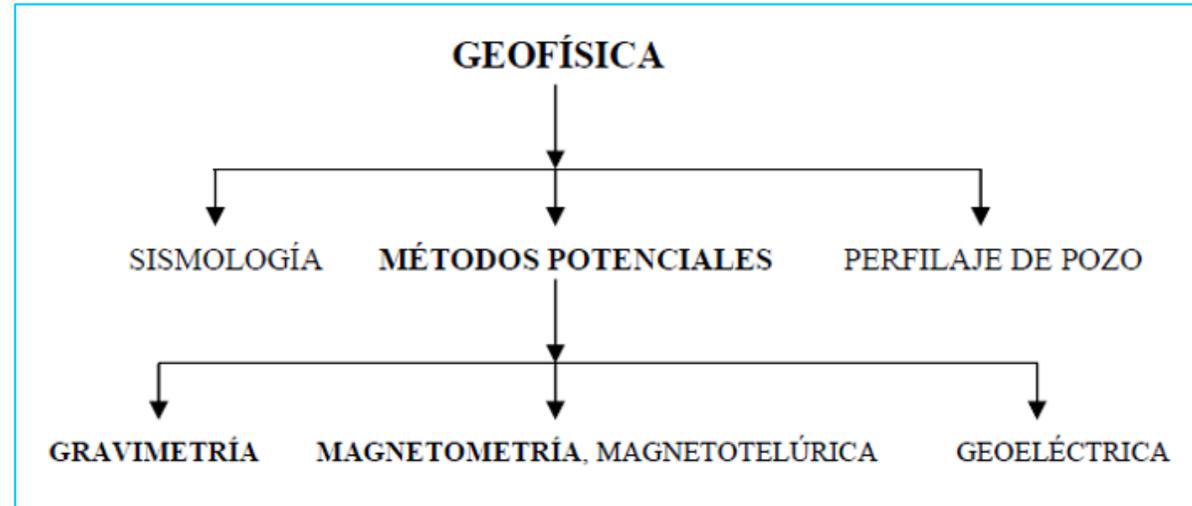


# Gravimetría

Cátedra de Geofísica-UNSPJB

# Métodos Potenciales



Modificado de Miranda, S 2016

## **MÉTODOS MAGNETOMÉTRICOS y GRAVIMÉTRICOS. OBJETIVOS GENERALES.**

**Gravimetría Aplicada** (anomalías de Bouguer, anomalías isostáticas residuales): exploración de depósitos naturales, cubicación de yacimientos, localización de cavidades, investigaciones de fundamentos para obras civiles.

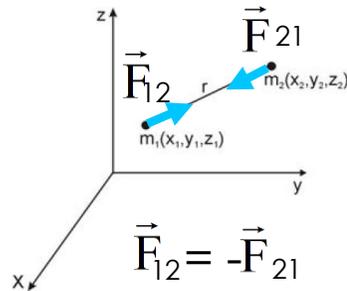
**Gravimetría Teórica** (anomalías de aire libre, Bouguer, isostática):

- 1- Geodesia (forma de la Tierra □ GM □, modelado del geoide,...),
- 2- Geodinámica (espesores corticales, estudios tectónicos, estado isostático y movilidad cortical).

# Introducción-Prospección Gravimétrica

La ley de Newton de la atracción gravitacional cuyo conocimiento es fundamental para la interpretación de las anomalías de gravedad:

$$\vec{F} = G \frac{m_1 m_2}{r^2}$$



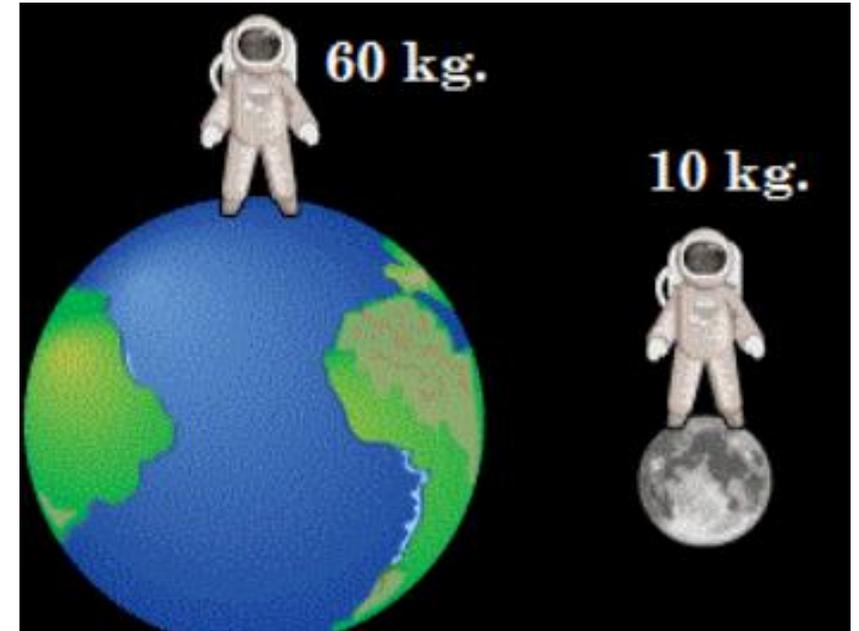
G= Constante de gravitación Universal

¿Es lo mismo cuando hablamos de peso y masa?. NO.  
El peso es igual a la masa x gravedad

$$\vec{P} = m \times \vec{g}$$

### UNIDADES

	egs	SI
<b>g [F/m]</b>	1 Gal= 1 cm/s <sup>2</sup> 10 <sup>-3</sup> cm/s <sup>2</sup> =1mGal 1 ug= 0,1 mGal 1 μGal= 10 <sup>-6</sup> Gal= 10 <sup>-3</sup> mGal	m/s <sup>2</sup> 1 Gal= 10 <sup>-2</sup> m/s <sup>2</sup> 1 mGal= 10 <sup>-5</sup> m/s <sup>2</sup>
<b>U [g][l]</b>	cm <sup>2</sup> s <sup>-2</sup> = Gal cm ; 1 kGal km= 10 <sup>8</sup> Gal cm	m <sup>2</sup> s <sup>-2</sup>
<b>G [F][l]<sup>2</sup>[m<sup>-2</sup>]</b>	6,67 x 10 <sup>-8</sup> cm <sup>3</sup> g <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup>	6,67 x 10 <sup>-11</sup> m <sup>3</sup> kg <sup>-1</sup> s <sup>-2</sup>



$$g = \frac{G \cdot M}{R^2} = \frac{6,67 \cdot 10^{-11} \cdot (6 \cdot 10^{24})}{(6378 \cdot 10^3)^2} = 9,8 \text{ m/s}^2$$

M= masa de la Tierra  
R= radio de la Tierra

Nota: la segunda masa m2 (de cualquier objeto, se considera despreciable comparada con la masa de la tierra, por eso se coloca M solamente

De aquí proviene el cálculo de g en la tierra.  
En la Luna g=1,62m/s. Por lo que cualquier objeto pesaría menos en la luna.

# Campo Gravitatorio Terrestre

Campo Gravitatorio Terrestre = Potencial Newtoniano U + Potencial Rotacional UR

La atracción gravitacional es un campo irrotacional puesto que:  $\nabla \times \mathbf{g} = 0$ . Por lo tanto de acuerdo al teorema de Helmholtz, la aceleración gravitacional es un campo conservativo y puede ser representado como el gradiente de un potencial escalar:

$$\vec{g} = -\nabla U \quad U = G \frac{m}{r} ; -\frac{\partial U}{\partial x} = g_x ; -\frac{\partial U}{\partial y} = g_y ; -\frac{\partial U}{\partial z} = g_z$$

Derivando..

$$\mathbf{g} = (G \cdot M_T) / r^2$$



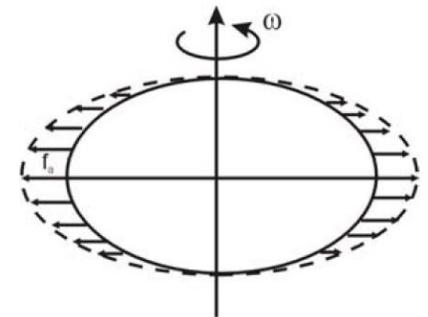
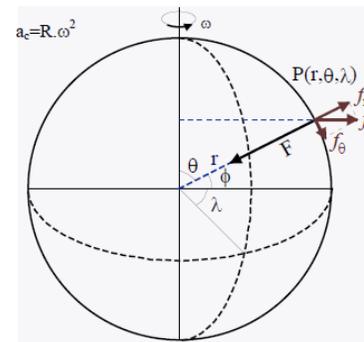
$$\mathbf{g} = (G \cdot M_T) / r^2 - M_T \omega^2 r \cos^2 \Phi$$



La rotación de la Tierra es alrededor del eje de vertical Z, debido a este giro surge una aceleración centrífuga  $f_a$ , estrictamente axífuga. Para un modelo de Tierra esférica y en rotación, la fuerza axífuga en un punto de latitud  $\Phi$  es:

Si se considera a la tierra como una esfera en rotación con velocidad angular  $\omega$  constante, las fuerzas que actúan sobre una masa unidad, en un punto P fijo en su superficie, son la atracción gravitacional de su masa F y la debida a la aceleración centrífuga f

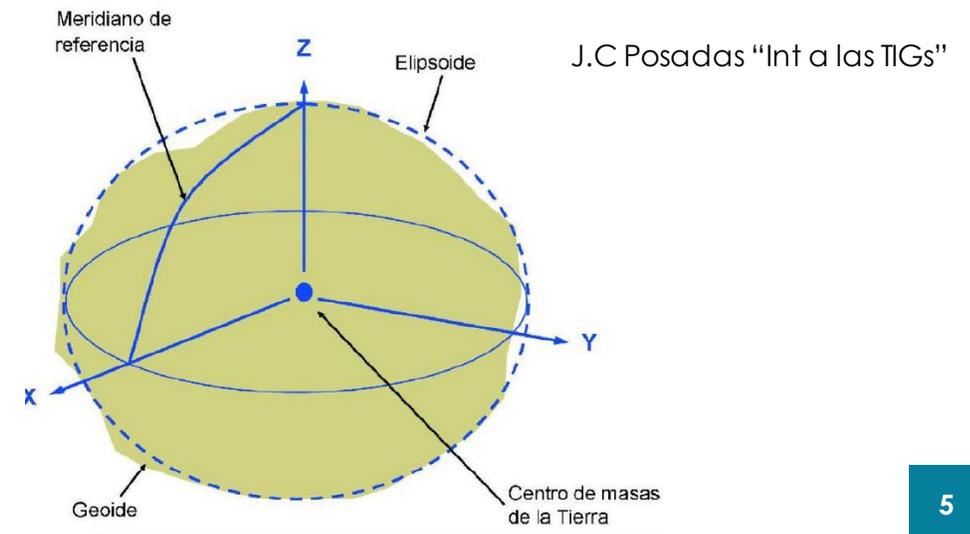
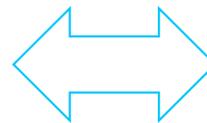
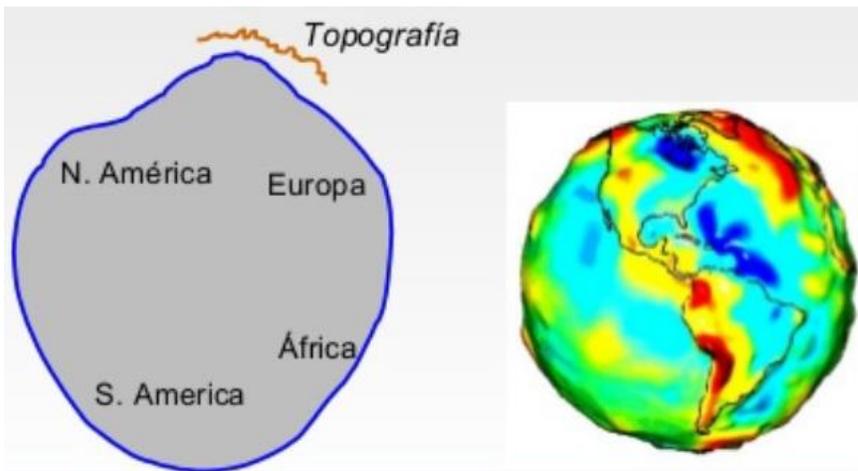
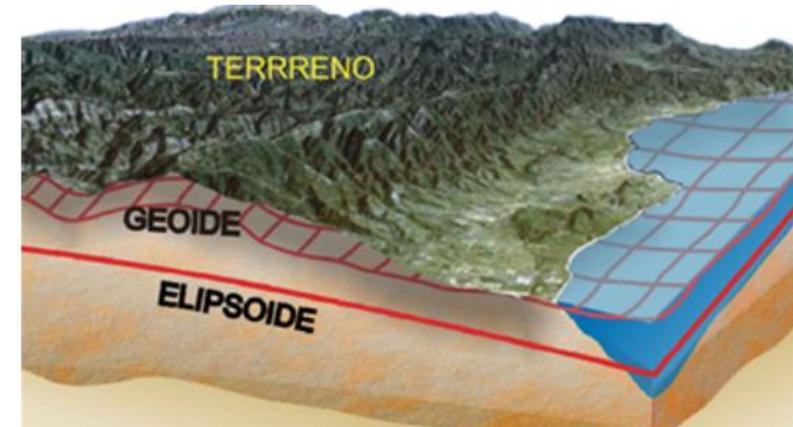
$$F_a = M_T \omega^2 R = M_T \omega^2 r \cos^2 \Phi$$



# Introducción-Prospección Gravimétrica

En gravimetría para medir o calcular el valor de gravedad es muy importante tener en cuenta en que superficie se realiza la estimación:

- **Superficie de Medición:** superficie topográfica
- **Geoide:** superficie de nivel (equipotencial) del campo gravitatorio terrestre coincidente con la superficie media del mar en áreas oceánicas. Es una superficie de equilibrio, y es esencialmente la forma real de la tierra, sin tener en cuenta los rasgos topográficos.
- **Elipsoide de Revolución:** Superficie de referencia matemática definida por variables geométricas.



# Introducción - El Campo de Gravedad Normal

Para la determinación del campo de gravedad externo se introduce el *campo de gravedad normal* como sistema de referencia. La fuente de este campo de gravedad normal es un modelo terrestre que representa la figura normal de la Tierra.

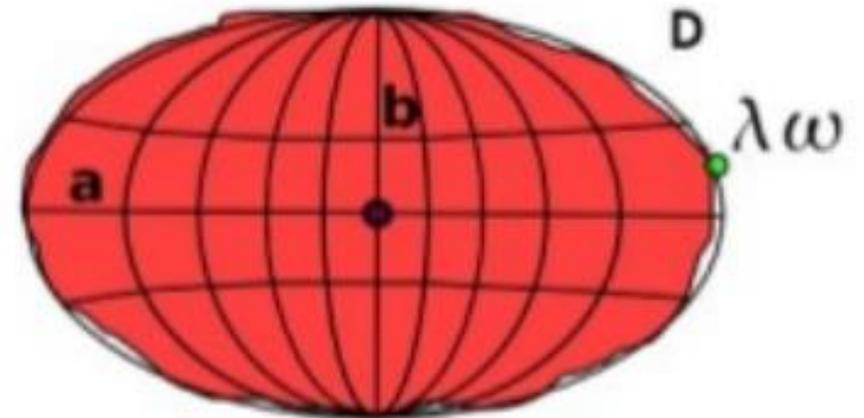
La figura normal de la Tierra como cuerpo de referencia geodésico debe garantizar:

- una buena adaptación a la superficie terrestre (condición **geométrica**),
- una buena adaptación al campo gravitatorio terrestre externo (condición **física**),
- tener una expresión analítica sencilla.

La superficie de la Tierra puede representarse con mucha aproximación mediante un elipsoide de revolución achatado en los polos. La forma del elipsoide queda descrita por dos parámetros geométricos: el semieje mayor  $a$  y el semieje menor  $b$ . En general,  $b$  es reemplazado por el achatamiento geométrico  $f$ ,

$$f = \frac{a - b}{a}$$

Miranda, 2016



J.C Posadas "Int a las TIGs"

# Introducción - Sistemas de Referencia Geodésicos

Un sistema de referencia es una definición conceptual de teorías, hipótesis y constantes que permiten situar en los tres ejes de coordenadas en el espacio, definiendo su origen y su orientación es decir es un recurso matemático que permite asignar coordenadas a puntos sobre la superficie terrestre.

Son utilizados en geodesia, navegación, cartografía y sistemas globales de navegación por satélite para la correcta georreferenciación de elementos en la superficie terrestre. Estos sistemas son necesarios dado que la tierra no es una esfera.

La Unión Geodésica y Geofísica Internacional (UGGI) recomienda la conveniencia de establecer sistemas de referencia geodésicos a ser utilizados en distintas ciencias (geodesia, geofísica, astronomía,...), tendiendo a posibilitar la comparación de resultados. A través del tiempo la comunidad científica ha adoptado el uso de diversos sistemas de referencia, cada vez más perfeccionados, de acuerdo a los avances en la adquisición de la información y su procesamiento.

Elipsoide	año	longitudes ( metros)		Achatamiento	uso local
		semieje a	semieje b		
WGS 84	1984	6.378.137	6.356.752,3	1/298.257	universal
GRS 80	1980	6.378.137	6.356.752,3	1 / 298.257	U.S. A
WGS 72	1972	6.378.135	6.356.750,5	1 / 298.26	U.S. A
Krasousky	1940	6.378.245	6.356.863,0	1 / 298.30	RUSIA
Internacional	1924	6.378.388	6.356.911,9	1 / 297	Col, Europa
Clarke 80	1880	6.378.249	6.356.514,9	1 / 293,46	Norte
Clarke 66	1866	6.378.206,4	6.356.514,8	1 / 294,98	Africa

J.C Posadas "Int a las TIGs"

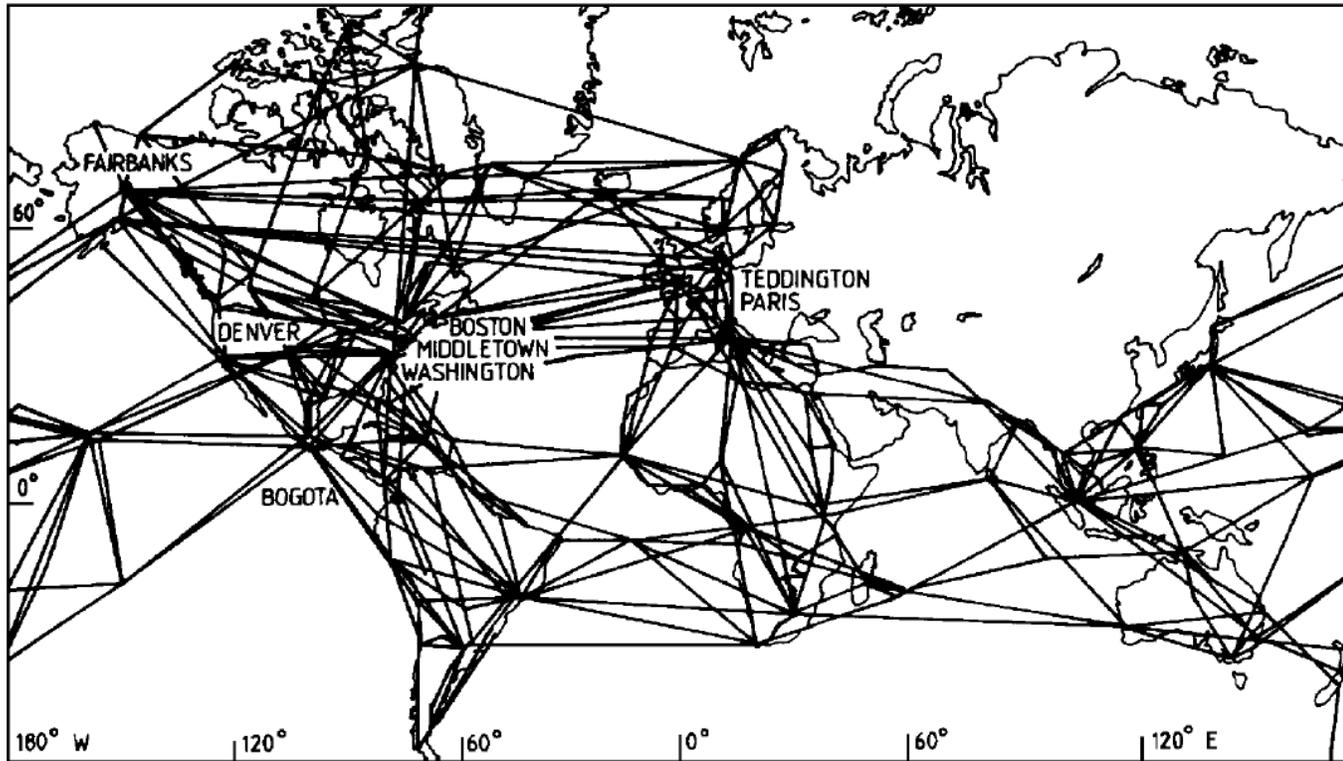
# Sistemas de Referencia Gravimétricos

Un sistema de referencia gravimétrico se establece a partir de un conjunto de decisiones, estándares y recomendaciones para realizar mediciones de Gravedad. La materialización de dicho sistema da origen al marco de referencia gravimétrico y consiste en puntos con coordenadas y gravedades conocidas, medidas sobre la superficie terrestre. Las redes gravimétricas globales, continentales y/o nacionales forman parte de las desecaciones del marco de referencia gravimétrico.

- ***Redes globales de gravedad***, en las cuales la separación de las estaciones va desde 100 km a 1000 km. Son los elementos básicos de un sistema de referencia de gravedad y son establecidas en cooperación internacional.
- ***Redes regionales de gravedad***, en las cuales la separación de las estaciones es del orden de decenas de km hasta unos 100 km. Son establecidas mayormente como redes nacionales en la forma de redes de gravedad fundamentales.
- ***Redes locales de gravedad***, en las cuales la separación de las estaciones va desde 0,1 km a 10 km. Son mayormente establecidas para propósitos geofísicos y geodinámicos.

# Sistemas de Referencias Gravimétricos Globales

*Redes globales de gravedad*, en las cuales la separación de las estaciones va desde 100 km a 1000 km



Estaciones de gravedad absoluta y vinculaciones importantes.

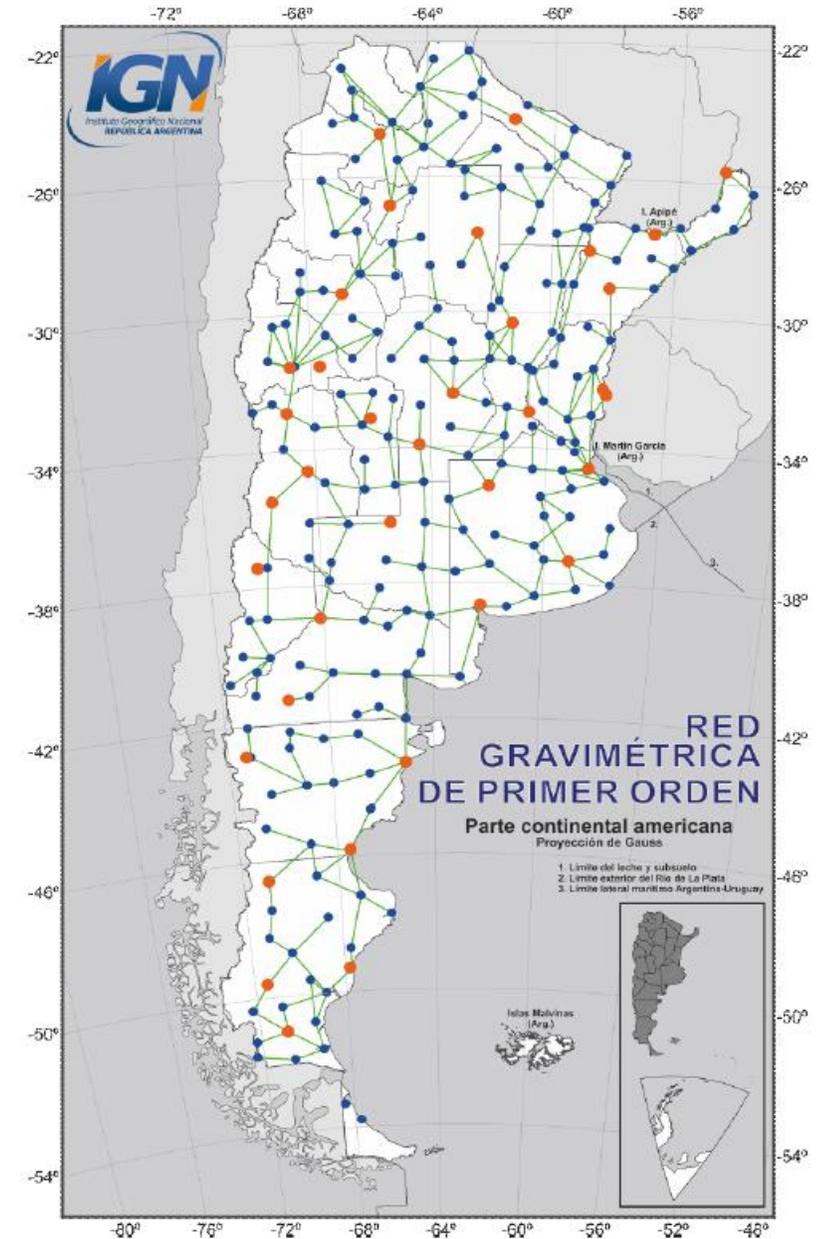
## Red de Estandarización Gravimétrica Internacional (IGSN71) En el año 1971.

durante la XV Asamblea General de la Unión Internacional de Geodestas y Geofísicos (IUGG) celebrada en la ciudad de Moscú, se adopta la red gravimétrica IGSN71 (International Gravity Standardization Net 1971) como el nuevo sistema gravimétrico internacional, reemplazando, el hasta entonces vigente, Sistema Potsdam.

# Sistemas de Referencia Gravimétricos

En la Republica Argentina existen diversas redes gravimétricas que cubren todo el territorio Nacional.

- Gravedad Absoluta (Red RAGA)
- Red Gravimétrica de Primer Orden
- Red Gravimétrica de Segundo orden



# Métodos de medición de la Gravedad

La medición de la gravedad puede llevarse a cabo de dos formas, de forma absoluta o de forma relativa. En el primer caso, la observación consiste en medir las cantidades fundamentales de la aceleración: distancia y tiempo. Conociendo estas dos cantidades es posible calcular la gravedad en un punto. En el segundo caso, el sensor se restringe a detectar directa o indirectamente alguna de las dos cantidades fundamentales mencionadas: distancia (o longitud) o tiempo.

El valor de la gravedad puede medirse en forma



ABSOLUTA



RELATIVA

En otras palabras, En las mediciones absolutas se determina el valor de la fuerza de gravedad en el punto de observación y mientras que las mediciones relativas se mide el incremento de la gravedad ( $\Delta g$ ) en el punto de medición con respecto a de uno medido anteriormente, en el que en general se conoce el valor de la fuerza de gravedad

# Clasificación de los métodos

- Métodos Estáticos: en los que se observa un cambio en la posición de equilibrio de un cuerpo bajo la acción de la fuerza de la gravedad y de otra fuerza niveladora de aquélla (elasticidad de resortes, hilos, membranas, etc)
- Métodos Dinámicos: se observa el movimiento de un cuerpo bajo la acción de la gravedad, siendo la magnitud medida en forma directa el tiempo que dicho cuerpo necesita de una situación registrada a la otra. Los más usados son: los péndulos y la caída libre de un cuerpo.

Miranda, 2016

# Mediciones Absolutas de gravedad → Caída Libre

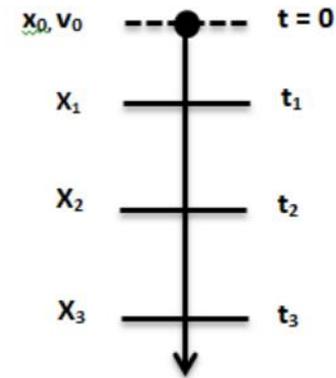
Si bien existen distintos métodos para medir la gravedad absoluta, se describe el principio actualmente más utilizado: “caída libre”. El mismo se basa en fórmulas simples del movimiento rectilíneo uniformemente variado:

Básicamente dejamos caer un objeto y medimos (mediante láser) el tiempo que tarda en caer para las distintas posiciones conocidas, teniendo la distancia y el tiempo, calculamos la aceleración de la gravedad

$$\begin{cases} x_1 = x_0 + v_0 t_1 + \frac{1}{2} g t_1^2 \\ x_2 = x_0 + v_0 t_2 + \frac{1}{2} g t_2^2 \\ x_3 = x_0 + v_0 t_3 + \frac{1}{2} g t_3^2 \end{cases} \Rightarrow g = 2 \frac{(x_3 - x_1)(t_2 - t_1) - (x_2 - x_1)(t_3 - t_1)}{(t_3 - t_1)(t_2 - t_1)(t_3 - t_1)}$$

$$x = x_0 + v_0 t + \frac{1}{2} g t^2$$

donde  $x$  es la posición calculada,  $x_0$  es la posición inicial,  $v_0$  es la velocidad inicial,  $t$  es el tiempo y  $g$  es el valor de la aceleración de la gravedad. Si el cuerpo cae en un mínimo de tres planos (Figura →),  $x_0$  y  $v_0$  pueden eliminarse, dado que



Ezequiel D. Antokoletz, 2017

Cabe destacar que, debido a su sensibilidad, realizar mediciones con este tipo de equipos tiene un costo económico mucho mayor que en el caso de mediciones relativas y deben tenerse en cuenta diferentes aspectos para poder transportarlo.

# Mediciones Absolutas de gravedad → Pendulo Matemático

Un péndulo simple es un modelo ideal de un sistema más complejo. Consiste de una masa puntual suspendida de un hilo inextensible y sin peso en un campo gravitacional uniforme. Para desplazamientos pequeños, la fuerza restauradora  $\vec{F} = mg \sin \theta$  es proporcional a  $\theta$ , y el movimiento es armónico simple.

$$\vec{F} = ma = m \frac{d^2(l\theta)}{dt^2} = ml\ddot{\theta}$$

$$ml\ddot{\theta} + mg\theta = 0$$

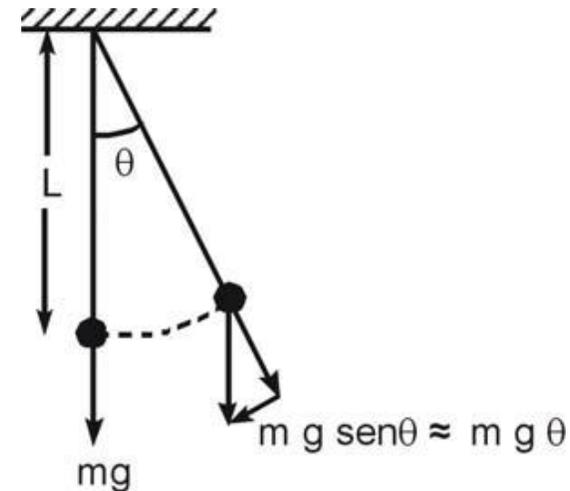
$$\ddot{\theta} + \frac{g}{l}\theta = 0 \quad \text{Ecuación de Equilibrio}$$

La solución de esta ecuación diferencial será del tipo:  $\theta_0 \sin \omega_0 t$ ,

Sabemos que el término que acompaña a  $\theta$  en la ecuación de equilibrio es  $\omega_0$  de modo que  $\omega_0^2 = \frac{g}{l}$ ;

$$T_0 = 2\pi \sqrt{\frac{l}{g}}$$

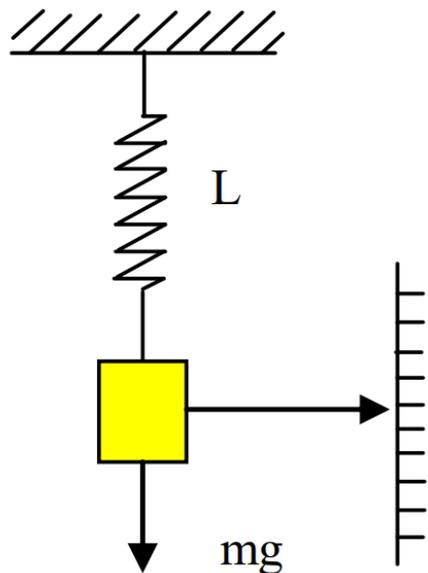
*Para un determinado valor de g el período de un péndulo matemático es totalmente determinado por su longitud.*



# Mediciones Relativas de gravedad → Masa-Resorte y Péndulos (vistos atrás)

La determinación del valor relativo de la gravedad requiere de instrumentos de diseño más simple, prácticos y de fácil traslado, y son los que determinan la diferencia de gravedad entre dos estaciones

Con respecto a las determinaciones relativas de la gravedad, hoy en día uno de los principios más utilizados es el sistema “masa-resorte”, aunque se podría utilizar el péndulo también pero es poco práctico para trabajos de campo (a continuación). Entonces el sistema “masa-resorte” está basado en la observación de la posición de equilibrio de una masa suspendida por un resorte, que varía de acuerdo a la fuerza gravitatoria



$$mg = k(L - L_0)$$

Entonces en dos lugares de distinta gravedad, el muelle tendrá distinta longitud:

$$mg_1 = k(L_1 - L_0) \text{ y } mg_2 = k(L_2 - L_0)$$

$$\Delta g = g_2 - g_1 = k/m(L_2 - L_0 - L_1 + L_0)$$

o sea que

$$\Delta g = \Delta L \cdot k/m$$

Estrada L, 2012



Figura 4.6: Gravímetro Scintrex™ Autograv CG-5

Ezequiel D. Antokoletz, 2017

# Mediciones Relativas de gravedad

Los péndulos permiten también la determinación de la gravedad relativa, sin embargo han sido desplazados por los gravímetros que utilizan métodos estáticos para la medición de los incrementos de la gravedad. Esto es debido a las enormes ventajas que ofrecen en la actualidad los gravímetros frente a los péndulos:

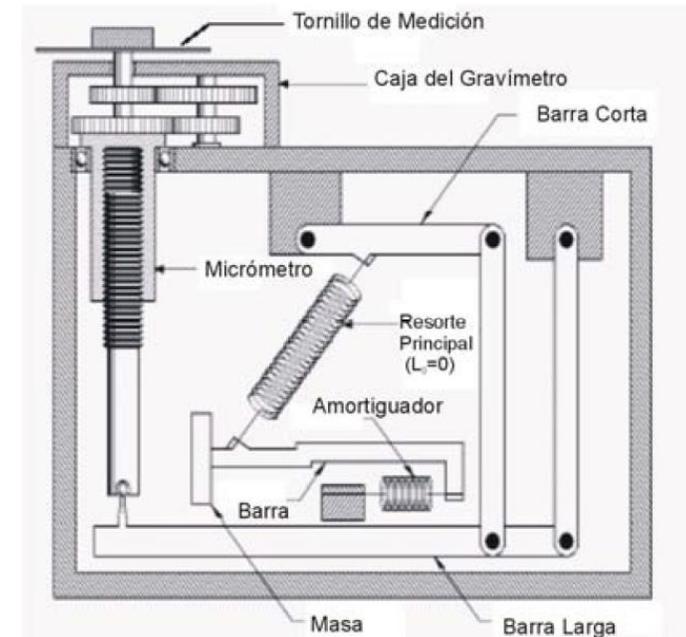
## Ventajas

- Peso ligero
- Portátiles
- De gran exactitud - Mayor rendimiento - Versatilidad
- Menor tiempo de lectura

## Desventajas

- Deriva
- En algunos modelos, rango limitado de lectura
- En algunos modelos, dependen de una constante

## LACOSTE & ROMBERG (LCR)

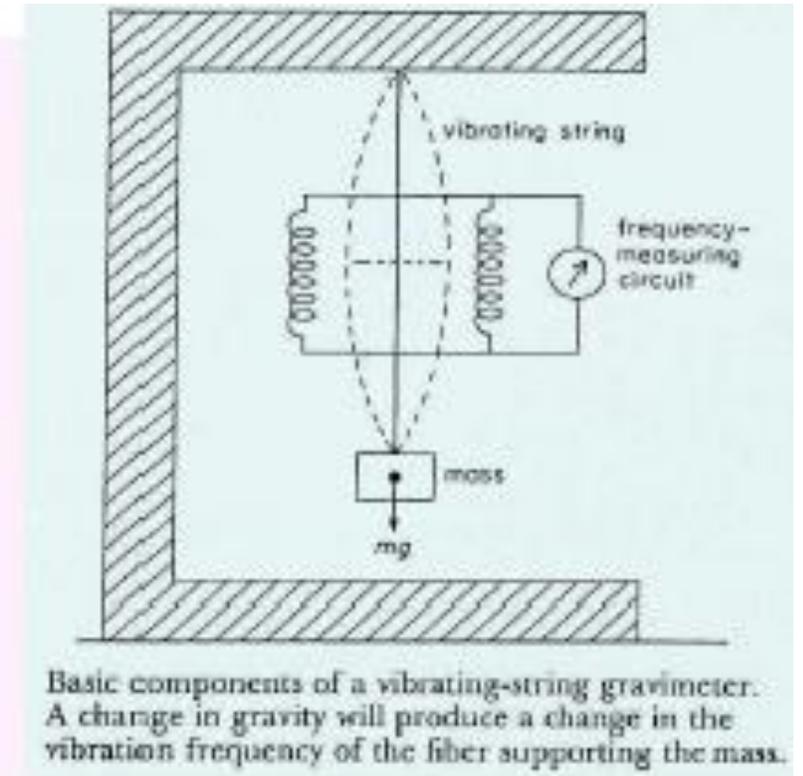
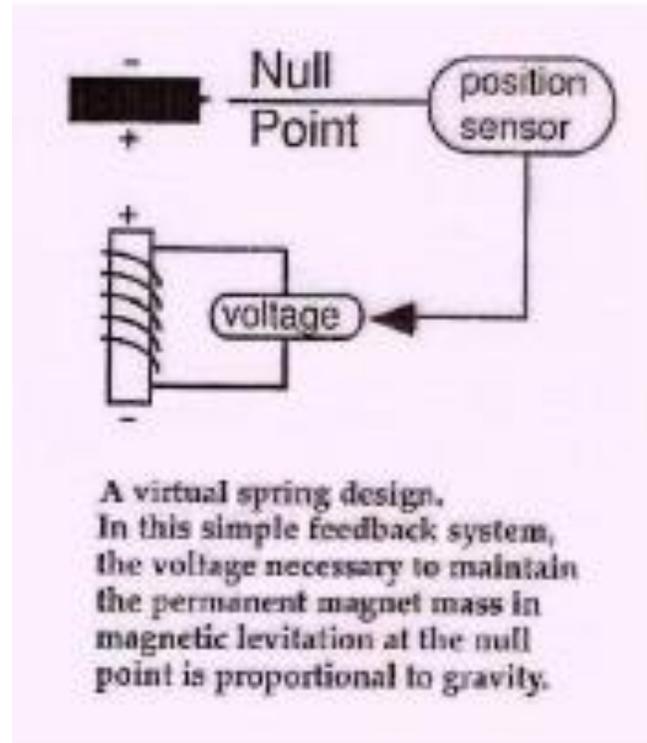


Miranda, S 2016

# Mediciones Relativas de gravedad

## Gravímetros Modernos

Básicamente estos constan de una masa suspendida dentro de un campo electromagnético, cuando esta masa es perturbada por la gravedad produce una variación en el tiempo de este campo generando así una corriente eléctrica que es proporcional a la Fuerza gravitatoria



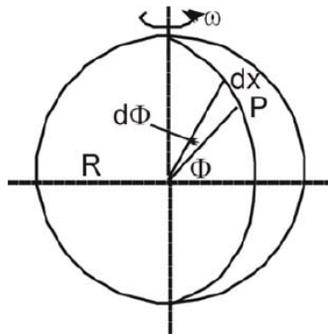
Chelotti, L 2020

# Variaciones de la gravedad → Correcciones por Latitud

Calcula el valor normal de la fuerza de la gravedad de la tierra aproximada a un elipsoide homogéneo y en rotación:

Donde menor sea el radio terrestre mayor será el valor de  $g$ , pero también donde menor masa interpuesta haya menor será ese valor.  $g$  resulta mayor en los polos y esto se magnifica todavía más porque en los polos no hay fuerza centrífuga que contrarreste el valor de  $g$ , resultando en unos 983,2 gal contra 978,0 en el ecuador. Para corregir tengamos presente que la gravedad en ambos hemisferios crece a medida que nos acercamos a los polos, por lo que debemos corregir este efecto implícito en las mediciones. En el hemisferio sur la corrección será positiva para todas las estaciones al norte de la base y negativa para las que están al sur.

Gradiente de la Gravedad con la Latitud



$$\gamma(\varphi) = \gamma_E (1 + \beta \operatorname{sen}^2 \varphi),$$

$$\frac{d\gamma}{dx} = \frac{d\gamma}{d\varphi} \frac{d\varphi}{dx}$$

$$\frac{d\gamma}{d\varphi} = \gamma_E \beta \frac{2 \operatorname{sen} \varphi \cos \varphi}{\operatorname{sen} 2\varphi} = \gamma_E \beta \operatorname{sen} 2\varphi$$

$$dx = R d\varphi \Rightarrow \frac{d\varphi}{dx} = \frac{1}{R}$$

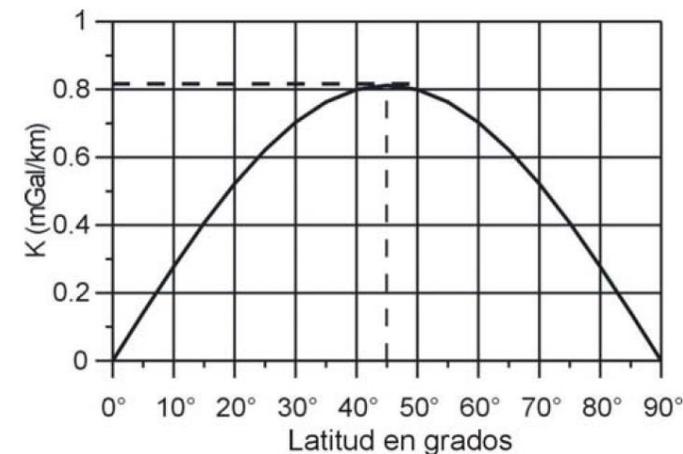
$$K = \frac{d\gamma}{dx} = \frac{\gamma_E \beta}{R} \operatorname{sen} 2\varphi = \text{constante} \times \operatorname{sen} 2\varphi$$

Si:  $\gamma_E = 978032.68$  mGal;  $\beta = 0.00530244$ ;  $R = 6371$  km:

$$K = CL = 0,000812 \operatorname{sen}(2\varphi) \Delta x \quad [\text{en mGal, con } \Delta x \text{ en metros}]$$

$\varphi$ : es la latitud de la estación de referencia

$\Delta x$ : es la distancia norte-sur entre la estación y el punto de referencia



Miranda, S 2016

cuando el nivel de referencia es el geoides tanto para las alturas como para el campo de gravedad (elipsoide):

$$g \text{ (gal)} = 978,0327 (1 + 0,0053024 \operatorname{sen}^2 \varphi - 0,0000058 \operatorname{sen}^2 2\varphi)$$

## Variaciones de la gravedad → Correcciones por Altitud

**Corrección de Aire Libre (o de Faye):** Puesto que el nivel de referencia en general no coincide con el nivel de la estación tenemos que eliminar el efecto debido a las distintas alturas de las estaciones

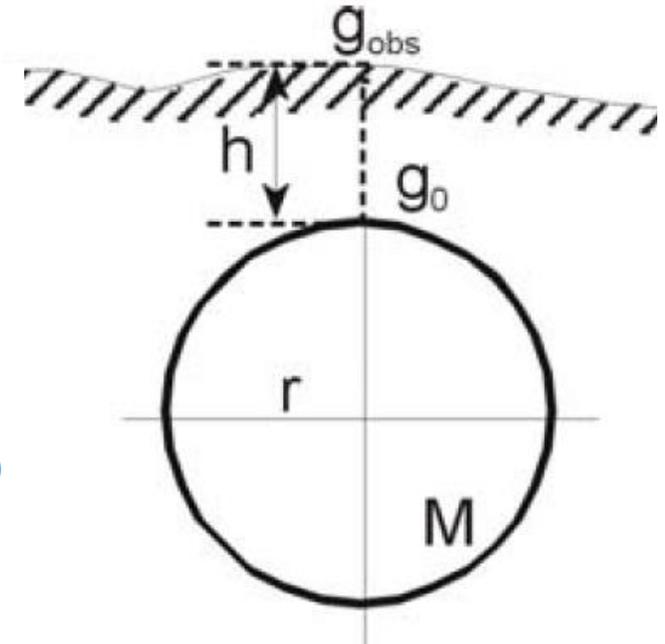
Suponiendo una tierra esférica:

$$g_0 = \frac{GM}{r^2}$$

$$\frac{\partial g_0}{\partial r} = -2 \frac{GM}{r^3} = -\frac{2}{r} \frac{GM}{r^2} = -\frac{2}{r} g_0$$

Si  $g_0 = 981000 \text{ mGal}$ ,  $r = 6371 \text{ km}$  (radio terrestre medio)

$$\frac{\partial g_0}{\partial r} = -308 \text{ mGal/km} = -0,308 \text{ mGal/m}$$

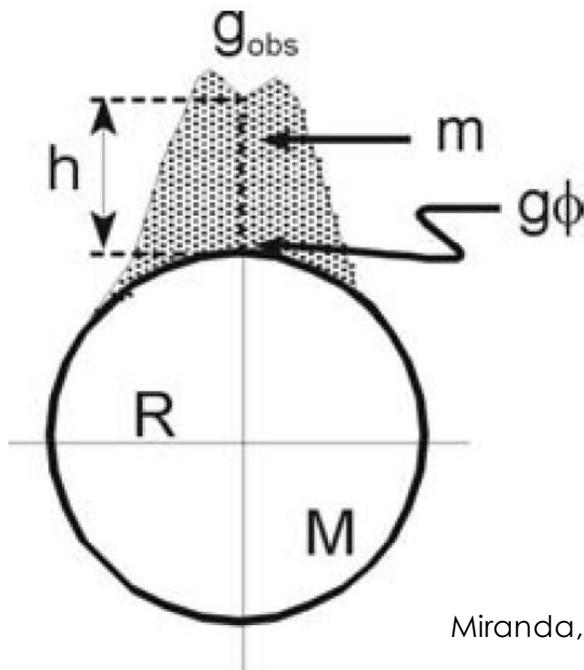


El gradiente de aire libre nos dice que la gravedad va disminuyendo a una razón de 0,308mGal por metro que ascendemos. Si nuestro plano de referencia está por debajo de la superficie de la tierra, entonces debemos restar esta corrección y si está por encima debemos sumarla.

# Variaciones de la gravedad → Correcciones por altitud

La reducción por efecto de masas visibles involucra la corrección de Bouguer y la corrección topográfica. En estas correcciones se intenta descontar el efecto de las masas interpuestas entre la superficie topográfica y el elipsoide

En la **Corrección de Bouguer** el efecto gravimétrico de esta masa se computa aproximadamente como el debido a una losa plana indefinida de igual espesor que la separación  $\Delta h$  entre la superficie topográfica y el nivel de referencia.



Miranda, S 2016

$$g_c = G \sigma (r^2 + z^2)^{1/2} \left[ \theta_2 - \theta_1 \right]_{r_2|_{h_1}}^{r_1|_{h_2}}$$

$$g_c = 2\pi G \sigma \int_{h_1}^{h_2} z dz \int_{r_1}^{r_2} \frac{r dr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} = 2\pi G \sigma \int_{h_1}^{h_2} z dz \left[ -\frac{1}{(r^2 + z^2)^{1/2}} \right]_0^{\infty}$$

$$g_c = 2\pi G \sigma \int_{h_1}^{h_2} \frac{1}{z} z dz = 2\pi G \sigma (h_2 - h_1)$$

$$CB[mGal] = 2\pi G \sigma h$$

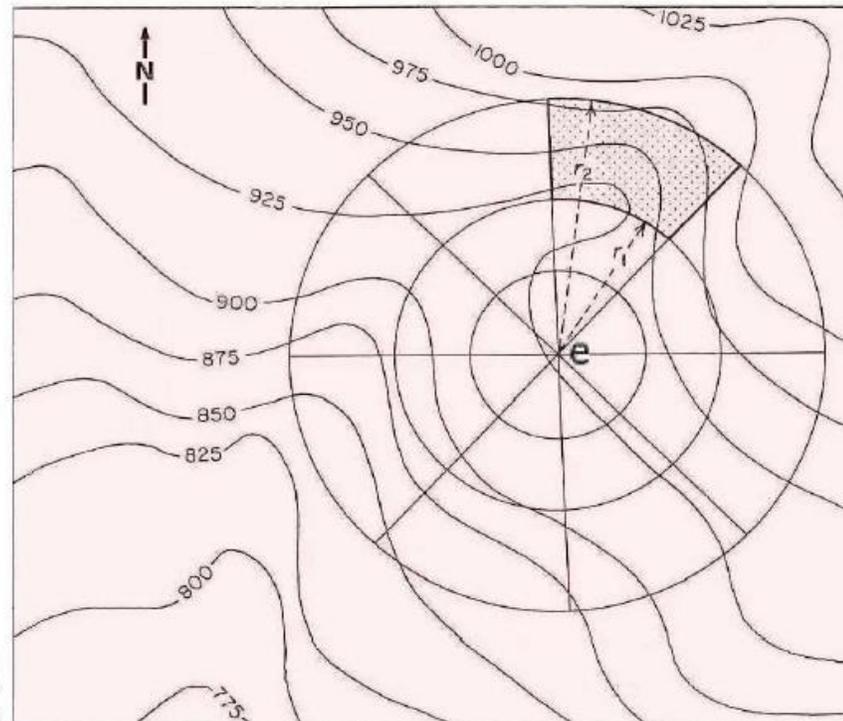
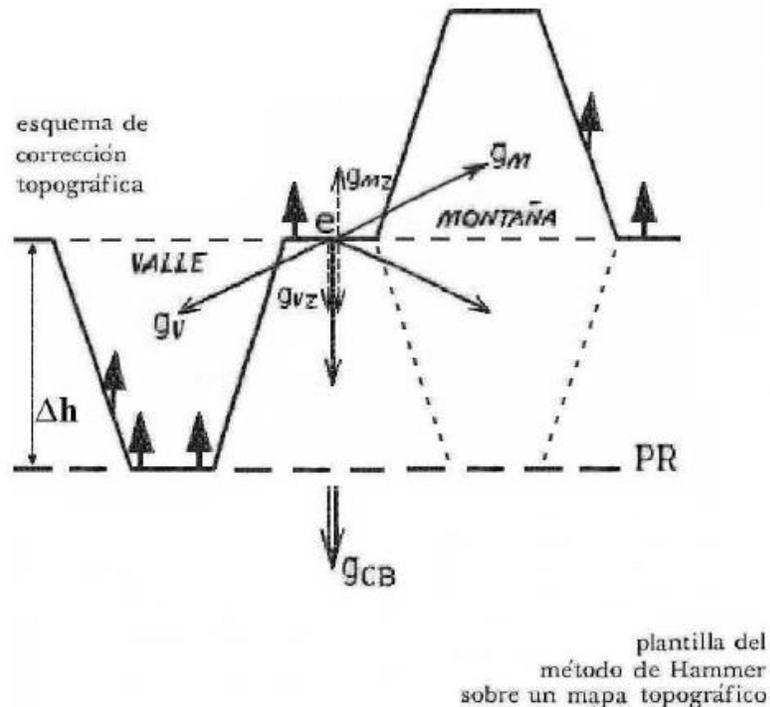
Reducción de Bouguer

$$CB[mGal] = 0,0419 \sigma h$$

Basicamente lo que hacemos es restar o sumar el efecto gravimétrico causado por la masa interpuesta de densidad  $\sigma$  entre el plano de referencia y el plano de medición.

# Variaciones de la gravedad → Correcciones por altitud

**Corrección Topográfica:** Esta reducción trata de compensar las masas descontadas en exceso en la reducción de Bouguer, y las masas por encima del plano superior de la losa de Bouguer cuyo efecto no fue calculado. Con la reducción topográfica eliminamos el efecto del relieve irregular. La reducción topográfica es siempre aditiva.



Se puede modelar matemáticamente a partir de distintos criterios explicados en el apunte.

# Variaciones de la gravedad con el tiempo

Existen ciertas consideraciones que deben ser tenidas en cuenta a la hora del procesamiento de mediciones gravimétricas, ya sean de carácter relativo o absoluto. Una vez realizada la medición, se debe tener en cuenta que el valor obtenido está alterado por una serie de efectos asociados a, por ejemplo:

**Marea terrestre:** es una señal derivada de la atracción gravitatoria que generan la Luna, el Sol y otros planetas sobre la Tierra. Esta es una señal periódica en el tiempo y puede ser modelada bajo ciertas consideraciones.

**Drift o deriva del instrumental:** es el efecto producto del desgaste propio de los resortes internos de los equipos;

Existen otros efectos sobre la señal, los cuales suelen ser tenidos en cuenta en trabajos de micro gravedad, como por ejemplo los efectos de presión atmosférica y de temperatura. Por otra parte, existen otros fenómenos de carácter natural que también afectan la medición. Estos tienen que ver con:

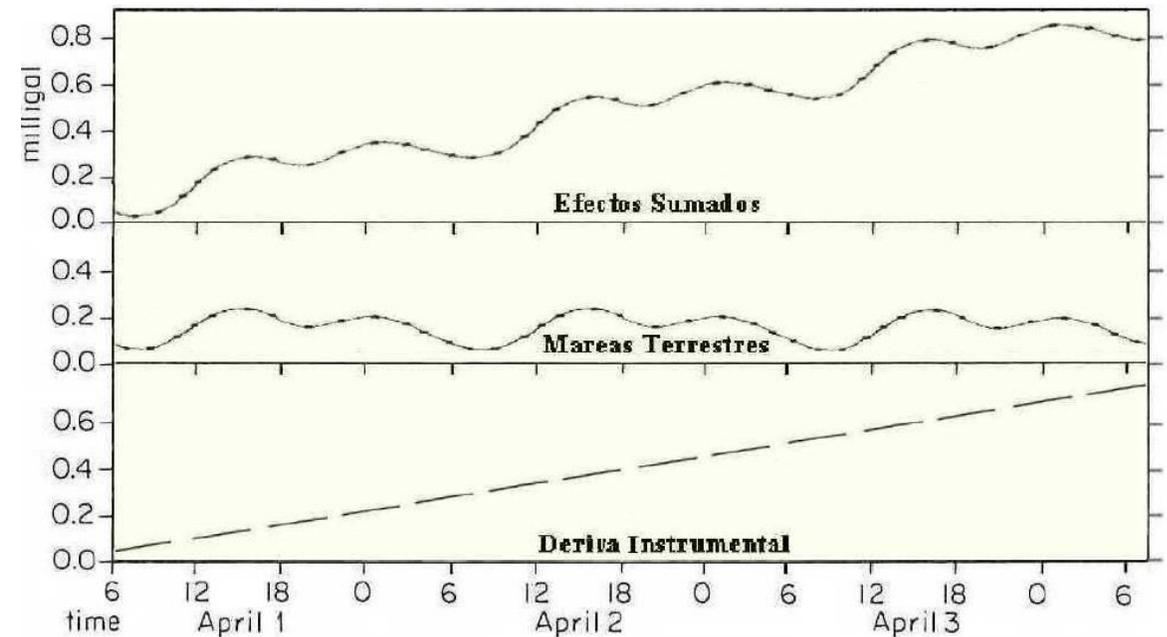
- Sismos;
- Microsismos (por ejemplo, construcciones cercanas al punto de medición);
- Carga oceánica;
- Carga hidrológica, entre otros.

# Variaciones de la gravedad con el tiempo

**MAREAS TERRESTRES:** Los efectos mas importantes de marea terrestre se deben a la atracción que generan el Sol y la Luna sobre la Tierra. Al girar la Tierra alrededor del Sol y la Luna al girar alrededor de la Tierra, generan un efecto periódico a lo largo del tiempo similar al de la figura

El geoide se deforma hasta unos 75 cm, con dos pleas y dos bajas al día (gráfico abajo de la página), resultando como máximo 0.5 u.g./h, o sea unas 3 u.g. en seis horas, cuyos valores diarios pueden obtenerse de tablas publicadas para cada lugar del planeta.

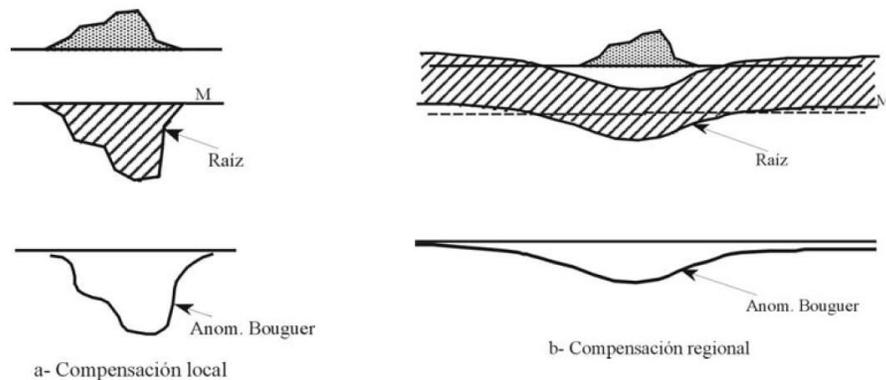
**DERIVA INSTRUMENTAL:** es el cambio en la lectura de los gravímetros tradicionales debido a la fatiga del resorte -lo que provoca un comportamiento parcialmente plástico, no completamente elástico, de largo período (long-term)- y la eventual influencia adicional de la temperatura ambiente en su respuesta. Varía desde menos de 0,1 a 10 u.g. por hora según sea la prestación del aparato empleado.



# Correcciones por Isostasia

Además de las ya mencionadas existe otra reducción posible de realizar: la reducción isostática. Esta tratará de compensar las "masas no visibles". A diferencia del resto de las anomalías de gravedad, la denominada Anomalía Isostática AI, es una anomalía teórica que se obtiene al comparar las anomalías de Bouguer observadas con una corrección isostática calculada luego de suponer la validez de algún tipo de mecanismo de compensación isostática.

Las masas visibles se mantienen por diferencias de esfuerzos en el interior de la tierra, y su presencia implica que existen tensiones anómalas (Artyushkov, 1973). Así, la reacción interna de la tierra a la superficie de carga produce una distribución de los esfuerzos de acuerdo con la reología de la misma. Las anomalías de gravedad deben su respuesta a los efectos de las masas topográficas y su compensación, pero además pueden involucrar anomalías de masa no relacionadas con la topografía visible, que estarían revelando la existencia de esfuerzos desviatorios.

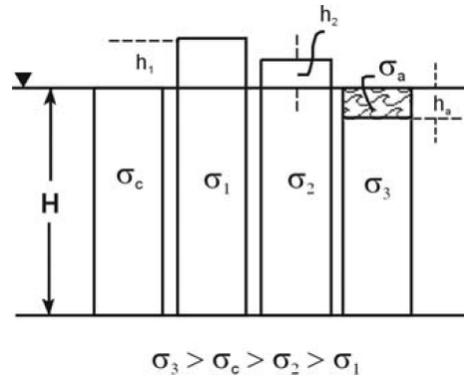


Es un cálculo especial, no de rutina, sólo aplicado en casos de estudios regionales de la gravedad, donde el conjunto de la corteza terrestre queda involucrado en un objetivo de investigación geofísica profunda.

# Correcciones por Isostasia

## Reducción isostática en la hipótesis de Pratt

En el sistema de Pratt se considera que bajo una cierta profundidad fija  $H$  (nivel de compensación) la densidad es uniforme. Por encima, la masa de cada columna de igual sección transversal, es la misma



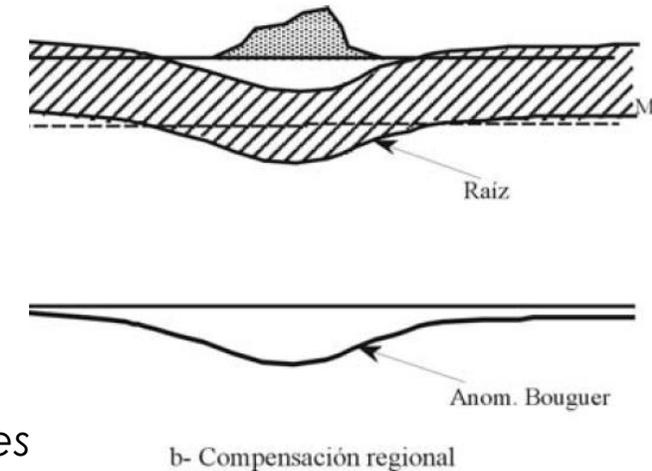
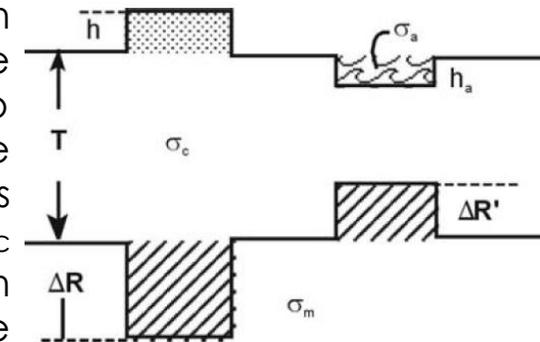
## Sistema regional de Vening-Meinesz

Las dos hipótesis ya descritas suponen compensación local. Vening-Meinesz supone un sistema de compensación regional, que requiere un comportamiento elástico por parte de la corteza, es una hipótesis flexural donde la corteza de una determinada rigidez, se flexiona ante la carga topográfica. Las tres hipótesis mencionadas son válidas, es así que los Andes en general responden a la compensación isostática en el concepto de Airy y en algunas zonas al de Pratt, en tanto que el Himalaya parece responder a una hipótesis regional de Vening-Meinesz.

*Estas Hipótesis tienen un desarrollo matemático detrás y todas tiene algunas objeciones para la representación real de las configuraciones de subsuelo existentes en el planeta.*

## Reducción isostática en la hipótesis de Airy

La hipótesis de Airy consiste en suponer que cada trozo de corteza está en equilibrio hidrostático (Principio de Arquímedes). Se supone entonces un bloque de densidad  $\sigma_c$  flotando hidrostáticamente en un líquido de densidad  $\sigma_m$ , donde  $\sigma_m > \sigma_c$



# Densidad

La densidad  $\sigma$  de cualquier sustancia homogénea está dada por la relación entre la masa de la sustancia y su volumen V:

$$\sigma = \frac{m}{V} \left[ \text{cgs : g / cm}^3 ; \text{SI : kg / m}^3 \right]$$

Los diferentes minerales o rocas varían en su densidad dependiendo de su composición química, de tal manera que la densidad es una propiedad característica para poder identificar una roca o mineral. Se sabe que la densidad de una roca depende:

- Composición Químico-Mineralogica
- Humedad
- Porosidad

} Genesis, Evolución posterior

Mineral	Densidad (g/cm <sup>3</sup> )
Cuarzo	2,65
Feldespatos	2,50
Plagioclasa	2,60-2,80
Baritina	4,47
Magnetita	4,90
Pirita	5,00-5,20
Oro	19,30

Tipo de Roca	$\sigma$ (g/cm <sup>3</sup> )
Sedimentos de poca consolidación	1,8-2,3
Sal gema	2,2
Arcilla	2,2 (1,8-2,6)
Pizarra	1,8-2,5
Caliza	1,9-2,9
Igneas Acidas	2,3-3,1
Metamórficas	2,4-3,1
Igneas Básicas	2,1-3,2

Densidad de la corteza inferior: 2,9 g/cm<sup>3</sup>  
 Densidad del manto superior: 3,3 g/cm<sup>3</sup>  
 Densidad media de la Tierra: 5,51 g/cm<sup>3</sup>  
 Densidad media del agua: 1,03 g/cm<sup>3</sup>

# Determinación de las Densidades

**Medición Directa:** En laboratorio a partir de distintas técnicas.

## Medición Indirectas:

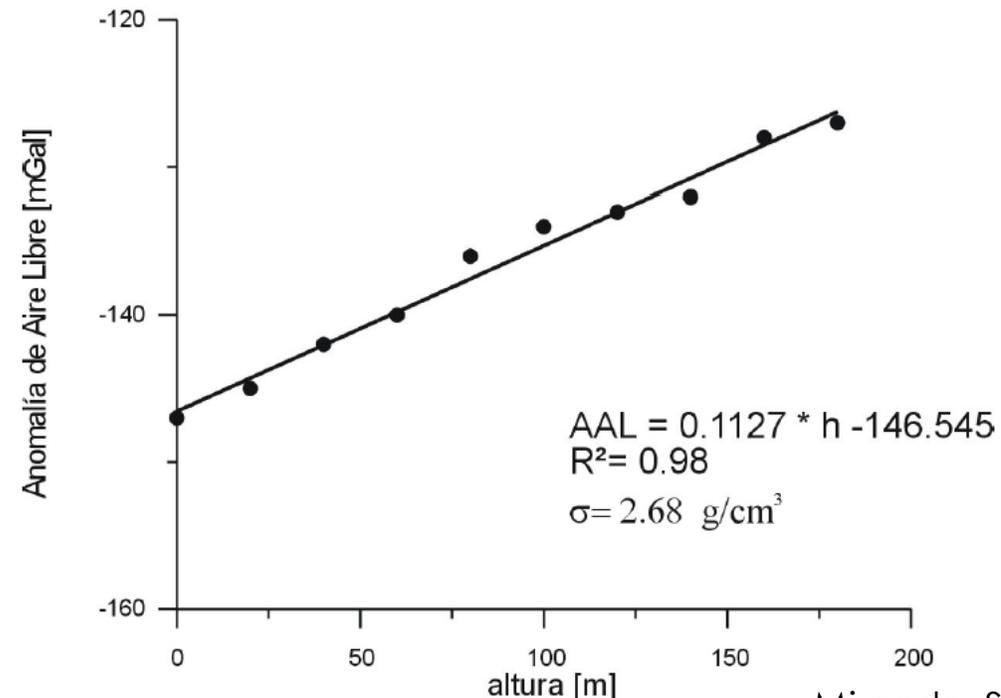
1) A partir de la Anomalía de Aire Libre:

En áreas donde la reducción topográfica es innecesaria (topografía muy suave) y no existen masas anómalas subsuperficiales, la anomalía de Bouguer será casi constante, de modo que la anomalía AAL dependerá linealmente de  $\Delta h$ :

$$AAL = AB - 0,0419 \sigma \Delta h$$

1. Se realizan mediciones de gravedad y altura,
2. Se calcula AAL,
3. Se grafica AAL vs.  $\Delta h$ .
4. Se ajusta a una recta y se calcula la pendiente gráfica o analíticamente:

$$b = 0,0419 \sigma \therefore \sigma = \frac{b}{0,0419}$$

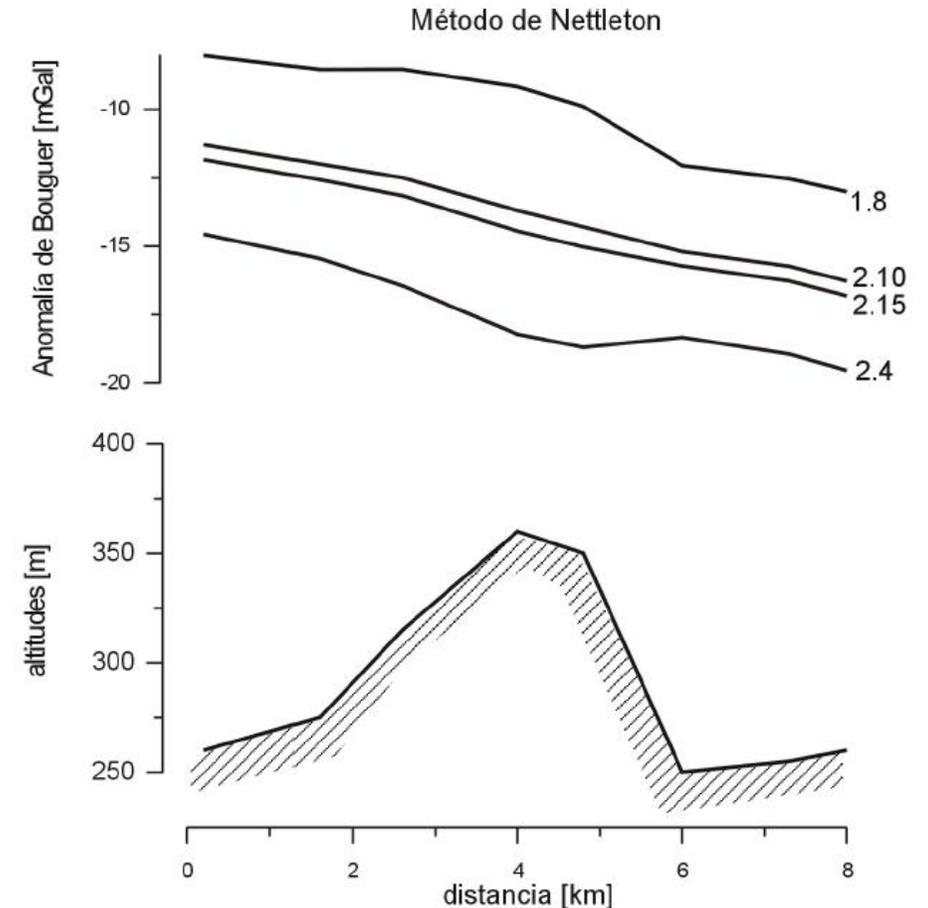


# Determinación de las Densidades

## 2) Método de Nettleton:

Para aplicar este método deben realizarse mediciones de ravedad y altura en áreas de estudios que sean un valle o una lomada y donde se tenga certeza que no existen cuerpos anómalos subsuperficiales. Dadas las condiciones mencionadas se calcula la anomalía de Bouguer utilizando distintas densidades. Por tanteo surge la densidad más adecuada que será aquella con la cual se obtenga un perfil lineal de AB vs.  $\Delta x$  (que suavice a la topografía), de acuerdo a la definición de AB,

$$\Delta g = (0,3086 - 0,0419 \sigma_i) \Delta h = K \Delta h$$



# Anomalías

La gravimetría estudia las variaciones del campo de la gravedad debido a la desigual distribución de masas en el interior de la Tierra. Consiste en medir e interpretar las **anomalías** que las diferencias de la densidad en el subsuelo generan sobre el campo gravitatorio terrestre.

Una **anomalía** de gravedad es la diferencia entre el valor de gravedad que se mide (real) y lo que se esperaría suponiendo que la lectura hubiera sido hecha sobre un esferoide homogéneo (teórico).

$$\Delta g = g_{\text{real}} - g_{\text{teórico}}$$

El primer paso es corregir o “reducir” los valores medidos ( $g_{\text{real}}$ ) ya que sabemos que la gravedad se ve afectada por la latitud, la altitud, masas interpuestas, variaciones temporales, entre otras.

$$g_c = g_{ob} \pm \text{Deriva} \pm \text{CL} \pm \text{CAL} \pm \text{CB} + \text{CT}$$



# Interpretación

Una vez obtenidos estos datos y corregidos adecuadamente se procede a darle sentido geológico a la información, para lo cual hay distintos métodos. En líneas generales podemos realizar una interpretación de tipo:

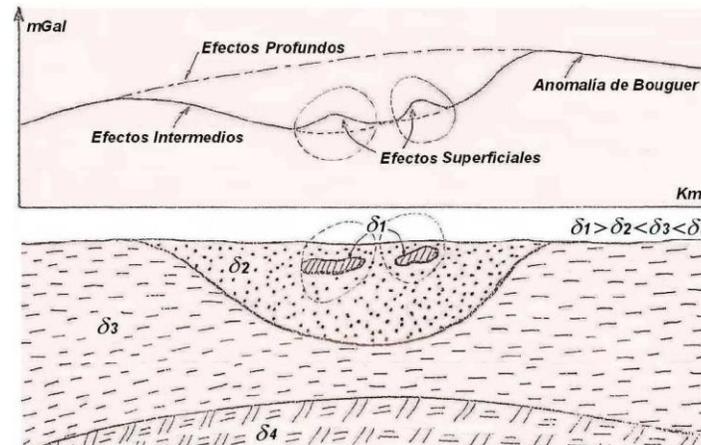
Interpretación Cualitativa: descripción de anomalías, relación con estructuras.

Interpretación Cuantitativa: volumen, profundidad, masa.

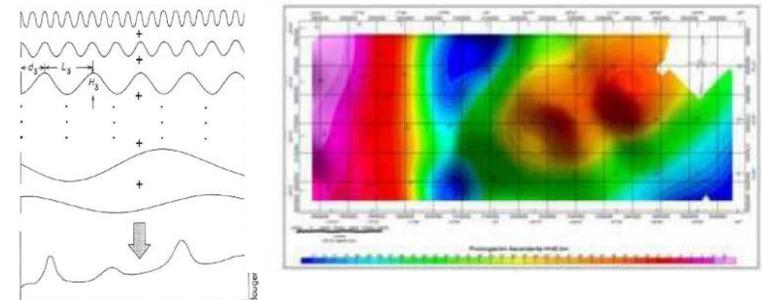
También podemos separar o filtrar la información para realizar una interpretación a una determinada escala.

## Métodos Gráficos

## Métodos Analíticos

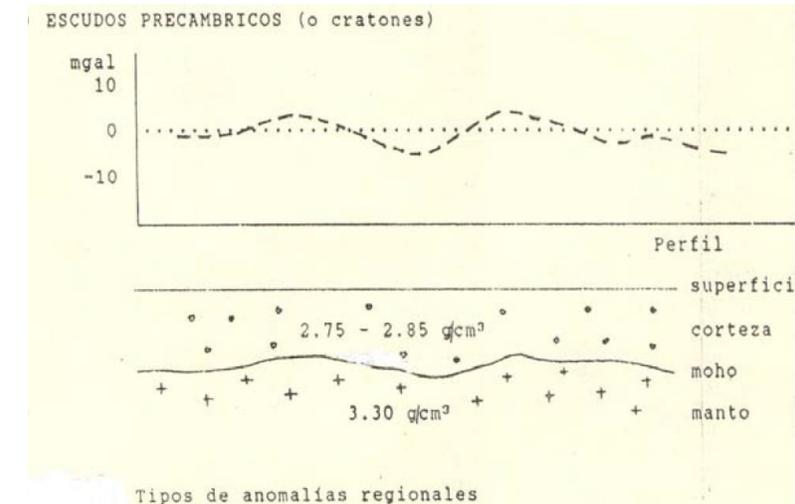
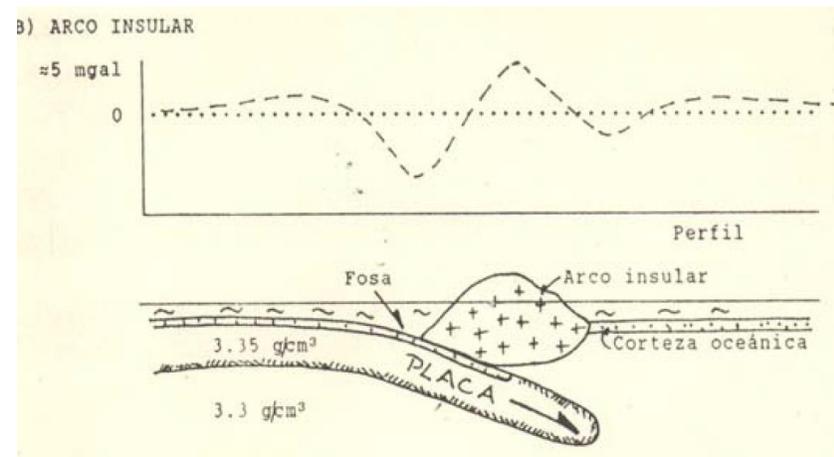
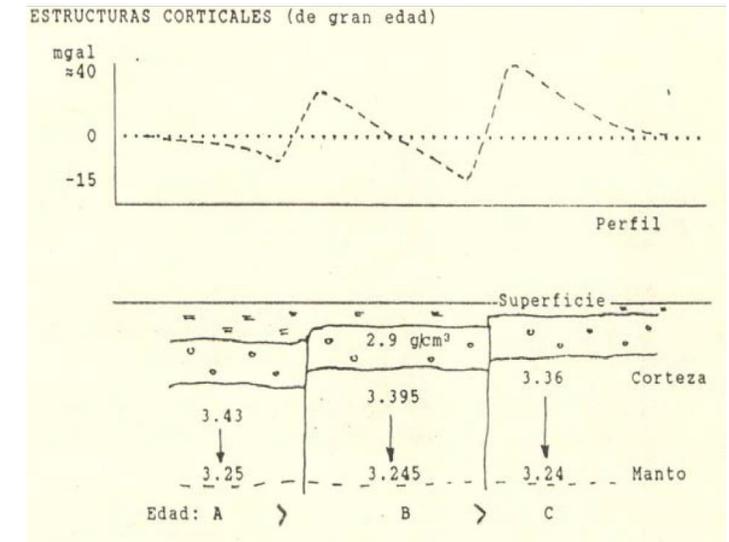
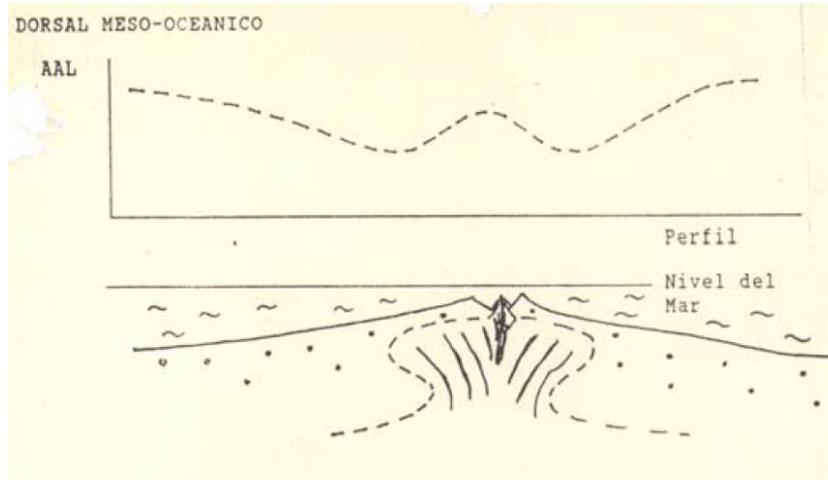


se elimina el efecto regional por análisis de la derivada segunda, media aritmética, mínimos cuadrados, polinomios de tendencia, continuación analítica, método de Griffin, transformada de Fourier, etc



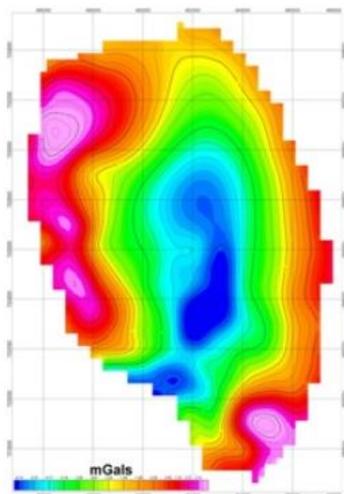
# Interpretación

- Calculando la anomalía de Aire Libre no se elimina el efecto de masas y por esto AAL se usa como base para investigaciones geodésicas. Generalmente no se puede interpretar geológicamente, pero su correlación con la topografía puede usarse para determinar las densidades de las masas topográficas. En análisis isostáticos permite la interpretación cualitativa. Las anomalías de Aire Libre son útiles para la interpretación en zonas oceánicas donde no existe la perturbación de la topografía.
- Calculando la anomalía de Bouguer sustraemos el efecto de todas las masas excedentes o en defecto de la topografía, por lo cual AB refleja la distribución irregular de densidad en el subsuelo. Esta anomalía es en general la base de las investigaciones en gravimetría aplicada. Su sola inspección visual permite realizar análisis cualitativos, que sumados a otros datos geológicos y geofísicos llevarán al análisis cuantitativo.

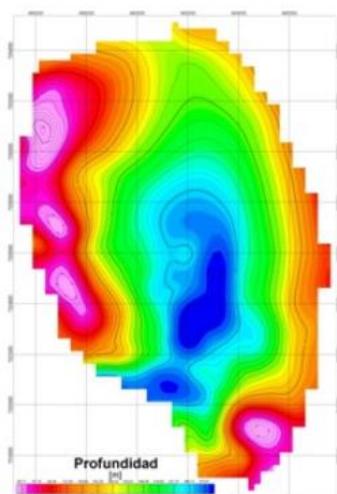


# Aplicaciones de la Gravimetría

- Estudio de cuencas sedimentarias: Exploración de petróleo y minerales, Estudios de aguas subterráneas.
- Definir Modelos de geoide gravimetricos
- Mapeo Geológico Regional.
- Ingeniería Civil – Geotecnia.
- Localización de cavidades subterráneas, bien naturales (terrenos kársticos) bien artificiales (arqueología).
- Estudios tectónicos y de cartografía geológica.

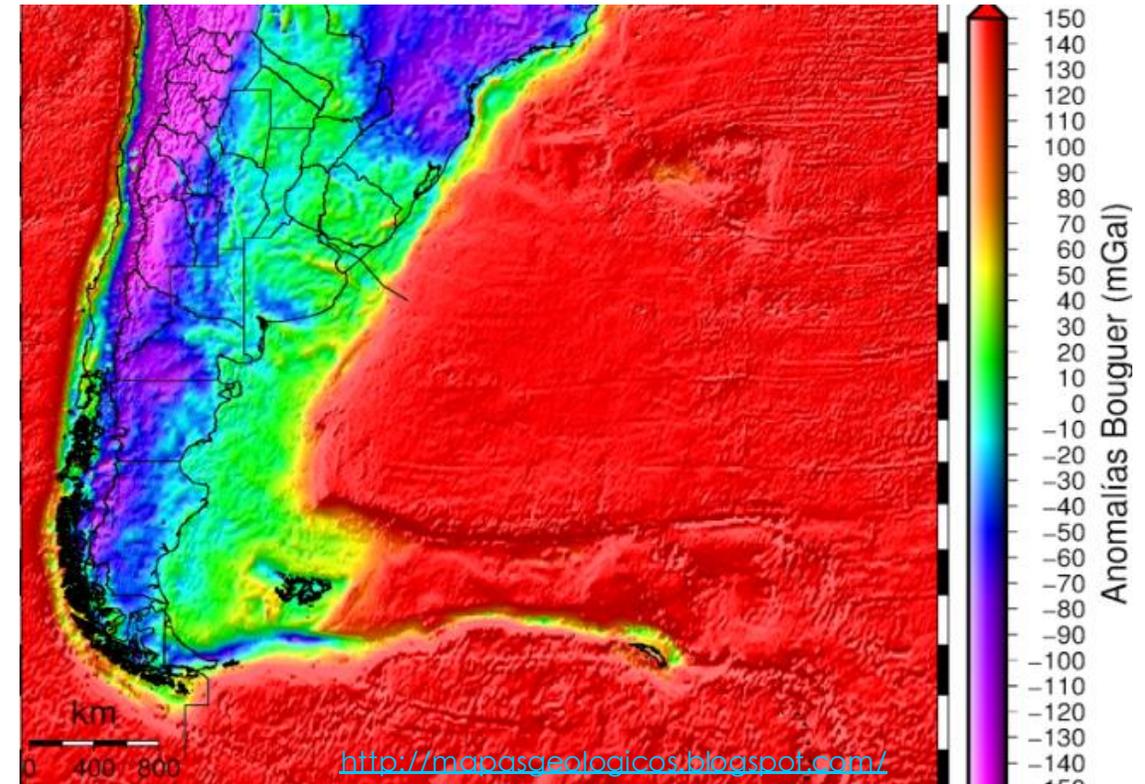


Anomalía de Bouguer



Profundidad al Basamento

<http://www.geodatos.cl/gravimetria.php>



# Bibliografía

- Antokoletz, E, Red Gravimétrica de Primer Orden de la Republica Argentina, 2017. Tesis Doctoral UNLP
- Burger, H., 1992. Exploration geophysics of the shallow subsurface (p 317-388). Prentice-Hall.
- Cantos Figuerola, J., 1972. Tratado de geofísica aplicada (p 35-100). Librería de Ciencia e Industria.
- Chelotti L, 2020 Tema-03\_Instrumental-y-Aplicaciones-Gravimétricas. UNPSJB
- Dapor, M., 2008. Teoria della relatività. Zanichelli Editore (216 p).
- Dobrin, M., 1976. Introduction to geophysical prospecting (p 357-475). McGraw-Hill.
- Estrada L, 2011. PROSPECCIÓN GRAVIMÉTRICA. Apuntes Teóricos UNT
- Fowler, C., 1990. The solid Earth (p 169-189). Cambridge University Press.
- Francis, P., 1992. Exploration of the Solar System. En Understanding the Earth (p 3-24); Brown, G., Hawkesworth, C. y Wilson, C. editores. Cambridge University Press.
- Giménez, M., Martínez, P. y Introcaso, A., 2008. Lineamientos regionales del basamento cristalino a partir de un análisis gravimétrico. Rev. Asoc. Geol. Arg., V.63 N°2 (p 288-296).
- Griffiths, D. y King, R., 1972. Geofísica aplicada para ingenieros y geólogos (p 148-179). Edit. Paraninfo.
- Howell, B., 1962. Introducción a la geofísica (p 214-264). Ediciones Omega.
- Introcaso, A., Ghidella, M., Ruiz, F., Crovetto, C., Introcaso, B y Paterlini, C., 2008. Métodos gravimagnetométricos modernos para analizar las características estructurales de la plataforma continental argentina. Geoacta, V.33 (p 1-20).
- Udías, A. y Mezcua, J., 1997. Fundamentos de geofísica (p 37-139). Alianza

# Bibliografía

- Lowrie, W., 1997. Fundamentals of geophysics (p 29-81). Cambridge University Press.
- Lunine, J., 1999. Evolution of a habitable world (p 108-120). Cambridge University Press.
- Nettleton, L., 1976. Gravity and magnetics in oil prospecting (p 1-304). McGraw-Hill.
- Parasnis, D., 1971. Geofísica minera (p 227 -281). Editorial Paraninfo.
- Robinson, E. y Coruh, C., 1988. Basic exploration geophysics (p 221-331). John Wiley & Sons.
- Sharma, P., 1976. Geophysical methods in geology (p 87-158). Elsevier Scientific and Publishing Co.
- Sheriff, R., 1991. Encyclopedic dictionary of exploration geophysics (376 p). Society of Exploration Geophysicists.
- Smith, P., 1975. Temas de geofísica (p 54-102). Editorial Reverté.
- Telford, W., Geldart, L., Sheriff, R. y Keys, D., 1976. Applied geophysics (p 7-104). Cambridge University Press.
- Miranda S, 2016 "Gravimetría y Magnetometría". UNSJ