

ser la superficie del geode formada por puntos de igual potencial gravífico si colocamos una esfera sobre él, no se producirá ningún movimiento de ésta. En cambio, la superficie del elipsoide es puramente geométrica y cada punto de esta tiene diferente potencial gravífico, por lo que una esfera sí se movería hasta encontrar el punto con más potencial. Es decir, “caería” hasta encontrar el punto “mas bajo”.

En la actualidad se tienen modelos de geode globales, pero la precisión de éstos dista mucho de la necesaria para ciertos trabajos como el que nos ocupa. El error teórico ronda el medio metro para la ondulación (Martín *et al* (2000)).

Para trabajos de ámbito regional, se puede utilizar un modelo de geode local, que si lo ajustamos con puntos de control, podemos llegar a obtener precisiones de unos 8 cm. en la ondulación. En estos puntos de control se mide la ondulación. Para ello obtenemos la altura ortométrica con itinerarios de nivelación geométrica e itinerarios gravimétricos, y la altura elipsoidal mediante mediciones con equipo GPS.

2 PROCESOS NATURALES QUE AFECTAN A LA MEDICIÓN DEL NIVEL DEL MAR

2.1 MAREAS.

Las mareas son el proceso más importante que afecta al nivel del mar. Se deben a la atracción que ejercen la luna y el sol sobre la masa de agua, lo que provoca que cada día haya aumentos y disminuciones en el nivel del mar.

De forma general las mareas no suelen sobrepasar una variación de 2 metros entre marea alta y baja. Esto suele suceder en la mayor parte de los océanos (aguas abiertas). Sin embargo, en zonas donde las aguas están más cerradas, éstas pueden llegar a tener variaciones de más de 10 metros.

2.2 PERTURBACIONES METEOROLÓGICAS. PRESIÓN Y VIENTO.

El nivel del mar se ve afectado también por las perturbaciones meteorológicas, siendo más significativo en caso de tormentas. El grado de alteración dependerá del tiempo durante el que actúan estas perturbaciones meteorológicas y de la densidad del agua de la zona.

Presión atmosférica. La presión atmosférica ejerce una fuerza vertical sobre la superficie del mar. Por eso, los cambios de esta presión hacen que varíe el nivel del mar. En una zona no tropical estas variaciones suelen suponer unos cambios de decenas de centímetros.

Viento. El viento genera fuerzas paralelas a la superficie del mar, lo que provoca una variación en su nivel. Esta influencia provoca un incremento de nivel del mar que es proporcional a la velocidad del viento e inversamente proporcional a la profundidad del fondo marino.

3 MÉTODOS DE MEDICIÓN

3.1 MAREÓGRAFOS

3.1.1 INTRODUCCIÓN.

Los mareógrafos han sido históricamente el aparato más común para medir el nivel del mar. La forma de medición difiere dependiendo del tipo de mareógrafo utilizado. Todos ellos miden el nivel del mar instantáneo en un lugar concreto de la línea de costa, de forma continua. De esta manera, no se obtiene la información de los cambios del

mar en toda su extensión, sino que se limitan a los valores de ciertos puntos de la línea de costa.

En muchos países se ha utilizado el nivel medio del mar extraído de uno de sus mareógrafos como cero altimétrico a la que está referida su red de nivelación nacional. España, por ejemplo, tiene referida su red al nivel medio del mar calculado con mediciones efectuadas desde el mareógrafo de Alicante.

Generalmente, estos mareógrafos están conectados con las redes de nivelación nacionales mediante itinerarios altimétricos de precisión, y a sistemas de referencia geodésicos mediante el uso de receptores GPS (*Global Positioning System*).

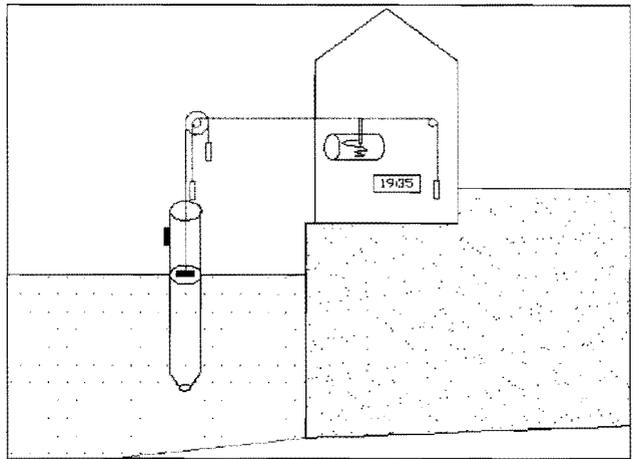


Figura 3 Mareógrafo de flotador.

3.1.2 TIPOS DE MAREÓGRAFOS Y PRINCIPIO DE MEDIDA.

Todos los mareógrafos miden la distancia vertical entre un punto de referencia y la superficie instantánea del mar. La precisión en la medida de todos estos tipos de mareógrafos es alrededor de 1 cm. Existen varios sistemas:

Mareógrafos de flotador. Constan de un flotador que va montado dentro de un cilindro con la base agujereada. La entrada de agua por la parte inferior hace que se llene el cilindro hasta el nivel actual del mar. Mediante el flotador se detecta este nivel el cual es transmitido a un tambor que recoge la información de forma continua. A la vez se utiliza un reloj para tener una referencia temporal de todas y cada una de las mediciones efectuadas. El tubo exterior evita las distorsiones que provocaría el efecto directo de las olas sobre el flotador.

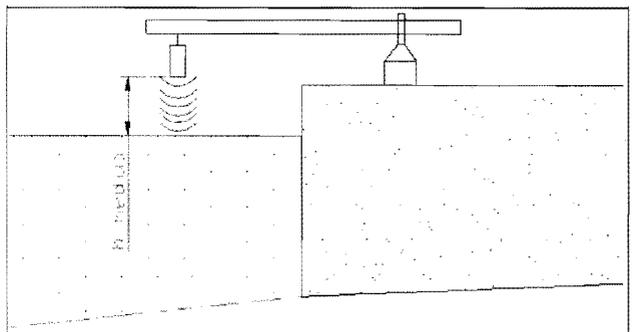


Figura 4. Mareógrafo de radar

Es el mareógrafo clásico y aunque en la actualidad existen mejores tipos de mareógrafos, aún es de uso generalizado. Mareógrafos de presión. Miden la presión submarina en

un punto donde se conoce la densidad del agua y la aceleración de la gravedad. Conociendo estos datos se puede calcular la altura buscada.

Mareógrafos acústicos. Miden el tiempo en el que una señal acústica recorre la distancia vertical entre el emisor y la superficie del mar que la refleja. De esta forma obtenemos la altura instantánea del mar.

Mareógrafos de radar. La medición se realiza de forma similar al anterior pero utilizando frecuencias de radar. Son los de última generación.

3.1.3 CONEXIÓN CON EL PUNTO PRINCIPAL DE REFERENCIA Y LOS SISTEMAS DE REFERENCIA OFICIALES.

El mareógrafo mide continuamente la altura del nivel instantáneo del mar. Pero se necesita tener un punto fijo al que referenciar todas estas medidas. Éste es el llamado punto principal de referencia (*Tide Gauge Benchmark, TGBM*).

Cada mareógrafo dispone de un punto de contacto (*Contact Point, CP*) situado en el aparato mismo, del que se conoce la situación respecto al origen del sistema instrumental de medida. Para conocer el desnivel existente entre el punto de contacto y el punto principal de referencia se realiza una nivelación de alta precisión. Conociendo este desnivel y las medidas del mareógrafo, podremos obtener la altura del mar con respecto al *TGBM*.

El *TGBM* es esencial, para poder tener datos a lo largo del tiempo referidos al mismo datum de referencia. Se debe asegurar la conservación de dicha referencia y obtener medidas que nos permitan reconstruir la referencia en caso de pérdida. Para ello, se suelen disponer unos puntos de apoyo alrededor del *TGBM* (a una distancia que puede variar de unos cientos de metros a unos pocos kilómetros), y se realizan nivelaciones de precisión entre éstos y el *TGBM*.

Otro problema a tener en cuenta en la conservación de la referencia de las medidas es la estabilidad del terreno donde tenemos situada el punto principal de referencia. Con este sistema estamos midiendo los cambios que tiene el nivel del mar con respecto a un punto de referencia que consideramos estable. Pero, este punto también puede tener movimientos verticales. Para poder controlar estos movimientos, se repiten periódicamente las nivelaciones de precisión entre el punto principal y los de apoyo. Para conseguir medidas independientes de la estabilidad de la marca principal se suelen realizar mediciones de gravedad con un gravímetro absoluto.

Para relacionar las mediciones de varios mareógrafos y realizar estudios de ámbito no local, necesitamos referenciar cada una de las medidas del nivel del mar a un sistema de referencia oficial. Para ello se suele conectar la red de nivelación local del mareógrafo a la red nacional de nivelación. Además, en cada mareógrafo suele haber una antena GPS estacionada en un punto llamado *GPS Benchmark (GPSBM)*. Éste se relaciona con el punto de referencia principal mediante nivelaciones de alta precisión. La utilización del GPS nos permite georeferenciar las medidas del mareógrafo a un marco de referencia VLBI/SLR (*Very Long Baseline Interferometry / Satellite Laser Ranging*) como el ITRF (*Internacional Terrestrial Reference Frame*). En este sentido cabe destacar el proyecto internacional Tide

Gauge Benchmark Monitoring (*TIGA*), que desde el 2001 controla la posición de aproximadamente 100 mareógrafos en un marco de referencia internacional.

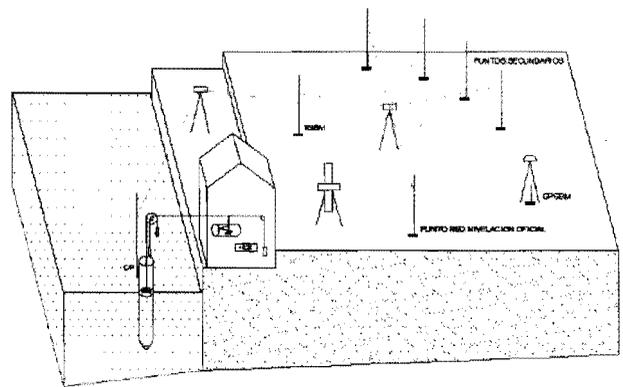


Figura 5. Conexión con el punto principal de referencia y los sistemas de referencia oficiales.

3.1.4 CÁLCULO DEL NIVEL MEDIO DEL MAR.

El nivel medio del mar en un punto (MSL) lo podemos calcular como el nivel del mar corregido por el efecto de las mareas y de las perturbaciones meteorológicas. A la hora de calcular el nivel medio del mar se suele disponer de medidas tomadas cada una hora de los mareógrafos. Los efectos provocados por las mareas y por las perturbaciones meteorológicas se suelen eliminar promediando estos valores en el tiempo deseado.

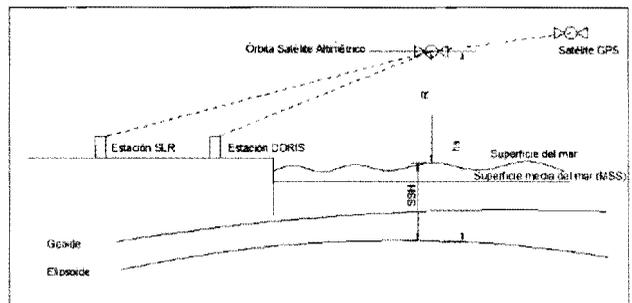


Figura 6. Principio de medida de los satélites altimétricos.

Así pues,

$$MSL(mensual) = \frac{\sum_{h=1}^{horas\ totales\ mes} m(h)}{horas\ totales\ mes} \quad (1)$$

Siendo $m(h)$ el valor obtenido por el mareógrafo en la hora h .

$$MSL(anual) = \frac{\sum_{i=1}^{12} p(i) * MSL(mensual)(i)}{12} \quad (2)$$

Siendo $p(i)$ un peso que debemos aplicar dependiendo del número de días del mes

3.1.5 OBTENCIÓN DE DATOS DE MAREÓGRAFOS

Para la obtención de datos de mareógrafos de todo el mundo, se puede consultar la página web del *Permanent Service for Mean Sea Level* (<http://www.pol.ac.uk/psmsl/>).

3.2 ALTIMETRÍA POR SATELITE

3.2.1 INTRODUCCIÓN.

Los satélites altimétricos determinan la distancia existente entre el satélite y la superficie instantánea del mar. Al conocer cada órbita de cada uno de estos satélites, podemos

obtener la superficie media oceánica con una precisión de 5 a 10 cm. A diferencia del uso de los mareógrafos, esta técnica permite obtener datos de toda la superficie oceánica, sin limitarse a unos pocos puntos en la costa. Sin embargo, en las zonas costeras, las mediciones sobre el nivel instantáneo del mar se ven contaminadas por rebotes de la señal en zonas terrestres, por lo que su uso requiere de un trabajo adicional de post-proceso llamado *retracking*.

3.2.2 PRINCIPIO DE MEDIDA.

El satélite envía un pulso de microondas hacia la superficie del mar. Ésta lo refleja y es captado otra vez por el satélite. Mediante la medición del tiempo en que la señal tarda en recorrer este trayecto, se obtiene la distancia existente entre el satélite y la superficie instantánea del mar. La órbita del satélite es seguida mediante diversas técnicas como el GPS, SLR y el DORIS (*Doppler Orbit determination and Radio positioning Integrated on Satellite*, un sistema de determinación de órbitas), obteniendo la altura elipsoidal satelital con gran precisión, tras aplicar la llamada corrección del error orbital radial.

Con estos datos podemos obtener la altura de la superficie del mar (*Sea Surface Height, SSH*), mediante la fórmula:

$$SSH = h_s - e_{or} - R \quad (3)$$

Siendo,

h_s , altura elipsoidal del satélite

e_{or} , corrección del error orbital radial

R , distancia entre el satélite altimétrico y la superficie instantánea del mar.

Generalmente la altura de la superficie del mar se corrige de varios efectos influyentes, obteniendo la altura de la superficie del mar corregida (*corrected Sea Surface Height, corSSH*). Aunque esta variable es diferente a SSH, en ocasiones se utiliza el término SSH para referirse a corSSH.

$$corSSH = SSH - \text{correcciones} \quad (4)$$

Siendo las correcciones las explicadas en el punto siguiente.

3.2.3 CORRECCIONES A LA ALTURA MEDIDA.

Corrección por efecto de la marea (c_M). Es la corrección del efecto de la atracción de la Luna y el Sol, que provocan las mareas oceánicas causantes de aumentos y disminuciones cíclicas del nivel del mar.

Corrección por efecto barométrico inverso (c_p). Corrección del efecto que produce la presión que ejerce la atmósfera sobre la superficie del mar, lo que influye directamente en la altura del nivel del mar.

Retardo troposférico (c_T). El retraso es debido a la densidad de la troposfera. La troposfera contiene gases secos y vapor de agua. La concentración de los gases secos sigue un modelo por lo que la corrección a aplicar es fácil de realizar. Por otra parte, la concentración de vapor de agua es variable, por lo que para calcular la corrección se necesitan mediciones de presión y temperatura que realiza el propio satélite.

Retardo ionosférico (c_i). Este retraso es debido a la concentración de electrones libres en la ionosfera. El uso de dos frecuencias diferentes en las mediciones realizadas por los satélites permite compensar este error.

Corrección por sesgo electromagnético (c_e). Cuando la onda electromagnética enviada por el satélite es reflejada por la superficie marina ésta no está plana. Las olas hacen que haya crestas y valles, siendo el rebote de la señal es más intenso en estas últimas. Existe una formulación para corregir este efecto.

Otras correcciones (c_o). Se incluyen los efectos provocados por la marea terrestre, el movimiento del polo o errores instrumentales. La lluvia también afecta a la medida de la distancia del satélite respecto a la superficie instantánea del mar. Como este efecto es especialmente difícil de modelar, se suelen eliminar las medidas afectadas por la lluvia.

3.2.4 CORRECCIÓN DEL ERROR ORBITAL RADIAL.

El principal error en la medida de la altura de la superficie marina es la imprecisión en el conocimiento de la órbita del satélite, lo que conlleva a un error en la altura elipsoidal de éste llamado error orbital radial. Los satélites altimétricos suelen tener órbitas polares de una altura aproximada de entre 500 y 1000 Km. Cubren toda la tierra con un periodo de repetición (intervalo de tiempo en el que el satélite vuelve a pasar por el mismo punto) que suele ser de varios días. El satélite va moviéndose de sur a norte (arco ascendente), atraviesa la zona ártica y siguiendo en el mismo sentido de giro alrededor de la Tierra, se dirige de norte a sur (arco descendente) hasta llegar a la zona antártica. A cada revolución completa se llama ciclo. Este movimiento combinado con el de rotación terrestre hace que cada vez el satélite cubra una zona diferente.

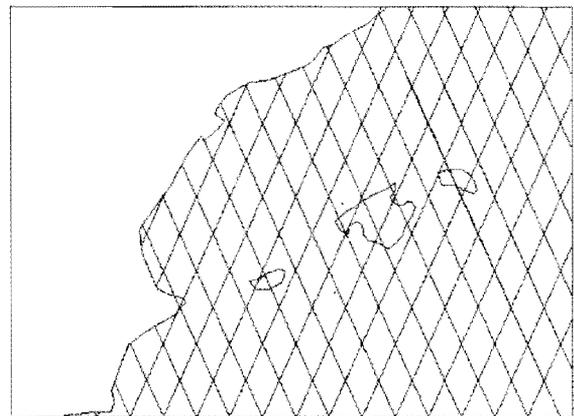


Figura 7. Huella de la trayectoria de un satélite altimétrico sobre el levante Español.

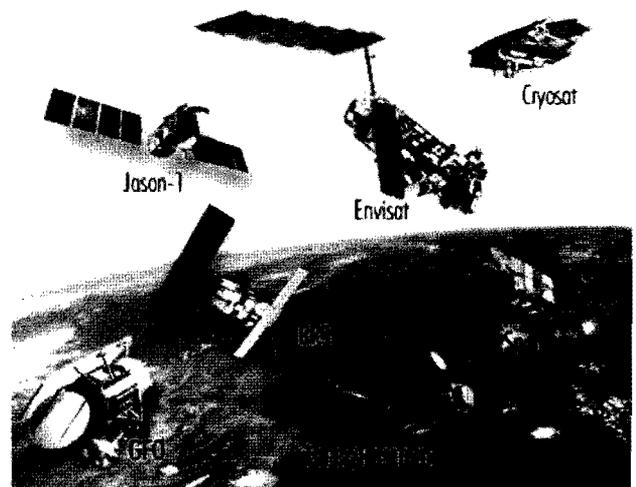


Figura 8. Satélites altimétricos. Imagen obtenida de la página web de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>). Cortesía de Cnes/CLS

La órbita se diseña de tal forma que al proyectarla resulte una cuadrícula regular sobre la superficie terrestre. La distancia entre líneas adyacentes de la cuadrícula varía según la altura del satélite. Una altura de satélite baja, equivale a un periodo de repetición largo y una cuadrícula densa de puntos medidos. Periodos de repetición cortos son debidos a una altura de satélite alta y dan una cuadrícula menos densa. Para eliminar el error orbital radial se suele utilizar el llamado ajuste *crossover*. Los puntos *crossover* son los puntos de cruce entre arcos ascendentes y descendentes del movimiento del satélite. En estos puntos la medición de la altura elipsoidal del satélite debería ser la misma pero suele diferir por dicho error orbital radial. Ajustando los errores en los puntos *crossover*, obtenemos las correcciones al error orbital radial.

3.2.5 ALTURA DE LA SUPERFICIE DEL MAR CORREGIDA

Resumiendo los tres anteriores puntos la altura de la superficie del mar corregida es:

$$\text{corSSH} = \text{SSH} - \text{correcciones} = h_s - \text{eor} - R - (c_M + c_p + c_T + c_I + c_S + c_O) \quad (5)$$

- Siendo,
- corSSH, la altura de la superficie del mar corregida
 - SSH, la altura de la superficie del mar
 - h_s, la altura elipsoidal del satélite
 - eor, la corrección del error orbital radial
 - R, distancia entre el satélite altimétrico y la superficie instantánea del mar
 - c_M, la corrección por efecto de la marea
 - c_p, la corrección por efecto barométrico inverso
 - c_T, la corrección por el retardo troposférico
 - c_I, la corrección por el retardo ionosférico
 - c_S, la corrección por el sesgo electromagnético
 - c_O, la corrección por otros factores de interés

3.2.6 OTRAS VARIABLES

Superficie media del mar (*Mean Sea Surface, MSS*). Es la altura elipsoidal de un punto de la superficie del mar promediada durante un periodo largo de tiempo. Topografía dinámica Marina. Es la diferencia entre la superficie del mar y el geoide y es debida básicamente a la circulación oceánica. Podemos relacionar la altura de la superficie del mar con la ondulación y la altura correspondiente la topografía dinámica marina. De esta forma:

$$\text{SSH} = \text{DT} + \text{N} \quad (6)$$

- Siendo,
- DT, la altura correspondiente a la topografía dinámica marina, para la que existen modelos calculados.
 - N, la ondulación del geoide.

Tabla 1. Este cuadro recopila la historia de los satélites altimétricos hasta el presente y los previstos para el futuro. Los 6 últimos aún no han sido lanzados

Nombre	País	Lanzamiento	Activo	Altura (Km.)	Misión
GEOSAT	USA	1985	No	800	Medición geoide marino
SPOT (2 a 5)*	Francia	2002	Si	830	Observación terrestre
ERS (1 a 2)*	Europa	1995	Si	800	Observación terrestre
Topex/Poseidon	USA/Francia	1992	No	1336	Medición de SSH
GFO	USA	1998	No	880	Medición topografía marina
JASON-1	USA/Francia	2001	Si	1336	Medición SSH
ENVISAT	Europa	2002	Si	800	Observación de la superficie terrestre y la atmósfera.
JASON 2	USA/Europa	2008	Si	1336	Medición SSH
CRYOSAT	Europa	2009	No	720	Observación polar.
SARAL	India	2010	No	800	Observación oceánica
HY-2	China	2010	No	963	Observación oceánica
SENTINEL 3	Europa	2012	No	814.5	Observación terrestre y oceánica
JASON 3	USA/Europa	2013-2014	No	1336	Medición SSH
SWOT	USA/Francia	2013-2016	No		Observación oceánica y de aguas continentales

* Datos referidos al último satélite lanzado de cada tipo.

3.2.7 SATÉLITES ALTIMÉTRICOS.

Existen numerosos satélites altimétricos de los que se puede obtener datos. El siguiente cuadro recoge todos los satélites altimétricos lanzados hasta la actualidad así como los previstos en un futuro próximo.

3.2.8 OBTENCIÓN DE DATOS DE ALTIMETRÍA POR SATÉLITE Y SOFTWARE PARA SU TRATAMIENTO

Una de las formas más fáciles de conseguir datos de altimetría por satélite es a partir de la página Web de AVISO (<http://www.aviso.oceanobs.com/>).

Existen numerosos softwares para el tratamiento de datos de altimetría por satélite. Entre ellos destaca la aplicación gratuita Basic Radar Altimetry Toolbox (BRAT) realizada por la Agencia Espacial Europea (ESA) y el Centro Nacional de Estudios Espaciales Francés (CNES). Se trata de una aplicación visual que permite la entrada de datos de diferentes satélites, la realización de múltiples operaciones con ellos y la visualización de resultados en diferentes sistemas de coordenadas y proyecciones cartográficas.

BIBLIOGRAFÍA

- 1) Intergovernmental Oceanographic Commission of Unesco (2006) *Manual on Sea Level Measurements and Interpretation. Volume 4: An Update to 2006*. Editorial United Nations Educational, Scientific and Cultural Organization, París. 78 páginas.
- 2) Martín, A., Padín J., García, F. (2000) *Apuntes de Geodeia Física*. Editorial. Universidad Politécnica de Valencia, Valencia. 181 páginas.
- 3) Pugh, D. (1996). *Tides, Surges and Mean Sea Level*. Ed. John Wiley and Sons, Wiltshire. 472 páginas
- 4) Rosmarduc, V., Benveniste, J., Lauret, O., Milagro, M., Picot, N. (2006) *Radar Altimetry Tutorial*. <http://earth.esa.int/brat/index.html>
- 5) Sideris M.G., Fotopoulos, G. (2006), Mean Sea Level, Satellite Altimetry and Global Vertical Datum Realization Workshop on Understanding Sea Level Rise and Variability, Paris Junio de 2006. Póster