



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**DETERMINACIÓN DE ALTURAS ORTÓMETRICAS PARA
ESTUDIOS DE PALEOSISMICIDAD EN LA COSTA DE GUERRERO.**

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO TOPÓGRAFO Y GEODESTA

Presenta:

ISMAEL PÉREZ COLOMER

Director de Tesis: Dr. VLADIMIR KOSTOGLODOV



México, D. F.

2006



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

**A mis padres con mucho cariño por el
apoyo a lo largo de estos años.**

Simplemente Gracias.

**Quiero agradecer al Dr. Vladimir por su apoyo en
la realización de este trabajo, a mis profesores
y a todas aquellas personas que me han apoyado.**

INTRODUCCIÓN.	1
CAPITULO I	
Nivel Medio del Mar	5
1. 1 El origen de las Mareas.	5
1. 2 Mareógrafos.	7
1. 3 Determinación del Nivel Medio del Mar.	9
1. 3. 1 Promedio Aritmético.	9
1. 3. 2 Valores Promediados Filtrados Pasa-Baja.	9
1. 3. 3 Nivel Promedio de Marea.	10
1. 4 Nivel del Mar Global.	10
1. 5 Modelo Geoidal EGM-96.	12
1. 6 Estudios Paleosismológicos.	14
CAPITULO II	
Sistema de Posicionamiento Global.	17
2. 1 GPS.	17
2. 1. 1 Modo Estático y Dinámico.	19
2. 1. 2 Modo Diferencial.	19
2. 1. 3 Modo Tiempo Real.	19
2. 2 Precisión del GPS.	19
2. 3 GPS en Sismología.	21
2. 4 Sistemas de Altura.	22
2. 5 Programa de Procesamiento.	26
2. 6 Sistema Coordinado WGS84.	26
CAPITULO III	
Mediciones de Campo y Resultados.	29
3. 1 Metodología de Medición GPS Diferencial.	29
3. 2 Sitios de Medición.	31
3. 3 Estaciones de Referencia.	33
3. 4 Procesamiento de Datos Mareográficos.	38
3. 5 Alturas Ortométricas de Estaciones Permanentes GPS.	45
3. 6 Alturas Ortométricas de Sitios de Estudio Paleosismológico.	54
3.6.1 Época Diciembre 2004	54
3.6.2 Época Enero 2004	56
CAPITULO IV	
CONCLUSIONES	61
REFERENCIAS	66

INTRODUCCIÓN

El territorio Mexicano se encuentra dividido entre cinco placas tectónicas. La mayor parte se encuentra sobre la placa Norteamericana. La península de Baja California se encuentra sobre otra gran placa tectónica, la placa del pacífico y el sureste de Chiapas se encuentra dentro de la placa del Caribe. Otras dos placas, Cocos y Rivera, son oceánicas y están en proceso de subducción debajo de la placa Norteamericana. Este proceso tectónico es muy importante, ya que determina en su mayor parte la sismicidad y volcanismo en México [Kostoglodov y Pacheco, 1999].

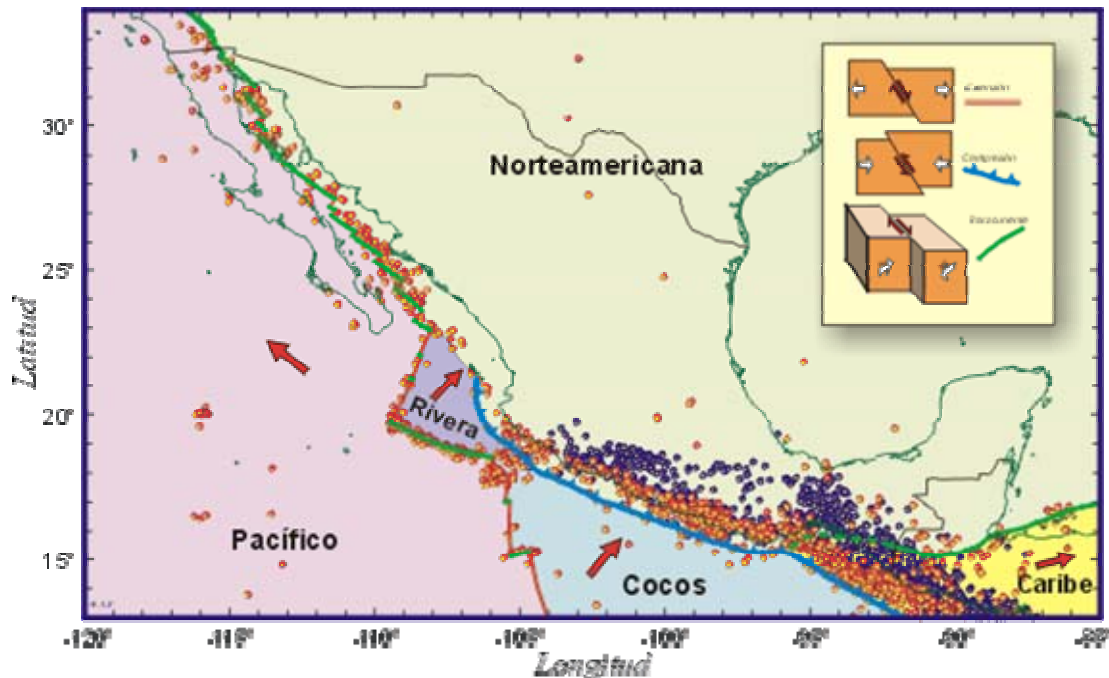


Fig. 1. Placas Tectónicas en nuestro país y tipos de fallas

En la actualidad México cuenta con un catalogo histórico de sismos ($M > 6.5$) desde el año 1806. Desafortunadamente este catalogo no esta completo y algunos terremotos significativos que habían ocurrido en las zonas de Guerrero, Michoacán y Jalisco no están bien localizados.

Los grandes terremotos en la zona de subducción de México alcanzan las magnitudes de $M_w = 7.8 - 8.2$ y producen las deformaciones corticales en la costa del Pacífico de 1-2 m. La elevación cosísmica de la costa produce el cambio del régimen hidrológico y sedimentación de la planicie costera. La historia de la deformación cosísmica esta preservada en los sedimentos de lagunas y estuarios de ríos. Para conocer más acerca de estos sismos en el pasado es necesario apoyarse en el estudio paleosismológico, el cual nos puede decir como fue la actividad sísmica de la región para un tiempo determinado.

La costa del Pacífico Mexicano y en particular Guerrero, ha experimentado algunos terremotos históricamente notables los cuales deberían producir levantamientos instantáneos del área costera. La costa Grande de Guerrero (aproximadamente entre Acapulco y Petatlan) no ha sufrido ningún gran terremoto ($M_w > 7.0$) probablemente desde 1911. Esto indica que en los últimos 94 años el contacto sismogénico entre las placas Norteamérica y Cocos, ha acumulado suficiente deformación elástica para producir un terremoto de $M_w = 7.8 - 8.0$. Por esta razón la Costa Grande se le llama la Brecha Sísmica de Guerrero.

Para revelar la historia de sismos grandes en la Brecha de Guerrero, se han hecho estudios con núcleos extraídos en las lagunas de Coyuca, Mitla y Tres Palos en Guerrero, los cuales muestran una estratigrafía distinta conforme a la profundidad, el núcleo presenta estratos sedimentarios de agua salada y agua dulce, producidos por un hundimiento o levantamiento de la corteza.

Los procesos que determinan el régimen de sedimentación son: un incremento del Nivel del Mar promedio, grandes terremotos, tsunamis y cambio climático.

Los sedimentos de las lagunas estudiadas muestran evidencias de probables sismos y 7 eventos de inundación marina, probablemente de 3 tsunamis, ocurridos en los últimos 4600 años BP en la costa de Guerrero [Ramírez-Herrera., 2005]. El fechamiento de secuencia sedimentaria en los núcleos de las lagunas muestra que la velocidad de sedimentación promedio es del orden de 1 mm/año, lo cual significa que los cien años de la historia corresponden solamente a 10 cm de la capa sedimentaria. Para identificar y determinar los eventos paleosísmicos es indispensable establecer la altura ortométrica de los sitios de perforación. En otras palabras es necesario saber el nivel del mar actual y la altura de cada sitio paleosismológico.

Este trabajo tiene como objetivo principal encontrar las alturas ortométricas de los sitios de perforaciones paleosismológicas con la precisión adecuada para este tipo de estudios. En particular el trabajo de tesis consiste en la determinación de los siguientes aspectos.

1. Determinación del Nivel Medio del Mar en Acapulco, por medio de datos de mareógrafo a lo largo de los últimos 54 años.
2. Determinación de la posición y altura elipsoidal precisas de sitios donde fueron extraídos los núcleos utilizando GPS de doble frecuencia y estaciones de referencia CORS (La red "Sismología-UNAM).
3. Georeferenciación de las estaciones permanentes GPS al Nivel Medio del Mar.
4. Determinación de las alturas ortométricas (H) en los sitios de estudios paleosismológicos.

Todos estos aspectos ayudarán a un mejor entendimiento de las deformaciones verticales del lugar durante los últimos 4000 años. Los periodos de recurrencia de grandes terremotos en la costa de México varían de 30 y hasta más de 100 años. Para obtener la mejor estimación de los eventos paleosísmicos es necesario lograr que la precisión de las mediciones de altura sean cercanas a 1 cm; es por eso que la altura ortométrica o sobre el Nivel Medio del Mar del sitio debe estar por debajo de 1 cm de error, ya que con esto garantizamos errores máximos de 10 años, lo cual es de gran ayuda en la determinación del catalogo de grandes eventos sísmicos prehistóricos en nuestro país.

CAPITULO I

NIVEL MEDIO DEL MAR

1.1 EL ORIGEN DE LAS MAREAS

Las mareas que vemos en los Océanos son debidas a la atracción de la Luna y del Sol. La explicación más simple es que el agua en el lado de la Tierra más cercano a la Luna es atraída por la fuerza gravitatoria de la Luna más intensamente que la Tierra, mientras que el agua del lado de la Tierra más alejado de la Luna es menos atraída por la Luna. Este efecto origina salientes en el agua en lados opuestos de la Tierra. Y El efecto de la atracción del Sol es similar.

Así, durante el verano el Sol está más cerca de la Tierra, lo que hace que su fuerza de atracción sobre el mar sea mayor que en invierno. Teniendo en cuenta que la tierra se mueve y rota tardando en la rotación 24h 56min 3.5 seg. Las mareas serán diferentes en diferentes partes de la Tierra y diferentes épocas del año debido al efecto combinado de la atracción del Sol y la Luna sobre el mar. Cuando en un lugar en concreto está alineado con la Luna, entonces se producirán mareas altas. Cuando la luna es nueva y está en conjunción con el Sol respecto a un punto en concreto se producen las mareas vivas.

Del mismo modo cuando hay luna llena y está en oposición al sol se producen también mareas vivas

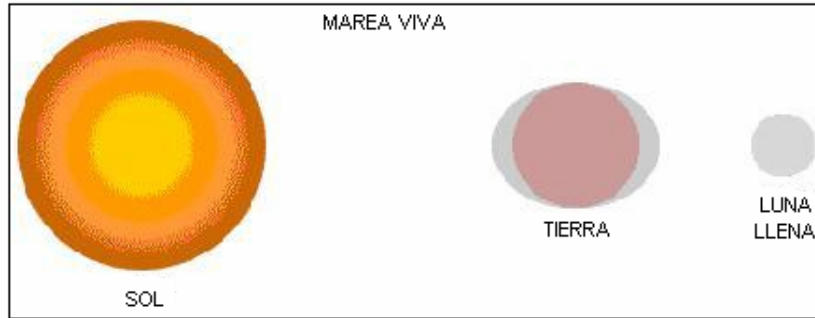


Fig. 1.1. La Tierra se encuentra entre el Sol y la Luna, para dar origen a mareas vivas.

Por otra parte cuando el sol y la luna se encuentran formando un ángulo recto entre sí se producen las mareas muertas ó de cuadratura; esto ocurre cuando la luna está en cuarto creciente ó en cuarto menguante.

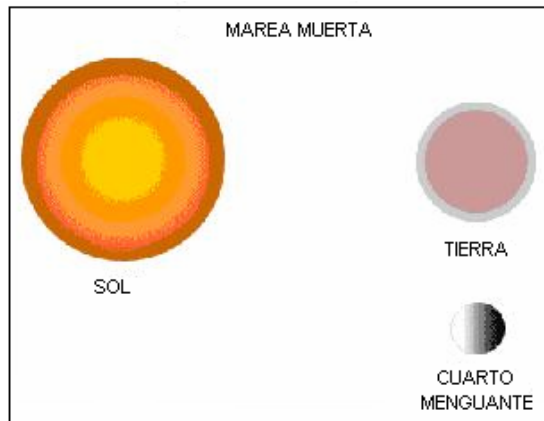


Fig. 1.2. La formación de ángulo recto origina mareas muertas.

En un mes lunar (29,5 días) se producen dos mareas vivas y dos muertas. Y dependiendo de la distancia entre la Tierra y la Luna también hay diferentes tipos de mareas, así cuando esta distancia es mínima se producen las mareas de perigeo, mientras que cuando esa distancia es máxima se producen las mareas de apogeo. Cuando una marea viva coincide con una de perigeo tendremos una marea "extra alta".

Normalmente hay dos mareas altas y dos mareas bajas cada 24 horas (cada 6 horas aproximadamente), pero el detalle de estos fenómenos depende de la situación especial del lugar (si se trata de mar abierto o de un golfo, por ejemplo, así como de otros factores).

Para tener un registro de cómo ocurren estas mareas es necesario asistirse de métodos efectivos. Un aparato que nos permite llevar a cabo estos registros son los mareógrafos, los cuales son descritos a continuación.

1.2 MAREÓGRAFOS

El mareógrafo (Tide Gauge) consiste de varias partes, las principales son: un Flotador el cual sube y baja dentro del pozo debido al movimiento de la marea. El pozo, que por lo general es un tubo de hierro de 12 pulgadas de diámetro, que elimina el movimiento excesivo horizontal y vertical del flotador. El reductor, específicamente amortigua el efecto del oleaje violento causado por el viento y provee mayor exactitud a las medidas de las mareas dentro del pozo. El movimiento de subida y bajada del flotador, y a través un alambre hace girar el tornillo sin fin del lápiz trazador y esto hace que se dibuje la curva mareográfica.



Fig. 1.3. Mareógrafo instalado en la estación Club de Yates de Acapulco (ACYA).

Parte esencial de la estación para el estudio de las mareas es la instalación de un sistema de marcas de nivelación a las cuales se pueden referir finalmente los registros de las mareas. Las marcas de nivelación que se establecen cerca a una estación son con el propósito de señalar niveles de mareas determinadas por observación. Estas sirven de base para elevaciones que se prolongan por medio de nivelaciones a otras marcas establecidas en diversas partes del país.

Los dos requisitos principales de las marcas de nivelación son estabilidad y facilidad de identificación, cualidades que deben regir cuando se trata de establecer nuevas marcas de nivelación. Tradicionalmente, el cambio global del nivel del mar se ha estimado con mediciones de mareógrafo y los mareógrafos, son colocados generalmente en los embarcaderos. En la siguiente figura se muestra el sistema de medición de una estación mareográfica.

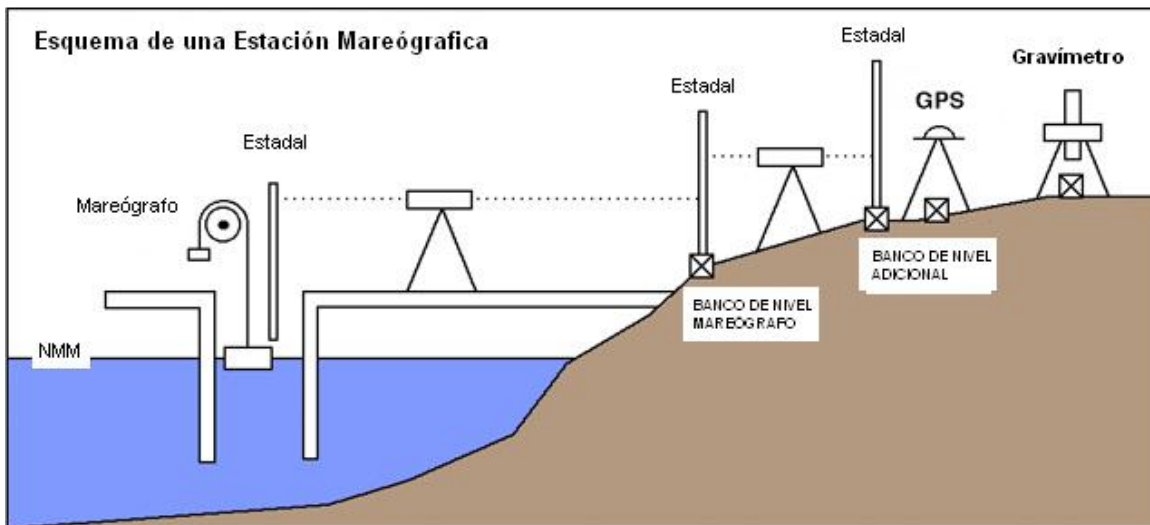


Fig. 1.4. Esquematación de una estación mareográfica ligado a Bancos de Nivel.

Los mareógrafos pueden también moverse verticalmente con la región como resultado de un rebote post-glacial, levantamiento tectónico o hundimiento cortical. Y esto complica enormemente el problema de determinar el cambio del nivel del mar global.

Las diferencias entre estimaciones globales del nivel del mar con datos de mareógrafos reflejan generalmente el acercamiento del investigador en la consideración de estos movimientos corticales de forma vertical.

Los mareógrafos también registran factores meteorológicos que afectan los niveles de mar, tales como presión barométrica y velocidad del viento. La red global de mareógrafos ofrece la única fuente de datos históricos, exactos, a largo plazo del nivel del mar. Las conclusiones más importantes del nivel del mar global dicen que se ha incrementado entre 10 y 25 centímetros durante el último siglo.

1.3 DETERMINACIÓN DEL NIVEL MEDIO DEL MAR

Para obtener un cálculo mensual y anual de los niveles del mar debe ser partir de valores observados del nivel del mar y hechos por un promedio. Es necesario tener cuidado a fin de evitar variaciones de altas frecuencias en periodos de pocos días. Una forma de eliminar estas variaciones es un alisamiento o filtro de los datos a fin de obtener una mejor aproximación. Existen algunos métodos para el cálculo del nivel del mar, aquí se mencionan tres de ellos.

1.3.1 Promedio Aritmético

El camino más directo de calcular los niveles promedio mensuales, es la suma de todos los valores observados por hora en el mes y estos dividirlos por el número total de meses, pesando los números de días en todo el mes.

1.3.2 Valores Promediados Filtrados Paso-Bajo (low-pass)

El alisamiento de marea de los valores promedio del mes es el mejor por aplicar un filtro numérico low-pass a los valores de cada hora y conseguir un valor de alisamiento diario al medio día. La desviación estándar generada para

filtros de 168 horas, 72 horas y promedio aritmético son de 0.2 mm, 1.5 mm y 2.0 mm respectivamente [Pugh D., 1987].

1.3.3 Nivel Promedio de Marea

El nivel promedio de marea es el promedio de todos los niveles altos y bajos del agua en un determinado periodo. El promedio del nivel de marea no es el mismo con el nivel del mar por la influencia del armónico de marea de agua superficial.

La Geodesia ha intentado medir alturas relativas al geoide por que fue concebida como la figura verdadera a la Tierra y el nivel de mar fue la idea de una figura abstracta cerrada aproximada al geoide, y así convertirse en la práctica para todos los países en la evaluación del nivel medio del mar con mareógrafos y relacionar al datum para todos los levantamientos futuros a este plano en particular.

Ahora se conoce la tendencia en la superficie del mar debido a corrientes, cambios de densidad, presión atmosférica y vientos, como causa de perturbaciones en el nivel del geoide por más de unos metros. Sin embargo el concepto del nivel del mar promedio fue usado como definición del geoide. El nivel medio del mar puede ser solamente medido y relacionado a niveles de Tierra a lo largo de las costas.

1.4 NIVEL DEL MAR GLOBAL

El Nivel del Mar Global (NMG) o Global Sea Level, envuelve muchos aspectos del ciclo hidrológico global y efectos del calentamiento de los océanos, ya que el NMG es un poderoso indicador de los cambios climáticos globales. Estos cambios en el NMG son diminutos hoy en día en comparación con el periodo Cuaternario, esto lo demuestra la erosión de las plataformas y depósitos marinos los cuales muestran un cambio de 100 m hasta el presente.

Desde la última edad de Hielo hace 10, 000 años los niveles del mar se han incrementado en muchas partes más de 40 m.

Existen varios tipos de cambios del NMG. Para un cambio a largo plazo son llamados cambios seculares, los cambios en el nivel medio del mar son llamados eustáticos y los movimientos tectónicos de extensiones regionales son llamados eperiogénicos. Ante esto se presenta uno de los mayores problemas de la interpretación del nivel medio del mar, este es la identificación de separar cambios eustáticos y eperiogénicos. Porque los cambios de nivel del mar son medidas relativas aun banco fijo en la Tierra, esto es, los cambios seculares observados pueden ser dos, el movimiento del banco relativo al Geoide o al cambio del nivel medio del mar.

Los cambios del nivel del mar también puede ser debido al cambio del volumen del agua en los océanos o a un cambio en la figura de la cuenca oceánica o cambios a largo tiempo en el patrón de circulación y presión atmosférica, y esto afecta en el control de la figura de la superficie del océano relativa al geoide. Estos efectos son pequeños en el incremento o decremento sobre el nivel del geoide. Pero es importante reconocer las diferencias de un simple cambio eustático del nivel del mar, ya que es una redistribución de las masas de agua llevada a una nueva figura de geoide y estos son solo ajustes isostáticos en el interior de la Tierra.

Otro de los motivos más obvios del cambio del volumen del agua en los océanos es el derretimiento de los glaciares y casquetes polares, y estos son llamados cambios eustáticos glaciares. Las mediciones meteorológicas muestran que durante el periodo de 1890 y 1940, la temperatura del aire en la superficie del hemisferio norte incremento entre 0.3° C y 0.6° C. La redistribución de la masa de la Tierra provoca el cambio del momento de inercia, lo que resulta el cambio de la posición del polo de rotación de la Tierra. Por ejemplo, un incremento de 150 mm debido al derretimiento de hielo en Groelandia, tendremos un desplazamiento del polo de 8.3 m hacia 37° W.

Las observaciones astronómicas del eje de rotación son consistentes con el incremento total eustático [Pugh D., 1987]

Además de todo lo mencionado hay otros factores que contribuyen en el incremento de las dimensiones de los océanos, estos son: sedimentación de los océanos que es de 1 mm por siglo y el aumento del océano debido a las placas tectónicas. Y como estos son insignificantes son ignorados.

Para entender un poco más estos cambios es necesario comprender los patrones del cambio de las aguas oceánicas y circulación de los océanos, ya que la influencia de estos patrones, modifican los las tendencias del Nivel del Mar Global para unos años o más.

Los cambios del Nivel del Mar Global en periodos de unas décadas son de gran importancia para la protección y desarrollo de las costas en términos económicos. Para un largo plazo es necesario el diseño de sistemas de defensa.

1.5 MODELO GEOIDAL EGM-96

El geoide es una superficie cerrada equipotencial del campo de gravedad de la tierra asociado de cerca al nivel medio del mar. "asociado de cerca" puede ser definido de muchas maneras [Rapp, 1995]. La diferencia entre el geoide y el nivel de la superficie del océano debe ser cero. Las desviaciones entre el nivel del océano y el geoide representa (sobre todo) la Topografía Dinámica del Océano (TDO). La desviación estándar del TDO es aproximadamente ~62 cm, con valores extremos desde los 80 hasta -213 cm. Este ultimo en la región del círculo polar Ártico (p. e. 66° N, 356° E).

La ondulación del geoide es la separación entre el geoide y un elipsoide. El elipsoide es definido por cuatro elementos: a (radio ecuatorial), f

(achatamiento), ω (velocidad angular) y GM (constante gravitacional geocéntrica). Las cantidades alternas son posibles. [Mortiz, 1992].

La definición del geoide es complicada por la permanente deformación de la Tierra, causada por la presencia del Sol y la Luna. La consideración de los efectos de marea permanentes ha conducido a la definición de tres tipos de geoide y de tres tipos de elipsoides de referencia. [Ekman, 1989, 1995; Rapp et al., 1991; Bursa, 1995a]. Los tres geoides son descritos a continuación:

- Marea libre. Este geoide existiría para una tierra libre de mareas, removiendo todos sus efectos (Directos e Indirectos) de sol y de la luna.
- Medio. Este existiría en presencia del Sol y la Luna. Sin remover los efectos de las mareas.
- Cero. Este geoide existiría si los efectos directos del Sol y la Luna son removidos, pero los efectos indirectos relacionados con la deformación elástica de la Tierra son conservados.

Conceptualmente, uno tendría definiciones análogas de un elipsoide que sería asociado al correspondiente tipo de geoide. Podemos tener un elipsoide libre de mareas, un elipsoide de mareas o un elipsoide de marea cero. Con esto existirán diversos radios ecuatoriales y achatamientos asociados con cada tipo de elipsoide.

Si uno considera un elipsoide de referencia fijo por una definición de a y f , puede tener diferentes ondulaciones de geoide dependiendo del tipo de ondulación geoidal (libre de marea, medio, cero) que se este estudiando.

En la determinación del modelo EGM-96 está, entonces en que sistema de mareas son tales ondulaciones. En el caso de las ondulaciones geoidales que son usadas con datos de satélites altimétricos para la determinación de la

topografía dinámica del océano, las ondulaciones se deben dar en un sistema constante que se este usado para la determinación de la altura de la superficie del mar. Este es normalmente un sistema promedio de marea, pero qué altura geoidal (N) en un sistema de promedio de marea es usado. Para otras aplicaciones esto no es claro.

Una importante aplicación de la altura geoidal es la determinación de la altura ortométrica (H') de un punto desde la altura elipsoidal (h_e).

$$H' = h_e - N$$

El valor de la altura H' es dada con respecto a las ondulaciones de geoide y con respecto al elipsoide especificado que fueron dados N. Estos es ahora claro que h_e y N deben ser dados en un sistema consistente.

1.6 ESTUDIOS PALEOSIMOLÓGICOS

La importancia de estos estudios es conocer la altura de la costa (el sitio de perforación) con respecto al nivel medio del mar, que se observa durante los sismos grandes que producen un levantamiento tectónico.

El caso contrario, sucede cuando los sismos producen la subsidencia de la costa provocando la inundación de antiguas zonas terrestres y el sumergimiento de ésta [por ejemplo: Atwater *et al.* 1995; Clague & Bobrowsky, 1994, Nelson *et al.* 1996]. Produciendo cambios en la sedimentación.

Esto se ha utilizado en las costas de los límites de placas tectónicas activas, para identificar sismos prehistóricos de magnitudes grandes (M>8) [por ejemplo Clague & Bobowsky, 1994; Atwater et al. 1995; Nelson et al. 1996; Kelsey et al. 1998]. Estos estudios han usado tradicionalmente análisis detallado de la litología y de macro- o microfósiles de secuencias

sedimentarias costeras para identificar la edad, el número y la magnitud de sismos prehistóricos, y para determinar la magnitud de los movimientos corticales cosísmicos.

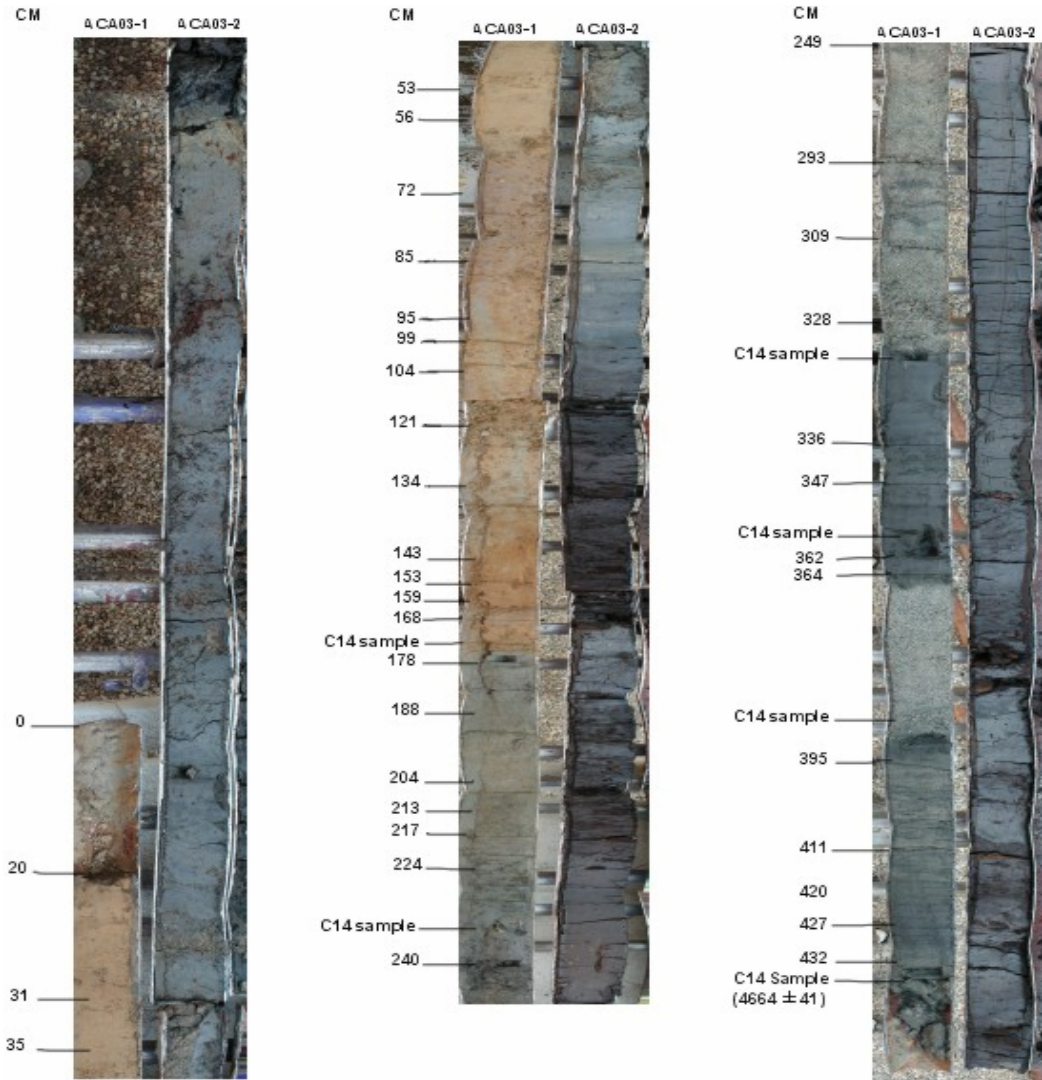


Fig. 1.5. La imagen muestra la sedimentación que se dio en ACA03-01 en comparación con el núcleo ACA03-02. La profundidad esta marcada en centímetros (CM).

La costa de Guerrero ha experimentado sismos asociados a la zona de subducción que han generado tsunamis en la historia reciente. Los registros de tsunamis en México generalmente provienen casi en su totalidad de los

registros de mareógrafos, de observaciones visuales, algunas veces registradas en documentos [Farreras, 1997], y en menor grado de observaciones y mediciones pos-tsunami [Ortiz et al. 1999; Ortiz et al. 2000; Borrero et al. 1997]. Las mediciones de mareógrafos iniciaron en México en 1952 [Farreras, 1997]. Este es un registro relativamente corto para entender el peligro potencial de los efectos de los tsunamis en la costa occidental de México, donde se localizan numerosas poblaciones y centros turísticos. Los datos históricos y los registros instrumentales recopilados por Sánchez y Farreras (1993) indican que al menos 49 tsunamis (50 incluyendo el tsunami de Colima del 1995) han alcanzado a la costa del Pacífico de México desde 1732; 34 de estos tsunamis han sido originados por fuentes locales, y todos han sido producidos por sismos (los tsunamis también pueden ser generados por deslizamientos submarinos, volcanismo, e impacto de meteoritos) [Farreras, 1997].

La máxima altura registrada para estos tsunamis fue de 3.0 m. Sin embargo, los datos históricos de los últimos tres siglos, basados en observaciones visuales, indican que la altura de las olas de tsunamis que han alcanzado la costa del Pacífico Mexicano puede ser mayor al número registrado con los mareógrafos. Por ejemplo, el 16 de Noviembre de 1925 un tsunami que alcanzó la costa de Zihuatanejo, Guerrero, produjo una ola de 11 metros, y el 22 de Junio de 1932 el tsunami que inundó la costa de Cuyutlán, Colima, produjo olas de 10 metros de altura. Estos dos tsunamis produjeron daños considerables a la población y pérdidas humanas.

CAPITULO II

SISTEMA DE POSICIONAMIENTO GLOBAL

2.1 G P S

El sistema GPS (Global Positioning System) es un sistema compuesto por una red de 24 satélites denominada NAVSTAR (Navigation System using Time And Ranging), situados en una órbita a unos 20,200 Km. de la Tierra, y unos receptores GPS, que permiten determinar la posición en cualquier lugar del planeta, de día o de noche y bajo cualquier condición meteorológica. La red de satélites es propiedad del Gobierno de los Estados Unidos de América y está gestionado por su Departamento de Defensa (DoD).

El receptor GPS procesa dos tipos de datos: las efemérides que corresponden a su posición exacta en el espacio y el tiempo exacto en UTC (Universal Time Coordinated), y los datos del almanaque, que son estos mismos datos pero en relación con los otros satélites de la red, así como también sus órbitas. Cada uno de ellos transmite todos estos datos vía señales de radio ininterrumpidamente a la Tierra. El receptor GPS no envía ninguna señal de radio, sólo las recibe.

El receptor GPS funciona midiendo su distancia de los satélites, y usa esa información para calcular su posición. Esta distancia se mide calculando el tiempo que la señal tarda en llegar a su posición, y basándose en el hecho de

que la señal viaja a la velocidad de la luz (salvo algunas correcciones que se aplican), se puede calcular la distancia sabiendo la duración del viaje.

Cada satélite indica que el receptor se encuentra en un punto en la superficie de la esfera con centro en el propio satélite y de radio la distancia total hasta el receptor. Obteniendo información de dos satélites se nos indica que el receptor se encuentra sobre la circunferencia que resulta cuando se interceptan las dos esferas.

Si adquirimos la misma información de un tercer satélite notamos que la nueva esfera solo corta el círculo anterior en dos puntos. Teniendo información de un el cuarto satélite, la cuarta esfera coincidirá con las tres anteriores en un único punto, y es en este momento cuando el receptor puede determinar una posición tridimensional, 3D (latitud, longitud y altitud).

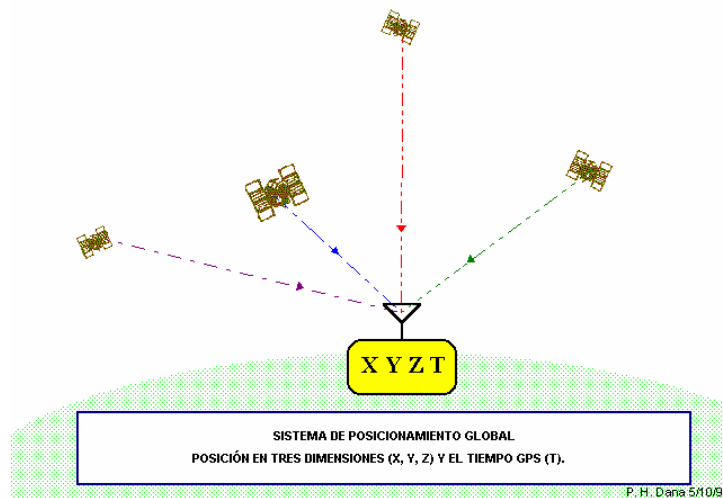


Fig. 2.1. El receptor GPS requiere de 4 satélites como mínimo.

Existen varios métodos de funcionamiento del receptor, los cuales dependerán del tipo de levantamiento y de la precisión que se requiera. Aquí solo se les dará mención.

2.1.1 MÉTODO ESTÁTICO Y DINÁMICO

Este método consiste en configurar el receptor para que trabaje de forma estática (sin moverse) y dependerá del tiempo que el cual queramos, por lo general es de una hora, además se mantendrá en modo diferencial con una estación base o móvil.

En el método dinámico el receptor es montado en vehículo en movimiento. Este método es usado en la navegación, entre otros. Sin embargo este método es usado con un segundo receptor de forma estática o estacionario.

2.1.2 MÉTODO TIEMPO REAL (RTK)

Este método consiste en que el receptor esta adquiriendo datos y procesando al mismo tiempo, aunque existe un fracción de tiempo entre estos dos pasos. Para esto se requiere que la estación de control (referencia) este en comunicación con la estación remota (móvil). Hoy en día gracias al avance tecnológico este método es muy usado para tener precisiones de centímetros o mejores.

2.1.3 MÉTODO DIFERENCIAL

Este método involucra aún punto en relación a otro. Además que hace las correcciones para aumentar la precisión del GPS. Estas correcciones pueden ser en el post-proceso o en tiempo real.

2.2 PRECISIÓN DEL GPS

La precisión del GPS se debe a varios factores o fuentes de error, algunos de ellos son:

- *Ruido*: es la combinación del ruido del receptor (1m aprox.) y el ruido del código PRN (1m aprox.)
- *Refracción*: es la perturbación que presenta la señal cuando viaja a través de la ionosfera y la troposfera, esto afecta tanto en la componente horizontal y vertical. En la componente vertical puede ser de algunos centímetros.
- *Señal*: el receptor puede presentar un desfase del reloj.
- *Datum*: es cualquier cantidad numérica o geométrica que sirven como referencia para otras cantidades [Smith, 1997].

Dilución de la precisión (DOP) y la visibilidad

El DOP dependerá de la ubicación de los satélites en el espacio y con ello se obtendrá una buena o mala DOP. La DOP incluye otros parámetros como son: HDOP (Dilución de la Precisión Horizontal), PDOP (Dilución de la Precisión Posición), VDOP (Dilución de la Precisión Vertical), TDOP (Dilución de la Precisión Tiempo) y GDOP (Dilución de la Precisión Geométrica). Cabe mencionar que cada uno de ellos no son independientes unos de otros.

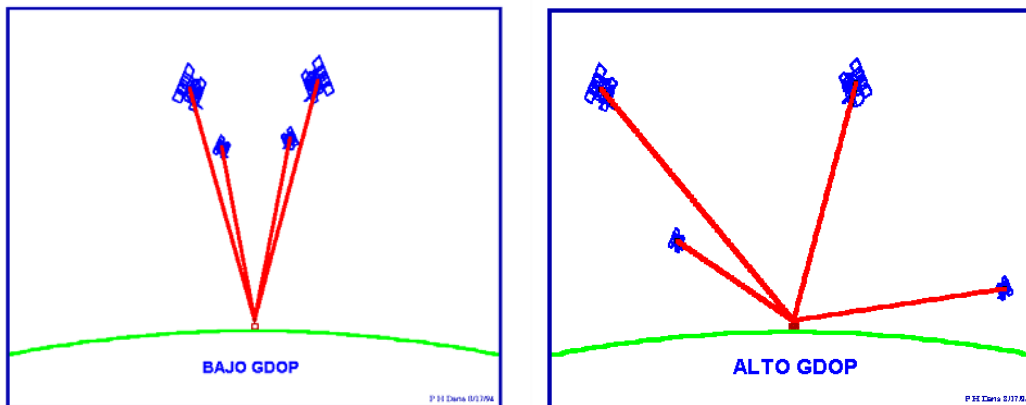


Fig. 2.2. Los satélites deben cumplir una geometría para obtener buena precisión.

Otro de los factores que influyen en la precisión de nuestro levantamiento es el receptor a utilizarse, además de su tipo antena.

El Equipo utilizado en este trabajo fue un receptor SR500 de Leica Geosystems con antena AT502 y AT504 en diferentes épocas. A continuación se presenta una tabla donde el fabricante hace mención de la precisión de la línea base de acuerdo al equipo utilizado. Y procesados con SKI-Pro.

Tabla 2.1. Precisión esperada de acuerdo al tipo de receptor y antena utilizado.

Receptor	Estático con antena de bobina anular	Estático	Dinámico
SR530	3 mm	5 mm	10 mm
SR520	3 mm	5 mm	10 mm
SR510	-----	10 mm	20 mm

2.3 GPS EN SISMOLOGÍA

La gran precisión que proporciona la tecnología de GPS la convierte en una formidable herramienta de trabajo para cualquier aplicación que requiera determinar posición, tiempo y/o dirección de movimiento en cualquier punto de la Tierra y cualquier condición meteorológica. Un ejemplo de esto, es la aplicación del GPS en la sismología.

En México, desde 1992, se viene realizando un monitoreo de la deformación en la corteza mediante diversas técnicas, tales como el GPS y la nivelación geodésica [Kostoglodov et al., 2001, Franco 2002]. Inicialmente se establecieron alrededor de 12 estaciones temporales en el Estado de Guerrero, con el propósito de estudiar la fase intersísmica de la Brecha de Guerrero.

En 1997 comenzó a operar la primera estación permanente en este estado, y en 1998 se amplió la red de estaciones temporales a aproximadamente 20, iniciando así la actual red de Guerrero.

Para estudiar en detalle la deformación inducida por los procesos previos a los terremotos de gran magnitud en toda la zona de subducción de México, se han establecido estaciones GPS permanentes y de ocupación temporal en los estados de Oaxaca y Chiapas, que juntamente con las estaciones del estado de Guerrero conforman la mega-red GPS "SISMOLOGIA-IGEF".

2.4 SISTEMAS DE ALTURA

Primeramente hay que definir algunos conceptos que son importantes para el entendimiento de la geodesia. Cabe recordar que el GPS mide alturas Elipsoidales.

- o *Elipsoide*: modelo matemático que consiste en hacer girar una elipse sobre su eje menor, el cual su centro coincide con el centro de masa de Tierra, obteniéndose así un elipsoide. Ejemplo: Elipsoide de Clark 1866.
- o *Geoide*: esferoide tridimensional que constituye una superficie equipotencial imaginaria que resulta de suponer la superficie de los océanos en reposo y prolongarla por debajo de los continentes y que sería la superficie de equilibrio de las masas oceánicas sometidas a la acción gravitatoria y a la fuerza centrífuga ocasionada por la rotación y traslación de la Tierra.

Conociéndose estas superficies podemos mencionar algunas alturas, alturas normales, cota dinámica y alturas ortométricas. En este trabajo se concentrara en las alturas ortométricas.

- *Altura Elipsoidal* (h_e): Medida a lo largo de la normal elipsoidal, es la distancia entre la superficie del elipsoide y el punto de medición. La magnitud y dirección de este vector dependen del elipsoide empleado. En este trabajo se adopta el modelo WGS84.
- *Altura Ortométrica* (H'): Es la distancia tomada en la dirección normal al geode entre éste y el punto de medición. La curvatura de esta altura en la gráfica se debe al hecho de que la línea de plomada coincide con el vector gravedad a medida que atraviesa diferentes superficies equipotenciales, las cuales no son paralelas entre sí.
- *Altura Geoidal* (N): Tomada sobre la normal elipsoidal de un punto, es la distancia que separa al elipsoide del geode.

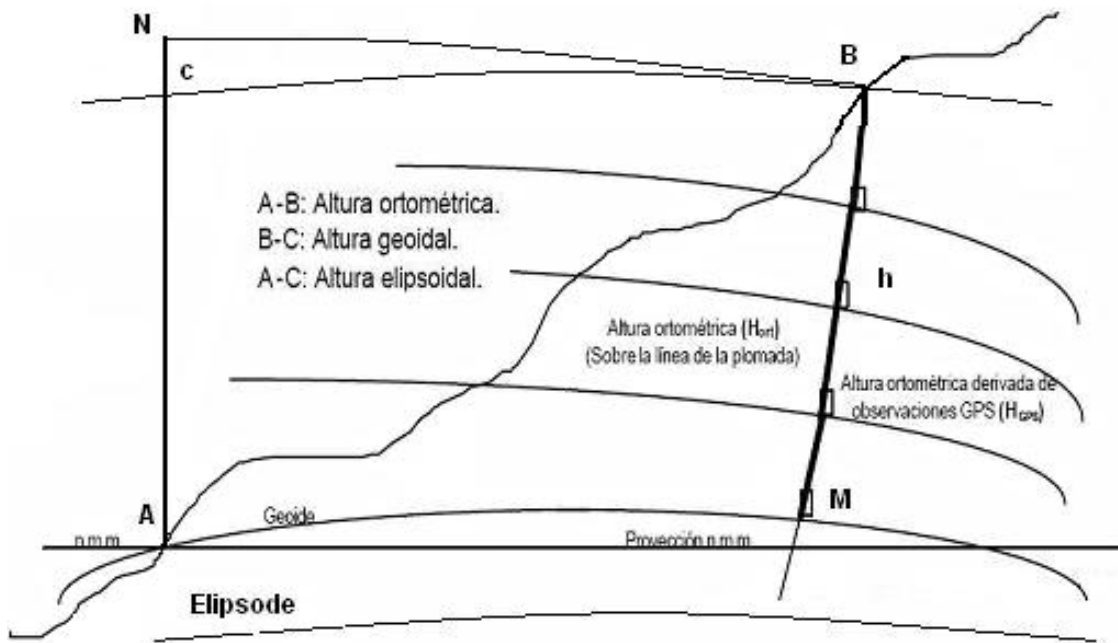


Fig. 2.3. Representación de las alturas en la dirección de la plomada.

Hasta ahora se ha puesto que las superficies equipotenciales son equidistantes y que por lo mismo la diferencia de nivel entre ellas es constante. Pero de acuerdo con la forma esferoidal de la Tierra, en Geodesia se define a superficie equipotencial como aquella que es normal en cada uno de sus puntos a la dirección de la gravedad. Según esto, la forma de las superficies de nivel es aproximadamente la que se indica en la figura 2.3.

En efecto, a causa del no paralelismo de las superficies equipotenciales, la altitud de sus diferentes puntos, con relación a una superficie de comparación, es variable; pues, si se hiciera una nivelación del ecuador hacia al polo y se partiera por ejemplo de una altitud de 500 m sobre un plano de comparación en el ecuador, llegaríamos al polo con una altitud de 496 metros aproximadamente.

Sea AM una superficie equipotencial que pasa por el punto A; NB la superficie equipotencial que pasa por el punto B. Si se determina la diferencia de nivel entre A y B siguiendo el itinerario AMB, se obtiene una diferencia de nivel h. Si se sigue el itinerario BNA, la diferencia de nivel es H. Para que en ambos casos se obtenga el mismo valor, debe aplicarse una corrección por falta de paralelismo de las superficies equipotenciales.

Esta corrección es función de las latitudes de los puntos de itinerario. El valor de la corrección ortométrica entre dos puntos A y B, de latitudes ϕ y ϕ' , se calcula de la siguiente manera.

El trabajo realizado por la fuerza al elevar una masa de una superficie a la otra, es el mismo, cualquiera que sea el camino que se siga, esto es:

$$gh = g'H \quad \text{o bien} \quad g/g' = H/h$$

En donde:

g: es el valor de la gravedad media en h.

g': es el valor de la gravedad media en H

Ahora bien, se tiene por la formula de la gravedad de Bouger:

$$g = g_{45}^{\circ}(1 - \beta \cos 2\varphi - Bh)$$

$$g' = g_{45}^{\circ}(1 - \beta \cos 2\varphi' - BH)$$

De donde

$$g / g' = 1 - \beta(\cos 2\varphi - \cos 2\varphi')$$

Y recordando que $\cos 2\varphi = 1 - 2\text{sen}^2\varphi$

$$g / g' = 1 - \beta[1 - 2\text{sen}^2\varphi - +2\text{sen}^2\varphi'] = 1 - 2\beta\text{sen}(\varphi - \varphi')\text{sen}(\varphi' - \varphi)$$

Considerando a $(\varphi' - \varphi)$ como muy pequeño:

$$\frac{g - g'}{g'} = \frac{H - h}{h} = -2\beta\text{sen}2\varphi d\varphi$$

Finalmente:

$$\text{Corrección ortométrica} = H - h = -2\beta h \text{sen}2\varphi_m d\varphi = -0.0052 h \text{sen}2\varphi_m d\varphi$$

φ_m es la latitud media entre los dos puntos extremos del tramo de nivelación y $d\varphi$ su diferencia de latitudes. Si $d\varphi$ es positivo, esto es, si se avanza hacia el N la corrección ortométrica es negativa y positiva en caso contrario.

En las alturas ortométricas los puntos situados en una misma superficie equipotencial, aparentemente tienen altitudes diferentes. Helmert, en 1873, da otra explicación a esta diferencia, reemplazando la definición geométrica por el trabajo realizado contra la fuerza de gravedad al elevar una masa de peso igual a la unidad, de una superficie a la otra. Si una de las superficies es el nivel del mar, puede decirse que la cota del punto considerando es igual al trabajo de la gravedad sobre la unidad de la masa, para transportarla de una superficie a otra. A este resultado lo llamo "cota dinámica" [Medina, 1978]

2.5 PROGRAMA DE PROCESAMIENTO

Una vez que sean hechas las mediciones de campo con el GPS es necesario procesar los datos "crudos", para lo cual se necesita del software adecuado para ello. Para el caso de los equipos Leica existe un software llamado SKI-Pro (**Static KInematic P**rofessional), en cual complementa al hardware del sistema GPS 500 de Leica Geosystems. SKI-Pro es un conjunto de rutinas automatizadas para el post-proceso de datos obtenidos con levantamientos GPS, incluyendo mediciones en tiempo real. Este programa nos permite definir ciertas características al procesamiento de los datos. Por ejemplo:

- Modelo troposférico e inosférico.
- Efemérides.
- Tipo de Solución.
- Frecuencia a utilizar.

Además de otros factores que pueden personalizarse. Estas características ayudaran a la obtención de un buen resultado al momento de hacer un post-proceso diferencial.

2.6 SISTEMA COORDENADO WGS84

El Sistema coordinado WGS84 es un Sistema de Referencia Terrestre Convencional (SRTC). La definición de este sistema coordinado sigue el criterio del Servicio Internacional de Rotación de la Tierra (SIRT) [McCarthy, 1996]. Estos criterios son descritos a continuación:

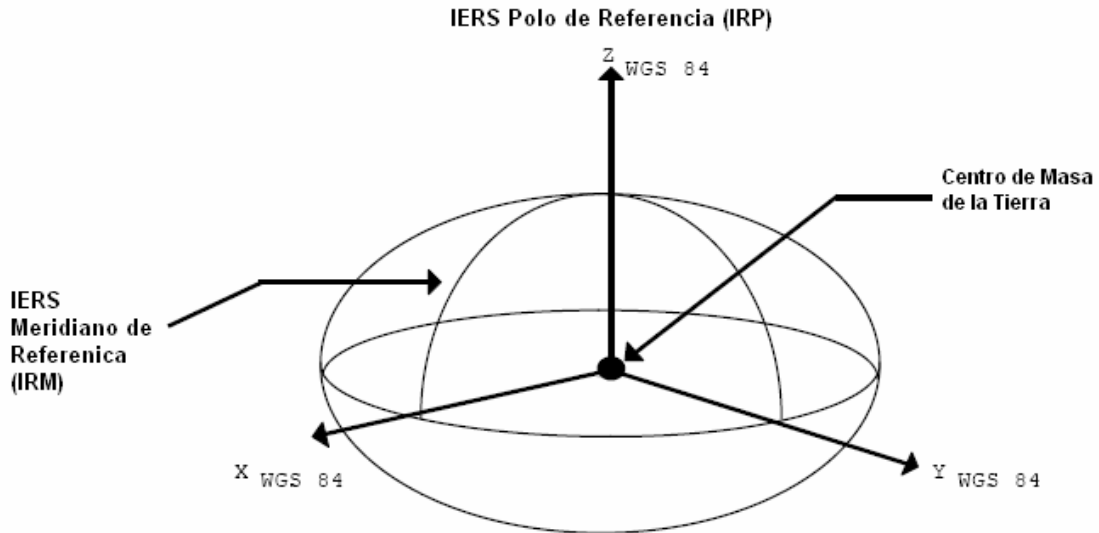


Fig. 2.4. Geometría del Sistema WGS84.

- ✓ Origen: Centro de masa de la Tierra.
- ✓ Polo Primario (Z): En la dirección del Polo de Referencia del SIRT (PR). Esta dirección corresponde con la dirección del Polo Terrestre Convencional (PTC) (época 1984.0) con una incertidumbre de 0.005" [McCarthy, 1996].
- ✓ Eje Primario (X): Intersección del Meridiano de Referencia del SIRT (MR) y el plano que pasa a través por el origen y la normal al eje Z. El MR es coincidente con el Meridiano Cero de la oficina Internacional de la Hora (época 1984.0) con una incertidumbre de 0.005" [McCarthy, 1996].
- ✓ Eje Secundario (Y): completa el sistema coordenado ortogonal de mano derecha, Geocéntrico y Fijo en la Tierra.
- ✓ El Sistema Coordenado WGS84 es un sistema de mano derecha, ortogonal fijado en la Tierra, como se puede apreciar en la figura 2.4.

El origen del sistema coordinado WGS84 también sirve como centro geométrico de elipsoide WGS84 y el eje Z como de rotación del mismo elipsoide.

Se puede observar que la definición del WGS84 SRTC no ha tenido ningún cambio fundamental. El SRTC continúa siendo un sistema coordinado ortogonal de mano derecha. El marco original de referencia del WGS84 establecido en 1987 fue realizado a través de un ajuste de las estaciones del Sistema de Satélites de Navegación Naval (SSNN), también conocido como TRANSIT [Cunnimgham, 1987].

El TRANSIT fue usado inicialmente en Enero de 1987 por la Agencia de Cartográfica de la Defensa (ACD) en la generación de efemérides precisas. Las efemérides precisas TRANSIT fueron utilizadas en proceso absoluto de posicionamiento puntual (PPP) con datos Doppler (diferencia entre la frecuencia de la señal recibida por el receptor y la frecuencia de la señal del satélite), para determinar posiciones en el WGS84 de las estaciones permanentes GPS.

CAPITULO III

MEDICIONES DE CAMPO Y RESULTADOS.

3.1 METODOLOGÍA DE MEDICIÓN GPS DIFERENCIAL

En los meses de enero y diciembre del 2004, se realizaron mediciones con GPS en la región de la costa de Guerrero, lugar donde fueron extraídos doce núcleos; concretamente en las lagunas de Coyuca, Mitla y Tres palos. Con el fin de determinar la posición y la altura del los puntos con respecto al Elipsoide WGS 84, para después hacer la estimación de altura con respecto al Nivel Medio del Mar.

Estas mediciones se llevaron acabo los días 11,13 y 14 de enero, 21 y 22 de diciembre del 2004, con diferente equipo de antenas GPS. En la siguiente tabla se en lista el equipo de medición elegido en enero y diciembre.

Tabla 3.1. Equipo utilizado para las dos épocas de medición.

	ENERO	DICIEMBRE
Receptor	SR520	SR520
Antena	AT502	AT504
Montaje	Bastón	Trípode

La logística utilizada para el mes de enero, fue el ir posicionando al término de la extracción de los núcleos de sedimentación con un tiempo menor al de diciembre. Ahora bien, para el mes de diciembre fue necesario de la participación de varias personas para poder cubrir todos los puntos en un menor tiempo, esto es, dejar a una persona con un equipo en cada sitio y después ir recogiendo a cada uno de ellos, con esto se consiguió un tiempo mayor a una hora en cada uno de los sitios.



Fig. 3.1. Sedimentación reciente con un grosor de 3 a 5 cm., periodo seco. La antena AT504 instalada sobre el punto de la perforación.

Al mismo tiempo las estaciones GPS permanentes ACAP, ACYA, CAYA y COYU, las cuales serán descritas más adelante, registraban datos para el post-proceso diferencial de los sitios de perforación respecto a estas estaciones.

Cabe mencionar que la superficie del terreno presenta una capa de sedimentos reciente, con un grosor de 3 a 5 cm., por lo que esto introduce cierta incertidumbre con respecto a la superficie de referencia de nuestros sitios. Esta característica se puede apreciar en la Figura 3.1.

3.2 SITIOS DE MEDICIÓN

En esta zona del estado de Guerrero algunas de estas lagunas se encuentran cerradas por barras, ocasionalmente abiertas artificialmente (información de los pobladores). El paisaje geomorfológico de la costa de Guerrero, en el segmento de la brecha sísmica de Guerrero, sugiere un modelo de subsidencia de la costa a largo plazo [Ramírez-Herrera, 2005].

En la siguiente tabla 3.2 se muestran las coordenadas de los puntos de extracción de núcleos de sedimentación con para las épocas enero 2004 y diciembre 2004.

Tabla 3.2. Posiciones preliminares de los puntos de estudios paleosismológicos, las cuales son utilizadas como referencia. ID: nombre de la estación.

ENERO	DICIEMBRE	LATITUD [°]	LONGITUD [°]	ALTURA ELIPSOIDAL [m]
ID punto	ID punto			
ACA-03-01	ACA-03-01	16° 58' 10.89476" N	100° 03' 02.07088" W	-5.199
ACA-03-02	-----	17° 04' 24.78955" N	100° 20' 51.18217" W	-9.146
ACA-03-03	-----	16° 48' 37.37018" N	99° 45' 36.13565" W	-5.446
ACA-03-04	-----	16° 48' 29.44073" N	99° 48' 06.50446" W	-6.747
ACA-03-02a	-----	17° 04' 24.38623" N	100° 21' 11.75978" W	-6.705
ACA-04-06	-----	17° 09' 53.20904" N	100° 35' 44.56273" W	-10.895
-----	ACA-04-01	17° 02' 59.99012" N	100° 21' 58.25361" W	-6.126
-----	ACA-04-02	17° 04' 11.07639" N	100° 22' 37.89121 W	-8.775
-----	ACA-04-04	16° 57' 53.20647" N	100° 03' 17.59016" W	-7.567
-----	ACA-04-03	16° 58' 12.15506" N	100° 03' 04.41203" W	-6.118
-----	ACA-04-07	17° 09' 53.20904" N	100° 35' 44.56273" W	-6.693
-----	ACA-04-05	17° 11' 41.77051" N	100° 43' 10.39353" W	-6.979

En el siguiente mapa (Figura 3.2) podemos ver la distribución de estos puntos y la localización de las estaciones permanentes GPS de referencia (Red "Sismología-UNAM).



Fig. 3.2. Distribución geográfica de las estaciones GPS (círculos amarillos) y sitios de estudio paleosismológico (círculos azules).

En este mapa se aprecia como el punto ACA-04-05 es el más alejado, por lo que es posible que la solución para este punto no sea tan precisa con respecto a la estación ACYA, la cual esta referida la nivel del mar. Mientras que para los demás puntos es probable que se tenga buena precisión, mediante un procesamiento de datos GPS diferencial.



3. 3 ESTACIONES DE REFERENCIA

En este contexto, una estación de referencia GPS es aquella que tiene coordenadas determinadas con precisión y la cual no presenta variaciones significantes de la posición a lo largo del tiempo de mediciones. Además de operar las 24 hrs. del día ininterrumpidamente.



El departamento de Sismología del Instituto de Geofísica de la UNAM mantiene una red de estaciones permanentes GPS a lo largo de la costa de Guerrero, la cual tiene como función principal medir el desplazamiento de la corteza, por acción de la tectónica que ahí se presenta (<http://tlacaelel.igeofcu.unam.mx>).


Estas estaciones registran datos las 24 hrs. del día, con un muestreo de 30 seg., los cuales son almacenados en computadoras instaladas en el sitio, para su recolección a un determinado tiempo, mientras que algunas (COYU y ACAP) transmiten estos datos vía línea telefónica, es decir, tiempo real.

Las estaciones utilizadas para este trabajo son cuatro las cuales se describen a continuación.

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO	
Nombre:	ACAPULCO
ID:	ACAP
Ciudad:	Acapulco
Estado o Provincia:	Guerrero
País:	México
	
EQUIPO	
Receptor:	Leica CRS1000
Versión:	v8.03
Instalación última:	12-Dic-2000
Almacenamiento:	20 MB
Antena:	Leica Choke Ring AT504
Altura de la Antena:	1.25 m
Grados de desfase del Norte:	0
Instalación:	01-Dic-1999
COORDENADAS	
Latitud:	16° 47´24.36" N
Longitud:	99° 52´32.88" W
Elevación:	354.596 m

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO	
Nombre:	ACAPULCO CLUB DE YATES
ID:	ACYA
Ciudad:	Acapulco
Estado o Provincia:	Guerrero
País:	México
	
EQUIPO	
Receptor:	Leica RS500
Versión:	V4.20
Instalación última:	11-Ene-2004
Almacenamiento:	256 MB
Antena:	Leica Choke Ring AT504
Altura de la Antena:	2.9005 m sobre el B. N. 1214
Grados de desfase del Norte:	0
Instalación:	11-Ene-2004
COORDENADAS	
Latitud:	16° 50´16.689" N
Longitud:	99° 54´10.742" W
Elevación:	-5.947 m

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO	
Nombre:	CAYACO
ID:	CAYA
Ciudad:	Cayaco
Estado o Provincia:	Guerrero
País:	México
	
EQUIPO	
Receptor:	Leica RS500
Versión:	V4.20
Instalación última:	11-Ene-2004
Almacenamiento:	256 MB
Antena:	Trimble TRM22020.00+GP
Altura de la Antena:	5 m.
Grados de desfase del Norte:	0
Instalación:	08-Ene-1997
COORDENADAS	
Latitud:	17° 02´54.68" N
Longitud:	100° 16´02.06" W
Elevación:	26.051

IDENTIFICACIÓN DEL SITIO	
Nombre:	COYUCA
ID:	COYU
Ciudad:	Coyuca de Benítez
Estado o Provincia:	Guerrero
País:	México
	
EQUIPO	
Receptor:	ASTCH UZ-12
Versión:	CN00
Instalación última:	10-Sep-2003
Almacenamiento:	----
Antena:	ASH701945E_M SCIT
Altura de la Antena:	0.0083 m
Grados de desfase del Norte:	0
Instalación:	03-Mar-2003
COORDENADAS	
Latitud:	17° 00´30.24" N
Longitud:	100° 04´51.96" W
Elevación:	32.412 m

Estas estaciones presentan una relativa cercanía a los lugares de estudio, por lo que se debe conocer su posición precisa, la cual es determinada por M. C. Sara Ivonne Franco.

3.4 PROCESAMIENTO DE DATOS MAREOGRAFICOS

En la estación ACYA existe un mareógrafo, el cual registra las 24 hrs. del día la variación del nivel del mar en la zona con el muestreo de 6 min. Esta estación esta ligada al Banco de Nivel 1214 con el fin de tener la referencia del equipo mareográfico y conocer la altura de este banco respecto al nivel del mar.

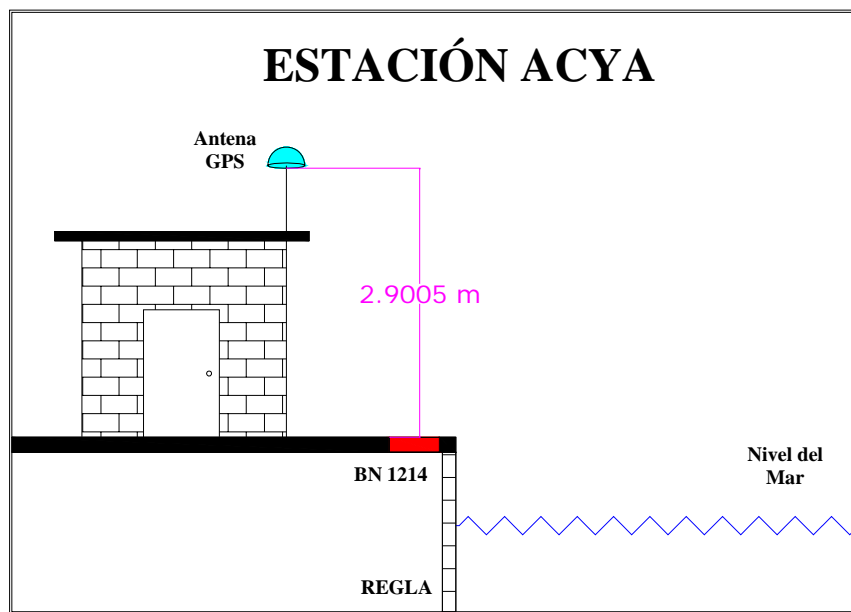
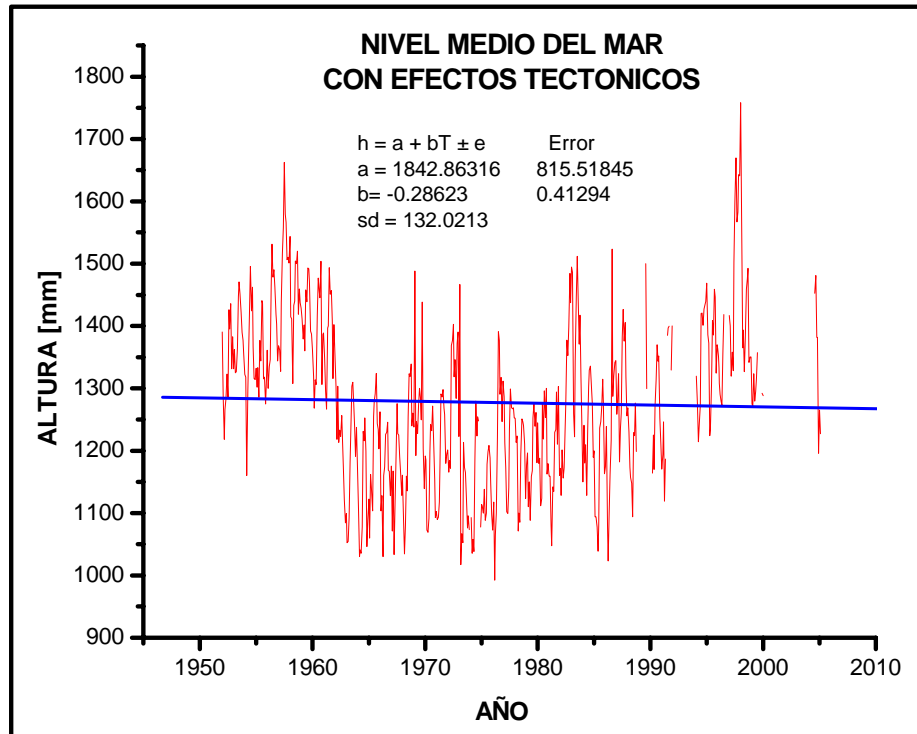


Fig. 3.3. Esquematación de la estación ACYA con el nivel del mar, banco de nivel 1214 y antena GPS.

Una vez que se obtuvieron las alturas del nivel del mar promediadas mensuales se graficaron para el periodo comprendido del año 1952 hasta el 2004, de los cuales se obtuvo la tendencia del Nivel Medio del Mar, como se muestra en la siguiente grafica.

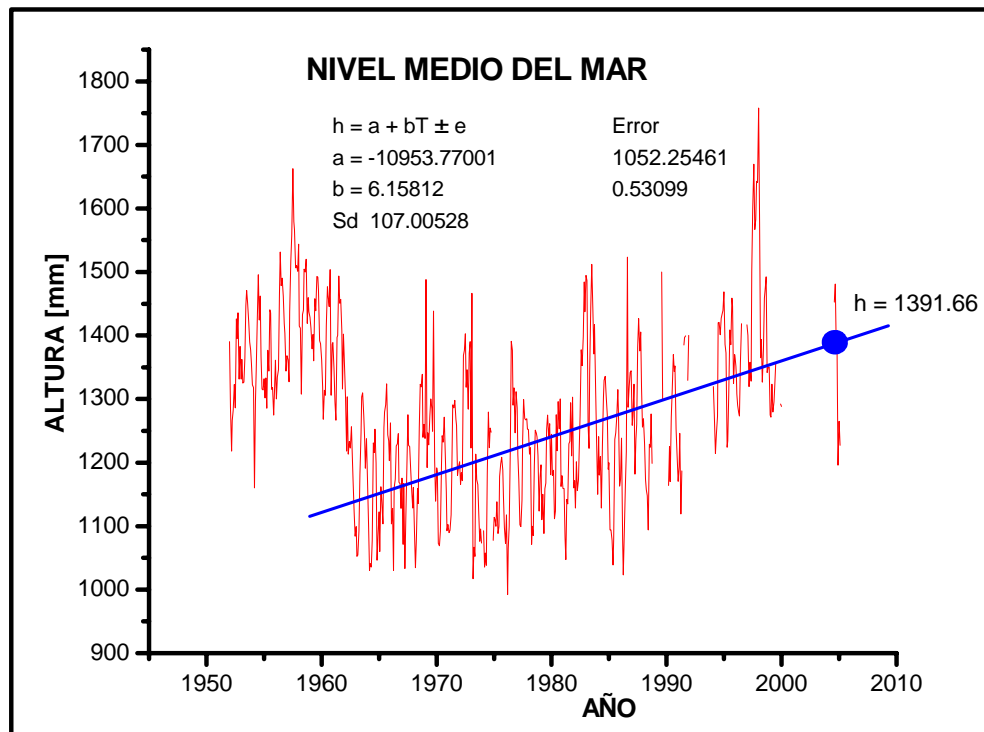


Gráfica 3.1. Registro del nivel del mar promedio mensual en Acapulco (alturas con respecto al banco de nivel 1214). El ajuste lineal (línea de regresión) para todo registro sin la corrección para los efectos sismotectónicos muestra una ligera tendencia negativa del aparente cambio de nivel del mar.

De esta gráfica se puede observar un salto en el registro de los datos. Este salto es debido a dos terremotos ocurridos el 11 de mayo ($M_w = 7.1$), y 19 de mayo de 1962 ($M_w = 7.0$), los cuales provocaron un total levantamiento cosísmico de ~22 cm. [Ortiz et al., 2000]. Además de estos eventos sísmicos, probablemente ocurrieron los eventos lentos asísmicos (terremotos silenciosos) para los años 1973 y 1979, los cuales provocaron un levantamiento gradual de la costa de ~14.5 cm. y ~5 cm. respectivamente [Kostoglodov, 2002].

No solo estos eventos intervienen en el cambio del nivel del mar, existen otros eventos como lo son: tectónica global, calentamiento global, efecto del niño y la inestabilidad local [Ugur Sanli, 2001]. Los cuales son difíciles de cuantificar. Lo que es importante para la determinación del nivel medio del mar (NMM) es

tomar en la cuenta que diferentes fenómenos naturales responsables por el cambio del nivel del mar tienen diferentes periodos T . Entonces calculando el promedio de datos con una ventana corriente $\Delta t > T$ puede filtrar el registro y eliminar hasta cierto grado la influencia del fenómeno. Por ejemplo, los promedios mensuales del registro mareográfico reducen significativamente los componentes de la marea con periodos menos de un mes. Los periodos de marea más largos son (en años): 0.5 (semianual solar), 1.0 (solar anual), 8.8 (lunar perineal) y 18.6 (lunar nodal) [Hannah, 1990, Vanicek, 1978].



Gráfica 3.2. Ajuste lineal para el periodo de 1965-2004 muestra que la tendencia de aumento del nivel del mar a lo largo plazo es del orden de 6 mm/año. Se cree que en este periodo ya no existen efectos post-sísmicos del terremoto de 1962.

Para quitar el efecto tectónico es necesario hacer la filtración de datos mareográficos con las ventanas de $\Delta t \sim 10$ años (periodos de los terremotos silenciosos) y hasta más de 60 – 100 años para los grandes terremotos. Desafortunadamente, nuestros mareógrafos apenas tienen unos 50 años de

mediciones lo que hace prácticamente imposible eliminar los efectos del ciclo sísmico.

Si se hace un ajuste de los datos mareográficos, se estarían involucrando efectos como los antes mencionados; es por eso que se han descartado datos contenidos en el periodo 52 al 65. Esta decisión fue tomada porque, para nuestro estudio es necesario quitar todos los eventos posibles conociéndose sus procesos pre-, co- y post-sísmicos. Y para el evento del 62, se cree que para el año 65 hayan terminado tales efectos (por analogía con el periodo post-sísmico del terremoto 1995 en Jalisco [Hutton et al., 2001]).

El efecto intersísmico de recuperación cíclica de la deformación es más lento y toma otros 40-60 años después de los terremotos de 1962. Es posible hacer la estimación aproximada de la subsidencia intersísmica de la costa de Acapulco usando los resultados de ajuste en la gráfica 3.2. Si aceptamos el cambio eustático del nivel del mar de ~ 2 mm/año [Douglas, B., 1995], la subsidencia intersísmica de la costa será de ~ 4 mm/año. La subsidencia intersísmica acumulativa de la costa por últimos 44 años después de sismos de 1962 se estima como ~ 18 cm.

Nosotros decidimos no hacer la corrección por el efecto de subsidencia intersísmica ya que no conocemos este valor con precisión. El nivel medio del mar será determinado en este trabajo como el promedio actual basado en la tendencia de registro mareográfico promedio en los últimos 44 años.

Como muestra la grafica 3.2 el registro mareográfico tiene importantes brechas de 2000 hasta 2004 lo que hace problemático la estimación del NMM actual. Con el modelo de regresión lineal (grafica 3.2) podemos determinar la altura del NMM para la época solicitada de 2004.

Utilizando la ecuación de la gráfica 3.2, es posible hacer la predicción del NMM.

$$h = a + bT \pm e \quad (3.1)$$

Donde:

h : Variable dependiente. NMM, [mm].

T : Variable independiente, tiempo [años].

a : Ordenada al origen, $a = (11 \pm 1) \cdot 10$ [mm].

b : Pendiente, velocidad de cambio de NMM, [mm/año], $b = 6.2 \pm 0.5$ [mm/año].

e : Error de la predicción de h , [mm].

El valor de T (Diciembre 2004) para el tiempo de primera ocupación GPS es de 2004.73993, entonces la predicción de la altura h es:

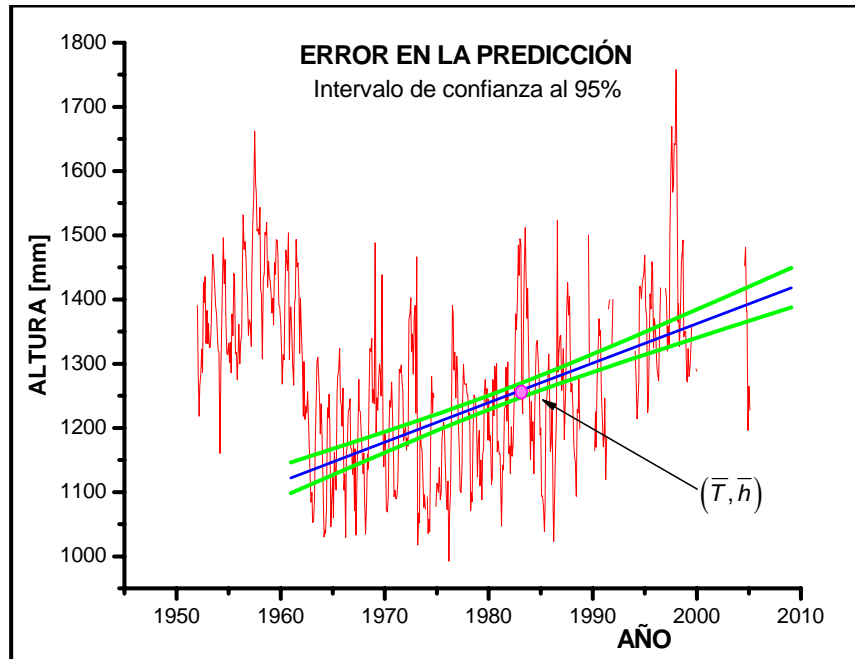
$$h = 1391.7 \text{ mm}$$

Ya con esta altura se puede obtener la altura ortométrica (H) del lugar, pero antes, es necesario conocer el error de la altura h . Y esto se hace de la siguiente manera.

ERROR ESTÁNDAR DE LA PREDICCIÓN.

Mientras este más alejado el valor de predicción de la media de los valores usados para determinar la recta de regresión muestral, menos exacta será la predicción basada en esa recta.

El error en la predicción se hace cada vez mayor a medida que se hace más grande la diferencia $\bar{h} - h_p$, donde h_p es la altura predicha y \bar{h} es la media muestral.



Gráfica 3.3. Las líneas paralelas al ajuste lineal muestran el intervalo de confianza al 95% para el valor de h_p .

Nótese que en las franjas o regiones de confianza representadas en la Gráfica 3.3 están limitadas por curvas, y no por rectas. La predicción será más exacta en las proximidades del punto (\bar{T}, \bar{h}) .

Para construir un intervalo de predicción para \hat{h}_{pT_g} (Valor medio de h_p , dado un valor T_g) media de los valores h_p . En este caso, el error estándar apropiado se denota por el símbolo S_{hT_g} y se expresa por [Harnett and Murphy, 1987]:

$$S_{hT_g} = S_e \sqrt{\frac{1}{n} + \frac{(T_g - \bar{T})^2}{\sum_{i=1}^n (T_i - \bar{T})^2}} \quad (3.2)$$

Donde:

S_{hT_g} : Desviación estándar de h_p , dado un T_g .

S_e : Desviación estándar de línea de ajuste.

n : Cantidad de datos.

T_g : Valor de T para predecir h .

El estadístico apropiado para este caso tiene una distribución t (*student*) con $(n-2)$ grados de libertad. Así, los extremos del intervalo de 100 $(1- \alpha)$ %, donde α tendrá un valor de 0.5, para obtener una confiabilidad del 95%. De manera completa tenemos que:

$$\hat{h}_p \pm t_{(\alpha/2;n-2)} S_{hT_g} \quad (3.3)$$

Donde:

\hat{h}_p : Valor promedio predicho.

$t_{(\alpha/2;n-2)}$: Valor de tabla de la distribución t student para $n = 378$ y $\alpha = 0.5$.

Sustituyendo los valores en 3.2 y 3.3 se obtiene lo siguiente:

$$\hat{h}_p = 1391.7 \pm 26.39 \text{ mm}$$

Ahora bien, la regla del mareógrafo esta colocada de tal forma que el cero esta sumergido, es por eso que hay que obtener la altura desde el Banco de Nivel 1214, H_{BN1214} , al espejo del agua. Y eso se hizo de la siguiente manera.

La longitud total de la regla es de $R = 2563 \text{ mm}$ y se tiene una lectura de NMM = 1391.66 mm desde el cero y para obtener la altura deseada solo hay que hacer una simple resta.

$$H_{BN1214} = R - \hat{h}_p = 1171.34 \pm 26.39 \text{ mm}$$

De esta manera se obtiene la altura del Banco de Nivel 1214, sobre el Nivel Medio del Mar en el club de Yates en Acapulco Guerrero, para la época diciembre de 2004.

3.5 ALTURAS ORTOMÉTRICAS DE ESTACIONES PERMANENTES GPS

Una vez que se ha referenciado el Banco de Nivel 1214 al NMM, es necesario conocer la altura Elipsoidal (h_e) del banco con el GPS instalado en el sitio, para después conocer la altura ortométrica (H') utilizando el modelo geoidal EGM-96, el cual esta basado en el sistema WGS84. Y a su vez determinar las diferencias que pueda haber entre H y H' . El modelo EMG-96, para las coordenadas del Banco de Nivel 1214, muestra la siguiente altura geoidal, N (<http://earth-info.nga.mil>).

Tabla 3.3. La altura geoidal es referida al sistema WGS84, al igual que las coordenadas.

BANCO DE NIVEL	LATITUD [°]	LONGITUD [°]	ALTURA GEOIDAL N, [m]
1214	16°50'16.68873" N	99°54'10.74170" W	-9.58

La estación ACYA registra datos continuamente por lo que es posible obtener la altura elipsoidal con la precisión de este punto adecuada para la estación GPS de referencia, además hemos obtenido una estimación directa de la altura H_{BN1214} sobre el Nivel Medio del Mar.

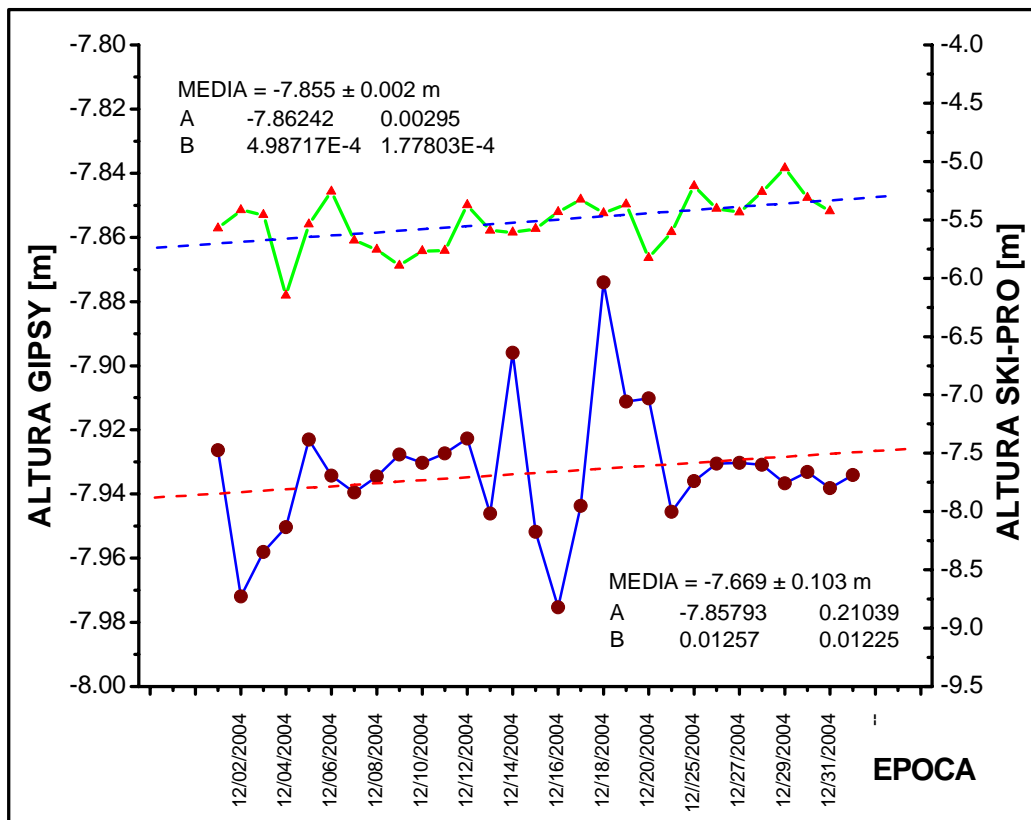
Para calcular las coordenadas y altura de la estación GPS estamos usando dos programas de procesamiento de datos. Uno es el programa SKI-Pro de Leica Geosystems y otro es el paquete GIPSY-OASIS de Jet Propulsión Laboratory.

El programa GIPSY proporciona los resultados con mejor precisión que el SKI-Pro, lo que muestra la comparación de alturas elipsoidales calculadas con ambos programas (Tabla 3.4).

Tabla 3.4. Se realizó un mismo tipo de procesamiento en ambos programas, con los siguientes resultados.

PROCESAMIENTO PUNTUAL Promedio de 30 días	ALTURA h_e DE ACYA, [m]	ERROR ESTANDAR [m]
GIPSY	-7.855	± 0.002
SKI-Pro	-7.669	± 0.103

En las graficas 3.4 y 3.5 se puede apreciar la variación de la altura en el tiempo de la misma estación para la época diciembre de 2004; Son posiciones promedio diarias y procesadas puntualmente con los programas SKI-Pro y GIPSY.



Gráfica 3.4. Se observa una gran variación en los datos procesados con SKI-Pro (línea azul) a lo largo del mes de diciembre de 2004, mientras la variación de los datos procesados con Gipsy (línea verde) es menor para el mismo mes.

Podemos observar que los valores se encuentran en un intervalo de -8.5 a -6.0 metros; para valores obtenidos con SKI-Pro, y que entre ellos hay mucha variación. Mientras que los valores obtenidos con GIPSY son más estables, comprendidos en un intervalo de -7.80 y -7.90 metros.

Estas alturas fueron determinadas con el semejante tipo de procesamiento puntual, es decir, en modo SPP para SKI-Pro y PPP para GIPSY. La variación entre los por programas es originada por los algoritmos que utilizan y por las correcciones más sofisticadas que GIPSY utiliza.

El valor de -7.855 ± 0.004 como altura elipsoidal, obtenido para la estación ACYA es el mismo para el banco de nivel 1214, esto es porque al momento de procesar los datos con GIPSY se le introduce la altura de la antena (2.9005 m), la cual es respecto al banco de nivel. Para obtener H' se utiliza la siguiente ecuación:

$$H' = h_e - N \quad (3.4)$$

Donde:

H' : Altura ortométrica usando el geoide

h_e : Altura elipsoidal.

N : Altura geoidal.

Entonces de 3.4 la altura ortométrica (usando el geoide) del banco 1214 es:

$$H'_{BN1214} = 1.725 \pm 0.004 \text{ m}$$

Ahora bien, retomando el valor obtenido anteriormente para el Banco de Nivel 1214 como altura sobre el nivel medio del mar, encontramos una diferencia.

$$H_{BN1214} - H'_{BN1214} = -0.608 \text{ m}$$

Con esto podemos decir la diferencia existente entre ellos puede ser ocasionada por el modelo EGM-96, que es un modelo mundial, es decir, para poder obtener una buena altura geoidal es necesario contar con un modelo regional de mejor resolución. Es por eso que para nuestro objetivo tomaremos como altura ortométrica actual del sitio igual a:

$$H_{BN1214} = 1.1171 \pm 0.0264 \text{ m.}$$

Para determinar las alturas ortométricas de las estaciones permanentes GPS hay que tomar en cuenta las siguientes consideraciones y operación.

1. En las estaciones de referencia ACAP, CAYA y COYU, la altura de la antena esta asignada al cero, por lo que, la medida de altura elipsoidal esta referenciada a la base de la antena. Es decir, no se esta considerando la distancia que hay entre la base de la antena y el suelo.

2. Para estas tres estaciones las alturas sobre el Nivel Medio del Mar estarán referidas a la base de la antena.

3. Las alturas elipsoidales de las estaciones determinadas con el programa GIPSY son

CAYA: $25.9400 \pm 0.0007 \text{ m}$

ACAP: $335.6580 \pm 0.0002 \text{ m}$

COYU: $32.4700 \pm 0.0005 \text{ m}$

4. La altura de la estación GPS de referencia sobre el NMM se determina como:

$$H_{GPS} = \Delta h_e + H_{BN1214} \quad (3.5)$$

Donde Δh_e es el desnivel elipsoidal, el cual no es mas que la diferencia entre la h_e de la estación ACYA y la h_e de las estaciones CAYA, ACAP y COYU. Con esta operación asumimos que para una distancia entre la estación ACYA y CAYA (~200 Km.), que es la distancia más larga en nuestra zona de estudio, la variación del elipsoide es desestimadamente pequeña.

Aplicando la ecuación 3.5 se obtienen las alturas sobre el NMM de las estaciones permanentes GPS, las cuales se muestran en la Tabla 3.5.

Tabla 3.5. La altura H_{GPS} es respecto al nivel medio de mar en la zona de estudio.

ALTURA ORTOMÉTRICA H [m]			
ID	DESNIVEL ELIPSOIDAL Δh_e , [m]	ALTURA H_{GPS} SOBRE NMM [m]	ERROR [m]
ACAP	343.513	344.630	0.02648
COYU	40.325	41.442	0.02647
CAYA	33.796	34.913	0.02648

Para conocer la altura H' y la diferencia entre H' y H (Tabla 3.6), aplicamos la ecuación 3.4, con ayuda del modelo geoidal EGM-96.

Tabla 3.6. Resultados entre H y H' al aplicar la ecuación 3.4.

ALTURA ORTOMÉTRICA H' [m]				
ID	ALTURA ELIPSOIDAL h_e	ALTURA GEOIDAL N	ALTURA H' ($h_e - N$)	DIFERENCIA (H - H')
ACAP	335.658	-9.930	345.588	0.958
COYU	32.470	-8.790	41.260	0.182
CAYA	25.940	-9.360	35.300	0.387

La diferencia existente entre H' y H para las estaciones ACAP, COYU y CAYA, es debido a la gran amplitud de la onda del modelo geoidal, es decir, se requiere nuevamente de un modelo local, el cual se adapte mejor al territorio nacional. Se trazó una línea a través de la costa (Figura 3.5) donde se han obtenido las alturas geoidales del modelo EGM-96 para ver que tan larga es la ondulación de la N. Además de este modelo existen dos modelos geoidales desarrollados por INEGI, llamados GGM04 y GGM05. En los cuales se obtuvieron las alturas para el mismo perfil y estaciones GPS de referencia.

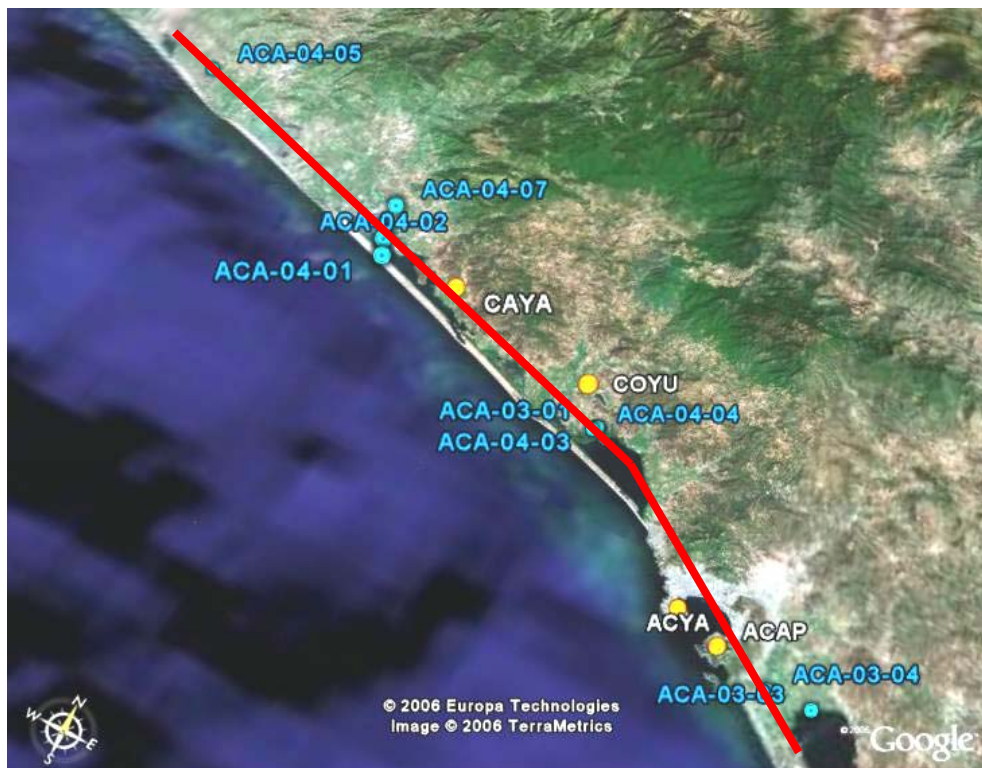


Fig. 3.4. Sobre la línea roja se obtuvo la altura geoidal de los modelos EGM-96, GGM04 y GGM05 para ver el comportamiento de los modelos.

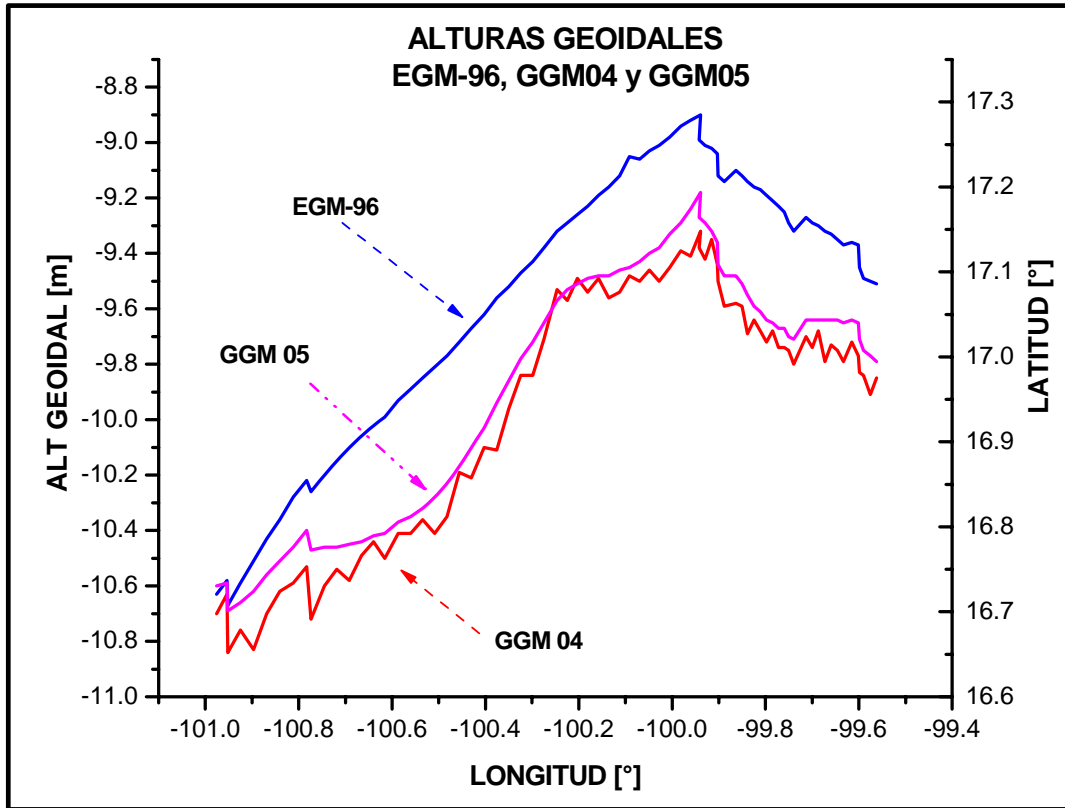
En la gráfica 3.5 se observan las variaciones de los modelos EGM-96, GGM04 y GGM05 a lo largo de ~200 km. Donde prácticamente se puede apreciar que la ondulación llega a medio ciclo del modelo.

Además de esto se puede apreciar que para el modelo GGM04 y GM05 siguen la misma trayectoria que el modelo EGM-96, por lo que suponemos que estos modelos están basados en el modelo EGM-96. Para fines de este trabajo se utilizo el modelo EGM-96 y solo se mostraran las diferencias entre dichos modelos. Utilizando los modelos GGM04 y GGM05 de INEGI se obtienen las alturas geoidales N y ortométricas H' de las estaciones permanentes GPS (Tabla 3.7).

Tabla 3.7. Alturas ortométricas utilizando modelos geoidales de INEGI.

	ALTURA h_e [m]	ALTURA N_{GGM04} [m]	ALTURA N_{GGM05} [m]	H' ($h_e - N_{GGM04}$) [m]	H' ($h_e - N_{GGM05}$) [m]
ACYA	-7.855	-10.000	-9.93	2.145	2.075
CAYA	25.940	-8.510	-9.63	34.450	35.570
ACAP	335.658	-10.040	-9.89	345.698	345.548
COYU	32.470	-8.870	-9.19	41.340	41.660

Se aprecia que para la estación ACYA existe una altura ortométrica de 2.145 m y 2.075 m, con los modelos geoidales desarrollados por INEGI, mientras que para el modelo geoidal EGM-96 hay una altura ortométrica de 1.725 m, por lo que el modelo geoidal EGM-96 es que más se aproxima a una altura sobre el nivel medio del mar para el banco de nivel 1214, que se obtuvo anteriormente.



Gráfica 3.5. Las alturas geoidales de los modelos EMG96, GGM04 y GGM05 a lo largo de la zona de estudio muestran una misma tendencia, esto puede ser debido a que los modelos GGM04 y GGM05 están basados en el EMG96.

Otro método para obtener la altura de las estaciones permanentes de manera directa, es calcular sus alturas promedias diarias con el procedimiento diferencial introduciendo la altura sobre el Nivel Medio del Mar de la estación ACYA con su error al programa SKI-Pro, para que ajuste el error por medio de mínimos cuadrados, el cual se basa en los siguientes criterios: la suma de los cuadrados de los residuales de las observaciones debe ser minimizada.

Después de efectuar un ajuste por mínimos cuadrados se tiene la certeza de contar con la mejor solución posible, basada en las observaciones disponibles.

Se puede decir que la relación que existe entre el ajuste por mínimos cuadrados, el concepto de precisión y fiabilidad y las pruebas estadísticas, en forma resumida son:

- ✓ El mejor resultado posible se obtendrá mediante el ajuste por mínimos cuadrados, dados los datos disponibles.
- ✓ Las pruebas estadísticas se aplican para revisar el resultado obtenido, con el fin de “eliminar” los posibles errores.
- ✓ Los parámetros de precisión y fiabilidad cuantifican la calidad del resultado.

Con este método obtenemos los siguientes resultados finales, con una mejor precisión.

Tabla 3.8. Posiciones finales de las estaciones permanentes GPS respecto al nivel medio del mar para la época 2004.

ESTACIONES PERMANENTES GPS RESPECTO AL N. M. M.						
ID	LATITUD [°]	LONGITUD [°]	ALTURA [m]	DESV LAT [°]	DESV LON [°]	DESV ALT [m]
ACYA	16° 50' 16.70100" N	99° 54' 10.78197" W	1.1173	0.00182	0.00196	0.02639
CAYA	17° 02' 54.64479" N	100° 16' 02.16317" W	34.911	0.00025	0.00027	0.00072
ACAP	16° 49' 20.11201" N	99° 51' 25.00125" W	344.629	0.00082	0.00089	0.00024
COYU	17° 00' 30.11496" N	100° 04' 51.84462" W	41.441	0.00018	0.00020	0.00053

3.6 ALTURAS ORTOMÉTRICAS EN SITIOS DE ESTUDIO PALEOSISMOLOGICO

3.6.1 ÉPOCA DICIEMBRE 2004

Primeramente se muestra la tabla 3.9, la cual muestra el tiempo de ocupación para cada punto de interés, esto es importante para obtener una buena precisión del trabajo, además del tipo de montaje de la antena. Con ello se busca dar una sugerencia para realizar este tipo de mediciones. En esta época se utilizó una antena Leica Choke Ring AT504, montada en un trípode, con esto se garantiza una mejor precisión.

Tabla 3.9. Tiempos de observación para cada punto de estudio paleosismológico.

DICIEMBRE DE 2004		
(AT504 TRIPODE)		
ID	ÉPOCA	TIEMPO DE MEDICIÓN
ACA-04-07	12/21/2004	3h 32' 30"
ACA-04-01	12/21/2004	3h 16' 30"
ACA-04-02	12/21/2004	1h 04' 30"
ACA-04-04	12/22/2004	6h 35' 00"
ACA-03-01	12/22/2004	1h 36' 30"
ACA-04-03	12/22/2004	4h 18' 00"
ACA-04-05	12/22/2004	0h 45' 00"

Una vez que las estaciones permanentes GPS han sido referenciadas al nivel medio del mar, las cuales servirán como estaciones de referencia para un procesamiento diferencial, para así poder conocer la altura de los sitios de ocupación donde se realizaron los estudios paleosismológicos. Para esto se

llevo a cabo un post-procesamiento diferencial respecto a la estación COYU con su altura H referida al Nivel Medio del Mar. Los criterios para poder tomar la decisión de usar a la estación COYU como referencia para este procesamiento son las siguientes:

1. Es la que resuelve ambigüedades para todos los puntos de interés.
2. Es una estación que presenta mayor precisión de altura de acuerdo con el Tabla 3.8.

Ahora bien, dentro del programa Ski-Pro se declaró a la estación COYU como referencia para los puntos a geo-referenciar respecto al nivel medio de mar y los resultados que obtenido se pueden observan en el Tabla 3.10.

Tabla 3.10. Posiciones finales para sitios de estudios paleosismológicos, diciembre de 2004.

PUNTOS DE ESTUDIOS PALEOSISMOLOGICOS REFERIDOS AL NIVEL MEDIO DEL MAR						
ID	LATITUD [°]	LONGITUD [°]	ALTURA NMM, [m]	DESV LAT [°]	DESV LON [°]	DESV ALT [m]
ACA-04-07	17° 06' 57.65386" N	100° 23' 19.96809" W	1.66142	0.00028	0.00037	0.00082
ACA-04-01	17° 02' 59.97474" N	100° 21' 58.29636" W	1.78869	0.00051	0.00054	0.00127
ACA-04-02	17° 04' 11.05179" N	100° 22' 37.93272" W	0.80943	0.00053	0.00061	0.00171
ACA-04-04	16° 57' 53.20673" N	100° 03' 17.59031" W	1.51055	0.00016	0.00019	0.00045
ACA-03-01	16° 58' 11.20109" N	100° 03' 02.07200" W	1.70259	0.00032	0.00038	0.00087
ACA-04-03	16° 58' 12.15529" N	100° 03' 04.41221" W	1.73616	0.00017	0.0002	0.00047
ACA-04-05	17° 11' 41.74521" N	100° 43' 10.40856" W	1.0763	0.0007	0.0006	0.00132

Una vez que se han obtenido las alturas sobre NMM, podemos conocer la diferencia entre H' y H , para cada uno de los puntos. Estas diferencias se pueden apreciar en la Tabla 3.11. Para el punto ACA-04-05 hay una diferencia de 1.1817 m, esto es debido a la lejanía del punto de la estación de referencia y al tiempo de observación en el punto, que fue de 45 minutos.

Tabla 3.11. Diferencias entre alturas utilizando el modelo geoidal EGM-96.

DIFERENCIA H' - H EN SITIOS PALEOSISMOLOGICOS				
ID	he [m]	N [m]	H' [m]	DIFERENCIA $H' - H$ [m]
ACA-04-07	-7.279	-9.26	1.980	0.3186
ACA-04-01	-7.151	-9.9	2.748	0.9593
ACA-04-02	-8.129	-9.73	1.600	0.7906
ACA-04-04	-7.431	-9.08	1.648	0.1374
ACA-03-01	-7.239	-9.01	1.770	0.0674
ACA-04-03	-7.206	-9.01	1.803	0.0668
ACA-04-05	-7.861	-10.12	2.258	1.1817

Con este primer proceso de dar una altura respecto al nivel medio del mar, se ha logrado conocer las posibles variables que puedan modificar el nivel de mar, variables tanto en tierra como en el mar, además de poder contar con información que ayude al entendimiento del cambio del nivel del mar regional como global.

3.6.2 ÉPOCA ENERO 2004

Para esta época el tiempo de ocupación fue muy poco comparado con las ocupaciones de diciembre, pero de igual manera es necesario posicionar estos puntos de manera diferencial para su comparación a la otra época. Cabe recordar que para esta época se utilizó una antena Leica AT502, montada

sobre un bastón. En la tabla 3.12 se aprecian las características para cada punto de ocupación.

Tabla 3.12. Tiempo de observación en sitios paleosismológicos.

ENERO 2004		
(AT502 BASTÓN)		
ID	ÉPOCA	TIEMPO DE MEDICIÓN
ACA-0301	01/11/2004	20' 00"
ACA-0302	01/11/2004	19' 30"
ACA-0303	01/13/2004	25' 30"
ACA-0304	01/13/2004	19' 30"
ACA-0302a	01/13/2004	20' 00"
ACA-0406	01/14/2004	20' 30"

Para esta época el Nivel Medio del Mar, se determina con el modelo 3.1 para la época enero 2004 ($T = 2004.08145$).

$$h = 1387.604 \text{ mm}$$

Una vez que se conoce la altura del NMM, es necesario conocer el error en la predicción, para lo que hay que aplicar la ecuación 3.3.

$$y = 1387.604 \pm 25.77 \text{ mm}$$

Ajustando la altura del Nivel Medio del Mar, con la longitud total de la regla. Tenemos la altura del Nivel Medio del Mar del Banco de Nivel 1214.

$$H = 2563 - 1387.604 = 1175.396 \text{ mm}$$

$$H_{BN1214} = 1.1175 \pm 0.02577m$$

Para obtener la altura de los puntos de observación respecto al Nivel Medio del Mar, se introdujo el valor previamente obtenido en el programa SKI-Pro, para obtener las alturas de los sitios de manera directa. Para el proceso diferencial se utilizó la estación ACYA, para referenciar lo puntos de manera directa. También pudo utilizarse la estación COYU como referencia, como en el caso de la época diciembre 2004. Pero en este caso se cuentan con datos de la estación ACYA para realizar este proceso, mientras que en la época diciembre 2004 no se contaban con datos de la estación. Los resultados después de aplicar el método:

Tabla 3.13. Posiciones finales de puntos paleosismológicos, época enero 2004. **AMB:** Ambigüedades.

PUNTOS DE ESTUDIOS PALEOSISMOLOGICOS REFERIDOS AL NIVEL MEDIO DEL MAR							
ID	AMB	LATITUD	LONGITUD	ALTURA NMM [m]	DESV LAT [°]	DESV LON [°]	DESV ALT, [m]
ACA-0301	no	16° 58' 10.93830" N	100° 03' 02.09314" W	1.62661	0.01205	0.02225	0.01913
ACA-0302	sí	17° 04' 24.74076" N	100° 20' 51.21624" W	1.38384	0.00151	0.00182	0.00382
ACA-0303	sí	16° 48' 37.39938" N	99° 45' 36.16688" W	0.70094	0.00107	0.00136	0.00389
ACA-0304	sí	16° 48' 29.48535" N	99° 48' 06.56699" W	1.82903	0.00088	0.00079	0.00239
ACA-0302a	no	17° 04' 24.36760" N	100° 21' 11.80742" W	0.88433	0.0129	0.07098	0.0196
ACA-0406	no	17° 09' 53.25689" N	100° 35' 44.53002" W	1.28104	0.0376	0.15865	0.05144

En la tabla 3.13 se puede observar que para los puntos ACA-0301,0302a y 0406, no se resolvieron las ambigüedades, esto es debido al tiempo de medición en los puntos y a la distancia que se encuentra la estación de referencia. La resolución de ambigüedades garantiza la solución más probable, es decir, obtenemos la posición (x, y, z) más precisa durante nuestras observaciones.

A todo ello es muy importante una buena determinación de la altura respecto al Nivel Medio del Mar, ya que los núcleos mostraron una subsidencia de 1 mm/año [Ramírez-Herrera. et al., 2005].

Y si tomamos como ejemplo los núcleos ACA03-01 y ACA03-02 con errores en la altura de 0.01913 y 0.00382 m., se estaría cometiendo un error de 19.13 y 3.82 años respectivamente en la determinación de los tsunamis y terremotos acontecidos en el pasado.

Ahora bien, si tomamos los errores obtenidos en el tabla 3.10 para los puntos ACA03-01 y ACA04-02, que serían los equivalentes para la época Enero de 2004, de 0.00087 y 0.00171 m respectivamente, se tendría un margen de error de 0.88 y 1.71 años. Con esto se esta garantizando una buena predicción de la recurrencia de estos eventos.

Tabla 3.14. Se muestran las alturas respecto al nivel medio del mar, para las dos épocas y la diferencia existente en el punto ACA-03-01.

ENERO	DICIEMBRE	ALTURA NMM, m	ALTURA NMM, m	DIFERENCIA, m
ID punto	ID punto	ENERO 2004	DICIEMBRE 2004	(ALT. ENE. / ALT. DIC.)
ACA-03-01	ACA-03-01	1.62661	1.70259	0.07598
ACA-03-02	-----	1.38384	-----	-----
ACA-03-03	-----	0.70094	-----	-----
ACA-03-04	-----	1.82903	-----	-----
ACA-03-02a	-----	0.88433	-----	-----
ACA-04-06	-----	1.28104	-----	-----
-----	ACA-04-01	-----	1.78869	-----
-----	ACA-04-02	-----	0.80943	-----
-----	ACA-04-04	-----	1.51055	-----
-----	ACA-04-03	-----	1.73616	-----
-----	ACA-04-07	-----	1.66142	-----
-----	ACA-04-05	-----	1.07630	-----

Con esta última tabla 3.14 se presentan las alturas respecto al nivel medio del mar obtenidas para los puntos de estudios paleosismológicos, con la diferencia existente en el punto ACA-03-01, la cual es de 7.6 cm., por lo que es necesario de un buen posicionamiento con un equipo más preciso, así estaríamos eliminando un error de ~76 años.

CAPITULO IV

CONCLUSIONES.

En el capítulo anterior se hizo un ajuste a los datos obtenidos del mareógrafo, es decir, se eligió un periodo de tiempo para determinar el Nivel Medio del Mar para una época dada. En este periodo de tiempo aun persisten efectos en el Nivel Medio del Mar, como lo son:

- Los efectos del Niño para los años 1982-83 y 1997-98 se presentó un incremento de considerable en la temperatura de la superficie del océano con ello provocando desastres naturales afectando a millones de personas. [Magaña et al., 2003].
- Otro de los efectos que modifican el Nivel Medio del Mar son los terremotos, por ejemplo: Un cuidadoso análisis del mareograma de Acapulco muestra un levantamiento permanente de la costa de 15.3 cm y de 7.3 cm durante los sismos del 11 de mayo y del 19 de mayo de 1962, respectivamente. [Ortiz et al., 2000].
- En 1973 se trasladó el mareógrafo del Muelle Principal al Club de Yates con una posible variación del nivel de referencia. Y en 1994 se cambio el mareógrafo.

De la grafica III.1 se puede concluir que la tendencia del Nivel del Mar para esta región es de -0.3 mm/año con todos los efectos antes mencionados. Ahora bien, la tendencia del Nivel del Mar para el periodo elegido para referir nuestras mediciones GPS al Nivel Medio del Mar es de ~ 6 mm/año. Con todo ello, estos números nos dicen que el nivel medio del mar se comporta diferente en comparación al Nivel del Mar Global Eustático, el cual es de 1.5 mm/año [Wyrтки, 1990].

Con todo esto es difícil cuantificar realmente, cual es el verdadero incremento del Nivel Medio del Mar para esta región. Pero con este trabajo solo hace un acercamiento al tratamiento del cambio del Nivel Medio del Mar Local.

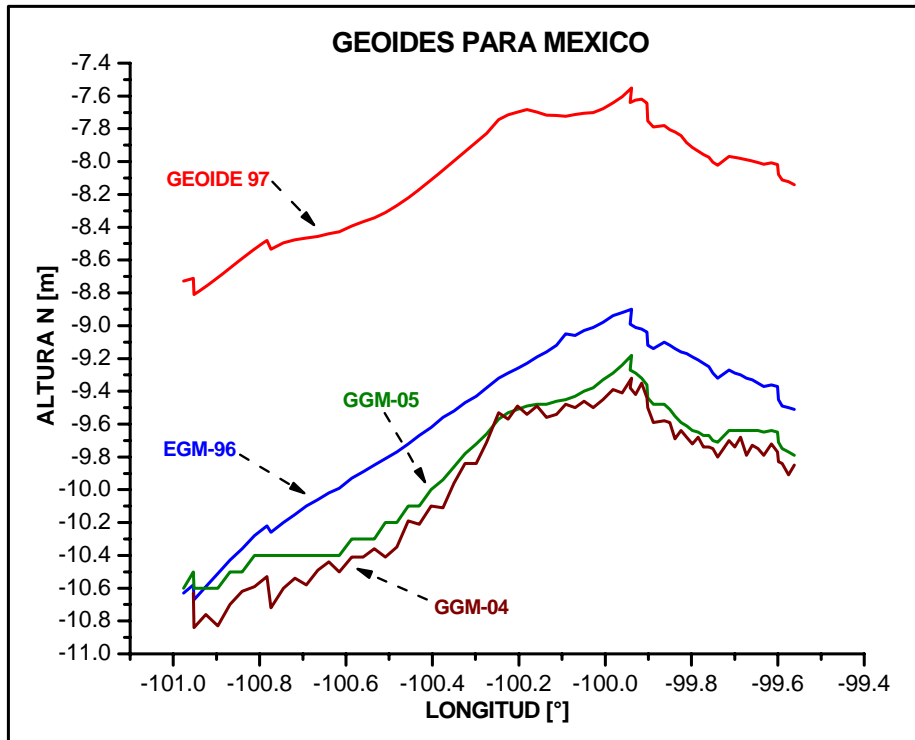
Cabe mencionar el modelo Geoidal utilizado EMG-96, que es un modelo mundial, mientras que para nuestro país existen dos modelos llamados GGM04 y GGM 05 con una precisión de 0.59 y 0.40 metros respectivamente, desarrollados por INEGI (www.inegi.gob.mx). Pero utilizando los modelos de INEGI se obtiene una altura ortométrica mayor en comparación con la altura ortométrica del modelo EGM-96. Además de estos modelos existe un modelo del año 1997, en el cual encontramos diferencias notables tanto para las estaciones permanentes GPS, como para el banco de nivel 1214.

Tabla IV.1. Alturas ortométricas utilizando el modelo geoidal 1997, encontrando diferencias notables con los otros modelos.

ALTURAS ORTOMETRICAS (GEOIDE 1997)			
ID	h_e [m]	$N_{GEOIDE\ 97}$ [m]	$H' (h_e - N_{G97})$ [m]
ACYA	-7.855	-8.273	0.418
CAYA	25.940	-7.795	33.735
ACAP	335.658	-8.183	343.841
COYU	32.470	-7.429	39.899

Las diferencias entre los modelos pueden apreciarse obteniendo la altura geoidal para el perfil de la costa de guerrero y graficando los cuatro modelos.

Grafica IV.1. Para el mismo perfil los 4 modelos son diferentes, pero con una misma tendencia.



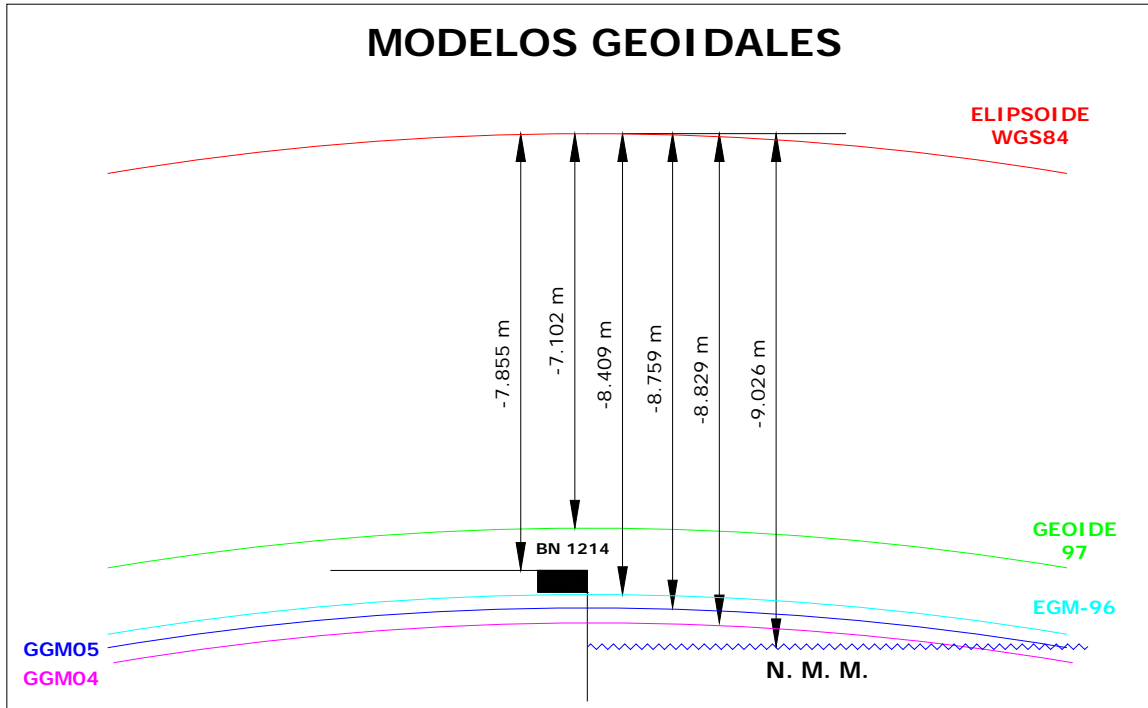
Se observa que los cuatro modelos tienen una misma tendencia, es decir, una misma base, mientras que los modelos geoidales 97 y EGM-96 se aproximan más a una altura sobre el nivel medio del mar para el banco 1214 con diferencias de 0.753 m y 0.608 m respectivamente.

Sí hacemos que los cuatro modelos estén referenciados al elipsoide en el banco de nivel 1214, se aprecia que los modelos GGM-04 y GGM-05 son los que se acercan al nivel medio del mar, lo que hace pensar que son los más correctos, ya que en la teoría estas superficies coinciden en las costas. Pero que finalmente los modelos geoidales 1997 y EGM-96 son los más cercanos al valor encontrado para el nivel medio del mar en el capítulo anterior.

Cabe mencionar que el banco de nivel 1214 se mueve por acción de la tectónica que ahí se produce y que los modelos geoidales fueron calculados

con datos de hace más de 40 años, por lo que es necesario realizar mediciones de gravedad a lo largo de la costa de Guerrero.

Fig. IV.1. El modelo GGM04 aparenta ser el más próximo al nivel medio del mar.



También se encontró que el error en la altura representa por cada milímetro un año de error, ya que los núcleos mostrados tienen una fecha de hasta 4600 ± 37 años BP [Ramírez-Herrera et al., 2005]. Y para una mejor estimación es necesario recolectar datos gravimétricos a través de la costa de Guerrero y de la Sierra Madre, para así obtener un mejor modelo geoidal local y después encontrar las alturas ortométricas corregidas como se explica en el capítulo II.

A todo ello se sugiere que para realizar un buen posicionamiento GPS para estudios de paleosismicidad en un futuro debe cumplir lo siguiente:

- La estación de referencia debe encontrarse a una distancia no mayor a 60 Km., con coordenadas conocidas.

- La estación de referencia debe contar con una altura conocida, con buena precisión al centímetro cuando más, al Nivel Medio del Mar.
- La estación Móvil o remota debe registrar observaciones con un tiempo mayor a 4 horas para obtener una precisión al milímetro en post-proceso. Es recomendable efectuar la medición continua por 24 horas para eliminar también el efecto diurno de la marea terrestre.
- Se recomienda utilizar una antena de bobina anular "Choke Ring" (en nuestro caso Leica AT504) montada en trípode.
- Receptor de doble frecuencia con un muestreo de 30 seg, la mascara de 15°, P-code activado.
- Procesamiento de datos con los programas: SKI-Pro de Leica Geosystems y GIPSY-OASIS.

Otras de las tareas importantes, es la de instalar más mareógrafos alrededor de las costas mexicanas, pero especialmente en las zonas de contacto, para poder contar con una mejor estimación del cambio del nivel de mar.

Finalmente todo esto ayudara a conocer la recurrencia de terremotos y tsunamis de hace 4600 BP y así poder tomar medidas de prevención en la costa de Guerrero, México.

REFERENCIAS

Atwater, B F , Nelson, A R , Clague, J J , Carver, G A , Yamaguchi, D K , Bobrowsky, P T , Bourgeois, J , Darienzo, M E , Grant, W E , Hemphill-Haley, E , Kelsey, H M , Jacoby, G C , Nishenko, S P , Palmer, S P , Peterson, C D , and Reinhart, M A , Summary of coastal geologic evidence for past great earthquakes at the Cascadia subduction zone, *Earthquake Spectra*, Vol.11, pp.1-18, 1995.

Bursa, M., Primary and Derived Parameters of Common Relevance of Astronomy, Geodesy, and Geodynamics, *Earth, Moon, and Planets*, 69, 51–63, 1995a.

Bursa, M., Report of Special Commission SC3, Fundamental Constants, *Travaux de L'Association Internationale de Geodesie, Reports Generaux et Rapports Technique*, IAG, 140 rue de Grenelle, 75700 Paris, 1995b.

Clague, J J and Bobrowsky, P T, Evidence for a large earthquake and tsunami 100-400 years ago on western Vancouver Island, British Columbia, *Quaternary Research*, Vol.41, pp. 176-184, 1994.

Cunningham, J. P., Determination of TRANET and SMTP Tracking Station Coordinates for Use in the WGS84, NSWC TR 87-61. *Naval Surface Warfare Center*, Dahlgren, Va., June, 1987.

Douglas, Bruce C., Global sea level change: Determination and interpretation, *Rev. Geophys*, vol. 33, 1995

- Douglas, B. and Peltier, R., The Puzzle of Global Sea-Level Rise, *Physics Today*, 35-40, 2002.
- Ekman, M., Impacts of Geodynamic Phenomena on Systems for Height and Gravity, *Bulletin Geodesique*. 63(3), 281–296, 1989.
- Ekman, M., What Is the Geoid? in Coordinate Systems, GPS, and the Geoid, M. Vermeer (ed.), *Reports of the Finnish Geodetic Institute*, 95:4, 49–51, 1995.
- Farreras S., Tsunamis en México, Contribuciones a la Oceanografía Física en México, Monografía No. 3, M F Lavín (Editor), *Unión Geofísica Mexicana*, pp. 73-96, 1997.
- IERS Technical Note 21, IERS Conventions, D. McCarthy, editor, *Observatoire de Paris*, 1 July, 1996.
- Hannah, J., Analysis of mean sea level data from New Zealand for the period 1899-1988, *J. Geophys. Res*, 95, 12, 399-12, 405, 1990.
- Harnett, D. and Murphy J. Introducción al análisis estadístico, pp. 528-532, 1987,
- Hutton, W., C. DeMets, O. Sanchez, G Suarez, and J. Stock, Slip Kinematics and dynamics during and after the 1995 October 9 Mw = 8.0 Colima-Jalisco earthquake, Mexico, from GPS geodetic constraints, *Geophys, J, Int.*, 146, 637-658, 2001.
- Kostoglodov V., and Pacheco J., Cien años de sismicidad en México, Poster, IGF, UNAM, 1999.

Kostoglodov V., S. K. Sing, W. Hutton, O. Sanchez, K. M. Larson, A. R. Lowry, How frequent are subduction aseismic slip events in Guerrero, Mexico?. *Seism. Res.*, 73, No 2, 245, 2002

Magaña V., Vazquez J., Pérez J., and Pérez B., Impact of EL NIÑO on precipitation in México. México. *Geofis. Int.*, 43, 313-330, 2003.

Medina P., M., Introducción a la geodesia geométrica y técnicas de las operaciones de campo, México, pp. 128-130, 1978.

Moritz, H., Geodetic Reference System 1980, *Bulletin Geodesique*, 66(2), 187–192, 1992.

Mueller, I., Reference Coordinate Systems and Frame: Concepts and Realizations., *Bulletin Geodesique*, Vol. 56, 1985.

National Imagery and Mapping Agency (NIMA), *Report 8350.2*, 2000.

Nelson A R, Shennan, I and Long, A J, Identifying coseismic subsidence in tidal-wetland Stratigraphical sequences at the Cascadia subduction zone of western North America, *Journal of Geophysical Research*, Vol.101, No. B3, pp. 6115-6135, 1996.

Ortiz M., Singh S. K., Kostoglodov V. and Pacheco J., Source areas of the Acapulco-San Marcos, Mexico earthquakes of 1962 (M 7.1; 7.0) and 1957 (M 7.7), as constrained by tsunami and uplift records. México. *Geofis. Int.*, 39, 337-348, 2000.

Pugh, D., Tides, surges and mean sea-level., *J. Wiley*, pp 302-333, 1987.

- Ramírez-Herrera. M. T., Cundy A., Kostoglodov V., Probables sismos y tsunamis prehistóricos durante los últimos 5000 años en la costa de la brecha sísmica de Guerrero, Mexico, *XV CNIS*, 2005.
- Rapp, R.H., Global Geoid Determination, in Geoid and Its Geophysical Interpretation, Vanicek, and Christou (eds.), *CRC Press*, Boca Raton, FL, 1994.
- Rapp, R.H., Equatorial Radius Estimates From TOPEX Altimeter Data, Festschrift Erwin Groten, Institute of Geodesy and Navigation, *University FAF*, Munich, 1995.
- Rapp, R.H., R.S. Nerem, C.K. Shum, S.M. Klosko, and R.G. Williamson, Consideration of Permanent Tidal Deformation in the Orbit Determination and Data Analysis for the Topex/Poseidon Mission, NASA TM 100775, Goddard Space Flight Center, *Greenbelt*, MD, 1991
- Smith, R., Introduction to Geodesy. U.S.A. 1997.
- U.S. COAST AND GEODETIC SURVEY, Manual de observación de las Mareas, 30-1-S, 1969.
- Vanicek, P., To the problem of noise reduction in sea level records used in vertical crustal movement detection, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 17, 265-280, 1978.
- Wyrtki K., Sea level rise: The facts and the future, *Pacific Sci.*, 44, 1-16, 1990.

SITIOS DE INTERES

<http://cdis.gsfc.nasa.gov/926/egm96/doc/S11.HTML>

<http://sealevel.colorado.edu/tidegauges.html>

<http://www.mundogps.com/>

<http://es.wikipedia.org/wiki/GPS>

<http://www.asturnatura.com/mar/mareas/mareas.php>

http://www.educared.cl/tierra_mareas.htm

<http://www.oarval.org/tidessp.htm>

http://www.forestry.umn.edu/academics/courses/X495/GPS_Overview.htm

<http://www.nga.mil/portal/site/nga01/>