UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN facultad de ciencias físicas y matemáticas departamento de geofísica



Estudio experimental gravimétrico a escala reducida, para observar el efecto en la gravedad debido a una depresión geográfica.

Jaqueline Andrea Barrientos Molina

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Diciembre 2015

UNIVERSIDAD DE CONCEPCIÓN FACULTAD DE CIENCIAS FÍSICAS Y MATEMÁTICAS DEPARTAMENTO DE GEOFÍSICA

Estudio experimental gravimétrico a una escala reducida, para observar el efecto en la gravedad debido a una depresión geográfica.

Jaqueline Andrea Barrientos Molina

Habilitación Profesional para optar al Título de Geofísico

Profesor guía: Dr. Jaime Arturo Belmonte-Pool Villanueva

Comisión: Dr. Jorge Quezada - Dr. Matthew Miller



Diciembre 2015

Dedicado a Mi madre y hermana, por su apoyo incondicional todo este tiempo

Agradecimientos

A mi madre y hermana por su apoyo y amor incondicional, por estar conmigo en cada alegría y tristeza durante estos años de estudio, les agradezco infinitamente.

A mis mejores amigos Stephanie y James, por ser siempre una fuente ayuda y apoyo, por haber compartido esta etapa de nuestras vidas juntos y por brindarme una amistad incondicional en todo momento.

A mis amiguillos, Manuel, Bárbara, Karen y Boris quieres fueron un gran apoyo emocional durante todo este tiempo, por sus energías y motivación para terminar esta habilitación profesional.

A mi profesor guía Arturo Belmonte, por su paciencia, dedicación y consejos que me ayudaron a finalizar esta etapa tan importante.

A los profesores Jorge Quezada y Matthew Miller, por aceptar formar parte de mi comisión y por su tiempo para leer este documento.

A la empresa GeoApp por su colaboración en la facilitación de los datos de gravedad utilizados en mi habilitación profesional.

Finalmente, a todos los demás que estuvieron presentes de alguna forma durante mi formación profesional y me apoyaron de alguna manera a conseguir este logro. ¡Muchas gracias!

Resumen

En el presente trabajo nace con la motivación de conocer el alcance del método de prospección gravimétrico a una escala reducida cientos de metros, en comparación de los realizados generalmente cientos de kilómetros.

Para este trabajo se realizaron dos experimentos gravimetricos, uno en el campos de la universidad de Concepción, con el fin de poder visualizar una pequeña depresión geográfica y otro en la comuna de Hualpén, con el objetivo de detectar instalaciones domiciliarias.

La adquisición de datos se realizó utilizando un gravímetro de LaCoste & Romberg, midiendo 43 estaciones más la estación base, dispuestas en el primer perfil, distanciados 5 metros entre cada una de las estaciones, aproximadamente. Para el segundo perfil consta con 55 estaciones más la estación base, las cuales se encuentran distancias cada 0.5m aproximadamente.

Una vez tabulado los datos y corregido los datos observado se obstine la anomalía de Bouger la que posteriormente es comparada con la misma anomalía teórica, calculas a través de los modelos topográficos modelados previamente.

En el procesamiento, se empleo el software Matlab, para los cálculos de correcciones, anomalías y modelaciones. Además se utilizó ArcGIS, para los cálculos de corrección topográfica.

Contenidos

A	grade	ecimie	ntos			III							
R	esum	en				V							
Li	sta d	e figu	ras			XI							
1	Introducción												
In	trod	ucción				1							
2	Mar	co Te	órico			3							
М	arco	Teório	co			3							
	2.1	Princi	pios Func	lamentales		3							
		2.1.1	Método	de prospección gravimétrica		3							
		2.1.2	Ley de g	gravitación Universal		3							
		2.1.3	Constan	te de gravitación universal		4							
		2.1.4	Campo	gravitacional de la Tierra		5							
		2.1.5	La grav	edad normal o teórica		6							
	2.2	Instru	mentos d	e medición		6							
		2.2.1	Gravíme	etro Lacoste & Romberg		7							
	2.3	Reduc	ciones gr	avimetricas		8							
		2.3.1	Graveda	ad relativa		8							
		2.3.2	Graveda	ad observada		8							
		2.3.3	Graveda	ad teórica		9							
		2.3.4	Correcc	iones gravimétricas		9							
			2.3.4.1	Corrección por deriva instrumental		9							
			2.3.4.2	Corrección por mareas		9							
			2.3.4.3	Corrección de Aire Libre		10							
			2.3.4.4	Corrección de Bouguer		11							
			2.3.4.5	Corrección topográfica		12							
			2.3.4.6	Corrección Isostática		13							
	2.4	Anom	alías de g	ravedad		13							

	2.5	5 Determinacion de densidad de reduccion								
		2.5.1 Método directo	15							
		2.5.2 Método Indirecto	15							
	2.6	Separacion de anomalías regionales y residuales	16							
	2.7	Modelación de anomalías de gravedad de cuerpos con geometrías simples	17							
		2.7.1 Efecto en la gravedad terrestre vertical debido de una esfera	17							
		2.7.2 Efecto en la gravedad terrestre vertical debido a una barra	18							
	2.8	Errores y Estadísticos	19							
		2.8.1 Error absoluto medio	19							
		2.8.2 Error cuadrático medio (RMS)	20							
		2.8.3 Correlación	20							
3	Zon	a de estudio	21							
Zo	ona d	le estudio	21							
	3.1	Ubicación geográfica	21							
	3.2	Características de la zona de estudio	21							
4	Met	todología	27							
м	etod	ología	27							
	4.1	Estación base absoluta	27							
	4.2	Adquisición de datos	27							
	4.3	Adquisición de datos topográficos	28							
	4.4	Instrumento de Medición	28							
5	Res	sultados	29							
R	esulta	ados	29							
	5.1	Conversión de Lecturas	29							
	5.2	Estación base	30							
	5.3	Corrección por deriva	30							
	5.4	Gravedad Normal	31							
	5.5	Correcciones de aire libre y Bouguer	32							
	5.6	Anomalía de aire libre	33							
	5.7	Determinación de la densidad	33							
	5.8	Corrección Topográfica	35							
	5.9	Anomalía de Bouguer	35							
	5.10	Modelos gravimétricos	36							
		5.10.1 Modelamiento del perfil UdeC	36							
		5.10.2 Modelamiento del perfil Essbio	40							

CONTENIDOS

6	Dis	cusión y Conclusiones	43
C	onclu	isiones	43
	6.1	Discusión	43
	6.2	Conclusiones	43
A	Tab	la de Conversiones	45

Lista figuras

2.1	Representación de la fuerza y aceleración de gravedad en un punto aleatorio de la Tierra	4
2.2	Representación de la superficie de la Tierra, geoide y elipsoide	6
2.3	Composición interna de un gravímetro Lacoste & Romberg	8
2.4	Corrección de aire libre, donde h representa la altura en que se encuentra la estación de	
	observación sobre el nivel de referencia.	11
2.5	La latitud geodésica del Elipsoide de referencia, que representara la forma de la Tierra	11
2.6	a) plantilla Hammer sobre mapa topográfico y b) viste de un solo sector sobre el mapa topográfico.	13
2.7	Ejemplos de diferentes compensación isostatica Airy(izquierda) y Pratt(derecha)	14
2.8	Reducción de anomalía de Bouguer.	14
2.9	Ejemplo de representación del método Nettleton. Donde la densidad optima es $2.2g/cm^3,$ ya	
	que en el perfil tiene la menor correlación con la topografía	15
2.10	Ejemplo representa la separación de la anomalía regional y residual, en la figura a, se aprecia la	
	anomalía de Bouguer, en la figura b se muestra como seria la continuidad del campo gravitatori o $\ensuremath{}$	
	en ausencia de anomalías locales y en figura c muestra la anomalía local (Lowrie, 2007). $\ .$ $\ .$.	16
2.11	Efecto de gravedad vertical de una esfera en el punto P	17
2.12	Representa el efecto en gravedad vertical debido una esfera considerando diferentes profundi-	
	dades entre z =1,1.1,1.2 m, con una densidad de $\Delta\rho=1000kg/m^3,$ y un radio de la esfera de	
	\mathbf{R} =1 m como se observa en la figura	18
2.13	Efecto de gravedad vertical de una barra en el punto P	18
2.14	Efecto en gravedad vertical debido una barra delgada con una inclinación $\alpha = 45^\circ, 90^\circ, 135^\circ,$	
	z=1m, $\Delta \rho = 1000 kg/m^3$, $\Delta A = 1^2 m$, L=1m, como se observa en la figura	19
2.15	Diagrama resumen del análisis del coeficiente de correlación entre dos variables	20
3.1	Se observa la zona de estudio del perfil UdeC una vista general de la zona a una escala 10 km $$	

3.2	Se observa la zona de estudio del perfil Essbio una vista general de la zona a una escala 10 km en la figura a, en la figura b podemos observar una acercamiento de la zona a una escala de 200 m apreciando la rotonda de Huapén como referencia y en figura c se representa este perfil, con una linea de color blanco determinada por la primera estación y la ultima estación, a una escala de 50 metros	23
3.3	Geología de Concepción ademas de fallas geológicas de la zona (Quezada, 1996)	24
3.4	Imágenes de la zona de estudio del perfil UdeC, en la imagen A se muestra donde se realizaron los primeros puntos de medición alrededor del mural, en la imagen B donde se realizaron los puntos centrales de la depresión(estacionamiento y césped del campus), en la imagen C se muestra donde se realizaron los puntos alrededor de la facultad de ciencias físicas y matemáticas y finalmente en la imagen D se muestra los punto medidos en las cabinas de la facultad de Geología de la Universidad de Concepción	25
3.5	Imágenes de la zona de estudio del perfil Essbio, en la imagen A muestra la zona de estudio desde el primer punto de medición, en la imagen B desde el punto del cerco hasta los primeros puntos de medición donde se observa un terreno plano, en la imagen c una vista lateral de los puntos de medición y finalmente en la figura D donde se muestran una tubería de la zona de	
	estudio a poca profundidad.	26
4.1	Mapa de ubicación TIGO imagen de la izquierda, y en las imágenes de la derecha el gravímetro utilizado en esta base.	27
5.1	Se representa las conversiones realizadas para pasar de cuentas a valores de reales de gravedad en mGal, para cada figura en el eje de las ordenada izquierda se representa las cuentas y en el la ordenada de la derecha los valores de gravedad en mGal,respecto a su tiempo de medición en minutos. La figura de la izquierda se encuentra las conversiones para el perfil UdeC y a la derecha los del parfil Eschio	20
5.2	En este figura representa los valores de gravedad en mGal de las estaciones (color azul) y estación base (color negro) respecto al tiempo de medición en minutos, con el propósito de observar las variación de cada una a lo largo del perfil. En la figura de la izquierda se aprecia	29
5.3	las del perfil UdeC y en la figura de la derecha las del perfil Essbio	30
5.4	la derecha	31
	Essbio en la figura de la derecha, ambos valores en mGal respecto a su distancia desde la primera estación en metros.	31

5.5	Representación de la corrección de aire libre (color celeste) y Bouguer (color verde) del perfil UdeC ambas correcciones en mGal respecto a la distancia con la primera estación en metros.	
	figura de la izquierda y mientras que en la figura de la derecha las misma correcciones para el	
	perfil Essbio.	32
5.6	Se observan las anomalías de aire libre para el perfil UdeC, ademas del la misma anomalía	
	suavizada (color azul) en la figura de la izquierda y el perfil Essbio en la figura de la derecha.	
	con su respectivo anomalía suavizada(color azul), ambas en mGal, respecto a la distancia de	
	la primera estación en metros.	33
5.7	La figura se observan las valores de correlación para diferentes densidad en kq/m^3 (figura de	
	la izquierda) v las anomalías de Bouguer para las mismas variación de densidades(figura de la	
	derecha), para el perfil UdeC	34
5.8	La figura se observan las valores de correlación para diferentes densidad en ka/m^3 (figura de	
	la izquierda) v las anomalías de Bouguer para las mismas variación de densidades(figura de la	
	derecha), para el perfil Essbio.	34
5.9	Se presentan las correcciones topográficas de ambos perfiles, las que permiten corregir los	
	efectos producidos por la topografía de cada zona de estudio. En la figura de la izquierda se	
	aprecia la corrección topográfica del perfil UdeC, en mGal por su distancia en metros y la	
	figura de la derecha el perfil Essbio, igualmente en mGal por su distancia en metros	35
5.10	La figura representa la anomalía de Bouguer para el perfil UdeC (izquierda) y perfil Essbio	
	(derecha) en color verde y la misma anomalía filtrada en color negro (mGal) de acuerdo a su	
	desplazamiento (m) y su estación base con un triangulo negro.	36
5.11	Esquema del perfil UdeC en la primera figura y el modelo de la topografía del perfil con-	
	siderando una densidad de $1900 kg/m^3$ en la superficie, en cambio luego de la interfaz una	
	densidad de $2590 kg/m^3$, para posteriormente calcular la anomalía de Bouguer teórica	37
5.12	Comparación de la gravedad teórica del modelo 2D para el perfil UdeC respecto la anomalía	
	de Bouguer observada del perfil, en mGal y de acuerdo a su distancia en metros	38
5.13	Representación de esquema del perfil UdeC figura superior y el Modelo de topografía del perfil	
	UdeC considerando una densidad de $1200 kg/m^3$ en la superficie, en cambio en la interfaz una	
	densidad de $2800 kg/m^3$ en la figura inferior	38
5.14	Comparación de la anomalía de Bouguer teórica de acuerdo al modelo 3D del perfil UdeC con	
	la anomalía de Bouguer observada del perfil, en m Gal respecto a su distancia en metros	39
5.15	Se representa desde arriba del modelo 3D, del perfil UdeC en la figura de la derecha donde se	
	observa en color azul las estaciones de medición y en la figura de la derecha una vista lateral	
	noreste del modelo 3D, en metros.	39
5.16	Representación del modelo de topografía para el perfil Essbio, considerando una densidad del	
	terreno en la superficie de $1100 kg/m^3$ y en la interfaz de $2500 kg/m^3$, además de la distribución	
	de las cinco tuberías y sus características.	40
5.17	Representación de las distribución de las tuberías en la zona de estudio y el perfil Essbio en	
	color negro	41

5.18	Se representa l	a comparació	n entre la	anomalía	de Bouguer	teoría y la a	nomalía de	Bouguer	
	en mGal con su	ı respectiva d	istancia e	n metros, s	sin considerat	r las tubería	s de la zona	a de estudio	41

5.20	Resumen de los valores de error absoluto, RMS y Correlación, para ambos perfiles al comparar	
	los valores de anomalía de Bouguer observados y modelados	42

A.1	Tabla de	Conversiones	de	gravímetro	Lacoste	& Romberg.	ç	45
-----	----------	--------------	----	------------	---------	------------	---	----

Capítulo 1

Introducción

La prospección geofísica permite obtener una caracterización del subsuelo, aplicando los diferentes métodos geofísicos, los que realizan mediciones en la superficie de la Tierra. A través de la prospección se lograr visualizar estructuras geológicas ocultas debajo del subsuelo, las que son localizadas observando los contrastes de las propiedades físicas de los cuerpos con su medio. Estos contrastes son denominan anomalías.

Como los métodos geofísicos se basan en la medición de ciertas magnitudes físicas, estos se pueden clasificar de acuerdo a la magnitud física medida. Dentro de estos encontramos métodos sísmicos, eléctricos, gravimétricos, magnéticos, radiactivos, entre otros. Otra forma de clasificar los métodos geofísicos pueden ser entre pasivos y activos, donde los pasivos se asocian a la medición de campos naturales, como por ejemplo el potencial espontaneo, magnético, y la gravimetría. Por otro lado, los activos son asociados a campos artificiales, como los de resistividad, sísmica.

El presente trabajo se desea visualizar el alcance del método de prospección gravimétrico a una escala reducida con el objetivo de visualizar el efecto en la gravedad debido a una pequeña depresión geográfica, y de instalaciones domesticas en la ciudad de Concepción, Chile.

La adquisición de datos se desarrolló utilizando el gravímetro LaCoste & Romberg, midiendo un perfil en los alrededores de la universidad de Concepción con 44 estaciones y otro perfil en la comuna de Hualpén con 55 estaciones.

A los datos observados se le aplicaran las diferentes correcciones gravimétricas para obtener la anomalía de Bouguer, que posteriormente sera comparada con la anomalía de Bouguer teórica modela mediante los modelos topográficos de cada perfil.

Objetivo principal

• Realización de un estudio experimental gravimetrico a una escala reducida, para observar el efecto en la gravedad terrestre debido a una pequeña depresión.

Objetivos específicos

- Modelamiento de anomalías de gravedad producidos por una pequeña depresión, en los campus de la Universidad de Concepción.
- Modelamiento de anomalías de gravedad producidos por instalaciones domiciliarias, en la comuna de Hualpén.
- Cálculo de la anomalía de aire libre y Bouguer, para los dos perfiles gravimétricos.

Capítulo 2

Marco Teórico

2.1 Principios Fundamentales

2.1.1 Método de prospección gravimétrica

El método de prospección gravimétrico, permite medir las variaciones en el campo gravedad terrestre, donde se espera localizar masas de mayor o menor densidad que las formaciones circundantes y aprender de ellas a partir de estas irregularidades del campo gravitatorio terrestre (Telford, 1990).

Dependiendo del tipo de problema que se trate, es necesario conocer el valor de la gravedad en un punto de forma absoluta (estación base), mientras, en otros casos, es suficiente conocer las variaciones de este valor de unos puntos de interés (estaciones de medición) a otros, éstas medidas son llamadas relativas y pueden realizarse de manera más fácil y con mayor exactitud que la que se puede alcanzar en las medidas absolutas (Udias, 1997).

2.1.2 Ley de gravitación Universal

La ley de gravitación de Newton dice que la fuerza entre dos masas puntales m_1 , m_2 , es igual a Gm_1m_2/r^2 donde r es la distancia entre las masas, \vec{r} un vector unitario y $G = 6,670 \times 10^{-11} m^3/kgs^2$. Una masa unidad colocada en la vecindad de cualquier cuerpo estará en un campo de fuerzas (campo gravedad) y experimenta una aceleración (Paranis, 1970).

$$F = \frac{Gm_1m_2\vec{r}}{r^2} \tag{2.1}$$

La aceleración de gravedad g de m_2 debido a la presencia de m_1 , puede ser expresada dividiendo F por m_2 .

$$g = \frac{F}{m_2} = \frac{Gm_1\vec{r}}{r^2}$$
(2.2)

La masa m de un cuerpo se relaciona con su volumen V multiplicando por su densidad ρ .

$$m = V\rho \tag{2.3}$$

Debido que la Tierra no es una esfera homogénea, la aceleración de gravedad se expresa como:

$$g = G \int \frac{dr}{r^3} dV \tag{2.4}$$

Por lo tanto la aceleración de gravedad de un cuerpo de densidad no homogénea varia de un punto a otro, en respuesta a la distribución de la densidad en todo el cuerpo. Por esta razón, las mediciones de la variación de la aceleración gravedad terrestre puede proveer información acerca de la geología de la zona de estudio. Esta es la base para la teoría y práctica de las mediciones gravimétricas (Seigel, 1995).

La gravedad varia de un punto a otro en la Tierra, por lo tanto, el potencial del campo gravedad se define en dos partes, uno la atracción de la Tierra debido a su masa de acuerdo con la Ley de gravitacional de Newton y la otra es la aceleración centrifuga debido a la rotación de la Tierra, como se representa en la figura 2.1.

La aceleración de gravedad se mide en unidades de longitud sobre tiempo al cuadrado que equivale a un "gal" (en honor a Galileo). En el sistema MKS la unidad de aceleración de gravedad se mide en metros cuadrados por segundo al cuadrado, mientras en el sistema CGS, medida en centímetros por segundos cuadrado (Sineriz, 1928).

$$1Gal = 1cm/s^2$$
$$1mGal = 10^{-3}cm/s^2$$



Figure 2.1: Representación de la fuerza y aceleración de gravedad en un punto aleatorio de la Tierra.

Las variaciones en la magnitud de la gravedad depende de cinco factores, latitud, elevación, topografía, mareas y variación de la densidad en el subsuelo. Las variaciones debido a la elevación o latitud son mayores que las de mareas y topografía (Telford, 1990).

2.1.3 Constante de gravitación universal

La constante gravitacional se determinó de manera experimental por Cavendish (1731-1810) quien, utilizando la balanza de torsión, la cual consistente en un brazo con dos pequeños pesos en sus extremos, y suspendida en el centro por un hilo de torsión, el brazo llevaba un espejo en donde se produce la reflexión de un rayo de luz. El procedimiento consistía en colocar dos masas pesadas m_1 y m_2 a una cierta distancia de los extremos de la barra y se medie el ángulo de giro causado por la atracción del rayo reflejado. Para distintas torsiones de las masas pesadas se calculó el coeficiente de torsión del hilo. Expresando la condición de equilibrio entre el momento debido a la fuerza de atracción de las masas y la acción de antagonista del hilo de torsión, Cavedish obtuvo la medida de $G = 6.754 \times 10^{-8}$. Esta no es muy distinta a la que se admite actualmente $G = 6.67 \times 10^{-8}$, medido por Henry en 1930 con una versión mejorada del aparato original de Cavendish (Tomas & Misac, 2012).

2.1.4 Campo gravitacional de la Tierra

El campo de gravedad de la Tierra es un campo conservativo. Según las leyes de Newton, un campo conservativo, es aquel que produce el mismo trabajo para desplazar una partícula dentro del mismo campo, sin importar que camino recorra (Telford, 1990).

Las condiciones que debe cumplir un campo para que sea conservativo son:

• Que exista un campo escalar V donde se cumpla la siguiente condición:

$$F(V) = -\nabla V(r) \tag{2.5}$$

• Que el trabajo que realiza el campo para desplazar una partícula de un lugar a otro solo dependa del punto inicial y final de la partícula y no del camino que recorra, es decir, que cumpla la ecuación:

$$W = \int_{s} F(r)dr \tag{2.6}$$

• Que el rotor del campo conservativo sea igual a cero:

$$\nabla \times F(r) = 0 \tag{2.7}$$

Entonces el potencial de gravedad U se define como el trabajo que realiza la fuerza de gravedad para trasladar una partícula de un lugar a otro. El potencial de gravedad se puede definir como la ecuación 2.6, si se sustituye F(r) por la ecuación 2.1 y se desarrolla la integral, como resultado tenemos:

$$U = \frac{G \cdot M}{r} \tag{2.8}$$

A partir de la ecuación 2.8, se puede obtener el valor de aceleración de gravedad, que depende de la distancia entre los puntos de observación:

$$g = -\frac{\partial U}{\partial r} \tag{2.9}$$

La ecuación 2.9 considera las variaciones de la aceleración de gravedad en una componente vertical, la cual es la de interés para ver la distribución de la densidad y masa de la Tierra (Virquez, 2008).

La aceleración centrifuga producida por el movimiento de la rotación de la Tierra, hace disminuir el efecto gravitatorio, esta es mas fuerte en el Ecuador y nula en los Polos. Debido a esta aceleracion se tiene la forma de la Tierra, achatada en los polos y de mayor grosor en el Ecuador, afectando la distancia hacia el centro de la Tierra, por lo tanto, menor radio en los polos se tiene mayor valor de gravedad($9.83 \ m/s^2$), y en el Ecuador por tener un radio mayor se tiene un menor valor de gravedad($9.78m/s^2$) (Blakely, 1996).



Figure 2.2: Representación de la superficie de la Tierra, geoide y elipsoide.

2.1.5 La gravedad normal o teórica

Durante los siglos diecinueve y veinte, un número creciente de medidas y la cooperación internacional condujeron a las llamadas fórmulas estándar desarrolladas por y para geodestas, estas también son también utilizadas en la exploración, en g representa la de gravedad teórica (o normal) en Gales y φ latitud de la estación (Tomas & Misac, 2012).

1930:
$$g = 978.0490(1 + 0.0052884sin^2(\varphi) - 0.0000059sin^2(2\varphi)),$$
 (2.10)

$$1967: \ g = 978.031846(1 + 0.005230024sin^2(\varphi) - 0.0000058sin^2(2\varphi)), \tag{2.11}$$

$$1980: \ g = 978.031846(1 + \frac{0.00193185138639sin^2(\varphi)}{\sqrt{(1 - 0.000669437999013sin^2(\varphi))}}), \tag{2.12}$$

0 00100105100000 : 2()

Como se observa existen diferencias formulas para el calculo de gravedad normal, donde las diferencias se encuentra en las fórmulas no son importantes en la exploración porque la señal que interpretamos es relativa a la medidas tomadas. Es importante, sin embargo, que utilicemos la misma fórmula por cada una de las estaciones de medición de gravedad.

La situación geográfica y altitud de las estaciones gravimétricas, que es donde se mide la gravedad, deben ser conocidas con alta precisión, a fin de poder reducir las lecturas a condiciones de referencia normalizadas.

También las lecturas de los gravímetros se desplazan con el transcurso del tiempo. Con el objetivo de realiza de mejor forma las correcciones, las mediciones de un conjunto de estaciones se repiten en intervalos y las diferencias obtenidas se grafican en un función respecto al tiempo, entre las diferentes mediciones en dos estaciones a diferentes tiempos se traza una curva la cual se denomina "curva de deriva" esta función suele ser lineal.

2.2 Instrumentos de medición

La aceleración gravedad puede ser medida de tres formas distintas una mediciones de caída libre de un cuerpo, la cual consiste en tirar un objeto y calcular la aceleración que el cuerpo toman, midiendo cuidadosamente la distancia recorrida y el tiempo que toma en caer el objeto, otra medida es con el péndulo, donde se estima la aceleración de gravedad midiendo la oscilación periódica de un péndulo; y mediciones de donde una masa se suspende de un resorte o fibras de torsión, y se observa cómo se deforma el resorte bajo la fuerza de gravedad, y de acuerdo a esa deformación se puede estimar la aceleración de gravedad.

7

Desde 1932, que se utilizan instrumentos basados en el principio de balanzas de resorte para medir la aceleración de gravedad y sus variaciones, estos instrumentos son conocidos como gravímetros.

El gravímetro consiste en una masa suspendida en un resorte, el cual se deforma proporcionalmente a la fuerza de gravedad que actúa en la masa. En condiciones de equilibrio estático se tiene:

$$kd = mg \tag{2.13}$$

Donde k es la constante del resorte y d la elongación de resorte para contrarrestar la fuerza mg, donde despajando la aceleración de gravedad g, se obtiene:

$$g = \frac{kd}{m} \tag{2.14}$$

En la ecuación 2.14 aprecia que la aceleración de gravedad depende de la deformación de d, ya que k y m son valores fijos.

En la práctica el equilibrio estático es difícil, puesto que la gravedad cambia constantemente. Es por esta razón que es necesario analizar el comportamiento del gravímetro en condiciones de equilibrio dinámico. Principalmente existen dos tipos de gravímetros:

- Gravímetros estables: estos instrumentos solo tienen un elemento para equilibrar la fuerza gravedad, es decir, la variación de la gravedad implica un desplazamiento lineal, angular o de tipo eléctrico. Son sistemas sensibles con respecto a los cambios de temperatura, presión y pequeñas variaciones sísmicas y magnéticas.
- Gravímetros inestables: la fuerza de gravedad en estos sistemas se encuentra en un equilibrio inestable que posee una fuerza restauradora. Su inestabilidad es debida a una tercera fuerza que amplifica el efecto de cualquier variación en la gravedad con respecto al valor correspondiente a su equilibrio. Estos instrumentos poseen un mayor sensibilidad y una mejor resolución debido a que la tercera fuerza es proporcional a la magnitud de la variación y actúan en la misma dirección.

La diferencia entre ambos gravímetros consiste en que el de tipo inestables en lugar de medir la deformación del resorte, aplica fuerzas externas para equilibrar la fuerza de gravedad, obteniendo de esa manera una mayor aproximación en las lecturas (Sánchez, 2005).

2.2.1 Gravímetro Lacoste & Romberg

Los componentes del gravímetro Lacoste & Romberg son metálicos, con el fin de hacerlo más resistente que aquellos con elementos de cuarzo fundido. Debido a que los metales tienen coeficientes de dilatación térmica mayor que el cuarzo, los gravímetos L&R deben ser precisamente ambientados mediante termostatos (Dias, 1939).



Figure 2.3: Composición interna de un gravímetro Lacoste & Romberg.

Cuando el gravímetro es nuevo, su deriva instrumental promedio es inferior a un mGal por mes. Con unos pocos años de uso, su deriva es inferior a medio mGal mensual.

Este instrumento solo mide diferencias de gravedad entre dos estaciones o entre diferentes épocas en la misma estación (Dias, 1939).

2.3 Reducciones gravimetricas

Para que los valores de gravedad medidos pueden ser interpretados, es necesario corregir todas las variaciones del campo de gravedad de la Tierra que no dependen de las diferencias de densidad de las rocas subyacentes.

2.3.1 Gravedad relativa

El gravímetro como instrumento se encarga de medir las diferencias de gravedad. Estas diferencias son en realidad mediciones relativas entre sí, que son detectadas por el instrumento por medio de un elemento interno (péndulo o resorte) que permite medir cambios relativos, con respecto a la escala fija por los fabricantes. Estas lecturas no se encuentran en unidades gravimétricas. Para obtener estas unidades necesitamos conocer la constante del instrumento de medición, la cual es diferente para cada tipo de gravímetro (Seigel, 1995).

2.3.2 Gravedad observada

La gravedad observa es conocida como la gravedad absoluta, obteniéndose por medio de valor de absoluto de gravedad de la estación base y la gravedad relativa que el instrumento refleja en cada unas de las estaciones. Al comparar las medidas realizadas en toda la zona de estudio con respecto a la estación base se realizan perfiles, mapas o superficies 2D, que reflejan los cambios relativos de gravedad entre estaciones de medición (Seigel, 1995).

2.3.3 Gravedad teórica

La gravedad teórica también es conocida como la corrección por latitud, y está directamente relacionada con la latitud específica de cada estaciones de medición.

Como se menciono anteriormente la Tierra no es perfectamente esférica, presentando un achatamiento en los polos, que tiende aumentar la gravedad teórica, mientras que cerca del linea del Ecuador, tiende a disminuir.

2.3.4 Correcciones gravimétricas

Al tomar las medidas de gravedad observada se pueden encontrar diferentes variaciones en los datos tomados, con respecto a la estación base, debido a que la gravedad varía dependiendo de su latitud, altitud y la deriva, por lo cual se tienen que realizar las siguientes correcciones.

2.3.4.1 Corrección por deriva instrumental

Cuando hablamos de deriva nos referimos a que las diferencias en las lecturas del gravímetro que se producen en una misma estación con el pasar del tiempo. Considerando la sensibilidad el gravímetro es mas o menos afectado por variaciones de temperatura y por fatiga de los mecanismos internos del mismo. Una manera para corregir esto es realizando repetidas mediciones en una misma estación, conocida como estación base, en intervalos de tiempos iguales. Las distintas mediciones realizadas en la estación base se grafican con respecto al tiempo transcurrido para cada una y se estima la pendiente, siendo este el factor principal en la corrección de deriva, la deriva se calcula a través de la ecuación 2.15. El principio de este procesamiento es llevar todas las mediciones realizados en el campo a un tiempo cero, simulando que todas las mediciones se realizaron al mismo tiempo (Seigel, 1995).

$$Deriva = \frac{g_{obs(inicial\ base)} - g_{obs(final\ base)}}{t_p} \tag{2.15}$$

donde t_p es el tiempo transcurrido en minutos de la toma de datos. Las mediciones se pueden corregir como:

$$g_{obs(est\ corregida)} = g_{obs(inicial\ base)} - Deriva \cdot t \tag{2.16}$$

Donde t es el tiempo transcurrido entre la lectura inicial (Estación Base) y la lectura tomada de cada una de las estaciones.

2.3.4.2 Corrección por mareas

Las medidas de gravedad en una estación fija varían con el tiempo debido a la variación periódica en los efectos gravitacionales del Sol y la Luna, asociados con sus movimientos orbitales, razón por la cual las correcciones deben ser hechas para estas variaciones en exploraciones de alta precision.

El efecto que producen las mareas en las lecturas gravimétricas es realmente pequeños, por lo que muchas

veces por medio de la corrección de deriva instrumental se corrige implícitamente este efecto. El uso de equipos de ultima generación, como el Scintrex Autograv CG-5 permite activar funciones del software que corrige este efecto automáticamente, reduciendo el tiempo de procesamiento y brindando un rango de mayor precision (Seigel, 1995).

2.3.4.3 Corrección de Aire Libre

La corrección de aire libre, se denomina también corrección de altitud. Se calcula para corregir la disminución en la aceleración de gravedad debido al cambio en la distancia al centro de la tierra, ya que al ser mayor la altura de una estación esta tiene una distancia mayor al centro de la Tierra(Seigel, 1995).

La aceleración de gravedad inversamente proporcional al cuadrado de su de la distancia, es necesario para corregir cambios en la elevación entre las estaciones para reducir las lecturas de campo a la superficie de referencia. La corrección del aire libre no toma en cuenta el material entre las estaciones y el plano de referencia (Telford, 1990).

Nosotros podemos calcular la gravedad normal g(p) en un punto p, con h representado la altura sobre la estación base, por la ley de Newton tenemos:

$$g(p) = G \frac{M}{(R+h)^2} = G \frac{M}{(R)^2} (1 - 2\frac{h}{R} + 3\frac{h^2}{R^2} - \dots),$$
(2.17)

$$g(p) = g(0)(1 - 2\frac{h}{R} + 3\frac{h^2}{R^2} - \dots),$$
(2.18)

$$g(0) - g(p) \approx 2g(0)\frac{h}{R},$$
 (2.19)

Donde g(0) es la gravedad normal de la estación base, R es el radio de la Tierra y M es la masa de la Tierra. Debido a que el radio R de la Tierra y de la gravedad normal g (0) varían con la latitud, seleccionamos una media para cada uno, es decir, g (m) y R (m) y remplazamos en la ecuación 2.17 (Tomas & Misac, 2012).

$$g(0) - g(p) \approx 2g(m) \frac{h}{R(m)},$$
 (2.20)

y se puede escribir la corrección por aire libre como:

$$C_{AL} = 2\frac{g(p)h}{R}[mGal], \qquad (2.21)$$

Sustituyendo $R = 6.367 \times 10^9 m$ y g_0 a nivel del mar y a 45° de latitud vale 980.629×10^5 mGal, entonces la corrección de aire libre es (Nettleton, 1976):

$$C_{AL} = 0.3086h[mGal], (2.22)$$

Debido que la Tierra no es una esfera perfecta, si no mas bien tiene un forma de un elipsoide, como el que se observa en la figura 2.5, el cual tiene un eje menor que pasa por los polos y tienen un radio polar de 6356,732 km (representado en b) y el eje mayor equivale al radio en el ecuador de aproximadamente 6378,157 km (representado en a). El angulo de latitud, corresponde al angulo ente el radio de curvatura en el eje menor y el plano ecuatorial, como se observa en la figura 2.5.



Figure 2.4: Corrección de aire libre, donde h representa la altura en que se encuentra la estación de observación sobre el nivel de referencia.

Por lo cual para calcular la correcion de aire libre se ocupara el radio según su latitud, llamado radio de curvatura del eje menor (R_N) .

La formula para calcular el radio de curvatura en el eje menor es la siguiente:



Figure 2.5: La latitud geodésica del Elipsoide de referencia, que representara la forma de la Tierra.

$$\phi_{polo} = \frac{\pi}{2} - \frac{\phi\pi}{180} \ (rad) \tag{2.23}$$

$$R_N = \frac{a}{\sqrt{1 - e^2 \sin\phi_{polo}}} \ (m) \tag{2.24}$$

Donde: $a = 6356.752 \times 10^3$ e = 0.081819191

 ϕ = latitud estación.

 ϕ_{polo} = latitud referente al polo.

2.3.4.4 Corrección de Bouguer

Dado que las masas topográficos se distribuyen irregularmente, sus efectos son difíciles de calcular con precisión y la aproximación es necesaria. El enfoque más simple asume que la topografía puede ser representada por una placa que se extiende hasta el infinito en todas las direcciones, con densidad constante y de espesor igual a la altura de la estación de campo de gravedad por encima de la superficie de referencia constante. Esta placa se conoce como placa de Bouguer, la cual produce una gravedad igual a $2\pi\rho$ Gh, donde h es el espesor de la place, G la constante de gravitación universal $G = 6,670 \times 10^{-11} m^3/kgs^2$ y ρ la densidad igual a $2670m^3/kgs^2$ (Milson, 2003).

La corrección de Bouguer se aplica en el sentido opuesto a la corrección de aire libre, es decir que se resta cuando la estación está por encima del punto de referencia y viceversa (Telford, 1990). Esta expresión se deduce de la atracción de un cilindro de altura h y radio infinito. Si se toma el valor de la densidad como $2670Kg/m^3$, valor medio para los materiales de la corteza terrestre, se obtiene:

$$C_B = -2\pi\rho Gh = -0,1119h[mGal/m], \qquad (2.25)$$

La corrección que determina Bouguer no es exacta, pero es suficiente para la precisión de nuestras mediciones. Esta inexactitud surge de considerar a la masa interpuesta como una losa plana horizontal, con un espesor igual a la altura sobre el nivel del mar por un lado, y con una densidad igual a la densidad en la superficie por el otro. Esta corrección tampoco tiene en cuenta los valles y montañas, estos serán corregidos por las corrección topográfica.

2.3.4.5 Corrección topográfica

Esta corrección ayuda a corregir los valles y montañas que la placa de Bouguer no considera. Es decir, si existe algún valle en la topografía sera rellenado, para disminuir su efecto en la gravedad y el efecto de las montañas que no considera la placa de Bouguer son agregados a cada una de las estaciones de medición, por lo descrito anteriormente esta corrección siempre sera positiva (Estrada, 2012). La aplicación de esta corrección exige un conocimiento detallado de la topografía alrededor de cada estación.

Para el cálculo de la corrección de Bouguer, existen diferentes métodos, para este trabajo se realizó a través del método de Hammer, el cual consiste el considerar círculos concéntricos y líneas radiales que dividen el área de estudio en compartimento o sectores, para luego comprar las elevaciones de la topografía con la elevación de cada una de las estaciones de medición, obteniendo las diferencias de altura para cada sector, este procesamiento se repetirá, de acuerdo a las de estaciones que se tengan.

El efecto gravimétrico de cada uno de los sectores se obtiene con la siguiente expresión:

$$\Delta g = G\rho\theta(r_o - r_i) + \sqrt{(r_i^2 + \Delta z^2)} - \sqrt{(r_o^2 + \Delta z^2)}$$
(2.26)

Donde θ ángulo del sector (en radianes), $\Delta z = |z_s - z_a|$, z_s es la elevación la estación, z_a es la elevación promedio en el sector correspondiente, ρ , densidad del sector r_o , radio externo, r_i radio interno de cada sector y G constante de gravedad universal. La corrección topográfica C_t es la suma de la contribución de todos los sectores:

$$C_t = \sum_r \sum_{\theta} \Delta g \tag{2.27}$$



Figure 2.6: a) plantilla Hammer sobre mapa topográfico y b) viste de un solo sector sobre el mapa topográfico.

En la actualidad, con el uso de las computadoras, y siempre que los mapas estén digitalizados, la corrección topográfica se efectúa automáticamente mediante programas desarrollados al efecto. Una de las nuevas técnicas para la corrección topográfica es utilizar la información de imágenes de radar satelitales y del modelo digital de elevación de terreno (DEM).

El nombre de Modelo Digital de Elevación (DEM) implica una representación de las elevaciones del terreno mediante valores numéricos, generalmente esta representación es una forma simplificada de la geometría de la superficie del terreno. Consiste en una serie de puntos con coordenadas conocidas referenciadas a un sistema de coordenadas bidimensionales a las que se les asocia un valor de elevación (Seigel, 1995).

2.3.4.6 Corrección Isostática

Existen dos teorías principales, con muchas modificaciones posteriores a cada una. La primera es la teoría Airy(1855), donde se sostiene que las montañas tiene raíces. La segunda es la teoría Pratt, donde las densidades de la corteza varían horizontalmente. En ambas, una profundidad de compensación se produce de tal manera que todas las columnas de la superficie terrestre hacia abajo para que la profundidad exhibirá una cantidad igual de masa. En la figura 2.7, la teoría de Airy se representa por una profundidad variable a la base de la raíz, mientras que la teoría de Pratt se representa por una función de densidad variable horizontal que cubre una profundidad casi plana de la indemnización (Estrada, 2012).

2.4 Anomalías de gravedad

Para la aplicación de las anomalías tenemos que considerar todos los cálculos anteriores de correcciones. La anomalía aire libre se expresa como:

$$A_{Al} = g_{obs} - g_n + C_{AL} \tag{2.28}$$

Densities in kilograms per cubic meter



Figure 2.7: Ejemplos de diferentes compensación isostatica Airy(izquierda) y Pratt(derecha).

La corrección de deriva está incluida en g_{obs} y g_n , es la gravedad normal. En cambio la anomalía de Bouguer, se expresa como:

$$A_{Al} = g_{obs} - g_n + C_{AL} - C_B + C_t$$
(2.29)

Figure 2.8: Reducción de anomalía de Bouguer.

2.5 Determinacion de densidad de reduccion

Se entiende por densidad de reducción el valor teórico de densidad que resulta de sustituir la distribución real de densidades entre el geoide y la superficie de medida, por una masa de densidad única, cuyo efecto fuera el mismo sobre la estación de medición. Si este cálculo fuera posible, la anomalía de Bouguer sería nula, sin embargo la anomalía de Bouguer surge como resultado de que la distribución de masas en el subsuelo no es homogénea y presenta variaciones sobre la densidad teórica.

El valor de densidad de reducción es también necesario para el cálculo de las correcciones de relieve o topográfica.

2.5.1 Método directo

Generalmente para el procesamiento gravimétrico a una gran escala se utiliza la densidad promedio de la corteza terrestre igual a $2670 kg/m^3$. Lo ideal sería conocer la densidad a partir de muestras de laboratorio, pero si el área de estudio es muy grande, se requerirán varias muestras, y aún así no serán muy representativas si la altura sobre el nivel del mar es grande.

2.5.2 Método Indirecto

Existe diferentes métodos para calcular la densidad de reducción, a través de las anomalías de Bouguer, pero uno de los mas reconocidos y utilizados es el método de Nettleton. En este método la topográfica se basa en la hipótesis de que las anomalías de Bouguer se comportan como cantidades aleatorias que no se correlacionadas con elevaciones puntuales (Telford, 1990).

Nettleton (1939) sugiere que las anomalías de Bouguer se calculan para diversas densidades a partir de mediciones de gravedad muy próximas entre sí sobre algunas topografías y que para una densidad óptima se determina de tal manera que las correlaciones entre la anomalía de gravedad y la topografía están totalmente ausentes (Yamamoto, 1998).



Figure 2.9: Ejemplo de representación del método Nettleton. Donde la densidad optima es $2.2g/cm^3$, ya que en el perfil tiene la menor correlación con la topografía.

Un buen ejemplo es ilustrado en la figura 2.9 que compara esquemáticamente los perfiles de densidad con la topografía local. Varios perfiles de gravedad se reducen con los factores de elevación correspondientes a las densidades mostradas. Se puede observar que la densidad de reducción óptima es de $2.2g/cm^3$ en este caso.

2.6 Separacion de anomalías regionales y residuales

Las grandes estructuras geológicas producen anomalías de Bouguer que se caracterizan por ser ondas amplias y suaves, llamadas tendencias regionales por su efecto o simplemente anomalía regional. Sobre esta puede estar superpuesta una anomalia local de extension limitada y menor longitud de onda llamada anomalía residual (Estrada, 2012).

Dado que lo que interesa en una medición gravimétrica es el efecto debido a la masa superficial, se elimina o reduce el correspondiente a la masa profunda. Por esto se define como anomalía regional al efecto de todo aquello que no interesa prospectar (Cantos, 1974), que se define como:

Anomalía residual=Anomalía de Bouguer - Anomalía regional

$$AB_{residual} = AB - AB_{regional} \tag{2.30}$$

Antes de la interpretación se debe resolver la separación del residual/regional, para evitar la generación de anomalías residuales ficticias. Tampoco se debe hacer una interpretación gravimétrica si no se cuanta con una información geológica adecuada, o algún dato proveniente de otro método de prospección geofísica. Existen diferentes métodos con los cuales podemos separar las frecuencias correspondientes a la gravedad residual y regional de los datos observados (Estrada, 2012).



Figure 2.10: Ejemplo representa la separación de la anomalía regional y residual, en la figura a, se aprecia la anomalía de Bouguer, en la figura b se muestra como seria la continuidad del campo gravitatorio en ausencia de anomalías locales y en figura c muestra la anomalía local (Lowrie, 2007).

2.7 Modelación de anomalías de gravedad de cuerpos con geometrías simples

Después de la eliminación de los efectos regionales en la anomalía de gravedad (residual) debe interpretarse en términos de una distribución de la densidad anómala. El análisis moderno se basa en el modelado iterativo utilizando computadoras de alta velocidad. Originalmente los métodos de interpretación utilizaban la comparación de anomalías de gravedad observadas con las anomalías calculadas de formas geométricas. El éxito de este enfoque simple es debido a la falta de sensibilidad de la forma de una anomalía gravedad a las variaciones menores en la distribución de la densidad anómala.

En particular, es importante darse cuenta de que la interpretación de anomalías de la gravedad no es única; diferentes distribuciones de densidad pueden dar la misma anomalía (Lowrie, 2007).

2.7.1 Efecto en la gravedad terrestre vertical debido de una esfera

La atracción de una esfera enterrada debajo de la superficie terrestre se puede observar que es la misma en la superficie terrestre como a cierta distancia en el espacio; la fórmula del efecto en gravedad terrestre vertical en el punto p es (Telford, 1990):



Figure 2.11: Efecto de gravedad vertical de una esfera en el punto P.

$$\Delta g_z = \frac{4\pi G \Delta \rho R^3}{3} \frac{z}{(x^2 + z^2)^{3/2}}$$
(2.31)

Donde:

R = radio de la esfera (m)

 $\mathbf{x}=$ distancia horizontal desde el centro de la esfera (m)

z = profundidad de la esfera (m)

El cambio del efecto en gravedad terrestre vertical de Δg_z , con $\Delta \rho = 1000 kg/m^3$, R =1 m y z =1,1.1,1.2 m es como se observa en la figura 2.12.



Figure 2.12: Representa el efecto en gravedad vertical debido una esfera considerando diferentes profundidades entre z =1,1.1,1.2 m, con una densidad de $\Delta \rho = 1000 kg/m^3$, y un radio de la esfera de R =1 m como se observa en la figura.

2.7.2 Efecto en la gravedad terrestre vertical debido a una barra

La atracción gravitacional vertical Δg_z , debido a una barra con una inclinación α y sección transversal ΔA en el punto P, figura 2.13 (Telford, 1990).



Figure 2.13: Efecto de gravedad vertical de una barra en el punto P

$$\Delta g_z = \frac{G\Delta\rho\Delta A}{xsin\alpha} \left[\frac{x + zcot\alpha}{\left(z^2 csc^2\alpha + 2xzcot\alpha + x^2\right)}\right]^{1/2} - \frac{x + zcot\alpha + Lcos\alpha}{\left(\left(L + zcsc\alpha\right)^2 + x^2 + 2x(Lcos\alpha + zcot\alpha)\right)}\right]^{1/2}$$
(2.32)

Donde:

- $\Delta A = \operatorname{secci}(m^2)$
- $\mathbf{x}=$ distancia horizontal desde el O (m)
- z = profundidad de la barra (m)
- $\alpha = \mathrm{inclinación}$
- L = largo de la barra en (m)

El cambio en la atracción gravitacional vertical Δg_z , debido a una barra delgada con una inclinación $\alpha = 45^{\circ}, 90^{\circ}, 135^{\circ}, z=1m, \Delta \rho = 1000 kg/m^3, \Delta A = 1^2 m, L=1m$ como se muestra en la figura 2.14.



Figure 2.14: Efecto en gravedad vertical debido una barra delgada con una inclinación $\alpha = 45^{\circ}, 90^{\circ}, 135^{\circ},$ z=1m, $\Delta \rho = 1000 kg/m^3$, $\Delta A = 1^2 m$, L=1m, como se observa en la figura.

También estas figuras geométricas se pueden utilizar en conjunto para modelar diferentes estructuras geológicas o topografías de la zona de estudio, lo cual esto ultimo fue lo utilizado en la modelación de los experimentos gravimetricos.

2.8 Errores y Estadísticos

Al realizar comparaciones entre variables, se necesitan evaluar diferentes errores y estadístico, para ver la validez de los datos obtenidos, algunos de eso se describen a continuación.

2.8.1 Error absoluto medio

Para conocer la precisión de un cálculo, se debe expresar la cercanía de la medición cuantitativa al valor real. Cuanto más cerca esté una cantidad medida al valor real, mayor será la precisión de la medición. La diferencia entre la cantidad medida y su valor real se encuentra utilizando la fórmula E = xi - xr, donde xi es la cantidad medida o modelo, xt es el valor real o observado y E es el error absoluto.Si la cantidad medida es menor que el valor real, entonces el error absoluto es negativo, mientras que si la cantidad medida es mayor que el valor real, el error absoluto es positivo (Johson, 19996).

2.8.2 Error cuadrático medio (RMS)

El error cuadrático medio (root mean square error) es la raíz cuadrada el promedio de la suma de diferencias cuadráticas entre los valores observados en la serie y los esperados según modelo de tendencia. Se expresa en la misma magnitud de medida que la variable y mientras menor sea el este valor, mas adecuado es el modelo (Aguirre, 1994).

2.8.3 Correlación

La correlación determina la relación o dependencia que existe entre dos variables de interés, es decir, determinar si los cambios en una de las variables influyen en la otra variable. En el caso que esto suceda, diremos que las variables están correlacionadas o que hay correlación entre ellas.

En particular, nos interesa cuantificar la intensidad de la relación lineal entre dos variables. El parámetro que nos da tal cuantificación es el coeficiente de correlación lineal de Pearson r^2 , cuyo valor oscila entre -1 y 1 (Lind & Marchal, 2001).

$$-1 \le r = \frac{Cov(x,y)}{S_x S_y} = \frac{\sum_{t=1}^n (X_t - \bar{X})(Y_t - \bar{Y})}{\sqrt{\sum_{t=1}^n (X_t - \bar{X})^2} \sqrt{\sum_{t=1}^n (Y_t - \bar{Y})^2}} \le 1$$
(2.33)

De acuerdo a rango de valor que se obtenga, podemos determinar que tipo de correlación poseen entre las dos las variables de interés, como se muestra en la figura 2.15.

Correlación negativa perfecta	Correlación negativa fuerte	Correlación negativa moderada	Correlación negativa débil	Ninguna correlación	Correlación positiva débil	Correlación positiva moderada	Correlación positiva fuerte	Correlación postiva perfecta
- 1.00		- 0.50		0		0.50		1.00

Figure 2.15: Diagrama resumen del análisis del coeficiente de correlación entre dos variables.

Capítulo 3

Zona de estudio

3.1 Ubicación geográfica

El área de estudio se encuentra localizada en la comuna de Concepción, Región de Biobío, Chile. En latitud 36.8282° S y Longitud 73.0349° O, en el campus de la Universidad de Concepción, como se aprecia en la figura 3.1, donde se representan diferentes acercamiento a la zona de estudio, para ejemplificar las dimensiones de estudio, siendo la figura a un esquema general mostrando las ciudades que rodean al perfil a una escala de 10 km. Posteriormente un acercamiento para mostrar puntos de referencias como el TIGO, el observatorio geodésico de la universidad de Concepción, la facultad de ciencias físicas y matemáticas. Y por ultimo en figura c, se representa el perfil la linea de color blanco referencia do según la primera y ultima estación de medición. Este perfil se realizó el día 6 de diciembre 2013, el cual cuenta con estaciones 44 considerando la estación base se realizaron 8 mediciones a lo largo del perfil.

También se realizó un segundo perfil gravimétrico, el cual se encuentra localizado en la comuna de Hualpén, Región de Biobío, Chile. En Hualpén latitud 36.8032°S y longitud 73.1052°O, como se observa en la figura 3.2, este consta con 58 estaciones más la estación base, el cual se realizó el día 7 diciembre del 2013. Se observa que para este perfil, se trabajando a una escala mucho menor que el anterior en el orden de 50 metros, siendo el largo del perfil de 25 metros,en la figura b, se pueden apreciar las algunas referencias de la zona como la rotonda de Hualpén, que esta adelante del perfil, ademas de la empresa Essbio y finalmente en la figura c se tiene el perfil representado por la linea blanca.

3.2 Características de la zona de estudio

En un ámbito general el Concepción urbano, se encuentra formado por rocas ígneas intrusivas, sedimentarias clásticas y las rocas metamórficas que conforman los cerros existentes en el sector. Las rocas se presentan en un estado muy avanzado de meteorización y oxidación de minerales ferromagnéticos, los que les confieren un color rojo-amarillento característico (Quezada, 1996).



Figure 3.1: Se observa la zona de estudio del perfil UdeC una vista general de la zona a una escala 10 km en la figura a, en la figura b podemos observar una acercamiento de la zona a una escala de 4 km y en figura c se representa este perfil, con una linea de color blanco determinada por la primera estación y la ultima estación, a una escala de 200 metros

Se puede visualizar el mapa geológico y los perfiles gravimétricos, realizados por Meinardus & Montenegro de 1968. Como se observa en la figura 3.3, el perfil UdeC se encuentras sobre un relleno sedimentarios, que por detalle de los perfiles gravimétricos tendrían una densidad de $2100 kg/m^3$ (Quezada, 1996).

En una escala más localizada se puede detallar las caracterizas del suelo del perfil UdeC, como se observa en las imágenes de 3.4, este perfil se encuentra localizado alrededor de la facultad de ciencias físicas y matemáticas de la Universidad de Concepción.

En la imagen a se aprecia la primera ladera de la depresión en las cual se realizaron las primeas mediciones al cual podemos observar se encuentra rodeada de árboles y al bajar se encuentra el mural y el monumento ubicado al costado derecho de la facultad, en la imagen b se observa que al bajar la laderas los pastos donde se continuo con las mediciones hasta llegar a la facultad y se continuo hasta la ladera posterior donde se encuentra ubicada la cabinas y escalera que se observa en la imagen d. Con lo descrito anteriormente podemos decir que el valle de la depresión, debería estar formado por un relleno compactado que permita sostener las edificaciones que componen el perfil UdeC, esta información fue verificada solicitando información a la empresa constructora encargada de la edificación del departamento de astronomía de la facultad, en el cual



Figure 3.2: Se observa la zona de estudio del perfil Essbio una vista general de la zona a una escala 10 km en la figura a, en la figura b podemos observar una acercamiento de la zona a una escala de 200 m apreciando la rotonda de Huapén como referencia y en figura c se representa este perfil, con una linea de color blanco determinada por la primera estación y la ultima estación, a una escala de 50 metros

se confirmó que la facultad se encontraba sobre un relleno el cual tendría una densidad de $1900 kg/m^3$, que se verifica en el informe de mecánica de suelos de la empresa EMPRO Ltda.

En cambio en el caso del perfil Essbio, se observa en la imagen a de la figura 3.5, la línea amarilla que como dirección en que se tomaron las mediciones vista desde la primera estación de medición, en la imagen b se ve nuevamente el perfil, pero desde el cerco observado en la imagen a , luego en la imagen c se aprecia como el perfil cruza el camino, con lo que se puede apreciar que es un suelo compuesto por arenas, compactado en la formación de camino el cual podría corresponder a una densidad entre 1000 a $2000kg/m^3$ (Alonso, 2002). Finalmente en la imagen d se observa el tipo de instalaciones domesticas o tuberías que se encontrarían debajo de la superficie, las cuales se encontrarían a una baja profundidad, lo que será de gran importancia en las creación de los posteriores modelos de topografía para el perfil.



Figure 3.3: Geología de Concepción ademas de fallas geológicas de la zona (Quezada, 1996).



Figure 3.4: Imágenes de la zona de estudio del perfil UdeC, en la imagen A se muestra donde se realizaron los primeros puntos de medición alrededor del mural, en la imagen B donde se realizaron los puntos centrales de la depresión(estacionamiento y césped del campus), en la imagen C se muestra donde se realizaron los puntos alrededor de la facultad de ciencias físicas y matemáticas y finalmente en la imagen D se muestra los punto medidos en las cabinas de la facultad de Geología de la Universidad de Concepción.



Figure 3.5: Imágenes de la zona de estudio del perfil Essbio, en la imagen A muestra la zona de estudio desde el primer punto de medición, en la imagen B desde el punto del cerco hasta los primeros puntos de medición donde se observa un terreno plano, en la imagen c una vista lateral de los puntos de medición y finalmente en la figura D donde se muestran una tubería de la zona de estudio a poca profundidad.

Capítulo 4

Metodología

4.1 Estación base absoluta

La estación base absoluta, está localizada en el campus de la Universidad de Concepción en el Observatorio Geodésico Integrado Transportable (TIGO), sus coordenadas geográficas son latitud $36.8437^{\circ}S$ y longitud $73.0256^{\circ}E$, con una elevación de 180m.



Figure 4.1: Mapa de ubicación TIGO imagen de la izquierda, y en las imágenes de la derecha el gravímetro utilizado en esta base.

4.2 Adquisición de datos

La adquisición de los datos se obtuvo gracias a la colaboración de la empresa GeoApp, en el marco del curso de prospección geofísica (513431), dictado por el profesor Arturo Belmenote, en la Universidad de Concepción.

Las mediciones del primer perfil gravimetrico se realizaron el día 6 de diciembre de 2013, en el campus de la Universidad de Concepción, consta con 43 estaciones de medición mas una estación base, en este trabajo el perfil se denomina perfil UdeC.

El segundo perfil se realizo el día 7 de diciembre de 2013, en los alrededores de la rotonda de Hualpén, consta de 55 estaciones de medición mas una estación base y este perfil se denomina perfil Essbio.

4.3 Adquisición de datos topográficos

Como se mencionó anteriormente los datos de gravedad obtenidos tiene que ser corregidos por diferentes correcciones, entre ellas se encuentra la corrección topográfica, la que permite corregir los efectos de la topográfica del la zona de estudio. Para aplicación de esta corrección es necesaria la utilización un modelo de elevación (DEM).

Para el caso de este estudio fueron facilitados a través del profesor, Oscar Cifuentes, del departamento de geográfica de la Universidad de Concepción. Corresponde a un DEM de la cuidad de Concepción, con una resolución 2.5 metros.

4.4 Instrumento de Medición

El instrumento de medición utilizado para este trabajo corresponde al gravímetro Lacoste & Romberg. Antes de la utilización del gravímetro, se tiene que realizar una regulación del instrumento o verificación de este, la cual consiste en una medición repetitiva en un misma estación absoluta de gravedad.

Posteriormente se realizan las medición de las estaciones en la zona de estudio, obteniendo valores de gravedad terrestre. Para después de un procesamiento se obtendrá las anomalías de gravedad, este procesamiento se detalla a continuación en capítulo de resultados.

Capítulo 5

Resultados

5.1 Conversión de Lecturas

A los datos obtenidos en terreno, una vez tabulados se realizan las conversiones necesarias para convertir estos valores de cuentas (Lecturas gravimetricas) en valores reales de gravedad en mGal, esto se realiza considerando el factor de conversión propio de cada gravímetro.

Para este perfil se utilizo el gravímetro Lacoste & Romberg, el cual posee una tabla de conversión de 0 a 7000 cuentas, divididas en intervalos de 100 cuentas, con su correspondiente valor real de gravedad, ademas de su respectivo factor de conversión, como se puede apreciar en la figura A.1 del Apéndice A.

Las mediciones para el perfil UdeC, están sobre el rango de 3500 cuentas, por lo cual diferencia entre el valor medido y 3500, es multiplicado por el factor correspondiente de 1.06296, este posteriormente es sumado al valor real de gravedad para este intervalo, obteniendo así el la gravedad observada para cada estación.

Tantos las conversiones para el perfil UdeC y Essbio se puede observar en la figura 5.1, donde para ninguno de los dos perfiles hubo un cambio en la curva de datos, si no solo una transformación de los valores.



Figure 5.1: Se representa las conversiones realizadas para pasar de cuentas a valores de reales de gravedad en mGal, para cada figura en el eje de las ordenada izquierda se representa las cuentas y en el la ordenada de la derecha los valores de gravedad en mGal, respecto a su tiempo de medición en minutos. La figura de la izquierda se encuentra las conversiones para el perfil UdeC y a la derecha las del perfil Essbio.

5.2 Estación base

Una vez realizada las conversiones respectivas, los datos se separaron entre la gravedad observada (estaciones), que son cada uno de los puntos donde se realizaron las mediciones de gravedad y la estación base, donde se realizan varias mediciones de gravedad, para observar y corregir deriva de los datos con el tiempo. Podemos apreciar en la figura 5.2, bruscas variaciones en los valores de gravedad en ambas estaciones bases, esto demuestra como varia la gravedad en un mismo lugar a lo largo del día, por lo cual se hace necesario corregir estas variaciones a través de la corrección por deriva.



Figure 5.2: En este figura representa los valores de gravedad en mGal de las estaciones (color azul) y estación base (color negro) respecto al tiempo de medición en minutos, con el propósito de observar las variación de cada una a lo largo del perfil. En la figura de la izquierda se aprecia las del perfil UdeC y en la figura de la derecha las del perfil Essbio.

5.3 Corrección por deriva

La primera corrección aplicada es por deriva, en la cual se utilizan las ecuaciones 2.15 y 2.16, descritas anteriormente en el marco teórico. Para el cálculo de la deriva tenemos $g_{obs(inical \ base)}$ y $g_{obs(final \ base)}$, que corresponden a valor de gravedad observado inicial y final de un intervalo, respectivamente. Luego para calcular el valor de gravedad observado corregido se utiliza la ecuación 2.16, para cada unos de las estaciones.

En la figura 5.3 se observan los cambian en los datos al aplicar la correcciones por deriva, una lineal (color amarillo), que solo considera la primera y ultima medición en la estación base, luego se aplica corrección por deriva por intervalos entre medición de estación base (color celeste) y finalmente los datos sin corrección en (color azul). Donde se aprecia que para ambos perfiles la mejor corrección, es la que corrige los datos observados por tramos, debido que percibe las variaciones generales y las variaciones entre cada una de las mediciones de la estación base. En el caso del perfil UdeC se observa los menores valores al inicio y final del perfil. Para Essbio se aprecia como la corrección por deriva linealiza los datos, eliminado su tendencia a disminuir a lo largo del perfil.



Figure 5.3: Se representan de las diferentes correcciones por derivas aplicadas a los datos observados. Como la corrección de deriva lineal (color amarillo), por tramos (color celeste) y estaciones sin corrección (color azul), en valores de mGal, respecto su distancia de la primera estación en metros. Para el perfil UdeC en la figura de la izquierda y para el perfil Essbio en la figura de la derecha.

5.4 Gravedad Normal

Antes de calcular las anomalías es necesario conocer la gravedad teórica o normal de cada estación y así conocer las diferencias entre los valores de gravedad teórica y observadas. Como se menciono en el marco teórico, existen diferentes ecuaciones para obtenerla, en este trabajo se utilizo la ecuación 2.11, como se observa en la figura 5.4.



Figure 5.4: Se observan la gravedad normal o teórica, para el perfil UdeC en la figura izquierda y el perfil Essbio en la figura de la derecha, ambos valores en mGal respecto a su distancia desde la primera estación en metros.

5.5 Correcciones de aire libre y Bouguer

Las correcciones de aire libre y Bouguer son importantes pues nos permiten conocer el verdadero valor de gravedad observada. Las que se representan en la figura 5.5, para el perfil UdeC en la figura de la izquierda y perfil Essbio en la figura de la derecha. La corrección de aire libre (en color celeste) para ambos perfiles se ocupo la ecuación 2.21, que se representa en gráfico superior de cada una de las figuras.

En el perfil UdeC, se observa los mayores valores al inicio y final del perfil, que corresponden a los extremos de la depresión geográfica, debido que poseen una mayor elevación respecto a las demás estaciones. En el caso del perfil Essbio este valor tiene menores variaciones entre sus estaciones ya que el perfil se realizo, en una zona de estudio relativamente plana.

En el caso de la corrección de Bouguer, los valores son negativos ya que los efectos de la placa de Bouguer, aumentan los valores de gravedad observada en cada estación, por lo cual con esta corrección se elimina esa tendencia y para obtenerla se ocupa la ecuación 2.25, en ambos perfiles.

En la figura 5.5,(color verde) se observa la corrección de Bouguer para el perfil UdeC, siendo en los extremos los menores valores, contrario al caso de la corrección de aire libre. La densidad utilizada para esta corrección, fue obtenida a través de estudio de mecánica de suelos de la empresa EMPRO Ltda, entregado por el constructor civil a cargo de la construcción del departamento de astronomía, que corresponde en promedio de las densidades entregadas de $1900kg/m^3$. Para la corrección de Bouguer del perfil Essbio, se utilizo una densidad de $1700kg/m^3$, considerando un densidad de arenas compactadas.



Figure 5.5: Representación de la corrección de aire libre (color celeste) y Bouguer (color verde) del perfil UdeC ambas correcciones en mGal respecto a la distancia con la primera estación en metros, figura de la izquierda y mientras que en la figura de la derecha las misma correcciones para el perfil Essbio.

5.6 Anomalía de aire libre

Esta anomalía corresponde a los valores de gravedad observado, eliminando los efectos producidos por la altura y latitud de cada estación, la que se puede apreciar en la figura 5.6.

Igualmente que al corrección de aire libre se observan los mayores valores en los extremos en la anomalía de aire libre en el perfil UdeC, mientras que en al perfil Essbio se observa mas fluctuaciones entre las distintas estaciones, pero si se observan son valores pequeños en el orden de 0.1 a -0.15 mGal.

También en la figura 5.6, se muestran los datos suavizados para cada unos de los perfiles en color azul, para el perfil UdeC se ocupo un filtro de media móvil, el cual consiste en determinar cada punto como un promedio de una subconjunto de datos originales, donde mas se aprecia el suavizado de los datos es en la parte central del perfil. Para suavizar el perfil Essbio, se uso un filtro de alta frecuencia, eliminado las menores fluctuaciones del perfil.



Figure 5.6: Se observan las anomalías de aire libre para el perfil UdeC, ademas del la misma anomalía suavizada (color azul) en la figura de la izquierda y el perfil Essbio en la figura de la derecha, con su respectivo anomalía suavizada(color azul), ambas en mGal, respecto a la distancia de la primera estación en metros.

5.7 Determinación de la densidad

Para poder conocer la densidad del terreno, se pueden considerar variados métodos, entre los mas conocido se encuentra el método de Nettleton, el cual considera la densidad correcta como la que posea una menor correlación entre anomalía de Bouguer y su topografía.

Se considera la anomalía de Bouguer, para diferentes densidades, con objetivo de conocer con cual es la que posee una menor correlación con su topografía, para ambos perfiles se utilizo este método.

Para el perfil UdeC, se obtuvo una densidad de $2900kg/m^3$, considero una variación de densidades entre 1600 a $3000kg/m^3$, estas anomalías de Bouguer se observan en la figura 5.7 de la derecha, la de color azul la anomalía de Bouguer definitiva y la que posteriormente fue utilizada en la comparación de modelos gravimet-

ricos. En cambio para el perfil Essbio se puede observa en la figura 5.8, rango de densidad mas amplio que el perfil anterior, con este método se calcula una densidad del terreno de $3600 kg/m^3$, lo cual es una densidad muy superior a la esperada, por lo cual esta valor aun se encuentra en evaluación.

Para la creación de modelo se ocupo una densidad de $1100 kg/m^3$, densidad aproximada para arenas utilizada en relleno para caminos, la cual seria las que formaría parte del perfil Essbio, como se menciono en el capitulo de zona de estudio.



Figure 5.7: La figura se observan las valores de correlación para diferentes densidad en kg/m^3 (figura de la izquierda) y las anomalías de Bouguer para las mismas variación de densidades(figura de la derecha), para el perfil UdeC.



Figure 5.8: La figura se observan las valores de correlación para diferentes densidad en kg/m^3 (figura de la izquierda) y las anomalías de Bouguer para las mismas variación de densidades(figura de la derecha), para el perfil Essbio.

5.8 Corrección Topográfica

Antes de calcular la anomalía de Bouguer, es necesario conocer la corrección topográfica, para cada uno de los perfiles en estudio, el cual se realizo por el método descrito en el marco teórico, el método de Hammer, el cual considero un DEM a una resolución de 2.5 m al cual fue trabaja en el programa ArcGis para obtener la altura promedio de cada unos de los sectores, creados con este método.

Para la aplicación de este método, se realizaron las plantillas de Hammer, en el programa Autocad, cada una de las plantillas tiene 60 sectores con un radios variados entre 0 y 768 metros, cada sector fue aumentando el doble su radio externo.

En la figura 5.9, se observa la corrección topográfica, donde para el perfil UdeC en los extremos las variaciones son altas en comparación a los demás valores del perfil, siendo del orden de 0.34 mGal, esto puede deberse a una gran meteorización de la roca.

Para el perfil Essbio, las correcciones topográfica son mucho menores del orden de 1.5×10^{-3} a 4.3×10^{-3} mGal, de acuerdo a lo observado en la corrección topográfica.



Figure 5.9: Se presentan las correcciones topográficas de ambos perfiles, las que permiten corregir los efectos producidos por la topográfía de cada zona de estudio. En la figura de la izquierda se aprecia la corrección topográfica del perfil UdeC, en mGal por su distancia en metros y la figura de la derecha el perfil Essbio, igualmente en mGal por su distancia en metros

5.9 Anomalía de Bouguer

Esta anomalía se obtiene al aplicar las correcciones de altura, densidad y topografía a la gravedad observada en cada una de las estación. En la figura 5.10 se puede apreciar la anomalía de Bouger original (color verde), y además la misma anomalía suavizada a través de un filtro de media móvil (color negro). Para el perfil UdeC, se representa en la figura de la izquierda, mientras que el perfil Essbio se representa en la figura de la derecha. En el perfil UdeC podemos observar que las variaciones de gravedad fluctúan entre los 0.3 y -0.3 mgGal, siendo igualmente como en la corrección y anomalía de aire libre, los mayores valores en los extremos, asemejando la depresión geográfica donde fueron medidos. En el caso del perfil Essbio se aprecian que las variaciones de gravedad fluctúan entre los 0.1 y -0.1 mGal, siendo menores que el perfil anterior, también cabe notar que el perfil Essbio es aproximadamente 5 veces mas corto que el perfil UdeC.



Figure 5.10: La figura representa la anomalía de Bouguer para el perfil UdeC (izquierda) y perfil Essbio (derecha) en color verde y la misma anomalía filtrada en color negro (mGal) de acuerdo a su desplazamiento (m) y su estación base con un triangulo negro.

5.10 Modelos gravimétricos

Para comprobar si en la anomalía de Bouguer, calculadas anteriormente para cada perfil, se observan las variaciones en la gravedad debido al objetivo de interés en particular, se debe realizar una comparación entre los valores de gravedad teórica obtenidos a través de un modelamiento de la topografía de la zona y la anomalía de Bouguer respectiva del perfil.

5.10.1 Modelamiento del perfil UdeC

El modelo 2D del perfil UdeC, tiene un modelo topográfico con una densidad de $1800 kg/m^2$, desde la superficie hasta la interfaz que correspondería a la densidad de un arcilla compacta. Para posterior considerar una densidad aproximada del granito que equivale a $2590 kg/m^3$ debajo de la interfaz como se observa en la figura 5.11, .

Una vez obtenido el modelo topográfico, se cálculo la anomalía de Bouguer teórica del mismo, con el fin de ser comparada con la anomalía de Bouguer observada en el perfil, como se observa en el figura 5.12. Donde se tiene los mayores valores en los extremos del perfil del orden de 0.2 mGal y en el centro del perfil



Figure 5.11: Esquema del perfil UdeC en la primera figura y el modelo de la topografía del perfil considerando una densidad de $1900kg/m^3$ en la superficie, en cambio luego de la interfaz una densidad de $2590kg/m^3$, para posteriormente calcular la anomalía de Bouguer teórica.

los menores valores del orden de -0.2 mGal, en las estaciones planas de la depresión que corresponden a los alrededores de la facultad. Luego se cálculo la correlación entre los datos observados y el modelo dando como resultado 0.8654, lo que representa una correlación positiva fuerte, también se cálculo los errores absolutos de 0.1835 y un RMS 0.1948.

Para el caso del modelo 3D del perfil UdeC, se tiene un modelo topográfico que se aprecia en la figura 5.13. Desde la superficie hacia la interfaz se considera un densidad de $1200kg/m^3$, que representa la densidad de la arcilla blanda y posteriormente se considera una densidad $2800kg/m^3$, aproximada a la basándose en la densidad obtenida a trasvés del método de Nettleton.

Nuevamente con el modelo 3D del perfil UdeC, se calcula la anomalía de Bouguer teoría para posteriormente ser comparadas con la anomalía de Bouguer observada del perfil, como se observa en la figura 5.14. Donde se aprecia en color rojo el modelo, el cual se ajusta muy bien a los valores de anomalía de Bouguer en color azul, siendo en los extremos las mayores valores, del orden de 0.25 mGal, que corresponden a las ladera de la depresión, observando las mayores variaciones en el extremo derecho del perfil, por lo cual el modelo se tiene que crear una estructura artificial de densidad $3200kg/m^3$, que se aprecia en la figura 5.13 que representaría las escaleras que rodean los ultimas estaciones de medición, con lo que se logra ajustar el modelo y los menores valores se encuentran en las estaciones cerca de la facultad de -0.2 mGal. En general el modelo y datos observados se asemejan bastante bien, esto es corroborado a través del valor de correlación que corresponde 0.08979, esto quiere decir que existe una correlación positiva fuerte, entre los datos observados y el modelo 3D del perfil UdeC. Además se cálculo el error absoluto y RMS, dando como resultado 0.2020 y 0.2118 respectivamente.

Con todos los resultados descritos anteriormente se puede concluir, que es posible que un estudio gravimétrico a una escala de 250 m, se logre visualizar los efectos en el gravedad al pasar por una depresión geográfica,



Figure 5.12: Comparación de la gravedad teórica del modelo 2D para el perfil UdeC respecto la anomalía de Bouguer observada del perfil, en mGal y de acuerdo a su distancia en metros.



Figure 5.13: Representación de esquema del perfil
 UdeC figura superior y el Modelo de topografía del perfil
 UdeC considerando una densidad de $1200kg/m^3$ en la superficie, en cambio en la interfaz una densidad de
 $2800kg/m^3$ en la figura inferior.

tanto si se modela un perfil 2D y 3D, considerando este ultimo el cambio de densidad en la interfaz mas la ladera trasera perfil UdeC, que se observa la figura 5.15 que representa una vista desde arriba del perfil, donde es posible apreciar la curva de ladera considera en el modelo 3D, alrededor de perfil y en la figura de la derecha una vista lateral de la ladera trasera del perfil.



Figure 5.14: Comparación de la anomalía de Bouguer teórica de acuerdo al modelo 3D del perfil UdeC con la anomalía de Bouguer observada del perfil, en mGal respecto a su distancia en metros.



Figure 5.15: Se representa desde arriba del modelo 3D, del perfil UdeC en la figura de la derecha donde se observa en color azul las estaciones de medición y en la figura de la derecha una vista lateral noreste del modelo 3D, en metros.

5.10.2 Modelamiento del perfil Essbio

Para el perfil de Essbio, se tiene un modelo de topografía, donde se considera una densidad de relleno de terreno compactado igual a $1100kg/m^3$, en la superficie hasta la interfaz, donde cambia a una densidad de $2500kg/m^3$. Además se incluye las instalaciones domesticas (o tuberías) dispuesta en la zona de estudio como se aprecia en la figura 5.16.

La disposición de las diferentes tuberías en la zona de estudio fue entregada por la empresa Essbio la que se muestra en la figura 5.17.



Figure 5.16: Representación del modelo de topografía para el perfil Essbio, considerando una densidad del terreno en la superficie de $1100kg/m^3$ y en la interfaz de $2500kg/m^3$, además de la distribución de las cinco tuberías y sus características.

Una vez obtenido el modelo de Essbio se procedió a calcular la anomalía de Bouguer teoría sin considerar las tuberías de la zona de estudio, la cual se observa en la figura 5.18 en color azul, además se compara con la anomalía de Bouguer observada en color rojo, donde se observa que el modelo solo consideraría las variaciones de la topografía, con variaciones ente -0.02 a -0.14 mGal, teniendo los mayores valores al inicio del perfil hasta los 5 metros. También como en la modelación del perfil UdeC, se calcula la correlación obteniendo un valor de 0.3974 que representa una correlación positiva débil, además de un error absoluto de 0.0185 y un RMS de 0.0283.

En cambio si se consideran las tuberías de perfil Essbio, se observa como varia la anomalía de Bouguer teórica en el figura 5.19, ahora vemos como se ajustan mejor los datos observados y el modelo, donde en las posiciones de las tuberías se encuentran en los menores valores de gravedad, a los 2, 7, 21, 27 y 34 metros.



Figure 5.17: Representación de las distribución de las tuberías en la zona de estudio y el perfil Essbio en color negro

En el caso del perfil Essbio, se observa que desde los 25 m, ya son son cada 0.5 m las mediciones, por un mejor ajuste de los datos solo se considera los datos del modelo y datos observados hasta a una distancia 25 m. También se observa que para el modelo de Essbio considerando las tuberías se obtiene una correlación positiva y fuerte de 0.8063, que es mucho mayor que la que se obtiene con el modelo anterior, además se aprecia una disminución en el valor absoluto a 0.0139 y el RMS a 0.0180.

En la figura 5.20, representa un resumen de los errores y estadísticos, calculados para los diferentes modelos, con el propósito de confirmar si los datos observados de anomalías de Bouguer se ajustan satisfactoriamente a los modelos desarrollados.



Figure 5.18: Se representa la comparación entre la anomalía de Bouguer teoría y la anomalía de Bouguer en mGal con su respectiva distancia en metros, sin considerar las tuberías de la zona de estudio



Figure 5.19: Se representa la comparación entre la anomalía de Bouguer teoría y la anomalía de Bouguer en mGal con su respectiva distancia en metros, con considerar las tuberías de la zona de estudio, representadas por los círculos verdes en la parte superior de la figura

Perfil	U	DEC	ESSBIO		
Tipo modelo	2D	3D	Modelo sin tuberías	Modelo con tuberías	
Error absoluto	0.1835	0.2020	0.0185	0.0139	
RMS	0.1948	0.2118	0.02834	0.0180	
Correlación	0.8654	0.8979	0.3974	0.8063	

Figure 5.20: Resumen de los valores de error absoluto, RMS y Correlación, para ambos perfiles al comparar los valores de anomalía de Bouguer observados y modelados

Capítulo 6

Discusión y Conclusiones

6.1 Discusión

Se recomienda para futuros experimentos gravimétricos se debería implementar un gravímetro con mayor sensibilidad y estabilidad, como el gravímetro SCINTREX CG3M, que toman muestras automáticamente y las almacena en una memoria dentro del mismo.

También se deberían realiza grillas gravimétricas en vez de perfiles gravimétricos, para cubrir en más detalle la zona de estudio, como lo que se realizó en estudio sobre microgravimétrico destinado a localizar las anomalías del subsuelo que podrían deberse a hundimientos de un terreno, lo que permitiría realizar un análisis más detallado, ya que se obtendrían más direcciones y estaciones de medición (Camacho, 1996).

Además se debería poseer un DEM de topografía de muy alta resolución de la zona, debido al hecho que se trabaja a una escala tan reducida, las pequeñas variaciones en la topografía pueden afectar los cálculos finales de la anomalía de Bouguer.

6.2 Conclusiones

De acuerdo a los resultados obtenidos y las interpretaciones realizadas, se puede decir que se logra visualizar el efecto en la gravedad debido al pasar por una pequeña depresión geográfica, que corresponde al objetivo principal de este trabajo.

Esto se puede apreciar en las figura 5.12 y 5.14 donde se realizaron las comparación de las anomalías de Bouguer observada y teórica, tanto para el modelo 2D como el 3D en el perfil UdeC, mostrando un gran ajuste entre los datos observados y los modelados. Lo cual fue corroborado a través de los cálculos de correlación para ambos modelos creados, siendo el modelo 3D que posee una mayor correlación con los datos observados con un valor de 0.8979, debido a que considera tanto las laderas laterales como trasera del perfil, cubriendo mejor la zona de estudio que el modelo 2D que solo considera las laderas laterales.

Para el perfil Essbio se realizó un modelo 2D, con el cual también se logró el objetivo plantado el de observar el efecto en la gravedad debido a instalaciones domésticas, lo cual se aprecian en la figura 5.19, donde los valles del modelo representan el efecto en la gravedad producto por tuberías en el subsuelo coinciden con los datos observados. Igualmente fue calcula la correlación entre el modelo y los datos observados dando como resultado un correlación de 0.8063, lo que corresponde a una buena correlación.

Además se obtiene las anomalías de aire libre para cada uno de los perfiles las cuales son coherente con los esperando, con los valores mayores en los extremos y menores valores en el centro de la depresión geográfica del perfil UdeC, debido a la elevación de la estaciones.

A pesar de ser los primeros modelos utilizados para ambos perfiles se lograr ver un buen ajuste entre los datos observados y modelados, los cuales pueden ser mejorados en trabajos futuros.

Appendix A

Tabla de Conversiones

COUNTER	VALUE IN	FACTOR FOR	COUNTER	VALUE IN	FACTOR FO
READING*	MILLIGALS	INTERVAL	READING*	MILLIGALS	INTERVAL
000	000 00	1 06277	3600	202/ 22	1.0000
100	106.00	1.062//	3000	3824.23	1.06301
200	106.28	1.06266	3700	3930.53	1.06306
200	212.04	1.06255	3800	4036.84	1.06310
300 .	318.80	1.06245	3900	4143.15	1.06314
400	425.04	1.06235	4000	4249.46	1.06317
500	531.28	1.06226	4100	4355.78	1.06320
600	637.50	1.06218	4200	4462.10	1.06323
700	743.72	1.06212	4300	4568.42	1.06325
800	849.93	1.06207	4400	4674.74	1.06327
900	956.14	1.06202	4.500	4781.07	1.0\$329
1000	1062.34	1.06198	4600	4887.40	1.06330
1100	1168.54	1.06194	4700	4993.73	1.06331
1200	1274.74	1.06190	4800	. 5100.06	1.06331
1300	1380.93	1.06189	4900	5206.39	1.06330
1400	1487.11	1.06188	5000	5312.72	1.06329
1500	1593.30	1.06188	5100	5419.05	1.06326
1600	1699.49	1.06189	5200	5525.38	1.06322
700	1805.68	1.06191	5300	5631.70	1.06316
.800	1911.87	1.06194	5400	5738.02	1.06311
.900	2018.06	1.06198	5500	5844.33	1.06306
000	2124.26	1.06202	5600	5950.63	1.06300
1.00	2230.46	1.06207	5700	6056.93	1.06293
200	2336.67	1.06212	5800	6163.23	1.06285
300	2442.88	1.06218	5900	6269.51	1.06276
400	2549.10	1.06224	6000	6375.79	1.06265
500	2655.33	1.06230	6100	6482.05	1.06252
600	2761.56	1.06236	6200	6588.30	1.06237
700 .	2867.79	1.06242	6300	6694.54	1.06220
800	2974.03	1,06250	6400	6800.76	1.06200
900	3080.28	1.06257	6500	6906.96	1.06179
000	3186.54	1.06265	6600	7013.14	1.06155
100	3292.81	1.06272	6700	7119.29	1.06132
200	3399.08	1.06279	6800	7225.43	1.06107
300	3505.36	1.06285	6900	7331.53	1.06079
400	3611.64	1.06291	7000	7437.61	
500	3717.93	1.06296			

Figure A.1: Tabla de Conversiones del gravímetro Lacoste & Romberg.

Referencias

- AGUIRRE, A. (1994). Introduccion al tratamiento de series tamporales (Aplicaion a las cientas de la salud). Diaz de Santos, 1 ed.
- ALONSO, E. (2002). Suelos compactados en la teoría y en la práctica.
- BLAKELY, J. (1996). POTENTIAL THEORY IN GRAVITY AND MAGNETIC APPLICATIONS. Cambridge University Press, 1 ed.
- CAMACHO, M. F. Y. V. R., A (1996). Detección gravimétrica de anomalías del subsuelo en una zona urbana afectada por hundimientos.
- CANTOS, F. (1974). Tratado de geofisica aplicada.
- DIAS, R. (1939). Lacoste & romberg model g and d meter manual.
- ESTRADA, L. (2012). Prospección gravimétrica.
- JOHSON, R. (19996). Elementary Statistic. South-Western, 1 ed.
- LIND, M. R., D. & MARCHAL, W. (2001). Estadistica para administración y economía.
- LOWRIE, W. (2007). Fundamentals of Geophysics. Cambridge University Press, 1 ed.
- MILSON, J. (2003). Fiel Geophysics. University Collage London, 3 ed.
- NETTLETON, L. (1976). *Gravity and magnetics in oil prospecting*. New York, McGraw-Hill Book Company, 1 ed.
- PARANIS, D. (1970). Principios de Geofísica Aplicada. Paraninfo, 1 ed.
- QUEZADA, J. (1996). Antecedentes geologicos y geotecnicos de la ciudad de concepción.
- SEIGEL, H. (1995). Gravguid.scintrex limited.
- SINERIZ, J. (1928). Los métodos geofisicos de prospección. Madrid, Tip. y lit. Coullaut, 3 ed.
- SÁNCHEZ, Q. (2005). Correcion topográfica de datos gravimetricos ultilizando modelos de elevación digitales, facultad de ingeniería unam.
- TELFORD, W. (1990). Applied Geophysics. Cambridge University 1990, 2 ed.

- TOMAS, R. & MISAC, N. (2012). Fundamentals of gravity exploration. Society of Exploration Geophysicists, 1 ed.
- UDIAS, A. (1997). Fundamentos de geofísica. Alianza, 1 ed.
- VIRQUEZ, O. (2008). Aplicación del software grablox de inversión gravimetrica 3d a un caso de estudio:cuenca del valle de caracas. sartenejas.
- YAMAMOTO, A. (1998). Estimating the optimum reduction density for gravity anomaly: A theoretical overview. *Fac.Sci, Hokkaido Univ, Ser VII* 11, 577–599.