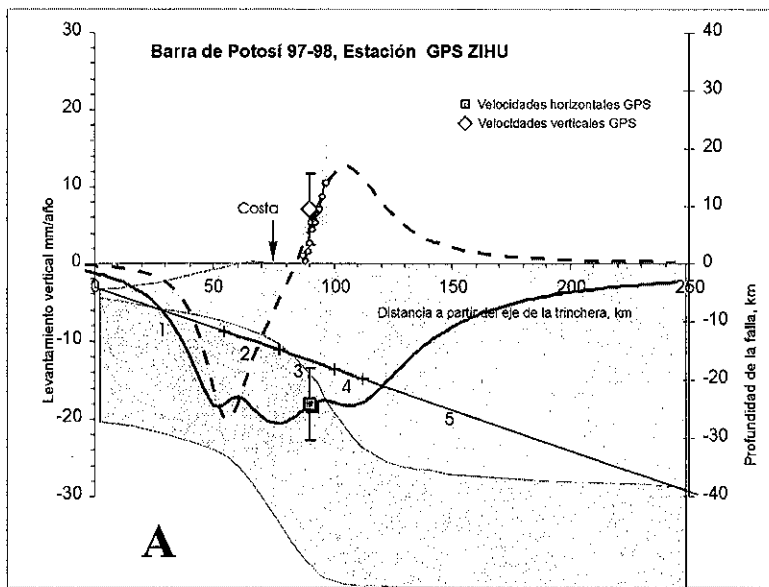


Figura 7.2 Modelo de dislocación elástica empleando datos de la estación permanente GPS de Zihuatanejo, Guerrero (ZIHU) y los datos de nivelación del perfil de Barra de Potosí (círculos). La línea punteada indica el modelo que ajusta a la componente vertical, la línea sólida es el modelo para la componente horizontal.

A-Modelo propuesto considerando una falla plana, los parámetros utilizados se listan en la tabla VII.a. B- Modelo considerando una geometría de la placa mas compleja y en acuerdo con la modelada por Kostoglodov *et al.* (1996).

El modelo que se logró con los datos de nivelación, en el capítulo IV, sugiere que la falla comienza a 78 km de la trinchera con una longitud de 25 km y con un porcentaje de acoplamiento de $\alpha = 1$ o del 100%.

Hutton *et al.* (2001) sugiere modelos de acoplamiento para las estaciones permanentes de la Red GPS en México; estos modelos los obtiene a partir de la inversión de los datos GPS para determinar el deslizamiento sobre planos de falla múltiples siguiendo el modelo de dislocación de Okada (1985).

Para la zona de Zihuatanejo, Hutton *et al.* (2001) proponiendo una falla plana con un ángulo de inclinación de 15° y una velocidad de convergencia entre las placas de 5.5 cm/año, encuentra que la falla comienza a ~40 km de la trinchera, a una profundidad de 10 km y con una longitud de 57 km, el grado de acoplamiento $\alpha > 0.7$. Debajo de esta zona la falla tiene un grado de acoplamiento $\alpha < 0.3$ o del 30%; a mayor profundidad el grado de acoplamiento disminuye casi a cero. En términos generales ambos modelos (Hutton *et al.*, 2001 y el presente) son muy parecidos; la longitud de la falla, Hutton *et al.* (2001) la propone mas larga y que comienza antes que lo que nuestros modelos muestran.

Para el perfil de nivelación de Acapulco y la estación permanente ACAP, se obtuvo un modelo de dislocación que incluye ambos datos, la campaña de nivelación 99-00 y los datos de la estación permanente gps "ACAP" recabados durante ese mismo periodo. Como en el caso de Zihuatanejo se demostró que la geometría de la interfase de las placas tiene poca influencia en los resultados, para los estudios siguientes solo se utiliza la geometria de la interfase propuesta por Kostoglodov *et al.* (1996).

En la tabla VII.2 listamos los parámetros que mejor ajustan los datos.

Este modelo sugiere la existencia de dos zonas completamente acopladas (segmentos 2 y 4 de la figura 7.3) a profundidades de 11 y 18 km respectivamente, pero en medio de estas dos zonas observamos una región que se desliza con velocidad mayor a la de convergencia (segmento 3).

Si recordamos el modelo que se obtuvo en el capítulo IV (figura 4.3), solo considerando los datos de nivelación para el periodo 99-00, éste es congruente con los resultados obtenidos combinando ambas técnicas. Si en lugar de pensar en comparar los resultados mostrados en la figura 7.3 con el modelo expuesto en la figura 4.3, lo hacemos para la 4.2, donde las campañas utilizadas son de 95-98, los resultados varían notablemente, ya que este modelo sugiere la existencia de una zona de acoplamiento, continua, de 33 km, mientras que, como podemos ver en la tabla VII.2, el

modelo sugiere la existencia de un deslizamiento en la interfase de las placas, justo en medio de dos zonas acopladas.

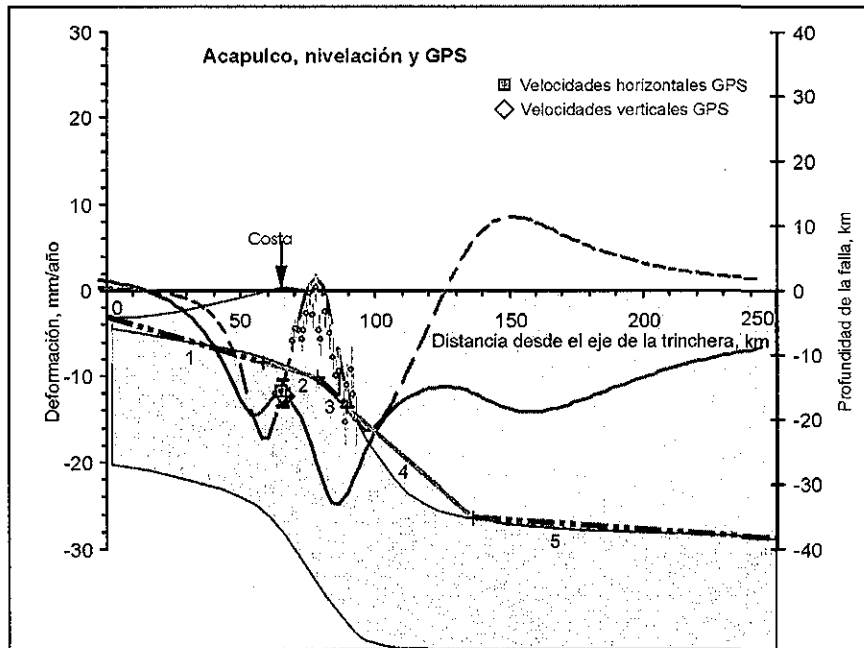


Figura 7.3 Modelo de dislocación para el periodo 99-00. Los círculos representan los datos de nivelación para la campaña 99-00, la línea punteada es el modelo que ajusta a los datos en a componente vertical, la línea continua es el modelo de la componente horizontal.

Tabla VII.2 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Acapulco y la estación permanente GPS ACAP durante el periodo comprendido entre 1999-2000.

Segmento	Ángulo	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
1	7°	4	58	59
2	7°	11	0	20
3	22°	14	67	12
4	20°	18	0	50
5	2°	35	58	1000

Hutton et. al. (2001) propone un modelo de deformación para la estación ACAP en el que la falla comienza a 10 km de profundidad, se extiende hasta alcanzar los 20 km, con un acoplamiento del 50-70%; entre los 20 y 25 km el acoplamiento disminuye notablemente (menor al 30%), después de esta zona, nuevamente, el acoplamiento aumenta ($\alpha > 0.7$), lo cual es congruente con lo expuesto anteriormente en la figura 7.3. Las diferencias que existen entre ambos modelos puede atribuirse a la geometría de la

falla propuesta, ya que Hutton (2001) propone una falla simple que subduce con un ángulo de 15° , mientras que la geometría aquí propuesta es mas compleja en acuerdo con la modelada por Kostoglodov *et al.* (1996).

Para la estación permanente de Cayaco (CAYA) y los datos del perfil de Atoyac, se hace un análisis similar al expuesto anteriormente, la figura 7.4 es el modelo de dislocación que se obtiene conjuntando los datos GPS y la nivelación para el periodo 97-98.

Si tomamos la serie de tiempo 1997-1998 de la estación CAYA la velocidad estimada para el cambio de posición durante este lapso, es subestimada, ya que el promedio de dicha variación es casi nula, para poder hacer equiparable los datos GPS y los de nivelación debemos considerar solo la diferencia en posiciones de la época inicial (principios 1997) y la final (principio de 1998), lo que coincide con la forma en que se obtienen los datos de nivelación, de esta manera la velocidad promedio para la componente horizontal es de 10.8 mm/año y en la componente vertical es de -13.9 mm/año.

Este modelo sugiere la existencia de un deslizamiento asísmico en una zona de la falla, no existe un zona de acoplamiento total o del 100%, ya que a 9 km de profundidad, en donde comienza la falla, existe un deslizamiento de 90 mm/año (segmento 2), a una profundidad de 11 km (segmento 3) el deslizamiento se incrementa a 135 mm/año; el último segmento de la falla (segmento 4) muestra un acoplamiento de alrededor del 20%, lo que equivale a un desplazamiento de 44 mm/año.

Lowry *et al.*, 2001, a partir del análisis de la serie de tiempo para la estación CAYA propone la existencia de un deslizamiento transitorio de la falla, el cual produjo una deformación de 2 mm hacia el este, 26 mm al sur y 16 mm hacia arriba, este ocurre al inicio de 1998 y dura varios meses. Aunque nuestros datos van desde principios de 1997 hasta principios de 1998, solo coinciden con el inicio del evento propuesto por Lowry.

Nuevamente, al analizar los datos de nivelación en conjunto con los de GPS, estos mantienen congruencia lo que permite dar cierta validez a las dos técnicas y a los modelos de la falla que se han propuesto.

Considerando el periodo de tiempo posterior al deslizamiento asísmico propuesto por Lowry *et al.* (2001), el modelo que encontramos (figura 7.5) nos muestra una zona de acoplamiento $\alpha = 1$, a una profundidad de 11 km y a una distancia de la trinchera de ~ 70 km. La longitud de la zona de

acoplamiento es muy pequeña (~23 km). El resumen de los parámetros utilizados para el modelo se lista en la tabla VII.4.

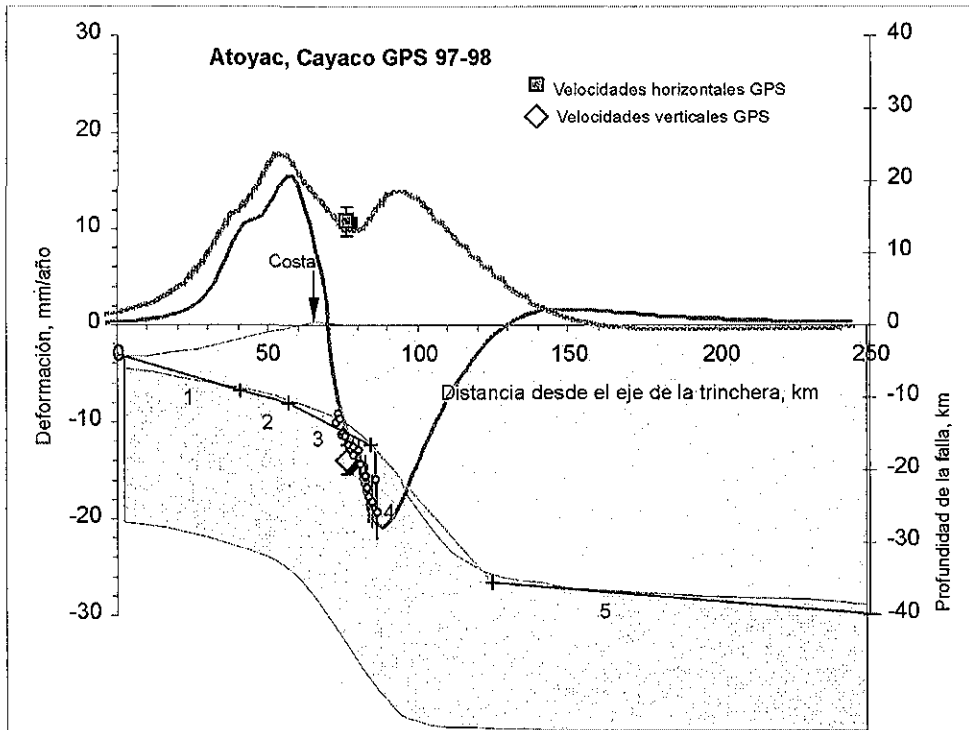


Figura 7.4: Modelo de dislocación para el periodo 97-98. Del lado derecho se muestra la serie de tiempo para la estación CAYA, de la cual se obtienen las velocidades.

Tabla VII.3 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para el perfil de Atoyac y la estación permanente GPS CAYA durante el periodo comprendido entre 1997-1998.

Segmento	Ángulo	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
1	7°	4	58	41
2	6°	9	80	16
3	12°	11	120	28
4	25°	16	35	45
5	2°	36	58	1000

En función de todo lo expuesto, podemos concluir que el régimen sismotectónico dentro y fuera del gap es muy diferente. Para la región noroeste de dicho gap no se observa, durante el periodo que esta siendo analizado, la existencia de ningún deslizamiento anómalo o inesperado, mientras que para la zona central de la brecha el modelo sugiere la ausencia de una zona de acoplamiento, por el contrario, se propone la existencia de un deslizamiento asísmico (Lowry *et al.*, 2001). Por último,

para la porción nordeste de esta brecha, con los datos de Acapulco (nivelación y GPS), solo puede verse una zona intermedia con un deslizamiento mayor al de convergencia, pero es de menor magnitud que el observado en Cayaco (centro de la brecha), además de la diferencia temporal entre ambos modelos (para Cayaco es hasta antes de 1998, para Acapulco y Zihuatanejo es después de 1999).

Tabla VII.4 Parámetros utilizados en el modelo de deformación para la estación permanente GPS CAYA durante el periodo comprendido entre finales de 1998-2001.

Segmento	Ángulo	Profundidad (km)	Deslizamiento (mm/año)	Longitud de las secciones de la falla (km)
1	7°	4	58	31
2	5°	8	58	39
3	12°	11	0	23
4	25°	16	47	37
5	25°	32	58	1000

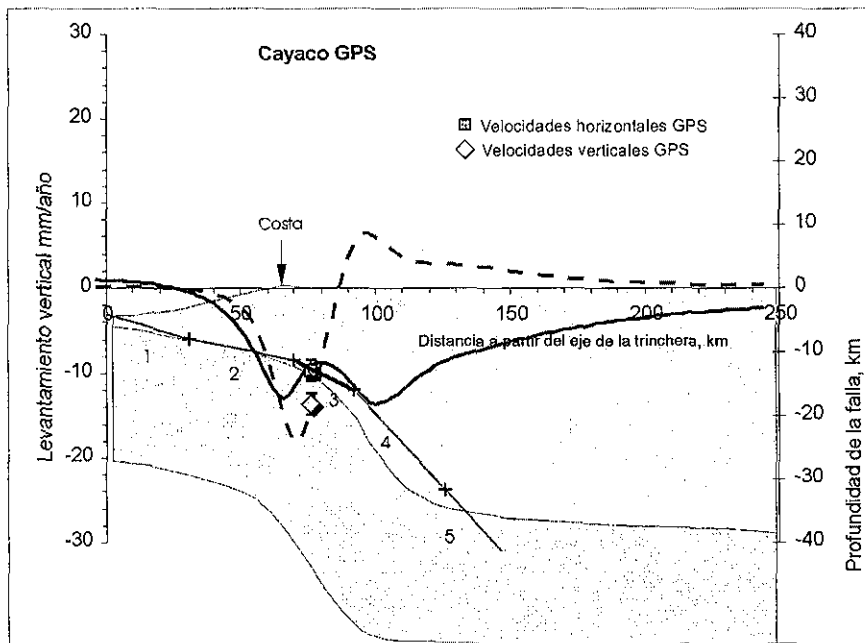


Figura 7.5 Modelo de dislocación para los datos GPS de la estación CAYA en el periodo comprendido de finales de 1998 – 2001. Este modelo es representativo de la estructura de la interfase de la placa después del deslizamiento asísmico de 1998 reportado por Lowry *et al.*, 2001. La línea punteada indica el modelo para el ajuste de la componente vertical (rombo color claro), la línea continua es el modelo que ajusta a la componente horizontal (cuadrado color oscuro).

VII.2 Resultados estaciones temporales

En el capítulo VI se mostraron los resultados obtenidos a partir de las estaciones temporales, en estas figuras (6.9, 6.11, 6.12 y 6.13) se observa como ha ido variando la posición de los vectores desde la campaña 1992 hasta la del 2000 (figura 7.6).

A partir de los resultados generados con las estaciones temporales es muy difícil concluir un patrón de comportamiento, por ejemplo en la figura 7.6a y 7.6b lo que se observa es la sobreposición de deslizamientos inter-sísmicos, co-sísmicos y post-sísmicos.

Un hecho importante que vale la pena recalcar es que en la figura 7.6a el vector de AYUT tiene una dirección diferente a la que se esperaría en un régimen intersísmico, esto debido a la influencia del sismo de Copala de 1995, para ACAP, el vector no muestra este cambio de dirección sin embargo, si muestra una disminución en la magnitud, lo cual podría atribuirse, también al sismo de Copala.

Para la figura 7.6b todas las estaciones tienen vectores que difieren de la dirección esperada durante un régimen intersísmico, aquí se sobreponen deslizamientos producidos por el sismo de Copala en 1995 y el de Pinotepa de 1996. Nuevamente el vector menos afectado es el de ACAP y esto debido, probablemente, a que es la estación mas alejada de los epicentros.

Para la campaña 96-98 (figura 7.6c) se ve, claramente, que los vectores de las estaciones mas cercanas a los epicentros ya han recuperado la dirección esperada para un régimen intersísmico pero, las estaciones mas lejanas muestran ahora una perturbación, tanto en dirección como en magnitud, un detalle curioso es que para la estación LOMA, las mas alejada a los epicentros, en la cual se tiene datos disponible para este periodo de tiempo, no hubo un cambio significativo en la dirección pero si una disminución en la magnitud del deslizamiento (parecido a lo ocurrido en ACAP en la campaña 92-95, figura 7.6a).

Ya para la campaña 98-00 (figura 7.6d) todas las estaciones, a lo largo de la costa, han recuperado la dirección que se espera en un régimen intersísmico. Examinando un poco a detalle la figura, los vectores de las estaciones PAPA, LAGU y, quizá, un poco LOMA son diferentes en magnitud y dirección al resto de las estaciones.

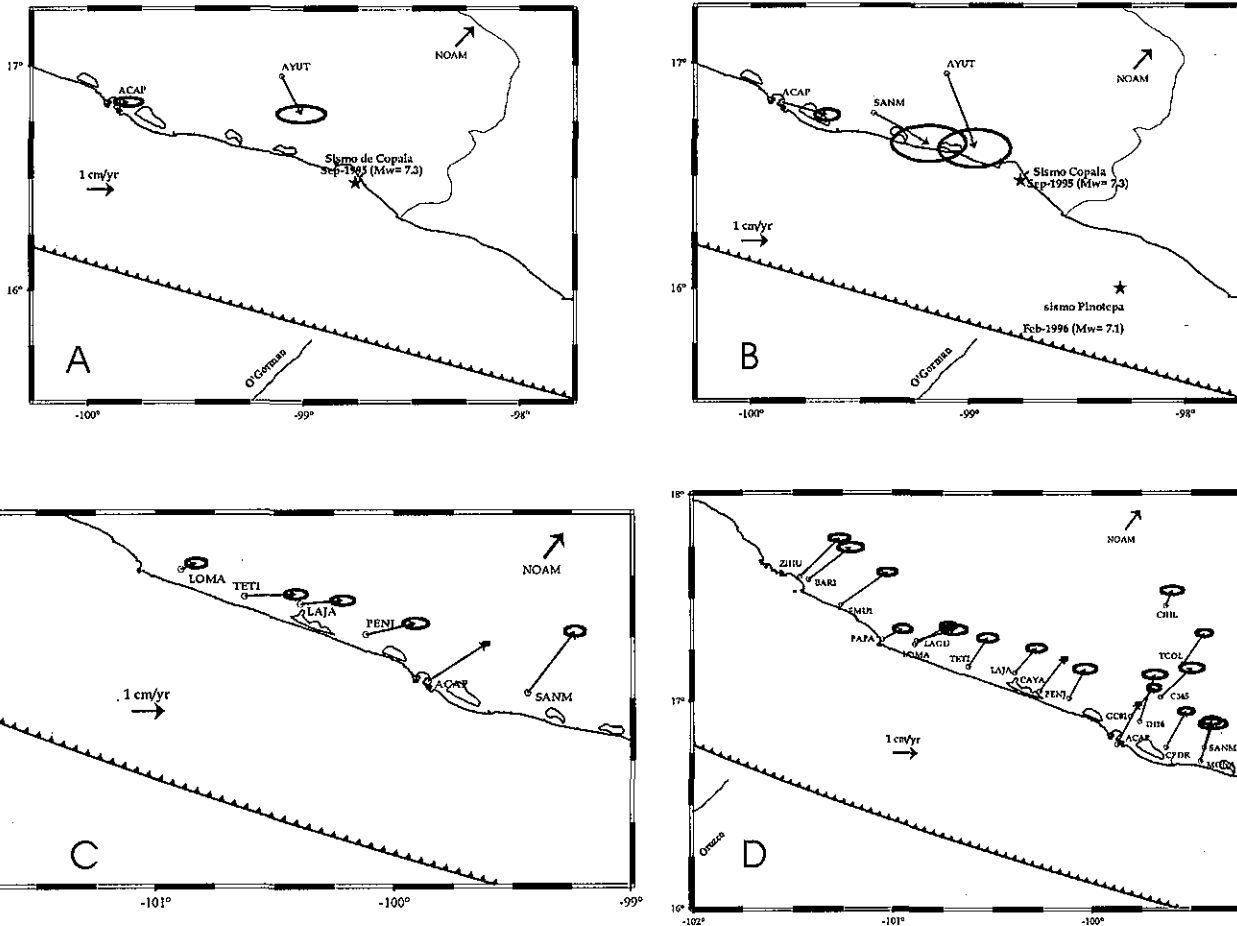


Figura 7.6 Vectores de desplazamiento para las campañas de ocupación de las estaciones temporales. A-vectores correspondientes a las ocupaciones 92-95. B-vectores para las ocupaciones 95-96. C- vectores para las ocupaciones 96-98. D- vectores para las ocupaciones 98-00.

Es difícil tratar de explicar a partir de las estaciones temporales que es lo que está pasando en la brecha de Guerrero, ya que el hecho de no contar con las mismas ocupaciones durante todas las campañas no permite ver, claramente, una evolución. En la figura 7.7 se hace una superposición de los vectores obtenidos durante la campaña 96-98 y 98-00, en esta figura se observa cómo los vectores han girado para recobrar su dirección intersísmica.

Esta figura nos muestra claramente que existe un relajamiento de acumulación de deformación que hace que los vectores no tengan la dirección que se esperaría en un régimen intersísmico, y que además ha empezado en ~1996 (según la figura 7.7) y durante este mismo año afecta hasta la estación LOMA pero solo disminuyendo la magnitud de la acumulación de la deformación. Este fenómeno comienza en el extremo

sureste de la brecha de Guerrero, cerca de Acapulco y parece detenerse en el extremo noroeste a la altura de Papanao (estación PAPA).

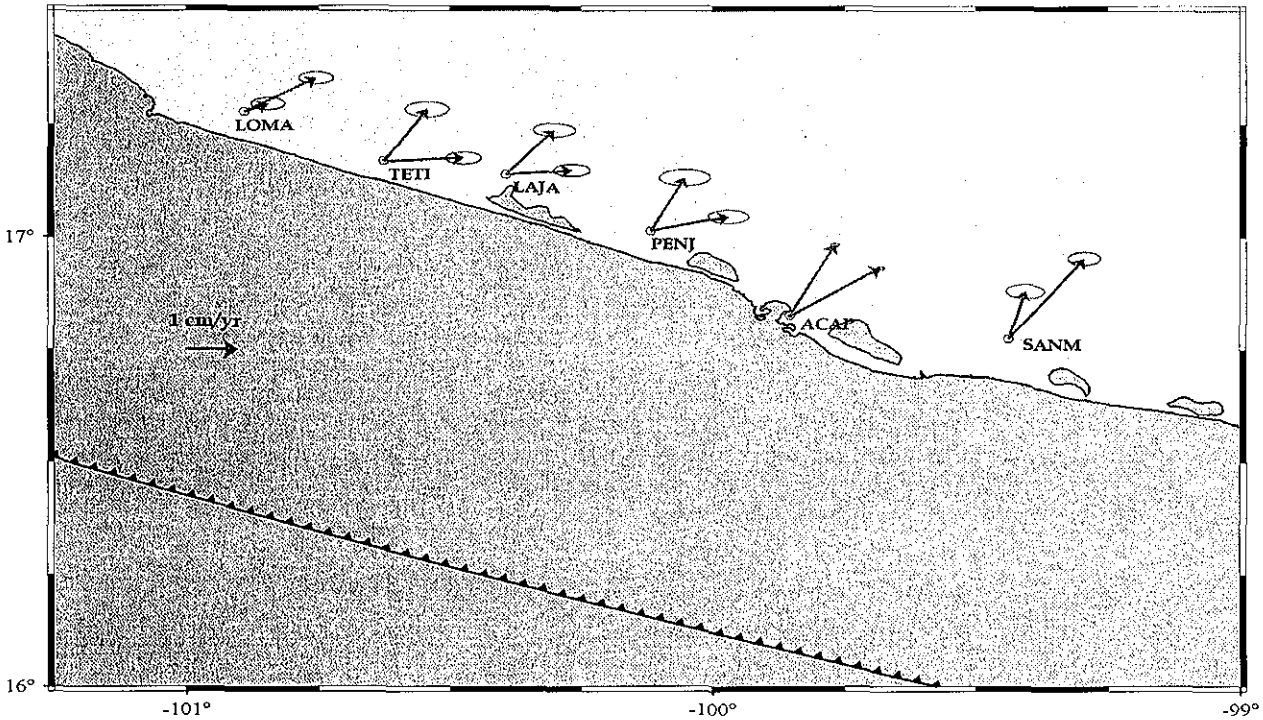


Figura 7.7 Cambio en la posición de los vectores deslizamiento entre las campañas 96-98 y 98-00. Los vectores en color azul son los observados durante la campaña 96-98 y los de color rojo corresponden al periodo 98-00.

En la figura 7.8 se observa que al sobreponer las series de tiempo de la estación de Acapulco (ACAP) y la de la estación de Cayaco (CAYA), donde la primera se encuentra desfasada 2 años, tal como lo muestra la escala, el movimiento observado en cada una de las componentes es muy parecido, basta con observar la componente norte-sur en la cual esta similitud es mas evidente. La magnitud de la deformación fue diferente en cada zona, lo cual puede ser explicado por las diferencias de las características friccionales de la interfase de las placas.

Con la figura 7.8 podemos decir que la relajación de la deformación empezó en 1995, como ya se mencionó, cerca de Acapulco. Por desgracia la forma en la que se han recabado los datos de campaña no permite tener una clara visión de lo que ocurrió durante estos periodos, ya que las ocupaciones de la estaciones, tanto temporal como espacial, no ha sido la misma.

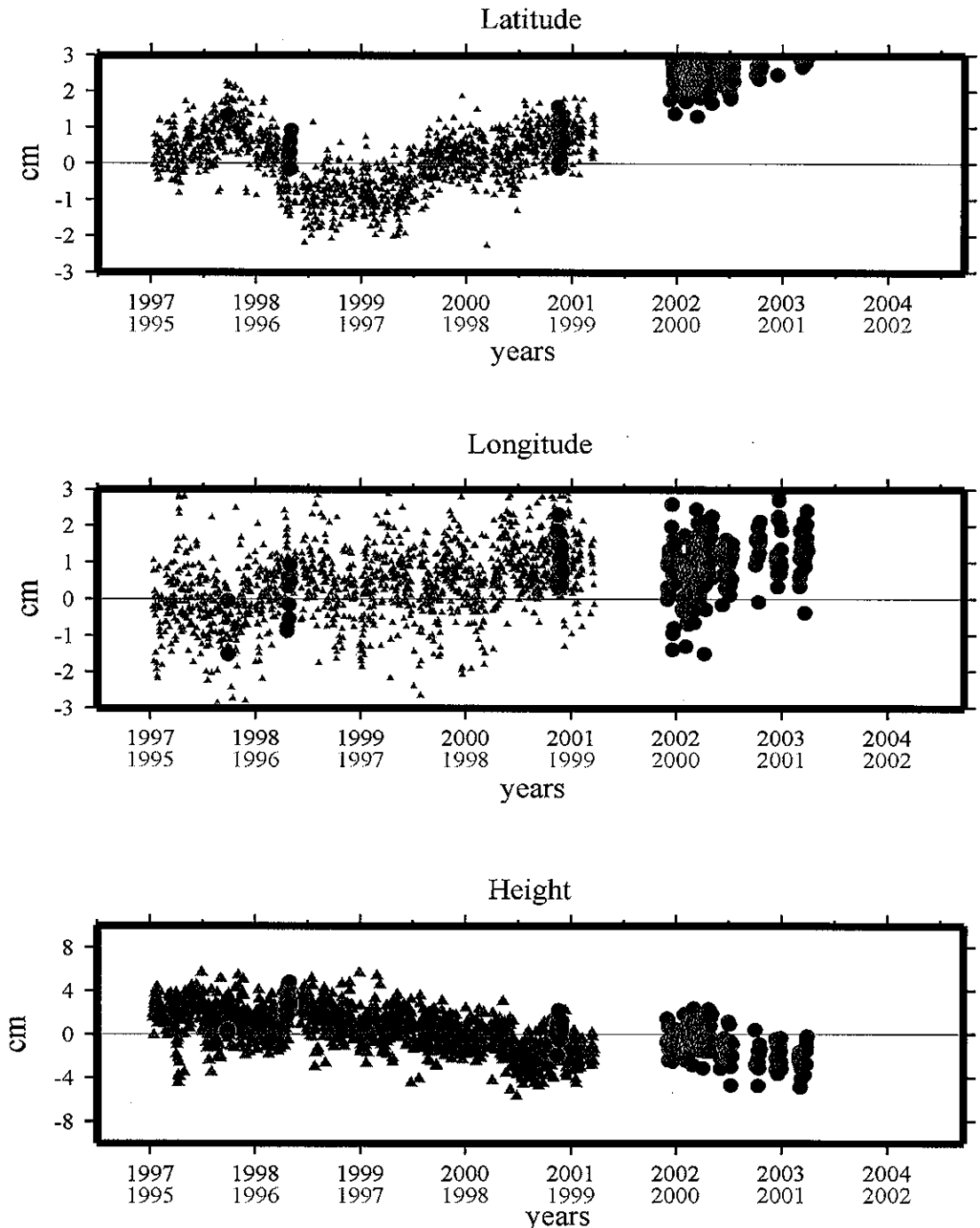


Figura 7.8 Sobreposición de la serie de tiempo de la estación permanente CAYA (triángulos rojos) y los datos obtenidos en la estación ACAP (círculos azules). La sobreposición se encuentra desfasa dos años.

TESIS CON
 FALLA DE ORIGEN

Capítulo VIII

Conclusiones

Es difícil concluir de manera definitiva acerca de lo que está pasando en la brecha de Guerrero. Algo que queda claro es que el régimen sismotectónico del *gap* y sus alrededores es muy diferente, tal como lo muestran los modelos de dislocación elástica obtenidos por nivelación y GPS.

A partir de los modelos obtenidos con datos de nivelación podemos concluir dos cosas:

1.- El *gap* de Guerrero muestra un relajamiento de deformación extremadamente lento, lo que representa un estado sismotectónico inesperado.

2.- La existencia de 2 deslizamientos transitorios (episodios de eventos lentos) :

1997 - 1998 Atoyac

1999 - 2000 Acapulco.

A partir de 8 años de datos (4 ocupaciones) de las estaciones temporales se puede observar:

1.- Durante el período de 1992-1996, campañas 1992-1995 y 1995-1996, los vectores muestran una deformación debida a la superposición de deslizamientos producidos co-sísmica y post-sísmicamente por el sismo de Copala en 1995 y el sismo de 1996 en Pinotepa.

2.- Durante 1996-1998, los sitios cercanos al epicentro del sismo de Copala han recuperado la dirección esperada durante un régimen intersísmico, mientras que las estaciones ubicadas al suroeste de dicho evento muestran una dirección insospechada para la brecha.

3.- La existencia de un relajamiento de la deformación observada en las estaciones temporales (capítulo VI figuras 6.9-6.13), se efectuó paulatinamente comenzando al sur de Acapulco y se extendió en dirección noroeste a lo largo de la costa, deteniéndose (aparentemente) antes de Zihuatanejo. Esta observación reitera un comportamiento diferente en la zona exterior de la brecha de Guerrero.

4.- Para el período comprendido durante la última campaña (1998-2000), la mayoría de los vectores han recuperado la posición esperada durante un régimen intersísmico.

5.- Al observar las magnitudes de los vectores en las estaciones temporales, dan una idea de que la zona de acoplamiento es mucho mas larga de lo que muestran los modelos de dislocación, ya que la magnitud de la estación TCOL es del orden de la que se observa en estaciones mas cercanas a la trinchera (figura 7.6d).

Combinando los datos disponibles, estaciones temporales y permanentes GPS, así como los datos de nivelación observamos que los resultados son redundantes y congruentes para los periodos comprendidos desde 1996 hasta el 2000:

Para la estación de Zihuatanejo y para el perfil de nivelación de Barra de Potosí obtuvimos una zona de ~47 km de longitud con un coeficiente de acoplamiento del 100%, el análisis de dicha estación durante la campaña 1998-2000, no muestra ninguna relajación de deformación, es decir los vectores no se ven ni con una dirección ni una magnitud diferente a la que se espera en un régimen intersísmico.

Caso contrario al que se observa en Zihuatanejo es el de Cayaco y Acapulco, donde tanto los perfiles de nivelación como las estaciones permanentes muestran, para diferentes periodos, un deslizamiento asísmico.

Para 1998 Lowry *et al.* (2001) concluye, a partir del registro de la estación permanente CAYA la existencia de un evento transitorio en esta zona, este evento produjo una deformación de 2 mm al este, 26 mm al sur y un levantamiento de 16 mm (Lowry *et al.*, 2001). Kostoglodov *et al.* (2000) a partir de los datos de nivelación para el perfil de Atoyac, en el periodo 97-98, sugiere la existencia de un deslizamiento, hacia el océano, extremadamente lento (~ 90 mm/año).

En la figura 7.7 se observa como en la estación ACAP se registra un deslizamiento hacia el sur, hacia el este y hacia arriba, muy parecido al ocurrido en CAYA pero dos años antes, este mismo efecto se registra en las estaciones temporales (figura 6.11 y 7.6b); la magnitud de la deformación observada es diferente lo cual puede ser atribuido a las características friccionales que rigen cada zona.

Los datos utilizados en el presente estudio no permitieron analizar la anchura de la zona de acoplamiento que, como ya se mencionó, los

modelos muestran una zona relativamente angosta en comparación a lo que se observa en las estaciones temporales.

También vale la pena recalcar que la forma en la que se han recopilado los datos de las estaciones temporales, así como una escasa cobertura de las estaciones permanentes (disponibles para este estudio), hacen más difícil explicar la situación sismotectónica de la brecha, así como las variaciones en dirección de los vectores observadas en cada estación.

Bibliografía

- 1.- Alcántara, D. *"Topografía"*, Mc. GrawHill, México, 1990.
- 2.- Anderson J.G., Singh S.K., Espindola J.M., Yamamoto J., *"Seismic strain release in the mexican subduction thrust"*, Phys. Earth Planet. Inter., Vol. 58, pp. 307-322, 1989.
- 3.- Anderson J.G., Brune J., Prince J., Quaas R., Singh S.K., Almora D., Budin P., Oñate M., Vasquez R., Velasco J.M., *"The Guerrero Accelerograph network"*, Geofísica Internacional, No.33 pp. 341-371, 1994.
- 4.- Blewitt Geoffrey, *"Carrier phase ambiguity resolution for the Global Positioning System applied to geodetic baselines up to 2000 km"*, Journal of Geophysical Res. Vol 94 No. B8, pp. 10,187-10,203, Agosto 1989.
- 5.- Blewitt Geoffrey, *"An automatic editing algorithm for GPS data"*, Geophys. Res. Lett., Vol. 17 pp. 199-202, 1990.
- 6.- Blewitt G.; Heflin B.M.; Webb F.H.; Lindquister U.J.; Malla R.P., *"Global coordinates with centimeter accuracy in the International Terrestrial Reference Frame using GPS"*, Geophys. Research Lett. Vol. 19 No. 9, pp. 853-856, Mayo 1992.
- 7.- Bolshacov V., Galdayev P., *"Teoría de la elaboración matemática de mediciones geodésicas"*, de. Mir, Moscú, 1977.
- 8.- Boucher C., Z. Altamimi, and P. Sillard, *"The 1997 International Terrestrial Reference Frame (ITRF97)"*, IERS Technical Note 27, 1999.
- 9.- Burbach, G.V., Frohlich C., Pennington W.D., Matumoto T., *"Seismicity and Tectonics of the subducted Cocos plate"*, J. Geophys. Res., 89, B9, pp. 7719-7735, 1984.
- 10.- Campa M. F., Coney P. J., *"Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico"*, Ca. J. Earth Sci., 20, 1040-1051, 1983.
- 11.- Courboux F., Santoyo M.A., Pacheco J., Singh K., *"The 14 September 1995 (M=7.3) Copala, Mexico, earthquake: a source study using teleseismic, regional and local data"*, Bulletin of the Seismological Society of America Vol. 87 No.4, pp.999-1010,

Agosto 1997.

- 12.- De Cserna Z., ***“Reconocimiento geológico de la Sierra Madre del Sur de México, entre Chilpancingo y Acapulco, Estado de Guerrero”***, UNAM, Instituto de Geología, Bol. 62, 77p., 1965.
- 13.- DeMets C., Gordon R., Argus D., Stein S., ***“Effect of recent revisions to the geomagnetic time-scale on estimate of current plate motions”***, Geophys. Res. Lett., 21, 2191-2194, 1994.
- 14.- Dixon TH, ***“An introduction to the Global Positioning System and some geological applications”***, Rev. Geophys. Vol 29, pp 249-276.
- 15.- Dragert H, Hyndman R D, Rogers G C, Wang K, ***“Current deformation and the width of the seismogenic zone of the northern Cascadia subduction thrust”***, J. Geophys. Res. 99: 653-668, 1994.
- 16.- Dragert H, Hyndman R D, ***“Continuous GPS monitoring of elastic strain in the northern Cascadia subduction zone”***, Geophys Res Lett 22: 755-758, 1995.
- 17.- Franco Sanchez S.I. ***“Nivelación de alta precisión en el estudio de la deformación intersísmica de la costa de Guerrero, México”***, Tesis de Licenciatura UNAM, Facultad de Ingeniería, México, 2001.
- 18.- Gregorius Thierry, ***“Gipsy - OASIS II How it works...”***, manual for class of GIPSY Jet Propulsion Laboratory, California Institute of Technology, Pasadena, USA, October, 1996.
- 19.- Guzmán Speziale M., Pennington W.D., Matumoto T., ***“The Triple junction of the North America, Cocos and Caribbean Plates: Seismicity and Tectonics”***, Tectonics, 8:5, pp. 981-997, 1989.
- 20.- Heflin M.B., Bertiger W.I., Blewitt G., Freedman A.P., Hurst K.J., Lichten S.M., Lindqwister U.J., Vigue Y., Webb F.H., Yunk T.P. and Zumberge J.F., ***“Global geodesy using GPS without fiducial sites”***, Geophys. Res. Lett., Vol. 19 pp.131-134, 1992.
- 21.- Hofmann-Wellenhof B., Lichtenegger H., Collins J. ***“Global Positioning System, Theory and Practice”***, Springer - Verlag Wien, Australia 1994.
- 22.- Hutton Wallis., Franco S.I., Kostoglodov V., Santiago J.A., ***“Continuous GPS data in Guerrero and Oaxaca: A preliminary report”***, EOS Vol. 21, No. 3, 2001.

- 23.- Jarrard R.D., "*Relation among subduction parameters*", Reviews of Geophysics, 24:2, pp. 217-284, 1986.
- 24.- Kesler, S.E., "*Basement rock structural trends in Southern Mexico*", Geol. Soc. Amer. Bull., 84, 1050-1064, 1973
- 25.- Kostoglodov Vladimir and Ponce L., "*Relationship between subduction and seismicity in the Mexican part of the Middle America trench*", J. Geophys. Res., 99, 729-742, 1994.
- 26.- Kostoglodov Vladimir, Bandy W., Domínguez J, Mena M. "*Gravity and seismicity over the Guerrero seismic gap, Mexico*", Geophys. Res Lett 23: 3385-3388, 1996.
- 27.- Kostoglodov V., Pacheco J. "*Un catálogo de sismos moderados y grandes ocurridos en México durante el siglo XX*", Poster "100 años de sismicidad en México", Instituto de Geofísica, UNAM, 1999.
- 28.- Kostoglodov, V., R. W. Valenzuela, A. Gorbato, J. Mimiaga, S. I. Franco, J. A. Alvarado, R. Peláez. "*Deformation in the Guerrero seismic gap, Mexico, from leveling observations*", Journal of Geodesy 75, No. 1, 19-32, 2001.
- 29.- Larson K M, "*Crustal deformation U.S. National Report to IUGG, 1991-1994*", Rev Geophys, 33 suppl AGU, 1995.
- 30.- Larson, K. J. Freymuller, S. Philipse, "*Global plate velocities from the Global Positioning System*", American Geophysical Union, 1997.
- 31.- Leik, A., "*GPS Satellite Surveying*", 2nd ed., Wiley-Inter-science, New York, 1995.
- 32.- Lichten S., and J. Border, "*Strategies for high precision Global Positioning System orbit determination*", J. Geophysics Res. Vol 92 No. 12, p. 751-12,762, 1987.
- 33.- Lichten S., "*Estimation and filtering for high-precision GPS positioning applications*", Manuscripta Geodetica, Vol 15 p. 159-176, 1990.
- 34.- Lowry, A.R., K.M. Larson, V. Kostoglodov, R. Bilham, "*Transient slip on the subduction interface in Guerrero, southern Mexico*", Geophys.Res.Lett., 28, 3753-3756, 2001.
- 35.- Morán Zenteno D., "*Geología de la República Mexicana*", Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, México, 1984.

- 36.- Morán Zenteno D., *“Investigaciones isotópicas de Rb-Sr y Sm-Nd en rocas cristalinas de la región de Tierra Colorada-Acapulco-Cruz Grande, Estado de Guerrero”*, Tesis Doctoral, México, 1991.
- 37.- Morán Zenteno D., Corona Ch. P., Tolson G., *“Uplift and subduction erosion in southwestern Mexico since the Oligocene: pluton geobarometry constraints”*, Earth and Planetary Science Letters, 141, pp. 51-65, 1996.
- 38.- Nishenko S.P., and Singh S.K., *“Conditional probabilities for the recurrence of a large and great interplate earthquake along the Mexican subduction zone”*, Bull. Seis. Soc. Am., 77, pp. 2094-2114, 1987.
- 39.- Okada Y., *“Surface deformation due to shear and tensile faults in a half space”*, Bull. Seism. Soc. Am., 82, 1018-1040, 1985.
- 40.- Ortega Gutiérrez F., *“Metamorphic belts of southern Mexico and their tectonic significance”*, Geofis. Int. 20:3, 177-202, 1981.
- 41.- Ortega Gutiérrez F., Corona E.R., *“La falla de Chacalapa: sutura crítica entre los terrenos Zapoteco y Chatino”*, Union Geofis. Mex. Reunión Anual 1986 resúmenes, p.11, 1986.
- 42.- Ortega Gutiérrez F., Mitre Salazar L.M., Roldan Quintana J., Aranda J., Morán Z.D., Alaniz A.S., Nieto S. A., *“Carta Geológica de la República Mexicana”*, escala 1:2,000,000, 5ª edición, 1992
- 43.- Pardo M., Suárez G., *“Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications”*, J. Geophys. Res., 100, pp. 12357-12373, 1995
- 44.- Piskunov, ME, *“Leveling Manual of Geodesy”*, Ed. V.D. Bolshakov, G.P. Levchuk, 2: 94-134, Nendra, Moscu.
- 45.- Riller U., Ratschbacher L., Frisch W., *“Left lateral Transtension along the Tierra Colorada deformation zone, northern margin of the Xolapa magmatic arc of southern Mexico”*, Journal of South America Earth Sciences, 5:3/4, pp. 237-249, 1992.
- 46.- Salinas Prieto, J.C., *“Los límites tectónicos sur y occidental del terreno Mixteco”*, Boletín Soc. Geol. Mex. XLV, 1-2: 73-25, 1984.
- 47.- Savage JC *“A dislocation model of strain accumulation and release at a subduction zone”*, J. Geophys. Res. Vol. 88 pags:147-157, 1983.

- 48.- Segall P., J.L. Davis, "**GPS applications for geodynamics and earthquake studies**", Annu. Rev. Earth Planet Sci., 25: 301-336, 1997.
- 49.- Singh S.K., Astiz L., Havskov J., "**Seismic gaps and recurrence periods of large earthquake along the Mexican subduction zone**", A reexamination, Bull. Seism. Soc. Am., 71, pp. 827-843, 1981.
- 50.- Suárez, G., T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David, "**Geometry of subduction and depth of seismogenic zone in the Guerrero gap, Mexico**", Nature Vol. 345, pp. 336-338, 1990.
- 51.- Thatcher W., "**The Earthquake deformation cycle at the Nankai trough, Southwest Japan**", Journal of Geophysical R., 89, 3087-3101, 1984.
- 52.- Vanicek, P., Castle, O.R., Balazs, I.E., "**Geodetic Leveling and its applications**", Rev of Geophy. Space Phys., 18, 505-524, 1980.
- 53.- Wells, D.E., N. Beck, D. Delikaraoglou, A. Kleusberg, E.J. Krakiwsky, G. Lachapelle, R.B. Langley, M. Nakiboglu, K.P. Schwarz, J.M. Tranquillaand P. Vanícêk (1986). "**Guide to GPS Positioning**". Canadian GPS Associates, Fredericton, N.B, Canada.
- 54.- Zumberge J.F.; Webb F.H.; Heflin M.B.; Jefferson D.C.; Watkins M.M., "**Precise point positioning for the efficient and robust analysis of GPS data from large networks**", Journal of Gephysical Research, Vol. 102 No. B3, pp.5,005-5,017, 1997.

Referencias en la web:

Satellite Navigation and Positioning Group

Notes on Basic GPS Positioning and Geodetic Concepts

http://www.gmat.unsw.edu.au/snap/gps/gps_notes.htm

University Navstar Consortium

Data Management Software

http://www.unavco.ucar.edu/data_support/software/teqc/tutorial_new.html

University Navstar Consortium

Site Planning and Reconnaissance Guidelines"UNAVCO facility

http://www.unavco.ucar.edu/project_support/permanent/recon.html#site

University Navstar Consortium

GPS Campaign Support "***Data Collection Methods***"

http://www.unavco.ucar.edu/project_support/campaign/training/collect_meth.html