

Universidad Nacional Autónoma de México

**FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE CIENCIAS DE LA TIERRA**

**Estudio de la Deformación Cortical con un
Inclinómetro de Base Larga en la Costa de
Guerrero**

**T E S I S
QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:
INGENIERO GEOFÍSICO
P R E S E N T A:
VICENTE RICARDO HERNÁNDEZ CORREA**



Ciudad Universitaria, México, D.F. Marzo 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.

PAGINACIÓN

DISCONTINUA



UNIVERSIDAD NACIONAL
AUTÓNOMA DE
MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERIA
DIRECCION
60-I-1496

SR. VICENTE RICARDO HERNANDEZ CORREA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Dr. Vladimir Kostoglodov y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geofísico:

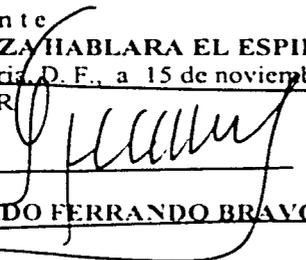
**ESTUDIO DE LA DEFORMACION CORTICAL CON UN INCLINOMETRO DE BASE
LARGA EN LA COSTA DE GUERRERO**

- RESUMEN**
- I INTRODUCCION**
- II DERIVA Y TECTONICA DE PLACAS**
- III MARCO GEOLOGICO**
- IV DESCRIPCION TECNICA DEL INSTRUMENTO**
- V PROCESAMIENTO E INTERPRETACION DE LOS DATOS**
- VI CONCLUSIONES**
- REFERENCIAS**

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

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

Atentamente
"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"
Cd. Universitaria, D. F., a 15 de noviembre de 2001
EL DIRECTOR


ING. GERARDO FERRANDO BRAVO

GFB*RLLR*gtg



Para mi compañera en la vida.....

..... **Mi amada esposa Tatiana**

AGRADECIMIENTOS

A mi tutor y amigo Dr. Vladimir Kostoglodov

Por sus innumerables gentilezas y por la invaluable enseñanza que siempre me ha brindado, que sin duda superan la labor de un tutor, gracias.

A mis sinodales, por tomarse la molestia de leer este trabajo y mejorarlo con sus comentarios.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi por todas sus gentiles atenciones y por sus valiosos comentarios que por mucho ayudaron a mejorar este trabajo y mi investigación.

A los compañeros del Departamento de Sismología. Por su apoyo y comentarios que ciertamente enriquecieron este trabajo; además a los estudiantes que intervinieron en la instalación del LBT, por su esfuerzo anónimo.

Al Dr. Roger Bilham. Cuyo trabajo y notas fueron fundamentales en la elaboración de este escrito.

Al Dr. Mark Hendrix. Por el desarrollo del programa Tsoft, que significó una ayuda invaluable para la obtención del modelo de Marea Terrestre.

Al Prof. Bernard Ducarme. Por su gentileza al obsequiarme una copia del software Eterna 3.4

Al Instituto de Geofísica, por alojarme durante tanto tiempo en la Universidad y las innumerables experiencias brindadas.

A la Facultad de Ingeniería, por brindarme la oportunidad de crecer en espíritu.

A los todos los profesores de la Facultad de Ingeniería que en forma desinteresada se esforzaron en mi educación

Y principalmente a la Universidad Nacional Autónoma de México UNAM. Por tantos y tantos sueños que me ha obsequiado.

Índice

Resumen	i
Abstract (Resumen en Ingles)	ii
1 Introducción	1
1.1 ANTECEDENTES	1
1.2 Tipos de inclinómetros	4
1.3 Expectativas del monitoreo con LBT.....	5
1.4 Metodología	5
1.5 Objetivos	6
1.6 Como estimar los cambios	6
1.7 La tierra como parte de un sistema dinámico en equilibrio	7
1.8 Observaciones previas en la zona	7
1.9 Importancia desde el punto de vista ingenieril.....	8
2 Deriva y tectónica de placas	11
2.1 Contacto en Guerrero: brechas de Guerrero y Acapulco	11
2.2 Condición de la deformación	15
2.3 Situación que prevalece en la corteza terrestre	15
3 Marco geológico	17
3.1 Generalidades	17
3.2 Terreno Xolapa	18
3.3 Características estructurales.....	19
4 Descripción técnica del instrumento	21
4.1 Modo de operación	22
4.2 Lectura y geometría del inclinómetro	23
4.3 Características de la instalación.....	28
4.4 Situación que prevalece	30
5. Mareas	33
5.1 Como afectan las mareas al instrumento	34
5.2 Descripción del fenómeno de mareas	34
5.3 Consideraciones generales	35

Estudio de la Deformación Cortical con un Inclínómetro de Base Larga en la Costa de Guerrero

Resumen

En este trabajo se presentan los resultados del procesamiento de los primeros datos de un inclinómetro de Base Larga **LBT**. Este instrumento experimental fue instalado en la costa de Acapulco, Guerrero para realizar observaciones de inclinación de alta precisión en una área de la zona de subducción, que se considera en fase de deformación intersísmica-presísmica.

El **LBT** es un instrumento para medir deformación lenta y determinar la respuesta local de la superficie a los cambios de régimen sísmico. Es posible separar los efectos de inclinación producidos por diferentes fuentes en los datos observados. La información obtenida es valiosa para los estudios de deformación cortical tanto de origen sismotectónico como meteorológico.

Después de recopilar una serie continua de datos **LBT**, se ha desarrollado un esquema de procesamiento que incluye la reducción de los efectos por marea terrestre, carga oceánica y carga por presión atmosférica. Como base del presente estudio se ofrecen algunas recomendaciones para optimizar la adquisición y el procesamiento de los datos **LBT**.

Study of the Crustal Deformation on the Guerrero Coast Using a Long-Base Tiltmeter

Abstract

The goal of this work is to process the first data obtained with a Long-Base Tiltmeter (LBT), installed along the Mexican coast* near Acapulco, Guerrero. The LBT is a powerful tool for measuring the kind of slow deformation predicted during the interseismic portion of the earthquake cycle. The measured inclinations are due to a superposition of several processes which can be separated to obtain valuable information for Earth deformation studies.

First, a model for Earth tides was constructed using an ellipsoidal Earth geometry and an ellipsoidal rheologic distribution. Next, lowpass filtering was applied after detiding correction, thus reducing the random noise and short-period, non tide-related signals.

Results of this study are the implementation of a data processing scheme that minimizes the effects of Earth tides, pressure loading, and oceanic loading as well as recommendations for improving data collection and processing.

* Mexican pacific coast, Southwestern Mexico, limit between Northamerican and Cocos plates.

1. Introducción

Entre los métodos indirectos que se aplican actualmente en el estudio de los sismos, una gran parte consiste en modelar la deformación cortical con el fin de entender el sistema de esfuerzos que prevalece en la zona de subducción, con posibilidades de generar actividad sísmica. Como algunos de estos métodos alternativos se ha implementado el análisis de la deformación horizontal de la corteza mediante mediciones de datos de Sistema de Posicionamiento Global **GPS** (Lowry et al., 2001), el estudio de deformaciones verticales mediante el modelado de nivelaciones diferenciales geodésicas en perfil (Mimiaga, 1998; Kostoglodov et al., 2001). En el presente trabajo se propone el uso de un inclinómetro de base larga (**LBT**, Long-Base Tiltmeter) para medir la inclinación que ocurre en la corteza continental y modelar la evolución de ésta debido a la subducción en el contacto entre las placas litosféricas de Cocos y Norteamérica, tomando en cuenta la presencia de dos brechas sísmicas en su etapa intersísmica-presísmica, lo que sugiere acumulación de gran cantidad de energía por esfuerzo y una tasa de inclinación de 0.7-2 $\mu\text{rad/año}$ (Kostoglodov et al., 2001), valores que se encuentran dentro del rango de medición óptimo para el uso del LBT.

Al emplear un instrumento de este tipo se pretende caracterizar o localizar las peculiaridades presísmicas asociadas a sismos grandes que pudieran registrarse, y entender mejor las condiciones físicas que prevalecen en la zona de ruptura previas, durante y después de un sismo de esta magnitud.

Debido a las propiedades del Inclinómetro las mediciones realizadas se encuentran afectadas por los efectos de marea terrestre, carga oceánica, presión atmosférica y variaciones de temperatura. Para poder hacer uso de los datos observados es necesario aplicar correcciones, de no, hacerlo las lecturas obtenidas podrían ser excesivamente ruidosas y/o conducir a interpretaciones falsas. La acción de los fenómenos atmosféricos y astronómicos constituye sin duda un elemento relevante en el presente trabajo, dada la necesidad de comprender la influencia de los mismos en la corteza terrestre. También se discute, por qué sólo algunos de los grupos de onda de la marea afectan al instrumento.

Para la corrección principal, que es la reducción del efecto de marea terrestre, es necesario realizar un análisis armónico de la señal observada; esto permite caracterizar la presencia de la marea y la construcción de un modelo sintético que corresponda a los valores encontrados, mediante el uso de programas que construyen su propia base de datos (Mikumo y Kato, 1976) o que generan los valores esperados utilizando catálogos de marea terrestre referidas a las coordenadas del punto en consideración, la fecha y hora GMT. En este grupo se encuentran el software **ETERNA_3.4** (International Center of Earth Tides ICET, 1997) y el programa **TSOFT** (Royal Observatory of Belgium, 2001).

1. 1 ANTECEDENTES

Existe un gran interés por entender el comportamiento de la deformación cortical en la costa SW de México en el límite de la zona de subducción entre las placas de Cocos y Norteamérica. Tal interés ha surgido por que se han identificado en esta zona dos brechas sísmicas maduras (*Anderson et al.*, 1989, 1994): las brechas NW y SE de Guerrero, en la Costa Grande y la Costa Chica respectivamente. En la figura 1.1, se muestran estas brechas entre las zonas de ruptura de los últimos terremotos importantes (áreas sombreadas y año de ocurrencia de cada sismo).

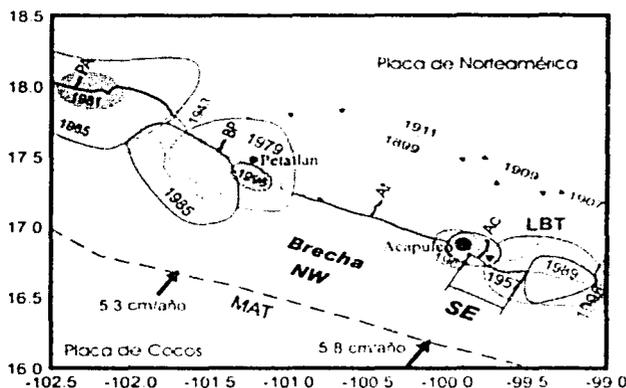
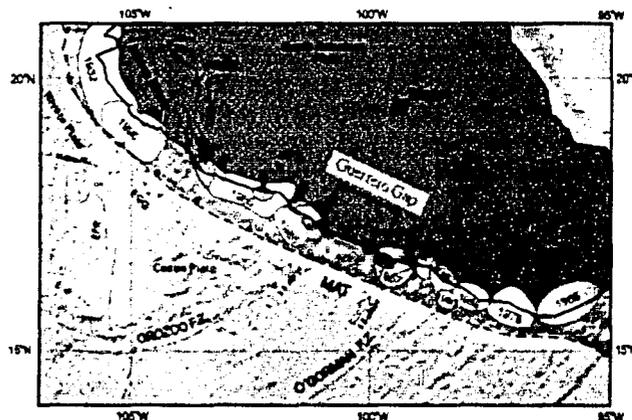


Figura 1.1. Ubicación de las brechas sísmicas NW y SE.

Las flechas (rojas) muestran la velocidad de convergencia entre las placas litosféricas de Cocos y de Norteamérica. Las flechas rojas finas indican la desaparición de las zonas de ruptura de los sismos históricos de gran magnitud (1899, 1907, 1909, 1911). El sitio donde se encuentra el LBT está apuntado con la flecha negra fina. (Cortesía V. Kostoglodov).

Figura 1.2 Estructuras tectónicas que se desplazan y forman la subducción en la costa del Pacífico. (Cortesía V. Kostoglodov)



TESIS CON
FALLA DE ORIGEN

La probabilidad de producir un sismo de gran magnitud en esta zona es muy alta, ya que a la región limitada por las zonas de fractura de Orozco y de O'Gorman (Figura 1.2) se le considera como una unidad tectónica. La dirección de convergencia de la placa de Cocos es aproximadamente de N 37°E y la velocidad media relativa de 6.5 cm/año (DeMetz et al., 1994). Los eventos sísmicos de magnitudes importantes muestran que la zona de sismicidad es casi paralela a la trayectoria de la trinchera. En estas brechas se está acumulando energía elástica que finalmente deberá ser liberada en uno o varios eventos sísmicos de magnitud considerable, $M_w \sim 8.0$ (Suárez et al., 1990). El problema que persiste para las brechas sísmicas en Guerrero es que no es claro si ya comenzó la fase presísmica, la cual precede por un período relativamente corto al evento sísmico grande, o si bien las brechas todavía siguen en la fase intersísmica. Esta información sería valiosa y podría ser estudiada usando los datos de observaciones permanentes con LBT. En diversos estudios sismotectónicos de las zonas de subducción se ha observado que la corteza terrestre sufre un cambio brusco de la velocidad de deformación algún tiempo antes de que ocurra un sismo fuerte (Ishii et al., 1986; Fujii y Nakane, 1979; Sato, 1977; Linde et al., 1988).

Los procesos de deformación ocurren lentamente, esto hace que sea necesario un monitoreo permanente de alta precisión que permita identificar variaciones en la tasa de deformación, sin embargo las precisiones de métodos como nivelación de $\sim 0.3 \times \sqrt{\text{Distancia (Km)}} \text{ mm}$, es decir $\sim 1 \text{ mm/km}$ y receptores GPS ($\sim 5 \text{ mm}$ vertical y 2-3 mm horizontal) no son suficientes. Para detectar un cambio de régimen intersísmico a presísmico se requieren observaciones geodésicas de una precisión 100 veces más alta que la que proporcionan la nivelación y el GPS, preferentemente en tiempo real (por lo menos una medición cada 10 -15 minutos). El único método que existe hasta el momento es la medición con un inclinómetro de base larga. Un LBT con agua de 500 m de longitud tiene una sensibilidad 1000 veces más alta que la del GPS.

Las mediciones con LBT en tiempo real pueden además evidenciar la variación de la deformación que ocurre en el transcurso del año. Esta información es insustituible para correlacionar e interpretar las observaciones de nivelación (Figura 1.3), ya que estos últimos representan solamente valores de deformación final acumulada en un tiempo determinado.

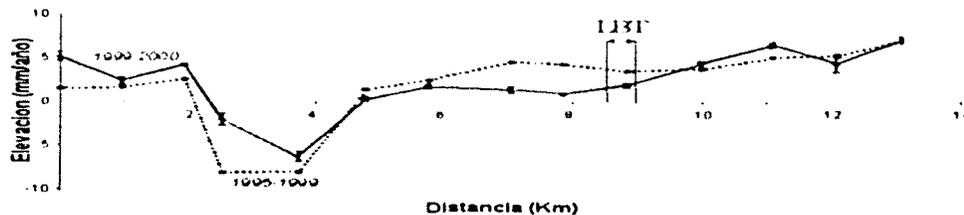


Figura 1.3 Modelo diferencial de la deformación vertical del perfil de Acapulco. La posición del inclinómetro, aprox. 8.5 km sobre el perfil nivelado (Cortesía V. Kostoglodov).

En la última década se ha implementado un nuevo diseño de LBT de alta precisión, el cual no requiere de altos costos de instrumentación e instalación (*Bilham et al.*, 1982, *Wyatt et al.*, 1984, *Johnston et al.*, 1995). Para la instalación de este tipo de LBT no es necesario un túnel, además su construcción es relativamente sencilla. Las observaciones de un instrumento de este tipo con dos componentes horizontales de ~500 m de largo, muestran que la sensibilidad del LBT es del orden de 1 nrad, lo cual es adecuado para medir la deformación en una zona de subducción.

El objetivo principal es cuantificar la evolución de la deformación intersísmica - presísmica en la Costa Chica de Guerrero y entender el proceso deformacional que acompaña a un sismo de gran magnitud. Por eso es importante obtener una muestra continua larga, que incluya desde la etapa intersísmica hasta la etapa postsísmica, lo que quizás permita identificar precursores sísmicos en éste parámetro.

Las observaciones realizadas con arreglos de 2 inclinómetros perpendiculares permiten caracterizar completamente la inclinación de la superficie en que se encuentran instalados, mientras que un solo inclinómetro instalado permite realizar únicamente la medición en la dirección del instrumento. De manera que el proyecto contempla la instalación de algunos arreglos de este tipo, donde la principal dificultad consiste en encontrar el sitio que cumpla con las especificaciones topográficas y de longitud, dada la fisiografía de la zona.

1.2 Tipos de inclinómetros

Los inclinómetros son instrumentos altamente sensibles con una precisión de menos de 1 parte por mil millones en observaciones de período corto, variando considerablemente entre cada diseño en formas muy específicas, debido a sus dimensiones y las condiciones de instalación. Estos instrumentos son empleados para medir la inclinación de la tierra cerca de fallas y volcanes. Existen distintos tipos y gran variedad de formas para medir la inclinación.

Entre los inclinómetros más conocidos destacan:

Inclinómetro diferencial de capacitancia.- La inclinación se detecta mediante transductores diferenciales de capacitancia que detectan la posición de un péndulo colocado en la parte baja de un pozo.

Inclinómetros de nivel de mercurio.- En éstos la medición de capacitancia se realiza con transductores diferenciales que miden la altura de dos pequeñas cámaras con mercurio separadas aproximadamente 10 m y conectadas por un tubo (inclinómetro).

Inclinómetro de burbuja.- Éste consta de un puente resistivo colocado dentro de una pequeña cámara cóncava de lente de cuarzo, capaz de detectar con mucha precisión la posición de una burbuja dentro de ésta.

Inclinómetro de base larga LBT.- Consta principalmente de un tubo (eventualmente de 1 km de longitud) con algún fluido que se comporta como indicador de la inclinación, pues la superficie de éste dentro del tubo responde a la inclinación de la superficie en donde esta instalado.

1.3 Expectativas del monitoreo con LBT

La capacidad de medir deformaciones en la corteza terrestre se encuentra sujeta a la capacidad de salir al campo y realizar mediciones, lo que provoca la necesidad de tener estaciones permanentes para el monitoreo de los parámetros deseados y un control en tiempo real o casi real.

La principal ventaja que surge al emplear el LBT es que éste tiene la capacidad de registrar incrementos angulares tan pequeños como 1 nrad, además de que las fuentes de ruido locales son de frecuencia tan alta que no constituyen un grave problema, pues la señal útil es de período muy largo. Sin embargo, al estar fijo a la superficie de la tierra, el tubo se desplaza con la superficie, lo que resulta en la presencia de movimientos periódicos y aperiódicos relacionados a fenómenos astronómicos, béricos y térmicos principalmente (Bilham et al., 1982). Es necesario entonces tomar en consideración las ventajas del LBT para realizar observaciones permanentes de alta precisión y verificar que la presencia de señales ajenas a la deformación tectónica se reduzca al máximo.

1.4 Metodología

El principio básico para medir la deformación con LBT consiste en determinar el cambio relativo del nivel de un líquido en los dos extremos de un tubo, ya que el nivel de un líquido isotérmico sigue una superficie equipotencial, que sirve como superficie de referencia (Bilham et al., 1986).

El sitio donde se ha de instalar un LBT tiene que ser escogido cuidadosamente para disminuir el efecto de la deformación local y el ruido, mientras que el gradiente de la deformación sismotectónica debe ser máximo para poder resolver los cambios de la velocidad de deformación con la mayor precisión. Los datos de la nivelación del perfil de Acapulco permitieron ubicar un sitio con un perfil topográfico plano (ésta es una condición importante para el LBT) a unos 8-9 km de la costa (figura 1.4).

Para elaborar finalmente el modelo de la deformación intersísmica-presísmica en la zona de las brechas sísmicas de Guerrero, el procesamiento de los datos debe incluir la corrección por efecto de la marea terrestre, la carga oceánica y carga por presión atmosférica. Sin embargo, este modelo resulta subjetivo considerando la

longitud de la muestra y la necesidad de información sobre el comportamiento de este parámetro en otros puntos del contacto.

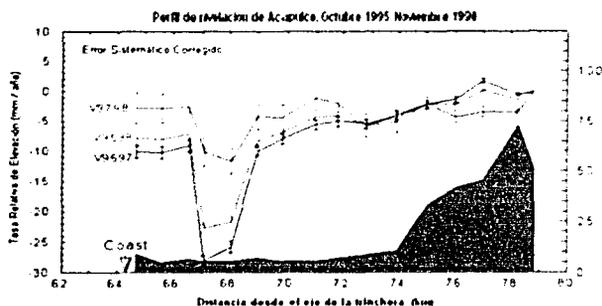


Figura 1.4 Datos de nivelación diferencial en el perfil de Acapulco y su evolución entre las mediciones realizadas durante los últimos 4 años. La ubicación del inclinómetro está a 73 km del eje de la trinchera aproximadamente. (Kostoglodov et al., 2001).

1.5 Objetivos

Este trabajo tiene tres finalidades.

La primera es el estudio operativo del cambio de la deformación intersísmica con la perspectiva de registrar algún cambio en la deformación previo a un sismo grande que pudiera ser identificado como un precursor del evento.

La segunda es elaborar un modelo del acoplamiento sísmico entre las placas litosféricas en la zona de subducción de México usando los datos de deformación en conjunto (LBT, nivelación, GPS). Además es necesario contar con una muestra mucho mayor, sincrónica, correlacionable a su vez con las observaciones de GPS y de Nivelación.

Por último, comprender la influencia de los efectos astronómicos en las observaciones que se realizan en la superficie terrestre, determinar las periodicidades y la forma más adecuada de reducir su efecto en las mediciones.

1.6 Como estimar los cambios

Diversos estudios de deformación, que proveen información en forma continua, han demostrado la presencia de esfuerzo antes y durante un terremoto (Suárez et al., 1990). El principal objetivo de la geofísica para un experimento de este tipo es identificar, cómo se comporta el contacto entre placas, es decir, cuáles son las características de la deformación que predominan durante la etapa presísmica.

Los principales instrumentos empleados para el desarrollo de estos experimentos incluyen medidores de desplazamiento de suelos, reptómetros, medidores de esfuerzo, tensómetros medidores de inclinación, inclinómetros, monitores de nivel de agua, geodímetros y receptores GPS. Generalmente se aplican métodos de

prospección geofísica y algunas técnicas topográficas y geodésicas auxiliares, por ejemplo, nivelaciones diferenciales.

1.7 La tierra como parte de un sistema dinámico en equilibrio.

Cualquier punto de la corteza se encuentra sujeto principalmente a la acción dinámica de tres fuentes distintas. Estas son la atracción gravitacional (Newtoniana), la rotación del planeta y la tectónica global. Los dos primeros son periódicos y modelables y representan un interés especial debido a que intervienen predominantemente en la generación de la marea. El amplio desarrollo que se ha logrado en astronomía favorece un amplio conocimiento de los parámetros que intervienen en la variación de este fenómeno.

La tectónica desarrolla sistemas de esfuerzos asociados a flujos convectivos en el manto. Su ocurrencia en la superficie responde a la ley del rebote elástico propuesta por Reid (1906), de tal suerte que una vez que se generan esfuerzos en la superficie terrestre, ésta se deforma hasta alcanzar su límite elástico, resultando en un rompimiento (generalmente asociado a un sismo), seguido por una etapa de relajamiento en la que la deformación existente prácticamente desaparece, casi recuperando su forma original con alguna deformación permanente (plástica) determinada por las propiedades físicas locales.

Para comprender la forma en la cual el planeta responde a ciertos fenómenos es necesario entender que la tierra no es un cuerpo rígido, ni elíptico, y la distribución de sus propiedades físicas no observa geometrías regulares; por lo contrario, se observan discontinuidades y anisotropías de cualquier parámetro que se pretenda medir.

Es importante entender que las diferencias físicas afectan las deformaciones, pues la tierra se deforma permanentemente y tal deformación es el resultado de la acción de los campos que actúan en ella y de las propiedades físicas tanto locales, como globales.

La deformación que es observada por un instrumento en la superficie es entonces una resultante de la deformación tectónica y de la respuesta en condiciones locales a los demás fenómenos (marea terrestre, carga oceánica, presión atmosférica y variaciones de temperatura). La deformación global por estos fenómenos se ve afectada por las variaciones locales, que determinan en buena medida la amplitud de las deformaciones globales.

1.8 Observaciones previas en la zona

La zona de estudio presenta alta sismicidad, por lo tanto, el SSN ha implementado una red de monitoreo que permite la observación de actividad sísmica con acelerógrafos y sismógrafos de banda ancha, mismos sitios en los que se ha instalado estaciones de monitoreo con receptor GPS. A éstos se unen los perfiles

de nivelación diferencial que se han establecido a todo lo largo de la costa del estado de Guerrero y también gran cantidad de levantamientos Gravimétricos.

1.8.1 Posicionamiento global GPS

Recientes observaciones a lo largo de la costa SW muestran con claridad la existencia de desplazamientos horizontales de la corteza en la mayor parte de ésta (Lowry et al., 2001) y la ausencia de movimiento en la porción que comprende la brecha NW de Guerrero, situación que evidencia claramente el acoplamiento en esta zona.

1.8.2 Nivelación

Se han realizado algunos levantamientos en la zona del Pacífico mexicano (Kostoglodov et al., 1996). Uno de los perfiles que es prácticamente paralelo a la dirección del LBT, ubicado en la Costa Chica a lo largo de la autopista México – Acapulco, tiene una longitud de 25 km.

El perfil de nivelación se encuentra ubicado entre las brechas NW y SE de Guerrero, lo que constituye un buen indicador de los cambios en la inclinación que son comparables con las observaciones realizadas por el inclinómetro. La información obtenida con estos levantamientos fue de gran ayuda al momento de elegir la ubicación del mismo. Los datos de nivelación observados en el perfil de Acapulco en los años anteriores se muestran en la figura 1.4.

La ubicación de los perfiles de nivelación fue elegida para cubrir distintas áreas del régimen sismotectónico dentro y alrededor de las brechas sísmicas de Guerrero que se encuentran orientados perpendicularmente a la costa. De tal manera que las observaciones de deformación vertical en los perfiles son comparables entre sí (Gorbatov et al., 1996 y Kostoglodov et al., 1996). La información de estos estudios junto con la que se obtenga con el LBT sin duda permitirá obtener un mejor modelo.

1.9 Importancia desde el punto de vista ingenieril: trabajos relacionados

Hoy en día las aplicaciones de los inclinómetros son cada vez mayores, ocupando un lugar muy importante en la industria.

1.9.1 Ingeniería civil

La integración de inclinómetros en la industria de la construcción permite tener un control de la estabilidad porque éstos tienen una respuesta de muy alta precisión. Aspectos sustanciales de la obra, tal como la respuesta dinámica de las estructuras, son fácilmente observables. Los inclinómetros además no son instrumentos delicados, se encuentran disponibles en el mercado y no representan ningún estorbo en la realización de las obras. Sin duda, la principal ventaja de

monitorear las inclinaciones en la ingeniería civil se aprecia en los grandes edificios y principalmente en los puentes, desplazamientos de suelo, respuesta de las estructuras a la marea, etc.

1.9.2 Industria del petróleo

Es indispensable mantener el control de las inclinaciones en algunos instrumentos de perforación. Del mismo modo sería productivo implementar un modo de cuantificar el colapso de los yacimientos estimando la deformación superficial. Es importante proponer el LBT, porque los instrumentos pequeños no necesariamente serán mejores, ya que las dimensiones de un yacimiento no siempre son las mismas y actualmente la mayor parte de la maquinaria de alta precisión requiere una nivelación previa.

El monitoreo del estado en el subsuelo constituye información muy sensible en lo que se refiere a la estabilidad, útil prácticamente en cualquier proyecto que se lleve a cabo sobre la corteza, para poder hacer la valoración del colapso en un manto acuífero o calcular la explotación real de un yacimiento, son solo algunas de las ventajas sencillas que podría mencionar, con miras en extender el uso de un instrumento económico y de tan elevada precisión, como el LBT.

Recientes trabajos de investigación han empleado incluso los pequeños inclinómetros de burbuja como sismómetros horizontales (Miller et al., 1978) con buenos resultados y desarrollando filtros especiales para los datos obtenidos y con buenas expectativas para usarlos en condiciones extremas y de fondo marino. Mientras su aplicación en observaciones del comportamiento de esfuerzos en zonas sísmicas (Zadro y Braitenberg, 1999) es cada vez más diversa.

2. Deriva y tectónica de placas

Es necesario explicar la situación actual en las brechas de Guerrero dentro de un marco geológico global y observar las características especiales que determinan el desarrollo de la zona de subducción. Entonces el análisis necesario para entender la situación actual se remonta a estudiar el comportamiento de la tectónica global y el contacto de placas.

El sitio de instalación del LBT se encuentra en las cercanías del límite entre las placas litosféricas de Norteamérica y Cocos, en donde se forma una zona de subducción cuyas características son de interés tanto geológico como geofísico. La principal evidencia de ésta es la depresión llamada Trinchera Mesoamericana MAT (figura 1.1), resultado de la acción destructiva del material que es arrastrado hacia el manto.

Numerosas evidencias de desplazamiento preferencial son observables en la batimetría y en la geología estructural, pero el desplazamiento preferencial es la dirección de convergencia entre placas (figura 1.3). La principal evidencia de las brechas de Guerrero resulta en el desplazamiento anómalo y asísmico registrado en estas porciones. Así las brechas sísmicas son el motivo de numerosos estudios cuyo interés principal es detalladamente el contacto entre los cuerpos litosféricos y la probabilidad de que la energía acumulada sea liberada.

2.1 Contacto en Guerrero: brechas de Guerrero y Acapulco

2.1.1 Características generales

Es posible diseñar distintos modelos de la tasa de deformación cuando las dimensiones, la posición, el grado de acoplamiento y la velocidad de deslizamiento en la interfase son variables. En la figura 2.1 la línea fuerte (1) es una distribución de la tasa de inclinación del modelo inicial sugerido por la nivelación. Se podría esperar un efecto de $0.5 \mu\text{rad}$ en el sitio del LBT debido al cambio de la geometría del bloqueo y el acoplamiento.

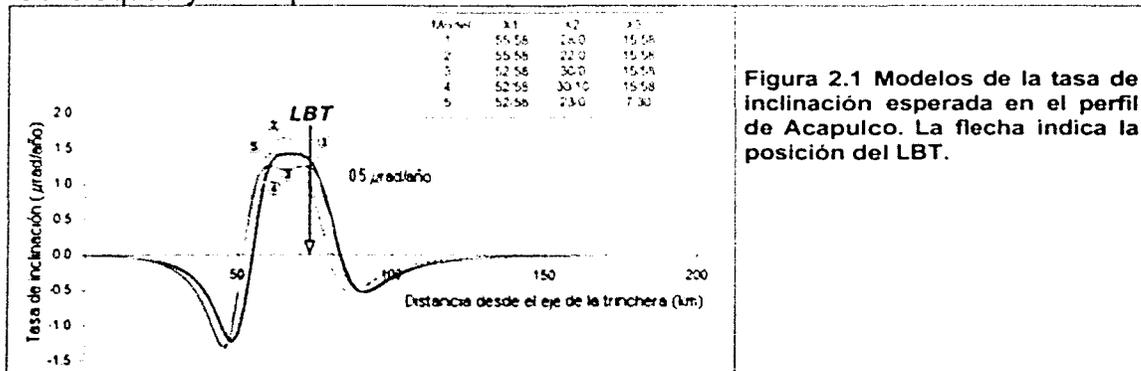


Figura 2.1 Modelos de la tasa de inclinación esperada en el perfil de Acapulco. La flecha indica la posición del LBT.

Para describir la zona acoplada en el contacto interplaca de la subducción a partir de sismicidad local y datos de anomalía gravimétrica se distinguen tres superficies acopladas aproximadamente planas. La primera es un plano que se encuentra cerca de la costa que tiene la inclinación de $6-12^\circ$, que se ubica debajo del prisma de acreción (figura 2.2.A). La siguiente es una rampa asociada con sismicidad de débil a moderada (Figura 2.2.B) y por último un plano profundo con una inclinación aproximada de 12° (Figura 2.2.C), el cual no está bien definido por la sismicidad y desciende finalmente hasta la región fundida.

Tales superficies se proponen basándose en la observación de sismicidad de fondo hacia profundidades cerca de los 20 km con una inclinación de la zona Wadati-Benioff entre los 20 y 30° hasta alcanzar una profundidad de $45-55$ km en donde continúa dirección al norte con una inclinación menor, entre $10-12^\circ$ (Figura 2.1.A).

Se ha notado que los procesos viscosos se reflejan en el desarrollo de las principales características topográficas normales a la línea de costa. Es un aspecto muy importante, independientemente de la deformación vertical asociada con el desplazamiento de cada uno de los segmentos del contacto. Estos tres indicadores superficiales característicos e importantes de esta medición se observan en la figura 2.2.B.

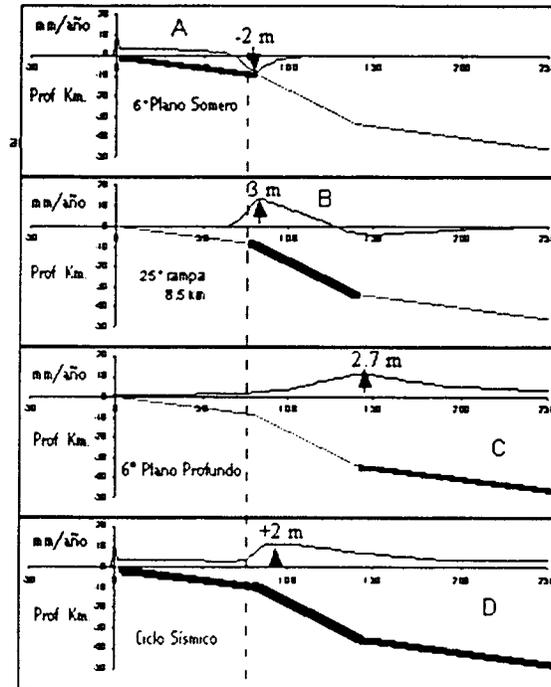
En la figura 2.2 se muestra un modelo de la disposición de estas superficies. Se asume que la tasa de convergencia en esta porción es de 55 mm/año y que los periodos de 100 años aproximadamente separan eventos de $M \approx 8$. El deslizamiento en la zona del contacto es 5.5 m y la elevación elástica máxima de 2.7 m aproximadamente. Este sistema elástico de esfuerzos se encuentra parcial o totalmente en reposo, mientras que en el resto del contacto continúa su desplazamiento en forma constante. La escala a la izquierda muestra la tasa de elevación considerando 30 mm / año que sólo ocurre en estos segmentos.

Las tasas de elevación instantánea son difíciles de detectar por los receptores portátiles GPS o gravímetros absolutos cuyas precisiones son de ≈ 1 cm en condiciones estáticas, pero son observables con estaciones permanentes GPS y claramente observables con el LBT. El esquema inferior muestra la deformación acumulada por deslizamiento en el sistema de plano / rampa para un ciclo sísmico completo en relación con la línea de costa. Los 3 km de rango alto corresponden aproximadamente con la elevación máxima de la región.

Figura 2.2 Modelo de acoplamiento.

- A: la rampa somera subacrecional
 B: rampa cosísmica o zona acoplada
 C: plano profundo subducido
 D: zona acoplada Ciclo sísmico completo

Las flechas indican la dirección de la deformación vertical superficial máxima anticipada del deslizamiento de 55mm/año en los tres segmentos del límite de la placa aproximadamente en 100 años. La línea punteada representa la línea de costa.



2.1.2 Geometría de la zona de subducción somera

Es posible suponer un bloqueo de la margen existente bajo la línea de costa mexicana, considerando que la mayor parte del contacto presenta desplazamiento prácticamente asísmico y que la zona de subducción somera que se extiende hacia el mar se encuentra probablemente atorada en esta región.

Estas suposiciones han sido confirmadas recientemente con observaciones de receptores GPS (Lowry et al., 2001), en donde se indica una velocidad de convergencia de la placa de Cocos con Norteamérica, aproximadamente igual a la mitad de la velocidad de convergencia COCO/NOAM = 55 mm/año. Datos subsecuentes de este receptor, muestran que la línea de costa se encuentra avanzando por encima de la placa de cocos, cerca de la totalidad de la razón de convergencia entre placas. Sin embargo estos desplazamientos son frecuentemente anticipados por un comportamiento que consiste en atascamientos y deslizamiento (Stick-Slip).

La presencia de deslizamiento en la base del prisma de acreción litoral, ha sido confirmado con las observación en la estación permanente de GPS en El Cayaco, Gro. (Lowry et al., 2001), que presenta un hundimiento de 7 ± 3 mm/año manifestando subsidencia de la corteza en la margen costera, el origen de este

hundimiento se asocia elásticamente al deslizamiento asísmico entre las placas. Figura 2.2.A.

La confirmación de subsidencia observada tanto en escalas mareográficas, datos de GPS y nivelación diferencial, revelan sustancialmente la acumulación de energía elástica, mientras que el deslizamiento es evidente. Finalmente como un hecho semejante se observó en el sismo reciente de Michoacán (1985), que el límite de costa emergió ~1m cosísmicamente, nuevamente indicando subsidencia intersísmica (Bodin et al., 1992).

La magnitud posible para un terremoto esperado hasta el momento es de $M_w \sim 8.0$. Los procesos sísmicos de atascamiento y deslizamiento en el litoral somero de la región de Guerrero suelen ser significativamente "difusos" debido al deslizamiento asísmico. El área de la región de reptación puede no incluir por completo a la zona de subducción somera y aunque la convergencia esta ocurriendo en toda la región, si la señal de convergencia no se manifiesta completamente, presentando deslizamiento asísmico, entonces, 20% del desplazamiento convergente entre las placas se acumula anualmente en la región litoral, por lo tanto esta región de profundidad somera podría soportar una gran ruptura (DeMetz et al., 1994).

El comportamiento viscoso del límite de placa, o una evolución lenta de la geometría superficial de la placa serían entonces, los responsables del hundimiento que la línea de costa de Acapulco esta experimentando.

2.1.3 La rampa sísmica

La presencia de esta rampa teórica ha sido inferida a partir de datos de gravedad (Kostoglodov et al., 1996), y aunque corresponde a una zona de sismicidad con echado $27 \pm 5^\circ$ NNE, su interpretación, lo mismo que el límite superior de la placa descendente, aún se encuentra en discusión. La longitud de la rampa es de 60-80 km y en otras regiones a lo largo de la costa ha alojado eventos $M \sim 8$ que incluyen parte del plano somero, según la morfología observada, posteriormente.

Existe la hipótesis asumiendo que un terremoto $7.5 < M < 8.5$ romperá parte o toda esta zona en la costa de Guerrero observando que si la relación de convergencia de toda la placa se manifiesta debajo del prisma de acreción somero, los esfuerzos cercanos a la cima de esta rampa serían muy altos (Kostoglodov et al., 2001). Los datos combinados de inclinación, deformación vertical y horizontal cerca de la costa, representan sensiblemente la carga asísmica de la rampa somera y es la única evidencia de lo que esta ocurriendo.

2.1.4 Geometría de la zona de subducción de profundidad intermedia

En contraste con la claridad con que se detecta la rampa sísmica, los microsismos que ocurren en este nivel ofrecen pocos detalles referentes a la forma exacta de la superficie descendente. Su inmersión después de 50 kilómetros es aparentemente similar al plano que subyace al prisma de acreción y se considera generalmente

sumergido bajo la zona volcánica mexicana. Los procesos de reptación aparentemente prevalecen en esta rampa más profunda, porque no se han observado grandes terremotos o zonas de réplica después de 50 kilómetros hacia la costa. La forma de la deformación vertical generada por el deslizamiento abrupto del límite de la rampa inferior, tiene una longitud de onda en la superficie de 70-80 km y una señal máxima de 2 cm/año generando características asimétricas con una señal de inclinación del orden de $0.5\mu\text{rad/año}$.

2.1.5 Procesos generadores de rompimiento

Cualquiera que sea la física del proceso de ruptura eventual, existen pocas dudas de que se forma desde un punto de la zona de ruptura que se encuentra progresivamente sometido a esfuerzo que se vuelva inestable. Esto lo más probable que ocurra en la zona de transición debido a la carga asísmica y al desarrollo del comportamiento de atascamientos y saltos, en la base de la zona de la ruptura.

A partir de las observaciones de nivelación (Kostoglodov et al., 1996), se sabe que la línea bloqueada de desplazamiento no es exactamente paralela a la línea de costa y que está a 12 km de la línea de costa siendo consistente con los valores de convergencia deducidos y observados. Esto hace necesario determinar la ubicación exacta y el ancho real de la transición, basados en las observaciones del desplazamiento horizontal en las zonas bloqueadas del límite entre placas y el comportamiento de la inclinación.

2.2 Condición de la deformación

Los desplazamientos que se observan son diferenciales y exclusivos del tipo de contacto. Al interactuar las placas se observa un contacto, apoyados especialmente en registros sísmológicos históricos (SSN) y levantamientos gravimétricos para el que existen distintas interpretaciones; sin embargo la idea de un contacto formado por un conjunto de planos, algunos de ellos acoplados, con características similares a las del modelo previamente mencionado es bien aceptada.

2.3 Situación que prevalece en la corteza terrestre

Cualquier punto de la corteza terrestre se encuentra sujeto a dos fenómenos deformantes dinámicos en forma permanentemente. La tectónica de placas y la deformación elástica llamada marea terrestre. Estas dos fuerzas ejercen movimiento relativo de la superficie, sin embargo el movimiento tectónico puede tener el carácter de elástico y plástico; mientras que la deformación asociada al efecto de marea tiene un carácter totalmente elástico, periódico y prácticamente armónico.

3. Marco Geológico

La respuesta del LBT a la inclinación se encuentra sujeta a la deformación del sitio, mientras que la deformación es el resultado de las propiedades físicas del contacto y de la roca en donde ha sido instalado.

Para la descripción geológica y la interpretación de los datos, en este capítulo explico sintéticamente las condiciones desde un punto de vista regional, considerando que el objetivo de la observación es la evolución de la subducción entre la placa de Cocos y la Norteamericana, contacto que alcanza una profundidad de hasta 5000 m. Desde la llanura costera hasta los 600 m.s.n.m., con estas dimensiones. La influencia de la interpretación final puede ser útil, para entender parcialmente el comportamiento del contacto entre placas. De la misma forma se explican las condiciones de la geología, refiriéndose a algunos elementos o condiciones litológicas que podrían influir en la adquisición de los datos, en condiciones locales, fundamentalmente del Terreno Xolapa. Para consultar aspectos históricos, estructurales y estratigráficos generales de la zona véase el anexo A.

La observación previa a la instalación del instrumento, de algunos de estos aspectos geológicos y litológicos, es de gran importancia ya que algunos aspectos pueden alterar en notablemente los resultados al interpretar una estructura de gran magnitud y profundidad. Las mediciones realizadas se encuentran fuertemente afectadas por elementos meteorológicos y ruido cultural, sin embargo las condiciones locales superficiales medidas, son un reflejo del interior como se expone en el capítulo anterior.

La traza observada en superficie del acoplamiento entre placas se encuentra sobre un perfil de nivelación diferencial, que permite correlacionar los valores obtenidos (Mimiaga,1999) y el perfil gravimétrico modelado para Acapulco (Peláez,1999).

3.1 Generalidades

La geología al Suroeste de México no es simple, existen estratigrafías variadas, pertenecientes a cuencas de depósito, unidades corticales y oceánicas de tamaño, litología, deformación y edades variables. Además, esta parte del país está situado en el borde Sudoccidental de la placa de Norteamérica, donde en la región de la trinchera, la corteza oceánica subduce a la corteza continental.

Se han formado durante su historia geológica depósitos relacionados con áreas insulares y mares marginales, dando origen a distintos tipos de depósito vulcanosedimentario, sedimentos marinos y continentales (Were y Estrada, 1999). Es necesario analizar concretamente la geología del estado de Guerrero, en donde el modelo tiene mayor importancia, considerando la existencia de las Brechas de Guerrero.

Las estructuras del estado de Guerrero se encuentran divididas en terrenos, cuya complejidad geológica, es necesario conocer para entender el marco tectónico y las condiciones bajo las que se formaron, así mismo su influencia en las condiciones futuras.

La teoría de tectónica de placas explica parte de los eventos tectónicos que afectaron y afectan a la zona, que al estar ubicada frente a la MAT (trincheras de Acapulco), se encuentra sujeta a grandes esfuerzos, fallas y actividad sísmica en general (Tolson et al., 1997 y Were y Estrada, 1999).

Se ha propuesto que la distribución geológica del Sur mexicano tiene como origen una cuenca que se desarrolló durante los periodos Jurásico-Cretácico, predominando los depósitos andesíticos y sedimentarios de origen marino, de basamento Pérmico Triásico y como consecuencia de un proceso transgresivo es que se formaron un grupo de cuencas continentales calcáreas y una plataforma calcárea Aptiano-Albiana producto de transgresiones continuas (Lang et al., 1996).

3.2 Terreno Xolapa

El LBT se encuentra instalado en la porción sudoeste del estado de Guerrero, cerca de los límites con Oaxaca, el terreno en esta zona es el Xolapa, hacia la zona más al Sur, es el más grande, pero el menos conocido de los terrenos en el Sur de México. Comprende un área aproximada de 70-100 km de amplitud y se extiende 600 km a lo largo de la costa del Pacífico (Sedlock et al., 1993).

Este terreno representa la raíz de un arco magmático del Mesozoico medio al Terciario inferior, caracterizado por ortogénesis y paragénesis, así como migmatitas en conjunto con plutones simotectónicos y postectónicos, consiste en rocas con un alto grado de metamorfismo.

Los contactos del terreno Xolapa con los terrenos Guerrero y Mixteco están caracterizados por milonitas asociados con fallas normales (Hermann, 1994), producto de reactivación de algunas otras estructuras (Tolson 1997).

Con base en la migmatización a gran escala de la corteza media e inferior, y plutonismo granodiorítico, tonalítico y granítico generalizado. Ortega-Gutiérrez, (1981), interpretó al complejo Xolapa como un arco magmático, constituido por un proceso continuo de evolución y de emplazamiento de magma y migmatización de la corteza.

Sabanero-Sosa (1990) sostiene que el término terreno Xolapa representa a un terreno multiplutónico que se ha formado por procesos de desarrollo de corteza cuasicontinental, al lado del margen por el desplazamiento del bloque Chortis al SE durante el Eoceno, es decir, responde a una acreción constructiva.

Sedlock et al. (1993), señalan que el límite por falla del terreno Xolapa con el terreno Guerrero esta completamente destruido por las intrusiones granitoides del terciario al Este de Zihuatanejo y Petatlán.

Los intrusivos de los terrenos Guerrero y Xolapa, según fechado isotópico Rb-Sr, indican un decremento hacia el SE en edades de minerales, desde 80 ± 3 Ma en Puerto Vallarta, Jal. hasta 11.2 ± 0.3 Ma en Puerto Ángel, Oax., independiente de la edad del metamorfismo de las rocas, en Acapulco, Gro., se obtuvo una edad de 48 ± 1 Ma (Eoceno medio) para la intrusión en esta área y en Pinotepa Nacional, Oax. casi en el límite con Guerrero, 25 ± 1 Ma (Oligoceno Superior).

La edad del complejo Xolapa, no ha sido establecida aún, a pesar de esfuerzos con métodos isotópicos que determinaron edades desde el precámbrico hasta el terciario; es decir una edad del Precámbrico-Paleozoico para el protolito, y una edad Cretácico tardío - Terciario temprano para la migmatización.

3.3 Características Estructurales

3.3.1 Terreno Xolapa

El terreno Xolapa consiste de rocas con un grado de metamorfismo alto (Wolastonita, cumingtonita, cordierita-silimanita y andalucita): Ortogenesis y paragneises migmatíticos y una secuencia de plutones, normalmente no deformados, que afloran paralelos a la costa (Ortega- Gutiérrez, 1981).

Las secuencias de rocas sedimentarias, sin deformación ni metamorfismo, que cubren a los demás terrenos, no se encuentran cubriendo al terreno Xolapa.

Con base en la migmatización a gran escala de la corteza media y plutonismo granodiorítico, tonalítico y granítico generalizado, Ortega-Gutiérrez, (1981) interpreta el complejo Xolapa como un arco magmático, construido por un proceso continuo evolucionario de emplazamiento de magma y migmatización de la corteza. Ratschbacher et al., (1991) sugieren que el terreno Xolapa se originó como un arco magmático en el mesozoico tardío, que se formó cerca o sobre la corteza continental de Norteamérica.

Las migmatitas heredaron Zircones precámbricos que concuerdan en edad con el basamento de los terrenos Mixteco y Oaxaca. Las edades de las cristalizaciones de los granitoides varían sistemáticamente, según su localización, de 35 Ma en la parte Occidental a 27 Ma en la parte oriental del complejo Xolapa. Los contactos con los terrenos Guerrero y Mixteco están caracterizados por milonitas. El terreno Xolapa se divide actualmente en tres grandes unidades tectónicas.

1. Una secuencia de basamento metamórfico y una serie de intrusivos que anteceden a un evento de metamórfico y migmatítico.
2. Secuencias migmatíticas que pueden ser divididas en un complejo migmatítico metasedimentario y un complejo migmatítico metaígneo.
3. Un batolito granítico-granodiorítico posterior a la migmatización.

Las dos primeras unidades son también conocidas como el complejo Xolapa. Se han reconocido al menos cinco eventos de deformación en el terreno Xolapa:

- ◆ Dos sinmetamórficos y subparalelos a las estructuras de diferenciación metamórfica y migmatítica;
- ◆ Uno sinmetamórfico y sinmigmático, contemporáneo a la formación de las estructuras migmatíticas de origen anatécnico,
- ◆ Uno postmigmático, con un estilo estructural transpresivo y de mecanismo dúctil-frágil; y
- ◆ Uno transtensivo, dúctil-frágil y frágil.

3.3.2 La Trinchera Mesoamericana

La estructura más importante para la presente investigación. La zona de subducción Mesoamericana, con una extensión de 1000 km aproximadamente a lo largo de la trinchera mesoamericana (MAT). Comenzando en las márgenes de los estados de Jalisco y Colima hasta Oaxaca, en donde se aleja más de la costa para continuar en dirección sudeste. A su paso la MAT pasa por las zonas de fractura de Rivera, cerca de la dorsal Este del Pacífico y por las zonas de fractura de Orozco y O'Gorman, figura 1.3 y finalmente la cordillera de Tehuantepec, cubriendo la mayor parte de la Costa del Pacífico Mexicano.

3.3.3 Características del sitio de instalación

Las características edafológicas del área para la estabilidad del LBT son favorables, existe una capa delgada de suelo y material no consolidado que varía de ~15 a 7 m en los extremos NW y SE del instrumento respectivamente, hidrológicamente es una zona de acuíferos superficiales y lechos arenosos no consolidados, nivel freático variable y totalmente superficial, sin embargo esto no constituye un problema de estabilidad, la roca cristalina del complejo Xolapa, se encuentra a escasos 20 m lo que permite una cimentación estable para los fines de la observación.

Una buena observación en estas características favorece la operación del instrumento, en este caso y en particular las variaciones que ocurren por precipitación pluvial que se pueden registrar se encuentran en fase y no representan un problema, no así las variaciones de temperatura, cuya influencia en el instrumento es despreciable por estar sepultado, mientras que en niveles locales se producen alteraciones de la atmósfera que perturban notablemente al instrumento lo que hace necesario realizar correcciones para reducir su presencia en los datos.

4. Descripción técnica del inclinómetro LBT

El inclinómetro de base larga LBT (de sus iniciales en ingles) es un instrumento que mide la inclinación de una superficie, la decisión de instalarlo esta basada en el desarrollo de evidencias sísmicas que justifican un análisis de deformación detallado, pues la precisión que puede alcanzar supera por mucho a otros métodos.

Un inclinómetro de base larga consiste básicamente de un tubo largo con algún fluido (comúnmente agua), ocupando el 50% del volumen de éste y que sus extremos se encuentran unidos a pequeños recipientes conectados para calcular la altura de la superficie equipotencial en los extremos (figura 4.1), lo que permite calcular la inclinación del tubo, que dadas las condiciones de instalación de éste, es la misma que la inclinación de la corteza terrestre.

El tubo se encuentra sepultado y a cada extremo de él se instalaron bóvedas que alojan un arreglo de válvulas como el que se muestra en la figura 4.1, el buen funcionamiento de este sistema de válvulas y la ausencia de fugas es de gran importancia para evitar pérdidas de fluido y la presencia excesiva de ruido de alta frecuencia. En condiciones normales de operación las válvulas 4 y 5 están cerradas y las válvulas 1, 2 y 3 permanecen abiertas.

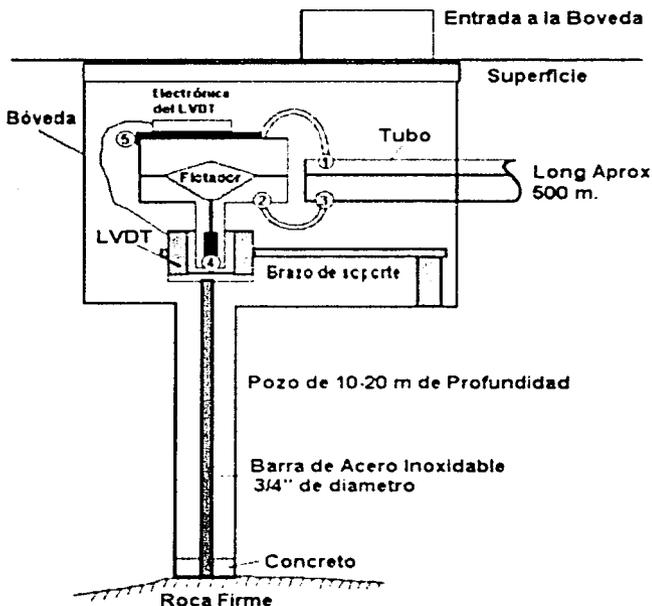


Figura 4.1 Vista Esquemática de las válvulas, y del sistema de adquisición instalado a cada extremo del inclinómetro.

- 1.- Válvula compuerta de aire
- 2.- Válvula compuerta del fluido
- 3.- Válvula de drenado del tubo
- 4.- Tapa de drenado del recipiente del flotador (RF)
- 5.- Cubierta de goma del RF.

Se han desarrollado diferentes tipos de inclinómetros de base larga empleando como fluido agua con distintos diseños y diferentes formas para observar el nivel del fluido y medir la inclinación.

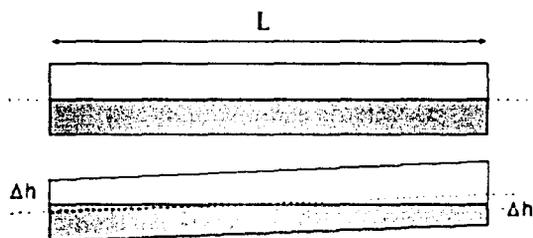
La sensibilidad típica de un instrumento de este tipo, en cuanto a la inclinación es de 1 nrad. Con una instalación adecuada y cuidadosa, los niveles de ruido en un periodo anual son menores de 50 nrad. Y en un periodo de 1 día menores a 5 nrad (Bilham et al., 1982).

4.1 Modo de operación

La forma de medir la deformación con un LBT consiste en determinar el cambio relativo del nivel del líquido en ambos extremos del tubo. El principio básico establece que la superficie de un fluido en equilibrio térmico y en reposo se comporta como una superficie equipotencial. Las inclinaciones que ocurren en la superficie del agua corresponden con el comportamiento de la deformación que ocurre en la corteza.

La inclinación del plano produce aumento del nivel del fluido en uno de los extremos y disminución en el extremo opuesto (figura 4.2). Los cambios en el nivel de los extremos se observan empleando transductores de desplazamiento fijos a flotadores (figura 4.1).

La adquisición de un grupo de datos cada minuto, permite construir una señal que representa la inclinación instantánea de la superficie que yace bajo el tubo.



$$\text{Inclinación} = 2\Delta h/L$$

Figura 4.2 Principio de operación del Inclínometro. La línea punteada representa la superficie equipotencial original, que es usada como referencia inicial y finalmente es comparada con la siguiente observación.

Todos los tipos de inclinómetro son afectados por las variaciones térmicas, ruido instrumental y ruido que surge del acoplamiento entre la superficie terrestre y el tubo. Algunas de las fuentes térmicas no cambian, con el tamaño del inclinómetro (Ej. esfuerzo termoelástico). Esto implica que al aumentar la longitud del instrumento y consecuentemente el valor de los desplazamientos relativos de cada extremo, se mejora la relación señal-ruido en el cálculo de la señal de inclinación en forma directamente proporcional con la longitud L del LBT. Los esfuerzos internos inducidos al tubo, tanto por efecto de tectónica como por marea, no

representan un problema por que se encuentran en fase, así como dilataciones térmicas que pudieran ocurrir.

4.2 Lectura y geometría del inclinómetro

De los tres principales tipos de inclinómetro que se han desarrollado (figura 4.3), solo el tipo A muestra claras ventajas de estabilidad ante las variaciones térmicas del fluido (Bilham et al., 1982). Su principal ventaja es que existe una superficie equipotencial a todo lo largo del tubo y el fluido se encuentra en equilibrio; aunque el fluido responde localmente a cambios de temperatura, el calor se propaga al resto del fluido dentro del tubo por conservación termodinámica.

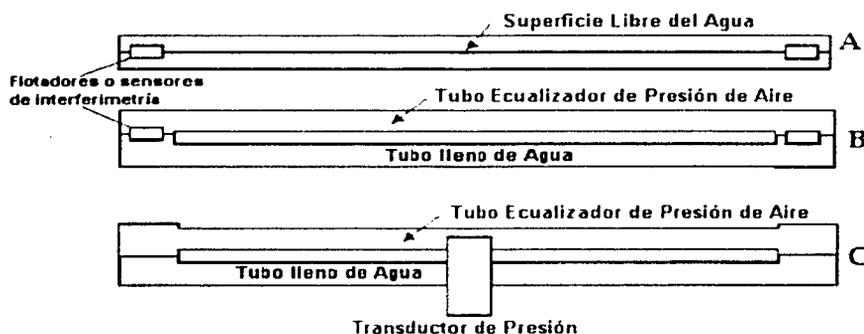


Figura 4.3 Distintas Geometrías usadas en Inclinómetros de base larga A. Inclinómetro Tubo medio lleno; B. y C. El tubo con fluido esta lleno.

El inclinómetro tipo B, inclinómetro con un tubo ecualizador de aire (Figura 4.3.B) es apropiado en túneles donde las variaciones de temperatura son mínimas.

En contraste dentro de un tubo lleno, las variaciones pequeñas de temperatura del agua dentro del tubo causan expansiones locales que alteran el comportamiento del fluido a lo largo del tubo, concentrándose estos efectos como movimientos de la superficie libre de los extremos.

En los tres distintos tipos, el tubo de aire es un requerimiento esencial pues es necesario mantener una presión idéntica en ambos extremos del sistema. La libre comunicación entre ambos extremos permite tal equilibrio, gracias a la baja viscosidad cinemática del aire (Wyatt et al., 1984).

El área transversal a la trayectoria que sigue el aire, es mucho más importante que el área transversal a la trayectoria del agua, pues en caso de ocurrir obstrucciones, estas generan un diferencial de presión que alterara la observación en forma anómala y fuera de fase.

Los inclinómetros tipo A y B han sido aplicadas en forma extendida no así tipo C, pues el transductor diferencial de presión tiene una deriva potencial mecánica muy alta, la cual no existe en los otros inclinómetros.

El diámetro del tubo A puede ser de hasta 10 cm. si se cuenta con una superficie horizontal estable como basamento o algún túnel fabricado. En suelo es esencial usar un diámetro de tubo, que permita evitar el estrechamiento de la trayectoria de aire o alguna separación de la trayectoria del agua.

4.2.1 Polaridad y proceso de adquisición

Las variaciones de voltaje en cada transductor son provocadas por cambios locales de la elevación de la tierra, es decir; las variaciones de voltaje corresponden a cambios en el nivel del fluido dentro del tubo. Un voltaje positivo al aumentar el nivel, se genera al inclinarse la superficie (y con ella el LBT) hacia el norte, y los datos se procesan en la siguiente forma.

$$\text{Inclinación} = \frac{[\text{Sur} - \text{Norte}]}{\text{Long}} \quad 4.1$$

En donde Sur y Norte representan el valor en μm (observado en los extremos correspondientes del tubo).

La observación de esperada corresponde con inclinación hacia al Norte, con una desviación de 16° , basados en el comportamiento subsidente observado con otros métodos y el estado de madurez que se considera prevalece en la brecha sísmica.

En la figura 4.2 se observa que las inclinaciones reales producen señales idénticas y de fase inversa (Δh y $-\Delta h$) a cada extremo del tubo. Cuando el volumen de agua cambia por ruido térmico o por acoplamiento del tubo con el subsuelo, por períodos largos esto ocurre en forma sincrónica y en fase con las observaciones por lo que los incrementos se compensan y no representan un problema.

El ruido térmico periódico y el ruido electrónico de periodo largo (< 1 día) son típicamente incoherentes y totalmente fuera de fase. Esto hace posible extraer la señal real de inclinación de los datos ruidosos diferenciando únicamente la presencia de energía coherente a cada extremo del inclinómetro usando filtros predictivos, sin embargo es conveniente una observación directa del dato para controlar la acción del filtro y no aplicarlo de no ser necesario. Resulta conveniente hacer un análisis exhaustivo del modo ideal de procesar los datos. Las condiciones de ruido instrumental y las perturbaciones atmosféricas locales pueden variar notablemente para cada instrumento, por lo que no es conveniente establecer un procesamiento fijo para los datos de todos los inclinómetros. El grado de afectación y la presencia de señales ajenas a la tectónica esta gobernado por las características físicas locales y por la ubicación precisa del instrumento.

4.2.2 Intervalo de muestreo y tiempo constante

Una onda superficial generada por perturbación en del agua, requiere 16 minutos para recorrer 2 veces la longitud del tubo a una velocidad de 1.08m/s, ($v = \sqrt{gh} = 1.1 \text{ m/s}$). La profundidad promedio del agua es aproximadamente 10 cm. A la otra onda que aparentemente surge cuando el agua es extraída de un extremo le toma 81 segundos recorrer el tubo (es decir tiene una velocidad de propagación de 6.4 m/s). El agua dentro del instrumento se estabiliza con un ligero amortiguamiento después de los 20 min las inclinaciones de la tierra con períodos menores a este valor no son de interés tectónico. El intervalo de muestreo para reducir el efecto de aliasing es de 1 minuto, considerando el periodo mínimo observado.

El primer mínimo relativo se registró en el extremo sur en $t = 12 \text{ s}$ mientras que el primero arribo en el extremo norte se registro en 422 s, lo que permite calcular una velocidad $v=1.232 \text{ m/s}$, que aproximadamente corresponde con los valores esperados para un tubo del tipo B, el incremento observado corresponde a que el valor de $h > 10 \text{ cm}$.

La realización del experimento del minitsunami permite observar la frecuencia natural del instrumento y establecer el intervalo de muestreo más favorable y reducir la presencia de aliasing.

Pueden ocurrir oscilaciones de más alta frecuencia debido a resonancia entre el recipiente RF y el tubo. La resonancia de los flotadores es 2 hz. Las oscilaciones son armónicas dentro de un nivel promedio y carecen de componentes constantes CD después de un filtrado pasabajas con una frecuencia de corte de 16 Hz.

4.2.3. Inclinación y deriva

Las condiciones de estabilidad existentes y las fuentes de ruido observables no representan ningún problema. El ruido asociado a tensión superficial y vibraciones locales así como el efecto directo de la temperatura en el nivel del agua no excede 0.5 mm. Sin embargo, de ocurrir, éstos se cancelan entre sí, dado el algoritmo de cálculo de la inclinación (ecuación 4.1).

La señal tectónica de inclinación anual en la zona es aproximadamente $1 \mu\text{rad/año}$, aunque algunos detalles de lo datos adquiridos con un inclinómetro no son apreciables fácilmente, es necesario observar una muestra de 2 ó 3 días, pues con la longitud de la serie de datos analizada no es posible distinguir variaciones de periodo corto (diurno y semidiurno) que se aprecian como ruido en una muestra larga. En la figura 4.4 se observa un intervalo de 3 días en el que se aprecian los detalles de efecto de marea y ruido.

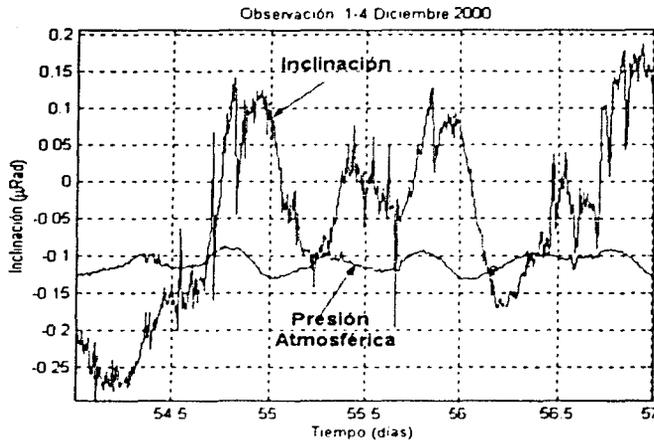


Figura 4.4 Observación de tres días de la muestra correspondiente al periodo entre el 1- 4 de Dic del 2000. Este intervalo ilustra claramente la presencia de los periodos diurnas y semidiurnas de la marea, el valor de presión atmosférica ha sido escalado..

Los datos observados no presentan ruido térmico aislado en ninguno de los extremos y se detecta claramente la presencia suave de la marea.

4.2.4 Respuesta dinámica del inclinómetro a la inclinación y la aceleración

La inclinación del tubo con agua produce flujo del fluido dentro de éste. En el caso de un tubo lleno (figura 4.3.B) una solución exacta de la frecuencia de vibrar del sistema tubo-agua esta dada por la frecuencia de oscilación de péndulo

$$\left(T = 2\pi \sqrt{\frac{L}{g}} \right) \text{ s.}$$

Donde T es el periodo de Oscilación, L es la longitud del tubo y g es la aceleración de la gravedad. Esto da como resultado una frecuencia de oscilación ~63.5 s para un inclinómetro de 1 km. Ajustando el diámetro del tubo a distintos valores esta condición de resonancia cambia sensiblemente, al aumentar el volumen de agua.

No se cuenta con una solución analítica exacta para los tubos medio llenos aunque este periodo de resonancia se observa muy similar. En contraste la velocidad de propagación de una onda superficial dentro del tubo puede ser calculada con la expresión $v = \sqrt{hg}$ en donde h es la profundidad promedio del agua y g es la aceleración de la gravedad.

En lugares de intenso ruido antropogénico y/o actividad sísmica es deseable incrementar la viscosidad del agua agregando glycol o deflectores para amortiguar el flujo dentro del tubo.

4.2.5 Transductores en un LBT

Una señal de inclinación de $1 \mu\text{rad}$ aplicada a un inclinómetro de 520 m de longitud causará cambios totales de 0.52 mm en el nivel de agua; mientras que el rango del transductor ajustado al monitoreo volcánico, necesita ser de 500 nm a 10 cm, un instrumento en zona de subducción requiere observar una señal con una amplitud no mayor a $5 \mu\text{rad} / \text{año}$ (2.6 mm de rango en el transductor) y posiblemente tan pequeño como $0.5 \mu\text{rad}$ (0.25 mm / año).

Aunque los interferómetros han sido usados para medir estas señales y rangos (Wyatt et al., 1984), este tipo de sensor es sensible a los cambios de temperatura y no se adapta a operar remotamente con baja energía.

Los flotadores presentan la ventaja que sus posiciones pueden ser calculadas usando varios tipos de transductor de desplazamiento, éstos usan poca energía y relativamente no tiene problemas. Una desventaja es que los efectos de tensión superficial afectan la lectura desplazándose y pueden producir brincos de decenas de μm , se debe tener cuidado de eliminar estos efectos de la posición del flotador. Algunas típicas estrategias para reducir este efecto superficial son aumentar la viscosidad del fluido y/o trabajar con ganancia baja.

4.2.6 Calibración de los transductores y esquema electrónico

Los amplificadores colocados en cada extremo del inclinómetro fueron calibrados con sus respectivos transductores, previamente a la instalación.

Se empleó un tornillo micrométrico, con el que se estableció una relación entre parámetros de: $4.5 \text{ V} = 4 \text{ mm}$, $-4.5 \text{ V} = -4 \text{ mm}$. Que al calcular una constante de calibración da $1 \text{ mV} = 4/4.5 \mu\text{m}$. Para realizar la totalidad del proceso y la presentación de resultados en μrad .

Todo el sistema de adquisición que permite hacer un muestreo de los parámetros necesarios, presión, temperatura, tiempo y por supuesto variación de potencial en ambos extremos, se encuentra sepultado y los dispositivos se encuentran en bóvedas construidas que también permanecen sepultadas a los extremos del tubo, un buen diagrama de toda la instalación¹ puede apreciarse en la figura 4.5.

¹ Realizada por Ing. José A. Santiago y Dr. Roger Billham.

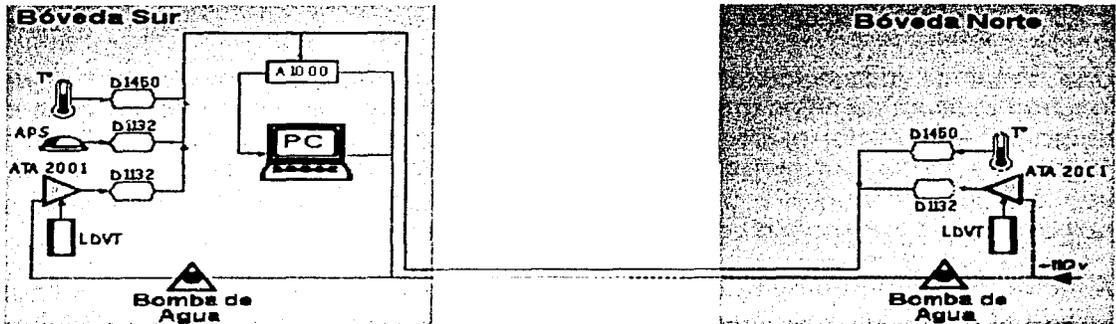


Figura 4.5 Diagrama general del equipo para operar el LBT. T°- Termómetro, APS- Barómetro, LVDT – Transductores, PC - Computadora. Para enlazar todas las señales observadas a la computadoras se uso un convertidor múltiple a puerto serial (Kostoglodov et al., 2001).

Al comportarse el tubo como un sistema termodinámico cerrado, la presión dentro del tubo puede ser mucho menor o estar por encima de la presión atmosférica. De esta manera se elimina la acción de este fenómeno de las observaciones y se conserva el dato de presión dentro de la bóveda (Figura 4.1) con fines de correlacionar las ondas de marea que pudieran afectar al instrumento y detectar algún desfase. Es importante verificar que efectivamente el sistema completo se encuentre sellado y que los flotadores no tengan contacto ni con las paredes del recipiente, acción que podría inducir saltos significativos de la señal, lo mismo que resonancia superior a los 2 hz (considerada normal) ni con la cubierta de goma, que induciría el efecto de la presión atmosférica directamente al flotador. Por este motivo se cuenta con un cable guía del flotador que puede ajustarse. El mejor indicador de un funcionamiento correcto es una señal suave de la marea.

4.2.7 Rango y resolución

El rango del inclinómetro puede ser incrementado en un factor de 2, reduciendo a la mitad los voltajes de entrada de los convertidores D-A. Es posible conseguir un rango de $\pm 4\mu\text{rad}$ en ganancia alta, utilizando 2 digitalizadores A-D en cada extremo. Esto tiene el efecto de reducir la resolución en un factor de 2, pero duplica el rango dinámico del sistema en los datos registrados.

4.3 Características de la instalación

El sitio fue escogido cuidadosamente para disminuir el efecto de la deformación local y el ruido, mientras que el gradiente de la deformación sismotectónica es máximo en la curva de nivelación diferencial medida (Kostoglodov et al., 1996), para poder resolver los cambios de la velocidad de deformación con la mayor precisión. La nivelación del perfil de nivelación permitió, detectar una topografía plana (condición importante para el LBT) a unos 8-9 km de la línea de costa.

El LBT ha sido instalado a una profundidad de 1-1.5 m en el suelo. Sin embargo, aunque el efecto de variación térmica queda suprimido a esta profundidad, los niveles de ruido por inclinación permanecen inaceptablemente altos si no se fija a la roca firme. Al anclar el transductor a un punto del tubo sellado, resulta inadecuado si la superficie esta próxima a la roca. Sin embargo, si el material superficial es suelo, es recomendable fijar un punto de referencia de la roca firme con el transductor. Una solución simple es cementar una barra de acero a la roca en una profundidad de 3-10 m. Pero la solución más recomendable es perforar un pozo a unos 10-20 m y cementar una barra de hierro a la roca firme, colocándola fija al transductor en la superficie, manteniéndola en equilibrio con un brazo o soporte metálico, reduciendo la vibración (figura 4.1). La estrategia mostrada en esta imagen otorga al LBT la efectividad para medir la inclinación entre dos puntos que se encuentran a 10 m de profundidad, separados 520 m entre sí. Las variaciones termoelásticas y precipitaciones inducen niveles de ruido que se encuentran típicamente en el orden de 1-10 μm a estas profundidades, generando un nivel de ruido de 0.01 $\mu\text{rad/año}$. Son necesarios dos ejes de inclinación para especificar el vector de inclinación (figura 4.2). Algunas instalaciones pueden compartir un punto medio común.

4.3.1 Experimentos realizados

Uno de los principales elementos a observar en el funcionamiento del inclinómetro es que exista comunicación del fluido dentro del tubo. Con el fin de determinar la continuidad de la señal y de una análisis de las frecuencias naturales del LBT, se realizo la simulación de un minitsunami extrayendo cierto volumen de agua del tubo en forma repentina, y monitoreando la propagación de las ondas con el programa de adquisición (dt=0.5 s) durante ~45 minutos.

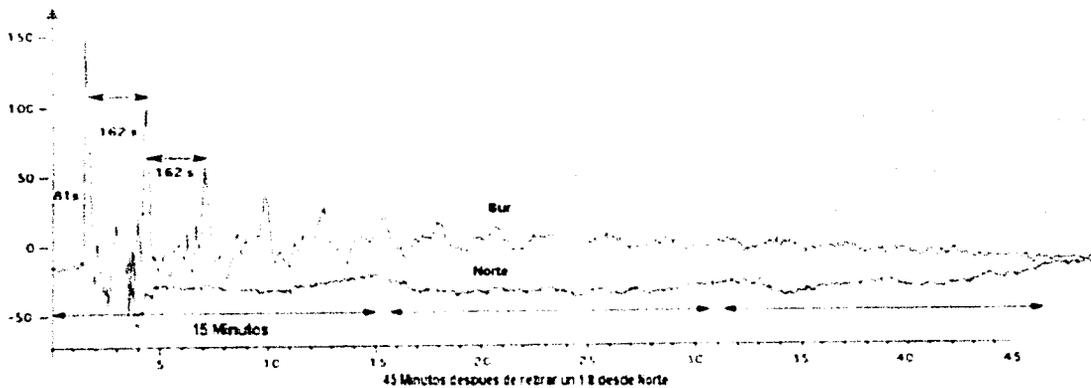


Figura 4.6 Minitsunami, 45 minutos de observación, la línea roja es la señal observada con el sensor Norte y la verde la del sensor Sur.

4.3.2 Minitsunami

Cuando se realizó el experimento se extrajo ~1 litro de agua en $t=0$ desde el pozo Sur. En la señal observada (figura 4.6) durante el experimento, dos ondas son evidentes, una de baja amplitud y de periodo largo, provocada por la disminución en el nivel de agua que viaja aproximadamente a 1m/s (flecha de 15 min) y un impulso de periodo corto que le toma 81 s alcanzar el extremo Sur y 162 s en reflejarse nuevamente hasta el extremo Norte (figura 4.6).

4.3.3 Cuidados empleados para la composición química del agua

Se mezcló una solución yodada concentrada para evitar el desarrollo de microorganismos, además el agua fue filtrada al momento de rellenar el tubo, de manera que no hubiese en ella sólidos que pudiesen bloquear las válvulas en los sensores.

4.4 Situación que prevalece

El procesamiento de los datos en tiempo real incluye la corrección por efecto de marea y presión atmosférica. Posteriormente las observaciones del LBT serán analizadas e interpretadas junto con los datos sismológicos, de nivelación y GPS para elaborar finalmente el modelo de la deformación intersísmica-presísmica en la zona de las brechas sísmicas de Guerrero.

Después de las observaciones realizadas hasta marzo del 2001, consecuencia de dificultades con la computadora, esta ha sido remplazada y el programa de adquisición ha sido actualizado considerando adquirir los valores, tal y como se presentan sin hacer ninguna clase de filtrado in situ. La ubicación elegida para la observación con LBT continua cumpliendo con las características necesarias para una observación correcta, como se aprecia claramente en las nivelaciones de los últimos dos años (Figuras 1.3 y 1.4).

4.4.1 Coordenadas

Las coordenadas de los extremos del inclinómetro fueron medidas con un receptor GPS Leica SR520 (antena Leica AT502) referidas al WGS-84 y procesadas con el programa SKI PRO.

Para el extremo Sur Lat. = $16^{\circ} 51' 13.95247''$, Long = $99^{\circ} 45' 16.67670''$.

Para el extremo Norte Lat. = $16^{\circ} 50' 57.64729''$, Long = $99^{\circ} 45' 21.59394''$.

Ambos extremos están nivelados, con una altitud $H \sim 21$ m. La longitud total (elipsoidal) del tubo es $L = 518$ m. Y el azimut geodésico es $\theta \sim 16^{\circ}$. La dirección del tubo no es completamente perpendicular al eje de la trinchera, lo que permite identificar la ocurrencia de deformaciones que no son perpendiculares.

La importancia en la precisión de estos datos radica en que los modelos de marea que son necesarios para la corrección de los datos del LBT son calculados precisamente basados en un sistema de referencia elipsoidal, por lo que las variaciones de las coordenadas se encuentran ligadas a deformaciones de la superficie terrestre que son funciones de la posición y de tiempo.

4.4.2 Características técnicas del LBT

Longitud	518 m.
Tubo	Ø8" Tubo Negro de polietileno
Fluido	Agua (~8000 l)
Recipientes Ext.	Ø30 cm PVC
Flotadores	Ø20 cm vidrio (bombilla ligera)
Sensores del Flotador	Bobina larga Schaevitz rango ± 8 mm, resolución 0.4 μ m
Calibración	1 % nominal
Linealidad	1%
Rango Mecánico	80 mm (Limitado por el diámetro del Tubo)
Voltaje de Salida	± 4 V., baja impedancia
Alimentación	12 V. a 20 mA.
Sensibilidad de Inclinación	~ 1 nrad por 500 m
Rango de inclinación	± 20 μ rad Antes de reiniciar mecánicamente Ajustando a cero ± 200 μ rad
Telemetría (no instalada)	16 bit serial A-D opcional para RS232 Filtros 30 -300 s opcionales. Linea de radio de búsqueda opcional para 100 Km.
Acceso Superficial	Alimentación eléctrica y cables de señal (Panel Solar y telemetría antena) Entrada a las cámaras para mantenimiento.
Construcción de Bóvedas	Mampostería profunda 2.5m, cemento colado. Cubierta de acceso a la cámara 60X60 cm.
Instalación del Tubo	1-2.5 m Zanja profunda. Excavada con maquinaria evitando el nivel de la horizontal del tubo. Nivelación de Alta Precisión a lo largo del tubo ($\pm 1-2$ mm a los extremos).
Instalación de pozos	Linea de PVC Ø10 cm Hoyo (pozo de agua). Sellado con concreto en la base. Barra de acero de Ø½" permanente a la base
Costo Estimado	$\sim 25,000$ U.S. S. Instalación Incluida.

5. Mareas

Para construir un modelo de marea, es necesario conocer los valores de los coeficientes de las ondas que se pretende modelar, estos valores pueden ser calculados en el dominio de frecuencias mediante análisis armónico, método de mínimos cuadrados o por el método de máxima entropía (Mikumo y Kato, 1976). Cuando se trabaja con instrumentos fijos a la superficie de la tierra, los datos observados presentan una fuerte influencia de la marea, por lo que resulta necesario obtener un modelo de ésta que sea correlacionable con la presencia del fenómeno en la señal observada.

El comportamiento de la marea terrestre y oceánica son el objeto de este capítulo, en él se destacan algunos elementos fundamentales de la teoría de mareas, su comportamiento y la expresión numérica necesaria para desarrollar un modelo sintético, basado principalmente en el trabajo presentado por Melchior, (1978).

Es importante considerar otros fenómenos, sus variaciones y las relaciones que conservan con la marea, ya que también están presentes en la señal observada y es necesario corregir su efecto. La variación de la temperatura afecta el valor de la presión atmosférica y el valor de la carga oceánica; estos fenómenos junto con la marea observan prácticamente las mismas periodicidades, esto facilita su observación pero dificulta su reducción, entender las relaciones que existen entre ellos y la forma en que afectan las mediciones es motivo de estudios detallados (Vandam et al., 1994).

En las últimas décadas se han realizado muchos esfuerzos en las investigaciones de marea terrestre, específicamente; los efectos de la marea terrestre en los datos de gravedad, inclinación y mareas deformantes. Melchior (1978) desarrollo un trabajo fundamental, en el cálculo de los potenciales de marea para un elipsoide, asociados a la luna y el sol. Wahr (1981) propuso un modelo de marea mejorado para un elipsoide, donde la cercanía a la respuesta diurna del núcleo es función de la figura del elipsoide considerado. Dehant (1987) consideró los efectos inelásticos del manto en respuesta a la marea. Incluso se han considerado los modelos de marea de resonancia para el núcleo y la respuesta viscosa de la corteza, los que han sido bien descritos en el dominio de las frecuencias.

Todos estos estudios se han desarrollado para la marea terrestre en la superficie, es decir suponiendo que la corteza es la única capa que se deforma. Recientemente se ha estudiado la respuesta interna de la marea, mediante reglas de correspondencia entre los números de Love y funciones de Green, entre la Tierra y el efecto de masa en la superficie (Sun y Sjöberg, 2001).

La deformación causada por los potenciales lunar y solar. está formada por una parte periódica y por otra permanente (independiente del tiempo), usualmente llamada marea permanente. Actualmente, es posible corregir observaciones

gravimétricas, eliminando por completo el efecto de marea, incluyendo la parte permanente. Esto es debido a que esta corrección suaviza la variación de la gravedad, cuyo valor difiere del valor promedio mayor de período largo. Muchos científicos han estudiado el problema de marea permanente, por ejemplo Longman, (1963) y Sun y Sjöberg, (2001), con el fin de mejorar las correcciones que se aplican a las mediciones y el conocimiento de los parámetros en observación sobre la superficie terrestre.

5.1 Como afectan las mareas al instrumento

El fenómeno astronómico como tal esta ocurriendo en forma permanente y actuando sobre la superficie terrestre, por lo tanto es posible medirlo en cualquier punto de ésta. Una herramienta útil cuando se pretende observar en forma puntual la componente vertical es un gravímetro permanente.

La marea ejerce deformación sobre la superficie de la Tierra y al estar fijo el inclinómetro a ésta; registra las variaciones de la inclinación de la superficie en la que se encuentra colocado. De tal forma que si la superficie es deformada por la marea el inclinómetro detectará todos estos cambios de la inclinación que sufre la corteza, el fenómeno de marea presente en la observación del inclinómetro constituye un elemento de ruido muy grande, pues el objetivo de la observación es la inclinación residual debida a la tectónica.

La forma en que los datos son afectados resulta de la medición en las variaciones en el nivel del fluido, dichas variaciones obedecen a cambios temporales y paulatinos que están ocurriendo en la corteza debido a las mareas, así el inclinómetro a pesar de su longitud de 520 m, no representa un valor considerable de la superficie terrestre; sin embargo es posible observar en esta longitud las variaciones de inclinación correspondientes a los fenómenos de marea terrestre, carga oceánica y atmosférica, así como la acción tectónica.

5.2 Descripción del fenómeno de marea

En forma casi generalizada se entiende por marea a los cambios de posición de las partículas y alargamientos o disminuciones consecutivos de la superficie de la tierra. Este fenómeno, asociado principalmente solo con los océanos, también es observable en grandes cuerpos de agua dentro de los continentes con una amplitud menor.

Estas deformaciones de la superficie también ocurren en la corteza sólida, aunque las amplitudes de deformación no son visibles sino con instrumentos muy sensibles. Además, las fuerzas generadoras corresponden al mismo sistema.

Las deformaciones que ocurren en la superficie presentan similitudes con los parámetros del modelo de deformación de un elipsoide rígido, esto permite considerar como tal a la Tierra, siendo que dista mucho de serlo.

El fenómeno de marea, es producido principalmente por la combinación de las fuerzas de atracción gravitacional (de la luna, el sol y otros cuerpos celestes) y la fuerza centrífuga desarrollada por la rotación de la Tierra. De esta manera la misma fuente es la que genera los distintos tipos de marea. Este hecho fundamental permite correlacionar las mareas observadas con la posición de los astros y con la posición astronómica que ocupa la Tierra, así mismo predecir su amplitud y variación.

Existen distintos factores no astronómicos que intervienen en la forma y tamaño de la marea oceánica, como la configuración o forma de la línea de costa, profundidad local del agua, topografía del suelo oceánico, condiciones hidrográficas y meteorológicas especiales, que pueden jugar un papel importante en el ciclo de modificación del rango, de intervalo entre un máximo y un mínimo lo mismo que en el tiempo de arribo de la marea (NOAA, 2000).

La evidencia más clara de este fenómeno se observa en la línea de costa, donde la recurrencia del nivel del mar de máxima a mínima se produce, dos veces al día. El término marea correctamente, se refiere solo al evento de período corto como tal. Sin embargo, el efecto de marea es el resultado de eventos tanto de período corto como de período largo.

5.3 Consideraciones generales

En la superficie terrestre, la fuerza de atracción gravitacional actúa en la dirección del centro de la Tierra, es decir su centro de masa. Por otra parte las fuerzas gravitacionales de la luna y el sol actúan en forma externa sobre la superficie terrestre, especialmente sobre los cuerpos de agua de gran volumen, como respuesta por su baja tensión superficial. Estas fuerzas externas se manifiestan por la producción de mareas y también son llamadas fuerzas de atracción.

Su efecto se superpone a la fuerza gravitacional de la Tierra y actúa determinando el movimiento de los océanos en la superficie terrestre y esta atracción es máxima en el punto directamente opuesto respecto a la posición de estos cuerpos, es decir, en la dirección de los puntos sublunar y subsolar.

Las mareas son producidas por la acción conjunta, resultado del flujo horizontal entre dos regiones de la superficie terrestre representando y sucediéndose así como puntos de máxima atracción de las fuerzas de gravedad combinadas asociadas a la luna y al sol. Mientras que las bajas mareas son producidas por compensación de un abandono máximo en las regiones alrededor de la Tierra en el punto medio de los dos máximos (cimas.) La alternancia de marea alta y marea baja es causada por la rotación diaria (diurna) de la Tierra con respecto a estos dos máximos de la marea y estos dos mínimos (valles.) El cambio y variación del tiempo de arribo entre estos valores en un punto determinado, es el resultado de otros factores que explicaré más adelante.

5.3.1 Rotación de la Tierra

Sin importar las apariencias, de que la luna gira alrededor de la Tierra, la realidad es que ambos cuerpos se mueven juntos alrededor de un centro de gravedad o de masa común, ubicado aún dentro del manto superior (Melchior, 1978).

Los cuerpos astronómicos están soportados por la atracción gravitacional, pero simultáneamente se mantienen apartados por la fuerza virtual centrífuga generada por girar en forma individual en torno a este centro de masa del sistema luna-Tierra. Este balance de fuerzas de revolución orbital, solo existe entre los centros de masa de cada cuerpo. En la superficie terrestre existe un desequilibrio entre estas dos fuerzas, debido al hecho de que tal equilibrio solo existe en el hemisferio que se encuentra cruzando frente a la luna, un sistema diferencial de fuerzas generadoras de marea actúa en la dirección de atracción gravitacional de la luna o en la dirección del centro de masa de ésta.

En la posición de la Tierra directamente opuesto a la luna, la red diferencial de fuerzas generadoras de marea tiene la dirección de máxima fuerza centrífuga o de separación de la luna, lo que produce que la marea sea mínima mientras que el flujo en la dirección contraria de desplazamiento de la Tierra es máximo.

De la misma forma en que este comportamiento de las mareas se encuentra asociado a fuerzas diferenciales que surgen de la rotación de la Tierra en el sistema luna-Tierra; existen fuerzas diferenciales semejantes como resultado de la rotación de la masa de la Tierra alrededor del centro de masa del sistema Tierra-sol.

Obviamente no es perceptible, pero la velocidad de rotación de la Tierra no es constante, ésta se encuentra cambiando y según informes del Servicio Internacional de Rotación Terrestre IERS (<http://www.iers.org/>), ésta se encuentra en aumento, de tal suerte que en julio pasado se ha alcanzado el máximo de esta velocidad desde 1929.

Las tablas de esta institución muestran un aumento y disminución de la velocidad de rotación, aparentemente aleatorio, observación que es posible registrar midiendo en forma muy precisa el tiempo con relojes atómicos.

Los cambios en la rotación de la Tierra son muy difíciles de predecir, principalmente en periodos largos, sin embargo se realizan buenas predicciones para periodos cortos con buena precisión por parte de IERS, resultado de series complejas de interacciones gravitacionales y geológicas.

5.3.2 Las relaciones astronómicas, principales tipos de marea

Las **Mareas de Sicigias** (figura 5.1), también llamadas mareas vivas; se producen cuando la luna y el sol están en conjunción (luna nueva) o en oposición (luna llena). En este caso los efectos de ambos astros se suman y es por ello que las pleamares de sicigias son más altas que las pleamares promedio. Es fácil identificar cuando es época de sicigias ya que esto ocurre cuando hay luna llena (completa) o luna nueva. (sin luna en el cielo)

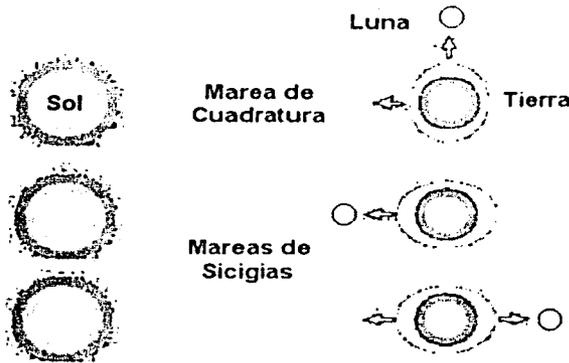


Figura 5.1 Modelos de la distribución de la deformación por marea que ocurre en la Tierra, por efecto de la posición de la luna.

Mareas de cuadratura (Figura 5.1) también llamadas mareas muertas, son las que se producen cuando las posiciones del sol y la luna respecto al tiempo, están formando un ángulo recto entre sí. Esta posición de los astros corresponde a la fase lunar de cuarto creciente o cuarto menguante (media luna en el cielo) a diferencia de lo que ocurre en sicigias, en cuadratura los efectos de ambos astros se contrarrestan dando lugar a una Amplitud de mareas mucho menores.

5.4 Descripción analítica del potencial de marea

La marea terrestre es un hecho físico que juega un papel clave en la geofísica, la geodesia y la astronomía debido a que consiste de una deformación elástico-viscosa del globo terrestre y se comporta como un campo potencial. Cada punto de la superficie terrestre se encuentra sujeto a dos fuerzas principalmente; En el caso concreto de la costa de Guerrero, se trata de un contacto entre placas. La corteza se encuentra sujeta a tres fenómenos dinámicos, considerando el aspecto tectónico (derivado a su vez de la convección en el manto); la fuerza de gravedad debida a la atracción Newtoniana de la masa terrestre y a la fuerza centrífuga de la rotación de la Tierra. La resultante de estas dos fuerzas es un vector de dirección al centro de la Tierra y cuya longitud representa la intensidad de la gravedad en tal lugar, mientras que su posición espacial constituye la vertical instantánea para ese punto. Estos elementos no pueden ser considerados constantes porque los cuerpos celestes atraen al punto en cuestión; esta atracción varía con respecto al tiempo y con la trayectoria de estos cuerpos. Al mismo

tiempo la marea oceánica es el resultado de que la superficie libre del mar se adapta constantemente por sí misma al nivel de la superficie perpendicular del conjunto de verticales distorsionadas. Las circunstancias especiales a considerar en las mareas oceánicas, son precisamente que se trata de un fluido con viscosidad muy baja y el tamaño de las fuerzas causantes de resonancia.

Si la Tierra fuera perfectamente rígida sería posible observar a través de instrumentos muy sensibles, pequeñas variaciones periódicas de la vertical (con amplitud $\sim 0.05''$) y la variación de la intensidad de la gravedad (con una amplitud aproximada de en 0.24 mgal) las leyes que gobiernan estas variaciones y sus amplitudes instantáneas, pueden ser calculadas. En sus distintas componentes y con alta precisión (esto principalmente depende del conocimiento de las propiedades físicas de la masa luna) de los elementos orbitales tanto terrestres como lunares y de los valores de masa de la luna y el sol. Ya que la Tierra no es un cuerpo ideal su forma se encuentra cambiando y sus propiedades físicas, un hecho complejo del que sabemos poco en condiciones locales, precisas y que requiere de un estudio reológico minucioso, los modelos que se pueden conseguir solo son buenas aproximaciones en realidad.

Las deformaciones que ocurren en la corteza terrestre son evidentemente generadas por las leyes de variación de la fuerza gravitacional lunar y solar. Por lo tanto, éstas modifican en la amplitud y en fase al parámetro que se desea medir; tal modificación de la señal son la consecuencia de esfuerzos internos periódicos y dilataciones cúbicas. La inclinación que se busca medir es una comparación del fenómeno observado con el correspondiente fenómeno calculado para un modelo de Tierra.

Las variaciones de amplitud y de fase para las ondas principales de marea, que la precisión del instrumento permite detectar, representan los elementos básicos de estudio geofísico para refinar el modelo, y es el método de investigación de la marea terrestre (análisis de marea). Destaca el hecho que este fenómeno es el único fenómeno de deformación que somos capaces de calcular antes de que ocurran las fuerzas generadoras.

Las frecuencias del fenómeno de marea son extremadamente bajas, algo muy inusual en geofísica. Por ejemplo, el clásico periodo de 24 hr corresponde a 46×10^{-6} hz únicamente. Es necesario recordar este hecho, pues los criterios al analizar los espectros son diferentes de los acostumbrados en otras disciplinas que involucran señales periódicas.

5.5 Potencial de marea

Haciendo la consideración especial de que el planeta tiene una forma elipsoidal de revolución y cuya distribución mecánica y reológica corresponde a una simetría también elipsoidal.

Sea, $W(r, \phi, \lambda)$; (r , radio vector; ϕ , Latitud; λ , Longitud; $\theta = \frac{\pi}{2} - \phi$; es la Colatitud)

la acción que ejerce el potencial diferencial gravitacional en un punto $A(r, \phi, \lambda)$, debido a la presencia de un cuerpo que se encuentra a la distancia d del centro de masa del cuerpo al punto A.

$$W(A) = GM \sum_{n=2}^{\infty} \frac{r^n}{d^{n+1}} P_n(\text{Cos}Z). \quad 5.1$$

En donde G es la constante de gravitación universal, M es la masa del cuerpo perturbador, P_n es el polinomio de Legendre de n-ésimo orden y Z es la distancia zenital geocéntrica del cuerpo en consideración al punto A. Si nos limitamos a los primeros dos primeros términos (2do y 3er orden), que se expresan así:

$$W_2(A) = \frac{GM}{2} \left[\frac{r^2}{d^3} (3 \cos^2 Z - 1) \right].$$

$$W_3(A) = \frac{GM}{2} \left[\frac{r^3}{d^4} (5 \cos^3 Z - 3 \text{Cos}Z) \right]. \quad 5.2$$

El uso de un sistema cartesiano rectangular resulta inconveniente para el desarrollo analítico. Por lo tanto, es necesario aplicar la fórmula astronómica fundamental de triangulación.

$$\text{Cos}Z = \text{Sen}\phi \text{sen}\delta + \cos\phi \cos\delta \cos H(A). \quad 5.3$$

Esto permite el uso de coordenadas geocéntricas, (ϕ, λ ; positiva al Este) para el punto A y coordenadas ecuatoriales (α , ascensión derecha; δ , declinación) del cuerpo distorsionante. El ángulo "hora local" $H(A)$ se obtiene de la siguiente forma.

$$H(A) = H - \lambda(A) = \omega t' - \alpha - \lambda(A). \quad 5.4$$

H y t' son respectivamente; la hora angular del cuerpo externo y el tiempo sideral para el meridiano terrestre específico, arbitrariamente seleccionado como el origen de las latitudes, en el caso concreto de la Tierra, éste es el meridiano cero internacional. ω es la velocidad sideral de rotación de la Tierra, y finalmente se obtiene la expresión general:

$$W(A) = \sum_{n=2}^{\infty} \sum_{m=0}^n W_{nm} r^n P_n^m(\text{sen}\delta) P_n^m(\text{sen}\phi) \cos mH(A). \quad 5.5$$

En donde

$$W_{lm} = \frac{2(\ell - m)! GM}{(\ell + m) d^{\ell+1}}, \quad 5.6$$

$$y \quad W_{l0} = \frac{GM}{d^{\ell+1}}. \quad 5.7$$

Que posteriormente queda como

$$\cos mH(A) = (\cos m)H(\cos m\lambda) + \text{sen}mH\text{sen}m\lambda. \quad 5.8$$

Generalmente limitada al 2do Orden, esta expresión provee el desarrollo clásico de Laplace en tres familias de armónicos esféricos

$$W_2(A) = \frac{3}{4} GM \frac{r^2}{d^3} \begin{cases} \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2H(A), & \text{a) Sectorial} \\ \sin 2\phi \sin 2\delta \cos 2H(A), & \text{b) Tesseral} \\ + 3(\sin^2 \phi - \frac{1}{3})(\sin^2 \delta - \frac{1}{3}), & \text{c) Zonal} \end{cases} \quad 5.9$$

Este análisis de separar en tres términos fue hecho por primera vez por Laplace, quien fue el primero en señalar el importante significado y sus características geométricas. Estos tres términos representan las funciones de segundo orden de los tres tipos de armónicos esféricos (figura 5.2).

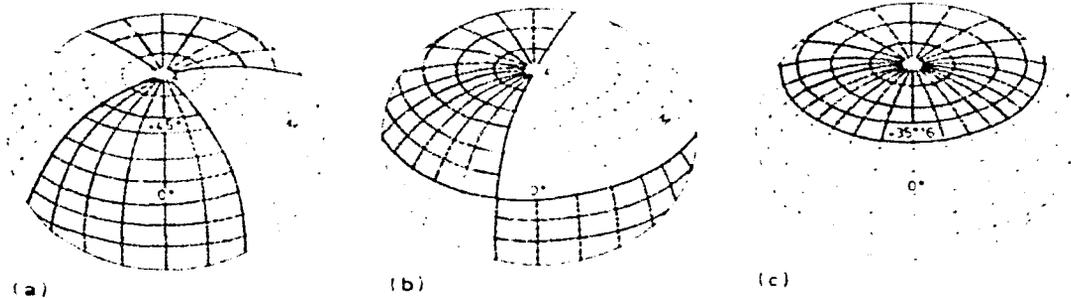


Figura 5.2 Armónicos esféricos definidos por Laplace, para descomponer el potencial de marea, que corresponden con a, b y c de las ecuaciones 5.9, respectivamente (Melchior, 1978).

La figura 5.2.a representa la primera de estas funciones como líneas de nodos (líneas donde la función es cero) posee solo los meridianos que se encuentran a 45° a cada lado del meridiano del cuerpo distorsionante. Estas líneas dividen la superficie esférica en cuatro sectores donde la función es alternadamente positiva y negativa. El área donde W es positiva es donde se encuentra la marea alta,

mientras que donde se encuentra la marea baja el valor de W es negativo. Esta función se llama Sectorial, el período de mareas correspondiente es semidiurnal, mientras que sus amplitudes máximas se alcanzan en el ecuador cuando el valor de declinación δ del cuerpo distorsionante, vale cero. La amplitud vale cero en los polos, Laplace llamaba a estas mareas del tercer tipo. Nótese que la variación en la distribución de masa de la superficie terrestre de la distribución sectorial; no modifica ni la posición del polo de inercia, ni el máximo momento de inercia C (éste determina la velocidad de rotación de la Tierra).

Sin embargo estas mareas son responsables por un retraso secular en la velocidad de rotación de la Tierra, transformando la fricción interna en energía de disipación.

La segunda función representada como líneas de nodos (figura 5.2.b), tiene un meridiano a 90° del meridiano frente al cuerpo distorsionante y un paralelo llamado ecuador. Esta función es llamada tesseral y divide la esfera en áreas que cambian de signo respecto a la declinación del cuerpo distorsionante.

El período correspondiente para este grupo mareas es el diurno y la amplitud es máxima en la latitud de 45° cuando la declinación del cuerpo distorsionante es máxima. La amplitud siempre es cero en el polo y el ecuador. A estas mareas Laplace las llamó mareas del segundo tipo. Las variaciones de la distribución de masa superficial, siguiendo el comportamiento de la distribución tesseral, generan oscilaciones en el eje de inercia principal, pero no hacen variar el momento de inercia principal C .

El potencial distorsionante debido al movimiento polar tiene la misma forma que la marea tesseral y su distribución corresponde a la fuerza centrífuga relacionada con la rotación que actúa en el ecuador terrestre y tiende a inclinar el plano ecuatorial en dirección de la eclíptica. Esta es una onda diurna tesseral pero corresponde a un término en el desarrollo armónico del potencial de la presesión - nutación. El efecto de este momento puede ser debido a que el núcleo líquido gira relativamente respecto al manto.

La tercera función, la función zonal (figura 5.2.c), depende únicamente de la latitud, sus líneas de nodo son los paralelos $+35^\circ 16'$ y $-35^\circ 16'$ y se trata de una función senoidal cuadrática de la declinación del cuerpo distorsionante. Su período fundamental es 14 días para la luna y de 6 meses para el sol. Estas son las mareas que Laplace llamaba del primer tipo.

Las variaciones de la distribución de masa dentro de la Tierra correspondientes a la distribución zonal, no producen desplazamientos inerciales al polo, pero afectan al principal momento de inercia C . Lo que sugiere fluctuaciones en la velocidad de rotación terrestre, correspondiente con estos períodos y que son efectivamente detectados con instrumentos de alta precisión. Además, la parte constante de esta

función, tiene como consecuencia que la superficie equipotencial disminuya 28 cm. en el polo y se eleve 14 cm en el ecuador.

El efecto de la marea permanente en combinación con la distribución zonal incrementan ligeramente el achatamiento de la Tierra.

5.6 Los períodos fundamentales de la marea y su origen

5.6.1 Componentes de la fuerza de marea.

Para medir los componentes de la fuerza de marea en un sitio determinado normalmente se tiene que alinear 3 instrumentos directamente como un arreglo sobre los ejes de referencia local: La dirección de la vertical hacia el zenit como el eje OZ sobre el cual actúa la gravedad terrestre (gravedad + fuerza centrífuga). El instrumento utilizado para esta medición debe ser un gravímetro; y dos direcciones en el plano horizontal que se encuentren en el meridiano OX en dirección al sur y que la componente OY sea asignada al Este. El instrumento debe ser un péndulo horizontal para cada dirección.

Función	Comp. Potencial Vertical	Componente Norte-Sur	Componente Este-Oeste
Zonal	$3(\sin^2 \phi - \frac{1}{3})(\sin^2 \delta - \frac{1}{3})$	$-3 \sin 2\phi (\sin^2 \delta - \frac{1}{3})$	0
Tesseral	$\sin 2\phi \sin 2\delta \cos 2H$	$-2 \cos 2\phi \sin 2\delta \cos 2H$	$+2 \sin \phi \sin 2\delta \sin 2H$
Sectorial	$\cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2H$	$\sin 2\phi \cos^2 \delta \cos 2H$	$+ \cos^2 \phi \cos^2 \delta \sin 2H$

Tabla 5.1 Expresiones trigonométricas de las diferentes familias de mareas en las tres componentes de marea.

Los componentes de la fuerza de marea sobre estas tres direcciones obtenidos a través de la derivada del potencial con respecto a la variable correspondiente.

$$OZ : -\frac{\partial W}{\partial r} \qquad OX : -\frac{\partial W}{r \partial \phi} \qquad OY : -\frac{\partial W}{r \cos \phi \partial \lambda}$$

Que da por resultado tres funciones trigonométricas para cada familia de mareas como se observa en la tabla 5.1.

5.6.2 Estimación numérica del efecto de marea

Para reducir la expresión 5.1 del potencial de marea, consideramos la siguiente igualdad:

$$\bar{a} = \sqrt[3]{a^2 b} \qquad 5.11$$

Donde \bar{a} es el radio de una esfera de volumen igual al de la Tierra, a y b son radio ecuatorial y polar, respectivamente. Con esta nueva constante se puede definir una constante general para el fenómeno de marea definida por tal parámetro y la distancia promedio a la luna c .

$$D = \frac{3}{4} GM \frac{\bar{a}^2}{c^3} \quad 5.12$$

La cual es llamada constante de Doodson y tiene dimensiones de trabajo (L^2T^{-2}). Y permite describir las expresiones 5.2 de la siguiente manera:

$$W_2 = 2D \left(\frac{c}{d}\right)^3 \left(\frac{r}{a}\right)^2 \left(\cos^2 Z - \frac{1}{3}\right),$$

$$W_3 = \frac{2}{3} D \left(\frac{c}{d}\right)^4 \left(\frac{r}{a}\right)^3 (5 \cos^3 Z - 3 \cos Z),$$
5.13

5.6.3 Valor numérico de la constante de Doodson

De esta definición tenemos que:

$$D = \frac{3}{4} \left(\frac{g\bar{a}^2}{E}\right) M_{luna} \frac{\bar{a}^2}{c^3} \quad 5.14$$

Donde M_{luna} es la masa de la luna, E es la masa de la Tierra, $g = GE/a^2$ es la llamada "gravedad promedio¹" (Valor Promedio en una esfera de volumen igual al de la Tierra) $\sin \pi$ es el seno de paralaje lunar² y a_E es el radio ecuatorial de la Es posible lograr una representación de las fuerzas en función de la latitud si se sustituyen los demás parámetros como funciones de ésta o bien por normalización. La dirección de la vertical es el resultado de las fuerzas aplicadas al punto en consideración, y aplicando la componente de estas fuerzas distorsionantes, con la gravedad. Esto es, que la desviación de vertical (la que se mide en la dirección opuesta de la línea de desviación) se calcula con las siguientes componentes.

¹ Este valor también es equivalente al potencial gravitacional de una masa puntual.

² Es necesario diferenciar al seno de paralaje ecuatorial $a/c = \sin \pi = 3422.451'' = 0.01659251$ (rad) del Paralaje Ecuatorial $\pi = 3422.608'' = \arcsen 3422.451''$. Estos valores son muy parecidos pero por mucho distintos.

$$\left. \begin{aligned} n_1 &\approx \tan n_1 = \frac{-1}{ag} \frac{\partial W}{\partial \theta} && \text{A lo largo del meridiano} \\ n_2 &\approx \tan n_2 = \frac{1}{ag} \frac{\partial W}{\sin \theta \partial \lambda} && \text{A lo largo de la vertical primaria} \end{aligned} \right\} \quad 5.10$$

La parte tesseral del potencial de marea, muestra una dirección de la vertical que describe un cono circular en el polo. Esto es evidente a priori; en este punto singular las direcciones Norte-Sur y Este-Oeste carecen de sentido, entonces puede fijarse la vertical (solo en el caso de las ondas semidiurnas-sectoriales) o describe un círculo en el caso de las ondas diurnas-tesserales.

La componente Este – Oeste no contiene términos de período largo, por lo tanto no existen variaciones de este tipo para observaciones de latitudes iguales, esto es evidente también a priori ya que estos términos se derivan de la función armónica zonal, cuyo desarrollo es desde el polo al Ecuador. Tierra, parámetros que sustituidos y desarrollando la expresión 5.13 da por resultado para la luna:

$$D = \frac{3}{4} \left(\frac{M}{E} \right) g a^4 \left(\frac{\sin^3 \pi}{a_E^3} \right), \quad 5.15$$

Y el valor de D para el sol es
$$D' = \frac{M_{sol}}{M_{luna}} \frac{C_{luna}^3}{C_{sol}^3} D, \quad 5.16$$

$$D' = 0.45990D. \quad 5.17$$

La magnitud del fenómeno de marea promedio, puede ser ahora fácilmente calculado.

El coeficiente numérico de la expresión de la marea para una superficie del geoide de superficie equipotencial.

$$\zeta = \frac{W'}{g} \quad 5.18$$

Y puesto que

$$\frac{D}{g} = \frac{2.627723}{9.820240},$$

$$\zeta = \frac{D}{g} = 0.2676m. \quad 5.19$$

El rango total de la marea lunar geoide puede alcanzar 53.52 cm, la contribución solar puede alcanzar 24.61 cm, lo que permite alcanzar un rango de 78.13cm.

Las variaciones de gravedad respecto al tiempo en la superficie se calculan de la siguiente manera:

$$\Delta g = -\left(\frac{\partial W_2}{\partial r}\right)_{r=a} = -\frac{2}{a} W_2(a). \quad 5.20$$

Su coeficiente numérico es $\frac{2D}{a} = 0.08249 \text{ mgal}$. 5.21

Esto es que el efecto de la luna tiene un rango total de 0.1650 mgal y el efecto solar otro de 0.0759 mgal. La desviación periódica de la vertical.

$$n \approx \tan n = -\frac{1}{ag} \frac{\partial W}{\partial Z} = \frac{2D}{ag} \sin 2Z. \quad 5.22$$

tiene un coeficiente

$$C_{xy} = \frac{2D}{ag} = 8.399 \times 10^{-8} \text{ rad} = 0.017326". \quad 5.23$$

Para la luna es 0.007968" y para el sol es 0.007968", lo que alcanza un rango total de 0.0506".

5.6.4 Desarrollos astronómicos básicos.

La expresión (5.9) del potencial obtenida por Laplace y los parámetros derivados de su análisis no resultan muy convenientes para el análisis del fenómeno ya que involucra variaciones por la complejidad de los movimientos orbitales de la Tierra respecto al sol y la luna.

Estudios astronómicos de Doodson (1922), permitieron establecer seis variables que son funciones del tiempo monótonamente crecientes respecto a este mismo parámetro a excepción de una de ellas, estas variables son:

τ : Tiempo Lunar Promedio = $H+160^\circ$ (Contando desde la posición meridiana inferior).

s : Longitud Tropical Promedio de la Luna.

h : Longitud Tropical Promedio del Sol.

P : Longitud Tropical Promedio del Perigeo Lunar

P_s : Longitud Tropical Promedio del Perihelio Solar.

$N' = -N$: Longitud Tropical Promedio del Nodo Lunar en ascenso, el signo cambia porque N es la única de las 6 variables que decrece con el tiempo (a este fenómeno se le conoce como retrogresión del nodo).

Estos ángulos se miden respecto al equinoccio vernal instantáneo (La aberración no ha sido calculada) y se llaman longitudes promedio

Algunas relaciones inmediatas:

$$t' = \tau + s = t + h \quad \text{Tiempo Sideral}^1 \quad 5.24$$

Entonces t viene siendo el tiempo promedio solar, y una identidad es:

$$t = \tau + s - h. \quad 5.25$$

Tomando ventaja del trabajo realizado por los astrónomos en el último siglo (Mosqueira, 1956), es posible determinar los coeficientes con extraordinaria precisión a partir de las expresiones polinómicas logradas para el cálculo de las variables.

Variables Solares

$$h = 279.69668^\circ + 36000.76892^\circ T + 0.00030^\circ T^2 \quad 5.26$$

$$P_s = 281.22083^\circ + 1.71902^\circ T + 0.00045^\circ T^2 + 0.000003^\circ T^3 \quad 5.27$$

Variables Lunares

$$s = 270.43659^\circ + 481267.89057^\circ T + 0.00198^\circ T^2 + 0.000002^\circ T^3 \quad 5.28$$

$$p = 334.32956^\circ + 4069.03403^\circ T + 0.01032^\circ T^2 + 0.00001^\circ T^3 \quad 5.29$$

$$N' = 259.18328^\circ + 932.14201^\circ T + 0.00208^\circ T^2 + 0.000002^\circ T^3 \quad 5.30$$

La oblicuidad de la eclíptica

$$\varepsilon = 23^\circ 27' 8.281'' + 46.845'' T + 0.0059'' T^2 + 0.00183'' T^3 \quad 5.31$$

Y La excentricidad de la orbita

$$e = 0.01675104 + 0.00004180 T + 0.000000126 T^2 \quad 5.32$$

En tales expresiones T es el tiempo expresado en siglos Julianos de 36525 días solares promedio, comenzando 0.5 de enero de 1900.

5.7 Observaciones sobre los periodos

Existen relaciones observables de los valores de los parámetros astronómicos, como el caso de h, este vale cero en 21 de abril, 180° , el 23 de septiembre, 270° el 21 de diciembre y finalmente que corresponde a Enero 1, a las 0:00 hr, el valor

¹ Tiempo de rotación de la Tierra con respecto al equinoccio vernal. Es aproximadamente igual a 0.99727 del día solar promedio. Debido a la presión de los equinoccios, el día sideral es ligeramente menor que el periodo de rotación con respecto a las estrellas establecidas como fijas, pero la diferencia es menos de una centésima parte de segundo.

de 279.7° , así que la longitud para el sol tiene una velocidad de 0.98° por día. Estas observaciones permiten identificar la ocurrencia de periodos asociados. Algunos de ellos son los siguientes:

El año tropical J tiene 365.24219879 días. $J \times 86400 = 31556925.9747$ s en ET.

Esta es la definición de un segundo del tiempo terrestre aceptada por la Unión Astronómica Internacional, en Hamburgo en 1984.

El 3er término de la expresión 5.28 representa la llamada aceleración secular de la Luna, en su propia órbita, se ha corregido este término para observar la aceleración de la luna.

Lo que resulta en $-4.09'' T^2 = -0.001136'' T^2$.

El tiempo terrestre ET es uniforme hasta 10^{-9} y es comparado cuidadosamente con relojes atómicos, esto implica que las frecuencias de marea serán determinadas por la astronomía con una precisión correspondiente, demostrando la construcción del método de análisis de marea.

De los coeficientes de primer orden podemos fácilmente obtener las velocidades para las seis variables fundamentales (h , P_s , s , p , N' , ε) dividiendo los valores de cada variable por el factor de tiempo al cual se desea reducir tal velocidad.

Por ejemplo $\dot{s} = \frac{481267.89057^\circ}{24 \times 365.25} = 0.5490165^\circ$.

De esta manera podemos obtener las velocidades en $^\circ/\text{hr}$ y los periodos correspondientes que se muestran en la tabla 5.3.

El mes sinódico (29.5 días) corresponde aproximadamente al valor de los periodos principales lunar y solar (Mm) (ver tablas 5.2 y 5.3) constituye un periodo fundamental para un análisis armónico.

5.7.1 Perturbaciones a la órbita lunar

Las perturbaciones más importantes que el sol produce a la órbita lunar son la evección y la variación, ambas cambian periódicamente la elipticidad de la órbita.

Es fácil comprobar suponiendo que el perigeo lunar permanece fijo, la proyección del eje mayor en la eclíptica debería contener al Sol, lo cual resulta en un incremento en la elipticidad. La frecuencia con que se presenta es $(s - p) - 2(h - p) = (s - 2h + p)$ que es la llamada evección.

El otro efecto del sol que también modifica la elipticidad, cada conjunción (luna nueva) y cada oposición (luna llena) con un argumento; $2(s - h)$ y es llamado la variación.

Tabla 5.2

Variación	Intervalo Definido	Velocidad (°/Hr.)	Período
$\dot{i} = \dot{i}' - \dot{h}$	Día Solar Promedio	15.0000000°	1.0 m.s.d. (mean solar day)
$\dot{i}' = \dot{i} + \dot{h}$	Día Sideral	15.0410686°	0.997270 m.s.d.
$\dot{\tau} = \dot{i} - \dot{s}$	Día Lunar Promedio	14.4920521°	1.035050 m.s.d. (l-4 ^m)
\dot{s}	Mes Tropical	0.5490165°	27.321582 días. Período de var. de la declinación.
\dot{h}	Año Tropical	0.0410686°	365.242199 días (oscilaciones en longitud)
\dot{p}		0.0046418°	8.847 Años Período de revolución del perigeo lunar promedio.
\dot{N}'		0.0022064°	18.613 años Período de revolución A los nodos lunares (Saros)
\dot{P}_s		0.0000020°	20.940 años Período de revolución del Perihelio Solar.
$\dot{s} - \dot{N}$	Mes Draconítico Promedio	0.5512229°	27.21222 Días. Oscilación de la luna en latitud.
$\dot{s} - \dot{p}$	Mes Anomalístico Promedio	0.5443747°	27.55455 Días. Intervalo entre dos pasos por el perigeo lunar
$\dot{s} - \dot{h}$	Mes Sinódico Promedio	0.5079479°	29.53059 días. Recurrencia de las fases lunares
$\dot{s} - 2\dot{h} + \dot{p}$		0.4715211°	31.812 Días. Período de evección
$\dot{h} - \dot{P}_s$		0.0410667°	365.25964 Días. Año anomalístico promedio
$\dot{h} - \dot{p}$		0.0364268°	411.78471 Días
$2(\dot{s} - \dot{h})$		1.0158958°	14.76530 Días Período de Var.

Tabla 5.2 Periodos de variación de las seis variables (h , P_s , s , p , N' , ϵ), con sus correspondientes velocidades (Melchior, 1978) .

5.8 Períodos del espectro de marea

Basados en los tres armónicos esféricos, los grupos espectrales de marea están clasificados por el tipo de función y por período de ocurrencia, formando tres grandes grupos principalmente.

Función sectorial- ondas semidiurnas

Función tesseral- ondas diurnas

Función zonal- ondas de período largo

5.8.1 Función sectorial, ondas semidiurnas

Partiendo de la expresión general del potencial 5.9 para las ondas semidiurnas de función sectorial se tiene que:

$$W(A) = D \left(\frac{C}{d} \right)^3 \cos^2 \phi \cos^2 \delta \cos 2H . \quad 5.33$$

Considerando inicialmente el efecto lunar, esta función se escribe de la siguiente manera

$$D \cos^2 \phi [1 + 0.1647 \cos(\dot{s} - \dot{p})t + 0.030 \cos(\dot{s} - 2\dot{h} + \dot{p})t + 0.024 \cos(2\dot{s} - 2\dot{h})t] \times \\ (0.9208 + 0.079198 \cos 2\dot{s}t + \dots) \cos(2\dot{t} \cdot t) . \quad 5.34$$

Lo que desarrollando permite obtener la onda principal:

$$0.9208 \cos(2\dot{t} \cdot t) \quad \text{Llamada } M_2$$

Y entonces una serie de ondas agrupadas en pares resultantes de la combinación de $\cos(2\dot{t} \cdot t)$ con los otros argumentos, por ejemplo $0.1647 \cos(\dot{s} - \dot{p})t \cos(2\dot{t} \cdot t)$ genera el par de ondas:

$$0.0823 \cos[2\dot{t} + (\dot{s} - \dot{p})]t . \quad \text{Llamada } L_2$$

$$0.0823 \cos[2\dot{t} - (\dot{s} - \dot{p})]t . \quad \text{Llamada } N_2$$

Que son obviamente el resultado de la elipticidad de la órbita lunar. Similarmente se obtienen

$$0.0396 \cos(2\dot{t} + 2\dot{s})t . \quad \text{Llamadas } K_2$$

$$0.0396 \cos(2\dot{t} - 2\dot{s})t .$$

Que son las "ondas de declinación", el procedimiento para el desarrollo completo de $(\frac{c}{d})^3$ y $\cos^3\delta$ genera un número infinito de componentes que tienen sus frecuencias distribuidas simétricamente respecto al medio día lunar (2τ). Los argumentos y periodos, se muestran claramente en la tabla 5.2. A partir de las constantes fundamentales y de las observaciones geométricas mutuas, por ejemplo:

$$M_2: 2\tau = 28.9841042^\circ/\text{hr.} \quad \text{Periodo} = 12\text{h } 25\text{ m } 14\text{s}$$

$$N_2: 2\tau - s + p = 28.4397295^\circ/\text{hr.} \quad \text{Periodo} = 12\text{h } 39\text{ m } 30\text{s}$$

$$K_2: 2\tau - 2s = 30.0821372^\circ/\text{hr.} \quad \text{Periodo} = 11\text{h } 58\text{ m } 2\text{s}$$

Considerando el efecto solar

$$D \cos^2 \phi [1 + 0.05019 \cos(\dot{h} - \dot{p}_s)t + \dots] \times (0.9208 + 0.079198 \cos 2\dot{h}t + \dots) \cos 2\dot{\tau}$$

$$\cos i = \dot{\tau} + \dot{s} - \dot{h}.$$

Los mismos procesos elementales que generan las ondas

$$S_2 \text{ Con Argumento } (2\tau + 2s - 2\dot{h}) = 30.000000^\circ/\text{hr} \quad \text{Periodo} = 12\text{h } 0\text{m } 0\text{s}$$

Dos ondas elípticas

$$R_2 \text{ Con Argumento } (2\tau + 2s - 2\dot{h}) - (\dot{h} - \dot{p}_s) = 29.958933^\circ/\text{hr} \quad \text{Periodo} = 12\text{h } 0\text{m } 59\text{s}$$

$$T_2 \text{ Con Argumento } (2\tau + 2s - 2\dot{h}) + (\dot{h} - \dot{p}_s) = 30.0410667^\circ/\text{hr} \quad \text{Periodo} = 11\text{h } 59\text{m } 0\text{s}$$

Dos ondas de declinación

$$K_2 \text{ Con Argumento } (2\tau + 2s - 2\dot{h}) + 2\dot{h} = 30.0821372^\circ/\text{hr} \quad \text{Periodo} = 11\text{h } 58\text{m } 2\text{s}$$

Y el argumento $(2\tau + 2s - 2\dot{h}) - 2\dot{h}$.

Es obvio que la misma pulsación que corresponde a una mitad del periodo diario sideral es producida simultáneamente por la luna y el sol.

La relación de contribuciones entre los 2 cuerpos se encuentran respectivamente en el rango de $0.4597 \text{ (m/s}^2\text{)}$ pero no se pueden separar de las observaciones del fenómeno de marea.

Las ondas de evección son llamadas λ_2 de argumento $(2\tau + s - 2\dot{h} - p)$ y ν_2 de argumento $(2\tau - s + 2\dot{h} - p)$, mientras que la onda principal de variación se llama M2 con argumento (2τ) , este detalle de la marea sectorial se verifica en la tabla.5.3.a.

a) Componentes de Periodo Largo					
Símbolo	Argumento	Velocidad	Amplitud nm/s ²	Origen (L, Lunar; S, Solar)	Periodo
M ₀	0	0.000000	+50458	L,omp..de Aplanamiento	Periodo Largo
S ₀	0	0.000000	+23411	S,omp..de Aplanamiento	Periodo Largo
S _a	h-p _s	0.041067	+1176	S, Onda Elíptica	365.2568 días
S _{s,a}	2h	0.082137	+7287	S, Onda declinacional	182.6217 días
M _m	s-p	0.544375	+8254	L, Onda Elíptica	27.5545 días
M _r	2s	1.098033	+15642	L, Onda de declinación	13.6608 días

b) Componentes de Periodo Diurnal					
Símbolo	Argumento	Velocidad */hr.	Amplitud nm/s ²	Origen (L, Lunar; S, Solar)	Periodo
Q ₁	(τ-s) - (s-p)	13.398661	7216	L, Onda elíptica de O ₁	28h 58m 8s
O ₁	(τ-s)	13.943036	37689	L, Principal Onda Lunar	25h 49m 10s
M ₁	(τ+s) - (s-p)	14.496694	-2964	L, Onda elíptica de m _{K1}	24h 50m 0s
Π ₁	(t-h)-(h-p _s)	14.917865	1029	S, Onda elíptica de P ₁	24h 7m 56s
P ₁	(t-h)	14.958931	17554	S, Principal Onda Solar	24h 3m 57s
S ₁	(t+h)-(h-p _s)	15.000002	-423	S, onda elíptica de s _{K1}	24h 0m 0s
m _{K1}	τ+s = t'	15.041069	-36233	L, Onda de declinación	23h 56m 4s
s _{K1}	T+h=t'	15.041069	-16817	S, Onda de declinación	23h 56m 4s
Ψ ₁	(t+h)+(h-p _s)	15.082135	-423	S, Onda elíptica de s _{K1}	23h 52m 9s
Φ ₁	(t+3h)	15.123206	-756	S, Onda de declinación	23h 58m 41s
J ₁	(τ+s)+(s-p)	15.585443	-2964	L, Onda elíptica de m _{K1}	23h 5m 54s
OO ₁	τ+3s	16.139102	-1623	L, Onda de declinación.	22h 18m 22s

c) Componentes de Periodo Semidiurnal					
Símbolo	Argumento	Velocidad */hr.	Amplitud nm/s ²	Origen (L, Lunar; S, Solar)	Periodo
2N ₂	2τ+2(s-p)	27.895355	2301	L, Onda elíptica de M ₂	12h 54m 19s
μ ₂	2τ+2(s-h)	27.968208	2777	L, Onda de variación	12h 52m 18s
N ₂	2τ-(s-p)	28.439730	17387	L, Onda de elipticidad máx de M ₂	12h 39m 30s
v ₂	2τ+2(s-2h+p)	28.512583	3303	L, Onda de evección	12h 37m 34s
M ₂	2τ	28.984104	90812	L, Onda Principal	12h 25m 14s
λ ₂	2τ-2(s-2h+p)	29.455625	-670	L, Onda de evección	12h 13m 18s
L ₂	2τ+(s-p)	29.528479	-2067	L, Onda de elipticidad min de M ₂	12h 11m 30s
T ₂	2t-(h-p _s)	29.958933	2479	L, Onda de elipticidad máx de S ₂	11h 59m 0s
S ₂	2t	30.000000	42286	S, Onda Pnncipal	12h 0m 0s
R ₂	2t+(h-p _s)	30.041067	-354	S, Onda de elipticidad min de S ₂	12h 0m 52s
m _{K2}	2(τ+s)=2t'	30.082137	7858	L, Onda de declinación.	11h 58m 2s
s _{K2}	2(t+h)=2t'	30.082137	3648	S, Onda de declinación	11h 58m 2s

d) Componentes de Periodo Ter-diurnal					
Símbolo	Argumento	Velocidad */hr.	Amplitud nm/s ²	Origen (L, Lunar; S, Solar)	Periodo
M ₃	3τ	43.476156	-1188	L, Onda Pnncipal	8h16m 50s

Tabla 5.3 Principales ondas de marea.

5.8.2. Función tesseral, ondas diurnas

A partir de la expresión general 5.9, para las ondas diurnas con función tesseral, se tiene la siguiente reducción:

$$W(A) = D \left(\frac{c}{d}\right)^3 \sin 2\phi \cos 2\delta \cos H . \quad 5.35$$

Que para la luna se puede escribir como:

$$- D \sin 2\phi [1 + 0.1647 \cos(\dot{s} - \dot{p})t + \dots] \times (0.76379 \sin \dot{s}t + \dots) \cos(2 \cdot \dot{\tau} \cdot t) \quad 5.36$$

Ya que $\cos H = \cos(\tau - 180)$.

Es evidente que el término principal (correspondiente a M_2) con el argumento τ no existe cuando el valor de $\sin \delta$ es igual a cero. Esto es, que tiene como términos principales, a las ondas de declinación:

K_1^{lunar} Con Argumento $\tau + \delta$ = 15.0410686°/Hr. Período = 23h 56m 4s

y O_1 Con Argumento $\tau - \delta$ = 13.9430356°/Hr. Período = 25h 49m 10s

En forma similar para el sol se generan dos ondas de declinación

K_1^{solar} Con Argumento $\tau + h$ = 15.0410686°/Hr. Período = 23h 56m 4s

P_1 Con Argumento $\tau - h$ = 14.9589314°/Hr. Período = 24h 3m 57s

Nuevamente dos ondas con la misma frecuencia son generadas por ambos cuerpos. Esta frecuencia es la que corresponde a la rotación sideral de la Tierra.

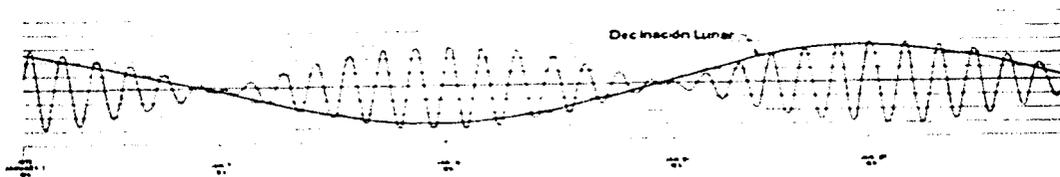


Figura 5.3 Combinación de la parte lunar de las ondas K_1 y O_1 . Nótese, que sus amplitudes se cancelan entre sí cuando la luna se encuentra en el Ecuador ($\delta=0$) (Melchior, 1978)

En este caso la onda K_1 , es muy importante, ya que su naturaleza se encuentra asociada a la luna y al sol. Prácticamente 2/3 de la amplitud de tal onda se debe a

la luna y 1/3 restante al sol. K_1^{lunar} y O_1 tienen prácticamente la misma amplitud (Figura 5.3), esta misma situación ocurre para K_1^{solar} y P_1 , por lo que se cancelan entre sí cuando el respectivo cuerpo generador de la marea se encuentra en el Ecuador (es decir cuando $\delta=0$).

Aunque existen las aproximaciones en cuanto a las amplitudes, una relación de éstas es precisamente:

$$K_1 \approx O_1 + P_1, \quad P_1 \approx 0.46 \times O_1.$$

Además es importante destacar las ondas elípticas principales

Q_1 de argumento $(\tau - s) - (s - p) = 13.39866^\circ$; Período 26h 52m 6s.

J_1 de argumento $(\tau - s) + (s - p) = 15.58544^\circ$; Período 24h 3m 57s.

Que se derivan respectivamente de O_1 y K_1 , además de dos Ondas elípticas solares:

Π_1 de argumento $(t - h) - (h - p_s) = 14.91786^\circ$; Período 24h 7m 56s.

Ψ_1 de argumento $(t + h) + (h - p_s) = 15.08214^\circ$; Período 23h 52m 9s.

Los efectos de evección y de variación hacen surgir las ondas diurnas llamadas $\rho_1, \theta_1, \chi_1, \sigma_1, SD_1$ y τ_1 , que no constituyen parte importante en los desarrollos de análisis de marea normalmente practicados. Todas las ondas principales aparecen tabuladas en la tabla 5.3.

5.8.3 Función zonal, ondas de periodo largo

Nuevamente partiendo de la expresión general en la Ecuación 5.9 ahora para las Ondas de periodo largo, con función zonal, se tiene que:

$$W(A) = 3D(\sin^2 \phi - \frac{1}{3})(\sin^2 \delta - \frac{1}{3}) = 3D(\frac{c}{d})^3 (\sin^2 \phi - \frac{1}{3})(\frac{2}{3} - \cos^2 \delta). \quad 5.37$$

Desarrollando esto, se obtiene para el efecto lunar:

$$\begin{aligned} (\frac{c}{d})^3 (\frac{2}{3} - \cos^2 \delta) = & -0.25413 - 0.079196 \cos^2 \dot{s}t + 0.0360 \cos \dot{N}t + \\ & + 0.0360 \cos(2\dot{s} - \dot{N})t - 0.04185 \cos(\dot{s} - \dot{p})t + \dots \end{aligned} \quad 5.38$$

La onda lunar principal tiene un período de 13.86 días y es llamada M_1 (lunar, quincenal) y su velocidad es de 1.098°/ hora solar promedio y su argumento es 2s.

Las ondas elípticas se agregan al termino constante y con M_r y entonces forman la onda más importante M_m .

M_m (Lunar, Mensual) de argumento:
 $s - p = 0.5444^\circ$.

Las principales ondas Solares son S_{sa} (Solar, semi-anual) de argumento $2h$ y S_a (Solar, anual) de argumento $(h - p_s)$.

$$\left(\frac{c}{d}\right)^3 \left(\frac{2}{3} - \cos^2 \delta\right) = -0.25413 - 0.079196 \cos 2ht - 0.012754 \cos(h - p_s)t + \dots \quad 5.39$$

5.9 Relaciones astronómicas con algunos de los períodos

La existencia de tantos períodos asociados a la luna y al sol diurnos y semidiurnos, se encuentra más relacionada en realidad con el movimiento rotacional de la Tierra, para comprender el origen de los más conocidos considerados en la tabla 5.3 explico algunos de los períodos y su origen.

Revolución sidérea. Es el tiempo que tarda la luna en girar un ángulo de 360° alrededor de la Tierra, es decir el tiempo transcurrido entre dos pasos consecutivos de la luna por el círculo horario de una estrella determinada. Su duración es de 27 días, 7h 43m 11.5 s.

Revolución sinódica. El tiempo transcurrido entre dos posiciones consecutivas de igual longitud que el sol, dura 29.52 días, es decir 29 días, 12 h 44m 2.86 s. también llamado mes sinódico, o lunación. La diferencia con la revolución sidérea se observa claramente en la figura 5.4.

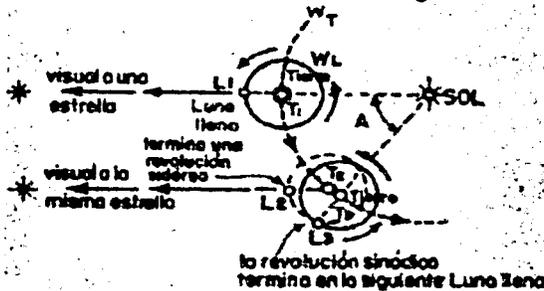


Figura 5.4 La revolución sinódica de la luna es mayor que la revolución sidérea. Las diferencias son marcadas y se refleja la existencia de esta diferencia en los períodos mensuales principales. (Mosqueira, 1956).

Revolución Draconítica. Es el tiempo que emplea la luna en pasar dos veces consecutivas por el mismo nodo. Cuando la luna pasa por la eclíptica, es decir, por los nodos de su órbita es cuando pueden ocurrir los eclipses. Su duración es 2h 40 m mayor que la revolución sidérea.

Revolución Anomalística. El tiempo transcurrido entre dos pasos consecutivos de la luna por su perigeo, la duración aproximada es de 5 h 25 m mayor que la revolución sidérea.

Perturbaciones de la Luna. Es de notarse el hecho de que la trayectoria lunar no es tan sencilla como se supone, más bien en su movimiento ocurren hasta 1400 influencias perturbadoras, esto hace que sea imposible prever con toda exactitud las posiciones de la luna en el transcurso de los años, (Mosqueira, 1956).

El origen y aumento en la marea no se encuentra asociado a la luna que se observa, ésta simplemente constituye un indicador de la posición astronómica que ocupa este astro respecto a la Tierra, es la posición espacial relativa que ocupa lo que en realidad determina la forma de la marea.

Los periodos largos de la marea frecuentemente permanecen como una porción ruidosa en las frecuencias "muy bajas". Debido a que su origen es la desviación provocada por el movimiento de los centros de gravedad de los distintos planetas del sistema. Estas variaciones son difíciles de calcular, y la precisión de su modelado está basada, del mismo modo que los periodos más estudiados; en la medida del conocimiento que se tenga de la masa y la física de cada uno de éstos cuerpos perturbadores.

En los sistemas Tierra-Luna y en Tierra-Sol existen periodos perturbadores de las ondas zonales, la amplitud de éstos periodos es muy pequeña, ya que es inversamente proporcional a la distancia entre los centros de gravedad.

5.10 Estimación numérica de un modelo de marea

La formación de mareas es en teoría equilibrada lo mismo que los factores que causan sus variaciones. Sin embargo se observan ciertas variaciones del modelo idealizado en equilibrio. Por lo tanto, ya que la marea es producida esencialmente por fuerzas astronómicas de naturaleza armónica, existe una relación entre las fuerzas generadoras de marea y la marea observada, por lo mismo un factor de predicción.

Existe una gran cantidad de variables, y no es posible predecir las mareas solo con la posición y movimientos del sol y la luna, que se obtienen de tablas, sin embargo existen excelentes aproximaciones que se pueden conseguir estimando amplitudes y cambios de fase esperados en la ocurrencia de cada periodo, el software Tsoft (<http://www.astro.oma.be/SEISMO/TSOFT/tsoft.html>), ofrece la

posibilidad de calcular modelos completamente sintéticos esperados, suponiendo que ya se conoce la ocurrencia de las ondas de marea que existen en nuestra señal. Esto ofrece una ventaja ya que permite controlar los elementos de amplitud en virtud del efecto observado en nuestra muestra.

Con menor dificultad se construye un modelo de la variación mareográfica oceánica, existen gran cantidad de programas disponibles con este fin, considero práctico WXTIDE (<http://www.geocities.com/SiliconValley/Horizon/1195/wxtide32.html>), por la calidad de los datos calculados.

Si se analiza la variación del nivel del mar en las proximidades de la observación con el inclinómetro, se registran variaciones que tienen el mismo período que la marea oceánica y que son correlacionables de la marea y con la señal observada. Sin embargo el valor de inclinación inducido a la muestra es muy pequeño ruidoso, son claros los períodos diurno y semidiurno.

5.11 Números de Love y la descripción de la deformación por marea¹

Love introdujo en 1909 dos parámetros especiales en elasticidad esférica, h y k , que ahora llamamos números de Love. En 1912 Shide introdujo el tercero l . Estos parámetros adimensionales son útiles para la interpretación de las mediciones experimentales. La comparación de modelos teóricos con los momentos de inercia, representa en forma integral a los números de Love, las propiedades del planeta como se observan fuera del mismo (o en la superficie). La teoría de Love es estrictamente cierta solamente para una simetría esférica de las propiedades de la Tierra, pero es una excelente aproximación. Los valores numéricos de Love han sido calculados para gran cantidad de modelos terrestres; su determinación es evidentemente un objetivo de estudio de la marea terrestre. Proporcionan una estimación de la rigidez máxima de la corteza. Información que resulta difícil de obtener en sismología.

La resonancia debida a efectos dinámicos en el núcleo líquido causa perturbaciones en el valor de los números de Love para las ondas que tiene su frecuencia cerca de este valor. Entonces debemos separar estas ondas de las otras, mediante análisis armónico.

Por otro lado, la determinación del retraso eventual en las mareas con respecto a la acción potencial de marea observado, brinda información importante sobre la viscosidad de la Tierra. Los resultados conocidos hasta el momento han mostrado claramente distribuciones regionales, sin embargo es necesario un conocimiento más global para entender mejor este efecto.

¹ Esta descripción ha sido detallada por Melchior, 1978. En forma amplia y generalizada. Y Mikumo, (1976), incluye un algoritmo en Fortran para modelar la marea terrestre.

En concreto los números de Love permiten una representación práctica de todos los fenómenos de deformación producidos por un potencial, que pueda ser desarrollado en armónicos esféricos. Como estas funciones son ortogonales, cada efecto de deformación característico (Presión atmosférica, expansión cúbica, etc.) puede ser desarrollado de la misma forma como series de polinomios esféricos, y cada termino de este desarrollo es proporcional a su termino correspondiente del potencial perturbador. El coeficiente de proporcionalidad es un numero de Love o una combinación aritmética simple de ellos.

Suponiendo una simetría esférica para las propiedades físicas (hacer que los parámetros elásticos de rigidez y compresibilidad, así como la densidad sean funciones de la distancia al centro de la Tierra) en el interior de la Tierra, se tiene que el desplazamiento esta caracterizando por los números de Love de la siguiente manera:

$$\text{Componentes de desplazamiento} \quad \left\{ \begin{array}{l} u_r = \sum_{n=2}^{\infty} H_n(r) \frac{W_n}{g} = \xi, \\ u_\theta = \frac{1}{g} \sum_{n=2}^{\infty} L_n(r) \frac{\partial W_n}{\partial \Theta}, \\ u_\lambda = \frac{1}{g} \sum_{n=2}^{\infty} L_n(r) \frac{\partial W_n}{\sin \Theta \partial \lambda}, \end{array} \right. \quad \begin{array}{l} 5.40 \\ 5.41 \\ 5.42 \end{array}$$

En donde H y L, son los números de Love que caracterizan la deformación y se define con la siguiente relación.

$$\mathcal{P} = \sum_{n=2}^{\infty} f_n(r) \frac{W_n}{g}. \quad 5.43$$

De la misma manera el potencial causado por la deformación y la variación de densidad van unidos a la dilatación cúbica, lo que permite expresar los cambios como si se tratara de cambios de volumen. (Mikumo, 1976; Melchior, 1978).

$$V = V_0 + \sum_{n=2}^{\infty} K_n(r) W_n = V_0 + \sum_{n=0}^{\infty} V_n. \quad 5.44$$

Esta estimación volumétrica, permite determinar y cuantificar la deformación superficial, asociada a la recurrencia de marea. Para la superficie ($r = a$) se tiene que:

$$H(a) = h_n, \quad L_n(a) = \ell_n, \quad K_n(a) = k_n. \quad 5.45$$

5.11.1. Potencial inducido por un máximo.

Sea A, el punto en observación de la superficie terrestre. Entonces es sencillo observar que $OA=a$, donde O es el centro del sistema de referencia (el centro de la Tierra) y considerando un elemento diferencial interno M de coordenadas ($r < a$, $\theta = \frac{\pi}{2} - \phi$, λ , $\mu = \cos\theta$), y el diferencial de masa dM se define de la siguiente manera:

$$dM = \rho r^2 \cos \phi \, d\phi \, d\lambda \quad dr = -\rho r^2 \sin \theta \, d\theta \, d\lambda \quad dr = +\rho r^2 \, dr \, d\mu \, d\lambda . \quad 5.46$$

El campo potencial en el exterior para el punto A queda definido por:

$$V = G\rho \left(\sum \frac{r^{n+2}}{a^{n+1}} P_n \right) dr d\mu d\lambda . \quad 5.47$$

Una vez que la Tierra se deforma, las partículas que estaban en la superficie r son desplazadas a otra superficie:

$$r(1+\epsilon) = r \left(1 + \sum_i^n Y_i \right) . \quad 5.48$$

En donde la deformación ϵ está desarrollada también en armónicos esféricos Y_i . Esta deformación produce un cambio de potencial en el punto A.

$$V^* = G\rho \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} \int_r^{r(1+\epsilon)} \left(\sum \frac{r^{n+2}}{a^{n+1}} P_n \right) dr d\mu d\lambda . \quad 5.49$$

Analizando exclusivamente el primer término de ϵ tenemos que

$$V^* = \sum_n G\rho \frac{r^{n+3}}{a^{n+1}} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} dP_n d\mu d\lambda . \quad 5.50$$

Al estar ϵ desarrollado en armónicos esféricos, por condición de ortogonalidad, solo existen los términos que cumplen con la condición $i=n$:

$$V^* = \sum_n G\rho \frac{r^{n+3}}{a^{n+1}} \int_{-1}^1 \int_0^{2\pi} Y_n P_n d\mu d\lambda = \sum_n G\rho \frac{4\pi}{2n+1} \cdot \frac{r^{n+3}}{a^{n+1}} Y_n . \quad 5.51$$

Esto considerando que el efecto de deformación para una porción de la corteza infinitesimal de espesor dr en el que la densidad puede ser considerada como constante.

$$dV^* = \frac{4\pi G\rho}{a} \frac{\partial}{\partial r} \left(\sum_n \frac{r^{n+3}}{(2n+1)a^{n+1}} Y_n \right) dr . \quad 5.52$$

El efecto global producido por la deformación de la Tierra se obtiene por la integración desde el centro a la superficie, es decir desde $r=0$ hasta $r=a$.

$$V = \frac{4\pi G}{a} \int_0^a \rho \frac{\partial}{\partial r} \left(\sum_n \frac{r^{n+3}}{(2n+1)a^n} Y_n \right) dr. \quad 5.53$$

El estimar el modelo de deformación por marea como un efecto de variación volumétrica resulta muy cómodo en el orden de que las expresiones analíticas se reducen notablemente.

Existen interpretaciones para los efectos de segundo y tercer orden de ε cuyo desarrollo es semejante al de primero orden, además el análisis de éstos, muestra las relaciones longitudinales de los números de Love asociados a este tipo de deformación sobre la superficie.

5.12 Marea oceánica y carga oceánica

El monitoreo del nivel de agua por periodos largos es particularmente útil para entender la circulación del océano y el papel que juega como controlador del clima. Sin embargo, también permiten establecer bases de datos de periodo largo, útiles para análisis de subsidencia cortical.

5.12.1. Carga oceánica

El efecto de la marea oceánica, representado por la señal observada en el mareógrafo, constituye la variación del volumen del tiro de agua, que fundamentalmente genera una elevación en la corteza continental, como respuesta elástica al aumento en el volumen de agua. Esta elevación de la corteza es observable en la señal del inclinómetro en forma de fase inversa, proporcional a la señal del mareógrafo.

5.12.2. Presión atmosférica

La presión atmosférica varía en función de la densidad del medio y de la altura relativa en que es observada, sin embargo éste parámetro observa una respuesta al efecto de marea perfectamente correlacionable en la alta frecuencia (diurnas, semidiurnas y terdiurnas).

Existe una relación compleja entre la presión atmosférica y la deformación de la Tierra (VanDam et al., 1994). Algunas variaciones transitorias de la deformación ocurren en respuesta de la presencia de frentes atmosféricos, afectando el valor de los periodos largos de la marea (M_f y M_m) y desde luego la deformación.

5.13 Importancia desde el punto de vista ingenieril (trabajos relacionados)

El conocimiento de la repetición, del tamaño y la extensión del flujo de entrada y de salida del agua asociada a la marea tiene gran importancia en aplicaciones prácticas, tales como la navegación costera, trayectorias de corrientes, en estuarios, bahías, puertos, trabajos de ingeniería portuaria, construcción de puentes, diques, rompeolas y ductos profundos. El establecimiento de tablas estándar para la hidrografía y la demarcación de una línea base o límites de aguas territoriales.

La relación de cómo la marea terrestre puede producir efectos periódicos sistemáticos en nivelaciones diferenciales en mediciones gravimétricas es evidente. Desde el punto de vista geodésico las deformaciones periódicas del nivel superficial son importantes, pero resulta indispensable conocer las variaciones de intensidad de la gravedad, que debe ser tomada en cuenta a partir de levantamientos gravimétricos.

El mejor conocimiento de las deformaciones lineales de marea terrestre, resultan en la mejora de la precisión de inclinómetros de base larga, así como otros instrumentos sensibles de longitud estándar, fijos a la superficie de la Tierra. Actualmente es posible corregir casi cualquier tipo de observación de deformación incluso en presencia de terremotos (Amoruso et al., 2000), pues al poder modelar la deformación esperada, se reduce la incertidumbre del proceso.

6. Procesamiento e interpretación de los datos del LBT

Los datos de inclinación observados con LBT, son el resultado de distintas fuentes, cuya amplitud y variación supera en gran medida la deformación tectónica, por lo que es necesario aplicar una corrección que permita reducir, si no eliminar el efecto de estas señales. Por tratarse de señales periódicas es de esperarse que la mejor solución sea un filtrado pasabajas. Sin embargo, un filtrado de este tipo no elimina satisfactoriamente tales señales y si bien no se tiene un buen control de las frecuencias de corte, estas inducen ruido con la misma periodicidad diurna y semidiurna ya existentes en la señal observada; esto provoca la necesidad de obtener un modelo teórico de los fenómenos en consideración para aplicar otro tipo de correcciones.

Las fuentes superficiales de ruido frecuentemente enmascaran las observaciones de deformación lenta, que generalmente se encuentran relacionadas con procesos tectónicos en la litosfera. Las señales tectónicas de variación de inclinación esperadas en una zona de subducción son frecuentemente de 1 μ rad/año o menores, mientras que las señales térmicas y el efecto de dilatación por temporal puede exceder de este valor notablemente, además las mediciones de deformación se encuentran sujetas a variaciones atmosféricas de amplitud por mucho mayores a la producida por la tectónica.

Existen dos estrategias principales para evitar algunas señales de origen no tectónico en la medición con LBT y que reducen los efectos de variación térmica y dilatación por precipitación: la primera consiste en instalar el inclinómetro a una profundidad mayor a los 10 m. Aunque, la temperatura es muy estable después de 1-1.5 m, lo que reduce o prácticamente elimina la variación térmica del fluido dentro del tubo; y la segunda es que la longitud del mismo sea comparable con la longitud de onda de las inclinaciones superficiales. En el caso de Acapulco se realizó una instalación somera, que incluye cementación de referencia a 5-7 m de la superficie en ambos extremos del tubo mediante barras de acero cementadas a la roca firme.

En lo que se refiere a los agentes atmosféricos, éstos varían en el tiempo con la participación de parámetros a escala global, alterando principalmente los valores de presión atmosférica y las condiciones dinámico-térmicas de la misma, los principales efectos observados son una componente vertical que hace variar a la presión atmosférica en la frecuencia de la marea terrestre (diurna y semidiurna principalmente) esta variación de los frentes atmosféricos (comunes en la costa oceánica) tiene un efecto directo en la variación de la inclinación, proporcional al valor de presión atmosférica instantánea, tal efecto se presenta con un retraso importante. Por otro lado las variaciones atmosféricas por si mismas ejercen variaciones locales, superficiales y altamente anómalas de la temperatura del mar, estas oscilaciones repercuten en una deformación volumétrica de la masa del agua y finalmente en la presencia de variaciones impredecibles de la marea oceánica.

En el presente trabajo propongo la corrección de una señal que contiene los efectos de tectónica, carga por presión atmosférica, carga oceánica y marea terrestre. Las correcciones logradas con la muestra son satisfactorias, considerando el efecto de cada una de ellas en forma independiente como la respuesta a un sistema lineal independiente; para corregir el efecto astronómico

más grande, el de marea terrestre, fue necesario hacer un estudio profundo sobre el origen y la naturaleza de esta señal. Para predecir un modelo aplicable a la observación realizada fue necesario hacer un análisis armónico de las ondas de marea registradas en los datos y detectar la presencia de los periodos que coincidieran con las ondas conocidas de marea y finalmente determinar los coeficientes que determinan la serie del modelo teórico.

Sin duda el principal problema al que se encuentra sujeta la predicción de un modelo de marea es la determinación de las ondas presentes en la señal observada, la amplitud con que se registran y el momento en que ha sido detectada por el instrumento con que se mide. Es posible mediante un análisis armónico de la señal observada detectar estos aspectos, sin embargo no es posible calcular precisamente la amplitud de la deformación asociada a dicho modelo de marea observado, pues la deformación se encuentra sujeta a la acción de las fuerzas actuando pero es función de las propiedades reológicas del medio. Estas propiedades no son simples ni tienen una geometría elipsoidal como se supone para la construcción del modelo, son función directa de la litología y los parámetros físicos locales.

Para entender el efecto que ocurre por la marea oceánica hay que mencionar que la variación de algunos parámetros reológicos determina cambios importantes en la flexibilidad de la litosfera continental, provocando desplazamientos y subsidencia irregulares que se reflejan por isostasia en el continente, esta irregularidad de los desplazamientos de roca se debe a que los parámetros reológicos determinan las propiedades y la respuesta mecánicas del medio (Panteleyev, et al., 1995). Para reducir estas diferencias locales debidas a las irregularidades, el modelo de marea oceánica ha sido referido a las coordenadas más cercanas posible al LBT.

6.1 Datos observados

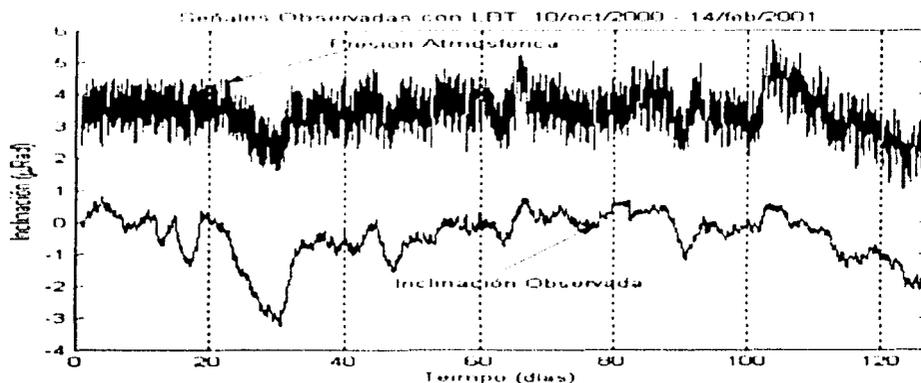


Figura 6.1 Señales observadas, presión atmosférica e inclinación.

En la figura 6.1 se muestran los datos observados con el LBT, antes de cualquier proceso, en ellos es apenas perceptible el ruido de alta frecuencia (con amplitudes entre -50.50 nrad). Es posible observar las relaciones de fase entre las señales, y la variación fuerte de la presión atmosférica (ésta ha sido escalada

para ilustrar la correlación entre señales, su valor real oscila en valores muy cercanos a 1 atm).

La presencia de la marea es clara en ambas señales, pero su efecto es más agresivo en la presión, mientras que en la inclinación es más suave.

Una vez adquiridos los datos, el ruido local y el efecto de tensión superficial en el flotador fueron eliminados. Las primeras observaciones de los datos LBT contemplan 2 señales, la inclinación y la presión atmosférica.

La señal cruda de inclinación, es el valor de voltaje adquirido en cada extremo del tubo, con un intervalo de muestreo de 1 min, a estos dos valores se aplica el valor de calibración, para transformar valores de voltaje (mV) a valores de inclinación (μ rad), de donde resultan los *dhs*, necesarios en la determinación de la señal de inclinación observada (figura 6.1). Tanto la inclinación como la presión atmosférica, se ven fuertemente afectadas por la presencia de señales periódicas, cuyas periodicidades corresponden con la marea, no obstante que la presencia de los periodos largos no es completamente correlacionable y existe un retraso en la relación de fases.

La muestra completa empleada en este análisis esta definida por el intervalo entre los siguientes datos, que son el primer y último dato respectivamente.

Fecha	Hora (GMT)	Tiempo (días)	Comp. Sur	Comp. Norte	Presión (hPa)
10-10-2000	18:26:42	0.76854167	-1455.2	262.7	1342.9
02-26-2001	20:06:17	139.837.697	-2826.8	1948.6	1335.6

Durante la adquisición se adquiere un registro con la fecha, hora (GMT), Presión atmosférica, nivel del extremo Sur y extremo norte, el 3^{er} registro que se observa en la tabla superior de izquierda a derecha constituye el tiempo calculado en días(msd) para la muestra completa que agregué previo al procesamiento de la señal observada

Las características del equipo no permiten tener un buen control del reloj durante la adquisición por lo que resulta indispensable aplicar algún método de interpolación, ya que se requiere de mucha precisión en el valor del tiempo¹ al momento de modelar la marea terrestre, considerando que pretendo encontrar y reducir el efecto de ésta última en la muestra, ambas señales deben ser correlacionables.

La señal observada que contempla este procesamiento esta formada por ~127.

6.1.1 Interpolación y remuestreo

Las características más importantes en el proceso, son el tiempo y la periodicidad de la muestra, si alguno de ellos se altera, los procesos sucesivos se ven alterados bruscamente, por ello el primer problema en la manipulación de los datos debido a la longitud de las señales fue reducir el tamaño de ésta a un intervalo de muestreo mayor y constante. Para ello utilizando el método de

¹ La totalidad de los procesos se realizó con unidades de tiempo en días solares promedio (msd). Para mejorar el control del tiempo se instalará un receptor GPS.

interpolación Spline bicúbicos, con un apoyo de periodicidad del espectro de frecuencias calculado para cada componente de la muestra, obtuve la nueva señal interpolada a 10 minutos.

Este método de interpolación esta basado principalmente en construir un polinomio de tercer grado que defina la trayectoria que une dos puntos, que se desplazan y conservando la periodicidad de la señal, así como la tendencia instantánea de la curva. Esto se logra basado principalmente en la ubicación de cada punto en un plano bidimensional, y la derivada instantánea.

Un aspecto singular claro es que al interpolar mediante el método de Spline funcionó como filtro pasa bajas con una banda de rechazo muy pequeña y eliminó el ruido con periodos menores a 10 minutos. Esto beneficia el proceso y no tiene ninguna repercusión en cuanto a pérdida de información por que los objetivos de esta observación son de periodo largo y/o aperiódicos.

6.2 Correcciones aplicadas a los datos del LBT

6.2.1 Construcción de los modelos de marea terrestre y oceánica

Actualmente es posible construir un modelo sintético de marea terrestre, utilizando la teoría del capítulo 5. Los factores que intervienen en su formación son bien conocidos y los periodos que observa está, son claros en las mediciones corticales. La principal dificultad que se presenta entonces es saber la magnitud de las deformaciones elásticas que realmente ocurren en el punto de interés. Para ello existen distintos su explicación requiere un gran espacio por este motivo no los incluyo y los principales casos están basados en análisis armónico de las observaciones (Mikumo, 1976) y desarrollos mediante funciones de Green para la deformación (Longman, 1963).

Para la generación de la señal de marea terrestre utilicé el programa TSOFT, que puede ser obtenido en forma libre por Internet. Este programa es el único que funciona bajo un ambiente grafico, que ofrece además de una serie de herramientas para procesar una señal, la determinación de un modelo teórico, considerando que se conocen los coeficientes de las ondas que se pretende modelar.

Para calcular los valores de amplitud de la marea terrestre realice una observación algo empirica de los espectros de frecuencia, asignando, pequeñas bandas de frecuencia correspondientes a los periodos conocidos de marea, calculando los valores de amplitud y mediante procesos iterativos, construir el modelo en TSOFT. Con los parámetros de coordenadas, azimut y horario correspondientes a la ubicación del LBT. La principal dificultad consiste en evaluar los valores de cambio de fases, pues esta sujeta a condición de la polaridad de la curva y de su posición relativa, de esta manera intente trabajar con un modelo de fase cero, pero la tendencia de la curva no correspondía con la producida por la influencia de los principales periodos solares.

Para calcular las fases apoyado en el software ETERNA 3.4' use el programa ANALIZE, que realiza un análisis armónico exhaustivo, basados en tablas previamente construidas de catálogos de marea terrestre. Los valores obtenidos en mis observaciones corresponden con los obtenidos por este programa.

El programa TSOFT permite calcular un modelo de marea terrestre a partir de los coeficientes y fases obtenidos, el obtenido de este análisis se observa en la figura 6.2.A, mientras que los coeficientes empleados para calcular tal modelo pueden leerse en la tabla 6.1.

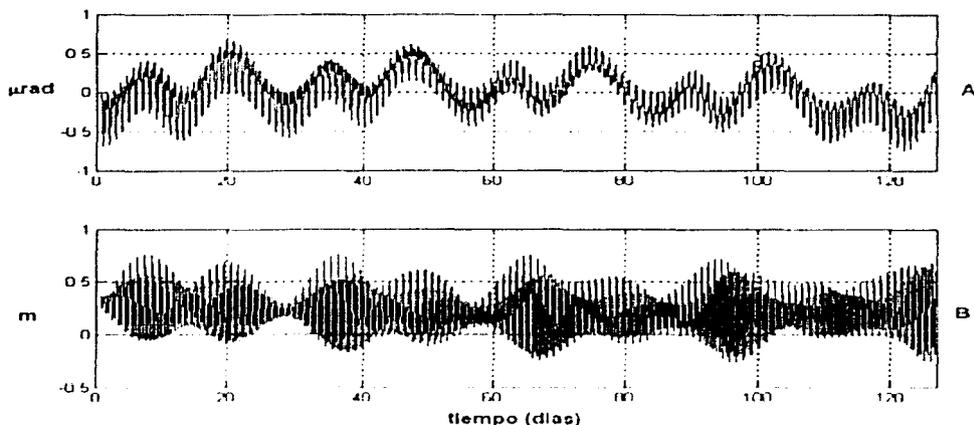


Figura 6.2 A: El modelo de marea terrestre generado por el programa TSOFT, con los parámetros espectrales indicados en la Tabla 6.1; B: La señal de marea oceánica generada con el programa WXTIDE, representa el modelo de marea esperada en la costa de Acapulco, no contemplan variaciones locales ni alteraciones meteorológicas.

Periodo Inicial	Periodo Final	Amplitud	Fase	Onda
0 000000	0 000913	3,60423	-120,7098	long
0 002428	0 249951	0 00256	56,7727	M1
0 748077	0 906315	0 00039	-172,6031	Q1
0 921941	0 940016	0 00001	90,9830	O1
0 958086	0 974041	0 00039	154,5668	NO1
0 991787	0 997881	0 00058	-28,7969	P1
1 000 000	1 000 000	0 05522	-64,3458	S1
1 001 972	1 003 504	0 00038	151,0128	K1
1 005 476	1 005 623	0 03503	-13,8511	PS11
1 007 742	1 011 099	0 00529	-20,3480	PH11
1 013 689	1 044 800	0 00024	155,0254	J1
1 064 841	1 216 397	0 00062	-105,3686	OO1
1 724 238	1 872 142	0 00001	-106,4544	2N2
1 888 387	1 906 462	0 00000	-3,4770	N2
1 924 679	1 942 753	0 00000	-160,1724	M2
1 960 823	1 976 926	0 00001	-176,4327	L2
1 994 524	2 002 738	0 00001	150,9948	S2
2 003 032	2 182 696	0 00011	136,0405	K2
2 758 101	3 081 254	0 00001	-69,6700	M3

Tabla 6.1 Amplitudes y cambios de fase esperados en la muestra suponiendo la presencia de todas las ondas en la señal observada, estos valores corresponden a los empleados en el modelo sintético generado.

Para el caso del efecto de carga oceánica es preciso conocer la marea oceánica (figura 6.2.B), lamentablemente no se cuenta con la muestra sincrónica a la observación realizada en el mareógrafo de Acapulco, por esta razón calculé un modelo de marea oceánica, utilizando el programa WXTIDE, relativamente sencillo de usar y los valores generados son consistentes con los reales.

Para justificar el uso del modelo de marea oceánica calculado con el programa WXTIDE, he comparado y correlacionado los datos de 4 años de observación en el mareógrafo (1971-1974), con el correspondiente modelo calculado por el programa, los resultados son favorables, sin embargo hay un retraso en el arribo de los periodos del programa, además el modelo generado solo contempla algunos periodos principales, mientras que los datos observados registran algunos periodos más.

6.3 Fundamento teórico de la medición

En la señales observadas, un extremo del tubo registra un incremento en el nivel de agua, mientras que en el extremo opuesto ocurre exactamente lo contrario, pero las magnitudes de los desplazamientos son idénticas y completamente en fase. En el centro se forma una separación angular entre la anterior superficie de control y la nueva, esta variación angular es equivalente a la medición que se pretende conseguir de la corteza. Separando el fenómeno físico en consideración y haciendo un análisis geométrico simplemente, se trata de dos triángulos rectángulos cuyas hipotenusas son la superficie de control, su cateto adyacente es la mitad de la longitud del tubo y la variación en el nivel de agua dentro del tubo (dh) representa al cateto opuesto.

Por lo tanto el valor del ángulo en cuestión se calcularía en forma simple mediante la función tangente:

$$\Theta = \arctan\left(\frac{CO}{CA}\right), \quad 6.1$$

que sustituyendo resulta:

$$\Theta = \arctan\left(\frac{2dh}{L}\right). \quad 6.2$$

Al calcular el límite de la función tangente cuando el argumento tiende a cero, lo cual corresponde con las condiciones de nuestro experimento se tiene que $\lim_{x \rightarrow 0} \tan x = x$; por lo que se concluye por analogía que

$$\Theta = \arctan\left(\frac{2dh}{L}\right) \cong \frac{2dh}{L}. \quad 6.3$$

lo que simplifica la determinación del ángulo Θ de inclinación, lo que es equivalente a la expresión 4.1, empleada para convertir las observaciones de diferencia de potencial a inclinación.

6.3.1 FFT, filtrado y correlaciones

Con los datos interpolados cada 10 min, inicié una serie de ejercicios, fundamentalmente en el dominio de frecuencias, analizando la mejor conveniencia en el cálculo de la inclinación (en tiempo), la decisión de calcularla simplemente como la aproximación del límite cuando la variación angular tiende a cero resulta muy conveniente y reduce el problema a emplear la Ecuación 4.1.

Luego de calcular los espectros de Amplitud y de fase, correlacionar las señales, identificar todas las relaciones posibles, apliqué un filtrado pasabajas, basado en que los objetivos de estudio son de frecuencia extremadamente baja, si no es que constante. Decidir la frecuencia de corte, de tal manera que no afectara ningún periodo de la marea hasta finalmente obtener $F_c=5.5$ (cpd), si es mayor afecta a la onda M3 del espectro, situación no deseable, pues el modelo de marea terrestre esta construido basado en las armónicas de la señal observada.

Empleando una ventana del tamaño del espectro observado, el orden asignado al filtro es extremadamente alto $n=95$, esto produjo fenómeno de Gibbs, que se ve reflejado en ondulaciones anómalas a los extremos de la señal filtrada, el detalle de la señal observada y la acción del filtro se aprecia claramente en la figura 6.3. Así mismo se observa la posición de los periodos dominantes en la marea terrestre y oceánica lo cuales no son afectados por el filtrado.

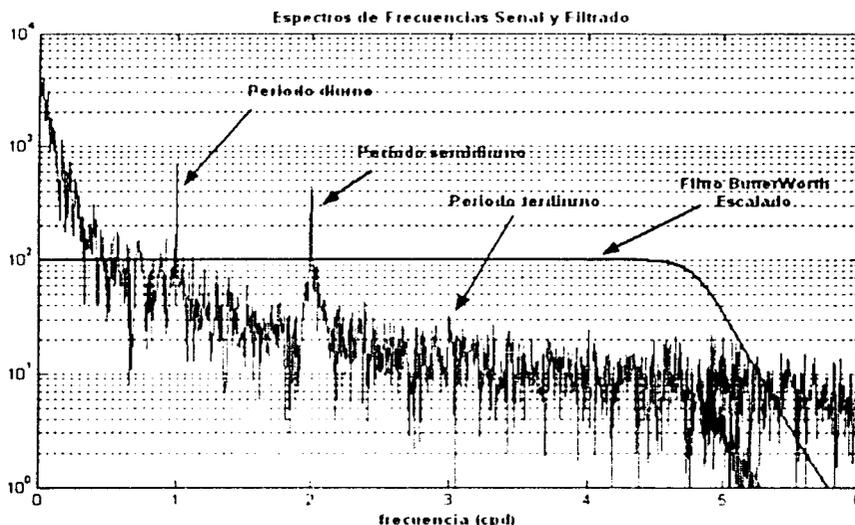


Figura 6.3 Detalle del filtrado pasabajas, espectros de amplitud de las señales observada y filtrada.

La aplicación del filtrado previo al proceso de detiding, agrega ruido periódico y dificulta el proceso, de tal manera que la aplicación del filtrado pasa-bajas quedo reducida a un suavizado posterior al proceso completo.

6.4 Construcción de las funciones de respuesta "Admittance"

El admittance constituye un filtro experimental de la señal que no requiere ser normalizado, es decir se obtiene la respuesta de un medio a la señal unitaria a través del medio generado, representado por la otra señal; formando así una función de respuesta normalizada (admittance) de una señal respecto a la otra, que se comporta como función de transferencia.

Como una forma de entender la mecánica del proceso, se propone la siguiente nomenclatura que corresponde a las señales ya descritas y donde la simbología en mayúsculas representa la transformada de Fourier de estas señales:

Inclinación Observada = tl . Marea Terrestre = et . Marea oceánica = mo .

Inclinación = Θ . Ruido aleatorio = rn .

Los parámetros empleados durante el proceso son los siguientes:

$dt = 10 \text{ min.} = 1/144 \text{ día.}$

Frecuencia de Nyquist: $F_n = 72 \text{ cpd.}$

Frecuencia de corte en el filtrado pasabajos Butterworth. $F_c = 5.5/24 \text{ cpd.}$

El grupo de datos procesados finalmente esta contenido en el intervalo:

$t(0) = 10/10/00$	18:20:00	0.768546 días.
$t(18178) = 13/2/01$	23:50:00	126.999 días.

Mediante el análisis de las señales de: Inclinación (tl), Marea Terrestre (et), Presión Atmosférica (p) y Marea Oceánica (mo); y después de calcular sus cross-espectros verifiqué que éstos fueran sincronicos y estuvieran en fase, para que las funciones de respuesta (admittance) fueran lo suficientemente validas, de esta manera separe los efectos de marea terrestre, de carga oceánica y de inclinación, por lo tanto la calidad de estas funciones es fundamental.

Con el fin de entender la acción de una función de respuesta y conocer la efectividad de su uso realicé un análisis de las características espectrales, así como del comportamiento de la coherencia entre las señales involucradas en la generación de tal función.

La relación entre la deformación por el efecto de la subducción y la deformación armónica por mareas es analizada al calcular funciones de respuesta en forma semejante a como lo aplica Tamsett (1984) en series gravimétricas. La función de respuesta o admittance, se construye en el dominio de frecuencias transformando por Fourier las señales de inclinación y Presión, así como los modelos de marea calculados; El admittance o función de respuesta se define como la relación de amplitud de la inclinación respecto a la amplitud de la señal cuyo efecto se pretende eliminar de la observación (En lo que sigue de la descripción y análisis de las funciones de respuesta, las graficas y discusión de sus propiedades me limitaré a mostrarlas para el efecto de marea terrestre, sin embargo la forma de eliminar los demás efectos es equivalente) como una función de cada una de las ondas de marea.

En presencia de ruido un buen estimador del admittance puede ser obtenido del Cross Espectro de tl y et y del espectro de potencia, de cada uno. De acuerdo con Makenzie y Brown (1976) y Watts (1978). El admittance complejo se calcula de la siguiente manera:

$$Z_{TE}(f) = \frac{TE(f)}{EE(f)} \quad 6.4$$

Mientras $TE(f)$ es el cross espectro entre tl y et y se calcula de la siguiente forma :

$$TE(f) = TL(f) \cdot ET(f)^* \quad 6.5$$

EE es el espectro de potencia de e_t , que se calcula como:

$$EE(f) = ET(f) \cdot ET(f)^* \quad 6.6$$

Y el espectro de potencia de la inclinación:

$$TT(f) = TL(f) \cdot TL(f)^* \quad 6.7$$

Donde el asterisco denota al complejo conjugado.

Algunos suavizados espectrales son necesarios (Tamsett, 1984) si las fluctuaciones son excesivas en la banda de frecuencias en que están orientados los objetivos del análisis, apoyados en la necesidad de obtener un promedio de la variación espectral.

Antes de procesar la señal observada, eliminé por resta de la regresión lineal la tendencia. Los extremos de la muestra (~10 días) fueron forzados a pasar a través del promedio del primer y último datos como suavizado para reducir el efecto de borde, posteriormente construí las funciones de respuesta en la forma detallada anteriormente.

6.5. Análisis del admittance y la coherencia

Para verificar la efectividad de la función de respuesta que use para corregir los datos de inclinación calculé su espectro de frecuencias y la coherencia (figura 6.4) de la función admittance. La coherencia (γ^2) es una medida de la fracción de energía en la inclinación en un particular periodo, que podría ser atribuido a la marea terrestre. Una estimación imparcial de la varianza se logra con la siguiente expresión.

$$\gamma^2 = \left[\frac{C_{ir}(f) \cdot C_{ir}(f)^*}{TT(f) \cdot EE(f)} - 1 \right] \quad 6.8$$

La coherencia es prácticamente uno en la banda de frecuencias correspondiente a los grupos de ondas de la marea, predominantemente los periodos mas conocidos diurno y semidiurno, con algunas oscilaciones de amplitud muy pequeñas (10^{-10}), lo que habla de una adecuada relación entre los espectros y concordancia entre las frecuencias. Para la mayor parte de la muestra vale cero, pues la correlación entre estas bandas es mínima o nula.

Para las frecuencias muy bajas, existen intervalos (pequeñas cajas que corresponden con bandas de frecuencia, para las ondas de marea de periodo largo, algunas no calculadas en el modelo) además de una tendencia máxima hacia la frecuencia cero que caracteriza la presencia de una señal constante o monótonamente cambiante, aperiódica, este comportamiento corresponde al esperado de la señal de inclinación por tectónica.

En el admittance es claro el efecto de las ondas diurnas, semidiurnas y muy claro el de las terdiurnas, concentrándose una fuerte cantidad de la señal hacia las bajas frecuencias, la claridad de los periodos más cortos se debe a la buena correlación entre éstos, mientras que en las bajas frecuencias, al no haber sido calculadas en el modelo, permanecen ruidosas y fluctuando con gran amplitud.

La función de admittance es extraordinariamente semejante a un filtro pasabajas, suave y las ondulaciones reflejan a detalle la presencia de los periodos principales

de la marea. La fase es casi cero para todas las frecuencias, principalmente las más altas, excepto por el periodo semidiurno que muestra un claro valle negativo y el periodo diurno que solo es un pequeño abultamiento también negativo. Hacia las frecuencias muy bajas los valores son predominantemente negativos, hasta una fase cero en la banda de frecuencias muy bajas lo que demuestra que la funcionalidad del admittance calculado es mayor en esta banda de frecuencias, y su calidad aumenta con la longitud de la muestra, esto es debido a que en una muestra mas grande el contenido de energía seria más alto en las frecuencias características, atenuando la información aleatoria de alta y baja frecuencia. La concentración de energía hacia las bajas frecuencias corresponde a periodos muy largos de la marea y muy probablemente a la inclinación. En las frecuencias "altas", la fase del admittance comienza a fluctuar, notablemente alrededor de la frecuencia cero, pero ruidosamente, esto en otro caso debería suavizarse, pero como nuestro objetivo son las bajas frecuencias, no lo considero necesario.

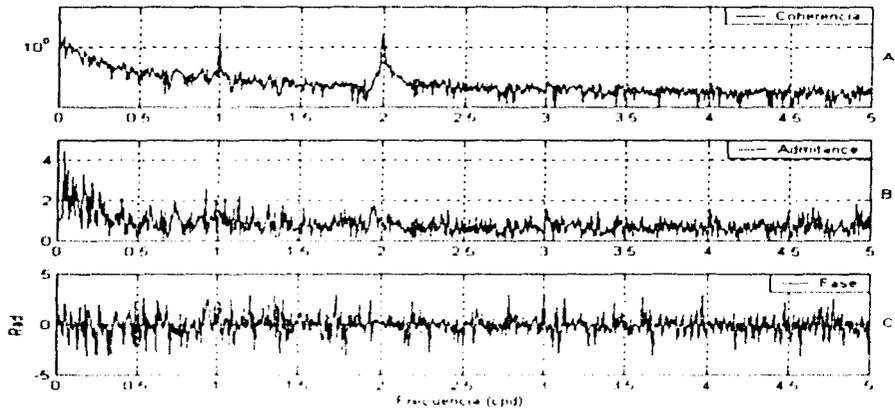


Figura 6.4 A: Coherencia entre las señales de Inclinación y marea terrestre. B: Espectro de amplitud de la función de respuesta y C: Espectro de fase de la misma función de respuesta obtenida entre las señales observada y marea terrestre.

En la grafica 6.4, la amplitud en los periodos principales de marea, es predominantemente uno para la función de admittance y la fase es prácticamente cero para todo el espectro y predominantemente negativa en las bandas de frecuencia de los grupos de onda diurnos y semidiurnos.

Las señales de inclinación calculada se logran a través del producto en frecuencias entre la función de admittance y la transformada de Fourier de la señal fuente de ruido en consideración. En la figura 6.8 se muestra la inclinación observada, la inclinación predicha con admittance y la diferencia entre ellas. La diferencia entre las inclinaciones calculada y la observada permite verificar la efectividad de la función de respuesta para obtener una inclinación ya no contiene "exclusivamente" el efecto debido a la marea terrestre. Este modelo calculado, luego de una muestra muy larga, será útil (en el futuro) para detectar algún comportamiento anómalo de la variación de este parámetro, por simple diferencia de la señal observada.

La función de respuesta ha sido bien aceptada para modelos de gravimetría y análisis de influencia batimétrica como son los casos de Tamsett (1984) y Krishna (1996). No existen dificultades que permitan extrapolar su uso en el detiding planteado.

6.5.1 Análisis del espectro de potencia

La medida del espectro de potencia es difícil y frecuentemente no es comprensible, el uso de transformada rápida de Fourier FFT es óptima en frecuencias y la información de amplitud es usada para conocer los espectros de señales como se observa en la figura 6.5 ya que se trata de una señal con alto contenido de periodicidad, el resultado obtenido por la FFT es correcto, sin embargo, si las señales procesadas fueran aleatorias, sería necesario desarrollar una aproximación estadística para la estimación de la amplitud, no es el caso ya que en la marea las componentes armónicas son dominantes.

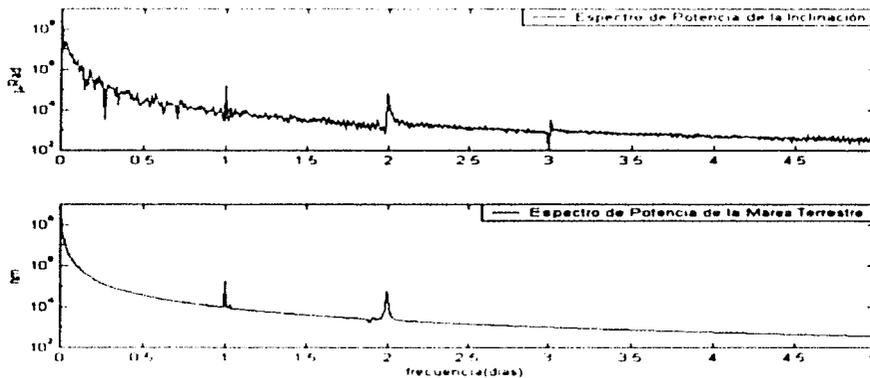


Figura 6.5 Espectros de Potencia de las señales que intervienen en la formación del admittance, en ella se aprecian claramente los picos de los periodos en las señales.

Las amplitudes de los espectros de potencia, para los periodos dominantes de la marea son prácticamente las mismas entre el modelo creado con TSOFT y la señal observada, a excepción del periodo terdiurno, representado por M3 en la muestra, incluir una amplitud mayor de tal periodo distorsiona la forma del modelo de marea y no se ajusta al problema.

6.5.2 Diferencia en el tiempo de arribo de las señales

Por definición, la correlación entre señales mide el grado de semejanza entre ellas o la relación entre la forma de las ondas, el retraso para que los periodos en una ocurran en la otra.

Los procedimientos de cálculo básico para las aplicaciones de la FFT para medir las diferencias en el tiempo de arribo, entre dos señales sugieren la observación de la correlación entre estas dos señales que se suponen la misma, verificar si el impulso de máxima energía coincide en la frecuencia cero, si no es así esto representa un retraso.

Por condición practica en el mismo script² desarrollado para el proceso en el programa MATLAB. Calculo los Cross espectros para obtener el admittance, donde se comparan las señales de inclinación y presión atmosférica. La eficiencia para observar características de amplitud y retraso en el cross espectro hacen que se le considere a éste como un espectro de amplitud y de fase.

La simetría del cross espectro muestra un retraso de la señal de deformación respecto a la presión atmosférica, que al calcularlo en tiempo es de 15.62 hr, la diferencia en el tiempo de arribo es clara al revisar la ocurrencia de los periodos en las señales, en la figura 6.6 se observa el detalle del arribo de un mínimo en la marea asociado al perigeo lunar ocurrido el 11 de Marzo de 2001

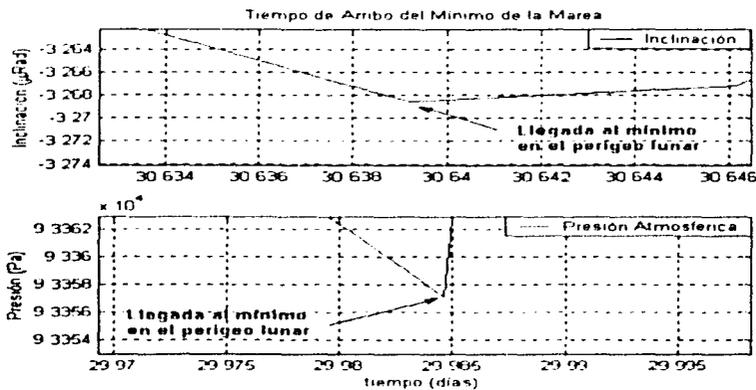


Figura 6.6 Diferencia en el tiempo de arribo.

6.6 Algoritmo Aplicado " El Proceso "

El estudio de la inclinación con LBT se encuentra aún en su etapa experimental, ha sido objeto de múltiples observaciones, que van desde mejorar la calidad de la adquisición hasta implementar el método de corrección de las mismas. Por esta razón desarrolle el proceso como se muestra en el diagrama de la Figura 6.7, para el análisis y corrección de la muestra obtenida con el inclinómetro de Acapulco. En este proceso la opción matemáticamente sólida, más razonable es el uso de funciones de respuesta (admittance) que sean útiles como filtros experimentales de los fenómenos externos, capaces de inducir inclinaciones sin relación tectónica. Por lo tanto es necesario conocer la forma de los fenómenos que ocurren y si es posible modelarlos previamente, de tal manera que sea posible corregir las observaciones en tiempo real.

Dadas las circunstancias el evento esperado de deformación subsidente, la superficie se está inclinando ligeramente hacia el norte, de tal manera que al extremo Sur le corresponderían "dhs negativos" mientras que al extremo norte "positivos". Obedeciendo a un comportamiento teórico esperado, suponiendo ausencia de deformación por marea terrestre y carga oceánica.

² En el Anexo B incluyo una copia del scnp empleado en este procesamiento.

El filtrado agrega un efecto de borde a la señal en tiempo, consecuencia del fenómeno de Gibbs del filtro, sin embargo este problema afecta exclusivamente los extremos de la señal filtrada (~6 horas) y al final aplico un aplanado restando la media, ya que el efecto simplemente altera la señal residual a los lados.

Es necesario corregir el retraso en la medición de la presión atmosférica, fenómeno completamente correlacionable tanto en tiempo como en frecuencias (Vandam et al., 1994).

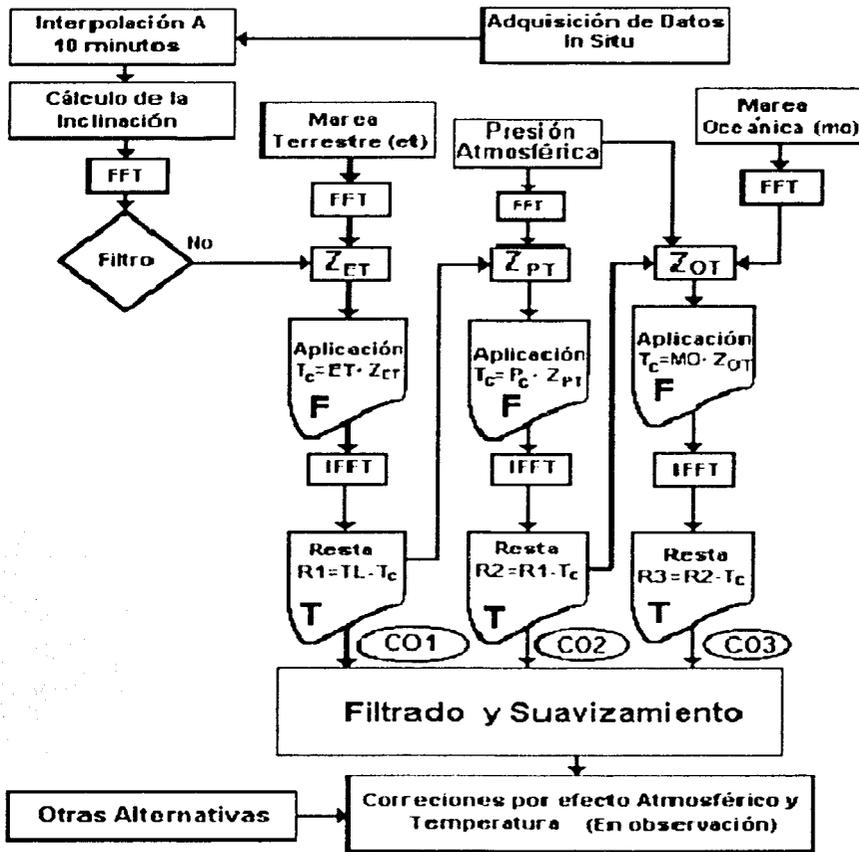


Figura 6.7 Diagrama que ilustra el proceso aplicado a los datos del LBT, las señales correspondientes a marea terrestre y marea oceánica. La letra T y F dentro de los cuadros indica el dominio en que se aplicó tal proceso. T = tiempo; F = frecuencias.

Los resultados obtenidos muestran que el filtrado es un elemento muy sensible del proceso por lo que realicé el proceso sin aplicar un filtrado pasabajas a la señal observada (figura 6.8.C), y con esta señal construí la función de admittance como se señala en la ecuación 6.4,

Al realizar el producto con el modelo de ET calculado (figura 6.8.D) se obtiene una señal que transformada en tiempo la llamo la inclinación calculada o efecto de la marea terrestre en la inclinación (figura 6.8.E), esta es la forma en que se inclina el LBT debido a la marea terrestre, y al calcular la diferencia da por resultado la señal corregida del efecto de marea terrestre (Figura 6.8.F). Que hasta el momento parece ser la mejor corrección obtenida CO1. El detalle de estos procesos se observa en la figura 6.8.

La aplicación del admitance a la señal-fuente de ruido resulta en la predicción del efecto de esta señal en la inclinación (solo para la parte que tiene correlación con la inclinación observada). La diferencia representa la señal de inclinación corregida (parcialmente, por la parte correlacionada) por marea terrestre, carga oceánica o presión atmosférica.

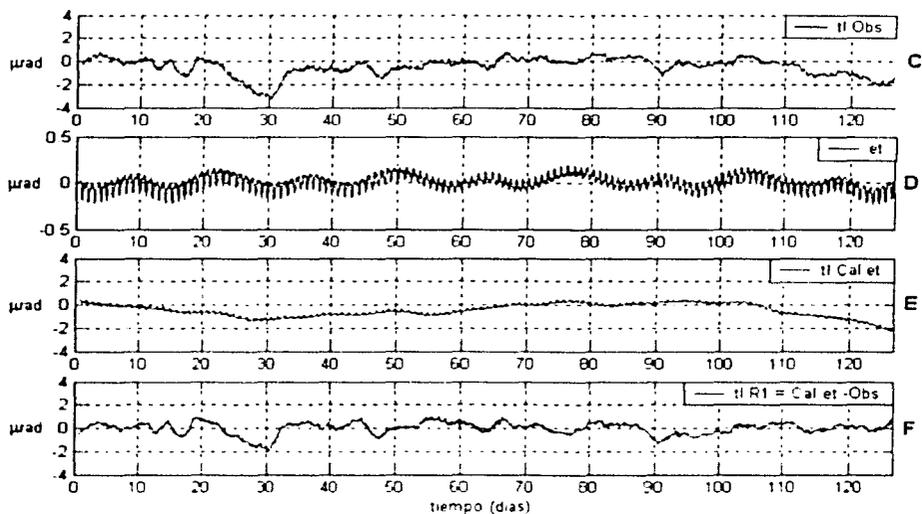


Figura 6.8 En las graficas se muestra C: La señal observada con LBT; D: EL modelo calculado de marea terrestre E: Predicción del efecto de marea terrestre; F: Diferencia E-C que representa la inclinación corregida por efecto de marea terrestre (detided).

Con el modelo obtenido F, se procede a generar una nueva función admittance con la marea oceánica y así construir un modelo teórico capaz de reducir el efecto de la carga oceánica en la observación (Figura 6.9.G), la señal de marea oceánica debe ser corregida por las variaciones térmicas registradas y por la variación de la presión atmosférica, al carecer de datos de temperatura y de un modelo real de la marea, construí la señal de admittance con el modelo de WXTIDE. Del producto de la señal de MO y la nueva señal función admittance, se obtiene el modelo esperado de inclinación debido a la carga oceánica (figura 6.9.H), éste se resta directamente del modelo F, dando por resultado la señal de inclinación "reducido" el efecto de la carga oceánica (figura 6.9.I).

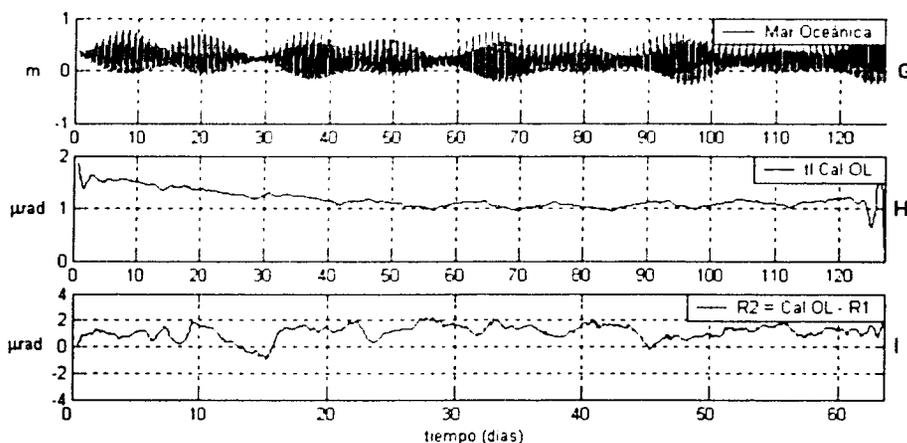


Figura 6.9 G: La señal previamente corregida (detided); H: El modelo calculado por efecto de carga de oceánica; I: La inclinación residual corregida por efecto de carga oceánica.

Con la señal corregida hasta el momento (Figura 6.9.H), se procede a calcular la función de admittance con la presión atmosférica (Figura 6.9.J) (desplazada, filtrada con Butterworth Fc 5.5 cpd. y corregida previamente por marea terrestre con una función admittance) y así construir la predicción por admittance que represente la inclinación que sufre la corteza como resultado de la presión atmosférica (Figura 6.9.G), que al restar E-G, da por resultado un modelo de inclinación reducido de marea terrestre y presión atmosférica CO₂ (Figura 6.9.H). carga por presión atmosférica y carga oceánica. Que es la mejor corrección lograda, con la información hasta el momento obtenida (Figura 6.10.K)

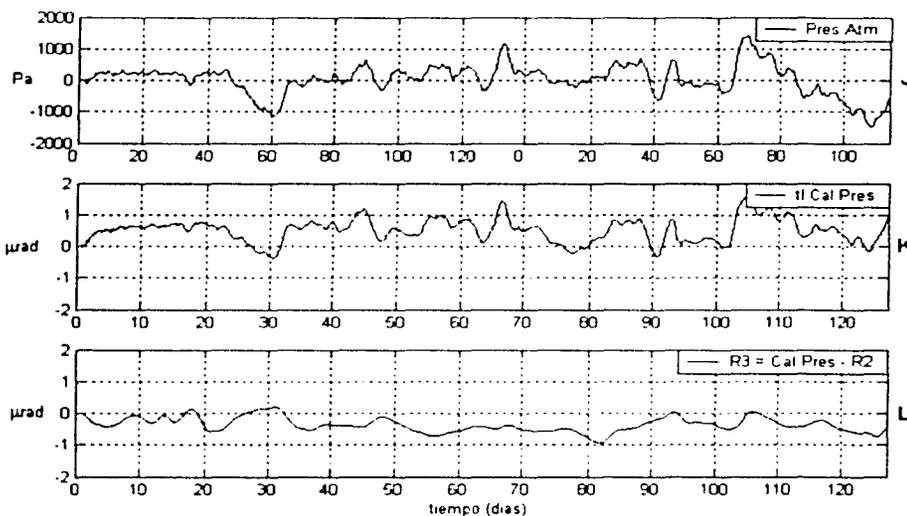


Figura 6.10. J: Presión atmosférica corregida; K: Modelo de inclinación debida a la carga por presión atmosférica; L: Diferencia entre I-K, señal de inclinación residual debida a la tectónica.

La inclinación medida corresponde con los valores esperados de 0.5 μrad . Además, se verifica la ausencia de periodicidades y ruidos dentro de la inclinación. Sin olvidar que los efectos atmosféricos y de variación de térmica, no han sido considerados, además, éstos observan periodos coincidentes con la marea, sus amplitudes varía por lo que algunos valores extremos pueden estar ligados estrechamente con las variaciones en tales fenómenos.

Teóricamente es justificable que los procesos aplicados a la señal previamente filtrada fueran los mejores, sin embargo la corrección que brinda mejor calidad es la que no se filtra. Esto muestra que la función de admittance realiza la corrección en un solo paso, manipulando al ruido aleatorio como si se tratara de señales periódicas, que se desea eliminar.

En el caso de los procesos en que la señal fue previamente filtrada, las diferencias finales resultan más ruidosas, lo que revela un sobreprocesado, situación que es extrema al calcular la Inclinación.

Los resultados obtenidos mediante la aplicación de las funciones de admittance permiten una excelente apreciación de la inclinación, y un control del fenómeno que se desea eliminar de la muestra, significativamente es importante no filtrar la señal antes de aplicar el proceso propuesto, ya que se ha verificado las ventajas que ello representa.

Al analizar el resultado final obtenido en el modelo K, se aprecian irregularidades que muy probablemente se encuentran asociadas a variaciones locales, no predecibles analíticamente, de las variaciones atmosféricas y de temperatura, por ejemplo; el máximo relativo que se observa y se arrastra en todo el proceso para el día 31, corresponde exactamente con la luna llena en el epigeo lunar, situación correlacionable de otros plenilunios en los datos, observables pero de menor amplitud.

Las correcciones que se observan fueron realizadas ajustando un modelo de marea terrestre con las frecuencias dominantes de ésta y la tendencia que observa la curva de cada señal; esto muestra el hecho necesario de un tratamiento independiente y la necesidad de aplicar la corrección por marea directamente a la señal de inclinación y no así a la medición inmediata del LBT.

Es decir que a pesar de que las señales observadas y las mareas, tanto terrestres como oceánicas son fenómenos correlacionables entre si completamente, la corrección directa sin construir un filtro experimental (función de respuesta) resulta inútil, pues la observación en la inclinación de la corteza presenta valores muy pequeños lo mismo que la marea, mientras que la variación en los niveles dentro del tubo observa valores muy altos, entonces técnicamente la corrección por marea directamente a la observación del LBT no es útil y no refleja una solución.

6.7. Otros Procesos Alternativos

6.7.1. Corrección con el programa TSOFT

Como un ejercicio para demostrar lo que se logra con una corrección donde se corrigen los efectos de presión atmosférica y de marea terrestre. Incluyo la descripción del procesamiento realizado con el apoyo del programa TSOFT, presentada en Kostoglodov et al., (2001).

Los datos de inclinación pueden ser corregidos para la señal térmica deducida de las variaciones de temperatura. La figura 6.11 representa un ejemplo de la señal de inclinación registrada simplemente como suma de los dos extremos de los datos del sensor (señales prácticamente idénticas de desplazamiento pero con el signo opuesto) divididos por la longitud del tubo. La duración de esta medición es de ~ 90 días. Aparte de los numerosos picos periódicos pequeños, que corresponden a los efectos de inclinación de la marea terrestre y por carga oceánica, los datos contienen variaciones de inclinación esporádicas relativamente grandes y largas hasta 2 μ rad. Al comparar los datos de la señal cruda de inclinación con los datos de la presión atmosférica (figura 6.11.A) uno puede observar la coherencia aparente entre estas dos señales. La coherencia se vuelve más clara si comparamos los datos de la inclinación y de la presión medida con un filtro pasabajos (figura 6.11.C y E), o los datos de inclinación corregida por marea terrestre (figura 6.11.D) obtenidos al aplicar un modelo de mareas simplificado (usando el programa TSOFT de ROB)

El efecto de la carga de la presión atmosférica sobre el desplazamiento cortical de la superficie no está bien determinado en los estudios geodésicos. El movimiento vertical es la componente más grande del desplazamiento de la superficie y esta relacionado con la carga por presión atmosférica. Éste puede causar el desplazamiento radial de la superficie terrestre hasta 10.25 mm con una variación temporal dominada por los periodos de aproximadamente dos semanas (p.ej. VanDam et al.,1994). Estas variaciones de la presión atmosférica están relacionadas con la migración de los sistemas de presión de escala sinóptica (escala de 1000-2000 km). Este tipo de señal de carga por presión es claramente observada en los datos A-D en la figura 6.11 durante periodos de ~2 semanas , aproximadamente del 30/10/00 al 12/11/00. Las variaciones correlacionadas entre las señales de presión y de inclinación de periodo más corto (menos de 1 semana) pueden ser observadas también. Para remover el efecto de la carga de la presión calculamos el admittance (programa TSOFT) entre los señales de presión e inclinación filtradas (datos D, E respectivamente en la Figura 6.11) y aplicamos esta función de admittance a la señal de la presión para hacer un estimado de la parte correlacionada de la señal de inclinación. Restar la inclinación debido a la presión correlacionada de la señal de inclinación D (Figura 6.11) debe resultar en una inclinación filtrada a partir del efecto de la carga por presión atmosférica. La figura 6.11.F muestra que los procedimientos de filtrado reducen significativamente las variaciones en la señal de inclinación debidas a los efectos de marea y de presión. La señal de inclinación residual todavía tiene unas variaciones notorias correlacionables con la carga de por presión pero en periodos más cortos que ~1 semana. Los datos de LBT acumulados en los periodos de tiempo más largos debe permitirnos obtener el estimador más preciso del admittance y conseguir mejores resultados del filtrado.

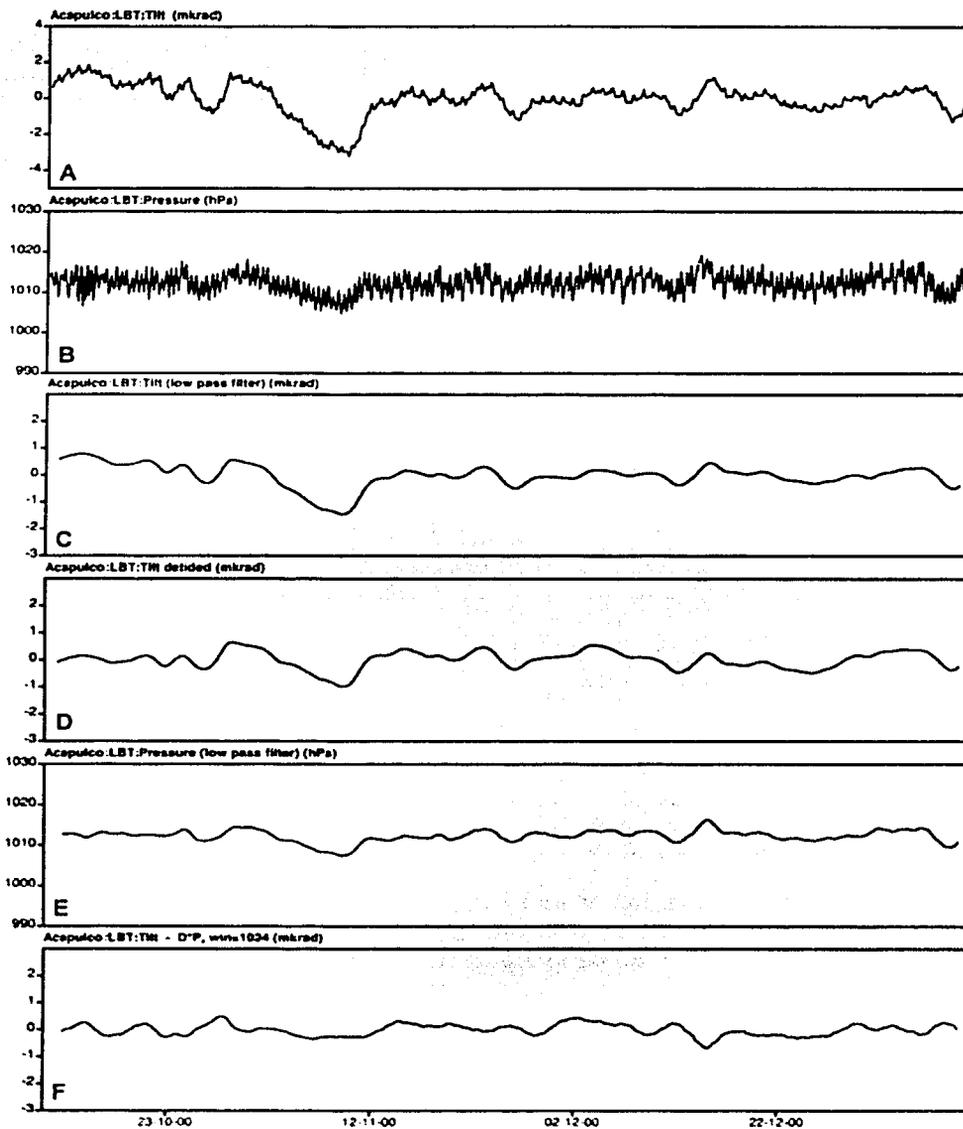


Figura 6.11 Los datos LBT y los resultados de procesamiento de algunos datos preliminares. A – Señal observada de inclinación. B - Presión atmosférica. C – Datos de A después de un filtrado pasabajas. D – Datos de A sin marea terrestre. E – Presión después de un filtrado pasabajas. F - la señal residual de inclinación calculada restando el efecto de la carga de la presión de la marea de D.

INSTITUTO NACIONAL DE ESTADÍSTICA Y GEOGRAFÍA

6.7.2 Corrección haciendo uso de la deconvolución

Una alternativa es considerar que las distintas fuentes de deformación constituyen una sola señal final que es producto de la presencia de los distintos espectros considerados, es decir resulta de la convolución en tiempo entre las mismas señales, dando por resultado la señal observada.

$$TL = \Theta * ET * OL * RN$$

6.8

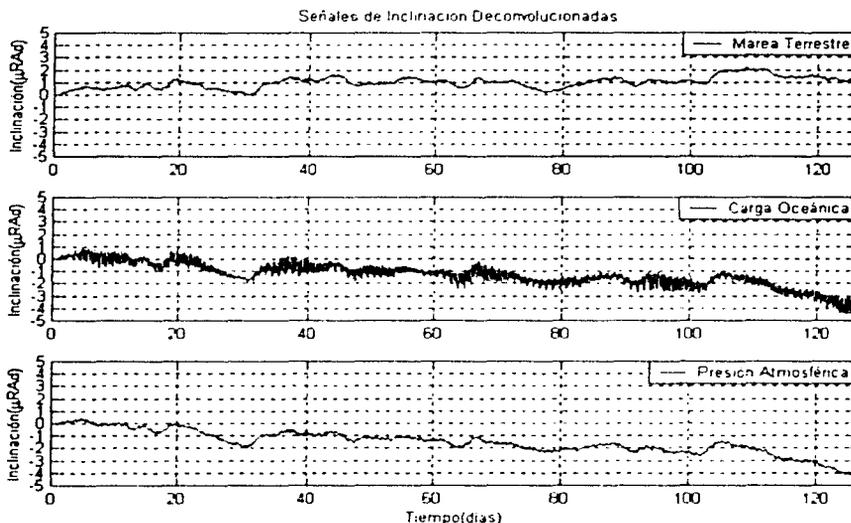


Figura 6.11. Señal de inclinación deconvolucionada con cada uno de los fenómenos indicados, luego de suponer que está formada por la convolución de la inclinación tectónica y cada uno de los efectos por separado.

El método empleado para deconvolucionar las señales consiste en analizar una relación de una señal respecto a la otra en el dominio de Z y transformando en forma inversa el filtro obtenido de la siguiente expresión.

$$H(z) = TL(z) / ET(z). \quad 6.9$$

$$Tlc(t) = tl(t) - (et(t) * h(t)). \quad 6.10$$

Donde $H(z)$ representa un filtro en el dominio Z y $TL(z)$ y $ET(z)$ son las transformadas Z de las señales tl y et , respectivamente y $h(t)$ es la transformada zeta inversa de $H(z)$; el asterisco denota el operador convolución. Repitiendo analógicamente esta operación para cada parámetro en consideración.

En la figura 6.11 puede observarse este proceso realizado por separado para cada parámetro considerando única su presencia en la señal observada, mientras en la figura 6.12 se muestra la señal deconvolucionada de los tres fenómenos que ya he citado.

Nótese que el método propuesto básicamente realiza lo mismo que lo que realice al aplicar la función admittance, sin embargo la ventaja de empleo de una función de respuesta en el dominio de frecuencias, es precisamente que se realiza en el

dominio en que mejor se observa la ocurrencia de los fenómenos en consideración, lo que permite un mejor control del proceso.

La señal observada después de aplicar deconvolución con la señal de marea terrestre figura 6.12, muestra una alta efectividad al aplicar una sola corrección, sin embargo no es consistente su uso al querer separar varias señales, al aplicar la deconvolución por la segunda corrección (carga oceánica) el resultado es una señal claramente sobreprocesada, en la que incluso se altera el resultado final de inclinación. La tendencia de la curva en la figura 6.12 cambia notoriamente alterando el resultado, esto revela la necesidad de aplicar la corrección por presión atmosférica

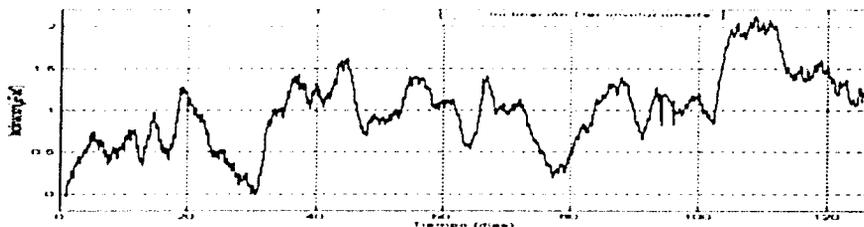


Figura 6.12 Deconvolución de la señal con la marea terrestre y la marea oceánica.

6.8 Análisis e interpretación de las observaciones

Mediante la integración de los datos del Inclinómetro con la evolución observada en el perfil topográfico de nivelación coincidente a la orientación del inclinómetro, y el perfil gravimétrico en la zona permitirán en un futuro generar el modelo de la deformación cortical en dicho perfil así como su evolución durante un ciclo sísmico.

Con las observaciones de un régimen estable de la deformación, pueden ocurrir algunos eventos tectónicos lentos y subsidencia de la superficie. En las observaciones del LBT se distingue que la superficie donde se encuentra instalado se inclina ligeramente hacia el norte, ya que a la componente sur le corresponden "dhs positivos" y a la componente norte "negativos".

Es difícil de hacer una estimación del cambio en la inclinación tectónica basándose en los datos procesados hasta el momento. La variación de inclinación esperada del periodo largo relacionada con la subducción de la placa de Cocos es del orden de $1 \mu\text{rad/año}$ en el sitio del LBT. La tendencia determinada de la señal residual obtenida (figura 6.10.L) es menor que $1 \mu\text{rad/año}$ pero no representa un valor estadísticamente confiable.

Los próximos intentos de mejorar el procesamiento de los datos están dirigidos a suprimir la señal de inclinación-marea usando el filtrado predictivo con los datos de la marea terrestre y la marea de Acapulco como datos aportados. Se Puede anticipar una inclinación de la carga semidiurna con la amplitud promedio de 100 nrad en Acapulco, y la señal de carga secular periódica que variará entre $10\text{-}200 \text{ nrad}$ como resultado de la carga oceanográfica costera. La última debe presentar una fuente de ruido significativo si no es suprimido usando una función de admittance apropiada entre los datos de la medición de marea y los datos del inclinómetro.

6.8.1 Alcances de la interpretación

La observación realizada con LBT no corresponde a un valor de inclinación en el contacto, mide la inclinación de la superficie que simplemente es un indicador del comportamiento de la zona acoplada. Por lo tanto, los cambios en el régimen de la inclinación sugieren algún movimiento del acoplamiento.

Es necesario investigar profundamente los parámetros reológicos y determinar con toda precisión los coeficientes de marea del sitio así como los grupos de onda de marea que prevalecen en la zona, toda vez que los aquí propuestos son resultado de un análisis minucioso, es necesario incrementar el tamaño de la muestra procesada para una mejor estimación de estos valores.

6.8.2. Elementos importantes para la mejor interpretación de los datos y justificación de los procesos aplicados a la señal.

Luego de analizar detalladamente las razones para la elaboración de este trabajo, y los factores que intervienen en la toma de decisiones, lo mismo que en la adquisición de datos, es preciso explicar la naturaleza tanto de los fenómenos meteorológicos que actúan en la lectura observada por el instrumento capaces de alterar la calidad de los datos y que requieren una corrección en cada caso.

Nótese que en los diferentes procesos propuestos es claramente más conveniente no aplicar ningún tipo de filtrado, sino simplemente una buena construcción del admittance, que sea capaz de reducir el fenómeno hacia el que esta orientado. La relación espectral entre las señales en cuestión no necesariamente corresponde en la grafica con la del admittance y este luce muy ruidoso. Es necesario aplicar algún suavizado espectral en el caso de trabajar con altas frecuencias; sin duda una de las principales dificultades en el manejo de señales cuya evolución es lenta es precisamente los periodos largos en las fuentes de ruido, sin embargo para este caso resulta muy conveniente, por lo tanto no es necesario aplicar ningún suavizado a las funciones usadas pues el ruido en la señal de admittance se encuentra principalmente en las frecuencias altas, y esto no representa un problema para los objetivos de la observación, además se suprimen mutuamente en la resta.

¹ El Software ETERNA 3.4 puede ser adquirido directamente en el Centro Internacional de Marea Terrestre ICET, <http://www.gik.uni-karlsruhe.de/~wenzel/etema33/etema33.htm>

CONCLUSIONES

- La relación entre la inclinación y la marea terrestre fue analizada, con una función de respuesta capaz de generar el valor de inclinación que la marea terrestre produce en la corteza. Es necesario una observación más grande para calcular con mayor precisión estas funciones y separar el efecto de las distintas fuentes de deformación superficial.
- El proceso es muy sensible al filtrado digital, es más conveniente aplicarlo después de reducir la presencia de las otras señales de inclinación.
- Al construir los cross espectros entre la señal observada y las señales fuente de ruido que se desea reducir es posible identificar los retrasos que existen respecto a la señal observada, a fin de que las señales sean sincronas y el uso de los filtros experimentales sea útil.
- Calcular las componentes de marea para cada uno de los extremos del tubo permite comparar los resultados que son completamente idénticos en el orden de 10^{-12} m. La separación longitudinal de 518m, entre ambos extremos del instrumento constituye simplemente un punto sobre la corteza y las diferencias no son importantes para un modelo de marea terrestre.
- Existe un retraso de tiempo en la señal de inclinación respecto de la señal de presión atmosférica de 15.62 hr.
- La medición obtenida con LBT es de muy alta precisión pero no indica, ni permite calcular el valor real del plano en el contacto entre placas, únicamente constituye un indicador de la inclinación de la superficie, ésta por otro lado sugiere desplazamientos o cambios de la zona acoplada.
- Las observaciones realizadas con un instrumento de tal precisión, anclado a la corteza, permiten medir fenómenos que no son fáciles de detectar con los métodos tradicionales, la oportunidad de observar la fuerte incidencia de aspectos meteorológicos en los datos, su influencia en la corteza "sólida", así como las consecuencias globales que éstos involucran constituye un importante interés conjunto para la tectónica y las ciencias atmosféricas.
- La señal del LBT representa una alternativa de estudio de la variación sinóptica en la línea de costa y sus efectos atmosféricos.

Recomendaciones

- Instalar un reloj mas preciso, dada la sensibilidad de este parámetro para efecto de corregir por mareas.
- Es posible construir un modelo de la marea y conocer los periodos de ésta que están afectando a la observación mediante un análisis de mareas, sin embargo la deformación real que ocurre solo es posible medirla, ya que es una respuesta elástica de la corteza al sistema de fuerzas actuando. Seria útil instalar algún instrumento si es posible tres (Gravímetro permanente y péndulos horizontales en dos componentes perpendiculares) para conocer mejor los valores reales de dicha deformación. Al menos seria muy útil realizar una observación larga de gravimetría para calcular valores de amplitud promedio para la componente vertical de la marea registrada.
- Es necesario operar el inclinómetro en combinación con otro que mida en la dirección perpendicular, ya que la observación en una sola dirección sólo permite detectar inclinaciones en la dirección del tubo y/o en componentes de deformación con direcciones oblicuas al mismo.
- Coordinar el trabajo de adquisición con LBT, con las observaciones realizadas por el servicio mareográfico y servicio meteorológico, para que los datos sean corregidos con información real.
- Los resultados obtenidos con LBT superan por mucho la precisión de los métodos tradicionales, por ello resulta conveniente hacer una comparación de los datos obtenido con estos otro y las observaciones con LBT; mejor aún integrar la información adquirida.

Anexo A. Información geológica generalizada de la zona

La respuesta del LBT a la inclinación se encuentra sujeta a la deformación del sitio, esta deformación es el resultado principalmente de la marea terrestre, presión atmosférica, carga oceánica y por supuesto la tectónica. El valor de la deformación misma obedece a estos fenómenos y sus periodicidades, sin embargo está sujeta a las propiedades físicas del contacto y de la roca de cimentación. Para la descripción geológica, la interpretación de los datos y finalmente para modelar el área de influencia de tal interpretación, este capítulo explica las condiciones geológicas desde el punto de vista regional, considerando que la estructura geológica que pretendo interpretar, tiene grandes dimensiones, y la influencia de la interpretación final puede ser útil, e incluso extendida, para entender el comportamiento del acoplamiento. Así mismo explico las condiciones de la geología, refiriéndome a algunos elementos o condiciones litológicas que podrían influir en la adquisición de los datos, en condiciones locales.

La observación de algunos aspectos geológicos y litológicos, previa a la instalación del instrumento, es de gran importancia ya que éstos pueden alterar en forma contundente los resultados, pues se pretende interpretar una estructura de gran magnitud y profundidad, mientras que las condiciones locales superficiales son un reflejo del interior, pero se encuentran fuertemente influenciadas por elementos meteorológicos y ruido cultural.

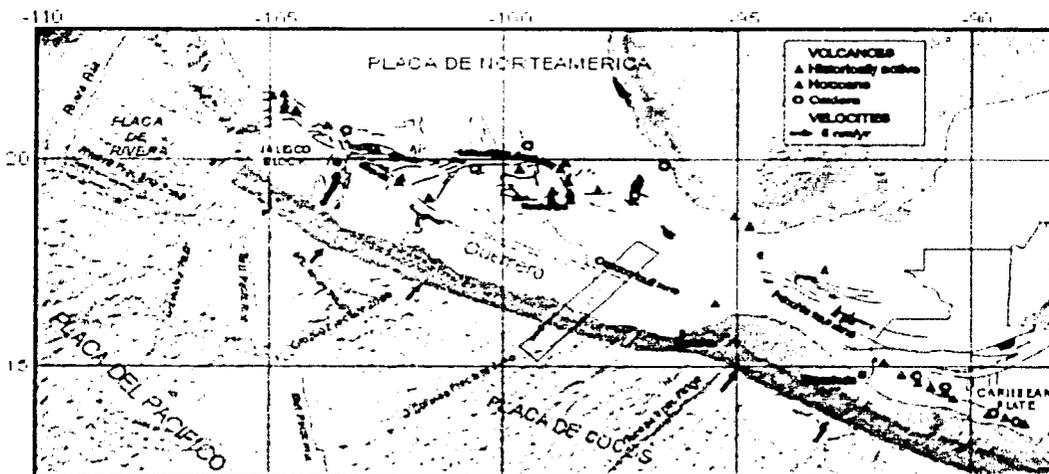


Figura A.1. Ubicación de la zona de estudio, límites de la interpretación. (Imagen Cortesía V. Kostoglodov.)

La traza geométrica observada de la superficie de acoplamiento entre placas se encuentra sobre un perfil de nivelación diferencial, que permite correlacionar los valores obtenidos (Mimiaga, 1999) y el perfil gravimétrico modelado para Acapulco (Peláez, 1999). Por lo que el área de estudio queda comprendida en una carta de Coordenadas: 14° a 20° N y de 97° a 102° W. Figura A.1.

Antecedentes

La geología del suroeste del país no es simple, ya que se encuentran estratigrafías variadas, pertenecientes a cuencas de depósito, unidades corticales y oceánicas de tamaño, litología, deformación y edades variables. Además esta parte del país está situado en el borde Sudoccidental de la placa de Norteamérica, donde en la región de la trinchera, la corteza oceánica subduce a la corteza continental, es decir, la primera se sumerge por debajo de la otra, se han formado durante su historia geológica depósitos relacionados con áreas insulares y mares marginales, dando origen a distintos tipos de depósito vulcanosedimentario, sedimentos marinos y continentales. En forma muy concreta es necesario analizar la geología del estado de Guerrero, en donde el modelo tiene mayor importancia, considerando la existencia de las Brechas de Guerrero.

Las estructuras del estado de Guerrero se encuentran divididas en terrenos, cuya complejidad geológica, es necesario conocer para entender el marco tectónico y las condiciones bajo las que se formaron, así mismo su influencia en las condiciones futuras.

Marco Tectónico Regional

El término terreno se aplica para explicar la yuxtaposición de unidades de la corteza, que son diferentes en litología, deformación y geocronometría de su basamento. La mayor parte del territorio en Guerrero es un conjunto de terrenos unidos mediante acreción al margen austral de América del Norte durante el Fanerozoico (Campa and Coney, 1983).

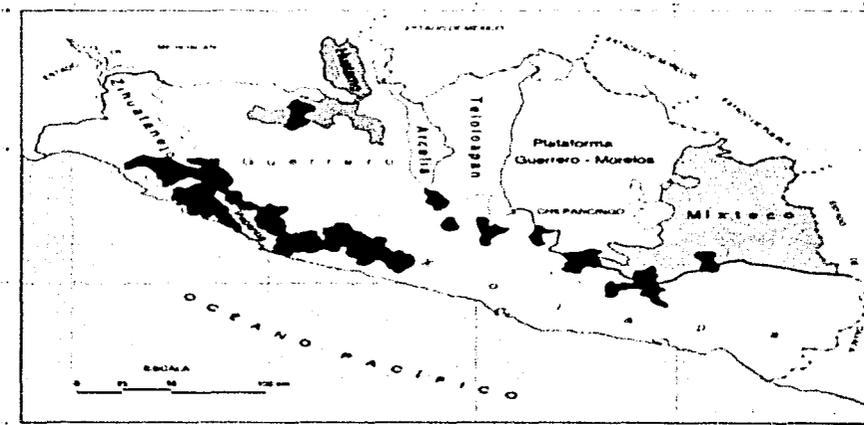


Figura A.2 Terrenos geológicos en que se divide el estado de Guerrero, principal área de observación, el inclinómetro está instalado precisamente en el Terreno Xolapa (Monografía Geológico-Minera del Estado de Gro. Consejo de Recursos Minerales, 1999).

En la literatura existente, se plantean diferentes nombres para los terrenos y aún esta en discusión su extensión y límites. Predominantemente en la zona existen;

un Superterreno, el Terreno Guerrero y otros dos terrenos, los Terrenos Mixteco y Xolapa. figura A.2

La Tectónica que dio origen a los terrenos y complejos geológicos Figura A.2. que se encuentran al sur es extraordinariamente complicada y solo ha sido objeto de estudios parciales, y algunos muy generales que comprenden a toda la república.

Los terrenos cristalinos del sur de México se dividen en los complejos: Oaxaqueño (Proterozoico Medio), Acatlán (Paleozoico), Xolapa y Tierra Caliente (Paleozoico?-Mesozoico). La edad, deformación, estratigrafía y metamorfismo del complejo Oaxaqueño son interpretados en términos de un ciclo Grenvilliano. Los cinturones de milonitas en tres lados del complejo Oaxaqueño representan movimientos intensos de fallamiento. El complejo Acatlán, polimetamórfico, consiste en dos partes: Una placa parautóctona y una placa alóctona que se interpretan en términos del ciclo de Wilson, como del Paleozoico, relacionado con la apertura y cierre de un océano Preatlántico. Los complejos metamórficos Xolapa y "Tierra Caliente" (Esquisto Taxco/Rocaverde Taxco Viejo, Esquisto Tejupilco, etc.) de edad Paleozoico? Y Mesozoico, parecen representar, respectivamente, la parte intracortical (raíz) y supracontinental de arcos magmáticos y cuencas sedimentarias asociadas, que se desarrollaron en respuesta a una subducción del pacífico, principalmente durante la fase mesozoica del régimen tectónico cordillerano (Ortega-Gutiérrez 1981).

La teoría de tectónica de placas explica parte de los eventos tectónicos que afectaron y afectan la zona, ya que se encuentra frente a la trinchera de Acapulco, sitio donde esta ocurriendo la subducción de las placas de cocos con la de Norteamérica, esto provoca esfuerzos, fallas y actividad sísmica en general

Geología Histórica

En la figura A.3. puede apreciarse la distribución geológica generalizada de la parte central y sur de México, Investigaciones han sugerido que se trata de una cuenca que se desarrollo entre los periodos Jurásico y Cretácico (Lang et al 1996), predominando depósitos de origen andesítico y sedimentario, de origen marino. Que a su vez se depositaron sobre un basamento Pérmico -Triásico.

A finales del Cretácico temprano, Aptiano tardío ocurrió una trasgresión que propició una cuenca en la porción continental, depositando así una plataforma calcárea durante el Cretácico medio, que posteriormente fue cubierta con depósitos calcáreos flysch durante el Campaniano - Maastrichtiano. Hacia el Cretácico tardío, principios del Paleógeno ocurrió la Orogenia Laramídica, que generó pliegues y cabalgaduras, acortando la superficie Este-Noreste, para el Terciario. Periodo en que inicia el Vulcanismo Intracontinental del centro, sedimentación Siliclástica hacia la cuenca y el desarrollo de un nuevo graben con rumbo norte y un relieve de hasta 3 km.



Figura A.3. Geología simplificada del sur y centro de México (Lang et al., 1999).

En lo que corresponde al modelo general, éste se encuentra limitado al norte por el eje neovolcánico. Que se extiende desde el Golfo de México hasta el Golfo de California, formado principalmente por vulcanismo alcalino y calcoalcalino, con una secuencia que abarca desde el cuaternario hasta el mioceno Tardío. Este cinturón volcánico se encuentra rodeado por secuencias mesozoicas de la sierra madre oriental en el norte y la sierra madre del Sur en la parte Sur. Actualmente es aceptado ampliamente, que el material fundido bajo la subducción en el Pacífico (Placas de Cocos y Norteamérica) genera este vulcanismo. Lo mismo que la evolución de la actividad volcánica en esta faja, que migra de Norte a Sur, y obedeciendo a los desplazamientos del contacto entre placas.

El eje neovolcánico

El eje neovolcánico constituye una de las estructuras más jóvenes a describir, remontándose a su formación únicamente hasta el Mioceno, durante esta época, su formación fue indirecta, generalmente asociada a depósitos volcánicos, generalmente ignimbritas, basaltos y tobas, sin embargo éstos son más abundantes hacia el Oeste. Al término del Mioceno tardío, messiniano, los depósitos volcánicos fueron cortados por un sistema de fallas de orientación principalmente Noroeste, formando bloques al oeste del país.

Un análisis cronológico del Eje neovolcánico, sería aproximadamente como sigue, remontándose la mayor parte de sus estructuras Al Terciario Tardío, Neógeno:

Durante el Mioceno, en la Sierra Madre Occidental comienzan a depositarse restos volcánicos como ignimbritas, basaltos, y tobas volcánicas, depósitos que se observan fallados cerca del Plioceno predominantemente al oeste.

Ya hacia el Plioceno, comienza la apertura del rift en Baja California, asociado a esfuerzos en dirección Noreste, en esta época se observan basaltos, ignimbritas y andesitas que indican continuidad de subducción de la placa de Cocos.

La mayoría de los estratovolcanes calcoalcalinos registran un máximo de actividad. Durante el Cuaternario, depositándose el material generado por éstos en la cuenca del rift, que se observan discordantes en los sistemas de fallas generados por la apertura del rift en dirección Noroeste-Oeste de México.

Dentro de los Plioceno al reciente se observan fallas en la región sur del Eje, que cortan incluso rocas del cuaternario, manteniéndose activas, dada la morfología de éstas, en la edad de los depósitos fallados y en observaciones sismológicas.

Terreno Guerrero

Él más controvertido de los tres terrenos del Estado de Gro. Está dividido en 5 subterrenos, con unidades litoestratigráficas distintas, cubriendo la mitad occidental del estado.

Subterreno Teloloapan

Esta constituido por tres conjuntos litológicos, un basamento esquistoso de edad Prejurásica superior, pero posiblemente mesozoica, un marco volcánico del Jurásico Superior-Cretácico Inferior y una cobertura sedimentaria del Cretácico inferior- Superior.

Subterreno Arcelia

Este subterreno consiste de 2 secuencias tectonomagmáticas diferentes:

- a. Cobertura sedimentaria de rocas volcánicas Principalmente y filitas negras del Jurásico Superior.
- b. La secuencia Arcelia, consistente en lavas almohadilladas espiliticas a doleíticas, hialoclásticas y diques basálticos a micrograníticos, cubierto por material tobáceo rico en radiolarios del Albiano – Cenomaniano.

Subterreno Huetamo

Este terreno representa la acumulación de una cuenca localizada detrás de arco, es una secuencia esencialmente sedimentaria ligeramente deformada, que consiste de depósitos vulcanoclásticos del Titoniano que contienen lavas almohadilladas poco frecuentes en la base, turbiditas vulcanoclásticas de grano grueso a fino.

Subterreno Zihuatanejo

El Subterreno Zihuatanejo aflora desde colima hasta Zihuatanejo y consiste de una secuencia formada por dos conjuntos. El inferior es complejo e incluye rocas metamórficas, volcánicas, ultrabásicas y turbidíticas de edades inciertas, su deformación es variable. El conjunto superior esta formado por una secuencia de

andesitas, riolitas e ignimbritas interestratificadas con calizas y capas rojas del Albiano-Cenomaniano. Las lavas son calcoalcalinas y denotan influencia cortical.

Subterreno Papanoa

Es el de menor extensión, lo que aproximadamente es de 60km de longitud por 10 a 20 Km. De ancho. La clasificación mejor aceptada para los componentes de este subterreno es:

- a. Una secuencia de rocas ígneas ultrabásicas y básicas representada por una serie o complejo ofiolítico, removido y segmentado, construido por dunita, peridotita de olivino, harzburgita, wherita, cinopiroxenita, anfíbolita, gabro, diacasa, dolerita y troctolita (Litodema Papanoa), la mayoría de estas rocas tiene una foliación leve y están parcialmente serpentinizadas en menor o mayor grado.
- b. Sedimentos tipo flysch metamorfizados, que contienen bloques de rocas metamórficas de composición diversa (complejo las Ollas)
- c. Rocas Vulcanosedimentarias de edad dudosa (Formación Camalotito).

Las rocas ultrabásicas que caracterizan este terreno lo identifican como parte de un complejo de corteza o fondo oceánico removilizado. La edad de este conjunto no está bien establecida y podría ser paleozoica o mesozoica.

Este subterreno presenta una posición excepcional en la culminación occidente del terreno Xolapa y en la terminación suroriental del subterreno Zihuatanejo y el batolito granítico de Petatlán.

Terreno Mixteco

El terreno Mixteco aflora en la parte noroccidental de Guerrero, teniendo dentro de los confines del estado aproximadamente 120 km de largo y 130 km de ancho. Es el único de estos terrenos del que se conoce el basamento, constituido por el complejo Acatlán, del Paleozoico inferior, cubierto en forma aislada por sedimentos por sedimentos del Pérmico, mas ampliamente por una secuencia del Jurásico y por último por una secuencia de calizas del Albiano. Mejor desarrollada en lo que constituye la plataforma de Guerrero-Morelos.

Estudios paleomagnéticos indican que las rocas a partir del Albiano sufrieron muy poco o ningún desplazamiento en el terreno Mixteco con respecto a la placa estable de Norteamérica. Sin embargo direcciones anómalas de rocas del Batoniano al Oxfordiano y de los estratos Pérmicos implican una rotación en sentido contrario al de las manecillas del reloj de $15+8^\circ$ de movimiento hacia el sur en el tiempo del Oxfordiano y el Albiano, alrededor de 160 a 110 Ma (Sedlock, et al., 1993).

Terreno Xolapa

Al referirnos a la porción sudoeste del estado de Guerrero y los límites con Oaxaca, el terreno dominante es el Xolapa, hacia la zona más sur, es el más grande, pero el menos conocido de los terrenos en el sur de México. Comprende

un área aproximadamente de 70-100 km de amplitud y se extiende 600 km a lo largo de la costa del Pacífico.

Este terreno representa la raíz de un arco magmático del Mesozoico medio al terciario inferior, caracterizado por ortogénesis y paragénesis, así como migmatitas en conjunto con plutones simotectónicos y postectónicos, consistiendo en rocas con un alto grado de metamorfismo. Los contactos del terreno Xolapa con los terrenos Guerrero y Mixteco están caracterizados por milonitas con una asociación con fallas normales (Hermann, 1994), producto de reactivación de otras estructuras (Tolson, 1997).

Con base en la migmatización a gran escala de la corteza media e inferior, y plutonismo granodiorítico, tonalítico y granítico generalizado. (Ortega-Gutierrez, 1981), interpreta al complejo Xolapa como un arco magmático, constituido por un proceso continuo de evolución y de emplazamiento de magma y migmatización de la corteza.

Sabanero-Sosa (1990) sostiene que el terreno Xolapa representa a un terreno multiplutónico que se ha formado por procesos de desarrollo de corteza cuasicontinental, al lado del margen por el desplazamiento del bloque Chortis al SE durante el Eoceno, es decir, responde a una acreción constructiva. Sedlock et al (1993) señalan que el límite por falla del terreno Xolapa con el terreno Guerrero esta completamente destruido por las intrusiones granitoides del terciario al este de Zihuatanejo y Petatlán.

Los intrusivos de los terrenos Guerrero y Xolapa, según fechamientos isotópicos de Rb-Sr, indican un decrecimiento hacia el SE de edades de minerales, desde 80+-3 Ma. en Puerto Vallarta, Jal. Hasta 11.2+-0.3 Ma. en Puerto Ángel, Oax., independiente de la edad del metamorfismo de las rocas. Así, en Acapulco, Gro. Se obtuvo una edad de 48+-1Ma(Eoceno medio) para la intrusión en esta área y en Pinotepa Nacional, Oax. Casi en el límite con Guerrero, 25+- 1 Ma. (Oligoceno Superior).

La edad del complejo Xolapa, no ha sido establecida aún, a pesar de esfuerzos por datarla con métodos isotópicos que determinaron edades desde el precámbrico hasta el terciario; es decir una edad del Precámbrico-Paleozóico para el protolito, y una edad Cretácico tardó - terciario temprano para la migmatización.

Estratigrafía

La descripción estratigráfica de la zona resulta verdaderamente complicada y por ello me concretaré a explicar y describir la columna para los terrenos Xolapa y Mixteco básicamente. Dado que sería necesario la elaboración de 4 distintas columnas, una exclusivamente para definir al terreno Guerrero, otra para la zona del Eje Neovolcánico y otra más para la formación Morelos. Por lo tanto el análisis estratigráfico lo reduciré a la descripción en la zona más próxima a la instalación del instrumento.

ERAT.	SIST.	SERIE	PISO	EDAD* [Ma]	TERRENO MIXTECO	TERRENO XOLAPA	
CENOZOICO	CUAT.	Holoceno		0.01	Aluvión		
		Pleistoceno		1.6			
	TERCIARIO	Plioceno		5.3	Fm. Cuemavaca Fm. Chipancingo		
		Mioceno		23.7	Andenita Buenavista Rt. La Tizapota	Fm. Chaucingo Fm. Alquitrán	
		Oligoceno		36.5		Fm. Agua de Obispo Fm. Papagayo	
		Eoceno		57.8	Fm. Balsas Fm. Tetzaco	Terciario continental indiferenciado Complejo Xolapa	
Paleoceno		65.4					
MESOZOICO	CRETÁCICO	Superior	Golfo	Maastrichtiano	74.5		
				Campaniano			
				Santoniano	87.5	Fm. Mexcala	Complejo Xolapa
		Inferior	Comanche	Coniaciano			
				Turoniano	91.0	Fm. Cuautla	
				Cenomaniano	97.5	Fm. Morelos	Fm. Teposcolula Fm. Yeso Tlaltepex
	JURÁSICO	Superior	Coahuila	Albino	113.0	Fm. Cuicachapa (Arroyo)	Fm. Zaca
				Barremiano			
				Hauteriviense			
		Medio	Llano	Valanginiano			
				Berriasiense	144.0		Complejo Xolapa
				Tithoniano			
	Inferior	Llano	Kimendguano				
			Oxfordiano	163.0	Grupo Tecocoyunca		
			Calloviano				
	Tria-sico	Inferior	Llano	Badeniano			
				Bajociano			
				Aseniense	187.0	Conglomerado Cualac	
PALEOZOICO	Superior	Llano	Toarciense				
			Pliensbachiano				
			Sinemuniano	208.0	Fm. Chapolapa	Complejo Xolapa	
PALEOZOICO	Medio	Llano	Helangiense	245.0		Fm. Olineta	
PALEOZOICO	Inferior	Llano		570.0	Complejo Acatlán	Complejo Xolapa	
PRECÁMBRICO							

Figura A.4. Columna Estratigráfica Simplificada para los Terrenos Xolapa y Mixteco, destaca la importancia a niveles superficiales respecto a la estabilidad del instrumento, sin embargo. La importancia en el nivel del Oligoceno - Mioceno, ya que este segmento del Terciario es muy probable que sea la roca que se encuentra sobre el material milonítico que se forma en la subducción, conocer las textura y otras propiedades físicas del material en el contacto, sería útil para entender la evolución del mismo (Monografía del Estado de Guerrero, SECOFI 1999).

Terreno Xolapa

El terreno Xolapa consiste en rocas con un grado de metamorfismo alto (Wolastonita, cumingtonita, cordierita-silimanita y andalucita): ortogenesis y paragneises migmatíticos y una secuencia de plutones, normalmente sin deformación, que afloran paralelos a la costa (Ortega- Gutiérrez, 1981) figura A.4. Las secuencias de rocas sedimentarias, sin deformación ni metamorfismo, que cubren a los demás terrenos, no se encuentran cubriendo al terreno Xolapa.

Con base en la migmatización a gran escala de la corteza media y plutonismo granodiorítico, tonalítico y granítico generalizado, Ortega-Gutiérrez(1981) interpreta el complejo Xolapa como un arco magmático, construido por un proceso continuo evolucionario de emplazamiento de magma y migmatización de la corteza. Ratschbacher et al (1991) sugieren que el terreno Xolapa se originó como un arco magmático en el mesozoico tardío, que se formó cerca o sobre la corteza continental de Norteamérica. Las migmatitas heredaron Circones precámbricos que concuerdan en edad con el basamento de los terrenos Mixteco y Oaxaca. Las edades de las cristalizaciones de los granitoides varían sistemáticamente, según su localización, de 35 Ma en la parte Occidental a 27 ma. en la parte oriental del complejo Xolapa. Los contactos con los terrenos Guerrero y Mixteco están caracterizados por milonitas. El terreno Xolapa es dividido actualmente en tres grandes unidades tectónicas.

1. Una secuencia de basamento metamórfico y una serie de intrusivos que predatan un evento de metamorfismo y migmatización.
2. Secuencias migmatíticas que pueden ser divididas en un complejo migmatítico metasedimentario y un complejo migmatítico metaigneo.
3. Un batolito granítico-granodiorítico posterior a la migmatización.

Las dos primeras unidades son también conocidas como el complejo Xolapa. Se reconocieron al menos cinco eventos de deformación en el terreno Xolapa: dos sinmetamórficos y subparalelos a las estructuras de diferenciación metamórfica y migmatítica; uno sinmetamórfico y sinmigmatítico, contemporáneo a la formación de las estructuras migmatíticas de origen anatómico, uno postmigmatítico, con un estilo estructural transpresivo y de mecanismo dúctil-frágil; y uno transtensivo, dúctil-frágil y frágil.

Terreno Mixteco

Este es el único de estos terrenos del que se conoce con precisión el basamento, formado por el complejo Acatán, el que consiste, en el estado de Guerrero, en filitas y cuarcitas principalmente y esquistos de todo tipo, gneises, granitoides e intrusiones de rocas máficas y ultramáficas en menor grado.

Sobre el complejo Acatlán se depositaron rocas sedimentarias marinas y continentales del Jurásico y Cretácico. Cerca de Olinálá, ignimbritas del Triásico(?) /Jurásico(?) cubren en discordancia los estratos del carbonífero-Pérmico y el complejo Acatlán. Los sedimentos jurásicos incluyen un conglomerado de cuarzo del Aaleano-Bejociano y rocas clásticas marinas continentales; carbón y carbonatos del Bajociano- Caloviano, cuya fauna liga el terreno Mixteco en el margen del Pacífico cerca de los Andes Centrales y el Occidente con un estrecho marino entre América del Norte y América del Sur (Sedlock et al 1993) Otros estratos mesozoicos incluyen capas rojas del Neocomiano-Aptiano y carbonatos y clásticos de cuenca, del Albiano-Maastrichtiano, que son parcialmente correlacionables con los de la plataforma Guerrero-Morelos. Por último, en el Cenozoico se depositan sedimentos continentales y rocas volcánicas cubriendo a las unidades anteriores. Las rocas

sedimentarias cretácicas de la plataforma Guerrero-Morelos se pueden considerar como un subterreno que cubre parcialmente al terreno Mixteco.

Terreno Guerrero

Subterreno Teloloapan

Secuencias con predominio de derrames de lava y productos piroclásticos en la base y rocas epiclásticas y calizas del Aptiano-Albiano en la cima. Los derrames de lava están constituidos por basalto, andesita y escasa riolita, su composición es homogéneamente calcoalcalina, no hay evidencia de influencia cortical. Presenta metamorfismo de bajo grado y sobrecorrimientos hacia el oriente.

Subterreno Arcelia

Secuencia recientemente consignada como diferente de la Teloloapan, formada por basalto y rocas ultrabásicas con una cubierta silico-arcillosa. Los derrames de lava son toleíticos de arco. Por isotopía y contenido Faunístico dan una edad del Albiano – Cenomaniano. El metamorfismo y la deformación son similares a los del subterreno Teloloapan.

Subterreno Huetamo

Secuencia de depósitos turbidíticos y flujos de escombros, gradúa verticalmente a calizas y capas rojas hacia la cima. Parte de los clásticos son de origen volcánico (andesita y riolita) y metamórfico. Existe un nivel de lava interestratificado de composición toleítica de arco. La edad es del Jurásico Superior-Cretácico inferior. La deformación es moderada con pliegues amplios.

Subterreno Zihuatanejo

La deformación que afectó este Subterreno produjo pliegues amplios de tipo laramidico, que han sido fallados fuertemente, por tratarse de una zona con gran actividad tectónica. En su extremo septentrional, esta en contacto por falla con el Subterreno Huetamo, al sureste con el subterreno Papanao en un contacto no muy claro. Numerosos batolitos cortan la secuencia y límites o relaciones tan importantes como el contacto meridional con el terreno Xolapa.

El vulcanismo basáltico de Arcelia, de naturaleza toleítica, y las rocas ultrabásicas asociadas, son testigos de una cuenca marginal que se abrió en el Albiano-Cenomaniano. El cierre de esta cuenca tuvo lugar en el cretácico tardío-Paleoceno, lo que provocó la tectonización intensa del arco de Teloloapan y de su cubierta oriental. La cuenca de Huetamo y las formaciones volcánicas Zihuatanejo, de naturaleza calcoalcalina, reposan sobre un zocalo continental y están separadas del arco de Teloloapan por la apertura de la cuenca de Arcelia. Su tectonización poco importante, estuvo ligada a la lejanía de la zona de sutura de la cuenca de Arcelia.

Subterreno Papanoa

Aun se encuentra en discusión si el Subterreno Papanoa se deba considerar por separado del Subterreno Zihuatanejo, Este se encuentra principalmente caracterizado por el liodema Papanoa (Igu)

Geología Estructural

Hacia el oeste domina la depresión del Rift de Tepic, con dirección Noroeste extendiéndose por más de 250 km, desde Guadalajara hasta la costa del Pacífico que constituye una frontera activa entre el bloque Jalisco y la placa de Norteamérica.

Al Suroeste la falla Chapala – Oaxaca, se extiende desde el rift de Chapala hasta 550 km predominando la dirección suroeste pasando al norte por Acapulco. Un poco más al Norte la zona de fallas Chapala Tula, actuando en forma divergente entre los bloques de Michoacán y Guerrero.

Subterreno Teloloapan

Terreno Guerrero

El arco volcánico esta constituido por secuencias con predominio de derrames de lava y material piroclástico en la base y calizas y tobas epiclásticas del Aptiano-Albiano en la cima. Los derrames de lava están constituidos por basalto, andesita y escasa riolita, su composición es homogénea calcoalcalina y sus características petrológicas, geoquímicas e isotópicas son compatibles con un origen de arco de islas intraoceánicas. La secuencia ha sido afectada por una tectonogénesis polifásica que involucró, por lo menos, dos etapas mayores de deformación. La deformación que produjo un patrón complejo de pliegues isoclinales asociado a foliación penetrante y cabalgaduras.

Su límite tectónico oriental adopta una orientación N-S y se pone en contacto por cabalgaduras con la plataforma Guerrero-Morelos, similar a su contacto occidental, donde el Subterreno Arcelia cabalga sobre el Teloloapan. El límite meridional está en contacto por falla con el terreno Xolapa.

La Trinchera Mesoamericana

La estructura más importante para la presente investigación. La zona de subducción Mesoamericana, con una extensión de 1000 Km. aproximadamente a lo largo de la trinchera mesoamericana (MAT). Comenzando en los márgenes de los estados de Jalisco y Colima hasta Oaxaca, en donde se aleja más de la costa para continuar en dirección sudeste. A su paso la MAT pasa por las zonas de fractura de Rivera, cerca de la dorsal Este del Pacífico y por las zonas de fractura de Orozco y O'Gorman, figura 1.3. y finalmente la cordillera de Tehuantepec Cubriendo la mayor parte de la Costa del Pacífico Mexicano.

Las características edafológicas del área son favorables, así mismo la estabilidad ya que existe una capa delgada de suelo y material no consolidado, zona de acuíferos superficiales y lechos arenoso no consolidados, nivel freático variable y totalmente superficial, sin embargo esto no constituye un problema de estabilidad, la roca cristalina del complejo Xolapa, se encuentra a escasos 20 m lo que permite una cimentación estable para los fines de la observación.

ANEXO B

Scrip con comentarios; desarrollado en Matlab, que realiza el procesado de la señal de inclinación aplicando funciones de Admitance y deconvolución.

```
clear all
load muestra.txt; load mo.txt; load et.txt;
% Las unidades empleadas durante el programa son micras, muRad
% surobs=valor del sensor Sur(Volts)*valor de calibración (microm)
% norteobs=valor del sensor Norte(Volts)*valor de calibración (microm)
% presionobs=Valor de presión atmosférica medido en el extremo sur (mBar)
% DATOS OBSERVADOS EN EL INCLINOMETRO INTERPOLADOS A 10 MIN
% t=tiempo(dias) dt=intervalo de muestreo, fN=Frecuencia de Nyquist
% fN=.5/144 = 1/2(144)=0.0035 = 1/285.7143 dias

msd=(0.997270); % msd= dia solar promedio
dt=1/144; fN=.5/dt; orden=95; long=520; msd=(0.997270); factor=(4/4.5);
t=(muestra(:,1)./msd); sur=(muestra(:,2).*factor);
presion=muestra(:,4); norte=(muestra(:,3).*factor);
SUR=fftshift(fft(sur)); NORTE=fftshift(fft(norte)); PRE=fftshift(fft(presion));
et=(et(1:18178,2)); ET=fftshift(fft(et));
mo=(mo(:,2).*10^6); MO=fftshift(fft(mo)); clear muestra;

% Cunstruyendo filtro Butterworth con una ventana
% que permite pasar frecuencias menores a 5.5 horas
Nd=length(t); df=2*fN/Nd;
f=[-fN:df:fN-df]; T=1./f; %dias
fh=f/24; Th=1./fh; %hs
fm=f*28; Tm=1./fm; %meses
fc=5.5/24; f0=0;
B=1./sqrt(1+((f-f0)*fc).^orden); b=real(ifft(ifftshift(B)));

% CALCULO DE LA INCLINACIÓN
%
dhs=(diff(sur)); dhs=[0,dhs'];
dhn=(diff(norte)); dhn=[0,dhn'];
dh=[(dhs)+(dhn)];
dtilt=(dh./long);
tl=zeros(size(t));
for n=1:18178,
    if (n+1)<18179,
        tl(1)=0;
        tl(n+1)=tl(n)+dtilt(n+1);
    end
end
mex=(tl(1)+tl(18178))/2;
tlmex=tl-mex; m=mean(tlmex); tl=tlmex-m-1;
```

TL=fftshift(fft(tl)); %Inclinación señal Observada tl

% Filtrando las señales de Inclinación y presión atmosférica

TLF=TL.*B; tlf=real(iff(iffshift(TLF)));

PRESIF=PRE.*B; presif=real(iff(iffshift(PRESIF)));

% En esta sección calculo los cross espectros y los filtros experimentales mediante %
% el uso de dividir el cross espectro de una señal y dividiendo éste entre el %
% espectro de potencia de la señal cuyo efecto en la otra pretende eliminarse. %

% ESPECTROS DE POTENCIA

EE=ET.*conj(ET); MM=MO.*conj(MO); TT=TL.*conj(TL);

% Cross Espectros

TE=TL.*conj(ET); TM=TL.*conj(MO);

PE=PRE.*conj(ET); PM=PRE.*conj(MO);

% Funciones de respuesta (ADMITANCE)

ZTE=(TE./EE); ZTM=TM./MM;

ZPE=PE./EE; ZPM=PM./MM;

% Coherencia para la Inclinaciónm

coh=((ET.*ET./(TT.*EE))-1); COH=fftshift(fft(coh));

% Corrección de la marea Terrestre empleando los filtros

% experimentales creados con admitance y aplicandolos

% a la inclinación observada

%

TLE=TL.*ZTE;

% ADMITANCE

TLC=TLE;

% Estas igualdes cambian para cada filtro que se desee aplicar

tlc=real(iff(iffshift(TLC))); pec=real(iff(iffshift(PEC)));

% Diferencia entre los modelos Observados y Teóricos

% Para la función de Respuesta de Marea Terrestre

k=tl-tlc; K=fftshift(fft(k));

kf=tlf-tlcf; KF=fftshift(fft(kf)); R1=KF;

pr=presion-pec; PD=fftshift(fft(pr)); PR= PD.*B;

%Correlaciones entre los modelos corregidos y la Marea Oceánica

KM=K.*conj(MO); KMF=KF.*conj(MO);

% Admitance de la Marea Oceanica para Inclinación Corregida por Marea Terrestre

ZKM=KM./MM;

% Cálculo de los Modelos Teóricos de Inclinación

TM=K.*ZKM; tm=real(ifft(ifftshift(TM)));

% Diferencia entre los modelos corregidos por ET y los

% Teóricos calculados con Admittance de MO

j=k-tm; jf=kf-tmf; jp=k-(tm.*pr); J=fftshift(fft(j)); R2=J.*B;

JP=J.*conj(PR);

% Admittance de la Presión Atmosférica para Inclinación Corregida por MO y ET

ZKP=JP./PP;

% Cálculo de los Modelos Teóricos de Inclinación

TP=J.*ZKP; tp=real(ifft(ifftshift(TP)));

% Diferencia entre los modelos corregidos por ET y los

% Teóricos calculados con Admittance de MO

jp=j-tp pp=k-(pr); JP=fftshift(fft(jp)); R3=JP.*B;

% Deconvolución de los Efectos por separado

[het,etr]=deconv(tl,et);

[hmo,mor]=deconv(tl,mo);

[hpe,per]=deconv(tl,pec);

% Deconvolución de los efectos mareográficos y de Presión

[thet,r1]=deconv(tl,et);

[thmo,r2]=deconv(r1,mo);

[thpe,r3]=deconv(r2,presion);

Referencias

- Amoruso A., Crescentini, L. & Scarpa R. 2000.** *Removing tidal atmospheric effects from Earth deformation measurements* Geophysical Journal Int (2000) No 140, pages 493-499
- Anderson, J.G., S.K. Singh, J.M. Espindola, & J. Yamamoto. 1989.** *Seismic strain release in Mexican subduction thrust.* Phys. Earth Planet. Inter. 58, 307-322.
- Anderson, J.G., J. Brune, J. Prince, R. Quaas, S.K. Singh, D. Almora, P. Bodin, M. O-ate, R. Vásquez & J.M. Velasco, 1994.** *The Guerrero accelerograph network.* Geophysic Int., 33, 341-371.
- Beaumont, Ch. and Berger, J. 1975.** *An analysis of tidal strain observations from the United States of America; I. The laterally homogeneous tide* Bull of the seimol. Soc. Of Am. V. 65. No.6 pp. 1613-1629.
- Bilham, R., R. Beavan and K. Evans, 1982.** *Long baseline water tube geometry, the detection of flexure and tilt and the suppression of locally generated signals.* 9th International Symp. on Earth Tides, NY., E. Schweitzerbartsche Buchhandlung D-7000, Stuttgart, 85-94.
- Brigham E. O. 1988.** *The Fast Fourier Transform And Its Applications* New Jersey, Prentice Hall.
- Campa, M.F. and Coney, P.J. 1983.** *Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico.* Canadian J. of earth sciences 20, pp. 1040-1051.
- Dehant, V. 1987.** *Tidal Parameters for an inelastic Earth.* Phys. Earth Planet. Inter. 49, 97-116.
- DeMetz, C., R. Gordon, D. Argus, and S. Stein, 1994.** *Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions.* Geophys. Res. Lett. 21, 2191-2194.
- Dewey James W., Suárez Gerardo, 1991.** *Seismotectonics of Middle America.* The Geology of North America. Decade Map 1.
- Diament, M. 1985.** *Influence of method of data analysis on admittance computations.* Ann Geophys. Res., 8: 785-792.
- Doodson A.T., 1922.** *The harmonic development of the tide-generating potential.* Proc. Rom. Soc. London A10. pp. 305-329.
- Ducarme B., D'Oreye N. et al., 1991.** *Interpretation of the tidal residuals observed with a gravimeter during the July 17th, solar eclipse.* Royal Observatory of Belgium

Fujii, Y. and K. Nakane, 1979. *Anomalous strain prior to the 1923 Kanto, Japan, earthquake as deduced from analysis of old triangulation data.* Pure Appl. Geophys., 117, 1301-1315.

García P. F., 1995. *Caracterización Geofísica de la región Tierra Caliente y áreas colindantes, Estados de Guerrero, México y Morelos.* Tesis de maestría, Instituto de Geofísica, UNAM.

Gorbatov A., V.V. Kostoglodov and J. Mimiaga, 1996. *Interseismic vertical deformations in the Guerrero seismic gap, México.* EOS, AGU Trans, 77(46), F150.

Herrmann, U.R., Nelson, B.K., y Ratsbacher, L., 1994. *The origin of a terrain $\frac{3}{4}$ U/Pb Zircon geochronology and tectonic evolution of the Xolapa complex (southern Mexico).* Tectonics 13(2); pp. 455-474.

Ishii, H., S. Miura and A. Takagi, 1986. *Large scale crustal movements before and after the 1893 Japan Sea earthquake.* J. Phys. Earth, 34, S159-S174.

Johnston, M. J. S., D. P. Hill, A. TR. Linde, J. Langbein and R. Bilham. 1995. *Transient deformation during triggered seismicity from the June 28 1992, Mw-7.3 Landers earthquake at Long Valley Caldera, California.* Bull. Seism. Soc. Am.

Kostoglodov, V.V., W.L. Bandy, and J. Domínguez, 1995. *Interplate subduction contact from gravity and seismicity data in Guerrero, Mex.* GEOS, UGM, 15(2), 67.

Kostoglodov, V., A. Gorbatov, G. Suárez and M. Guzman, 1995. *The study of interseismic deformation in the Guerrero seismic gap.* GEOS, UGM, 15(2), 50.

Kostoglodov, V., A. Gorbatov and J. Mimiaga, 1996. *Interseismic vertical deformation in the Guerrero seismic gap Mexico,* GEOS, UGM, 16(4), pp. 218.

Kostoglodov, V., R. W. Valenzuela, A. Gorbatov, J. Mimiaga, S. I. Franco, J. A. Alvarado, R. Peláez, 2001. *Deformation in the Guerrero seismic gap, Mexico, from leveling observations,* J. Geodesy 75. No. 1, 19-32.

Kostoglodov, V., R. Bilham, J.A. Santiago, V. Menea, M. Menea, V.R. Hernández-Correa, 2001. *Long-baseline fluid tiltmeter for seismotectonic studies of Mexican subduction zone.* Accepted for publication in Geoph. Int.

Krishna, M. R. 1996. *Isostatic response of the Central Indian ridge (Western Indian Ocean) based on transfer function analysis of gravity and bathymetry data.* Tectonophysics 257; 137-148.

Lang H. R., Barros J.A., Cabral- Cano E., Greenville D., Christopher G. A. Harrison, P.E. Jansma and Christopher A. J., 1996. *Terrain deletion in northern Guerrero State* Geofísica Internacional 35 (4) 349-359.

- Linde, A.T., K. Suyehiro, S. Miura, I.S. Sacks and A. Takagi, 1988. *Episodic aseismic strain signal precursors to the Japan Sea earthquake of 1983, Tohoku*. Geophys. J., 31, 29-41,
- Longman, M. 1963 *A Green's Function for Determining the deformation of the earth under surface Mass Loads (computations and numerical results)*. Journal of Geophysical Research. 68 (2).
- Lowry, A. R., K. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham, 2001. *Transient slip on the subduction interface in Guerrero, southern Mexico*. Accepted for publication in Geoph. Res. Lett.
- McKenzie, D.P. and Brown, C. 1976. *The Relationship between bathymetry and gravity in the Atlantic Ocean*. J. Geophys. Res. 81; 1903-1915.
- Melchior P., 1978. *The tides of the planet earth*. Observatoire Royal de Belgique, Bruxelles. Pergamon Press.
- Mikumo T. and Kato M., 1976. *Time Domain Analysis of earth Tide Records*. Bull of the disaster Prevention Research Institute, Kyoto University, 26(2); p. 237.
- Miller, W.F. Geller, R.J. and Stein, S. 1978. *Use of a bubble tiltmeter as a horizontal seismometer*. Geophys J.R. astr. Soc. 54; pp. 661-668.
- Mosqueira, S. 1956. *Cosmografía y Astrofísica*. México DF. Ed. Patria, S.A.
- NOAA, 2000. *Our restless tides , explanation of astronomical factors wixh produces tides and tidal currents* <http://co-ops.nos.noaa.gov/restles1.html>
- Ortega-Gutierrez, F. 1981. *Metamorphic belts in southern Mexico and their tectonic significance*. Geofísica Internacional (México). 20(3); pp. 177-202.
- Panteleyev, A.N. and Diament, M. 1995. *Influence of some rheological parameters on flexure of oceanic lithosphere* Geophys J. Int. 114, 209-220.
- Peláez, R., 1999. *El campo gravimétrico y la estructura de la zona de subducción en Guerrero*. Tesis: Ingeniero Geofísico, Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Ratschbacher, L., Riller, U. Meschede, M. Herrmann, U.R. y Frisch, W., 1991. *A second look at suspect terranes in southern Mexico* Geology 19; pp.1233-1236.
- Reid, H.F., 1906. *The elastic-rebound theory of earthquakes*. Bull. Dep. Geol. Univ. Calif. 6, 413-444.
- Ribe N. M., 1982. *On the interpretation of frequency response functions for oceanic gravity and bathymetry* Geophys. J. R. Astro. Soc 70. 273-294

Robinson, E. S. 1990. *Geología Física Básica* Virginia Polytechnic Institute and State University. Ed. Limusa.

Sabanero-Sosa, M.N. 1990. *La ruptura del extremo austral de la plataforma Guerrero-Morelos determinado por la acreción constructiva-transformante del terreno Xolapa.* México DF. IPN. ESIA. Tesis Ing. Geólogo.

Sato, H., 1977. *Precursory land tilt prior to the Tonankai earthquake of 1944, in: Some precursors prior to recent great earthquakes along the Nankai trough.* Journal Phys. Earth, 25, Suppl., 115-121.

Sedlock, R.L. Ortega-Gutierrez, F. Speed, RC. 1993. *Tectonostratigraphic Terranes and tectonic evolution of Mexico.* Geol. Soc. of Am. Sp. paper 278, p.153.

Suárez, G. T. Monfret, G. Wittlinger, and C. David, 1990. *Geometry of subduction and depth of the seismogenic zone in the Guerrero gap.* Mexico, Nature, 345; 336 - 338.

Sun, W. and Sjöberg, L.E. 2001. *Permanent Components of the Crust, Geoid and Ocean depth Tides.* Journal of Geodynamics 31, 323-339.

Tamsett, Duncan, 1984. *An application of response func technique to profiles of bathymetry and gravity in the Gulf of Aden.* Geophys. JR. astr Soc. 78, 349-369.

Tamura, Y. 1987. *A harmonic development of the tide-generating potential.* Bulletin d'Informations Mares Terrestres 99; pp. 6813-6855.

Tolson, G., Solis-Pichardo, G. Urrutia-Fucugauchi, J., y Moran-Zenteno, D.J., 1997. *La distorsión interna de la zona milonítica Chacalapa $\frac{3}{4}$ una zona de cizalla transtensiva entre los terrenos Xolapa y Zapoteco en el Sur de Oaxaca.* UNAM, Instituto de Geología, UAH, Instituto de investigaciones de Ciencias de la tierra, Convención sobre la evolución geológica de México, 2ª, Pachuca, Resúmenes, Pag 80 (resumen).

Urrutia-Fucugauchi J. and Molina, 1992. *Gravity modeling of regional crustal and upper mantle structure of the Guerrero terrane-1. Colima graben and Southern S. Madre Occ, western Mexico* Geof Int; 31(4); pp. 493-507.

Vandam, T.M., G. Blewitt, and M.B. Helfin, 1994. *Atmospheric pressure loading effects on the Global Positioning System coordinate determination.* J. Geophys. Res., 99; pp.23939-23950.

Wahr, J.M. 1981. *Body tides on an elliptical, rotating elastic and oceanless.* Earth Geophys. J.R. Astr. Soc. 64, pp. 677-704.

- Watts, A. B. 1978.** *An analysis of isostasy in the world's Ocean 1. Hawaiian Emperor Seamount chain.* J. Geophys Res., 83; 5989-6004.
- Were, K. F. y Estrada, G. R. 1999.** *Monografía Geológico-Minera del Estado de Guerrero.* Consejo de Recursos Minerales, SECOFI.
- Whitcombe L. J. 1996.** *A Program To Calculate Tidal Heights Using The Simplified Harmonic Met Of Tidal Pred.* Comp & GeoSc 22(7); pp. 817-821
- Woollard G. P. y J. Monges C. 1956.** *Gravedad, Geología regional y Estructura cortical en México.* Anales del Instituto de Geofísica, UNAM. 2; pp. 115-121.
- Wyatt, F., Bilham, R. Beavan, J. Sylvester, A.G. Owen, T. Harvey, A. MacDonald, C. Jackson D.D. and Agnew, D.C. 1984.** *Comparing tiltmeters for crustal deformation measu.: A preliminary report.* Geophys. Res. Lett., 11; 963-966.
- Zadro, M. Braitenberg, C. 1999.** *Measurements and interpretations of tilt-strain gauges in seismically active areas.* Earth-Science Reviews 47; pp.151-187.