

I.3 Objetivo

El objetivo principal del presente trabajo es el de caracterizar la configuración del basamento y el espesor del relleno sedimentario de la porción oriental de la cuenca La Poza, utilizando para ello el modelado gravimétrico. Como objetivo secundario se pretende aplicar una metodología que permita interactuar superficies geodésicas en el sistema global de referencias.

II. GRAVIMETRÍA

II.1 El Método Gravimétrico

Al igual que el método magnético y algunos eléctricos, el método gravimétrico hace uso de campos de potencial natural. Este campo observado se genera en las formaciones geológicas que construyen la corteza terrestre y es captado hasta cierta profundidad determinada por el alcance del mismo método. Generalmente no se pueden distinguir las contribuciones a este campo proveniente de una formación o una estructura geológica de aquellas de las otras formaciones o estructuras geológicas por el método gravimétrico, solo en casos especiales se puede lograr una separación de los efectos causados por una formación o estructura geológica individual. Se mide un gradiente gravitacional relativo, es decir se miden las variaciones laterales de la atracción gravitatoria de un lugar al otro, puesto que en estas mediciones se puede lograr una precisión satisfactoria más fácilmente en comparación con las mediciones del campo gravitatorio absoluto. Los datos reducidos apropiadamente entregan las variaciones en la gravedad que solo dependen de variaciones laterales en la densidad del material ubicado en la vecindad de la estación de observación.

II.2 Historia

El método gravimétrico fue aplicado inicialmente en la prospección petrolífera en los Estados Unidos y en el Golfo de México con el objetivo de localizar domos de sales que potencialmente albergaban petróleo y posteriormente se buscaron estructuras anticlinales. A finales del Siglo IX, el húngaro Roland Von EÖTVÖS desarrolló la llamada balanza de torsión que medía las distorsiones del campo gravitatorio causadas por cuerpos de densidades anómalas enterrados en el subsuelo como domos de sal o cuerpos de cromita, por ejemplo en 1915 y 1916 se empleó la balanza de torsión de EÖTVÖS en el levantamiento de la estructura

de un campo petrolífero ubicado en Egbell en la Checoslovaquia antigua y en 1917 SCHWEIDAR caracterizó un domo de sal ya conocido ubicado cerca de Hanigsen en Alemania por medio de una balanza de torsión, llegando a confirmar la estructura interpretada posteriormente a partir de sondeos eléctricos verticales.

II.3 Principio

Si cualquier cuerpo inicialmente estando en reposo cae libremente. Después de un segundo tendrá una velocidad de 9,80 m/s en la dirección vertical. Después de un segundo más su velocidad será: $9,80 \text{ m/s} + 9,80 \text{ m/s} = 19,60 \text{ m/s}$. El aumento de la velocidad vertical de 9,80 m/s de un cuerpo en caída libre durante cada segundo se denomina aceleración de gravedad o sólo gravedad y se la expresa como $9,80 \text{ m/s}^2$. El primer término por segundo indica la velocidad medida como distancia pasada durante un segundo, el otro por segundo indica la variación de la velocidad de 9,80 m/s que corresponde a un intervalo de 1s. La aceleración de la gravedad g se debe a la aceleración gravitatoria que la tierra ejerce en cada cuerpo menos la fuerza centrífuga causada por la rotación de la tierra y dirigida en dirección perpendicular al eje de rotación de la tierra y hacia afuera. La fuerza total que actúa en el cuerpo es igual al producto de su masa m y de la aceleración de gravedad g . Por consiguiente, la atracción gravitatoria en cualquier lugar de la superficie terrestre tiene numéricamente el mismo valor como la fuerza gravitatoria ejercida a una masa unitaria en el mismo lugar. La unidad de la aceleración a es $1\text{cm/s}^2 = 1 \text{ GAL}$ (según Galileo) y $0,001\text{cm/s}^2 = 1\text{mgal} = 10\text{gu}$ (unidades de gravedad).

II.4 Aspectos Teóricos

El objetivo principal de llevar a cabo un trabajo de exploración gravimétrica es detectar estructuras en el subsuelo a partir de la observación en superficie de los efectos que produce en el campo gravitatorio terrestre. Es claro entonces que la base del método gravimétrico es la ley de la gravitación universal de Newton, la cual en su concepción más simple establece que toda partícula material ejerce una fuerza sobre cualquier otra que es proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre éstas. De manera cuantitativa, esta ley está representada por la ecuación:

$$F = G (m_1 m_2/r^2)$$

Donde F es la fuerza entre las partículas de masa m_1 y m_2 , r es la distancia entre ellas y G representa la constante de gravitación universal, cuyo valor obtenido experimentalmente es de

6.670×10^{-8} (la fuerza en dinas que se ejercería entre dos masas de 1 g separadas 1 cm). Por otro lado a partir de la segunda ley del movimiento, la aceleración a de un cuerpo de masa m_1 debida a la atracción del otro con la masa m_2 esta dada por la ecuación:

$$a = F/m_2 = G (m_1/r^2)$$

Esta aceleración, por ser la fuerza que actúa sobre una unidad de masa, nos da la medida del campo gravitatorio actuando en cualquier punto. La fuerza se obtiene simplemente multiplicando la aceleración por la masa sobre la que el campo actúa. La aceleración, lógicamente será la misma para cualquier masa situada en el mismo punto del campo. Dentro del sistema CGS la aceleración se mide en cm/seg^2 ; sin embargo a esta unidad gravimétrica los geofísicos le denominan “gal”, que es una abreviatura de Galileo.

Un gal es una aceleración de $1 \text{ cm.}/\text{seg}^2$ y en la práctica, dado a que es demasiado grande, normalmente se acostumbra a expresar las anomalías de la gravedad en mgal, siendo 10^3 mgal igual a 1 gal.

En la actualidad los instrumentos empleados en este tipo de prospección están diseñados para medir variaciones en la componente vertical del valor de la aceleración de la gravedad producida por alguna estructura local del subsuelo. Debido a que las anomalías gravimétricas que aparecen comúnmente en los trabajos de prospección son apenas de unos cuantos mgal, es necesario determinarlas con una precisión de 0.1 mgal; lo que implica la necesidad de poder detectar cambios apenas perceptibles en la aceleración de campo gravitatorio y lo que es más difícil, poder diferenciar los cambios de las estructuras buscadas de aquellos producidos por elementos ajenos.

Entonces uno de los pasos importantes en el desarrollo del método gravimétrico es hacer precisamente esta diferenciación para que sea posible interpretar las anomalías gravimétricas resultantes en términos de las características geológicas que se pretende identificar en el subsuelo.

II.5 Forma Teórica y la Forma Geométrica de la Tierra

La forma teórica de la Tierra se describe por medio de la superficie equipotencial normal de la misma, coincidente con la superficie del mar y denominada geoide. En la tierra firme se denomina como geoide a la superficie que se asume por el nivel del agua ubicándose en un canal que atravesaría todo el continente de un océano al otro. El geoide involucra las variaciones del potencial que originan entre otro en la distribución irregular de las masas en y encima de la corteza terrestre.

La figura geométrica de la Tierra se aproxima gruesamente por una esfera y con suficientemente exactitud por un elipsoide de rotación. Las reducciones gravimétricas de los datos observados se basan en un elipsoide de referencia definido por valores numéricos que especifican el radio ecuatorial de la Tierra, el coeficiente de aplanamiento, la masa total de la Tierra y por el requisito de que la superficie del elipsoide sea una superficie equipotencial.

A las variaciones entre el geoide (forma teórica) y el elipsoide de rotación se les llaman ondulaciones del geoide, y son una medida para la distribución irregular de las masas con respecto al elipsoide de rotación. Una ondulación de geoide positivo indica un exceso de masa, una ondulación de geoide negativo implica un déficit de masa. (Figura 3).

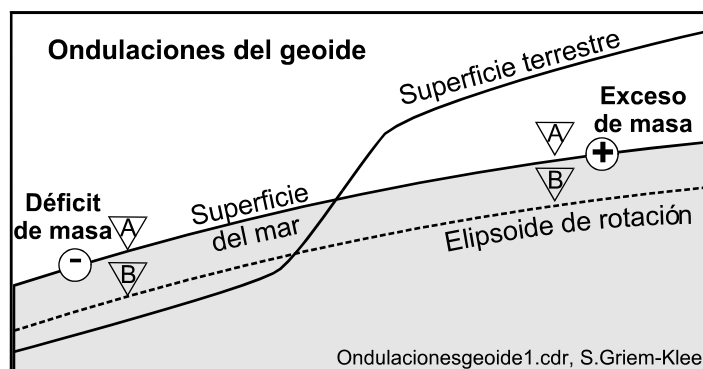


Figura 3.- Ondulaciones del Geoide.

II.6 Gravedad y Gravimetría

La gravedad es un fenómeno físico que se manifiesta como una fuerza que atrae a todos los cuerpos entre sí. Dicha fuerza de atracción se define mediante la Ley de Gravitación Universal que dice: “Dos objetos materiales se atraen con una fuerza que es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellos.”

Vista desde un cuadro de referencia fijado en la Tierra, la fuerza es impartida por ésta a una masa que está girando en la superficie de la misma. Puesto que también está girando la Tierra, la fuerza observada como gravedad es la suma vectorial (resultante) de la fuerza debido a la gravedad, y la fuerza centrífuga que surge de esta rotación. (figura. 4)

$$1 \text{ gal} = 1 \text{ cm/seg}^2$$

La gravedad se simboliza por “g” y se mide en gals, donde:

Una medida más práctica es el mgal (mgal) que es la milésima parte de un gal.

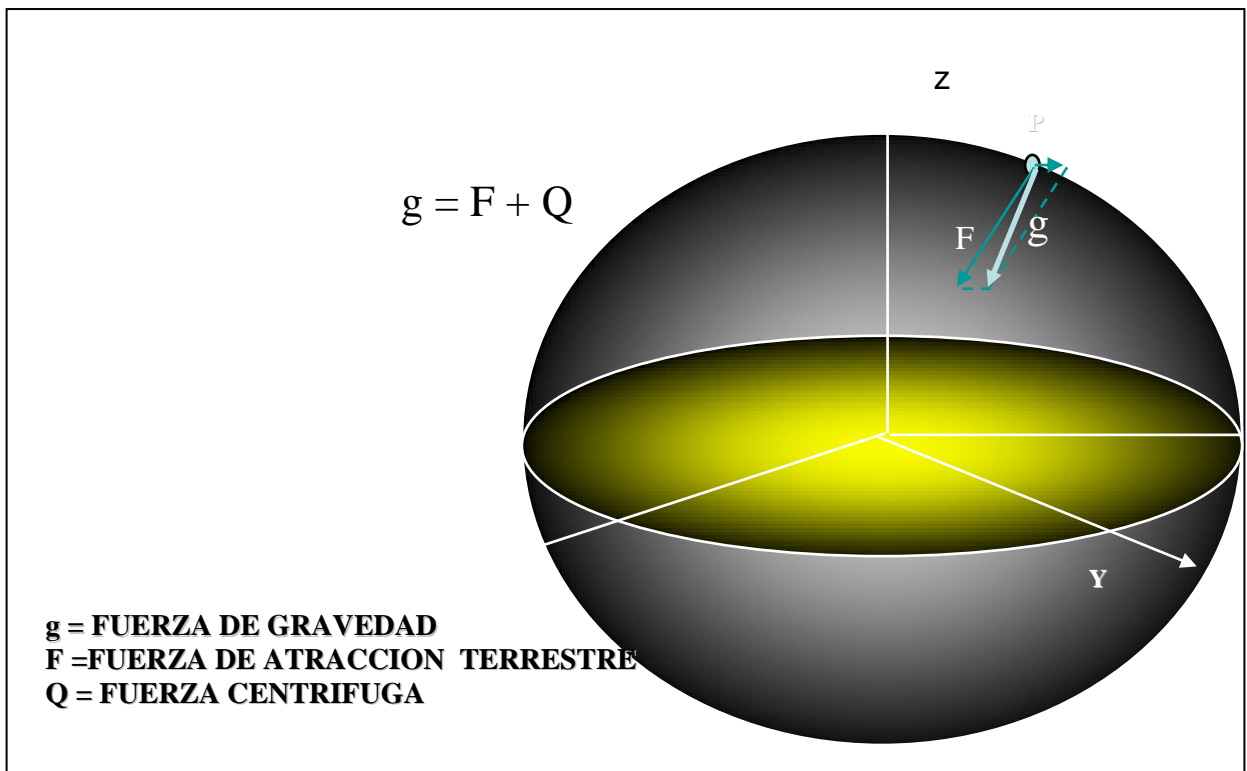


Figura 4.- Fenómeno Físico del Campo Gravitacional.

Por su parte la gravimetría es la técnica que nos permite conocer la diferencia de gravedad que existe en distintos puntos sobre la superficie terrestre. (Figura 5, Levantamiento Gravimétrico) en donde:

G₁: es la estación base de partida con valor de gravedad conocida.

Sg₁₋₂: Es la diferencia de gravedad obtenida considerando el tiempo de recorrido entre una estación y otra.

En la figura 5, el contorno gris representa la superficie terrestre donde se realizan las mediciones, la línea azul representa la superficie geoidal a la cual están referenciadas las alturas Ortométricas y la línea roja representa la superficie elipsoidal a la cual se asocian la posición de los puntos a través de sus coordenadas.

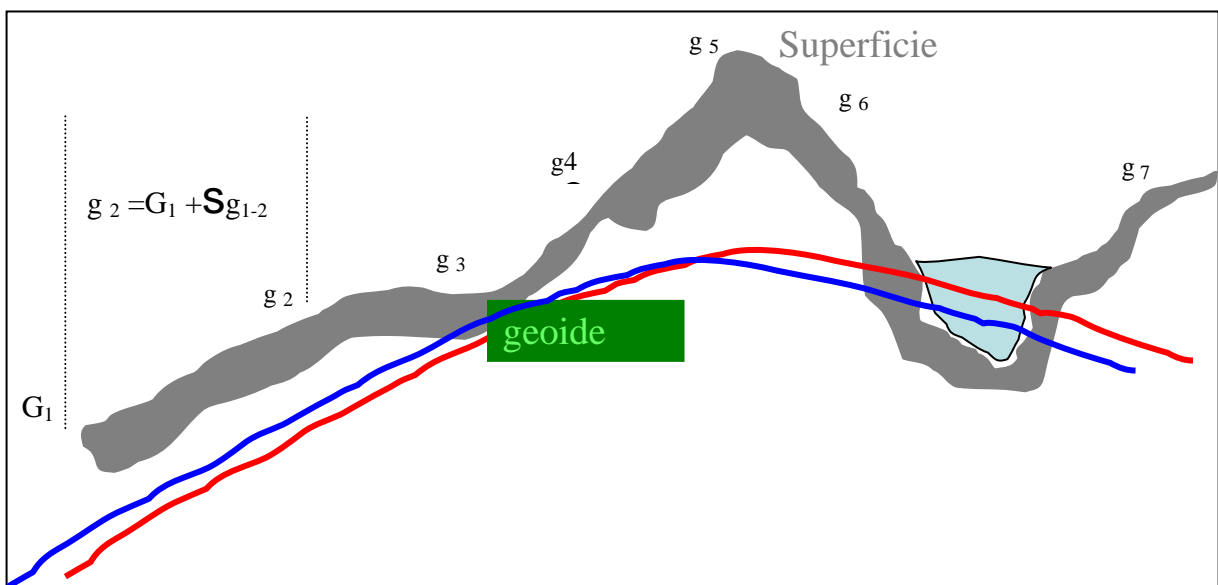


Figura 5.- Levantamiento Gravimétrico.

II.7 Gravedad Normal g_0

La gravedad normal g_0 , es decir el campo gravitacional normal de la Tierra, se refiere al elipsoide de rotación y se calcula con la formula siguiente:

$$g_0 = 978,049 (1 + 0,0052884\text{sen}^2\theta - 0,0000059\text{sen}^2 2\theta), \text{ donde } \theta = \text{latitud geográfica.}$$

Esta fórmula, llamada formula internacional de gravedad, se basa en un valor absoluto de $g = 981,274\text{cm/s}^2$ (Gal) medido por KÜHNEN y FURTWÄNGLER en Potsdam en 1906. La fórmula fue adoptada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica en 1930.

Hoy día los levantamientos gravimétricos se reducen comúnmente aplicando la fórmula de gravedad de 1967 basada en el sistema de referencia geodésico de 1967, la cual en su forma más sencilla es (según DOBRIN & SAVIT, 1988):

$$g_0 = g_e ((1 + k \text{sen}^2 \theta) / (1 - e^2 \text{sen}^2 \theta)), \text{ donde}$$

g_0 = aceleración normal de gravedad en Gal en la superficie del elipsoide de referencia

θ = latitud geográfica

$$g_e = 978,03184558 \text{ Gal}$$

$$k = 0,00193166338321$$

$$e^2 = 0,00669460532856$$

La diferencia entre los valores máximos observados en los polos y los valores mínimos observados en el ecuador es alrededor de 5300 mgal. Los valores máximos de la gravedad normal observados en los polos se deben a la ausencia de la fuerza centrífuga en estos puntos y al aplanamiento de la Tierra.

Un cuerpo cayendo libremente y sin fricción encima de uno de los polos aumenta su velocidad en dirección vertical más rápidamente que el mismo cuerpo cayendo encima del ecuador hacia el suelo. Expresado en variaciones de masa, un cuerpo de 1g de masa pesa casi 5mg más en los polos que en el ecuador.