

Universidad Nacional Autónoma de México

Facultad de Ingeniería

División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra

Modelado e inversión de datos geofísicos con Python

Autor: Jesús Ochoa Contreras

Fecha: 15-19 de enero de 2024

Índice

1. Métodos sísmicos	2
1.1. Tomografía de refracción sísmica	3
1.1.1. Geometría de la refracción sísmica	4
1.2. Tomografía de reflexión sísmica	5
1.3. Estudios con ruido sísmico ambiental	5
2. Métodos eléctricos	6
2.1. Flujo de corriente en el subsuelo	6
2.2. Sondeo eléctrico vertical	8
2.3. Tomografía de resistividad eléctrica	8
2.4. Calicatas eléctricas	8
3. Métodos potenciales	9
3.1. Gravimetría	9
3.1.1. Conceptos básicos	9
3.1.2. Medición de la gravedad	10
3.1.3. Anomalías gravimétricas	10
3.1.4. Reducción de gravedad	12
3.2. Magnetometría	13
4. Modelado e inversión geofísica con Python	14
4.1. Preparación del área de trabajo	14
4.1.1. Instalación de librerías	14
4.1.2. Software recomendado	16
4.2. Modelado e inversión de SEV	16
4.3. Modelado e inversión de TRE	16
4.4. Modelado e inversión de TRS	16
4.5. Modelado e inversión de gravimetría 2D	16
5. Adicional	16
5.1. Filtros de interpretación en planta	16
5.2. Interpretación de anomalías	16

1. Métodos sísmicos

El principio físico sobre el cual se basan todos los métodos sísmicos es el de la propagación de ondas elásticas a través del medio. Dada una fuente de energía sísmica, las ondas se propagarán radialmente en todas direcciones, generando ondas que cambian las condiciones de esfuerzo y deformación del medio.

Las ondas sísmicas se pueden dividir en dos: ondas de cuerpo y superficiales.

■ Ondas de cuerpo

Onda P: estas ondas de propagación mediante la compresión y extensión del medio en la misma dirección de propagación de la onda. La velocidad de onda compresional (V_p) está descrita a través del módulo de compresibilidad K , módulo de cizalla μ y densidad del medio ρ , de manera que:

$$V_P = \sqrt{\frac{K + 4/3\mu}{\rho}} \quad (1.1)$$

Onda S: estas se propagan únicamente a través de movimientos perpendiculares a la dirección de propagación de la onda, generando esfuerzos tangenciales. Dado que estas ondas no generan esfuerzos compresionales, únicamente se describen mediante el módulo de cizalla μ y la densidad ρ , de tal manera que:

$$V_S = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad (1.2)$$

Obsérvese que cuando $\mu = 0$, $V_S = 0$, lo que indica que las ondas de cizalla no se propagan a través de los fluidos, pues éstos no soportan esfuerzos cortantes. Esto se puede utilizar para conocer la cantidad de saturación de un suelo si se conoce su velocidad de onda S.

■ Ondas superficiales

Ondas Love: son generadas en la interfase de dos medios con velocidad de onda diferente. La onda queda atrapada en la interfase y se mueve de manera perpendicular a la dirección de propagación de la onda y paralela a la superficie del medio. Son llamadas así en honor a Augustus Edward Hough Love.

$$V_{S_1} < V_{Love} < V_{S_2} \quad (1.3)$$

Ondas Rayleigh: se propagan a través de la interfaz entre dos medios con velocidad de onda distintas. Estas ondas tienen una dirección de movimiento de partícula de forma elipsoidal retrógrada en el mismo plano que la dirección de propagación de la onda. La amplitud de estas ondas decae con la profundidad.

$$V_R = 0.92V_S \quad (1.4)$$

Los sismos fuertes pueden generar ondas Rayleigh lo suficientemente fuertes para darle la vuelta al planeta, lo que puede otorgar información sobre la distribución de velocidades sísmicas en la superficie de la corteza terrestre.

La velocidad típica a la que viajan las ondas sísmicas es de 2 a 7 km/s, mas no las partículas del medio, las cuales tienen un desplazamiento usual de apenas 10^{-10} metros. Esta velocidad depende del material que atraviesen, así como de las condiciones geológicas presentes, además de condiciones adicionales como humedad, fracturamiento, etcétera.

En la mayoría de los casos, la propagación de las ondas generadas por un evento sísmico pueden describirse como si partieran de una fuente puntual, en cuyo caso su propagación será radial, tal como se observa en el agua al arrojar una piedra.

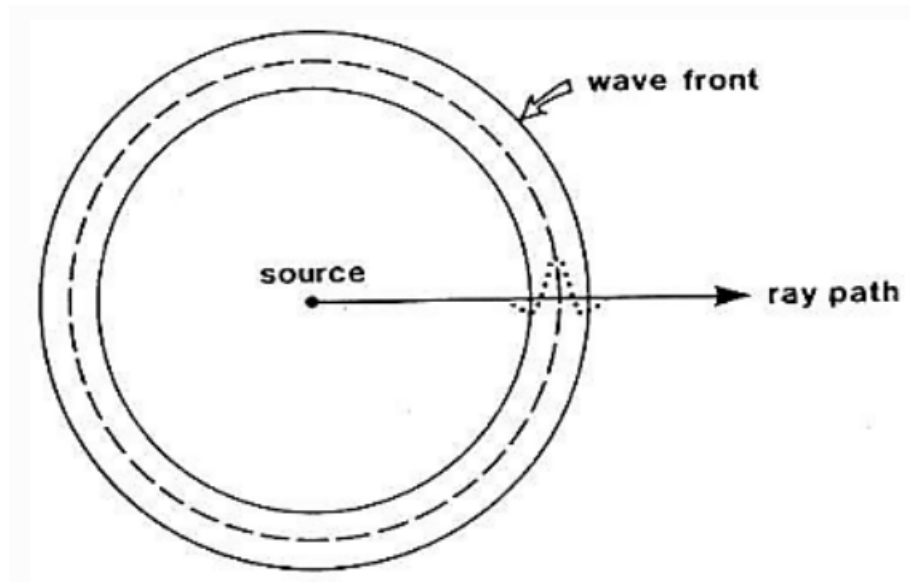


Figura 1.1: Frente de onda sísmica debido a una fuente puntual

El frente de una onda es la zona donde la fase de la onda es constante. Este frente de onda es normal a la dirección de propagación de la onda, el cual se describe como un rayo sísmico. Si bien las ondas se propagan en todas direcciones, el concepto de un rayo sísmico sirve para ilustrar el camino que sigue la energía (ver Figura 1.1).

Aunque las ondas se propagan a través de esferas concéntricas en la fuente, conforme se alejan de ésta su curvatura se va haciendo menor, hasta llegar un punto en el que se puede despreciar. Es por esto que comúnmente el procesamiento sísmico asume que las ondas tienen un frente de onda plano, caso que físicamente no es real pero es lo suficientemente cercano como para no generar errores de cálculo que afecten el resultado.

1.1. Tomografía de refracción sísmica

Este método utiliza la energía sísmica que regresa a la superficie a través del suelo mediante rayos refractados. Dado que los primeros arribos medidos en un arreglo de geófonos

siempre corresponde ya sea a una onda directa o una onda refractada, la atención de este método se concentra solamente en el primer arribo de la onda, con lo cual se deriva la profundidad de las interfaces refractoras.

La longitud de un arreglo de geófonos para estudios de refracción necesita ser entre 5 y 10 veces la profundidad de investigación requerida. Esto conlleva a que cuanto mayor sea la profundidad de interés, mayor energía deberá contener la fuente utilizada, lo que puede suponer una limitante para el método.

La refracción sísmica se utiliza en todo tipo de estudios, desde geotécnicos, ingenieriles o de investigación de la estructura de la corteza terrestre.

1.1.1. Geometría de la refracción sísmica

En general, para un estudio de refracción sísmica se asume que la geometría bajo la superficie se compone de capas horizontales planares o inclinadas, cuya velocidad horizontal se mantiene constante y aumenta con la profundidad.

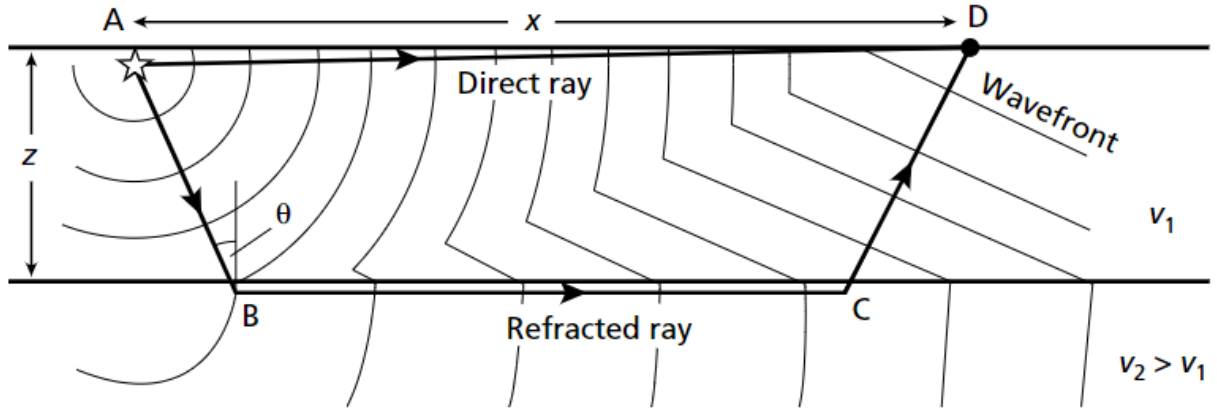


Figura 1.2: Posición de los frentes de onda para ondas directas y refractadas en un modelo de dos capas horizontales

En la Figura 1.2 se observa que la onda directa viaja a través de la superficie a lo largo del tramo \bar{AD} a una velocidad v_1 . La onda refractada viaja sobre los tramos \bar{AB} y \bar{CD} con una velocidad v_1 con un ángulo θ , y sobre la interfase \bar{BC} a una velocidad v_2 . El tiempo total de viaje está dado por:

$$t = \frac{x}{v_2} + \frac{2z \cos \theta}{v_1} \quad (1.5)$$

donde z es la profundidad del estrato refractor.

Si se grafica el tiempo de arribo de las ondas contra la distancia de los sensores se puede obtener una curva llamada *dromocrona*, de la cual se puede derivar la profundidad de los estratos. Dado que la gráfica está conformada por ejes de tiempo y distancia, si se obtiene la pendiente de la recta, queda en unidades de lentitud, es decir t/d , generalmente ms/m (milisegundos sobre metro).

Al obtener el recíproco de esta pendiente se calcula la velocidad de onda de la capa correspondiente:

$$s = \frac{\Delta y}{\Delta x} = \frac{t}{d} \quad (1.6)$$

$$v = \frac{1}{s} = \frac{d}{t} \quad (1.7)$$

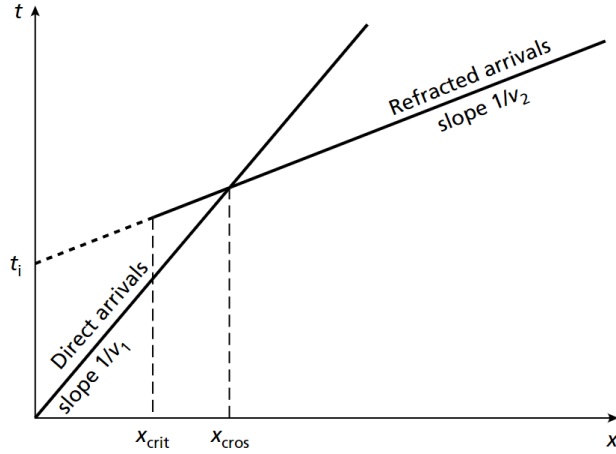


Figura 1.3: Gráfica de distancia contra tiempos de arribo

Usando la gráfica de la Figura 1.3 se puede derivar que el tiempo de viaje de la onda es:

$$t = \frac{x}{v_2} + t_i \quad (1.8)$$

donde t_i es la ordenada al origen de la recta correspondiente a la segunda capa refractora con pendiente $1/v_2$. El tiempo de intersección t_i está dado por:

$$t_i = \frac{2z(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}}{v_1 v_2} \quad (1.9)$$

Y despejando z de la ecuación 1.9 (profundidad del estrato refractor):

$$z = \frac{t_i v_1 v_2}{2(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}} \quad (1.10)$$

Para detalles acerca de casos de tres capas, capas inclinadas o irregulares, consultar el libro *Kearey, P. (2002). An introduction to Geophysical Exploration*. En la Figura 1.4 se presentan valores típicos de velocidad de onda P para distintos materiales geológicos.

1.2. Tomografía de reflexión sísmica

1.3. Estudios con ruido sísmico ambiental

2. Métodos eléctricos

En los métodos eléctricos de resistividad, corrientes generadas artificialmente son introducidas en el subsuelo y las diferencias de potencial resultantes se miden en la superficie. Las desviaciones en el patrón de potencial esperadas de un cuerpo homogéneo ofrecen información acerca de las propiedades eléctricas de las anomalías subterráneas.

La propiedad física que miden los métodos resistivos es, vaya la redundancia, la resistividad. La resistividad de un material está descrita como la resistencia en ohms entre las dos caras de un cubo unitario, de tal manera que:

$$\rho = \frac{\delta R \delta A}{\delta L} \quad (2.1)$$

donde δR es la resistencia del cubo, δA es el área de su sección transversal y δL es su longitud. Las unidades de la resistividad ρ son ohm-metro y su recíproco es la conductividad σ , con unidades de Siemen-metro.

En la naturaleza, algunos metales nativos y minerales conductores como el grafito, conducen la electricidad a través del paso de los electrones. Sin embargo, la mayoría de los minerales formadores de rocas son aislantes, por lo que la corriente a través de las rocas es conducida mediante el paso de los electrones a través de los poros llenos de agua, es decir, por conducción electrolítica.

La resistividad de las rocas es dependiente de múltiples factores, pero el principal es su porosidad, pues al ser más porosas contienen más fluidos y por lo tanto generan un mayor flujo de electricidad.

En la figura 2.2 se observa que existe un gran traslape en los valores de resistividad que una roca puede presentar respecto a otra, por lo que se puede decir con gran seguridad que dado un valor de resistividad medido, no se le puede asociar una litología particular.

2.1. Flujo de corriente en el subsuelo

Cuando se inyecta corriente I en un medio homogéneo con sección transversal A (considerar el diagrama de la Figura 2.1), se genera una diferencia de potencial $-\delta V$ en sus extremos.

De la ley de Ohm (ecuación 2.1):

$$\delta R = \rho \delta L / \delta A \quad (2.2)$$

Además, considerando el gradiente de potencial $\frac{\delta V}{\delta L}$ y la densidad de corriente $\frac{I}{\delta A}$ que lo atraviesa:

$$\frac{\delta V}{\delta L} = -\frac{\rho I}{\delta A} = -\rho i \quad (2.3)$$

donde el gradiente del potencial tiene unidades de $V \cdot m^{-1}$ y la densidad de corriente está en $A \cdot m^{-2}$.

Conociendo estas cantidades se puede suponer el caso de un flujo de corriente debido a un solo electrodo en el medio. Se sabe que la corriente fluye de manera radial lejos de la fuente, de manera que la distribución de corriente tiene forma de esferas concéntricas. A

una distancia r de la fuente, la esfera equipotencial tiene área $2\pi r^2$, de tal manera que la densidad de corriente es:

$$i = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (2.4)$$

Sistituyendo la ecuación 2.4 en la ecuación 2.3, el potencial V_r a una distancia r se obtiene a través de su integración:

$$V_r = \int \partial V = - \int \frac{\rho I \partial r}{2\pi r^2} = \frac{\rho I}{2\pi r} \quad (2.5)$$

La ecuación 2.5 nos permite calcular el potencial en cualquier punto sobre o debajo de una superficie en un espacio homogéneo.

Considérese ahora un arreglo electródico comúnmente utilizado en la prospección eléctrica (Figura 2.3). El potencial eléctrico medido en V_C y V_D es la suma de las contribuciones de potencial de V_A y V_B

$$V_C = V_A + V_B \quad (2.6)$$

$$V_D = V_A + V_B \quad (2.7)$$

Dado que los potenciales absolutos son difíciles de calcular, se mide la diferencia de potencial entre los electrodos C y D :

$$\Delta V = V_C - V_D = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right] \quad (2.8)$$

de tal manera que la resistividad ρ es:

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V}{I \left[\left(\frac{1}{r_A} - \frac{1}{r_B} \right) - \left(\frac{1}{R_A} - \frac{1}{R_B} \right) \right]} \quad (2.9)$$

Cuando el medio es homogéneo bajo la superficie, la medición de resistividad a través de la ecuación 2.9 debería ser la misma independientemente de la localización y separación de los electrodos. Cuando existen inhomogeneidades, sin embargo, es cuando la posición de los electrodos da como resultado una lectura de resistividad distinta. Cualquier valor calculado se conoce como *resistividad aparente*, la cual es una función de la geometría del medio inhomogéneo.

La ecuación 2.9 es la ecuación general para calcular la resistividad aparente de cualquier configuración de electrodos.

En medios homogéneos, la profundidad de penetración de la corriente es una función de la separación de los electrodos, L . Cuando la relación entre la distancia L y la profundidad Z es de 1, es decir, $L/Z = 1$, aproximadamente un 30 % de la corriente fluye más allá de la profundidad Z ; cuando $L = 2Z$, un 50 % de la corriente pasa por debajo de Z . La curva de penetración de corriente se muestra en la Figura 2.4.

Esto revela que la distancia L debe ser elegida de tal manera que el subsuelo sea energizado a la profundidad requerida, lo cual puede ser una limitante en el método debido a la dificultad de desplegar cables tan largos y generar la potencia suficiente.

2.2. Sondeo eléctrico vertical

Este método es principalmente utilizado para estudiar interfaces horizontales o casi horizontales. La distancia relativa entre los electrodos de corriente y de potencial se mantiene constante mientras su espaciamiento se aumenta; el centro del arreglo se mantiene fijo en un punto central, de manera que la profundidad de penetración de la corriente aumenta con cada lectura consecutiva (ver Figura 2.5).

2.3. Tomografía de resistividad eléctrica

Una tomografía de resistividad eléctrica, abreviada como TRE, es un método geofísico de prospección eléctrica de corriente directa, en el cual se obtiene un perfil del suelo a través de la medición de sus resistividades mediante configuraciones electródicas específicas.

Su principio de funcionamiento es exactamente el mismo que un sondeo eléctrico vertical. De hecho, una TRE podría entenderse como muchos SEV apilados uno tras otro, donde varía el espaciamiento entre electrodos y la posición relativa de éstos, para estudiar distintos puntos de atribución que permitan un perfilaje en 2D o incluso 3D.

2.4. Calicatas eléctricas

En este método el espaciamiento de electrodos de corriente y potencial se mantienen a la misma distancia, únicamente cambiando su separación relativa, es decir, se cambia la distancia entre los electrodos AB y MN, mientras que las distancias $AB/2$ y $MN/2$ se mantienen constantes.

Esto permite obtener las resistividades a lo largo de un perfil horizontal a una profundidad específica.

3. Métodos potenciales

3.1. Gravimetría

En la prospección de gravedad, el subsuelo se estudia detectando los cambios en el campo de gravedad terrestre, el cual varía dependiente de la distribución de densidad bajo la superficie.

Un gran número de situaciones dan lugar a una alteración en el campo de gravedad de la Tierra. En pequeña escala, un pequeño valle enterrado en una roca basal puede generar anomalías lo suficientemente fuertes como para ser detectadas; en una escala más grande, la intrusión de cuerpos graníticos o cuencas sedimentarias, así como domos salinos, tienen la capacidad de generar anomalías.

Una correcta interpretación de las mediciones de gravedad, en conjunto con otros métodos, es capaz de ofrecer información sobre la geometría y localización del cuerpo causativo.

3.1.1. Conceptos básicos

La teoría básica parte de la ley de gravitación de Newton, la cual describe la fuerza de atracción de dos masas de dimensión pequeña respecto a la distancia que las separa. Esta ley está dada por la ecuación

$$F = \frac{Gm_1m_2}{r^2}, \quad (3.1)$$

donde G es la constante de gravitación universal, con un valor de $6.67 \times 10^{-11} [m^3 kg^{-1} s^{-2}]$.

Si se considera una Tierra homogénea de masa M y radio R , que ejerce una fuerza F sobre una masa m , se puede reacomodar la ecuación 3.1 como

$$F = \frac{GM}{R^2}m = mg \quad (3.2)$$

donde el término $g = \frac{GM}{R^2}$ se define como la aceleración gravitacional.

El campo gravitacional se define de manera más útil en términos del *potencial gravitacional*, U :

$$U = \frac{GM}{r} \quad (3.3)$$

Mientras que la aceleración gravitacional es un vector, el potencial es un escalar, por lo que sólo contiene magnitud. La primera derivada de U en cualquier dirección dará como resultado la componente de gravedad en esa dirección, por lo que facilita los cálculos computacionales.

La gravedad media en la superficie terrestre es de aproximadamente $9.8 [ms^{-2}]$, pero las variaciones generadas por cuerpos anómalos son del orden de $100 [\mu ms^{-2}]$, por lo que se define una nueva unidad, la *unidad de gravedad*, gu ($1[gu] = 1 [\mu ms^{-2}]$).

Sin embargo, durante los estudios de gravedad, se puede alcanzar una precisión de $\pm 0.1 gu$, lo que es equivalente a una cienmillonésima parte del campo gravitacional normal. En estudios marinos, la precisión obtenida es de $\pm 10 gu$, la cual equivale a 1 *miligal*, la unidad de gravedad en el sistema cgs.

3.1.2. Medición de la gravedad

Dado que la propiedad física que se mide es la aceleración, las medidas sólo deberían estar en función de una distancia y un tiempo, pero bajo las altas precisiones que se requieren para los estudios geofísicos de gravedad, estos aparatos son difíciles de construir.

Para la medición de valores absolutos de gravedad, se utilizan herramientas compuestas de grandes péndulos o masas en caída libre, con lo que se puede obtener una precisión de 0.01 gu. Los primeros instrumentos para medir la gravedad absoluta en campo eran estorbosos, costosos y de medición lenta, pero con el avance de la tecnología, los gravímetros de medición absoluta han cobrado mayor protagonismo en el quehacer geofísico.

La medición de gravedades relativas, sin embargo, es mucho más sencilla, pues basta con tomar una medición en campo y compararla con la de una estación del IGSN (*International Gravity Standardization Network*), con lo cual el valor de gravedad absoluta puede ser determinado en ese punto.

Los gravímetros relativos actuales están formados por una masa que pende de un resorte. Se cual sea la complejidad de este sistema, o si se trata de un sistema análogo o digital, el principio físico bajo el cual funcionan es el mismo.

Este principio es la ley de Hooke, donde una masa se cuelga de un resorte, y dada una variación en la fuerza de gravedad, la longitud del resorte variará. Como se mencionó anteriormente, este es el principio básico, pero la implementación es mucho más compleja para lograr la precisión requerida.

La extensión del resorte es proporcional a la fuerza que se le aplique:

$$m\delta g = k\delta s \quad (3.4)$$

y

$$\delta s = \frac{m}{k}\delta g \quad (3.5)$$

donde k es la constante elástica del resorte. Las precisiones que se deben lograr son del orden de $1 : 10^8$ en mediciones en tierra. Si se aumenta la masa y se coloca un resorte más débil, la sensibilidad del aparato aumentaría, pero lo hace susceptible a colapsos, por lo que en su lugar se utilizan sistemas de amplificación óptica o electrónica.

Una de las consecuencias de utilizar resortes y elementos mecánicos, es el desgaste natural de éstos con el tiempo. Este fenómeno es conocido como *deriva*, la cual se refiere al cambio gradual de lectura con el tiempo, debido a la elasticidad imperfecta de los resortes, los cuales experimentan deformación plástica con el tiempo.

3.1.3. Anomalías gravimétricas

Es importante destacar que los gravímetros únicamente miden la componente vertical del campo gravitacional de un cuerpo anómalo. Esto se puede demostrar de manera matemática suponiendo un cuerpo con un efecto gravitacional vertical δg_z , con componentes horizontales δg_x , bajo la influencia de un campo local g (Figura 3.2).

Para conocer la componente total de la atracción gravitacional, se hace uso del teorema de pitágoras, de tal manera que:

$$g + \delta g = \sqrt{(g + \delta g_z)^2 + \delta g_x^2} \quad (3.6)$$

Los términos en la componente δ^2 son insignificantes, por lo que pueden ser despreciados. Al simplificar, se obtiene:

$$g + \delta g \approx g + \delta g_z \quad (3.7)$$

$$\delta g \approx \delta g_z \quad (3.8)$$

Si bien el ángulo de deflexión entre el vector de aceleración gravitacional provocado por la anomalía y la gravedad terrestre generalmente es despreciable, grandes concentraciones de masa como cadenas montañosas pueden generar un efecto medible.

Las anomalías gravitacionales causadas por cuerpos geométricos simples tiene un razonamiento matemático sencillo. Supongamos que queremos medir la atracción gravitacional de un punto de masa m a una distancia r de la masa. Utilizando la ley de Newton en la ecuación 3.1:

$$\Delta g_r = \frac{Gm}{r^2} \quad (3.9)$$

y dado que sólo la componente vertical del campo es medida por el gravímetro, la anomalía Δg es

$$\Delta g = \frac{Gm}{r^2} \cos \theta \quad (3.10)$$

o, sabiendo que $r = z$ en términos de profundidad:

$$\Delta g = \frac{Gmz}{r^3} \quad (3.11)$$

Dado que una esfera de masa m se comporta como si su masa estuviera concentrada en su centro, la ecuación 3.11 describe la anomalía gravitacional de una esfera cuyo centro se encuentra a una profundidad z .

La determinación de expresiones analíticas para la anomalía gravitacional de cuerpos simples se obtiene a partir de la integración de la ecuación 3.11. Si se integra en dirección horizontal, se obtiene la anomalía gravitacional de una línea, la cual puede ser aproximada a un cilindro horizontal cuyo eje es esta línea:

$$\Delta g = \frac{2Gmz}{r^2} \quad (3.12)$$

De manera similar, la integración de la ecuación 3.12 da como resultado la anomalía gravitacional de un plano horizontal infinito, y la integración de éste otorga la anomalía gravitacional de una placa horizontal infinita.

De manera general, una anomalía gravitacional de un cuerpo irregular se obtiene a través de la integración de todos los elementos de masa que lo conforman. De esta manera, suponiendo que el tamaño de los elementos de masa tiende a cero:

$$\Delta g = \int \int \int G\rho \frac{z' - z}{r^3} dx' dy' dz' \quad (3.13)$$

donde

$$r = \sqrt{(x' - x)^2 + (y' - y)^2 + (z' - z)^2} \quad (3.14)$$

de tal manera que (x, y, z) son las coordenadas de observación, y (x', y', z') son las coordenadas de localización del elemento de masa.

3.1.4. Reducción de gravedad

Antes de que las mediciones de gravedad puedan ser interpretadas, deben ser corregidas por todas las variaciones del campo que no están asociadas a la anomalía medida.

- **Corrección por deriva:** se deben tomar repetidas mediciones en un solo punto para conocer la tasa de deriva del resorte, con lo cual se puede corregir la medida observada por el gravímetro.
- **Corrección por latitud:** debido a la naturaleza giratoria de la Tierra, la fuerza de gravedad no es igual en todas las latitudes, esto debido a la fuerza centrífuga debido a la rotación. En latitudes más altas, el efecto de la fuerza centrífuga es menor, mientras que en el Ecuador es máxima. De esta manera, la fuerza gravitacional en el Ecuador es ligeramente menor a la de los polos.

La diferencia de gravedad entre los polos y el Ecuador es de alrededor de 51860 gu. El valor de la corrección a una latitud ϕ se obtiene a partir de la fórmula

$$g_{\phi} = 9780318.5(1 + 0.005278895 \sin^2 \phi + 0.000023462 \sin^4 \phi) \text{ gu} \quad (3.15)$$

El valor obtenido de la ecuación 3.15 se resta del valor medido para obtener la gravedad corregida por latitud.

- **Corrección de aire libre:** esta corrección toma en cuenta la diferencia de gravedad que existe entre diferentes puntos de elevación de la Tierra, debido a la distancia a su centro, de acuerdo a la ley de Newton. La corrección de gravedad a una elevación h (en metros) es:

$$FAC = 3.086h \text{ gu} \quad (3.16)$$

Esta corrección es positiva para un punto por encima del datum de referencia, y negativa en caso contrario.

- **Corrección de Bouguer:** es una corrección similar a la de aire libre, pero dado que ésta última no toma en cuenta la masa entre los dos puntos de elevación (es decir, supone que existe un espacio vacío entre ellos), es una aproximación un tanto incompleta. La anomalía de Bouguer toma en cuenta la densidad ρ de la roca bajo el punto de observación, aproximando una placa de espesor constante h . La corrección de Bouguer se describe como

$$BC = 2\pi G\rho h = 0.4191\rho h \text{ gu} \quad (3.17)$$

donde ρ está en Mg m^{-3} y h en metros. Esta corrección es negativa, es decir, se resta al valor de gravedad observado.

- **Corrección por topografía:** si bien la corrección de Bouguer toma en cuenta la masa de roca bajo el punto de observación, asume que se trata de una topografía plana, cosa que muy rara vez ocurre. En zonas donde exista masa por encima del punto de

elevación, la corrección de Bouguer tendrá un error al no tomar en cuenta la atracción gravitacional de esa masa.

Antes de que existieran modelos digitales de elevación con tanta precisión como lo hacen ahora, la corrección de gravedad por topografía se hacía de manera manual, y no había forma de automatizarla. Esto se lograba poniendo una grátícula de 22 km de diámetro (distancia a la que los efectos de topografía son despreciables) sobre un mapa topográfico, con su centro en la estación gravimétrica. Esta grátícula está dividida en secciones, de las cuales se debe calcular la elevación promedio y restarles la elevación de la estación de observación. El efecto gravitacional de cada sección es calculada, para realizar la suma total de los efectos en la grátícula, el cual sería el valor de corrección por topografía (ver Figura 3.3).

Debido a la altísima cantidad de tiempo que tomaba esta corrección, los estudios de gravimetría solían ser muy costosos. Con el advenimiento de sistemas digitales más avanzados, el cálculo de la corrección por topografía puede ser automatizado.

- **Corrección por marea:** las mediciones hechas en un mismo punto en diferentes momentos puede variar, esto debido a las mareas generadas por la atracción del Sol y/o de la Luna. Estos dos cuerpos celestes son los únicos que se toman en cuenta debido a su tamaño o cercanía con la Tierra.

Estas mareas son similares a las experimentadas en el mar, pero de menor magnitud e invisibles a simple vista, pero pueden generar cambios en la elevación de algunos centímetros, cambiando su distancia al centro de la Tierra, lo que ocasiona variaciones de hasta 3 gu en periodos de 12 horas.

Estas mareas están bien estudiadas y pueden ser predecidas fácilmente, lo que hace muy sencilla su corrección.

- **Corrección de Eötvös:** esta corrección se utiliza cuando se realizan mediciones a bordo de un vehículo móvil, ya sea sobre tierra, mar o aire. Dependiendo de la dirección de movimiento, el vehículo generará una fuerza centrípeta sobre el gravímetro, lo que alterará su medición. La corrección de un vehículo con velocidad V en nudos, dirección α y latitud ϕ es

$$EC = 7.03V \sin \alpha \cos \phi + 0.04154V^2 \text{ gu} \quad (3.18)$$

3.2. Magnetometría

4. Modelado e inversión geofísica con Python

4.1. Preparación del área de trabajo

Es recomendable que Python ya se encuentre instalado al momento de iniciar el curso, pero aquí se describe brevemente el proceso en caso de que no sea así:

1. **Descargar la versión correcta:** Ir a la página <https://www.python.org/>, y a la sección de descargas. Generalmente, la última versión de Python aparecerá como sugerencia principal, y la mayoría de las veces esa versión está bien. Sin embargo, se debe tomar en cuenta la compatibilidad con las librerías que se quieren utilizar, dado que algunas aún no tienen soporte para las últimas versiones de Python.
2. **Instalar el ejecutable:** se instala el ejecutable que se ha descargado y se marcan las casillas deseadas. *Importante:* Es recomendable marcar la opción *Agregar a PATH*, esto para evitar problema de permiso al acceder los archivos del sistema.
3. **Comprobar la instalación:** al abrir la ventana de símbolo del sistema (CMD), ya sea mediante el comando Win+R o buscándolo directamente en el menú de inicio, se debe teclear la palabra `python` para comprobar que el intérprete se abra correctamente, lo que corroborará que se ha instalado el programa.

Nota: esta sería una instalación normal de Python, pero para el curso se utilizará la instalación a través de Anaconda, para asegurar la compatibilidad. Si ya se tiene alguna versión de Python instalada, no existe ningún problema; si aún no se instala, en la sección siguiente se describe la instalación recomendada.

4.1.1. Instalación de librerías

Existen varias librerías en Python que permiten llevar a cabo el modelado, inversión, procesamiento, interpretación de anomalías, clasificación, y demás tareas geofísicas. Para lo que el presente curso concierne, nos centraremos en librerías como `PyGimLi` y `SimPEG`, así como las librerías de análisis numérico básico y generación de gráficos, como `Numpy` y `Matplotlib`.

La instalación de estas librerías es sencilla y no requiere mucho conocimiento técnico. En general, la forma más común de instalar alguna librería de Python es a través de PyPI (*Python package index*) con el comando `pip`.

Si bien este método funciona bien en la mayoría de las ocasiones, es buena práctica aislar los espacios de trabajo según el proyecto activo. Para esto, existen softwares de administración de paquetes de Python, tales como Anaconda. Anaconda es un programa que permite instalar librerías de Python corroborando que siempre exista compatibilidad entre ellas, por lo que no existen este tipo de problemas al instalar con Anaconda (o no debería, cosa que se verá más adelante).

La instalación de Anaconda es sencilla, pero existen distribuciones más ligeras para trabajos más sencillos, como es nuestro caso. Usaremos la distribución llamada Miniconda, la cual es una versión más ligera de Anaconda con menos paquetes, pero que contiene los necesarios para este curso.

Los pasos de instalación de Miniconda se describen a continuación:

1. **Descargar Miniconda:** entrar a la página <https://docs.conda.io/projects/miniconda/en/latest/> e ir a la sección de descargas en la parte de abajo. Descargar la versión de Windows 64-bit (o la versión que corresponda según su equipo)
2. **Instalar Miniconda:** abrir el programa ejecutable y seguir los pasos de instalación. Una vez terminado, al buscar en el menú de inicio 'anaconda', debe aparecer una ventana de comandos llamada *Anaconda prompt*. Si aparece, la instalación ha sido correcta.

Para instalar los paquetes a través de Anaconda, los pasos son sencillos:

1. **Abrir la ventana de comandos de Anaconda:** se busca en el menú de inicio *Anaconda prompt* y se ejecuta. Se debe abrir una ventana de comandos parecida a CMD.
2. **Creación de un nuevo espacio de trabajo:** observa que a la izquierda del comando inicial está la palabra `base`, de modo:

```
(base) C:/Users/user>
```

donde `base` indica el nombre del espacio de trabajo.

Se debe crear un nuevo espacio de trabajo con nombre `name` (cualquier nombre), a través del comando

```
>conda create -n name
```

Una vez creado, el espacio de trabajo se activa con:

```
>conda activate name
```

Observa que el nombre `base` al inicio del renglón cambia a `name`.

3. **Instalación de paquetes:** una vez dentro de `name`, comienza la instalación de paquetes. El paquete principal es `PyGimLi`, el cual se instala con el siguiente comando:

```
>conda install pygimli
```

Se debe esperar a que termine la descarga de paquetes, presionando 'y' cuando se solicite para comenzar la instalación. Este comando instalará todas las demás librerías necesarias, como `Numpy`, `Matplotlib`, `Pandas`, etc., además de `Python 3.9.18`, última versión de Python compatible con `PyGimLi`.

Se puede realizar la creación del espacio de trabajo y la instalación de paquetes con una sola línea en la ventana de comandos de Anaconda, como se recomienda en la página de instalación de `PyGimLi`:

```
>conda create -n pg -c gimli -c conda-forge pygimli=1.4.5
```

Sin embargo, es importante conocer el funcionamiento básico de Anaconda en caso de querer actualizar o instalar un nuevo paquete.

4.1.2. Software recomendado

Si bien se puede utilizar el IDE de su preferencia, se recomienda ampliamente utilizar Visual Studio Code, pues ofrece la mayor cantidad de funciones para múltiples lenguajes de programación, además de contar con una enorme biblioteca de extensiones de la comunidad para manejar cualquier tipo de archivos. Este será el IDE que el instructor empleará durante el curso.

Si se desea, se puede descargar a través de <https://code.visualstudio.com/> e instalar la extensión de Python desde su biblioteca.

4.2. Modelado e inversión de SEV

4.3. Modelado e inversión de TRE

4.4. Modelado e inversión de TRS

4.5. Modelado e inversión de gravimetría 2D

5. Adicional

5.1. Filtros de interpretación en planta

5.2. Interpretación de anomalías

	v_p (km s ⁻¹)
<i>Unconsolidated materials</i>	
Sand (dry)	0.2–1.0
Sand (water-saturated)	1.5–2.0
Clay	1.0–2.5
Glacial till (water-saturated)	1.5–2.5
Permafrost	3.5–4.0
<i>Sedimentary rocks</i>	
Sandstones	2.0–6.0
Tertiary sandstone	2.0–2.5
Pennant sandstone (Carboniferous)	4.0–4.5
Cambrian quartzite	5.5–6.0
Limestones	2.0–6.0
Cretaceous chalk	2.0–2.5
Jurassic oolites and bioclastic limestones	3.0–4.0
Carboniferous limestone	5.0–5.5
Dolomites	2.5–6.5
Salt	4.5–5.0
Anhydrite	4.5–6.5
Gypsum	2.0–3.5
<i>Igneous/Metamorphic rocks</i>	
Granite	5.5–6.0
Gabbro	6.5–7.0
Ultramafic rocks	7.5–8.5
Serpentinite	5.5–6.5
<i>Pore fluids</i>	
Air	0.3
Water	1.4–1.5
Ice	3.4
Petroleum	1.3–1.4
<i>Other materials</i>	
Steel	6.1
Iron	5.8
Aluminium	6.6
Concrete	3.6

Figura 1.4: Velocidades de onda P para diferentes rocas y materiales

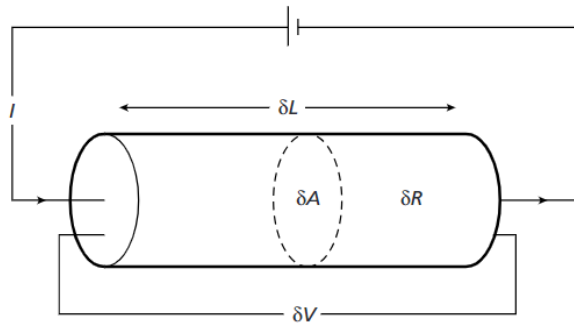


Figura 2.1: Diagrama de resistividad de un cilindro

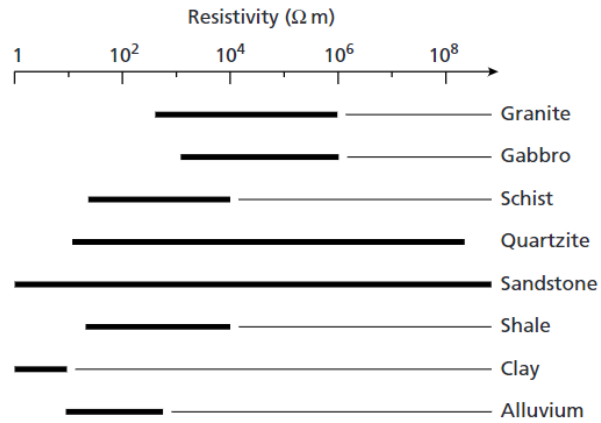


Figura 2.2: Rango aproximado de resistividad para rocas comunes

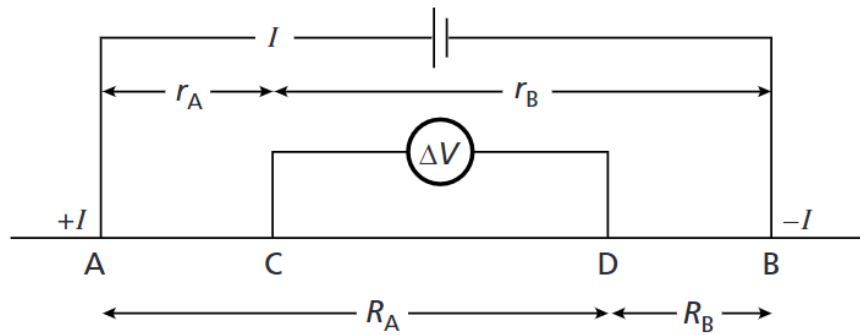


Figura 2.3: Arreglo electródico generalizado

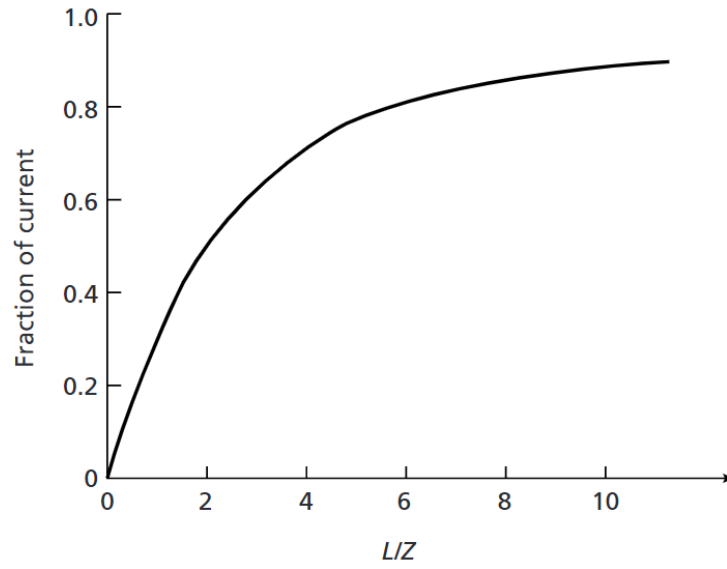


Figura 2.4: Fracción de corriente que penetra debajo de una profundidad Z dada una separación eléctrica L .

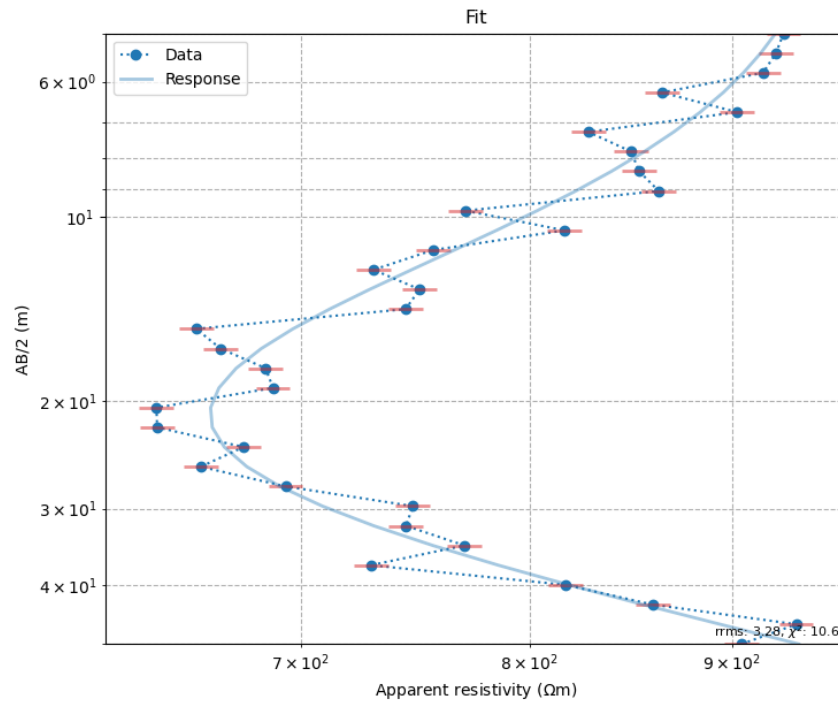


Figura 2.5: Curva de resistividad aparente usual de un SEV

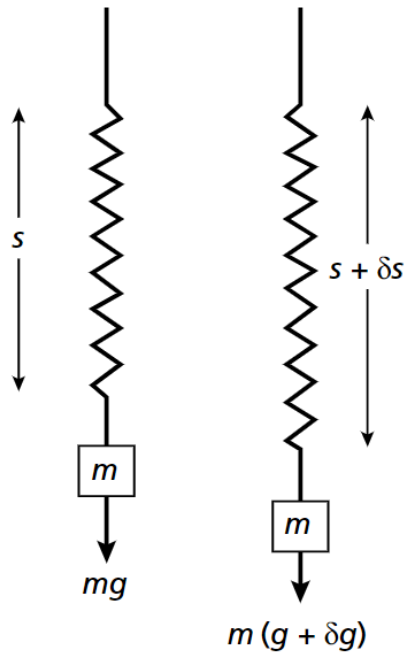


Figura 3.1: Principio de funcionamiento de un gravímetro de resorte

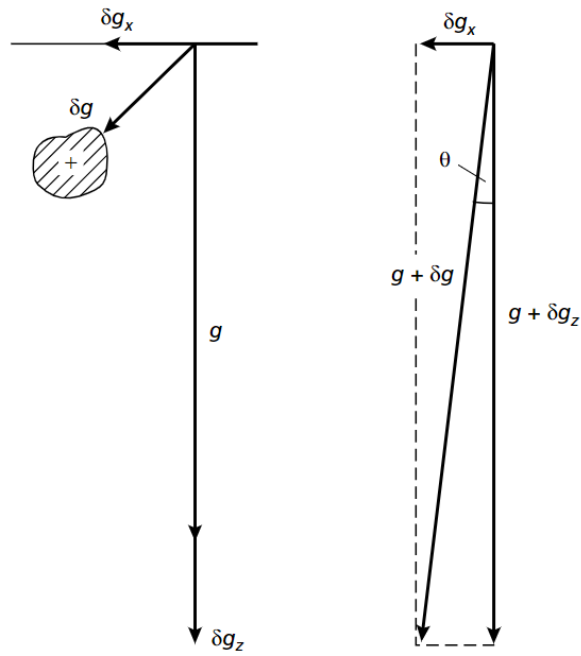


Figura 3.2: Relación entre el campo gravitacional y la anomalía causada por un cuerpo

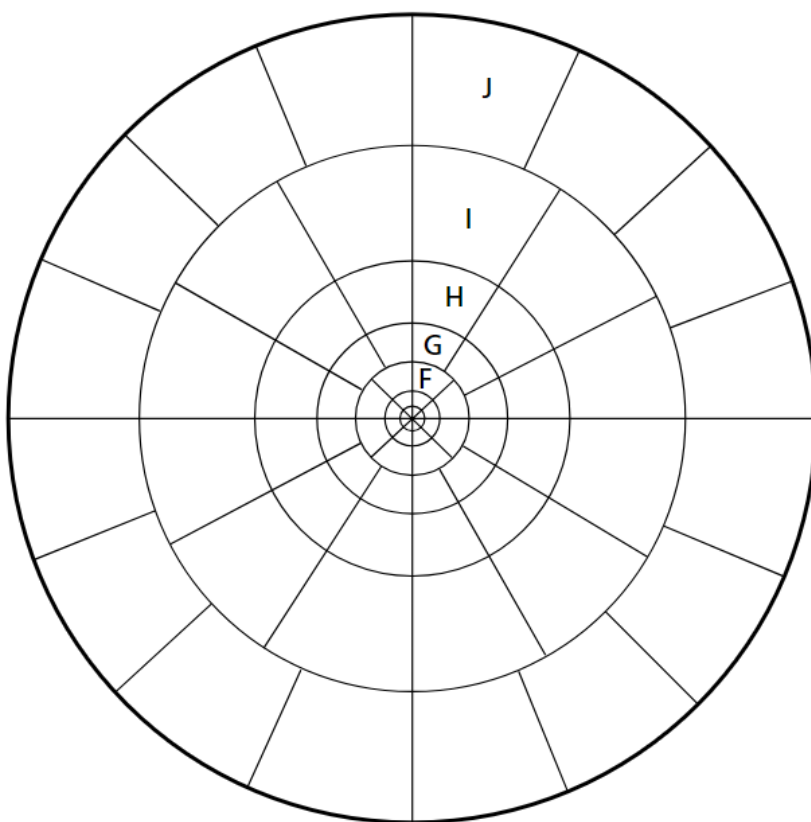


Figura 3.3: Grátcula típica utilizada en la corrección de gravedad por topografía. Llamada grátcula de Hammer en honor a su creador.