Carrera: Tecnólogo en Cartografía de la Udelar.

Materia: Producción Cartográfica.

Docente: Norbertino Suárez.

Lugar y fecha: Montevideo, 23 de Setiembre de 2014.

Geodesia. Revisión de conceptos.

Geodesia y Figura de la Tierra.

Etimológicamente el término Geodesia, del griego γη ("tierra") y δαιζω ("dividir"), fue usado inicialmente por Aristóteles (384-322 a. C.) y puede significar, tanto "divisiones geográficas de la tierra", como también el acto de "dividir la tierra", por ejemplo, entre propietarios. La Geodesia es una de las Ciencias más antiguas cultivada por el hombre.

El objeto de la Geodesia es el estudio y determinación de la forma y dimensiones de la Tierra, de su campo de gravedad, y sus variaciones temporales; constituye un apartado especialmente importante en la determinación de posiciones de puntos sobre la superficie terrestre. Esta definición incluye la orientación de la Tierra en el espacio.

Todo el proceso de determinación de posiciones geodésicas está intrínsecamente ligado con la forma y dimensiones de la Tierra, por lo tanto el problema de la determinación de la figura de la Tierra no es puramente teórico sino que tiene una proyección práctica en lo referente al cálculo de coordenadas de puntos y a la resolución de problemas geométricos sobre su superficie. La parte teórica del problema general de la figura de la Tierra consiste en el estudio de las superficies de equilibrio de una hipotética masa fluida sometida a las acciones gravitatorias y al movimiento de rotación.

Elipsoide y Geoide.

La principal tarea científica de la Geodesia es el estudio de la figura de la Tierra, entonces el primer problema que hay que resolver es: la determinación del tipo de superficie matemática que mejor representa la figura de la Tierra en su totalidad. A este respecto, se considera como tal superficie, la de un **elipsoide** de revolución ligeramente aplanado, el que se denomina *elipsoide terrestre*.

El elipsoide de revolución se formará mediante la rotación de una elipse meridiana, alrededor del eje que pasa por los polos terrestres.

Es una superficie matemática sencilla, pudiendo utilizarse para numerosos cálculos que serían muy complejos si se efectuaran sobre el geoide. Esto hace que el elipsoide de revolución (primera aproximación a la figura de la Tierra), bajo un punto de vista geométrico, siga estando vigente en la actualidad, siendo muy utilizado como superficie de referencia geométrica para muchas actividades científicas y técnicas. Las alturas geométricas determinadas por los sistemas de posicionamiento global toman como referencia unl elipsoide de revolución; en el caso del GPS, es el elipsoide WGS84.

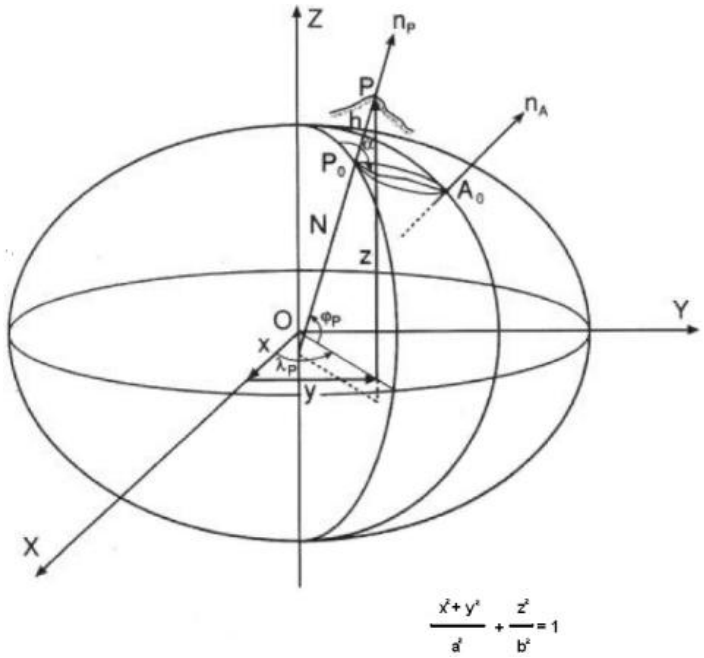
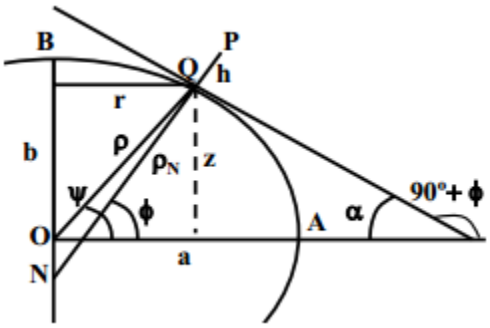


Figura 1. Elipsoide. Coordenadas geodésicas y cartesianas.

Para propósitos geodésicos el elipsoide de revolución, que se produce cuando una elipse es rotada sobre su eje menor, provee una superficie matemática bien definida cuya forma y tamaño se determinan por dos parámetros: medida del semieje menor (b) y semieje mayor (a); la forma de un elipsoide de referencia también puede ser descrita por su aplanamiento (achatamiento): f = [(a-b)/a] o su excentricidad: e = [$((a^2-b^2)^{1/2})$/a].



$$\frac{r^2}{a^2}+\frac{z^2}{b^2}=1 \qquad x^2+y^2=r^2 \qquad f=\frac{a-b}{a} \qquad e=\frac{\sqrt{a^2-b^2}}{a}$$

Figura 2. Posición de un Punto P sobre el elipsoide de revolución.

En las relaciones (Figura 2) debemos notar que si son conocidos el semieje mayor *a* y el aplanamiento *f*, podemos obtener los valores del semieje menor *b* y la excentricidad *e* (o primera excentricidad), quedando entonces perfectamente definida la elipse meridiana y con ella toda la geometría del elipsoide de revolución correspondiente. Así, cuando se fijan los valores de (*a, f*) mediante la elección de un sistema de referencia, como es el sistema de referencia GRS80 (Geodetic Reference System of 1980), se tiene perfectamente definido el elipsoide de revolución terrestre para poder utilizarlo como superficie de referencia en los cálculos.

Selected Reference Ellipsoids

Ellipse	Semi-Major Axis (meters)	1/Flattening
Airy 1830	6377563.396	299.3249646
Bessel 1841	6377397.155	299.1528128
Clarke 1866	6378206.4	294.9786982
Clarke 1880	6378249.145	293.465
Everest 1830	6377276.345	300.8017
Fischer 1960 (Mercury)	6378166.0	298.3
Fischer 1968	6378150.0	298.3
G R S 1967	6378160.0	298.247167427
G R S 1975	6378140.0	298.257
G R S 1980	6378137.0	298.257222101
Hough 1956	6378270.0	297.0
International	6378388.0	297.0
Krassovsky 1940	6378245.0	298.3
South American 1969	6378160.0	298.25
WGS 60	6378165.0	298.3
WGS 66	6378145.0	298.25
WGS 72	6378135.0	298.26
WGS 84	6378137.0	298.257223563

Peter H. Dana 9/1/94

Figura 3. Algunos elipsoides.

No obstante en Geodesia la figura que más se aproxima a la forma de la superficie de la Tierra es el **geoide**. Se define como aquella superficie equipotencial del campo de la gravedad terrestre que coincide aproximadamente con la superficie de los mares en reposo. El geoide se toma como cota cero en la determinación de altitudes ortométricas. La materialización aproximada del geoide sería una superficie que "envuelve" la Tierra y que resulta de la prolongación de la superficie media de los mares a través de los continentes, siendo normal a todas las líneas de fuerza del campo gravitatorio terrestre. La determinación del geoide se convierte así en uno de los objetivos fundamentales de la Geodesia.

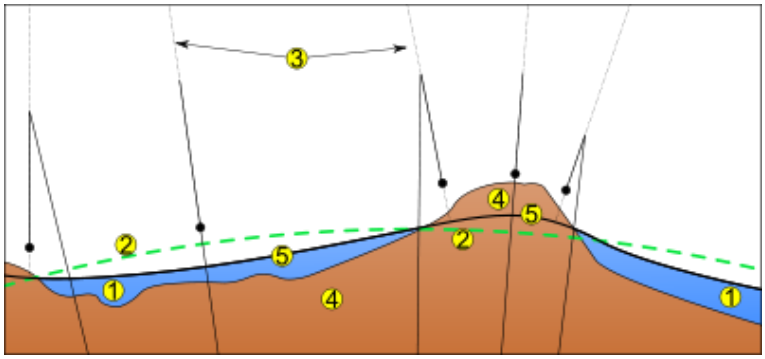


Figura 4. Esquema mostrando: (1) la superficie de los océanos, (2) el elipsoide, (3) la dirección de la plomada, (4) los continentes, (5) el geoide.

Nos encontramos así con dos superficies fundamentales de referencia muy próximas entre sí: el **elipsoide** y el **geoide**. El **elipsoide** (primera figura matemática de la Tierra) se aparta del **geoide** (figura que más se aproxima a la forma de la tierra) en aproximadamente 100 metros de altura, en el caso de mayor separación. Como vemos estas superficies provienen de dos concepciones distintas de la Geodesia, determinando en consecuencia su división en dos ramas principales, Geodesia Geométrica o Elipsoidal y Geodesia Física o Dinámica.

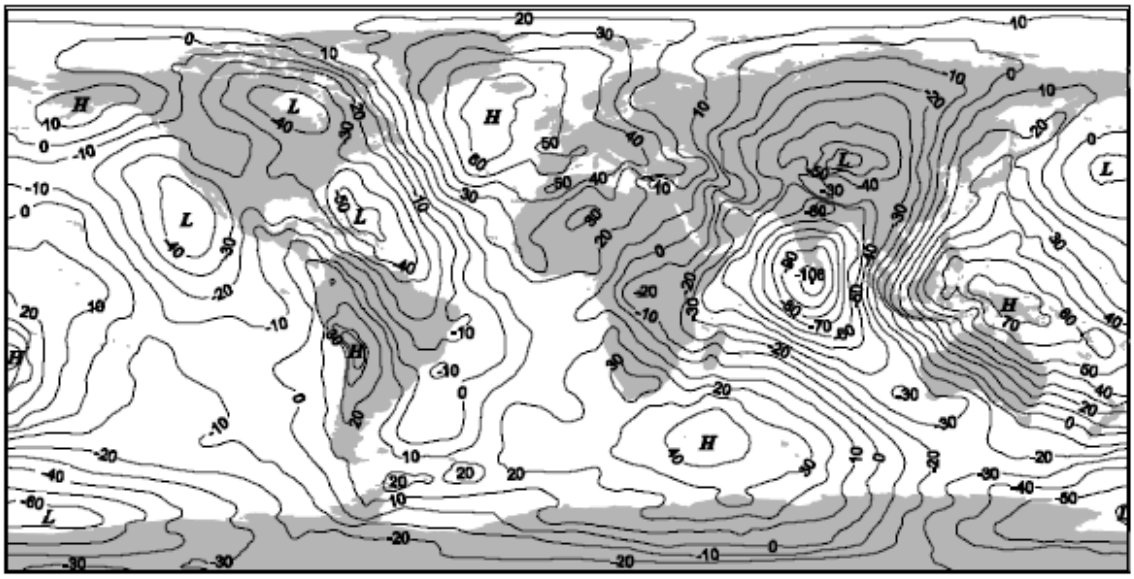


Figura 5. Separación entre Elipsoide WGS84 (ondulación en metros) y Modelo Geoidal Global EGM96 (USGS).

El estudio de las **mareas terrestres** o variaciones periódicas de la vertical también es objeto de la Geodesia, cuyas conclusiones al respecto son de sumo interés para la Astronomía y la Geofísica. Se estudian fundamentalmente las acciones atractivas del Sol y la Luna sobre la Tierra. La observación del fenómeno consiste en la medida de las desviaciones provocadas en la vertical física, en sus componentes vertical y horizontal. Este es el objeto de la Geodesia en su forma general, sin embargo no debemos olvidar otros fines prácticos como su aplicación a la formación de cartas o mapas en su más amplio sentido, incluyendo desde la cartografía de base (carta topográfica fundamental) de un país a las cartas o mapas especiales para fines concretos. Para ello la Geodesia debe proporcionar la infraestructura geométrica necesaria y efectuar mediciones precisas de distancias, ángulos, altitudes, orientaciones, observaciones a satélites, etc. La Geodesia interviene además en las cartas náuticas (aéreas y marítimas), en cartas planimétricas para catastro, en la ubicación geométrica de ayudas a la navegación (radiofaros, torres de

control, antenas), obras de ingeniería (bases para la construcción de túneles, acueductos, autopistas, puentes), estudios de medio ambiente, agricultura de precisión, recursos mineros y energéticos (áreas de exploración y zonas de prospección). Éstas y otras necesidades civiles hacen que se desarrollen métodos precisos basados tanto técnicas clásicas como los sistemas de posicionamiento satelital.

La precisión alcanzada por los instrumentos de medida geodésicos es tan alta que pueden detectarse movimientos de la corteza del orden del milímetro. Esto abre un nuevo campo de actuación que incluye los estudios de control de zonas activas de la corteza; los parámetros determinados pueden utilizarse como precursores de desastres naturales como en el caso de terremotos o erupciones volcánicas y su conexión con la geodinámica del planeta.

Los objetivos de la Geodesia pueden alcanzarse siguiendo diversos métodos de trabajo a partir de distintos tipos de datos obtenidos directa o indirectamente.

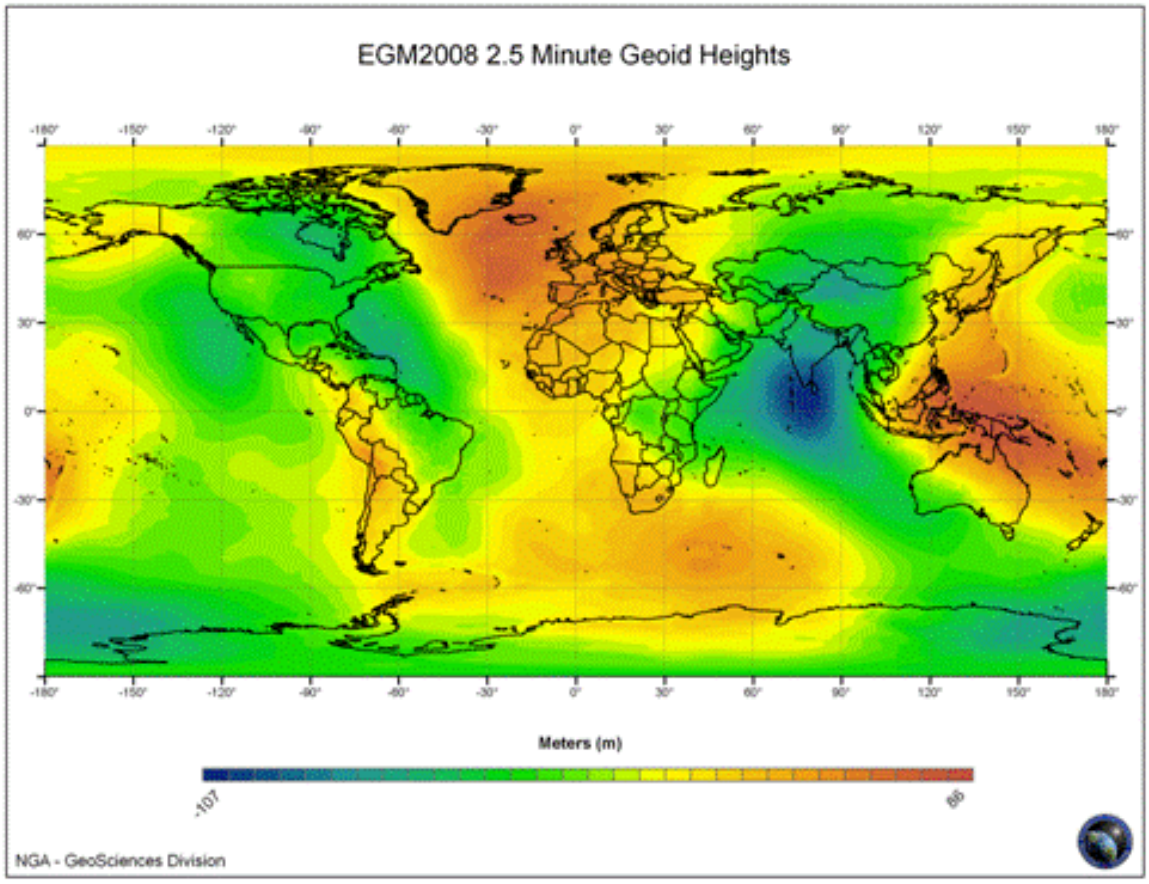


Figura 6. Separación entre Elipsoide WGS84 y Modelo Geoidal Global EGM2008 (ondulación entre -107m y +86m), realizado con resolución con una resolución de 2.5’ x 2.5’.

Ramas de la Geodesia.

Astronomía Geodésica. Es aquella parte de la Geodesia que con métodos y observaciones astronómicas trata fundamentalmente de obtener la dirección de la vertical; determina, pues, coordenadas astronómicas, latitud, longitud (o el tiempo *t*) y acimutes astronómicos Con los datos obtenidos trata de determinar el geoide como figura de la Tierra por el método de nivelación astrogeodésica, y efectuar la reorientación de redes geodésicas en la compensación con puntos Laplace. Las determinaciones astronómicas, tanto su teoría como sus métodos son a veces incluidas dentro de la astronomía de posición. Los métodos de pasos meridianos y de alturas iguales son los más comúnmente empleados.

Geodesia Geométrica (también Geodesia Elipsoidal). Es aquella rama de la Geodesia en la que los datos de observación están constituidos por las medidas de ángulos y distancias en la superficie terrestre. Estos datos son referidos a un elipsoide de referencia para construir las triangulaciones en el caso de la Geodesia clásica bidimensional o bien estudiados en coordenadas cartesianas en el caso de la Geodesia tridimensional. También son necesarias las determinaciones de altitudes de puntos sobre una superficie de cota cero. El conocimiento de la geometría del elipsoide de revolución es fundamental.

Geodesia Física (también Geodesia Dinámica). Es aquella rama de la Geodesia que basada en la teoría del potencial, trata de las medidas de la gravedad, del estudio del campo exterior y de la obtención de la forma de la Tierra. Sus datos fundamentales son las medidas de la gravedad efectuadas generalmente en superficie, y las perturbaciones observadas en el movimiento de un satélite artificial. Está relacionada con la Geodesia Geométrica, con la Geofísica, con la Astronomía y con la Mecánica Celeste. Suele subdividirse en Gravimetría, Teoría del Campo Gravitatorio y consecuencias.

No obstante esta división, hoy día los métodos globales de la Geodesia actúan en conjunto con datos geométricos y dinámicos a fin de alcanzar sus objetivos de forma conjunta en la llamada Geodesia Integrada.

La Geodesia Espacial (Satelital). Esta nueva rama de la Geodesia está relacionada principalmente con los satélites artificiales cuya observación resulta más cómoda y precisa que la tradicional. Aplica técnicas tridimensionales y resuelve los problemas de la Geodesia tanto geométricos como dinámicos.

Métodos Geodésicos.

Los métodos geodésicos no son otra cosa que la aplicación al estudio de la Tierra de la metodología científica de "observación, cálculo y comprobación”. Se observa un objeto geográfico; con teorías físicas y el uso de la matemática se establece un modelo que lo represente y después se comprueba lo cercano que está de la realidad observada.

Como ya se ha dicho, la Geodesia pretende conocer la forma y dimensiones de la Tierra y la representación de puntos de su superficie; interesa, pues, conocer para cada punto de la superficie terrestre las coordenadas que lo determinen que generalmente serán cartesianas o geocéntricas (*X,Y,Z*), o geográficas o geodésicas (*ϕ,λ,h*) en un cierto sistema de referencia bien definido.

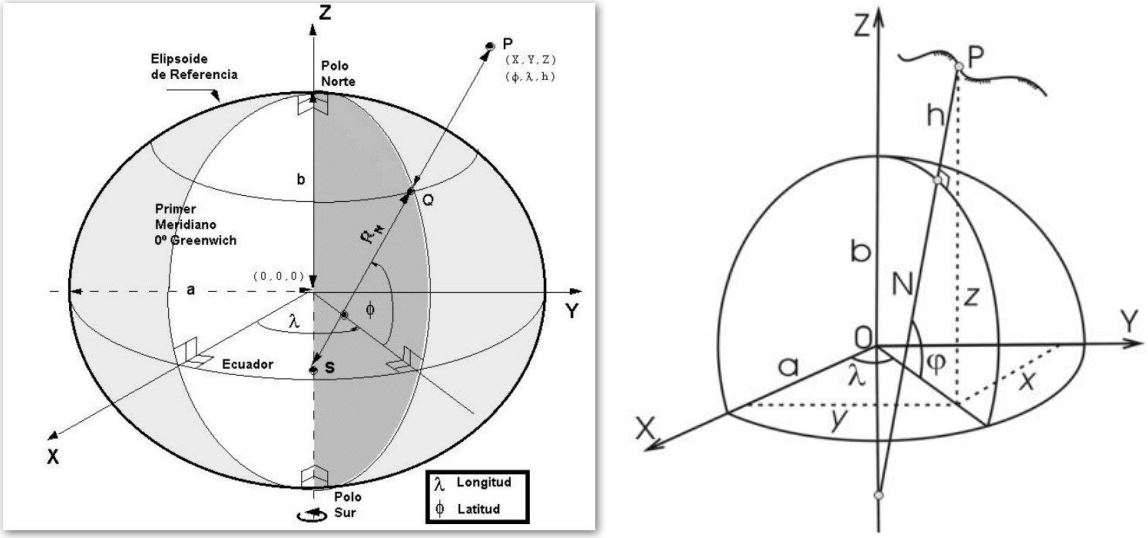


Figura 7. Elipsoide. Coordenadas Geográficas y Cartesianas.

Para la determinación de las coordenadas geográficas inicialmente se basó en la observación astronómica; esto puede ser válido para obtener las coordenadas de puntos individuales en número reducido, pero es evidente que pretender, por este procedimiento, asignar coordenadas a todos los puntos de la superficie terrestre es prácticamente imposible, además de su precisión. Para subsanar este problema, la Geodesia clásica adopta al **elipsoide** como figura matemática de la Tierra y recubre su superficie con una red de triángulos de forma tal que conociendo las coordenadas de un vértice puedan calcularse las de los demás utilizando para ello simples medidas de ángulos o de distancias, o de ambas cosas. Si suponemos por un momento la Tierra esférica y resolviendo entonces los triángulos en su superficie con las fórmulas clásicas de la trigonometría, podemos conocer sus lados y ángulos que permitirán determinar la latitud

y la longitud de sus vértices (puntos de interés). Con este sencillo procedimiento se determinan las coordenadas de más de un punto y se tiene la base para efectuar una representación cartográfica. Después de haber resuelto una red de grandes triángulos o red de primer orden, se plantea otra red de triángulos más pequeños, denominada de segundo orden, apoyada en la anterior y así sucesivamente con un tercer y un cuarto orden hasta llegar a los trabajos de relleno propios de la Topografía. Esta es la teoría de Redes Geodésicas con infinidad de aplicaciones. La materialización (monumentos) de estos puntos llamados puntos de control geodésicos, constituyen el llamado **marco de referencia** de un **sistema de referencia geodésico**. En la actualidad, en la concepción de la Geodesia Espacial o Geodesia Satelital, estas infraestructuras están siendo sustituidas por Estaciones de Referencia de Observación Continua (en inglés: Continuos Observation Reference Station - CORS), instrumentos que utilizan los Sistemas de Posicionamiento Global (en inglés: Global Navigation Satellite System – GNSS), para la observación permanente de la posición. En este caso, además de las coordenadas geodésicas geocéntricas (centro de masas de la Tierra), se le suma lo que ha dado en llamarse una "cuarta coordenada": el tiempo (*t*), mediante la cual se pueden observar los desplazamientos de la posición de los puntos de control y así generar un campo de velocidades (magnitud de desplazamientos a partir de la posición inicial a través del tiempo).

Mención aparte se debe hacer de la **altura** de un punto, tanto en su definición como en su determinación. Desde un punto de vista geométrico nos dará idea de la distancia de dicho punto a una cierta superficie de referencia. La elección de dicha superficie y de la línea sobre la que se toma la distancia son otros tantos problemas que la Geodesia debe resolver, debiendo dar, además, la definición precisa de altura, concepto que vendrá a relacionar los aspectos geométricos y dinámicos de la Geodesia. Generalmente todo esto se conoce con el nombre de **nivelación**.

La Geodesia clásica trata de resolver el problema de la figura de la Tierra siguiendo el proceso siguiente:

a. Determinación de un elipsoide de revolución como figura aproximada de la Tierra.

b. Determinación del geoide sobre este elipsoide dando sus separaciones o cotas del geoide sobre el elipsoide, denominadas <u>ondulaciones geoidales</u>.

c. Determinación de las posiciones de puntos de la superficie topográfica terrestre con relación a la superficie del geoide mediante nivelación, denominadas <u>alturas ortométricas o altitud</u>.

En la determinación del elipsoide que mejor se adapte a la forma de la Tierra, se utilizarán observaciones astronómicas y geodésicas principalmente datos gravimétricos y de satélites artificiales, siguiendo distintos métodos para la resolución del problema. Se

denominará elipsoide de referencia. A través de la historia se han desarrollado geométricamente distintos elipsoides de referencia (ejemplo: elipsoide internacional de Hayford, WGS84, GRS80). En todos sus aspectos la Geodesia clásica presupone, o bien el conocimiento de la figura de la Tierra para la determinación de puntos de su superficie, o bien el conocimiento de dichos puntos para la determinación de la forma. En este sentido, se entiende por forma de la Tierra el geoide, que puede de determinarse por diversos métodos, existiendo actualmente diferentes modelos globales y locales (modelo geoidal global: *EGM2008*; modelo geoidal local: UruGeoide2007). Si se elige convenientemente el elipsoide de referencia, y se determina con precisión el geoide, la experiencia demuestra que las diferencias entre una y otra superficie son pequeñas alcanzando raramente el centenar de metros.

Para la determinación del geoide y del campo de gravedad de la Tierra se necesitan medidas de la gravedad; estas se obtienen con los instrumentos y métodos propios de la gravimetría (estaciones gravimétricas cuyos valores de gravedad se determinan con instrumentos y métodos absolutos y relativos).

La metodología geodésica también incluye técnicas tridimensionales. El cálculo riguroso de una triangulación en el espacio fue emprendido por Bruns en 1856, pero es Martín Hotine quien en 1956 propone las bases en las que se asentará la Geodesia tridimensional, plenamente realizada mediante la Geodesia Espacial con la utilización de satélites artificiales. La Geodesia Satelital permite la ubicación de Puntos de Control (puntos de observación y medida) que podrán ser situados en aquellos lugares de interés, independientemente de la topografía de la zona.

La Geodesia Tridimensional persigue el estudio de la figura de la Tierra y del potencial exterior sin hipótesis previas sobre su forma, es decir, evitando la engorrosa utilización del elipsoide como figura aproximada. La parte geodinámica de esta rama de la Geodesia consiste en el establecimiento de un inmenso poliedro cuyos vértices estén dados por sus coordenadas cartesianas tridimensionales en un sistema de referencia cuyo origen sea el centro de gravedad de la Tierra y cuyo eje principal sea su eje de rotación convencionalmente establecido. La parte dinámica de la Geodesia espacial consiste en el análisis de las perturbaciones que en el movimiento de un satélite introduce la forma de la Tierra y conocidas aquellas determinar ésta.

La Geodesia clásica suponía en sus consideraciones teóricas que sus objetivos, forma de la Tierra, posiciones de puntos de su superficie y campo de gravedad, no variaban con el tiempo salvo por el efecto periódico de marea.

La Geodesia moderna, sin embargo, ha llegado a un estado de desarrollo tal que la precisión alcanzada nos dice que, como indica la teoría, ya no pueden seguirse considerando invariables los objetos de estudio. Por consiguiente, se hace necesario

investigar a fondo problemas geodinámicos y esto puede hacerse ahora fundamentalmente por dos razones: porque se dispone de potentes ordenadores electrónicos que permiten tratar matemáticamente grandes series de datos y porque, además, pueden utilizarse los satélites artificiales para la obtención de un número prácticamente ilimitado de tales datos de observación.

En líneas generales habrá que establecer un sistema de referencia bien definido, una red geodésica de puntos de referencia denominado marco de referencia cuyo movimiento pueda ser estudiado, conociendo para ello su posición en función del tiempo. En esta red podremos obtener un conjunto de observables básicos, tales como ángulos, distancias, diferencias de distancias, velocidades, aceleraciones, etc., con los cuales podremos emprender el estudio de una gran cantidad de problemas astronómicos, geodésicos y geofísicos, entre los que podemos destacar la rotación de la Tierra y el movimiento del polo junto con los mecanismos de excitación, la disipación de energía y los posibles orígenes geofísicos de las irregularidades observadas. También podremos estudiar los movimientos de la corteza terrestre, tanto debidos a mareas como a la tectónica de placas, incluyendo los movimientos sísmicos y sus efectos además de las posibles interacciones entre las masas continentales, atmosféricas y oceánicas.

Sistemas de Referencia y Marcos de Referencia, Geodésicos.

Se define al Sistema de Referencia Geodésico (muchas veces asociado con *datum geodésico*) como el conjunto de parámetros que determinan la posición de un elipsoide respecto a la tierra. Para su definición hace falta conocer la geometría del elipsoide a y f, su posición respecto al geocentro ΔX, ΔY, ΔZ (coordenadas del centro del elipsoide respecto al geocentro), su orientación R1, R2, R3 (orientación de los ejes del elipsoide respecto a los terrestres) y la escala k.

Si $\Delta X = \Delta Y = \Delta Z = 0$, el Sistema de Referencia Geodésico o *datum* Geodésico se llama, Sistema de Referencia Geodésico Geocéntrico o Global.

Los Marcos de Referencia Geodésicos son las materializaciones de los Sistemas de Referencia Geodésicos, sobre la superficie terrestre. Están constituidos por la instalación en el terreno de monumentos (mojones o vértices) cuya posición (coordenadas) se ha determinado con precisión en relación al Sistema de Referencia Geodésico definido. Conforman las llamadas Redes Geodésicas.

Sistemas y Marcos de Referencia Geodésicos Locales.

Los Sistemas de Referencia Geodésicos Locales utilizados en cartografía y geodesia, antes del surgimiento de los sistemas de posicionamiento satelital se basaban en elipsoides que se ajustaban aproximadamente la superficie del geoide local.

De esta forma, en las aplicaciones operacionales, los ajustes entre la vertical y la normal elipsoidal se reducen y las medidas angulares sobre la tierra pueden ser expresadas por figuras elipsoidales sin correcciones. Esta situación puede ser considerada válida en casos de territorios relativamente pequeños con un área de superficie limitada; también se puede aceptar, pero con aproximación degradada, para zonas más anchas, como las de Europa o de los Estados Unidos.

El Sistema de Referencia Geodésico Local utilizado en la Cartografía de Base Oficial del territorio nacional uruguayo es el denominado oportunamente ROU-USAMS, que utiliza el elipsoide internacional del Hayford, el *datum* horizontal denominado Yacaré cuyo azimut está dado por la dirección de la línea geodésica determinada por la ubicación del los vértices geodésicos de Primer Orden Yacaré y La Quisilla, instalados en el Noroeste del territorio y la ondulación geoidal en ese único lugar es cero (coincide el geoide y el elipsoide).

En Uruguay la Red Geodésica Nacional Pasiva (Horizontal, Vertical y de Gravimetría y Magnetismo Terrestre) está constituida por más 4000 Puntos de Control (estaciones) distribuidas en el territorio.

Sistemas y Marcos de Referencia Geodésicos Globales.

La demanda de sistemas de referencia más amplios ha crecido durante las últimas décadas, de acuerdo al proceso general de globalización.

En los últimos 50 años se reconoció la necesidad de encontrar un sistema de referencia único para todo el globo, en donde se puedan presentar los productos cartográficos, geodésicos y gravimétricos.

Con el surgimiento de la geodesia satelital se adoptó la referencia esencialmente geocéntrica y se avanzó en la necesidad de crear una aproximación medianamente buena para cada parte del globo.

Los primeros sistemas con estas características fueron desarrollados por el Departamento de Defensa (DoD) de los Estados Unidos: los modelos WGS60, WGS67 y WGS72 tenían mucha confiabilidad en cuanto a la realidad física terrestre, se culminó con la creación del WGS84.

El Geodetic Reference System 1980 (GRS80) adoptado por la IUGG (International Union of Geodesy and Geophysics) por su Asamblea General de Camberra en 1979, pertenece al grupo de los Sistemas de Referencia Geodésicos Globales. Particularmente el GRS80 se asocia en principio con el elipsoide de revolución que lo determina, cuyos parámetros son utilizados por el Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas (SIRGAS).

Este sistema reemplaza al GRS67 por no representar adecuadamente el tamaño y forma de la Tierra y su campo gravitatorio, con la precisión suficiente para la mayoría de aplicaciones geodésicas, geofísicas, astronómicas e hidrográficas.

Los principales parámetros del sistema GRS80 son:

a = 6378137 m (semieje mayor obtenido a partir de medidas SLR y Doppler).

J_2 = $108263*10^{-8}$ (coeficiente del potencial gravitatorio obtenido a partir de perturbaciones en la órbita de satélites).

GM = $3986005*10^{8}$ m^3/sg^2 (constante de gravitación universal obtenida a partir de SLR, LLR y pruebas espaciales).

ω = $7293115*10^{-11}$ rd/sg (velocidad de rotación de la Tierra obtenida a partir de medidas astronómicas).

La orientación del eje Z será la definida por el polo convencional (Convetional International Origin – CIO), como eje X el meridiano origen (Greenwich) definido por el BIH, y el eje Y formando la tripleta dextrógira.

Este sistema sigue en vigor y no se ha actualizado en su definición ya que se debe tener en cuenta que por debajo del metro en la diferencia de parámetros, no existe una diferencia

práctica en la determinación de coordenadas. Cuando la información sobre el *datum* se obtiene a partir de posiciones dentro de la órbita de los satélites (determinación dinámica del sistema), los coeficientes del potencial gravitatorio (J_2), así como algunas constantes (ω, velocidad de la luz, constante gravitatoria geocéntrica) forman parte de la definición del *datum* ya que se calculan todas juntas.

Un ejemplo de éste último grupo es el World Geodetic System 1984 (WGS84), utilizado por la técnica GPS y obtenido exclusivamente a partir de los datos de la constelación de satélites GPS.

WGS84 es el acrónimo de "World Geodetic System 1984" (Sistema geodésico Mundial 1984) definido como sistema geodésico y universal en 1984. Está representado con un sistema cartesiano *OXYZ* con el origen en el centro de la masas convencional de la tierra y el eje *Z* dirigido hacia el polo Norte convencional de la Tierra (Conventional Terrestrial Pole - CTP), como lo definió la Oficina Internacional de la Hora (Bureau Internacional Le Heure - BIH) en 1984, hoy conocida como Sistema Internacional de Rotación Terrestre (Internacional Earth Rotation System - IERS). El eje *X* está en la intersección del plano del meridiano de origen que pasa por Greenwich, definido así por el IERS en 1984, y el plano ecuatorial. El eje *Y* completa una rotación ortogonal en dirección a las manillas del reloj y está en el plano ecuatorial a 90º del eje *X*. Los puntos cartesianos coinciden con la Tierra. El origen de las coordenadas y de los ejes está también en el centro de la masas de la Tierra y los ejes del elipsoide coinciden con el sistema (elipsoide de dos ejes, geocéntrico WGS84); el eje *Z* es el eje de la simetría.

Los valores de los parámetros principales del WGS84 son:

a = 6378137 m

$J_2 = 108262.9983*10^{-8}$

$GM = 3986004.418*10^{8}$ m^3/sg^2

$\omega = 7293115*10^{-11}$ rd/sg

Sistema de Referencia Geodésico Geocéntrico para las Américas SIRGAS, como sistema de referencia se define idéntico al Sistema Internacional de Referencia Terrestre ITRS (International Terrestrial Reference System) y su realización es la densificación regional del marco global de referencia terrestre ITRF (International Terrestrial Reference Frame) en América Latina y El Caribe. Las coordenadas SIRGAS están asociadas a una época específica de referencia y su variación con el tiempo es tomada en cuenta ya sea por las velocidades individuales de las estaciones SIRGAS o mediante un modelo continuo de velocidades que cubre todo el continente. Las realizaciones o densificaciones de SIRGAS, asociadas a diferentes épocas y referidas a diferentes soluciones del ITRF, materializan el

mismo sistema de referencia. Sus coordenadas reducidas a la misma época y al mismo marco de referencia (ITRF), son compatibles en el nivel milimétrico.

La conversión de coordenadas geocéntricas a coordenadas geográficas se adelanta utilizando los parámetros del elipsoide GRS80.

La extensión del Marco de Referencia SIRGAS está dada a través de densificaciones nacionales, las cuales a su vez sirven de Marcos de Referencia Local.

La primera realización de SIRGAS (SIRGAS95) corresponde al ITRF94, época 1995.4 y está dada por una red GPS de alta precisión con 58 estaciones distribuidas sobre América del Sur. Esta red fue reocupada en el año 2000, extendiéndose a los países del Caribe y de Centro y Norte América. Por esta razón, el significado original del acrónimo SIRGAS (Sistema de Referencia Geocéntrico para América del Sur) cambió a Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas. La segunda realización de SIRGAS (SIRGAS2000) incluye 184 estaciones y corresponde al ITRF2000, época 2000.4. La precisión de las coordenadas de estas dos realizaciones está entre ±3 y ±6 mm.

La tercera realización de SIRGAS es la red SIRGAS de Operación Continua (SIRGAS-CON). Actualmente está compuesta por más de 300 estaciones GNSS de funcionamiento permanente, de las cuales 58 pertenecen la red global del IGS (International GNSS Service). SIRGAS-CON es calculada semanalmente por los centros de procesamiento y combinación de SIRGAS. Las coordenadas y velocidades finales de las estaciones SIRGAS-CON son puestas a disposición de los usuarios por el IGS-RNAAC-SIR (IGS Regional Network Associate Analysis Centre for SIRGAS), el cual opera en el DGFI (Deutsches Geodätisches Forschungsinstitut, Munich, Alemania). Las coordenadas semanales de las estaciones SIRGAS-CON se refieren a la época de observación y al mismo marco de referencia utilizado por el IGS para el cálculo de las órbitas finales de los satélites GNSS, actualmente el IGb08 (ver [IGSMAIL-6663]). Las coordenadas de las soluciones multianuales se refieren al ITRF vigente y a una época específica, por ejemplo la solución SIR11P01 está dada en el ITRF2008, época 2005.0.

SIRGAS ha sido adoptado como Sistema de Referencia para la cartografía de base oficial del territorio nacional de Uruguay. Surge de la primera determinación de SIRGAS, época 1995.4, denominado SIRGAS95. Dado que el cálculo de los parámetros de transformación del Sistema de Referencia Local ROU-USAMS a SIRGAS95 fueron presentados y adoptados en el año 1998, se dio en llamar SIRGAS-ROU98, con cuyo nombre se conoce actualmente.

La relación entre las diferentes realizaciones de SIRGAS (o sus densificaciones) está dada por los parámetros de transformación entre los ITRF correspondientes y la reducción de las coordenadas a la misma época de referencia. Dicha reducción puede aplicarse de dos maneras: a) las estaciones de funcionamiento continuo (SIRGAS-CON) con más de dos años de observación, utilizan las velocidades calculadas en la solución multianual más reciente del IGS-RNAAC-SIR, y b) para aquellas estaciones, cuyas velocidades no están incluidas en dichas soluciones, se utiliza el Modelo de Velocidades SIRGAS (VEMOS: Velocity Model for SIRGAS). Las diferentes realizaciones de SIRGAS, reducidas a la misma época de referencia, son compatibles en el nivel del milímetro.

La densificación nacional de Uruguay del Marco de Referencia SIRGAS, está dada por el desarrollo e implementación de la Red Geodésica Nacional Activa de la República Oriental del Uruguay (REGNA-ROU), –la que actualmente cuenta con 9 CORS– desarrollada e implementada por el Servicio Geográfico Militar (SGM). La REGNA-ROU se completará próximamente con 13 CORS adicionales, logrando una cobertura nacional completa, de tal forma que un usuario ubicado en cualquier punto del territorio tendrá a su alcance una CORS dentro de un radio de 70 Km como máximo, tanto para posicionamiento diferencial en tiempo real (DGNSS/RTK) como para posicionamiento diferencial post proceso (DGNSS/PP). La totalidad de las CORS de la REGNA-ROU integran la Red SIRGAS-CON (SIRGAS-Continuo), cuyas soluciones (coordenadas precisas) semanales son calculadas integralmente en conjunto con las demás CORS del continente. El Centro de Procesamiento Local SIRGAS de Uruguay que se encuentra operativo en el SGM, denominado SGM-URY, procesa semanalmente las observaciones de más de 90 CORS de Redes Geodésicas Activas del continente; estas soluciones son recogidas por los Centros de Combinación (Alemania y Brasil) y de Análisis (Alemania) SIRGAS.

Tipos de alturas.

Alturas de tipo geométrico.

Altura referida al Nivel Medio del Mar (NMM) –determinado éste para cada territorio–, también llamada altura de nivelación o nivelada.

Se otorga la cota a un Punto de Control a través de la nivelación geométrica (caminamiento), tomando como punto de partida (*datum vertical*) o cota 0 (NMM). En el caso de Uruguay el *datum* vertical es el Cero Oficial, cuya referencia se encuentra en el edificio del Cabildo de Montevideo, de ahí su denominación también como Cero del Cabildo. Las alturas determinadas en base al NMM se denominan *altitud*, como único caso. La altitud se orienta en el campo de la gravedad local en el camino de la nivelación. Por eso dependen del trayecto.

En la nivelación geométrica el sistema de medición (instrumento y reglas graduadas o miras) se orienta verticalmente según la línea de la plomada del campo de gravedad terrestre; por tanto, el plano horizontal del instrumento de medición coincide con la línea tangente a la superficie equipotencial que pasa por el punto de observación. De acuerdo con esto, las diferencias de nivel *dn* medidas, corresponden con la sección de la línea de la plomada, que coincide con el eje vertical de las miras, entre la superficie terrestre y la tangente a la equipotencial realizada por el instrumento.

Ya que la separación entre dos superficies equipotenciales varía con la gravedad en proporción inversa, éstas no son paralelas y, en consecuencia, la determinación de alturas mediante la nivelación clásica se ve afectada por el campo de gravedad terrestre.

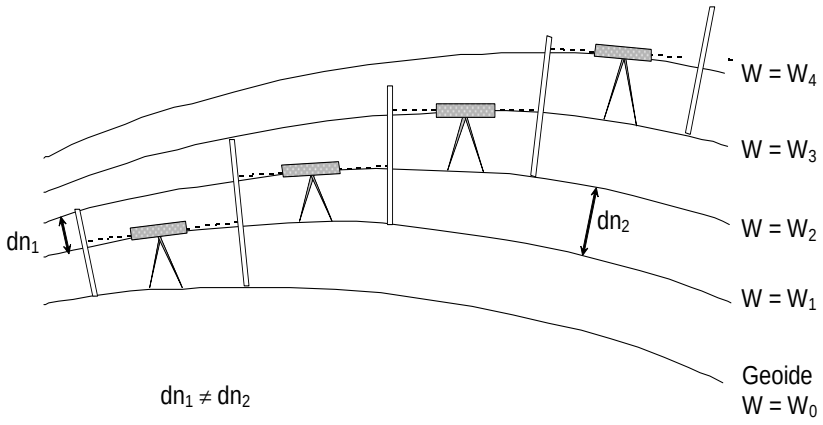


Figura 8. Diferentes superficies equipotenciales referidas durante una nivelación.

Alturas elipsoidales (o también llamada geométrica).

Se refieren a un elipsoide de referencia; se calculan fácilmente a partir de las coordenadas tridimensionales (por GPS). Se le denomina también altura geométrica

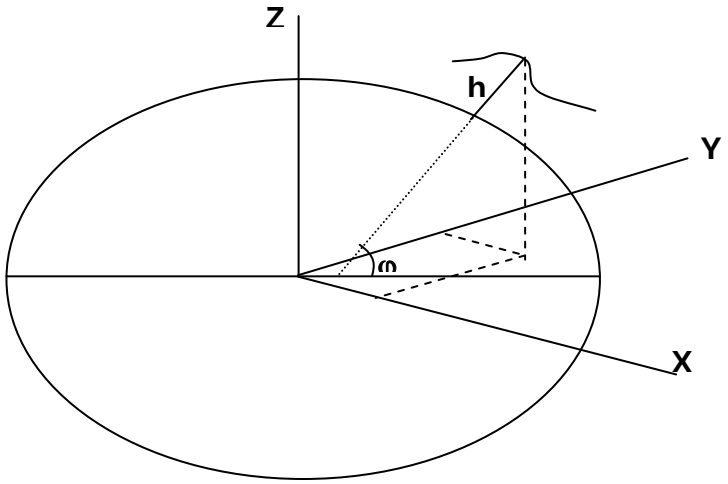


Figura 8. Altura elipsoidal (*h*)

Alturas de tipo físico.

Una manera de determinar las distancias reales entre las superficies de nivel es cuantificando sus diferencias de potencial, las cuales al ser sumadas en un circuito cerrado siempre serán cero y los resultados obtenidos, por diferentes trayectorias, serán iguales. Esto debido a que los valores de potencial son unívocos y dependen solamente de la posición. En la práctica, estas diferencias corresponden con los resultados de las nivelaciones clásicas combinadas con los valores de gravedad registrados en la zona de interés. La diferencia de potencial entre cada punto de cálculo y el geoide (principal superficie equipotencial del campo de gravedad terrestre) se conoce como número geopotencial:

$$\int_0^A g\ dn = W_0 - W_A = C$$

Siendo *g* la gravedad observada en el punto de cálculo, *dn* diferencial en altura, W_0 el potencial sobre el geoide y W_A el potencial sobre la superficie que pasa por el punto de cálculo. La dimensión de los números geopotenciales es [m^2/s^2], la cual no representa una longitud, haciendo que su utilización en la práctica no sea conveniente. Estos números pueden ser expresados en unidades de distancia al ser divididos por algún valor convencional de gravedad:

$$altura\ (H) = \frac{número\ geopotencial\ (C)}{valor\ de\ gravedad\ (G)}$$

La clase de altura (*H*) obtenida al resolver la expresión anterior, dependerá del tipo de gravedad (*G*) incluida. Si *G* corresponde al valor medio de gravedad teórica (*normal*) entre la estación y la superficie de referencia, la altura calculada será normal. Mientras que, si *G* equivale a un valor constante de gravedad teórica para un punto arbitrario, *H* es conocida como altura dinámica. Finalmente, si *G* es igual al valor medio de gravedad real entre el geoide y la estación evaluada, la altura estimada es llamada ortométrica.

Alturas ortométricas.

Se refieren al geoide. Para su realización se necesita el geoide o el campo de la gravedad correspondiente. Si se aplican los valores del campo de gravedad terrestre a las alturas de nivelación de cada punto se obtienen las alturas ortométricas para los mismos. El cálculo de las alturas ortométricas es similar al de las normales, sólo que los números geopotenciales son divididos por el valor medio de la gravedad verdadera (*g'*) entre el punto evaluado y el geoide.
El inconveniente que presentan estas alturas se basa en que no es posible conocer el valor de *g'*. Normalmente, la gravedad real es medida sobre la superficie topográfica y continuarla hacia abajo, a lo largo de la línea de la plomada, requiere de la formulación de modelos sobre la distribución de densidad de las masas terrestres. De esta manera, los valores de altura ortométrica calculados dependen de las hipótesis utilizadas en el modelamiento de la densidad.

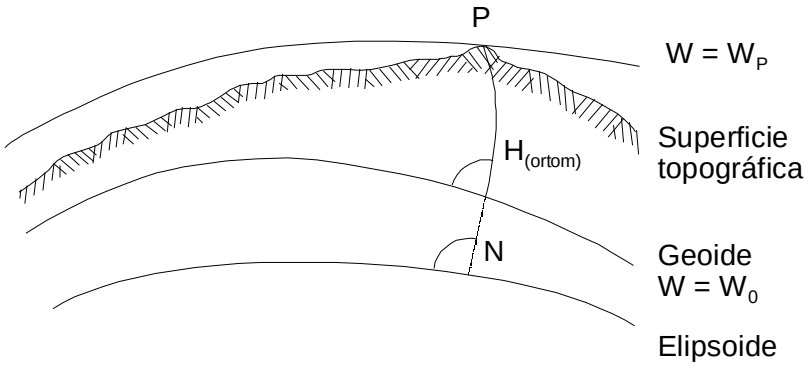


Figura 9. Altura ortométrica (*H*) y ondulación geoidal (*N*).

Las alturas ortométricas pueden obtenerse también a partir de las elipsoidales mediante la sustracción de las ondulaciones geoidales *N*.

$$H_{(ortom)} = h - N$$

Alturas dinámicas.

Se refieren a un valor fijo de la gravedad normal.

Las alturas dinámicas se calculan al dividir los números geopotenciales por un valor constante de gravedad (γ_{cte}).

$$H_{(din)} = \frac{C}{\gamma_{cte}}$$

La ventaja de las alturas dinámicas radica en que, valores iguales de éstas representan una superficie equipotencial del campo de gravedad, es decir; una superficie de agua en calma en cualquier elevación sobre el geoide tiene siempre la misma altura dinámica. Estas alturas se obtienen a partir de las niveladas, mediante la aplicación de correcciones que expresan los incrementos o decrementos, en altura, generados por involucrar un valor constante de gravedad.

Alturas normales.

Se refieren al campo de la gravedad normal. En las alturas normales los números geopotenciales no son divididos por un valor constante de gravedad sino, por el valor medio de la gravedad normal entre la superficie de referencia (denominada cuasi-geoide; se basa en el modelamiento matemático del campo de gravedad normal) y el punto en consideración.

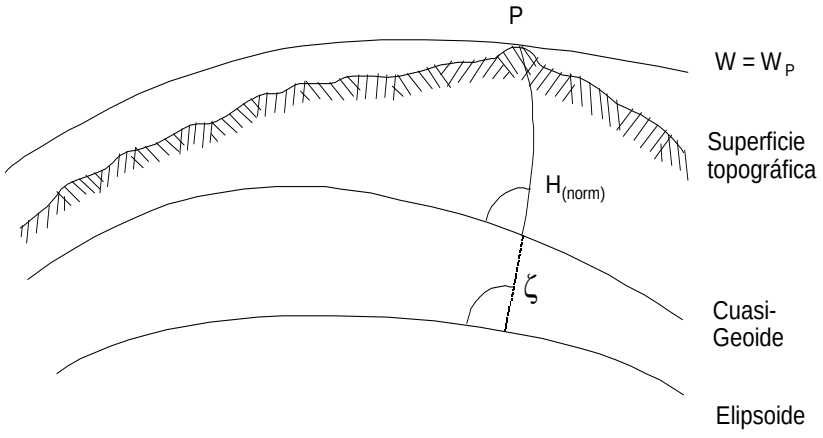


Figura 10. Altura normal (H_{norm}) y ondulación del cuasi-geoide (ζ).

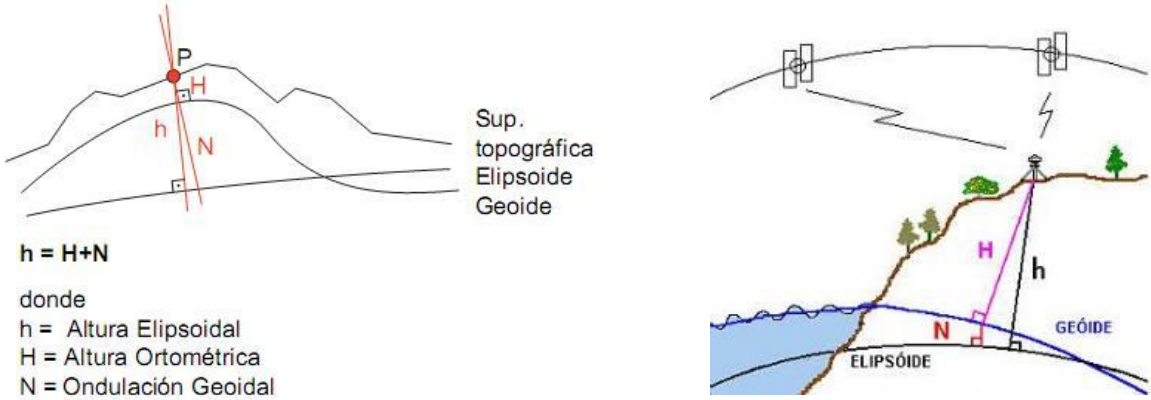


Figura 11. Esquemas de Comparación entre altura elipsoidal y altura ortométrica.

Bibliografía.

2014, setiembre 21. Sistema de Referencia Geocéntrico para las Américas SIRGAS. Recuperado de: http://www.sirgas.org/index.php?id=15

Asin, M., (1983). *Geodesia y Cartografía Matemática*. Universidad Politécnica de Madrid. Madrid.

Joly, F., (1979). La Cartografía. Ariel. Barcelona.

Mena, J., (2008). *Geodesia Superior (Volumen I y II)*. Centro Nacional de Información Geográfica. Madrid.

Sánchez, L., (2002). *Determinación de Alturas Físicas en Colombia*. Instituto para la Geodesia Planetaria. Universidad de Dresden. Dresden.

Sevilla, M. *Introducción Histórica a la Geodesia*. Instituto de Astronomía y Geodesia. Facultad de Ciencias Matemáticas. Universidad Complutense de Madrid. Madrid.

Drewes, H.; Sánchez L.; Blitzkow, D. y Freiras, S. *Sistema Vertical de Referencia para América del Sur*. Grupo de Trabajo III. SIRGAS