

EDUARDO HUERTA

Facultad de Cs. Exactas, Ingeniería y Agrimensura

Universidad Nacional de Rosario

huerta@fceia.unr.edu.ar

Introducción

Antes del advenimiento de la geodesia satelital, los levantamientos geodésicos se realizaban a partir de un punto origen al que previamente se le asignaban coordenadas elipsoídicas con el auxilio de la astronomía geodésica y de la nivelación geométrica de precisión. Este origen también tenía asociada una orientación (acimut) necesaria para el posterior levantamiento de puntos. La materialización del mencionado punto, junto con sus coordenadas y acimut asociado definían un sistema de referencia geodésico cuyo alcance se limitaba a una región, o país. El transporte de las coordenadas horizontales posterior se basaba en observaciones angulares y de distancias y en el cálculo elipsoídico correspondiente. Se obtenían de esta manera las coordenadas B (latitud elipsoídica) y L (longitud elipsoídica) de puntos de interés conformando así un marco de referencia bidimensional. La determinación de la tercer coordenada h (altura elipsoídica), que junto con B y L permite ubicar unívocamente un punto en el espacio, constituyó para la geodesia clásica un problema nunca resuelto, o sólo resuelto en forma muy aproximada.

En nuestro país Campo Inchauspe 69 constituye un ^{marco}sistema de referencia definido con el procedimiento indicado. El marco de referencia asociado está formado por más de 18000 puntos distribuidos en el territorio nacional. Esta red constituyó hasta 1997 la red oficial para la República Argentina.

Por otro lado se proveen alturas obtenidas por nivelación geométrica de precisión referidas a un punto fundamental determinado por medio de observaciones del nivel del mar durante largos períodos de tiempo (asumiendo que este origen coincide con el geoide). El origen de las redes de nivelación en Argentina fue materializado por medio del mareógrafo ubicado en el puerto de la ciudad de Mar del Plata.

Con la llegada y la posterior utilización generalizada del Sistema de Posicionamiento Global (GPS), actualmente es posible garantizar marcos de referencia geodésicos tridimensionales de gran precisión que sirven de apoyo para la determinación, en puntos de interés, de las tres coordenadas

elipsoídicas B y L (coordenadas horizontales) y h (altura). El marco de referencia Posgar 94 obtenido con GPS es el marco oficial para la República Argentina desde 1997.

No obstante el avance logrado a través del posicionamiento satelital en cuanto a la determinación de la posición espacial de puntos (B, L, h ó x, y, z), subsisten una gran cantidad de requerimientos prácticos (la mayoría vinculados a la determinación de la dirección de escurrimiento del agua) que imponen la determinación de alturas referidas a superficies de nivel o equipotenciales. Cabe señalar que las coordenadas espaciales de un punto constituyen una referencia puramente geométrica mientras que las alturas referidas en último término dependen del campo de gravedad terrestre el que se encuentra vinculado a la distribución de masas en el interior del planeta adquiriendo así un significado físico.

Desde otro punto de vista el problema de las alturas está íntimamente vinculado con un objetivo histórico de la geodesia que es el intento de determinar la *forma y dimensiones* de la Tierra. En la antigüedad existía una tendencia a asignarle formas geométricas simples al planeta, recién muchos siglos después fue Newton quien luego de descubrir la ley de gravitación universal y tomando en consideración el movimiento de rotación del planeta postuló que la Tierra debería tener una forma de esferoide aplastado en los polos. Esta concepción Newtoniana, produjo una fuerte controversia pero finalmente fue aceptada a partir de observaciones geodésicas llevadas a cabo por la Academia de Ciencias de París en el siglo XVIII

El conocimiento de las leyes físicas que gobiernan el campo de gravedad terrestre permitió definir a las superficies equipotenciales del campo mencionado, es así que se puede considerar a la Tierra laminada por una serie de superficies de nivel de las cuales se destaca una, la que mejor se ajusta al nivel medio del mar no perturbado. El cuerpo limitado por esta superficie es el *geoide*, con el que la geodesia intenta definir mejor la forma de la Tierra

En este marco resulta de particular interés para la geodesia la clarificación conceptual del problema de las alturas tendiente a la utilización de sistemas verticales de referencia homogéneos.

La nivelación geométrica de precisión

Las superficies equipotenciales del campo de gravedad terrestre son superficies que en todos sus puntos son normales a la vertical. La dirección de la vertical en un punto cualquiera es la dirección de la resultante de la fuerza gravitatoria producida por la masa de la Tierra y de la fuerza centrífuga originada por la rotación terrestre. Esta última fuerza es máxima en el ecuador y va disminuyendo hasta hacerse nula en los polos. Debido a ello,

en general, la distancia entre las superficies equipotenciales disminuye al aumentar la latitud. Además estas superficies de nivel tienen algunas irregularidades debido a que la distribución de las masas en el interior de la Tierra no es homogénea.

La nivelación geométrica está basada en la utilización del instrumento *nivel*. Este cuenta con un anteojo astronómico con un dispositivo de horizontalización que permite definir a través de su eje de colimación una visual tangente a la superficie de nivel local, o lo que es lo mismo, normal a la vertical del lugar.

Efectuando lecturas en miras ubicadas sobre puntos previamente seleccionados y calculando la diferencia $\Delta n = L_{\text{atrás}} - L_{\text{adelante}}$, se determina la separación entre las superficies de nivel de potenciales W_A y W_B que contiene a los puntos. Debido a que la longitud de las visuales están limitadas a distancias cortas (algunas decenas de metros) la variación de la distancia entre las superficies equipotenciales resulta irrelevante, lográndose con este método muy buena precisión (Figura 1)

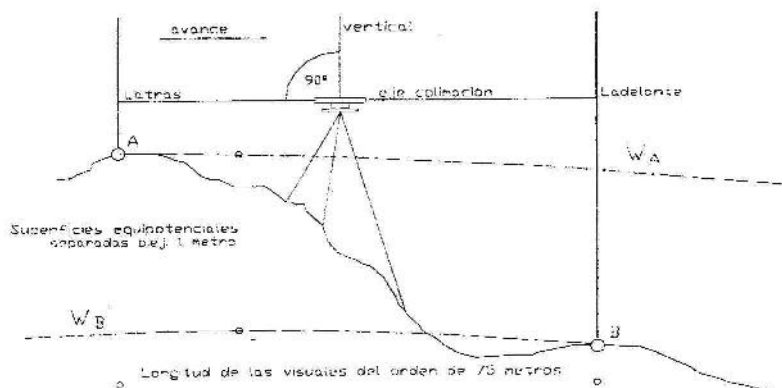


Figura 1. Principio de Nivelación Geométrica

Cuando la distancia entre los puntos a nivelar es mayor se deben realizar varias estaciones siguiendo un itinerario que una A con B

En la Figura 2 en primer lugar se puede observar, en forma esquemática, la variación de la distancia entre superficies de nivel (se recuerda que éstas, en general, convergen hacia los polos). En segundo lugar se puede observar que es necesario realizar varias estaciones del instrumento configurando lo que se denomina una nivelación compuesta siguiendo el camino A123B. Si el punto A tiene una altura H_A respecto de una superficie de nivel tomada como referencia, resulta:

$$H_B' = H_A + \Delta n'_1 + \Delta n'_2 + \Delta n'_3 + \Delta n'_4 = H_A + \Sigma \Delta n' \quad (1)$$

Es evidente que si el camino seguido hubiera sido otro, por ejemplo AB_1B la altura calculada resultaría otra:

$$H_B'' = H_A + \Delta n''_1 + \Delta n''_2 + \Delta n''_3 + \Delta n''_4 = H_A + \Sigma \Delta n'' \quad (2)$$

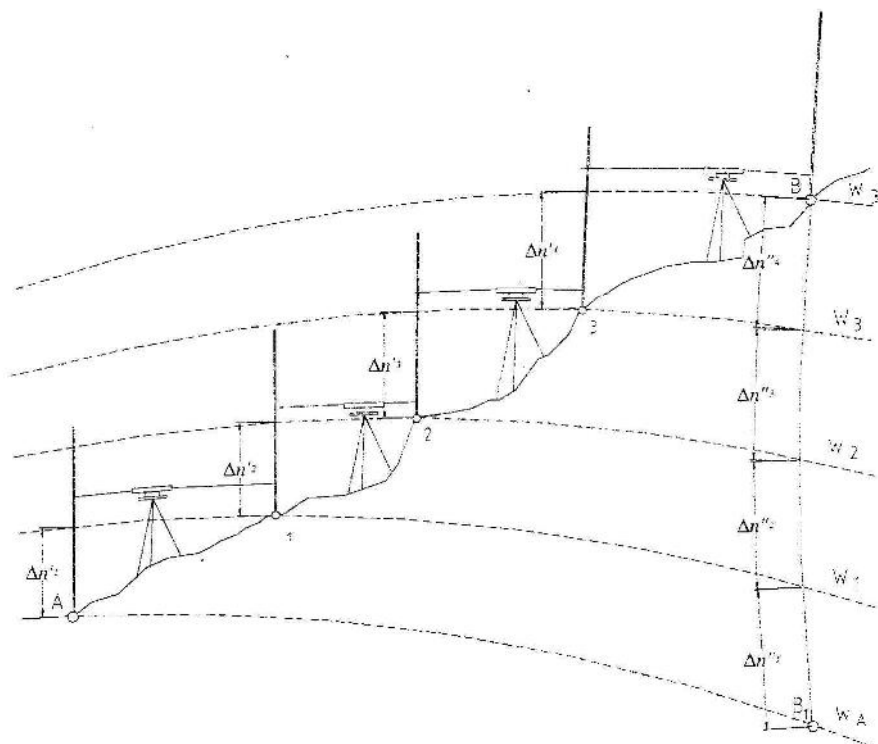


Figura 2. La nivelación geométrica y la convergencia de las superficies de nivel

Es claro entonces que debido a que las superficies de nivel no son paralelas, el resultado de la nivelación dependerá del camino seguido, es decir:

$$\Sigma \Delta n' \neq \Sigma \Delta n'' \Rightarrow H_{B'} \neq H_{B''} \quad (3)$$

Por lo tanto y de acuerdo a (3) para un mismo punto podrán obtenerse distintas alturas, o sea que la nivelación no proporciona un resultado único. Por esta característica se las denomina *alturas brutas*.

Teniendo en cuenta lo expuesto, si se realiza una nivelación cerrada el error de cierre obtenido no se deberá exclusivamente a los errores de medición ya que también en él estará implícito el efecto que produce la falta de paralelismo entre las superficies de nivel. En la práctica este efecto será despreciable en itinerarios cortos.

El campo de gravedad terrestre

El campo de gravedad terrestre es un campo vectorial g susceptible de ser medido, es decir, es posible determinar su módulo (g) y dirección (vertical) a partir de observaciones. Se dice que un campo vectorial deriva de un potencial si el mismo se puede expresar como el gradiente (*) de un campo escalar W . La introducción del concepto de potencial permite, a través de sus notables propiedades, un manejo más ágil en la resolución de muchos problemas vinculados al campo gravitatorio terrestre.

La condición $W = \text{cte.}$ define las denominadas superficies equipotenciales o de nivel.

Hay que tener en cuenta que lo característico de dos superficies de nivel no es su separación (que es variable) sino su diferencia de potencial (que es constante) es decir:

Δn : variable

$W_B - W_A$: constante

Por otro lado se sabe de (*) que:

$$g = |\text{grad } W| = \frac{\partial W}{\partial n} \quad (4)$$

donde n : es la dirección de la vertical

y g : es la aceleración de la gravedad

$$\frac{\partial W}{\partial n} \approx \frac{\Delta W}{\Delta n} = \frac{W_B - W_A}{\Delta n} = \left(\frac{\partial W}{\partial n} \right)_{\text{medio}} = g \quad (5)$$

donde g en realidad es un valor medio porque corresponde a un tramo.

En otras palabras

$$\Delta W = W_B - W_A = g \Delta n \quad (6)$$

La expresión anterior resultará más válida cuanto más corto sea el tramo.

La gravedad aumenta desde el ecuador hacia los polos, por lo tanto la distancia entre dos equipotenciales deberá disminuir para que la diferencia de potencial permanezca constante

Las unidades en que se expresa g son:

$$\left(\frac{cm}{seg^2} \right) = gal \quad ; \quad g \cong 980 gal \cong 1 kgal$$

Los sistemas de referencia geodésicos tienen asociado un elipsoide de revolución caracterizado por dos parámetros geométricos (semieje mayor y aplastamiento) que se utiliza como superficie de referencia geométrica, incluyendo además un modelo de gravedad constituido por el mismo elipsoide al cual se le asignan ciertos parámetros físicos (masa total de la Tierra y velocidad angular de rotación) imponiéndole además la condición de ser una superficie de nivel del campo de gravedad. Se logra así una muy buena aproximación tanto a la geometría del geode como al campo de gravedad externo.

Al elipsoide equipotencial le corresponderá una expresión establecida por G. Cassinis que permitirá calcular la *gravedad normal* (γ). Debe tenerse en cuenta que γ es un valor próximo a g (gravedad observada). Cada sistema geodésico de referencia provee una fórmula de gravedad normal. Por ejemplo:

$$\gamma = .0.978049(1 + 0.0052884 \text{sen}^2 B - 0.0000059 \text{sen}^2 2B) [Kgal] \quad (7)$$

Donde B es la latitud geodésica

Aplicando la expresión anterior se obtendrá:

En el ecuador, es decir, $B = 0^\circ$	$\gamma = 0.978 \text{ Kgal}$
En el polo, es decir, $B = 90^\circ$	$\gamma = 0.983 \text{ Kgal}$

Se puede decir entonces que γ expresado en Kgal es aproximadamente igual a 0.980, o sea, un 2 % menor que 1

Cotas geopotenciales

El concepto de *nivel* se puede asociar también al concepto de potencial gravitatorio, es decir, puntos ubicados a mayor altura tienen un potencial gravitatorio menor.

Considerando como superficie equipotencial de referencia al geoide de potencial W_0 (Figura 3), se define como *cota geopotencial* del punto P a:

$$C_P = W_0 - W_P \quad (8)$$

siendo W_P el potencial de la superficie de nivel que pasa por P

Como ya se dijo es habitual considerar al geoide coincidente con el nivel medio del mar el cual se materializa por medio observaciones mareográficas a lo largo del tiempo.

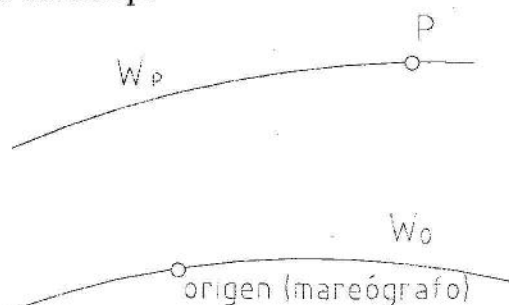


Figura 3. Cotas geopotenciales

Al expresar las cotas geopotenciales en [kgal.m], de acuerdo a lo expresado en (6) estas resultarán (numéricamente) un 2% menor que lo que provee la nivelación geométrica.

Estas cotas tienen la ventaja que determinan rigurosamente la dirección de escurrimiento del agua entre puntos. Es evidente también que el valor que se obtiene para cualquier punto es independiente del camino utilizado, por lo que en todos los casos se obtendrá un resultado único.

Como desventaja se puede señalar que no representan una longitud sino el trabajo necesario para trasladar una masa unitaria desde el origen hasta el punto genérico P. Esta última característica hace que en la práctica su utilización no sea conveniente

Cotas dinámicas

Básicamente consiste en dividir la cota geopotencial por un valor de gravedad constante. De esta manera los valores resultantes serán ex-

presados dimensionalmente como distancias. Se suele utilizar, p.ej., el valor de gravedad normal sobre el elipsoide, es decir, γ con altitud cero y a 45° de latitud.

$$cota\ din\acute{a}mica = C_P^{din.} = \frac{C_P}{\gamma_0^{45}} \quad (9)$$

De esta manera se tendra que las cotas dinámicas tienen una característica común con las geopotenciales que es que puntos de igual cota pertenecen a la misma superficie equipotencial, esta característica hace que aunque se expresan en unidades de distancia resultan insensibles a la convergencia de las superficies de nivel

Obtención de las cotas definidas con nivelación geométrica y valores de gravedad

En la práctica para determinar la cota de un punto P conocida la cota de Q se debe realizar un itinerario de nivelación entre ambos puntos midiendo además la aceleración de la gravedad durante el recorrido (Figura 4).

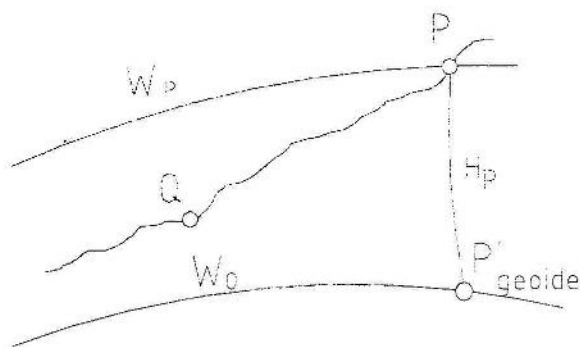


Figura 4. Nivelación y observaciones de gravedad

A continuación se vera como se pueden expresar las cotas definidas en función de los observables señalados.

Cotas geopotenciales

Aplicado esto al caso de cotas geopotenciales y de acuerdo a (8) se tendra:

$$C_P = W_0 - W_P = (W_0 - W_Q) + (W_Q - W_P) \quad (10)$$

Resultando

$$C_P = C_Q + \sum_Q^P g \cdot \Delta n \quad (11)$$

Donde los $\Delta n = L_{\text{atrás}} - L_{\text{adelante}}$ son las diferencias de nivel obtenidas desde cada estación por nivelación geométrica y g es la gravedad observada desde P_1 a P_2 . Desde un punto de vista práctico se toma un valor de g medio considerándolo constante para un tramo del orden de los 2 km. lo que permite sacarlo de la sumatoria ($g \sum \Delta n$). Se lo va cambiando por saltos ya que no tiene sentido estar cambiándolo en cada estación.

Cotas dinámicas

En el caso de las cotas dinámicas partiendo de (9) se puede realizar la siguiente construcción:

$$C_P^{din} = \frac{C_P}{\gamma_0^{45}} = \frac{C_Q}{\gamma_0^{45}} + \sum_Q^P \frac{g \Delta n}{\gamma_0^{45}} \quad (12)$$

Luego:

$$C_P^{din} = C_Q^{din} + \sum_Q^P \frac{g - \gamma_0^{45} + \gamma_0^{45}}{\gamma_0^{45}} \Delta n = C_Q^{din} + \sum_Q^P \frac{g - \gamma_0^{45}}{\gamma_0^{45}} \Delta n + \sum_Q^P \frac{\gamma_0^{45}}{\gamma_0^{45}} \Delta n \quad (13)$$

Resultando finalmente

$$C_P^{din} = C_Q^{din} + \sum_Q^P \Delta n + \sum_Q^P \frac{g - \gamma_0^{45}}{\gamma_0^{45}} \Delta n \quad (14)$$

Donde el segundo término del segundo miembro se obtiene por nivelación y el tercero es el término correctivo

Con las cotas así obtenidas ya sean estas geopotenciales o dinámicas, se realizan los ajustes de las redes, pero en general estos valores no son los que se publican para su utilización por parte de los usuarios.

Alturas ortométricas

Se define como altura ortométrica de un punto ubicado en la superficie terrestre, a la distancia entre dicho punto y la superficie equipotencial de referencia (geoide) medida según la dirección de la vertical.

En la Figura 4 el punto es P y la altura ortométrica, será de acuerdo a lo definido, la distancia $P'P=H_p$

A partir de (11) y teniendo en cuenta que la cota geopotencial es independiente del camino, se puede escribir:

$$C_P = C_Q + \sum_Q^P g \cdot \Delta n = \sum_{P'}^P g' \Delta n' \quad (15)$$

Ahora bien como el camino a lo largo de $P'P$ no es accesible lo que se hace entonces es:

$$C_P = \sum_{P'}^P g' \Delta n' = g_m H_p \quad (16)$$

Donde g_m será el valor medio de la gravedad entre P y P' .
Luego la altura ortométrica será:

$$H_p = \frac{C_P}{g_m} \quad (17)$$

O sea, que esta definición de altitud sólo será implementable a través de una hipótesis respecto de la distribución de la gravedad desde P' a P que permita el cálculo de g_m . Uno de los criterios para el cálculo de la altura ortométrica sería partiendo de la gravedad observada y conocida la altura aproximada del punto P (p.ej. obtenida por nivelación geométrica) obtener g_m con:

$$g_m = g_P + C_{AL} - C_B$$

donde:

g_P : gravedad en P

$H_{p'}$: altura obtenida por nivelación geométrica

$C_{AL}=0.3086 H_{p'}/2$ corrección de aire libre

$C_B=0.1118 H_{p'}/2$ corrección de Bouguer adoptando una densidad $\rho=2.67$ gr/cm³.

Alturas normales

Debido a la dificultad señalada para la obtención de la alturas ortométricas, nace un concepto nuevo de características prácticas, el de altitudes normales. Considerando que $g \cong \gamma$ se realiza una definición similar a la

la de las ortométricas cambiando la gravedad g_m por la gravedad normal γ_m , resultando entonces para el punto P:

$$H_P^N = \frac{C_P}{\gamma_m} \quad (18)$$

El γ_m se puede calcular como:

$$\gamma_m = \gamma_{P'} - \left[1 - (1 + \alpha + m - 2\alpha \operatorname{sen}^2 B) \frac{H_P^N}{a} + \frac{H_P^{N^2}}{a^2} \right] \quad (19)$$

donde

$$\gamma_{P'} = \gamma_0 (1 + \beta \operatorname{sen}^2 B_P - \beta_1 \operatorname{sen}^2 (2B_P)) \quad (20)$$

y el término entre corchetes de (19) es la corrección de aire libre rigurosa.

El cálculo de la altura normal es iterativo ya que, como se observa, la incógnita aparece en el segundo miembro de (19). El valor inicial que se le asigna a la incógnita es el que se obtiene por nivelación geométrica.

Los coeficientes de las expresiones (19) y (20) son los correspondientes al sistema de referencia utilizado.

Las cotas normales también se pueden expresar en función de las cotas dinámicas partiendo de (18) de la siguiente manera:

$$H_P^N = \frac{C_P}{\gamma_m} = \frac{C_P}{\gamma_m} \frac{\gamma_0^{45}}{\gamma_0^{45}} - \gamma_m + \gamma_m = \frac{C_P}{\gamma_0^{45}} \left(1 - \frac{\gamma_m - \gamma_0^{45}}{\gamma_m} \right) \quad (21)$$

$$H_P^N = C_P^{din} - \frac{\gamma_m - \gamma_0^{45}}{\gamma_m} C_P^{din} \quad (22)$$

Ondulación del geoide y anomalía de altura

Actualmente la utilización de GPS permite la determinación precisa de la altura elipsoidal (h) entre un punto de la superficie terrestre y el elipsoide correspondiente a lo largo de la normal al elipsoide, por ello resulta ventajoso referir el geoide al elipsoide. Surge así la ondulación del geoide N que puede expresarse en función de h y de la altura ortométrica H (Figura 5)

$$N_p = h_p - H_p \quad (23)$$

Obviamente si se dispone de N y se determina h utilizando (23) se puede calcular H

Por otro lado se podrá calcular la diferencia entre la altura normal y la altura ortométrica ΔH_p . En efecto, a partir de (17) y (18) resulta:

$$\Delta H_p = H_p^N - H_p = \frac{C_p}{\gamma_m} - \frac{C_p}{g_m} = \frac{g_m - \gamma_m}{\gamma_m} \frac{C_p}{g_m} \quad (24)$$

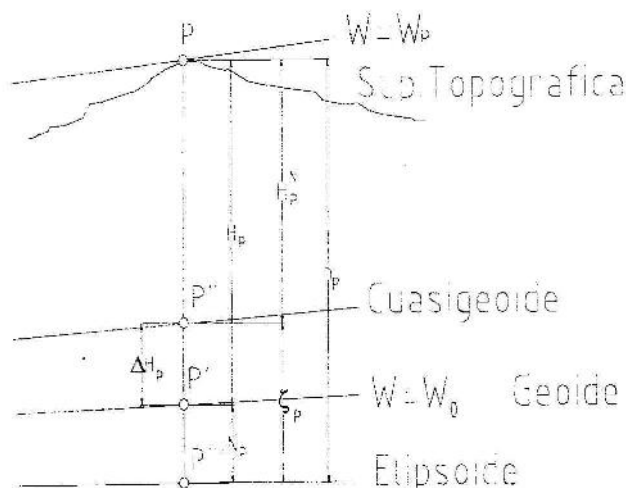


Figura 5. El elipsoide, el geoide y el cuasigeoide

Finalmente

$$\Delta H_p = \frac{g_m - \gamma_m}{\gamma_m} H_p \quad (25)$$

La expresión (25) muestra claramente que la diferencia entre la altura ortométrica y la normal será función del desvío entre g_m y γ_m . Esta diferencia representa una anomalía de gravedad media a lo largo de la vertical entre la superficie y el geoide.

La diferencia ΔH_p implícitamente indica que la altura normal de P está referida a una superficie de referencia ubicada a una distancia del geode igual a su valor. Esa superficie es denominada cuasigeoide. El cuasigeoide se refiere al elipsoide a través de ζ denominada *anomalía de altura*. Se podrá escribir análogamente a lo expresado en (23)

$$\zeta_p = h_p - H_p^N \quad (26)$$

Los valores posibles de la separación entre geode y cuasigeoide se pueden observar en los siguientes ejemplos calculados con la expresión (25):

Ejemplo 1:

Considerando $g_m - \gamma_m = 300$ mg/l y $H_p = 4000$ metros se obtiene $\Delta H_p = 1.2$ metros de separación

Ejemplo 2:

Considerando $g_m - \gamma_m = 50$ mg/l y $H_p = 400$ metros se obtiene $\Delta H_p = 2$ centímetros de separación

El ejemplo 1 se puede considerar como un caso de separación máxima teniendo en cuenta los valores asignados a la anomalía y a la altura. En el ejemplo 2 se ve que la separación alcanza a escasos 2 cm. Se puede decir entonces que la separación entre el geode y el cuasigeoide varía entre pocos centímetros y poco más de un metro. Resulta obvio que para la superficie de los océanos el geode y el cuasigeoide son coincidentes.

Conclusiones

Se han definido y caracterizado distintos tipos de alturas: alturas brutas, cotas geopotenciales, cotas dinámicas, alturas ortométricas y alturas normales, como así también las superficies a las que están referidas lo que nos permite llegar a las siguientes conclusiones:

Alturas brutas: las cotas determinadas para los puntos de una red en base exclusivamente a nivelación estarán perturbadas por la variación de las distancias entre las superficies de nivel del campo de gravedad terrestre. No obstante debe tenerse muy en cuenta que cuando se trata de redes de pequeña extensión este efecto no deseado es despreciable. Resulta difícil establecer cuando una red es de *pequeña extensión* ya que esta situación depende de las variaciones de la aceleración de la gravedad en el área cu-

bierta por el levantamiento, no obstante se debe tener en cuenta que las mayores variaciones deben esperarse en sentido norte-sur. Para dar una idea, se puede decir que este efecto será despreciable para distancias menores a 10 Km.

Cotas geopotenciales y dinámicas: cuando se trata de establecer una red altimétrica para una gran extensión como son una provincia, un país o un continente, puede asegurarse que si el levantamiento se realiza solo a través de nivelaciones, aparecerán inconsistencias en la red ya que los sucesivos cierres resultantes tendrán incluidos efectos no aleatorios que invalidan las compensaciones que se realicen. En estos casos deben además realizarse mediciones de la aceleración de la gravedad que permitan calcular las cotas geopotenciales y/o las dinámicas. Se evita el uso de las cotas geopotenciales ya que se expresan como diferencias de potencial gravitatorio y no como distancias. Para salvar este inconveniente se definen las cotas dinámicas que se obtienen dividiendo a las cotas geopotenciales por un valor constante de gravedad. Como resultado de ello estas cotas se expresan como distancias y garantizan la misma propiedad que tienen las geopotenciales: unicidad para la cota de un punto. Esta característica hace que sea conveniente utilizar éstas cotas en la compensación de las redes, pero la misma característica lleva implícito también un inconveniente: aunque esta cota se expresa en unidades de distancia las mismas no registran los cambios en la separación entre superficies de nivel, razón por la que no son estas las cotas finalmente asignadas a los puntos de las redes.

Alturas ortométricas y normales: para el cálculo de este tipo de alturas se divide la cota geopotencial por valores de gravedad (observada o normal) que son variables para cada punto (o tramo), considerando así la convergencia de las superficies de nivel. Esto se traduce en términos correctivos que son menores que los utilizados en las alturas dinámicas, resultando por lo tanto valores más parecidos a las alturas brutas obtenidas por nivelación. Las alturas ortométricas requieren la adopción de hipótesis respecto a la distribución de densidades, a partir de ello no puede garantizarse un sistema de alturas ortométricas que sea consistente a escala global ya que los resultados dependerán de las hipótesis adoptadas y variarán cada vez que dichas hipótesis se cambien. Por otro lado el cálculo de alturas normales se realiza sin ningún tipo de ambigüedad no siendo necesario realizar ninguna hipótesis. Entonces si se prioriza la elección de un sistema de alturas que permita comparar valores obtenidos en distintas regiones (homogéneo) se impone la elección de altitudes normales. Estas deberían ser las cotas de los puntos fijos que se publican para su utilización por parte de los usuarios. La superficie de referencia correspondientes a las

alturas ortométricas es el geoide, en el caso de las normales es el cuasigeoide.

Alturas elipsoídicas: Uno de los grandes avances de la geodesia es la posibilidad de la determinación precisa de las alturas elipsoídicas mediante el uso de tecnología satelital. Si bien es conocido que estas alturas no reflejan las variaciones de *nivel* asociadas a irregularidades del campo de gravedad terrestre, también es cierto que existen una gran cantidad de trabajos que pueden ser totalmente satisfechos con este tipo de altura. Un ejemplo clásico es: una zona o región de la superficie física de la Tierra puede ser determinada en su forma, dimensiones y ubicación a partir de la posición espacial (coordenadas B, L, h) de puntos representativos de ella. También la posibilidad de determinación de coordenadas con el uso satélites resulta insustituibles en el proceso inverso, es decir, en la materialización sobre la superficie terrestre de puntos de coordenadas conocidas.

Se puede aseverar que una de las ventajas que caracteriza el uso de coordenadas es la consistencia que tienen los marcos de referencia geodésicos actuales (p.ej. Posgar 94, Posgar 98, Sirgas, etc) como parte integrante de un sistema de referencia mundial.

Por último resulta importante señalar que la posibilidad actual de determinación de las alturas elipsoídicas permite por un lado contribuir a la determinación del geoide (o cuasigeoide) y por otro, conociendo un modelo de geoide (o cuasigeoide) para una región determinar alturas referidas a esta superficie de referencia altimétrica

Referencias

- Zakatov, P.S., Curso de geodesia superior. Editorial Mir. Moscú. 1981
Torge W., Geodesy. 2nd Edition. Walter de Gruyter. Berlin. 1991
Blitzkow D., de Freitas S.R.C., Altitudes e geopotencial. International Geod Service. Bulletin nro. 9.1999