



Calculo de anomalías gravimétricas de acuerdo a las nuevas normas de reducción de datos de gravedad.

Claudia L. Infante¹, Lucrecia Galván¹, Iber H. Goitea¹, Javier A. Duro¹, Oscar De Pablo¹, Melina Llanos¹.

(1) *Departamento de Agrimensura, Facultad de Ciencias Exactas y Tecnologías, Universidad Nacional de Santiago del Estero.*
lgalvan@unse.edu.ar

RESUMEN: Actualmente las normas de reducción de los datos de gravedad están siendo revisadas a fin de optimizar la precisión, exactitud y utilidad de las aplicaciones geodésicas y geofísicas de las anomalías gravimétricas. Los progresos en las capacidades computacionales, un mejor conocimiento de la topografía global y un mayor interés en definir con más precisión las anomalías de la gravedad, motivó la revisión de las ecuaciones involucradas en los cálculos de las reducciones gravimétricas utilizados en forma tradicional. En este trabajo se aplican algunas de las recomendaciones de las nuevas normas a los datos gravimétricos de la Red de Nivelación de Alta Precisión del Instituto Geográfico Nacional (IGN) comprendida en el territorio de la provincia de Santiago del Estero. Estos resultados se comparan con los obtenidos a partir de cálculos tradicionales.

1 INTRODUCCION

1.1 Presentación

La metodología tradicional de cálculo utilizado en la reducción de los datos de gravedad en el cálculo de las anomalías gravimétricas que se describen en los libros de texto de geofísica, generalmente se formalizaron en los años 1920 y 1930 (Hinze et al., 2005). Estos procedimientos fueron condicionados por los requisitos de precisión de las mediciones de gravedad, los objetivos de las mediciones, y las limitaciones en la capacidad de cálculo, la base de datos del terreno, y las precisiones de gravedad absoluta. En general, las mediciones fueron de carácter local en zonas relativamente llanas, lo que permite numerosas simplificaciones en los procedimientos que minimizan las necesidades computacionales. A pesar de las simplificaciones, estos procedimientos, con modificaciones mínimas, siguen siendo utilizados en mediciones locales para una variedad de problemas geofísicos y relacionados con la ingeniería, que requieren una alta precisión, en regiones de topografía accidentada y en compilaciones de anomalía regional.

Actualmente, los avances tecnológicos han conducido a alcanzar mayores exactitudes en la

determinación de anomalías de gravedad, lo cual puede lograrse prácticamente sin necesidad de incrementar los costos de medición y de cálculo (Miranda et al., 2012). Las mejoras más importantes están relacionadas con la georreferenciación de las estaciones usando técnicas de posicionamiento satelital global, el mejor conocimiento de la topografía global, a través de modelos digitales de elevación (por ejemplo SRTM) o, en el área cercana a la estación la facilidad de reconstruir el terreno usando equipos láser scanner o la técnica de GPS cinemático, y la evolución en programas de procesamiento y la mayor potencia de las computadoras.

Todos estos progresos han inducido la modernización de las redes fundamentales de gravedad y las bases de datos nacionales para adaptarlas a las necesidades de usuarios provenientes de distintas ramas de las geociencias. Agregado a ello, en el cálculo de las anomalías de gravedad, las precisiones hoy realizables desde el punto de vista del dato en sí mismo requieren también de un acompañamiento de la precisión alcanzada en las reducciones por altura y masa. Un último aspecto es la compatibilidad, tanto en los datums como en las precisiones, de información adquirida en distintas partes del mundo, de modo que puedan incorporarse consistentemente en bases de datos

mundiales. En este contexto, han sido formulados nuevas normas (Hinze et al., 2005) para el cálculo de anomalías de gravedad. Las actualizaciones están produciéndose en distintas partes del mundo, con diferentes grados de avance (De Marchi y Tocho, 2011; Miranda et al, 2011).

1.2 Anomalías Gravimétricas

La anomalía gravimétrica Δg se define como la diferencia entre la gravedad observada g en P sobre el geoide o reducida al geoide y la gravedad normal (o teórica) γ en Q sobre el elipsoide (Heiskanen y Moritz, 1967, Hofmann y Moritz, 2005), según ecuación (1):

$$\Delta g = g_P - \gamma_Q \quad (1)$$

Siendo Δg la anomalía gravimétrica, g_P la gravedad medida sobre el geoide y γ_Q la gravedad normal sobre el elipsoide.

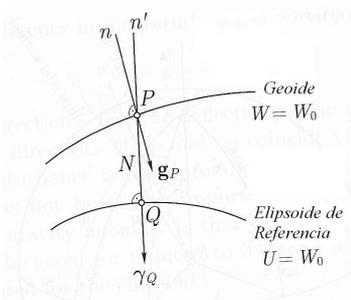


Figura 1. Anomalía de la gravedad [Hofmann y Mortitz, 2005]

Generalmente, el valor de la gravedad se observa sobre la superficie terrestre y no sobre el geoide. En consecuencia, para obtener el valor de gravedad g_P sobre el geoide es necesario realizar reducciones gravimétricas en cuyo cálculo se emplearán las nuevas normas de reducción.

1.3 Nuevas normas para la reducción de datos de gravedad

Sobre la superficie de la tierra se tienen diferentes influencias que afectan los valores de gravedad medidos, vinculadas con la fuerza de mareas, la rotación de la tierra, la superficie topográfica irregular, la altura de la estación, la diferente influencia de la masa bajo el punto de medición, etc. Tradicionalmente se pensó en trasladar los valores observados mediante adecuadas reducciones a una misma superficie de referencia para hacerlos comparables. La superficie de referencia que se utilizaba es el geoide. Las reducciones al geoide requieren el conocimiento del gradiente del campo de gravedad real, difícil de determinar en la práctica, por lo que se

reemplaza por el del gradiente del campo de gravedad normal. Debido al advenimiento de la era satelital es posible cambiar la superficie de referencia, lo que hace necesario revisar los procedimientos tradicionales de reducción y adecuarlos a ella, a través de los nuevos estándares para reducir datos de gravedad. En los nuevos estándares se recomienda utilizar un único elipsoide, el del Sistema de Referencia Geodésico de 1980 (GRS80), recomendado por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG), para los tres datums necesarios en los métodos gravimétricos: el horizontal, el vertical y el de la gravedad teórica (Li et al., 2006). Para fines prácticos GRS80, WGS84 (que utiliza GPS) e International Terrestrial Reference Frame (ITRF) (que es el sistema de coordenadas de los datos de gravedad derivados de la altimetría satelital en los océanos), no producen diferencias significativas en los cálculos de la anomalía de gravedad (Li et al., 2006). Tradicionalmente, se usa el geoide o nivel del mar como datum vertical, no el elipsoide. La altura H, (no la altura elipsoidal h), se utiliza para establecer la altura de una estación y por lo tanto es la que se usa en las reducciones gravimétricas y el cálculo de las anomalías de los procedimientos tradicionales. Entre 1950 y 1970 se estableció un nuevo marco de gravedad global con la cooperación internacional, éste fue adoptado por la IUGG como International Gravity Standardization Net 1971 (I.G.S.N.71) para reemplazar al sistema Potsdam. Los valores de gravedad referenciados a I.G.S.N.71 incluyen una corrección, el término de Honkasalo (que remueve el promedio de la fuerza de mareas). Esta corrección se considera inapropiada ya que produce resultados erróneos en los cálculos del geoide utilizando valores de gravedad corregidos con éste término (Heikkinen, 1979).

1.4 Estandarización de los datos de gravedad

De acuerdo a las recomendaciones de la IAG (Uotila, 1980), se debe eliminar el término de Honkasalo Δg_H de los valores de gravedad referidos a IGSN71 mediante la adición de la corrección dependiente de la latitud geodésica φ en miligales como se indica en la ecuación (2):

$$\Delta g_H = 0.0371(1 - 3\text{sen}^2\varphi) \quad (2)$$

Esta corrección se adiciona a los valores de gravedad en el sistema IGSN71.

1.5 Gravedad Normal

La fórmula de la gravedad teórica permite calcular el efecto de gravedad, como una función

de la latitud, en cada punto de la superficie de un elipsoide debido a la masa, forma y rotación de la Tierra. Se recomienda usar la Fórmula Internacional de la Gravedad (IGF) en la fórmula cerrada de Somigliana para el elipsoide terrestre medio de 1980 (Geodetic Reference System 1980 o GRS80) adoptado por la Asociación Internacional de Geodesia (Moritz, 1980):

$$\gamma = 978032,67715 \frac{(1 + 0,001931851353 \text{sen}^2 \varphi)}{(1 - 0,0066943802290 \text{sen}^2 \varphi)^{1/2}} \quad (3)$$

1.6 Corrección atmosférica

La gravedad normal calculada con la ecuación (3) y parámetros del GRS80 contiene el efecto gravimétrico de las masas atmosféricas, al utilizarla en el cálculo de las anomalías de gravedad se debe aplicar la corrección atmosférica. El efecto en la gravedad de la masa de la atmósfera se calcula usando la expresión analítica descrita por Ecker y Mittermayer (1969), para GRS80 con la ecuación (4) (Wenzel, 1985).

$$\delta g_{\text{atm}} = 0.874 - 9.9 \times 10^{-5} H + 3.56 \times 10^{-9} H^2 \quad (4)$$

donde el efecto de la gravedad se da en miligales y la altura H de la estación en metros.

Esta corrección se suma a la gravedad observada en la estación. La corrección atmosférica aumenta a la anomalía de la gravedad en aproximadamente 0.86 mGal para una altura de 100 metros y aproximadamente 0.77 mGal para 1000 m (Hinze et al., 2005).

1.7 Corrección por altura

La gravedad varía por una serie de efectos espaciales, uno de los cuales es la altura de la estación. La corrección de la altura δg_h se conoce como la corrección de aire libre y tiene en cuenta la variación de la gravedad con la elevación por encima de una determinada superficie de referencia, generalmente el geoide. Hoy las nuevas normas recomiendan considerar el elipsoide como superficie de referencia. La corrección de aire libre se aplica al valor de gravedad del modelo, se utiliza una fórmula de aproximación de segundo orden (Hofmann-Wellenhof and Moritz, 2005) para estimar la diferencia entre la gravedad teórica calculada sobre el elipsoide de referencia y la altura elipsoidal h. Usando los parámetros del elipsoide del GRS80 la fórmula de segundo orden que expresa la variación de la gravedad normal con la altura es:

$$\delta g_h = -(0.3087691 - 0.0004398 \text{sen}^2 \varphi) H + 7.2125 \times 10^{-8} H^2 \quad (5)$$

donde la altura H está en metros y el efecto gravimétrico está expresado en miligales.

Si bien las nuevas normas recomiendan el uso del elipsoide como superficie de referencia en este caso se usó el geoide ya que se disponían de alturas sobre el geoide en los puntos IGN.

2 ZONA DE ESTUDIO

La zona de estudio elegida para el presente trabajo es el territorio de la provincia de Santiago del Estero, comprendida entre los extremos latitudinales 25° S y 30° S y los extremos longitudinales 60.5° W y 65,5° W. Los puntos usados corresponden a la red de Nivelación de alta precisión del Instituto Geográfico Nacional (IGN), los cuales están distribuidos siguiendo líneas o itinerarios de nivelación, ver Figura 2.

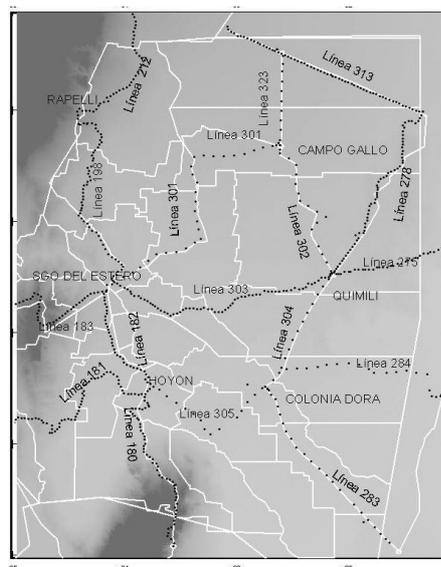


Figura 2. Ubicación de los puntos de la Red de Nivelación del IGN en la provincia de Santiago del Estero.

3 DATOS UTILIZADOS

En la zona de estudio se dispone de 750 puntos de la Red de Nivelación de alta precisión del IGN con valores de posición, cota y gravedad observada. Los puntos se encuentran distribuidos en toda la zona de estudio siguiendo itinerarios de nivelación con puntos espaciados una distancia media de 3 km. (Figura 2). La posición de los puntos está definida en el sistema WGS84 con valores de latitud y longitud expresados en décimas de grado. La precisión de los mismos es

variable. Las alturas de los puntos de nivelación están referidas al Datum Vertical Local argentino establecido en el mareógrafo de Mar del Plata, provincia de Buenos Aires. Los valores de altura varían entre 72 y 632 m. Los valores de gravedad corresponden al sistema IGSN71.

4 CALCULOS Y RESULTADOS

Para los 750 puntos de la red de nivelación ubicados en la provincia se calcularon las anomalías gravimétricas de acuerdo a las nuevas normas de reducción y de acuerdo a la metodología clásica, observándose lo siguiente:

- a) La corrección de Honkasalo es un término dependiente de la latitud, que en promedio para la zona de estudio tiene un valor de 0,01 mGal.
- b) La corrección atmosférica es un valor dependiente de la altura, que por tratarse de puntos de altura relativamente baja tiene un valor medio de 0,85 mGal.
- c) La corrección de aire libre toma en cuenta la altura de la estación y para los datos considerados los valores varían entre -22 y -195 mGal. La diferencia entre aplicar la corrección clásica y la de las nuevas normas es en promedio 0,57 mGal. Sin embargo para alturas que superan los 600 m la diferencia entre una y otra aproximación es superior al miligal.

Aplicando la ecuación (1) se calcularon las anomalías gravimétricas con la metodología tradicional y de acuerdo a las nuevas normas. El resumen estadístico se muestra en la Tabla 1.

Tabla 1.- Resumen estadístico del cálculo de las anomalía gravimétricas con la metodología clásica (Δg_{Cl}) y de acuerdo a las nuevas normas (Δg_{NN}).

	Δg_{Cl} [mGal]	Δg_{NN} [mGal]	Dif. [mGal]
Máximo	72,43	72,33	0,03
Mínimo	-141,86	-142,71	-0,85
Promedio	7,48	6,92	-0,65
Desv.est.	$\pm 19,21$	$\pm 18,99$	$\pm 0,45$

5 CONCLUSIONES

De la comparación de los valores de anomalías gravimétricas de aire libre de acuerdo a la metodología clásica y con las nuevas normas de reducción no ha arrojado diferencias significativas en promedio.

La utilización de la corrección de Honkasalo, la corrección atmosférica y la corrección por altura teniendo en cuenta el gradiente de segundo orden para una tierra elipsoidal no ofrecen en general grandes diferencias con la metodología clásica. Sin embargo para trabajos de precisión o para interpretaciones de anomalías regionales es conveniente ajustarse a las nuevas normas de reducción, en particular cuando trabajamos en zonas de alturas elevadas donde las diferencias entre una u otra metodología pueden superar el miligal.

6 REFERENCIAS

Heiskanen, W.A.& Moritz,H. *Geodesia Física*. W.H.Freeman, San Francisco. 1967.

Hinze W. J. et al., (2005). New standards for reducing gravity data: the North American gravity database, *Geophysics*, vol. 70, no 4, p. J25-J32 Zakatov, P.S., *Curso de Geodesia Superior*, Rubiños -1860 S.A. Madrid, 1997.

Heikkinen, M., (1979). On the Honkasalo term in tidal corrections to gravimetric observations, *Bull.Geod.*, no. 53, p. 239-245.

Hofman B. and W. H. Moritz, (2005). *Physical Geodesy*, Springer Wien New York.

Honkasalo T., (1964). On the tidal gravity correction: *Bulletin of Theoretical and Applied Geophysics*, 6, 34-36.

Miranda S, Herrada A, Pacino M., Nuevos estándares en las correcciones de gravedad: estudio de caso para una red local en San Juan Argentina. *Revista Geofísica* N°63, 2011.

De Marchi A, Tocho C. Análisis de nuevos estándares para reducir datso de gravedad: aplicación en Tierra del Fuego. *GeoActa* N°36. P151-166, 2011.

Ecker E. and Mittermayer E. (1969). Gravity corrections for the influence of the atmosphere: *Bulletin of Theoretical and Applied Geophysics*, 70-80.

Torge, W, *Geodesia*, Walter de Gruyter, Berlin, New York, 1983.

Torge, W, *Geodesy*, Walter de Gruyter, Berlin, New York, 2001.

Introcaso, A, *Gravimetría*, UNR Editora, Universidad Nacional de Rosario, 1997.

Introcaso, A, *Geodesia Física*, Boletín del Instituto de Fisiografía y Geología, Vol. Especial número 1, Rosario, 2006.

Galván, L. et al., Comparación de Modelos Geopotenciales globales con datos de gravedad terrestre para Santiago del Estero. XXIV Reunión Científica AAGG 2009.

7 AGRADECIMIENTOS

El presente trabajo se ha desarrollado en el marco del Proyecto de Investigación "Análisis y Aplicación de los Modelos Digitales de Elevación (MDE) y Modelos Geopotenciales Globales (MGG) para la Provincia de Santiago del Estero", financiado por el Consejo de Investigación de Ciencia y Técnica (CICYT) de la Universidad Nacional de Santiago del Estero (UNSE).