



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**MODELADO ESTRUCTURAL DEL CRATER DE
IMPACTO DE CHICXULUB DERIVADO DE
DATOS DE ANOMALIAS GRAVIMETRICAS Y
MAGNETICAS**

TESIS

Que para obtener el título de

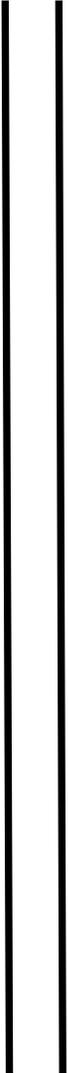
INGENIERO GEOFISICO

P R E S E N T A

OSCAR ARELLANO CATALAN

DIRECTOR DE TESIS

DR. JAIME URRUTIA FUCUGAUCHI



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

Agradecimientos

Agradezco profundamente a la Universidad Nacional Autónoma de México y a la Facultad de Ingeniería por haberme brindado conocimientos y valores los cuales han contribuido a mi formación tanto humana como profesional.

Al Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi, por su apoyo y enseñanzas, sin los cuales no hubiera sido posible la realización de esta tesis.

A la M.C Iza Canales por su apoyo durante la realización de la presente tesis y por obsequiarme su invaluable tiempo.

A mis sinodales Osvaldo Sánchez, Carlos Ortiz y Mauricio Nava, por la revisión, sus comentarios y por aceptar ser parte del jurado

Al Ing. Carlos Pita de la Paz y a la Señora Olivia Slim por haberme brindado mi primera oportunidad profesional.

Dedicatoria



*A mi abuela Aurelia Avisés Alvares y a mi padre Rafael Arellano
Avisés, que en paz descansen los cuales han dejado un gran vacío en mi alma.*

Contenido

Resumen.....	1
Abstract	2
Introducción	3
Objetivos:	3
1 Antecedentes	4
• 1.1 Zona de estudio.....	4
• 1.2 Evolución geológica de la Plataforma Carbonatada de Yucatán.....	5
• 1.3 Hipótesis del impacto y su relación con la frontera K/T	6
• 1.4 El Cráter de impacto de Chicxulub	7
• 1.5 Etapas de Formación de un cráter de impacto	11
• 1.6 Tipos de Cráter	13
• 1.5 Estudios Gravimétricos previos en el cráter del Chicxulub.....	15
• 1.6 Estudios Magnetométricos previos en el cráter del Chicxulub.....	21
2 Fundamentos teóricos del método gravimétrico.....	27
• 2.1 Introducción	27
• 2.1 Mediciones de la gravedad	28
• 2.2 Anomalías gravimétricas	29
• 2.2 Gravedad teórica.....	30
• 2.3 Forma de la Tierra	31
3 Fundamentos Teóricos del Método Magnetometrico	32
• 3.1 Introducción	32
• 3.1.1 Conceptos Básicos de Geomagnetismo	33
• 3.1.2 Campo geomagnético	35
• 3.1.3 Vector de campo Geomagnético	36
• 3.2 Corrección de los datos magnéticos	37
• 3.3 Anomalía magnética.....	38

• 3.4 Teoría básica del procesado de datos.....	38
• 3.4.1 Reducción al polo.....	39
• 3.4.4 Segunda derivada vertical.....	40
• 3.4.5 Señal analítica	41
• 3.4.6 Gradiente Horizontal.....	42
• 3.4.8 Deconvolución de Euler	43
• 3.4.8 Modelado directo 2D	44
4 Proceso y resultados de los datos gravimétricos.....	47
5 Proceso y Resultados de los Magnéticos	63
6 Discusión	77
7 Conclusiones.....	80
Bibliografía	81

Resumen

Se presenta el procesado y modelado de datos de anomalía gravimétrica de Bouguer y de Anomalía Magnética de Campo Total, en el área que comprende la Plataforma Carbonatada de Yucatán, zona en la cual se localiza la estructura de impacto de Chicxulub. La obtención de los datos gravimétricos se llevó a cabo por medio de la vectorización del mapa de la anomalía de Bouguer y para el caso magnético los datos se obtuvieron por medio de la vectorización del mapa de anomalía magnética de campo total.

En esta tesis se utilizan datos de anomalías gravimétricas y magnéticas para elaborar mapas y modelos 2D.

Como parte del análisis gravimétrico se presentan los siguientes resultados: mapa gravimétrico de la anomalía de Bouguer, como parte de los procesos de detección de bordes se realizó la segunda derivada vertical y el gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer. La estimación de la profundidad de las fuentes se llevó a cabo con la deconvolución de Euler. También se generaron modelos gravimétricos a partir de dos perfiles tomados de la anomalía de Bouguer.

Como parte del procesado de datos magnéticos se obtuvieron los siguientes resultados: mapa de la anomalía magnética de campo total, reducción al polo, segunda derivada vertical. Para estimar la profundidad de las fuentes magnéticas se llevó a cabo la deconvolución de Euler. También se generaron modelos magnéticos a partir de dos perfiles tomados de la anomalía magnética de campo total.

Abstract

Here's presented the processing and modelling for the Bouguer's gravimetric anomaly, and the corresponding processing and modelling for the total field magnetic anomaly in the area comprehended by the Yucatan's carbonate platform, the zone where the Chicxulub impact crater is located. The acquiring of the gravimetric data was made through vectorization of the Bouguer's anomaly map, and for the magnetic case the data were obtained through the vectorization of the total field magnetic anomaly map.

In this Thesis gravimetric and magnetic anomaly were used to elaborate maps and models in 2-D.

As a part from the gravimetric analysis the following results are presented: Bouguer's anomaly gravimetric map. As a part of border detection process a second vertical derivate was made and the horizontal gradient of the Bouguer anomaly. The source's deep estimation was done through Euler deconvolution. Gravimetric models were also generated from the two profiles taken from the total field magnetic anomaly.

As a part from the processing of magnetic data, the following result were obtained: map of the total field magnetic anomaly, pole reduction, second vertical derivate. To estimate the depth of the magnetic sources and Euler deconvolution was carried along. Also magnetic models were generated from the taken profiles from the total field magnetic anomaly.

Introducción

En la parte norte de la Península de Yucatán se localiza el cráter de impacto de Chicxulub, el cual ha sido relacionado con la extinción masiva ocurrida en el límite Cretácico/Paleógeno. El cráter yace sepultado bajo una capa de carbonatos con un espesor de 300 a 1100 m, lo cual aunado a una casi nula actividad sísmica y volcánica han favorecido la preservación de la mayoría de las unidades que conforman el cráter de impacto de Chicxulub (Sharpton, Burke, Camargo, Hall, Lee, Marín, Quezada, Spudis y Urrutia, 1993).

Actualmente se dispone de mucha información relacionada con la estructura del cráter por lo que se estima que el diámetro de la estructura de impacto del Chicxulub es de 180 Km aproximadamente (Pilkington y Hildebrand, 1994), por lo que el modelado de campos potenciales sobre el cráter proporciona información de gran utilidad para estimar el tamaño de su radio, así como la posible ubicación del levantamiento central, de los anillos y de la estructura interna del cráter.

En esta Tesis se procesan datos gravimétricos y magnéticos con el fin de elaborar mapas de anomalías de campos potenciales que sirvan para delimitar los bordes de las estructuras que componen el cráter del Chicxulub, también se realiza el modelado en 2-D de dos perfiles gravimétricos y dos perfiles magnéticos que atraviesan el centro del cráter utilizando el modelado de Talwani.

Objetivos:

1. Elaborar mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas con el fin de delimitar en planta elementos estructuras que conforman el cráter.
2. Estimar la profundidad de las fuentes que controlan la respuesta magnética y gravimétrica.
3. Elaborar modelos estructurales del cráter de impacto de Chicxulub.

1 Antecedentes

1.1 Zona de estudio

La plataforma carbonatada de Yucatán (**Figura 1.1**) tiene una extensión de aproximadamente 300,000 Km², e incluye el oriente de Campeche, el estado de Yucatán, el estado de Quintana Roo, la porción Norte de Guatemala y el Noreste de Belice (López Ramos, 1973). Topográficamente la plataforma se puede dividir en tres zonas: planicie Norte, planicie Sur y la Sierra de Ticul. La plataforma está limitada geomorfológicamente al norte y parte del noreste por el Talud Continental del Banco de Campeche, al sur por el relieve del Arco de la Libertad que incluye parte de Guatemala y las montañas Mayas de Belice. Al oriente está limitada por el Talud Continental del Mar del Caribe y al Oeste por la Planicie Costera del Golfo de México.

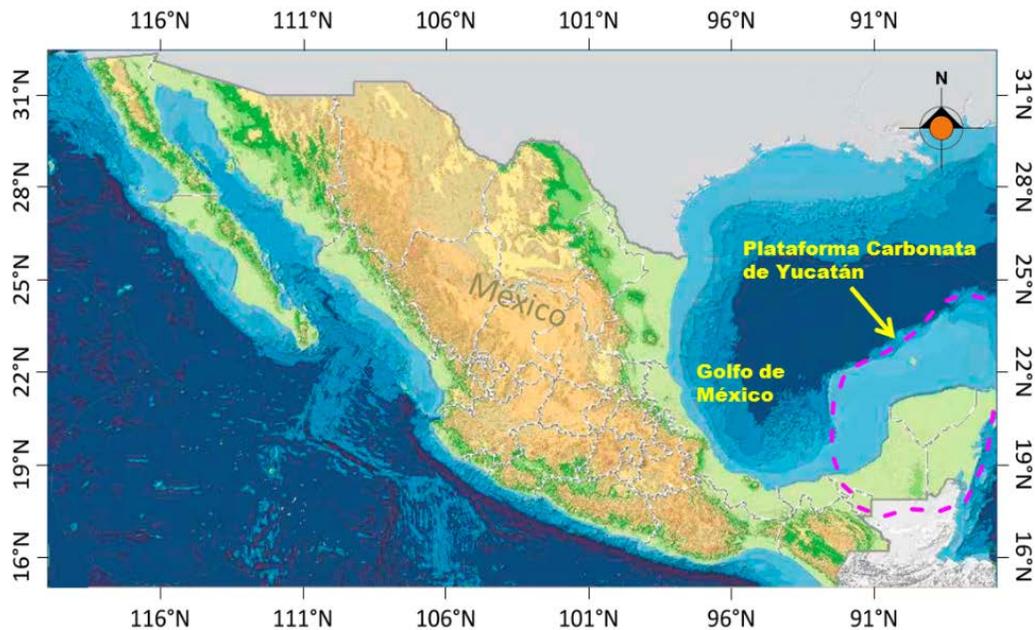


Figura 1.1 Ubicación de la Plataforma de Yucatán, la ubicación de la plataforma de Yucatán fue tomada de Pindellet *al.*, 2001 (Mapas digitales del INEGI 2013)

1.2 Evolución geológica de la Plataforma Carbonatada de Yucatán

El Bloque de Yucatán es de composición metamórfica y de origen Pangénico continental, dicho bloque se separó del Bloque de Louisiana-Texas al momento de la apertura de Golfo de México, su posición actual data desde finales del Triásico. La sedimentación en la depresión formada por la separación de ambos bloques, comienza con lechos rojos durante el Triásico Tardío y el Jurásico Temprano, durante el Calloviano se produce una invasión de aguas marinas provenientes del Pacífico (Sharpton et al., 1993).

Durante el Jurásico Temprano-Medio el Bloque de Yucatán tuvo un deslizamiento lateral a lo largo de la Falla Transformante Tamaulipas-Oaxaca, lo cual hizo girar a Yucatán en sentido contrario a las manecillas del reloj (Sharpton et al., 1993).

Al terminar el Calloviano el Bloque de Yucatán alcanzó la posición que ocupa en la actualidad, desde entonces solo ha estado sujeto a una lenta y continua subsidencia, también al término del Calloviano el bloque de Yucatán comenzó a recibir sedimentos marinos en la parte norte.

Los sedimentos del Jurásico subyacen a rocas evaporíticas que corresponden a una cuenca carbonatada limitada por arrecifes del Cretácico Temprano. Los espesores de los sedimentos cretácicos de la Península de Yucatán varían de los 1300 a más de 3150, lo cual indica el hundimiento del piso marino del Cretácico hasta parte del Eoceno en el que también prevalecieron condiciones aptas para la formación de evaporitas (Padilla y Sánchez, 2007). Durante el Cretácico Tardío se depositaron calizas sobre la plataforma, durante el Pleistoceno la Plataforma carbonatada de Yucatán comienza una emergencia paulatina

La estratigrafía de la parte norte de la Península de Yucatán está constituida por una secuencia de carbonatos y evaporitas que se depositaron desde el Cretácico Temprano y hasta el Cuaternario casi de manera horizontal. Estas unidades subyacen a un basamento cristalino que probablemente es de origen Neo-Proterozoico y que se depositó hasta el Paleozoico Tardío. En la parte norte de la

Península de Yucatán la Plataforma alcanza espesores de hasta 3500m (Padilla y Sánchez, 2007).

1.3 Hipótesis del impacto y su relación con la frontera K/T

Antes de las investigaciones realizadas por (Alvarez *et al.*, 1980) se sospechaba que la extinción masiva de especies, ocurrida durante la frontera Cretácico-Paleógeno, había tenido que ver con causas extraterrestres, pero fue hasta 1980 que este grupo de investigadores, sugirieron que la extinción masiva se debió a los efectos causados por el impacto de un bólido de grandes dimensiones con el planeta.

El grupo de investigadores se encontraba realizando estudios en provincias de Italia, Dinamarca y Nueva Zelanda en las cuales estudios paleontológicos habían permitido encontrar el límite Cretácico-Paleógeno, que estaba representado por una delgada capa de arcilla intercalada entre formaciones carbonatadas.

Uno de los objetivos de la investigación era estimar el tiempo de formación de la capa de arcilla, por lo que se analizó el contenido de iridio, que es un elemento químico del grupo del platino y es muy raro en las rocas de la corteza terrestre, pero es un elemento abundante en rocas extraterrestres.

En un principio (Alvarez *et al.*, 1980) suponían que la fuente principal del iridio era la entrada de polvo cósmico al planeta Tierra y que dicho polvo cósmico se acumulaba paulatinamente en los sedimentos de los fondos marinos.

Pero al analizar la capa de arcilla encontraron que el contenido de iridio era muchas veces mayor al que se esperaba. En Italia los niveles de iridio eran 30 veces más elevados de lo que se esperaba y en Dinamarca los niveles de iridio eran hasta 160 veces más de los niveles esperados, por lo que propusieron un nuevo modelo en el cual la fuente de iridio habría sido el impacto de un bólido de gran tamaño con el planeta Tierra. A partir de la concentración de iridio en la capa de arcilla se estimó que el tamaño del asteroide fue de aproximadamente 10 a 14

km de diámetro, como consecuencia del impacto se cree que se formó una nube de polvo que cubrió el planeta por un periodo de varios meses lo que ocasiono la interrupción de los de los procesos de fotosíntesis en el planeta, produciendo el colapso de las cadenas alimenticias y por lo tanto la extinción masiva de aproximadamente el 75% de las especies.

1.4 El Cráter de impacto de Chicxulub

En el año de 1947, Petróleos Mexicanos inicio estudios gravimétricos y magnéticos a lo largo y ancho de la Península de Yucatán, también llevaron a cabo estudios sísmicos locales cuyos resultados fueron poco alentadores respecto a las posibilidades petrolíferas, ya que los altos magnéticos y los bajos gravimétricos de Mérida y de Progreso, resultaron ser la expresión relativamente somera de rocas ígneas extrusivas, con lo que los ingenieros de PEMEX concluyeron que debajo de la superficie posiblemente yacía un volcán. (López Ramos, 1979).

No fue sino hasta los años setenta que el Cráter de impacto de Chicxulub fue descubierto por Antonio Camargo y Glen Penfield geofísicos que trabajaban para PEMEX, dichos investigadores al analizar los datos potenciales hicieron énfasis en particular en la parte norte de la Península de Yucatán, lugar en la cual eran apreciables valores anómalos de campo gravimétrico y magnético en una zona cerca de la costa, alrededor de Puerto Progreso ubicado al noroeste de la ciudad de Mérida.

La estructura de impacto de Chicxulub ha sido relacionada con la extinción masiva ocurrida en la frontera entre el Cretácico-Paleógeno y con la aparición de una delgada capa de arcilla rica en iridio intercalada entre formaciones carbonatadas, dicha capa es considerada como un marcador estratigráfico de la frontera K/P. Como consecuencia de impacto en el norte de la Península de Yucatán se formó un cráter de aproximadamente 190 Km de diámetro.

El cráter tiene su centro en las costas del puerto de Chicxulub en las coordenadas 21.3 N y 89.6 W (Sharpton *et al.*, 1993), la mitad del cráter se encuentra en el mar y la otra mitad marca casi todo el estado de Yucatán (**Figura 1.3**).

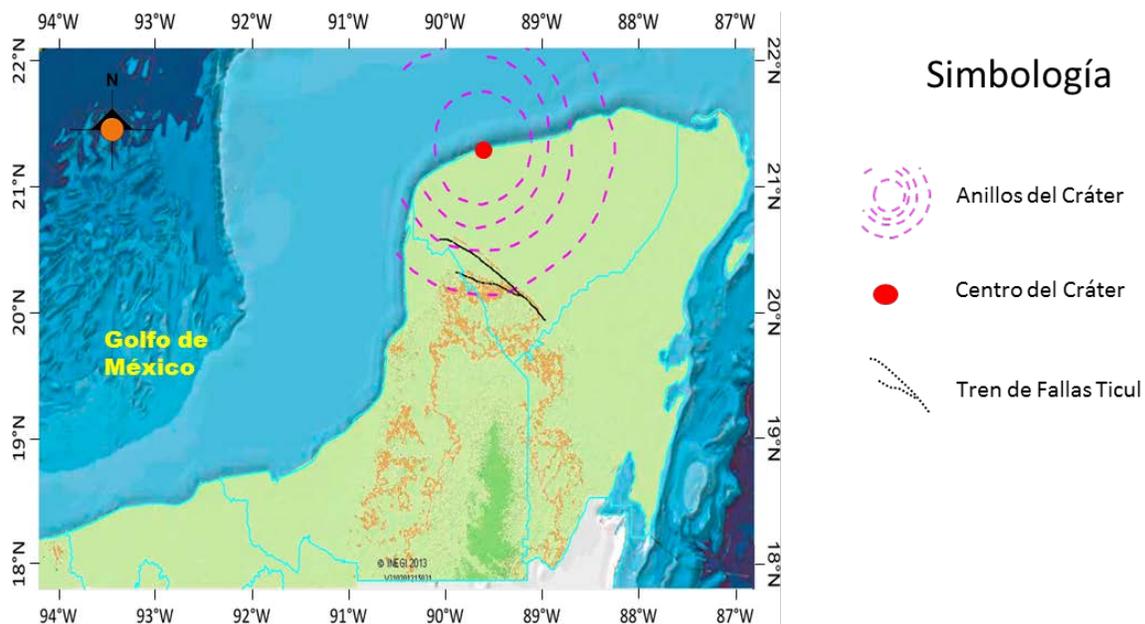


Figura 1.3. Ubicación de los anillos, el centro del cráter y el tren de fallas Ticul fueron tomada de (Sharpton *et al.*, 1993). (Modificada de mapas digitales del INEGI, 2013).

Debido a que el cráter no es visible en la superficie la única forma de estudiarlo es por medio de métodos geofísicos, por lo que en el cráter se han llevado a cabo intensas campañas de exploración entre las que se incluyen levantamientos gravimétricos, magnéticos, magnetotelúricos y de sismica de refracción y reflexión, así como la perforación y extracción continua de núcleos.

En la zona del cráter se han perforado diversos pozos por la UNAM, Pemex, CFE, International Continental Scientific Drilling Program (ICDP). Cabe mencionar que con el comienzo del programa internacional de perforación científica continental (ICDP) el interés por la perforación del cráter aumento siendo así financiado por este programa en coordinación con la UNAM.

Durante las campañas de exploración llevadas a cabo por parte de la UNAM se perforaron 8 pozos, (**Figura 1.4**) de los cuales hubo extracción continua de núcleos, estos pozos se localizan en los sectores centro y sur del cráter, en los pozos U5, U6, y U7, que se ubican en el sector sur fuera del borde del cráter se extrajeron núcleos de la unidad compuesta por brechas carbonatadas, la profundidad alcanzada en los demás pozos fue limitada debido a las cavidades kársticas subterráneas.

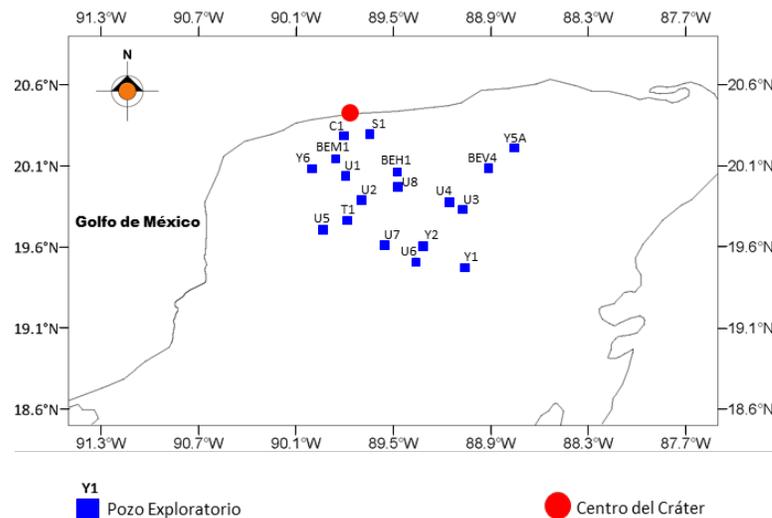


Figura 1.4 Ubicación de los pozos perforados en el cráter de Chicxulub (Modificada de Urrutia *et al.*, 2008)

En la **Figura 1.5** se puede observar la columna estratigráfica construida a partir de las muestras obtenidas durante la perforación y extracción continua de núcleos, la profundidad máxima de la columna estratigráfica está limitada a 3575 m. Los pozos más someros son los perforados más cerca del centro del cráter, los cuales alcanzan una profundidad máxima de 1581 m.

El Pozo Chicxulub 1 tiene una profundidad máxima de 158, el contacto entre la unidad de sedimentos post impacto del Cenozoico y la unidad de brechas soviéticas está a 1050 m de profundidad.

En el Pozo Sacapuc 1 la profundidad máxima de estudio fue de 1530 m, el contacto entre la unidad de carbonatos del Cenozoico y las litologías de impacto se encuentran a 1000 m de profundidad.

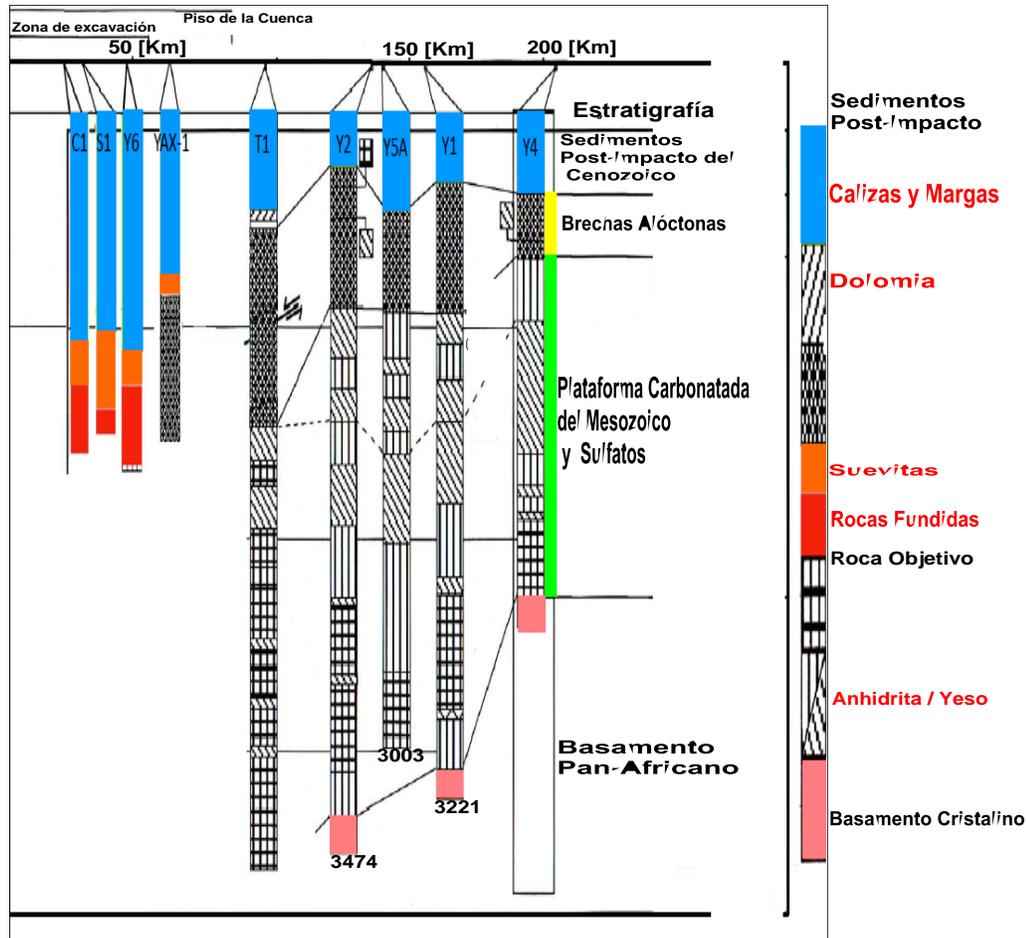


Figura 1.5 Columna estratigráfica de los pozos perforados por PEMEX. (Canales, 2010)

En la superficie la única evidencia del cráter enterrado se expresa como una serie de cenotes los cuales conforman un anillo, cuya ubicación puede ser observada en la (**Figura 1.6**), estos se concentran en la parte norte, a lo largo de una línea imaginaria situada entre Tulum, Quintana Roo y Campeche, y disminuyen hacia el sur de la península.

El origen de los cenotes se debe al proceso geomorfológico denominado karst, que consiste en la combinación de los mecanismos de disolución, colapso y construcción de la caliza. Estos procesos están gobernados por factores intrínsecos y extrínsecos, los cuales actúan en diferentes escalas de tiempo y espacio, generando una amplia gama de formas y grados de karstificación.

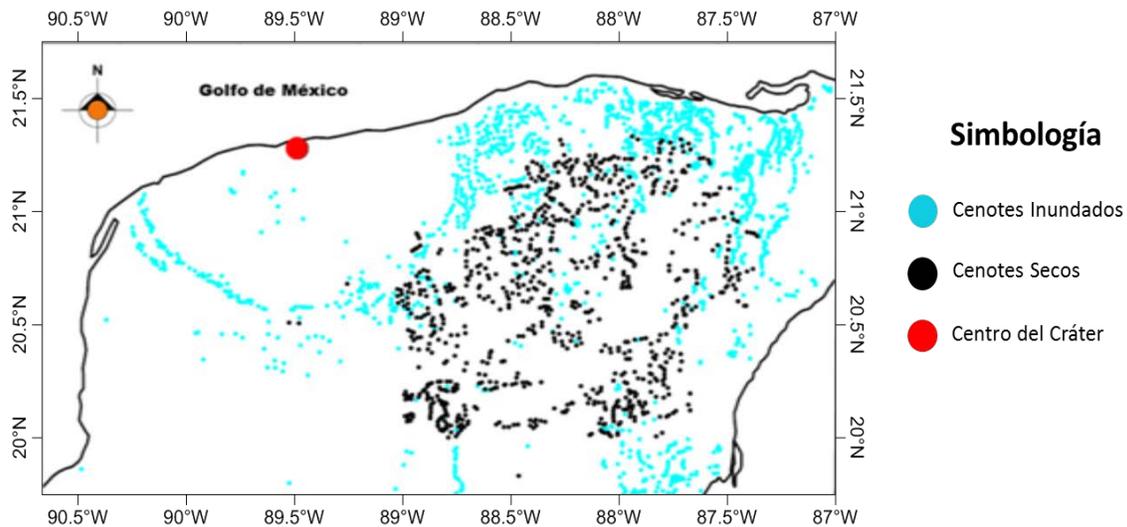


Figura 1.6 Ubicación del anillo de cenotes. (Modificada de Connors *et al.*, 1996)

En el sector sur de la Plataforma se cuenta con evidencia de sedimentos de eyección, de los cuales se han extraído núcleos de las brechas de impacto. Los núcleos se recuperaron de tres pozos situados entre los 110 y 150 Km del centro del cráter, en el sector sur del borde del cráter.

1.5 Etapas de Formación de un cráter de impacto

Los cráteres que se forman por el impacto de los asteroides son las formas de relieve más comunes del sistema Solar. Por lo que el planeta Tierra no podía ser la excepción. Normalmente los asteroides se impactan con velocidades que fluctúan entre los 10 y 70 Km/s, liberando grandes cantidades de energía cinética al momento del impacto. El proceso de formación de un cráter es rápido y puede

ser dividido en tres etapas principalmente: contacto y compresión, excavación, y modificación del cráter posterior al impacto (Barton *et al.*, 2010).

1. Contacto y compresión:

Etapa en la que el meteorito impacta sobre la superficie terrestre generando presiones en la roca impacta que pueden alcanzar los 100 GPa. (Ortiz *et al.*, 2002). En esta fase se produce una compresión, seguida de una descompresión del material, tanto del propio objeto que impacta como de la superficie impactada. También en esta fase, una gran cantidad de fragmentos de rocas y minerales son expulsados a grandes distancias del cráter, formando lo que denominamos como eyecta del cráter.

2. Excavación:

Durante la etapa de excavación, que dura entre unos segundos y algunos minutos, una onda de choque hemisférica se propaga hacia el interior de la roca objetivo, generando alta presión en el material. La onda de choque en expansión produce cambios irreversibles en el volumen de material impactado. Después la onda de choque pasa, la alta presión es liberada por una onda de rarefacción o liberación de presión (Barton *et al.*, 2010).

3. Modificación del cráter después del impacto:

Al final del proceso de excavación y eyección, se forma un cráter que es denominado cavidad de transición porque aún ha de sufrir modificaciones posteriores. Dependiendo de su tamaño, la modificación será diferente. Durante la etapa de modificación posterior al impacto, la cavidad de transición colapsa debido a la fuerza de gravedad.

Grandes movimientos de masas de roca, se presentan desde las partes externas hacia el interior y desde arriba hacia abajo del cráter, lo que ocasiona que se rellene una gran parte de la cavidad de transición (Barton

et al., 2010). Durante este proceso, puede formarse una elevación central, una estructura anular o un sistema multianular.

1.6 Tipos de Cráter

- Cráter Simple:

El diámetro de un cráter simple varía dependiendo de la naturaleza de la roca impactada y del diámetro del objeto impactante (**Figura 1.6 inciso “a”**), cuando las rocas impactadas son de origen sedimentario los cráteres de impacto simples llegan a tener diámetros de hasta 2 km, cuando las rocas impactadas son rocas cristalinas el diámetro de los cráteres llega a ser de hasta 5 Km. (Ortiz et al 2002).

Se sabe que la profundidad máxima se relaciona con la resistencia de la roca y la dirección del impacto (Ortiz *et al.*, 2002). Las estructuras simples conservan su forma de taza (**Figura 1.7 inciso “c”**) y los bordes levantados (Barton et al., 2010).

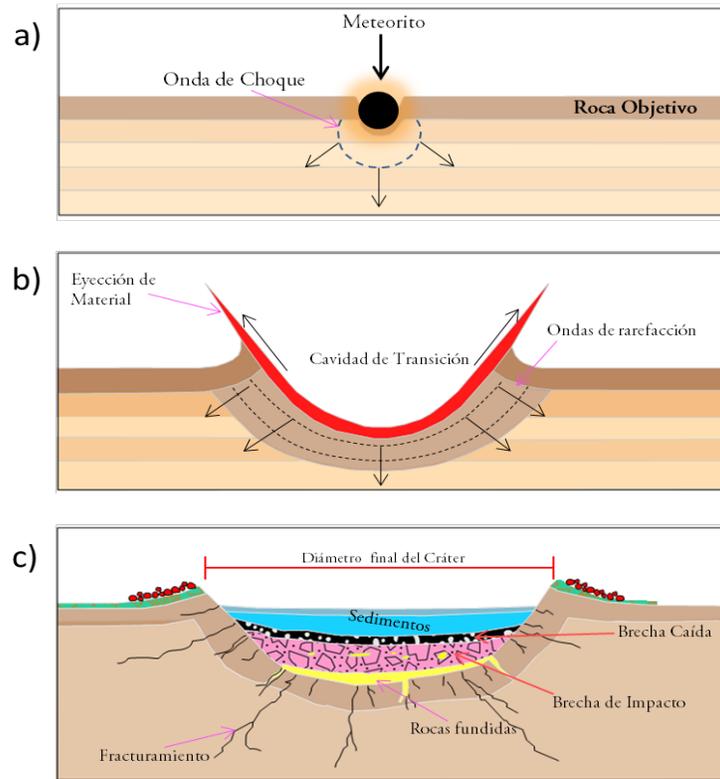


Figura 1.7 Formación de un cráter Simple (modificado de Barton et al., 2010)

- Cráter Complejo

Inicialmente la formación de un cráter complejo es la misma que la de un cráter simple (**Figura 1.8 inciso “b”**). Sin embargo, cuando la cavidad de transición comienza a crecer, algunas de las rocas en el centro rebotan hacia arriba (**Figura 1.8 inciso “c”**). El efecto de rebote levanta el piso de la cavidad de transición hasta formar una estructura central.

Los cráteres complejos poseen un levantamiento central, circundado por una depresión anular y un borde fracturado siguiendo patrones de fallamiento normal (**Figura 1.8 inciso “d”**), entre la estructura central y el borde existen varios materiales formados por el impacto (**Figura 1.8 inciso “e”**): rocas fundidas, brechas y materiales colisionados (Ortiz *et al.*, 2002).

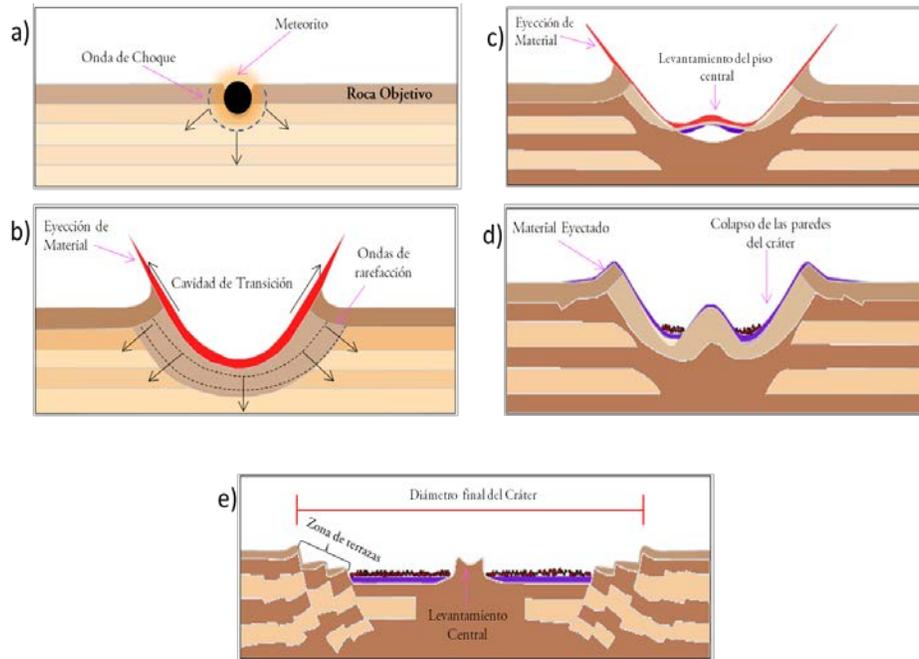


Figura 1.8 Formación de un cráter complejo (modificado de Barton et al., 2010)

1.5 Estudios Gravimétricos previos en el cráter del Chicxulub

Empleando datos magnéticos y gravimétricos el cráter de Chicxulub ha sido interpretado como un cráter complejo de tipo “Peak ring with central uplift” (Salguero *et al.*, 2010) y como un cráter con al menos cuatro crestas anulares basándose en datos gravimétricos (Sharpton *et al.*, 1993)

El mapa de la anomalía gravimétrica de Bouguer del cráter de Chicxulub está integrado por datos de anomalía de Bouguer en la parte terrestre y datos de anomalía de Aire Libre en la parte marina. Los valores de anomalía de Aire Libre resultan ser menores que los valores de la anomalía de Bouguer en proporción a la profundidad del mar (0.069 mGal/m , utilizando una densidad de 2.67 g/cm^3 para la roca reconstituida).

Pero puesto que el piso marino de la Plataforma de Yucatán es considerablemente plano y varía suavemente desde la costa ninguna anomalía ficticia se genera al

superponer los datos de anomalía de Bouguer y los datos de anomalía de aire libre (Pilkington *et al.*, 1994).

El modelo de la anomalía gravimétrica observada en un cráter complejo es relativamente simple si se cuenta con la suficiente información del subsuelo para delimitar la geometría y la densidad de las unidades geológicas consideradas. La anomalía gravimétrica sobre el cráter de impacto del Chicxulub ha sido modelada únicamente utilizando contrastes de densidad entre las litologías de impacto y las rocas circundantes.

Por otra parte, la preservación de todas las unidades litológicas que constituyen el cráter, así como la disponibilidad de datos gravímetros de buena calidad y otras fuentes de información del subsuelo han servido para delimitar rasgos estructurales a profundidad lo cual ha permitido la construcción de modelos bidimensionales basados en contrastes de densidad (Sharpton *et al.*, 1993; Pilkington *et al.*, 1994; Hildebrand *et al.*, 1995).

Como parte de las investigaciones relacionadas con el cráter de Chicxulub Sharpton *et al.*, (1993), proceso un conjunto de datos gravimétricos que incluyen 3134 mediciones en la parte marina del cráter y 3675 estaciones en tierra, los cuales abarcan las latitudes 19.5°N a 22.5°N y las longitudes 88°W a 90.5°W (Figura 1.9).

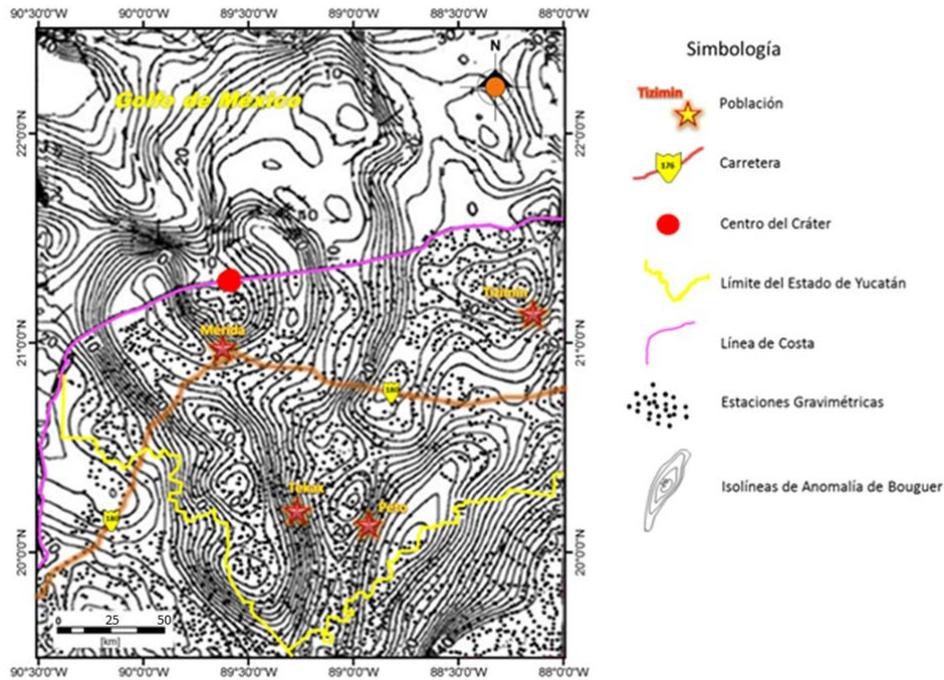


Figura 1.9 Anomalia de Bouguer del cráter del Chicxulub con intervalo de contorno de 2 mGal, (tomada y modificada de Sharpton *et al.*, 1993).

También realizaron un perfil promediando todos los perfiles tomados radialmente, dentro de los cuales ubicaron la posible disposición de los 4 anillos que proponen, dichos anillos están expresados como máximos locales a lo largo del perfil gravimétrico de anomalía de Bouguer.

De esta forma proponen que el diámetro del cráter es de aproximadamente de 170 a 200 Km basándose en los perfiles realizados radialmente, estos perfiles pueden ser observados en la **Figura 1.10**. Se estima que la profundidad del cráter del Chicxulub es de aproximadamente de 15 a 20 Km y posiblemente genero una cavidad de transición de 45 a 60 Km de profundidad (Sharpton *et al.*, 1993).

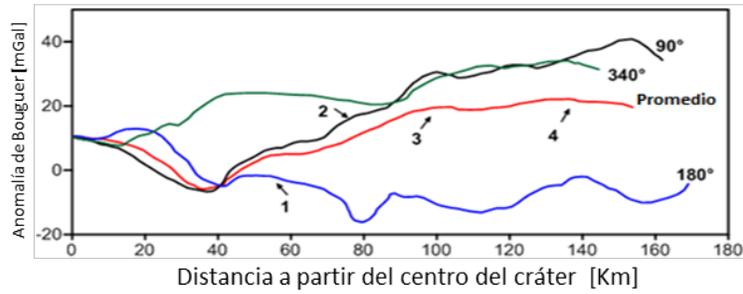


Figura 1.10 Perfiles gravimétricos del cráter del Chicxulub (modificada de Sharpton *et al.*, 1993)

En los pozos Chicxulub 1 (C1), Sacapuc 1 (S1) y Yucatán 6 (Y6) se pudieron identificar una capa de rocas fundidas y brechas, por debajo de una unidad de rocas carbonatadas (Sharpton *et al.*, 1993). En los pozos Yucatán 1 (Y1), Yucatán 2 (Y2), Yucatán 5a (Y5A) Ticul1 T1, se lograron identificar rocas del Terciario 35 Ma, del Eoceno 35-55 Ma y del Paleoceno 65 Ma, (Sharpton *et al.*, 1993). La ubicación de los anillos propuesta por dicho autor, así como la ubicación del centro del cráter puede ser observada en la **Figura 1.11**

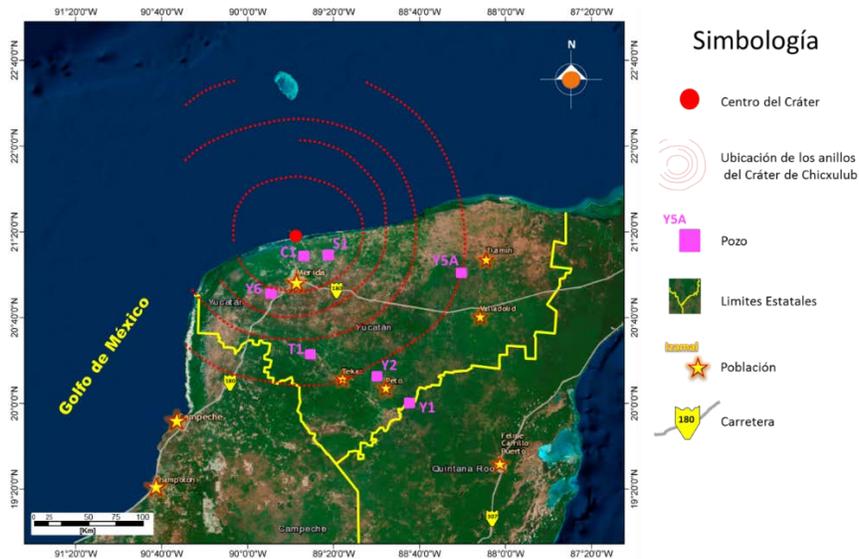


Figura 1.11 Diagrama esquemático de la distribución de anillos del cráter de Chicxulub (Modificada de Sharpton *et al.*, 1993).

Sharpton *et al.*, (1993), proponen un modelo directo para el cráter de Chicxulub a partir del perfil promedio **Figura 1.12**. Los contrastes de densidades asignadas a

Modelado Estructural del Cráter de Impacto de Chicxulub derivado de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas.

cada una de la unidades que conforman el cráter son las siguientes; la unidad de rocas fundidas por el impacto y brechas fundidas 0.37 g/cm^3 , la unidad de brechas alogénicas interiores 0.25 g/cm^3 , el basamento cristalino fracturado (levantamiento central) 0.31 g/cm^3 , la unidad de brechas alogénicas exteriores 0.23 g/cm^3 ,

La unidad de sedimentos del Cretácico 0.18 g/cm^3 , la unidad de basamento cristalino superior 0.40 g/cm^3 , basamento intermedio 0.60 g/cm^3 , y la unidad de basamento profundo 0.80 g/cm^3 , todas las densidades son relativas a la capa de carbonatos, la cual incluye al material de eyecta y cuya densidad varía entre 1.8 y 2 g/cm^3 ,

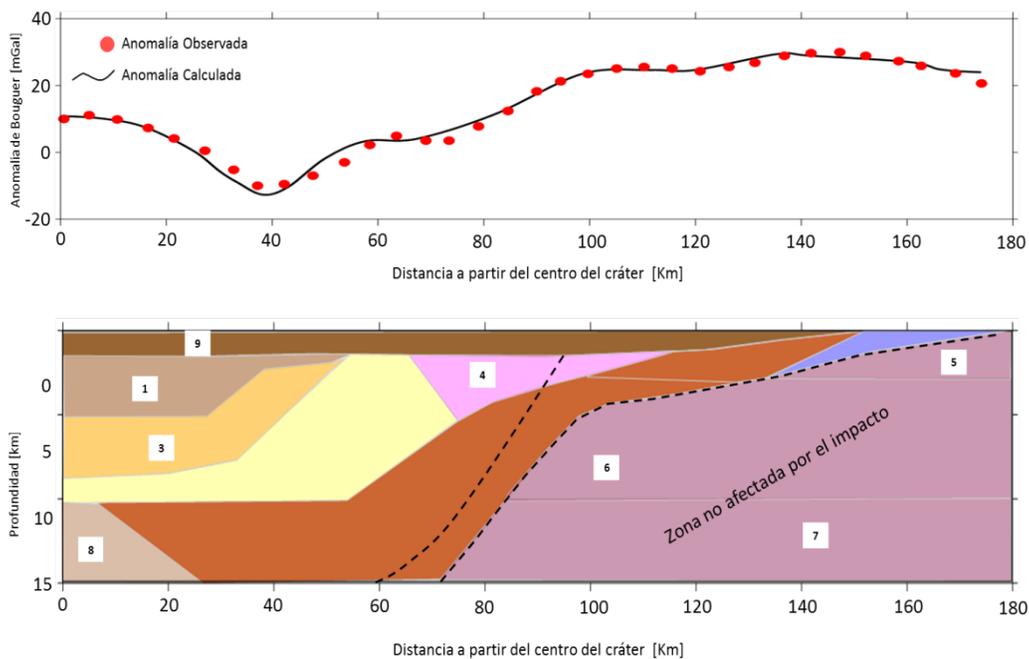


Figura 1.12 Modelo gravimétrico del Cráter de Chicxulub (modificada de Sharpton *et al.*, 1993)

Como parte de los trabajos de investigación en el cráter del Chicxulub, Pilkington y colaboradores en 1994 elaboraron un modelo bidimensional del cráter a partir de datos aeromagnéticos y gravimétricos, los cuales abarcan las latitudes 20°N a 22°N y las longitudes 88.5°W a 91°W . El mapa de la anomalía de Bouguer exhibe

un bajo gravimétrico en forma de U, que presenta cierta simetría de carácter radial y con diámetro de aproximadamente 180 Km.

Pilkington et al., (1994) reconocen 2 bajos gravimétricos concéntricos internos (**Figura 1.13**) con centro al este de Puerto Progreso cuyas coordenadas son; 89.6°W y 21.27°N, la anomalía exterior tiene su centro al este del centro de las anomalías internas, con lo que ubican un alto gravimétrico central de aproximadamente 20 Km de radio y con una magnitud de 20 mGal y también ubican el borde del bajo gravimétrico exterior con un radio de aproximadamente 90 Km.

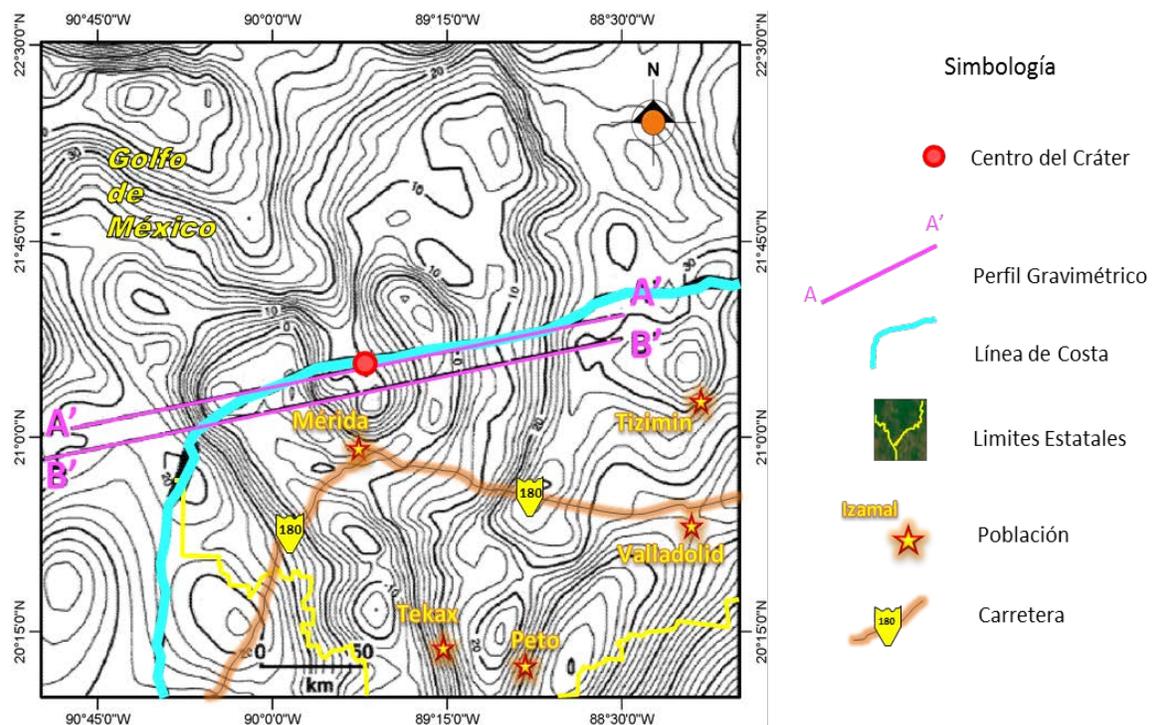


Figura 1.13 Anomalía de Bouguer del cráter del Chicxulub con intervalo de contorno de 2 mGa, (tomada de Pilkington et al., 1994).

Pilkington *et al.*, (1994), proponen modelos gravimétricos 2-D, basados en contrastes de densidad entre las unidades presentes en el cráter y su posible

disposición dentro del cráter, en estos modelos no se incluyen los posibles contrastes entre las unidades del cráter y el basamento (**Figura 1.14**).

La forma circular de la anomalía gravimétrica del cráter de Chicxulub es truncada al norte, debido a la presencia de anomalías de gran escala que están asociadas al basamento y posiblemente a grandes deslizamientos con procesos posteriores de erosión (Pilkington *et al.*, 1994).

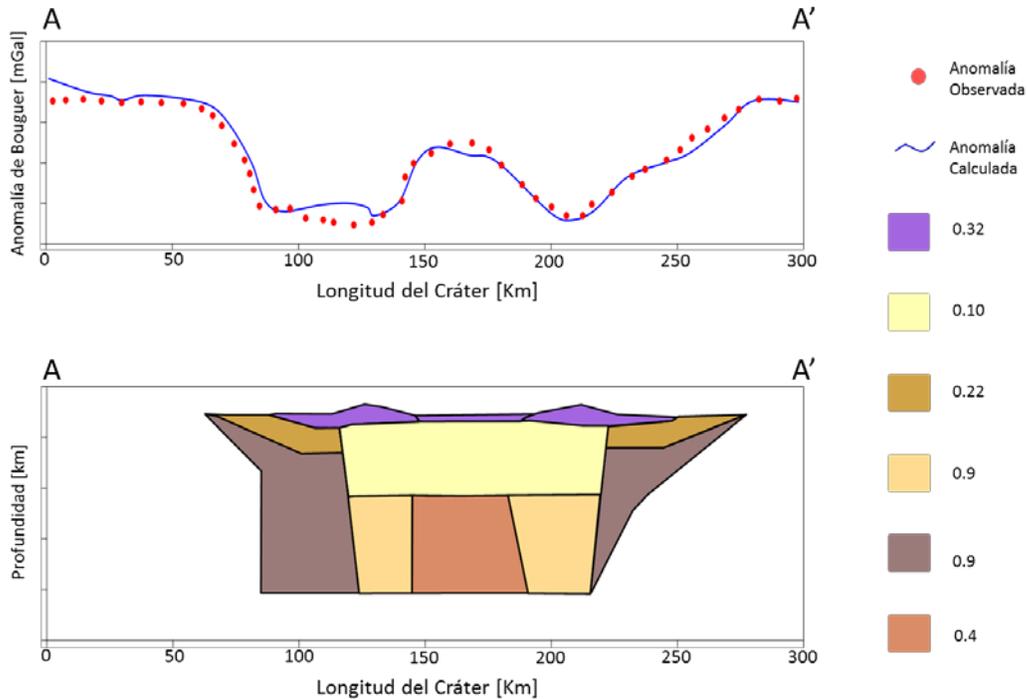


Figura 1.14 Modelo gravimétrico de la anomalía de Bouguer del cráter de Chicxulub a partir del perfil A-A' del mapa de la anomalía de Bouguer (Modificada de Pilkington *et al.*, 1994).

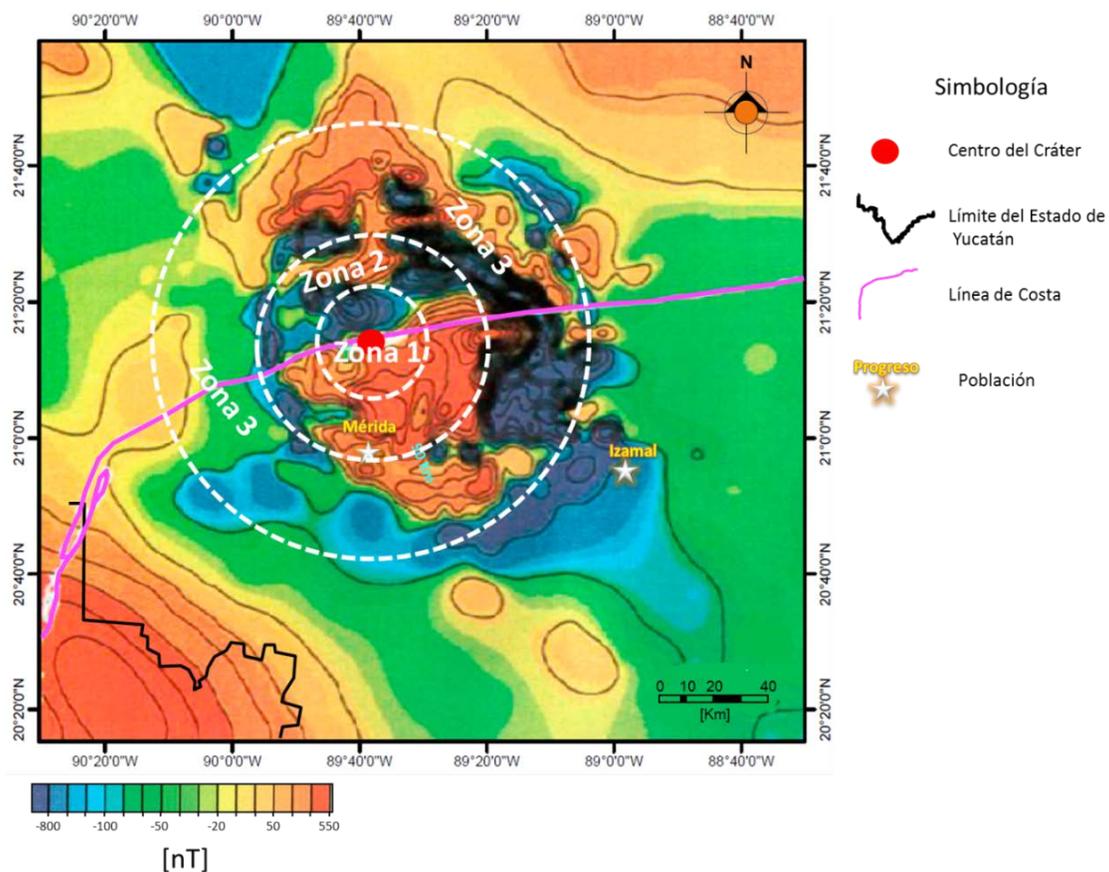
1.6 Estudios Magnetométricos previos en el cráter del Chicxulub

Las anomalías magnéticas medidas sobre el cráter de Chicxulub son probablemente resultado de cambios litológicos producidos por la onda de choque, lo cual pueden provocar nuevas magnetizaciones en la rocas (Ortiz *et al.*, 2002) por lo que la anomalía magnética es interpretada como el producto de las brechas en la zona de transición, además de un levantamiento central originado por un rebote elástico de la corteza al momento del impacto.

En el cráter de impacto de Chicxulub se reconocen tres zonas anómalas. La zona 1 o zona central interior, muestra amplitudes mayores que las demás zonas y se extiende con un radio de aproximadamente 20 Km y consiste en una anomalía de alta amplitud ($>500\text{nT}$), lo cual indica que la causa un solo cuerpo.

La zona intermedia o zona 2 tiene un radio promedio de aproximadamente 45 Km y está compuesta por anomalías dipolares de alta frecuencia con grandes amplitudes y presentan cierta distribución concéntrica. Sin embargo, la zona intermedia tiene una forma alargada en dirección NW-SE. La zona 3 del cráter de Chicxulub tiene un radio aproximado de 90 Km y la constituyen anomalías de alta frecuencia y con bajas amplitudes. (Pilkington *et al.*, 1994).

En la **Figura 1.15** se pueden observar las tres zonas antes mencionadas las cuales se resaltan con círculos blancos punteados.



Modelado Estructural del Cráter de Impacto de Chicxulub derivado de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas.

Figura 1.15 Datos aeromagnéticos para la parte norte de la península de Yucatán, la altura de vuelo fue de 450m, con intervalo de contorno de 100 nT, (Modificada de Pilkington *et al.*, 1994).

Para obtener un modelo 2D de datos magnéticos es necesario definir las partes estructurales que conforman el cráter, así como las propiedades magnéticas de cada una de las estructuras (Pilkington & Hildebrand, 2000). Por otra parte, ha sido posible medir las propiedades magnéticas de núcleos tomados del pozo Yucatán 6 y de los 7 pozos perforados por la UNAM. En el pozo Yucatán 6 la unidad de roca fundida muestra una magnetización remanente de 0.08-0.06 A/m, mientras que las brechas de roca fundida tienen valores de 0.12-0.35 A/m, valores de susceptibilidad magnética de 0.0121 SI y 0.003 SI respectivamente. En el pozo UNAM-7 se recuperaron núcleos que presentan valores de 5.5×10^{-5} SI y valores promedio de 0 a -1×10^{-6} SI para las rocas carbonatadas y evaporitas del Terciario.

Las rocas carbonatadas del cretácico y las evaporitas tienen propiedades magnéticas similares y estas pueden ser despreciadas al momento de modelar. Para llevar a cabo el modelo 2D del cráter del Chicxulub (Pilkington y Hildebrand, 2000) estiman que el basamento tiene un valor de magnetización de 5 A/m este valor también puede ser representativo en la porción de la corteza inferior.

Otros elementos estructurales a considerarse al momento de modelar son la unidad de roca fundida y la capa de brechas superiores (**Figura 1.16**), las cuales tienen propiedades magnéticas diferentes de cero. En la unidad de roca fundida las zonas de más alta magnetización ocurren a una profundidad de 1.15 a 1.15 Km y tienen valores de 4 a 5 A/m.

Se estima que la mayor parte de las brechas superiores tengan un comportamiento magnético similar al de las brechas de eyecta, pero la presencia de anomalías de baja amplitud y corta longitud de onda en la región entre los 45 y 80 Km quizá indica la presencia de depósitos de roca fundida con valores de magnetización altos (Pilkington y Hildebrand, 2000).

Dado que estas características se producen aproximadamente en las mismas profundidades de la unidad de roca fundida, la anomalía magnética puede

explicarse extendiendo el modelo desde el perímetro de la unidad de roca fundida hasta el borde del cráter.

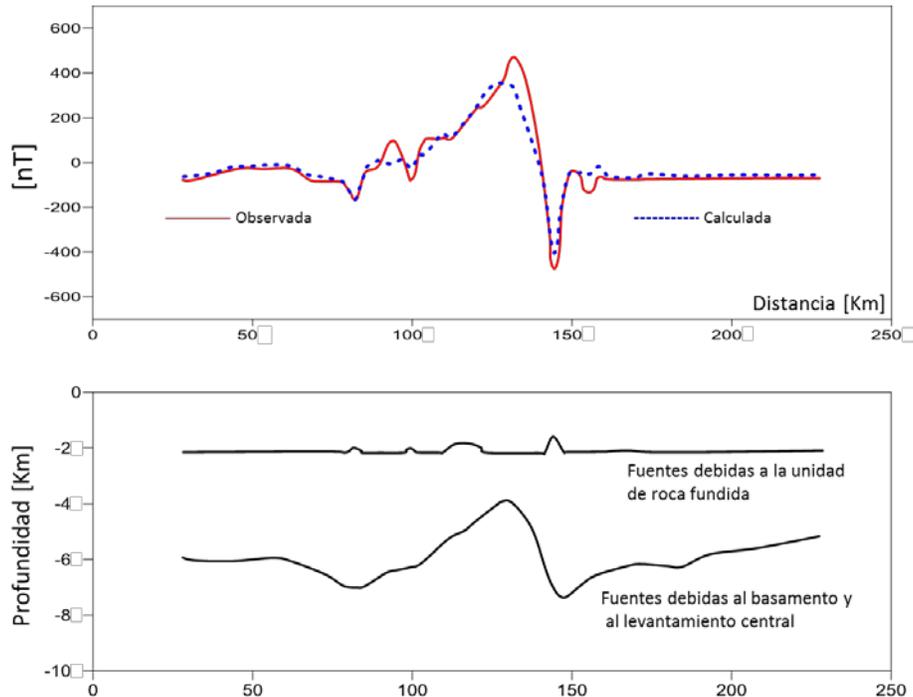


Figura 1.16 Modelo del cráter del Chicxulub propuesto por (Pilkington y Hildebrand, 2000).

También han sido estudiados los cambios en las propiedades físicas que sufren las rocas al momento del impacto y los procesos a los que son sometidas como consecuencia del incremento de la presión y temperatura al momento del impacto.

Por otro lado, en las recientes investigaciones en los grandes cráteres de Marte se han observado anomalías magnéticas de baja amplitud la cuales aparentemente indican que la roca impactada sufre procesos de demagnetización (Rebolledo *et al.*, 2010).

Como parte de los estudios paleontológicos realizados en las muestras obtenidas del cráter del Chicxulub se han construido registros de alta resolución de susceptibilidad magnética en los cuales se ha observado que las brechas tipo suevita tienen valores promedio de $229 \times 10^{-5} \text{SI}$, pero en algunas zonas presentan valores de hasta $1200 \times 10^{-5} \text{SI}$, las brechas tipo bunte tienen valores de 500×10^{-5}

Si y para el basamento cristalino se reportan valores promedio de 400×10^{-5} SI (Rebolledo *et al.*, 2010).

Dataciones realizadas en el pozo Chicxulub-1 ubican el momento del impacto aproximadamente hace 65 millones de años, estos datos isotópicos coinciden con datos paleomagnéticos los cuales localizan al impacto dentro de un tiempo geológico de polaridad inversa que se denomina Cron 29R. Estudios realizados en la unidad de roca fundida en el Pozo Yucatán 6 y en pozo Yaxcapoli-1 muestran polaridades inversas con una inclinación entre 40° - 42° (Rebolledo *et al.*, 2010).

Como parte de las investigaciones realizadas en el cráter del Chicxulub se llevó a cabo el procesado y modelado de los datos de anomalía aeromagnética, estos datos fueron tomados a una altura de 450 m (**Figura 1.17**), estos datos fueron configurados en una malla regular de 171 Km por 171 Km con puntos de a cada 1 Km. (Rebolledo *et al.*, 2010).

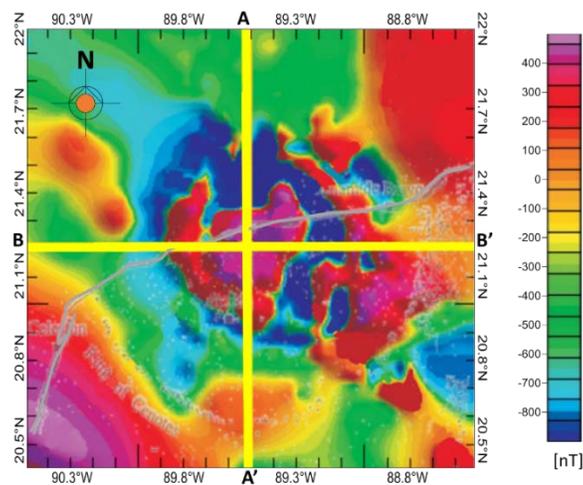


Figura 1.17 Anomalía magnética de campo total del cráter de impacto del Chicxulub. tomado de Rebolledo *et al.*, 2010

Con el objetivo de delimitar la geometría y la posición de las posibles fuentes magnéticas Rebolledo *et al.*, 2010 construyeron modelos 2-D a lo largo de perfiles que atraviesan el cráter en dirección Norte-Sur y en dirección E-O.

El perfil A-A' muestra un alto magnético hacia el centro del perfil (**Figura 1.18**) con un ancho de 20 Km con valores de anomalía magnética de 500 nT, que se asocia con el levantamiento central presente en los cráteres complejos, en la parte central de la anomalía se observa un comportamiento fragmentado lo cual puede ser asociado con un sistema de fallas (Rebolledo *et al.*, 2010). El material del basamento es altamente magnético, la profundidad del techo del levantamiento central se estima entre 2000 a 2900 m.

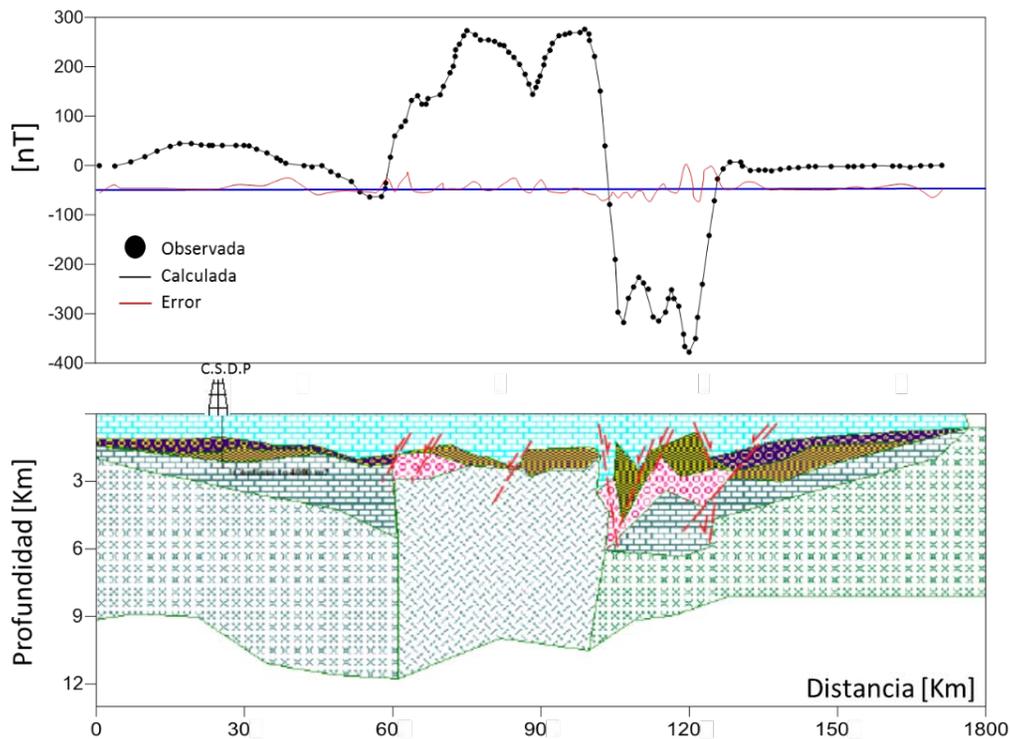


Figura 1.17 Anomalía magnética de campo total del cráter de impacto del Chicxulub (Parte Superior).

Modelo 2-D (Parte Inferior) del cráter tomado de Rebolledo *et al.*, 2010

La parte superior del levantamiento central está inclinada, cubierta por una capa de aproximadamente 400 m de espesor de litologías de impacto. El levantamiento central está limitado por dos lineamientos mayores y muestra un lineamiento importante en la parte superior de la anomalía central y una serie de lineamientos

Modelado Estructural del Cráter de Impacto de Chicxulub derivado de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas.

más pequeños hacia el límite norte, lo que explica el comportamiento irregular del bajo magnético. Por lo que se deduce que estos lineamientos podrían estar asociados fallas o fracturas (Rebolledo *et al.*, 2010).

2 Fundamentos teóricos del método gravimétrico

2.1 Introducción

La prospección gravimétrica permite detectar variaciones en la densidad de los materiales que hay en el subsuelo mediante la medida del campo gravitatorio en la superficie del terreno estudiado, dicha prospección se fundamenta en la Ley de Gravitación Universal de Newton que establece que la fuerza de atracción o de repulsión entre dos masas es igual a

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \dots \dots \dots (2.1)$$

Donde **G** es la constante de gravitación universal y es igual a $6.637 \times 10^{11} \left[\frac{m^3}{Kg s^2} \right]$ y **m₁** y **m₂** son la masa de los dos cuerpos y **r** es la distancia entre las dos masas.

La aceleración que experimenta la masa **m₂** debido a la presencia de la masa **m₁**, se puede encontrar dividiendo la ecuación (2.1) entre **m₂** con lo que se obtiene la siguiente expresión

$$g = G m_1 / r^2 \dots \dots \dots (2.2)$$

El campo gravitacional es un a campo conservativo; es decir, el trabajo realizado al mover una masa dentro del campo gravitatorio, es independiente a los trayectos empleados, esto implica que para el campo gravitatorio puede definirse una magnitud escalar que solo depende de la posición, debido a que la fuerza gravitacional es un vector cuya dirección, es a lo largo de la línea que une los dos centros de masa. Por lo que el campo gravimétrico puede ser derivado de una

función potencial escalar $U(x,y,z)$, el cual es comúnmente llamado potencial newtoniano en 3D. (Telford, Geldart y Sheriff, 1990).

2.1 Mediciones de la gravedad

Las unidades en las que se mide la aceleración gravitacional en el S.I son $[m/s^2]$, aunque en el practica a las unidades de la aceleración de la gravedad se le conoce como gal ($1Gal=1cm/s^2$), pero dado que las variaciones que se necesitan medir son mucho más pequeñas se utiliza el miligal (mGal), aunque también es comúnmente usada la unidad gravimétrica $ug=0.1mGal$ (Dobrin & Savit, 1988)

El valor promedio de la aceleración sobre la superficie de la tierra es aproximadamente $9.80 ms^2$ o $980,00 mGal$, la rotación y el achatamiento de la Tierra, causan que la gravedad aumente $5300 mGal$ del Ecuador hacia los polos lo cual es una variación del 0.5% (Lowrie, 2007). Por lo consiguiente las mediciones del campo gravimétrico terrestre son de dos tipos; absolutas y relativas.

En 1817 el inglés Henry Kater invento el péndulo recíproco, con el objeto específico de medir el valor de la aceleración de la gravedad localmente, lo que hizo de ese instrumento un aparato de gran aplicación en trabajos geodésicos. El dispositivo consiste en un péndulo reversible, formado por una barra metálica rígida con dos soportes en forma de cuchilla, que funcionan como ejes de suspensión y permiten que el péndulo pueda oscilar sobre cualquiera de ellas (Lowrie, 2007).

Tiene la propiedad de que esos soportes o centros de suspensión y de oscilación son recíprocos, por lo que, si se suspende de cualquiera de ellos, sus oscilaciones son isócronas. Una ventaja de este dispositivo sobre los péndulos tradicionales, es que no se necesita determinar previamente su centro de masa (Moreno, 2014).

En las mediciones relativas no se determina el valor absoluto del campo gravimétrico en el punto de observación, en estas mediciones se determina el

incremento o diferencia de la gravedad en un punto con respecto a un punto de referencia que comúnmente se conoce como estación base, en el cual se conoce el valor absoluto de la gravedad. Para llevar a cabo estas mediciones en la actualidad se usan el gravímetro, que es un instrumento que puede determinar diferencias de 0.1 miligales y aun menores. En general hay dos tipos principales de gravímetros: inestables y estables.

El gravímetro estable tiene un elemento de respuesta, como por ejemplo un muelle que tiene un desplazamiento en su posición de equilibrio que es proporcional o aproximadamente proporcional al cambio en el valor de la gravedad desde el valor de equilibrio (Fuster & Martínez, 1980).

Los gravímetros de tipo inestable es el más común en la actualidad, este tipo de gravímetros se construyen de tal manera que cualquier cambio en el valor de la gravedad desde su valor de equilibrio desencadena la actuación de otras fuerzas que aumentan el desplazamiento que causaría solamente el cambio de gravedad.

2.2 Anomalías gravimétricas

Los datos gravimétricos adquiridos durante un levantamiento se ven afectados por diversas fuentes cuya amplitud, periodo y longitud de onda generalmente enmascaran las pequeñas variaciones en la magnitud de la gravedad. Por tal motivo las mediciones en campo deben ser procesadas para minimizar estos efectos, este tipo de procesos es comúnmente llamado corrección o reducción de los datos gravimétricos, solo después de aplicar las debidas correcciones a los datos podemos obtener una anomalía gravimétrica.

Las anomalías gravimétricas surgen de la comparación entre el valor teórico de la gravedad y el valor observado, el tipo de anomalía depende de las correcciones que se le hayan realizado al valor medido.

El producto final en la reducción de los datos gravimétricos es la anomalía de Bouguer, que debería correlacionarse sólo con las variaciones laterales en la

densidad de la corteza superior o en el entorno cercano a la superficie los cuales de mayor interés para los geofísicos y geólogos aplicados. (Reynolds, 2011)

$$g_B = g_{Obs} - g_t + (\Delta g_L - \Delta g_{FA} - \Delta g_B + \Delta g_T) \dots\dots\dots (2.3)$$

g_{Obs} = Gravedad Observada en la estación

g_t = Gravedad Teórica

Δg_L = Corrección por latitud

Δg_{FA} = Corrección por aire libre

Δg_B = Corrección de Bouguer

Δg_T = Corrección Topográfica

2.2 Gravedad teórica

Hasta la introducción, hace más de medio siglo de aparatos preciso para medir la aceleración de la gravedad en el campo, se había descrito la forma de la Tierra por una fórmula que relaciona la gravedad con la longitud y la latitud, dicha fórmula es la ecuación para el cálculo de la gravedad teórica g_t , nos basaremos en el sistema de referencia geodésico de 1980 el GRS80 (Hildebrand *et al.*, 2002), la fórmula es la siguiente:

$$g_t = \frac{g_e(1+k\sin^2\varphi)}{(1-e^2\cdot\sin^2\varphi)^{1/2}} \dots\dots\dots (2.4)$$

g_e = valor de la gravedad normal en el ecuador

g_e =978032.6771 mGal

e^2 = 0.006694380022

$$k = 0.001931851353$$

2.3 Forma de la Tierra

La forma exacta de la Tierra ha preocupado a los geodestas por más de 200 años y en el periodo de 1735 a 1743 la Real Academia de Ciencias de Paris envió dos expediciones para medir la longitud de n grado de latitud, uno en el Ecuador y el otro en la latitud de 66° en la región de Laponia. El hecho de que el grado de latitud en el ecuador resultase más corto que el grado en Paris y que este a su vez fuera más corto que el de Laponia, puso en manifiesto que la Tierra es achatada en los polos.

A partir de estas medidas y de otras más exactas en distintas latitudes, se llegó a la conclusión de que la forma de la Tierra se aproxima a la de un elipsoide. Todos los datos fueron correlacionados ajustándolos a un elipsoide de referencia que pudiera expresarse por constantes numéricas apropiadas. (Fuster & Martínez, 1980).

En 1980 la Asociación Internacional de Geodesia estableció el Sistema Geodésico de Referencia (GRS80), en el cual el elipsoide (**Figura 2.1**) tiene un radio ecuatorial de 6378.137 Km y un radio polar de 6356.752.

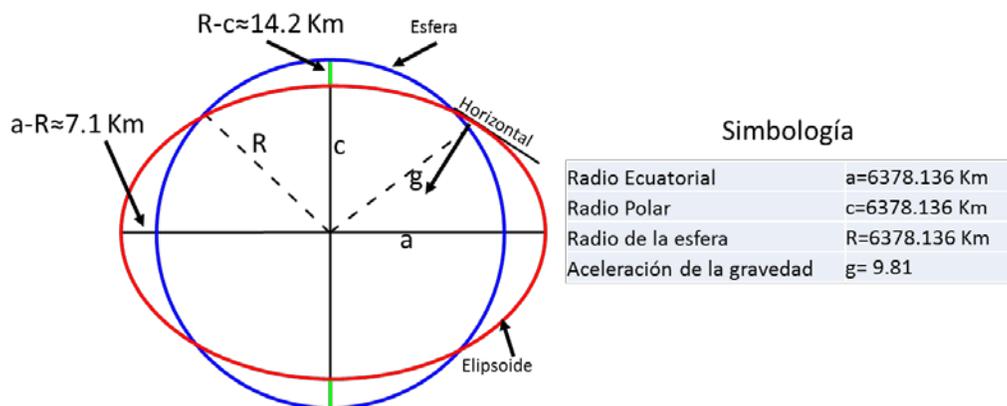


Figura 2.1 Elipsoide internacional de Referencia (Modificada de Lowrie, 2007).

El Elipsoide Internacional de Referencia es una aproximación matemática de la forma de la Tierra, dicha superficie matemática se debe relacionar con alguna superficie física de la Tierra, dicha superficie es el Geoide.

EL Geoide es una superficie equipotencial que refleja la verdadera distribución de masas dentro de la Tierra y difiere del elipsoide teórico por pequeñas cantidades. lejos de los continentes el geoide coincide con la superficie libre del océano (**Figura 2.2**), excluyendo los efectos perturbadores temporales de las mareas y los vientos. Sobre los continentes el geoide se ve afectado por la masa de tierra que existe por encima del nivel medio del mar (Lowrie, 2007).

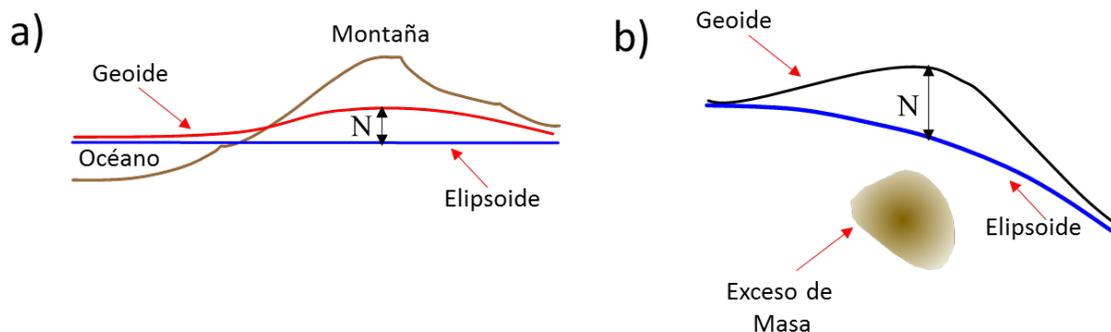


Figura 2.2 a) Comparación esquemática entre el Elipsoide y el Geoide. b) Perturbación en el Geoide debido a un exceso de más por debajo del Elipsoide (Modificada de Lowrie, 2007).

3 Fundamentos Teóricos del Método Magnetométrico

3.1 Introducción

El método magnético y gravimétrico tienen mucho en común ya que ambos métodos buscan anomalías originadas por cambios en las propiedades físicas de las rocas subyacentes, pero el método magnético es generalmente más complejo, ya que las variaciones del campo magnético son más erráticas y locales que las del campo gravimétrico. (Telford *et al.*, 1990).

El método de la Prospección Magnética, es el método más antiguo en la prospección Geofísica, aplicándose a gran escala en la industria petrolera y en la minería como un estudio de reconocimiento previo en zonas que comprenden grandes áreas, ya que su implementación en campo, permite cubrir grandes zonas en un corto tiempo en comparación con otras técnicas Geofísicas. A escalas más pequeñas los métodos magnéticos pueden ser usados para la detección de Cables u objetos metálicos enterrados cerca de la superficie

3.1.1 Conceptos Básicos de Geomagnetismo

Si pensamos en una barra imantada alrededor de ella existe un flujo magnético que converge en los polos magnéticos. Si esta barra imantada estuviera suspendida en el aire, esta se alinearía con el campo magnético de la Tierra), el polo positivo del imán apuntaría al Norte Geomagnético y el polo negativo apuntaría al Sur Geomagnético. Los polos magnéticos siempre existen en pares con sentido opuesto para formar un dipolo (**Figura 3.1**). Pero si uno de los polos está suficientemente alejado del otro polo para que este no lo afecte se puede considerar como un monopolo magnético (Reynolds, 2011).

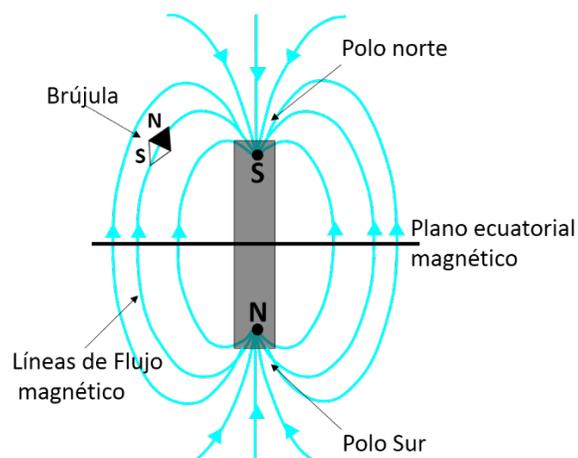


Figura 3.1 Líneas de Flujo Magnético alrededor de una barra magnética (Modificada de Reynolds, 2011)

Es posible calcular la fuerza **F** que existe entre ambos polos magnéticos **m₁** y **m₂** que están separados por una distancia **r** puede ser calculada con la siguiente expresión.

$$F = \frac{m_1 m_2}{4\pi\mu r^2} \dots\dots\dots (3.1)$$

Donde **m₁** y **m₂** son los monopolos magnéticos, **μ** es la permeabilidad magnética del medio que separa ambos polos. Si ambos polos tienen el mismo sentido existirá una fuerza de repulsión, si los polos son del mismo signo existirá entre ellos una fuerza de repulsión.

Como se mencionó anteriormente alrededor de una barra imantada existe un flujo magnético que converge en los polos. La cantidad de flujo magnético por unidad de área es la densidad de flujo magnético **B**. La magnitud **B** es un vector y también se le conoce como inducción magnética, las unidades en las que se mide en el Sistema Internacional son (*Weber*/*m²* = *Tesla*) y en el Sistema Secescimal de Unidades son el (gauss=*10⁻⁴*T).

El campo magnético también se puede definir en términos de un campo de fuerza que es producido por corrientes eléctricas. La intensidad del campo magnético **H** se define según las leyes de Biot-Savart, como la intensidad del campo magnético en el centro de una bobina de radio **r**, por la cual fluye **una** corriente de tal forma que $H = \frac{1}{2} r$, por lo consiguiente sus unidades son (*Ampere*/*metro*). La relación que

existe entre **B** y **H** es una constante llamada *permeabilidad magnética absoluta μ*. La permeabilidad magnética del agua y del aire prácticamente puede ser considerada igual a la permeabilidad magnética del vacío y está tiene un valor de $4\pi \times 10^{-4} \frac{Wb}{A \cdot m}$ (Reynolds, 2011).

Por otra parte, también posible establecer la relación que hay entre **B** y **H** en términos de un parámetro geológico conocido como *susceptibilidad magnética k*, que es una medida de que tan magnetizables son los materiales ante la influencia de un campo magnético.

3.1.2 Campo geomagnético

El campo Geomagnético en o cerca de la superficie de la Tierra se origina en gran parte dentro y alrededor del núcleo. Corrientes externas a la Tierra en la ionosfera y la magnetosfera asociadas con las corrientes de radiación de Van Allen provocan variaciones en el campo magnético y por otro lado la magnetización remanente en las rocas de la corteza terrestre, también contribuyen al campo geomagnético global (Reynolds, 2011).

Desde el punto de vista Geofísico el campo Geomagnético Terrestre se compone de tres partes.

1. Campo Magnético principal, el cual tiene variaciones relativamente lentas, y de origen interno. La fuente principal de este campo es el dipolo geomagnético, que se encuentra inclinado 11.5° con respecto al eje de rotación de la Tierra (**Figura 3.2**).

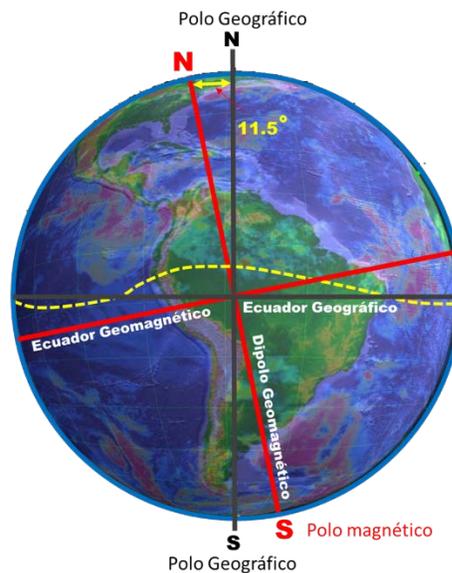


Figura 3.2 Representación esquemática del campo Geomagnético Principal (Modificada de Reynolds, 2011)

2. Un campo más pequeño comparado con el campo principal cuyas variaciones son más rápidas y este se origina fuera de la Tierra.

3. Las variaciones espaciales en el campo principal, las cuales usualmente son mucho más pequeñas que el campo principal, y son casi constantes en tiempo y espacio, estas variaciones son causadas por anomalías cercanas a la superficie de la corteza terrestre. (Telford *et al.*,1990).

3.1.3 Vector de campo Geomagnético

El vector de campo Geomagnético B puede ser descrito en términos de la intensidad total F , y de su inclinación y declinación. Es más conveniente resolver el campo total F en una componente horizontal H que a su vez está dividida en una proyección en dirección “ x ” y una proyección en dirección “ y ” y una componente Vertical “ z ”. El ángulo que forma la componente “ F ” con la componente “ H ” se le conoce como inclinación magnética “ I ”. El ángulo formado entre la componente “ H ” y el norte geográfico se le conoce como declinación magnética “ D ”

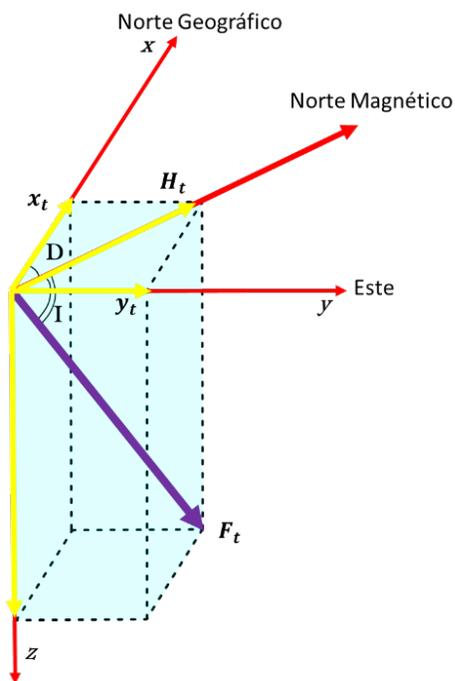


Figura 3.3 Representación esquemática del vector de campo Geomagnético (Modificada Telford *et al.*,1990).

3.2 Corrección de los datos magnéticos

Al momento de la adquisición de los datos magnéticos, estos se ven influenciados por una serie de factores que necesitan ser removidos de las mediciones tomadas en campo. En los estudios de prospección magnética terrestre es recomendable mantener el magnetómetro lejos de elementos metálicos que le pudieran causar ruido magnético (llaves, navajas, relojes o cualquier elemento metálico que pudiera portar el operador del magnetómetro), al momento de la adquisición se debe tratar en la medida de lo posible tomar mediciones cerca de elementos metálicos como vehículos, tuberías metálicas, líneas de cableado eléctrico, líneas de ferrocarril entre otras.

Una de las más importantes correcciones a los datos magnéticos es la corrección por variación diurna del campo magnético de la Tierra. Para llevar a cabo esta corrección se elige un punto el cual este cerca de la zona de estudio, que este libre de ruido de tipo antropogénico y se instala un magnetómetro base el cual se programa para tomar medidas a intervalos de tiempo definidos. Los valores medidos en la estación base se presentan en función del tiempo, lo que permite calcular el valor de corrección correspondiente a cada medición en una estación de observación.

Con el fin de obtener mapas de anomalía magnética en una región, los datos magnéticos deben ser corregidos para tener en cuenta las variaciones del campo magnético con respecto a la latitud y en menor medida a la longitud. Como se mencionó antes la intensidad del campo magnético varía de 25000 nT en el ecuador a 69000 nT en los polos. Dicha corrección se hace tomando en cuenta un modelo que aproxima matemáticamente al campo magnético de la Tierra (IGRF), este valor se resta a los valores obtenidos en campo. Por lo que todo estudio de prospección magnética que se realice en la superficie de la terrestre puede ser corregido el valor teórico del campo magnético

3.3 Anomalía magnética

Con el fin de obtener mapas de anomalía magnética en una región, a los datos magnéticos se deben ser corregidos por variación diurna y por IGRF. Por lo que la anomalía magnética de campo total queda definida de la siguiente manera

$$\Delta F = F_{obs} - F_{IGRF} - \delta F$$

F_{obs} = Valor Observado

F_{IGRF} = Valor del Campo Geomagnético de Referencia

δF = Corrección por Variación Diurna

3.4 Teoría básica del procesado de datos

El procesado de datos gravimétricos y magnéticos es básicamente el mismo salvo el proceso denominado reducción al polo, que solo se aplica a los datos magnéticos y el cual será descrito más adelante.

Los mapas de anomalías gravimétricas y magnéticas muestran la superposición de varios efectos, los rasgos estructurales más profundos causan variaciones de grandes longitudes de onda con gradiente horizontal suave, gradual y de carácter regional y los rasgos estructurales más someros causan variaciones de longitud de onda corta. En ocasiones para poder interpretar dichos mapas es necesario separarlos en mapas de anomalías regionales y en mapas de anomalías residuales ya que dichos efectos regionales suelen enmascarar los efectos producidos por estructuras de menor tamaño o someras de carácter local que en ocasiones son el objeto de interés.

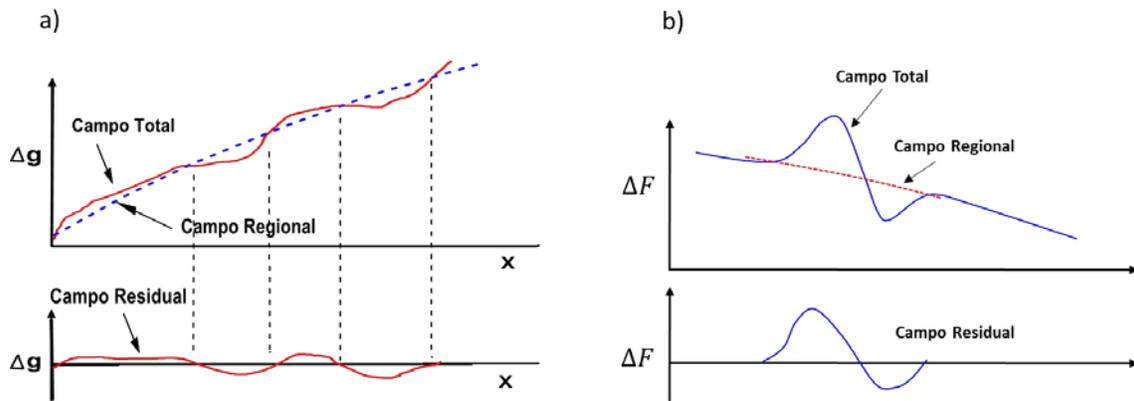


Figura 3.4 Esquema de la separación regional-residual

Hay diversos métodos para realizar la separación regional-residual entre los que destacan:

- Ajuste grafico
- Ajuste polinomial 2-D
- Estimación del regional aplicando continuación analítica ascendente
- Filtrado digital
- Estimación del regional utilizando el modelo directo

3.4.1 Reducción al polo

La forma de una anomalía magnética no solo depende de la geometría y de la susceptibilidad magnética de la roca, también depende de su magnetización y de la dirección del campo regional. La reducción al polo transforma la anomalía como si esta hubiese sido observada en un punto donde la magnetización y el campo regional fueran verticales, como si la anomalía hubiese sido medida en el polo magnético norte. (Dobrin & Savit, 1988).

La reducción al polo desplaza lateralmente las anomalías y las sitúa sobre sus respectivas fuentes, alterando su forma para que fuentes simétricas causen anomalías simétricas (Blakely, 1996)

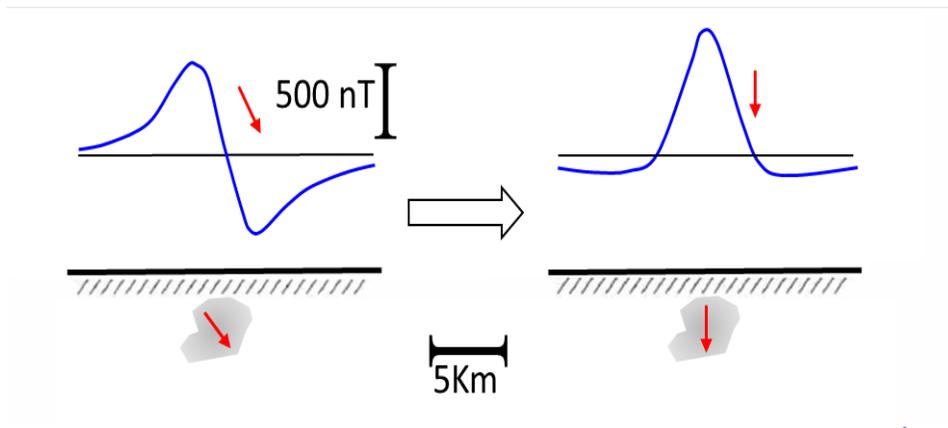


Figura 3.4 Reducción al polo (Blakely, 1996)

La reducción al polo puede ser escrita en el dominio del número de onda de la siguiente manera (Reynolds, 2011).

$$H(\theta) = \frac{1}{[\sin(I) + i\cos(I)\cos(D - \theta)]^2}$$

Donde

I = Inclinación Magnética

D = Declinación Magnética

3.4.4 Segunda derivada vertical

La segunda derivada vertical ha sido usada tradicionalmente para resaltar anomalías locales que son enmascaradas por tendencias regionales y además ayuda en la detección de los bordes de los cuerpos que causan la anomalía. Por lo que la segunda derivada vertical puede considerarse un filtro pasa altas que amplifica las anomalías de longitud de onda corta y suprime las tendencias regionales con longitudes de onda mayor (Dobrin, 1988).

La derivada enésima puede ser expresada en el dominio del número de onda de la siguiente manera, aunque en el procesamiento de datos potenciales solo es común el uso de la primera y segunda derivada vertical (Dobrin,1988).

$$F(k_x, k_y) = (k)^n \quad k = \sqrt{k_x^2 + k_y^2}$$

Donde

k_x = número de onda en la dirección x

k_y = número de onda en la dirección y

3.4.5 Señal analítica

Nabighian en 1972 introdujo el concepto de señal analítica en 2D para la interpretación de datos de anomalía magnética y mostro que la amplitud de dicha función toma la forma de una campana sobre cada uno de los bordes que causan dicha anomalía. Posteriormente Roest y colaboradores en 1992 desarrollaron el método en 3D. La señal analítica puede ser escrita de la siguiente manera

$$A(x, y) = \left(\frac{\partial M}{\partial x} \hat{x} + \frac{\partial M}{\partial y} \hat{y} + \frac{\partial M}{\partial z} \hat{z} \right)$$

Donde

$A(x, y)$ = Señal analítica

M = Campo potencial

$\frac{\partial M}{\partial x}$ = Derivada parcial en dirección

$X \frac{\partial M}{\partial y}$ = Derivada parcial en dirección Y

$\frac{\partial M}{\partial z}$ = Derivada parcial en la dirección Z

La señal analítica es de especial interés ya que su amplitud presenta sus máximos sobre los bordes de las estructuras causantes de la anomalía.

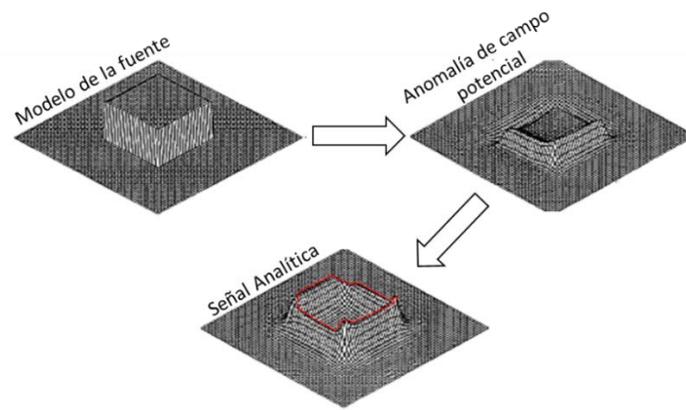


Figura 3.5 Señal analítica (Roest *et al.*, 1992).

Por otro lado, se sabe que el valor absoluto de la señal analítica de una anomalía magnética es independiente del vector de magnetización y del campo geomagnético (Roest, Verhoef, Pilkington, 1992). En el caso gravimétrico esta técnica, permite resaltar las anomalías de gravedad producidas por discontinuidades geológicas de mediana a corta longitud de onda (Salem & Smith, 2005)

El valor absoluto de la señal analítica puede ser expresada de la siguiente manera

$$|A(x, y)| = \sqrt{\left(\frac{\partial M}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial y}\right)^2 + \left(\frac{\partial M}{\partial z}\right)^2}$$

Donde

$|A(x, y)|$ = Amplitud de la señal analítica

3.4.6 Gradiente Horizontal

Uno de los métodos más usados para la detección de bordes más ampliamente usados en datos potenciales es el gradiente horizontal, este procedimiento se le atribuye a Cordell en 1979 que lo utiliza en datos gravimétricos, aunque actualmente se utiliza también en datos de anomalía magnética. El gradiente

horizontal de una anomalía de campo potencial puede ser escrito de la siguiente manera

$$THDR = \sqrt{\left(\frac{\partial f}{\partial x}\right)^2 + \left(\frac{\partial f}{\partial y}\right)^2}$$

Donde

$\frac{\partial f}{\partial x}$ = Derivada en dirección X

$\frac{\partial f}{\partial y}$ = Derivada en dirección Y

Una de las ventajas de este método es que Los máximos del gradiente horizontal generalmente se ubican sobre los bordes de las fuentes poco profundas (Blakely & Simpson, 1986). Por otra parte, este proceso es menos susceptible al ruido presente en los datos ya que solo toma en cuenta las derivadas de primer orden en las dos direcciones horizontales (Setyawan et al., 2015).

3.4.8 Deconvolución de Euler

Basándose en la ecuación de homogeneidad de Euler Thomsom en 1982 y Reid y colaboradores en 1990 desarrollan un proceso para estimar la profundidad de las fuentes magnéticas, conocido como Deconvolución de Euler.

El método de la deconvolución de Euler se fundamenta en el concepto de que los campos potenciales son funciones homogéneas de las coordenadas de las fuentes y por lo tanto satisfacen la ecuación de Euler. Dicha ecuación se puede resolver paramétricamente para las localizaciones de las fuentes. En los últimos años este método se ha vuelto muy popular al ser automatizado para trabajar ya sea en perfiles o en mallas de datos (Alatorre *et al.*, 2012).

La Deconvolución de Euler para datos potenciales se define de la siguiente manera.

$$(x - x_0) \frac{\partial F}{\partial x} + (y - y_0) \frac{\partial F}{\partial y} + (z - z_0) \frac{\partial F}{\partial z} = N(B - F)$$

Donde

(x_0, y_0, z_0) son la posición de la fuente

$\frac{\partial F}{\partial x}, \frac{\partial F}{\partial y}, \frac{\partial F}{\partial z}$ son las derivadas en las tres direcciones ortogonales

B =Valor regional del campo potencial

F =Valor de la anomalía de campo potencial

El valor del índice estructural está directamente asociado con la geometría de la fuente, por lo que para su elección se toman en cuenta modelos de geometrías simples que asimilen lo mejor posible el contexto geológico de la zona de estudio. A continuación, se presenta un atabla con los índices estructurales propuestos por Reid y colaboradores en el 2014.

Source	Smellie model	SI (M)	SI (G)
Sphere	Dipole	3	2
Vertical line end (pipe)	Pole	2	1
Horizontal line (cylinder) ⁴	Line of dipoles	2	1
Thin bed fault ⁴	Line of dipoles	2	1
Thin sheet edge	Line of poles	1	0
Finite contact/fault ⁵	—	0? ⁶	-1

Figura 3.5 Señal analítica (Reid *et al.*,2014).

3.4.8 Modelado directo 2D

El modelado de anomalías potenciales es una parte muy importante en la interpretación de la información geofísica, ya que este proceso trata de explicar las anomalías obtenidas en el terreno en términos de la profundidad y extensión de las fuentes.

En un principio se genera un modelo conceptual del subsuelo y se calcula su anomalía teórica la cual se compara con la anomalía observada en campo. Los parámetros del modelo son ajustados de tal forma que las diferencias entre anomalías calculadas y observadas sea mínimo. Uno de los métodos de modelado de anomalías potenciales más usado en la actualidad es el método de Talwani.

La periferia de un cuerpo de dos dimensiones puede ser muy bien aproximada por un polígono, haciendo que el número de lados de este polígono sea suficientemente grande (Figura 3.6). Expresiones analíticas pueden ser obtenidas para la componente vertical y horizontal de la atracción gravitacional, debida a este polígono en cualquier punto (Talwani, Worzel y Landisman, 1959).

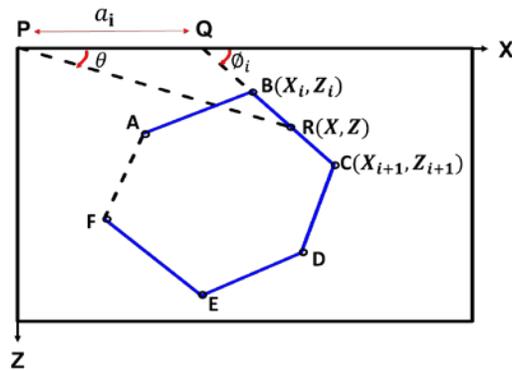


Figura 3.6 Elementos geométricos involucrados en el modelado 2D (Talwani *et al.*, 1959).

La componente vertical de la atracción gravitacional debida a un cuerpo de dos dimensiones situado en el origen coordenadas es igual a

$$2G\rho \oint z d\theta$$

Donde G es la constante de atracción gravitacional y ρ es la densidad del cuerpo causante de la anomalía, de manera análoga se define la componente horizontal

$$2G\rho \oint x d\theta$$

Para obtener la contribución de ambas integrales sobre el polígono de la figura 3.6 primero se obtiene la integral del lado BC, prolongando la línea CB hasta que se intersecte con el eje X para formar el ángulo ϕ_i y también se define el segmento $PQ=a_i$. Por lo que la componente vertical se expresa de la siguiente manera

$$\int z d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan\theta \tan\phi_i}{\tan\phi_i - \tan\theta} d\theta \equiv Z_i$$

Similarmenete se calcula la componente horizontal

$$\int x d\theta = \int_B^C \frac{a_i \tan\phi_i}{\tan\phi_i - \tan\theta} d\theta \equiv X_i$$

Por lo que la componente vertical y horizontal de la atracción gravitacional debida a todo el polígono se expresan de la siguiente manera (Talwani et al., 1959).

$$V=2G\rho \sum_{i=1}^n Z_i$$

$$H=2G\rho \sum_{i=1}^n X_i$$

Talwani y Heirtzler en 1964 propusieron las expresiones para el cálculo de anomalías magnéticas producidas por cuerpos bidimensionales de formas arbitrarias, en términos de la inclinación y declinación magnética (Figura 3.7), dicha expresión se presenta a continuación

$$T=V \text{sen}I+H\text{cos}(C - B)\text{cos}I$$

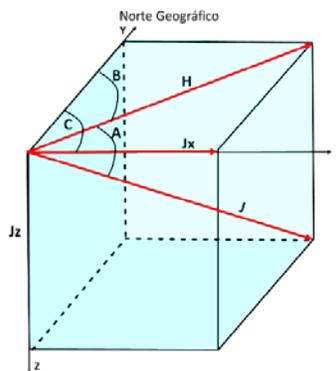


Figura 3.6 Elementos geométricos involucrados en el modelado 2D para el caso magnético (Talwani *et al.*, 1959).

4 Proceso y Resultados de los Datos Gravimétricos

La obtención de los datos gravimétricos se realizó por medio de la vectorización del mapa de la (Figura 4.1), dicha vectorización consiste en convertir imágenes que están formadas por píxeles en imágenes que están formadas por vectores. El mapa de la anomalía de Bouguer utilizado para la vectorización fue tomado de Sharpton et al., 1993.

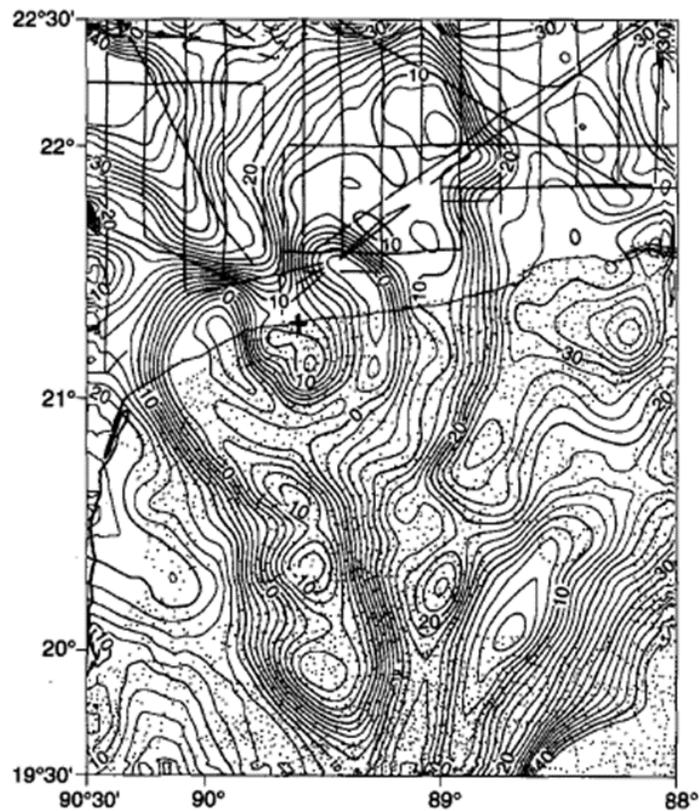


Figura 4.1 Mapa que se utilizó para la vectorización de los datos gravimétricos (tomad de Sharpton *et al.*, 1993.)

La obtención de los datos se llevó a cabo de la siguiente manera

- Se realizó la vectorización de cada una de las isolíneas de campo.
- Con la vectorización del mapa de la anomalía de Bouguer se obtuvo una base de datos, la cual incluía longitud, latitud y valor de anomalía de Bouguer (Tabla 4.1).
- Una vez obtenida la base datos en el formato x, y, z se interpoló dicha base para obtener una malla regular, el método de interpolación usado fue el método de Kriging, ya que este método permite derivar pesos que resultan en una estimación óptima y libre de tendencias. Dentro de un marco probabilístico, el método de Kriging intenta: por un lado, minimizar la

varianza del error y por otro fijar el error medio de la predicción en cero de manera tal que no existan “sobre” ni “sub” estimaciones (Villella J. C. y Pacino C.M. 2010), así mismo se utilizó este método de interpolación ya que la manera en la que se obtuvieron los datos permitió no tener valores atípicos o muy dispersos de la media. Por otra parte, para saber si los resultados de vectorizar el mapa tomado de Sharpton et al.,1993 fueron buenos se comparó las isocurvas de anomalía de Bouguer obtenidas después de la interpolación y las curvas fueron muy similares a las del mapa original de que aparece en el artículo “Chicxulub multiring impact basin: Size and other characteristics derived from gravity analysis” escrito por Sharpton y colaboradores en 1993.

Longitud (°)	Latitud (°)	Campo [mGal]
20.0719474	-88.0331953	42
20.09398	-88.0331953	42
20.1071997	-88.0155901	42

Tabla 4.1 Ejemplo de la base de datos que se obtuvo con la vectorización del mapa de la anomalía de Bouguer de la figura 4.1

Con dicha interpolación se obtuvo el mapa de la anomalía gravimétrica de Bouguer del cráter de impacto de Chicxulub, que abarca las longitudes 88° O a 90° 30'O y las latitudes 19° 30'N a 22° 30'N y comprende un área de aproximada de 84810 km².

Cabe mencionar que con la forma con la que se obtuvieron los datos magnéticos y gravimétricos, se tiende a suavizar las anomalías de campo, lo que modifica ligeramente la forma de la anomalía en el dominio del espacio y por ende se modifica la forma del espectro en el dominio del número de onda. Como parte del preprocesamiento de los datos gravimétricos se realizó un mallado regular para lo cual se utilizó el método de Kriging. El procesamiento de datos se realizó con la paquetería Oasis Montaj Geosoft, con lo que se obtuvo el mapa de la Segunda Derivada Vertical

La zona de estudio se localiza en la parte norte de la Península de Yucatán y se encuentra entre las longitudes 88° O a 90° 30'O y las latitudes 19° 30'N a 22° 30'N. A continuación, se presenta el mapa de anomalía de Bouguer, el cual presenta valores de anomalía que fluctúan entre -15 mGal y 45 mGal.

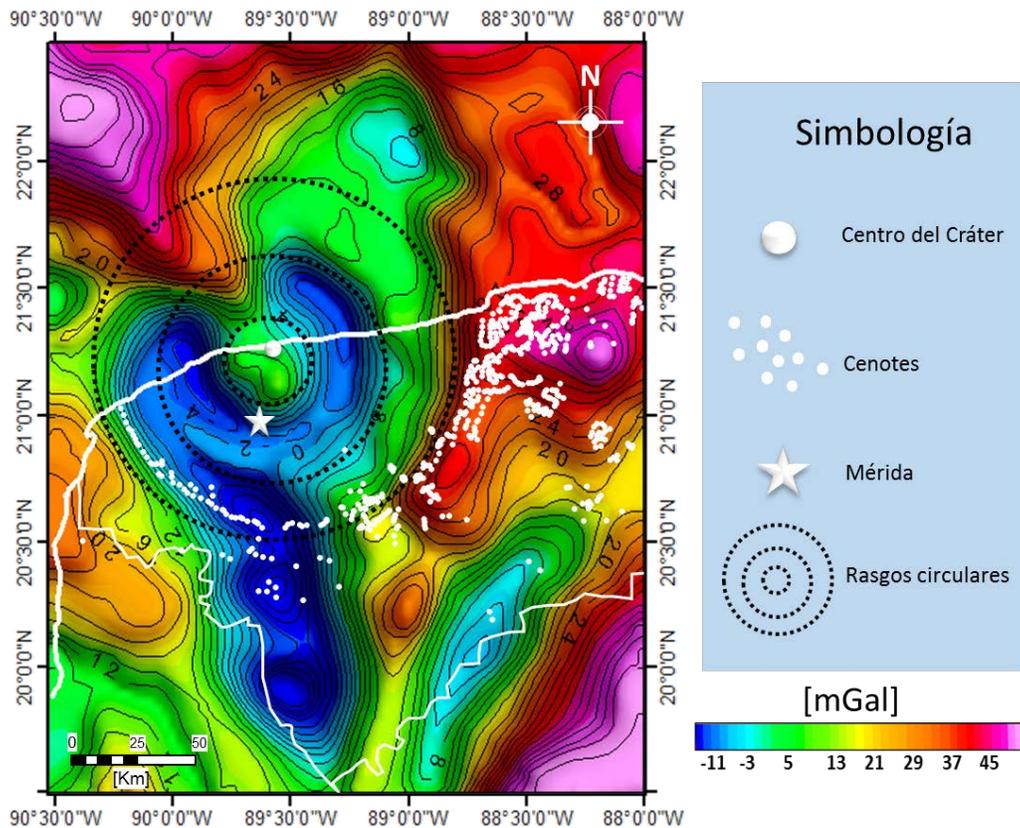


Figura 4.2 Mapa de la Anomalía de Bouguer de la zona de estudio, con intervalo de contorno de 2 mGal *et al., 1993.,)*

La anomalía gravimétrica de Bouguer presenta tres rasgos principales posicionados en forma radial, el primer rasgo circular tiene un radio de 20 Km, y los valores de anomalía son de 14 mGal, dicha área se encuentra rodeada por un bajo gravimétrico con valores de hasta -10 mGal. El segundo rasgo circular tiene un radio de aproximadamente 60 Km presenta valores de campo gravimétrico de 10 mGal, este segundo rasgo se ve enmascarado en la parte noroeste por un por un alto gravimétrico de carácter regional (Sharpton *et al.*, 1993). El tercer rasgo concéntrico en forma de anillo se presenta en a aproximadamente 95 Km de radio,

este rasgo coincide con el prominente anillo de cenotes que se ubica en la península de Yucatán.

Como parte de los procesos para delimitar en planta las fuentes causantes de la respuesta gravimétrica en la zona de estudio, se calculó en primera instancia la segunda derivada vertical de la anomalía de Bouguer. Con dicho proceso se busca resaltar los cambios laterales en la densidad de las unidades que conforman la estructura de impacto del Chicxulub.

En el mapa de la segunda derivada de la anomalía de Bouguer es posible apreciar los límites de una estructura de aproximadamente 55 Km de diámetro, de igual manera es posible observar el carácter fragmentado de las fuentes que causan la anomalía gravimétrica. Aproximadamente a los 55 Km de distancia a partir del centro del cráter es posible apreciar una estructura de forma circular la cual presenta un comportamiento fragmentado, esta estructura se ve interrumpida en la parte noroeste del cráter.

De igual manera en el mapa de la segunda derivada vertical es posible observar una estructura que se localiza a 90 Km del centro del cráter, el borde interior de la estructura prácticamente coincide con el anillo de cenotes (Figura 4.3). El último rasgo concéntrico que se puede apreciar en se encuentra emplazado a aproximadamente 130 Km del centro del cráter, este último rasgo no se aprecia claramente en el sector oeste.

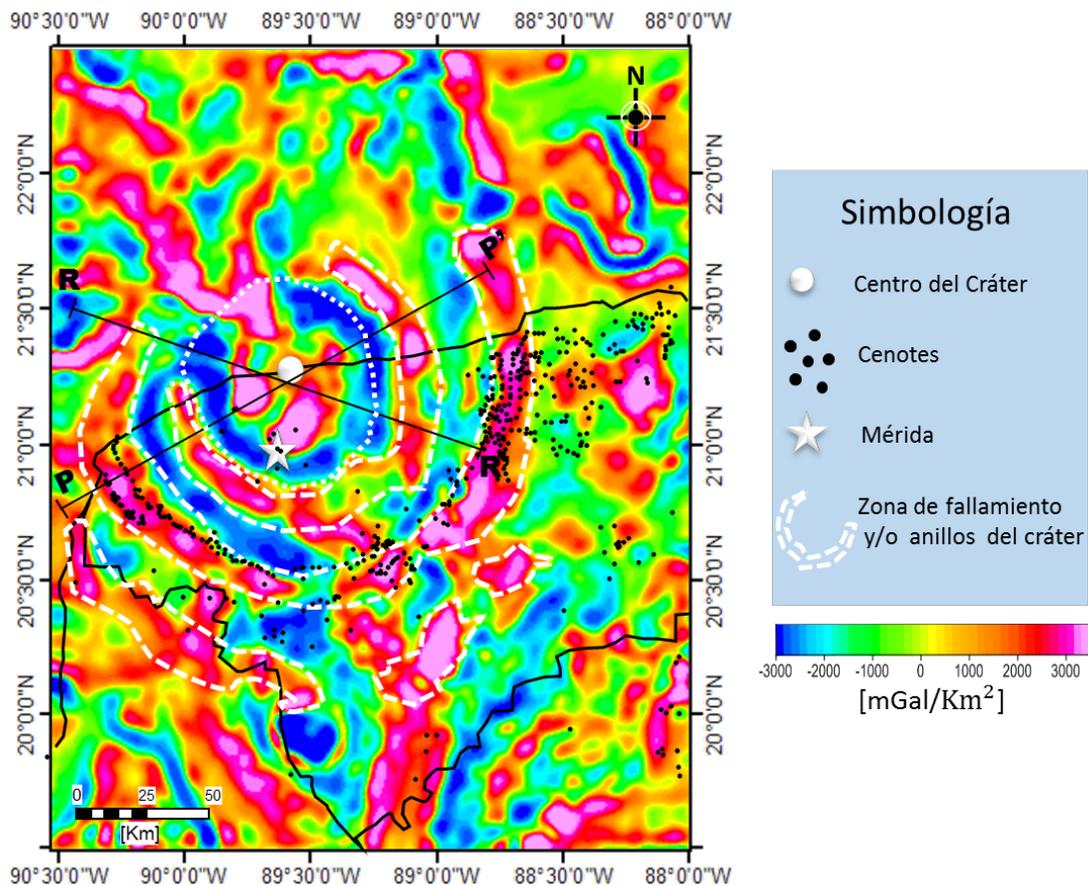


Figura 4.3 Mapa de la segunda derivada de la Anomalía de Bouguer de la zona de estudio.

El segundo proceso aplicado a los datos de anomalía de Bouguer con el fin de delimitar estructuras presentes en el cráter del Chicxulub fue el gradiente horizontal total, esta técnica enfatiza el efecto de los cambios laterales de densidad y suprime los gradientes regionales que enmascaran la firma gravimétrica originada por las litologías de impacto.

En el mapa del gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer también es posible apreciar la disposición circular de las fuentes que dominan la expresión gravimétrica en la zona de estudio, este proceso presenta algunas ventajas con respecto a la segunda derivada vertical ya que generalmente los máximos de esta función tienden a localizarse sobre los límites de los cuerpos anchos (Milligan & Gunn, 1997), por otra parte las estructuras en este mapa parecen ser más regulares, además el máximo que se localiza a 90 Km del centro del cráter (Figura

4.4), el cual coincide con el anillo de cenotes de define de mejor manera lo cual corrobora la relación existente entre el cráter del Chicxulub y el anillo de cenotes en la parte norte de la Península de Yucatán (Connors et al., 1996)

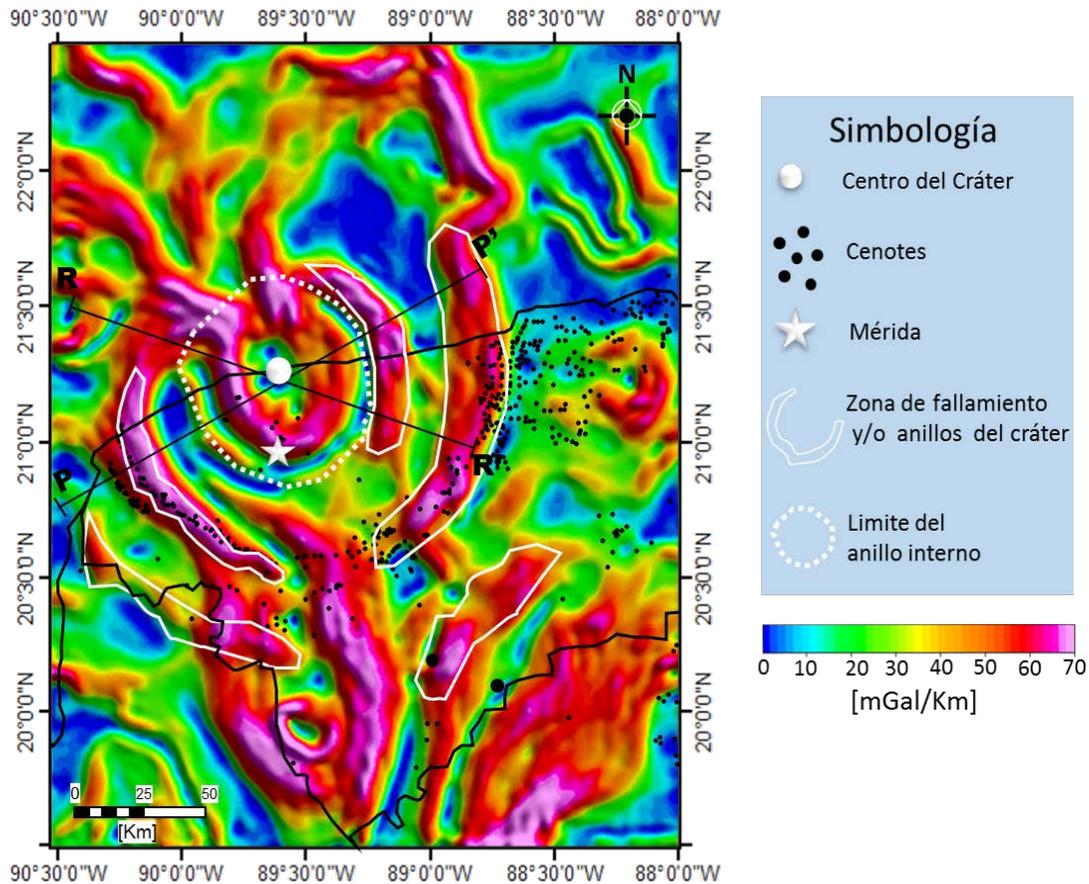


Figura 4.4 Mapa del gradiente horizontal total de la Anomalia de Bouguer.

Con el fin de estimar la profundidad de las fuentes causantes de la anomalía de Bouguer se aplicó deconvolución de Euler el cual es mostrado en la Figura 4.5 de igual forma se muestra la ubicación de los perfiles tomados para realizar el modelado gravimétrico.

El índice estructural usado fue 0 el cual es utilizado para la detección de superficies de falla, el tamaño de ventana fue de 20 unidades de grid, se escogieron estos parámetros ya fueron los que mostraron mejores resultados se

observó que al variar de manera ascendente el valor del índice estructural los resultados de la deconvolución de Euler arrojaban fuentes muy profundas relacionadas posiblemente con el basamento.

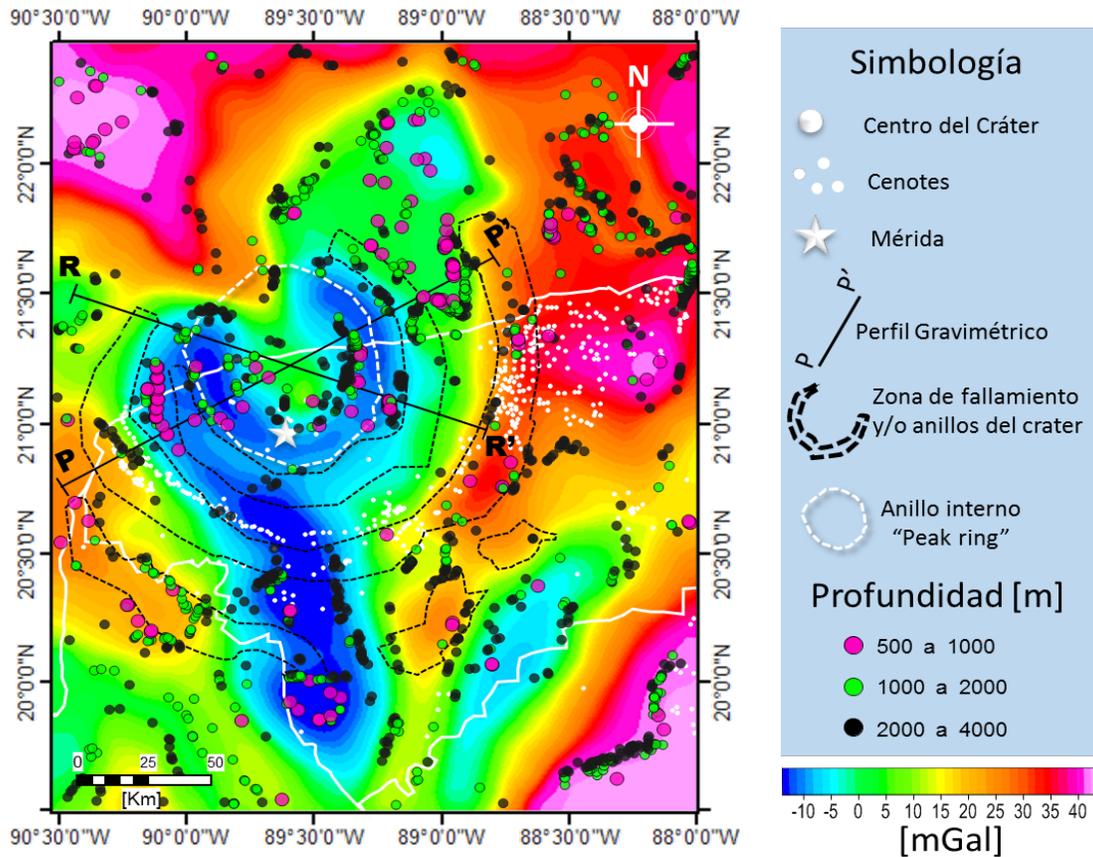


Figura 4.5 Mapa de la Deconvolución de Euler de la Animalia de Bouguer de la zona de estudio.

La disposición de las fuentes es de forma circular, en la zona central del cráter las soluciones de la deconvolución de Euler se agrupan entorno a al centro del cráter a una distancia radial de 20-25 Km con profundidades para las fuentes someras que van de 500 a 1000 m, para la parte intermedia se observan fuentes que se localizan de 1000 a 2000 m y para la parte profunda se presentan fuentes con profundidades de 2000 a 4000 m.

A una distancia radial de 45 a 50 Km a partir del centro del cráter se observan soluciones de la deconvolución de Euler que se relacionan con la zona de

fallamiento y con la probable morfología de los anillos del cráter del Chicxulub (Urrutia, comunicación personal, enero 2017). En la zona suroeste del cráter las soluciones Euler se agrupan entorno al tercer anillo ubicado entre los 125 y 130 km de distancia del centro del cráter, en esta zona predominan principalmente soluciones con profundidades 1000 a 2000 km.

Como parte del presente estudio se realizaron un par de modelos en 2D utilizando el módulo GMSYS que es parte del software Geosoft dicho modulo utiliza el algoritmo de Talwani para el cálculo de la respuesta gravimétrica.

Se sabe que la modelación de la anomalía gravimétrica de Bouguer observada en un cráter complejo es razonablemente simple y debido a la aparente preservación de todas las unidades que conforman el cráter de Chicxulub, la disponibilidad de un conjunto de datos gravimétricos de buena calidad y otras fuentes de información del subsuelo es posible la construcción de modelos complejos del cráter (Ortiz Alemán et al., 2002). Para llevar a cabo el modelo de datos gravimétricos se tomaron en cuenta modelos previos del cráter, con el fin de restringir parámetros tales como; profundidad, espesor y densidad de las estructuras que conforman el cráter de impacto del Chicxulub.

Cabe mencionar que como parte del modelado directo en 2D se propusieron unidades geológicas cuya posición, así como el espesor, densidad y profundidad de las mismas se fue variando hasta obtener que la diferencia entre los valores de la anomalía calculada y la anomalía observada fueran mínimos.

El contacto entre la unidad de brechas exteriores y la unidad de fundido se establecido en 1100 m aproximadamente tomando en cuenta información de los pozos Chicxulub 1 (Ward et al., 1995) en la parte central del cráter. La profundidad de la cima del levantamiento central se estableció entre 3500 y 4000 m, esta profundidad fue fijada con la ayuda de la deconvolución de Euler ya que las profundidades estimadas y la posición de las mismas coinciden con los posibles límites del levantamiento central, la profundidad de la cima de esta unidad coincide con la profundidad la cual coincide con el modelo presentado por Pilkington y colaboradores en 1994.

Los valores de densidad se restringieron entre 2 y 2.6 g/cm³ tomando en cuenta el modelo gravimétrico propuesto por Batista y colaboradores en 2013.

En la Figura 4.5 se presenta el modelo del perfil P-P', que tiene una orientación preferencial SW-NE, este perfil tiene una longitud de 212 Km, los valores de anomalía de Bouguer fluctúan entre -7 y 25 mGal. Este perfil cruza el anillo de cenotes que se ubica en la parte norte de la península de Yucatán en el cadenamiento 40 km, lo cual coincide con un máximo el gradiente horizontal.

Este perfil intersecta con el "peak ring" aproximadamente en el cadenamiento 70 Km, el perfil P-P' cruza el centro del cráter en el cadenamiento 112 Km y en el cadenamiento 160 cruza uno de los anillos del cráter, lo cual es verificado por un máximo en gradiente horizontal, dicha respuesta también es observable en la segunda derivada vertical. El límite del cráter en la parte sureste se puede observar como un máximo en la gráfica del gradiente horizontal, este límite se localiza en el cadenamiento 205 Km.

El modelo gravimétrico está conformado por las siguientes unidades:

- Capa de carbonatos con espesores que fluctúan entre los 300 y 1110m y con una densidad de 2.1 g/cm³.
- Unidad de Brechas exteriores con un espesor promedio de 400m y situadas entre los 1100 y 1500 m de profundidad y con una densidad 2.4 g/cm³
- Unidad de brechas inferiores con espesores promedio que van de los 200 m a 800 m y con una densidad de 2.2 g/cm³
- Unidad de fundido la cima de esta unidad se localiza a los 1100 m de profundidad, subyaciendo a la unidad de brechas interiores, la densidad de esta unidad de rocas fundidas es de 2.55 g/cm³.
- Unidad de rocas del cretácico con una densidad promedio de 2.3 g/cm³ y con un espesor de 1000 a 6000 m, esta unidad subyace a la unidad de brechas interiores.
- En el centro del cráter se encuentra el levantamiento central, la cima de esta unidad se localiza a 3800 m y tiene una densidad de 2.6

- Rodeando al levantamiento central e localiza la unidad de megabrechas las cuales tienen una profundidad de 4.5 Km, la densidad para esta unidad es de 2.35 g/cm^3 , los posibles límites del levantamiento central se señalan con líneas de color verde (Figura 4.6)

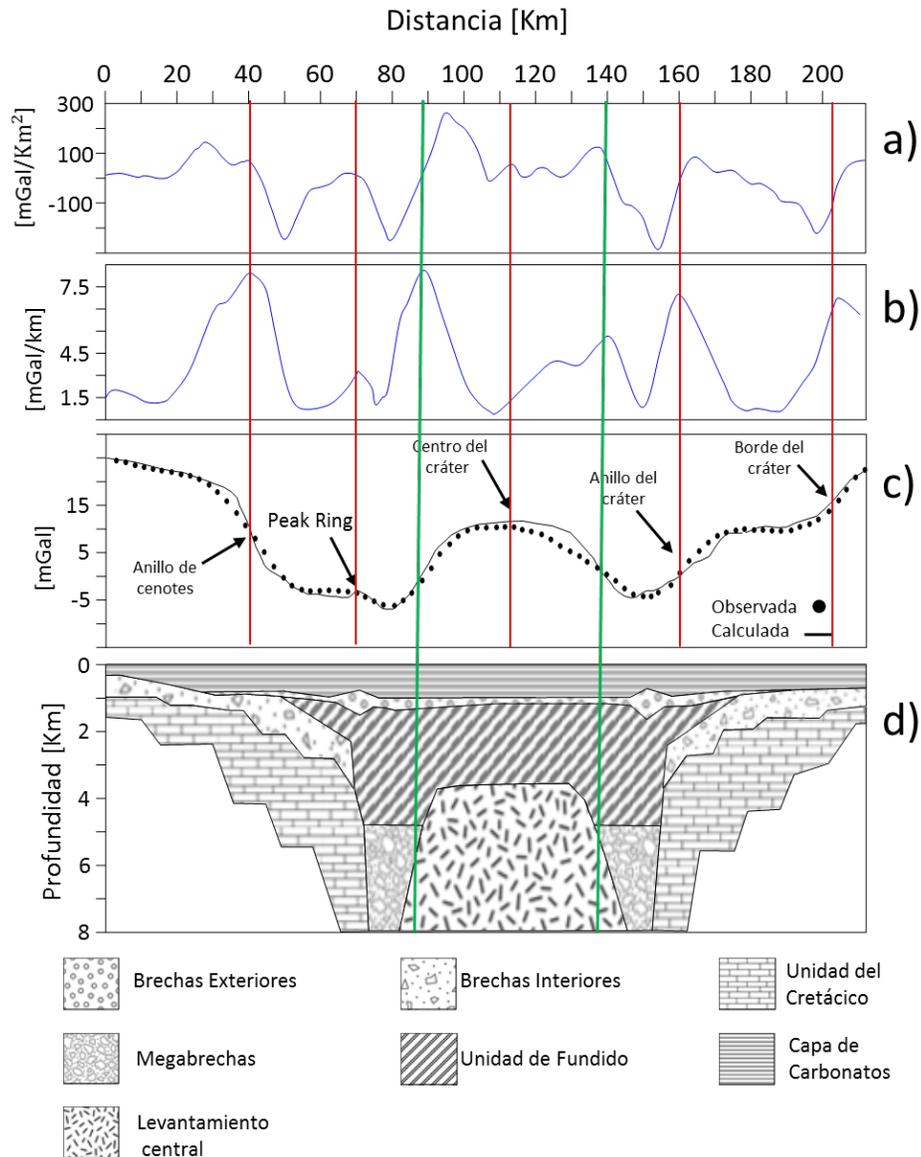


Figura 4.6 Perfil gravimétrico del P-P'. a) Segunda derivada vertical, b) Gradiente horizontal, c) Anomalía de Bouguer, d) Modelo 2D del cráter del Chicxulub

Como parte del presente trabajo se llevó acabo un segundo modelo tomando en cuenta la información del perfil R-R', este perfil tiene una longitud de 185 Km una

dirección preferencial NW-SE, los valores de anomia gravimétrica de Bouguer varían entre -7 y 20 mGal, en este perfil cruza uno de los anillos del cráter en el cadenamiento 30 Km, dicho perfil cruza el centro del cráter aproximadamente en el cadenamiento 90 Km, los límites del levantamiento central pueden ser observados como máximos en el gradiente horizontal, con lo que se estima que dicha estructura tiene un diámetro aproximado de 50 Km.

Aproximadamente en el cadenamiento 140 se localiza uno de los anillos del cráter, el borde del cráter se ubica en el cadenamiento 180 Km. Las unidades que conforman este modelo son las siguientes:

- Unidad de rocas carbonatadas que suprayace a las unidades que conforman el cráter de Chicxulub, con un espesor que varía entre los 300 y 1110m y con una densidad de 2.1 g/cm^3 .
- Subyaciendo a la unidad de carbonatos se localiza la unidad de Brechas exteriores con un espesor promedio de 200m y situadas entre los 1100 y 1300 m de profundidad y con una densidad 2.4 g/cm^3
- Por debajo de la unidad de brechas exteriores se ubica la unidad de brechas inferiores con un espesor promedio de 400 a 1800 m de espesor aproximadamente y con una densidad de 2.2 g/cm^3
- Unidad de fundido, la cima de esta unidad se localiza a los 1100 m de profundidad, el espesor de la unidad de fundido varía entre 3 y 4 Km y tiene una densidad de 2.55 g/cm^3
- Unidad de rocas carbonatadas del cretácico, esta unidad se le asignó una densidad de 2.3 g/cm^3 , el espesor de esta unidad fluctúa entre 2000 y 6000 metros, esta unidad subyace a la unidad de brechas interiores.
- En la parte central del modelo se localiza el levantamiento central el cual tiene su cima a 4100 m, con una densidad de 2.6 g/cm^3 y tiene un radio de
- El contacto entre el levantamiento central y las megabrechas se expresa en el perfil del gradiente horizontal como un par de máximos los cuales se señalan con líneas de color verde (Figura 4.7)

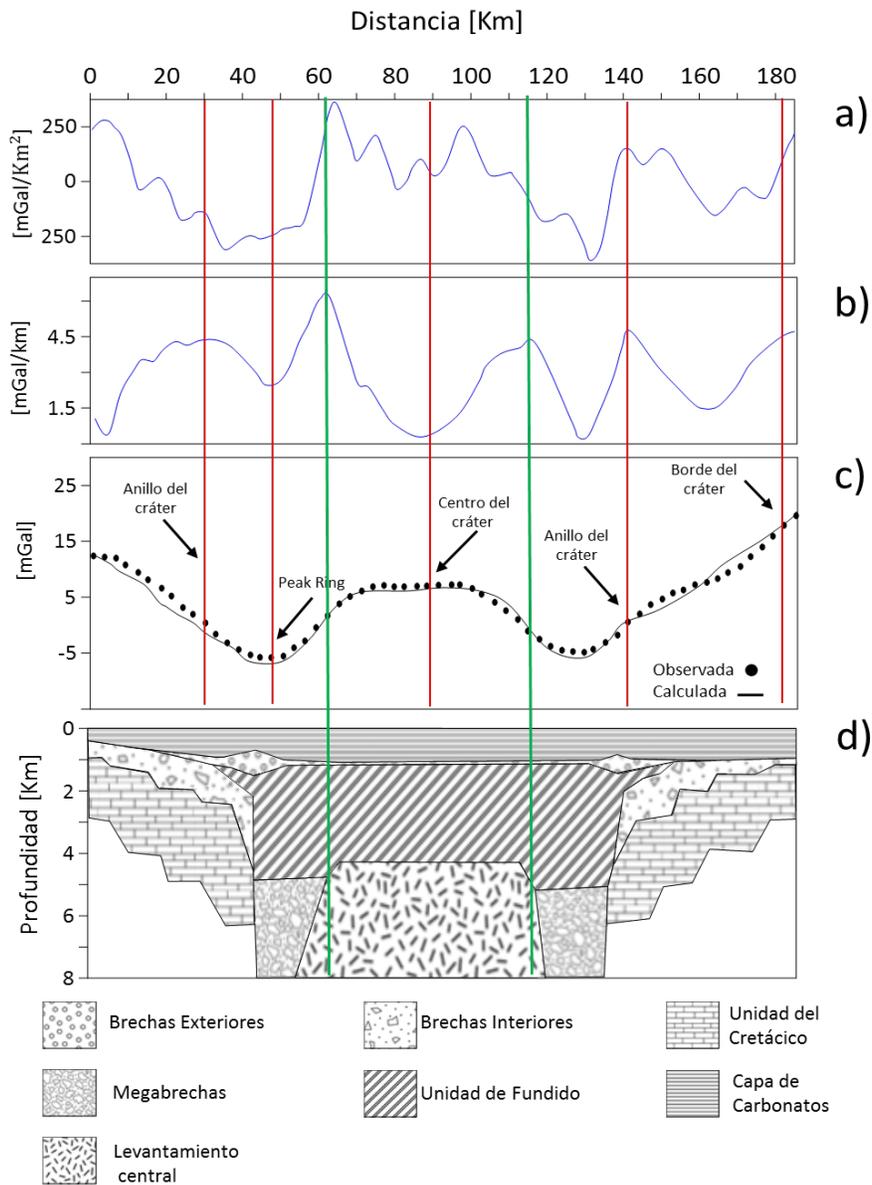


Figura 4.7 Perfil gravimétrico del P-P'. a) Segunda derivada vertical, b) Gradiente horizontal, c) Anomalía de Bouguer, d) Modelo 2D del cráter del Chicxulub.

El comportamiento de la anomalía gravimétrica de Bouguer presenta patrones circulares los cuales están relacionados con zonas de fallamiento normal y con la posible expresión morfológica de anillos concéntricos presentes en los cráteres de impacto (Pilkington et al., 1994).

En la Figura 4.8 se presentan en perspectiva 3D del mapa de anomalía de Bouguer, así como la segunda derivada vertical y el gradiente horizontal total. Este tipo de visualizaciones son una herramienta de gran ayuda en la interpretación de los mapas y modelos obtenidos durante el presente trabajo de investigación

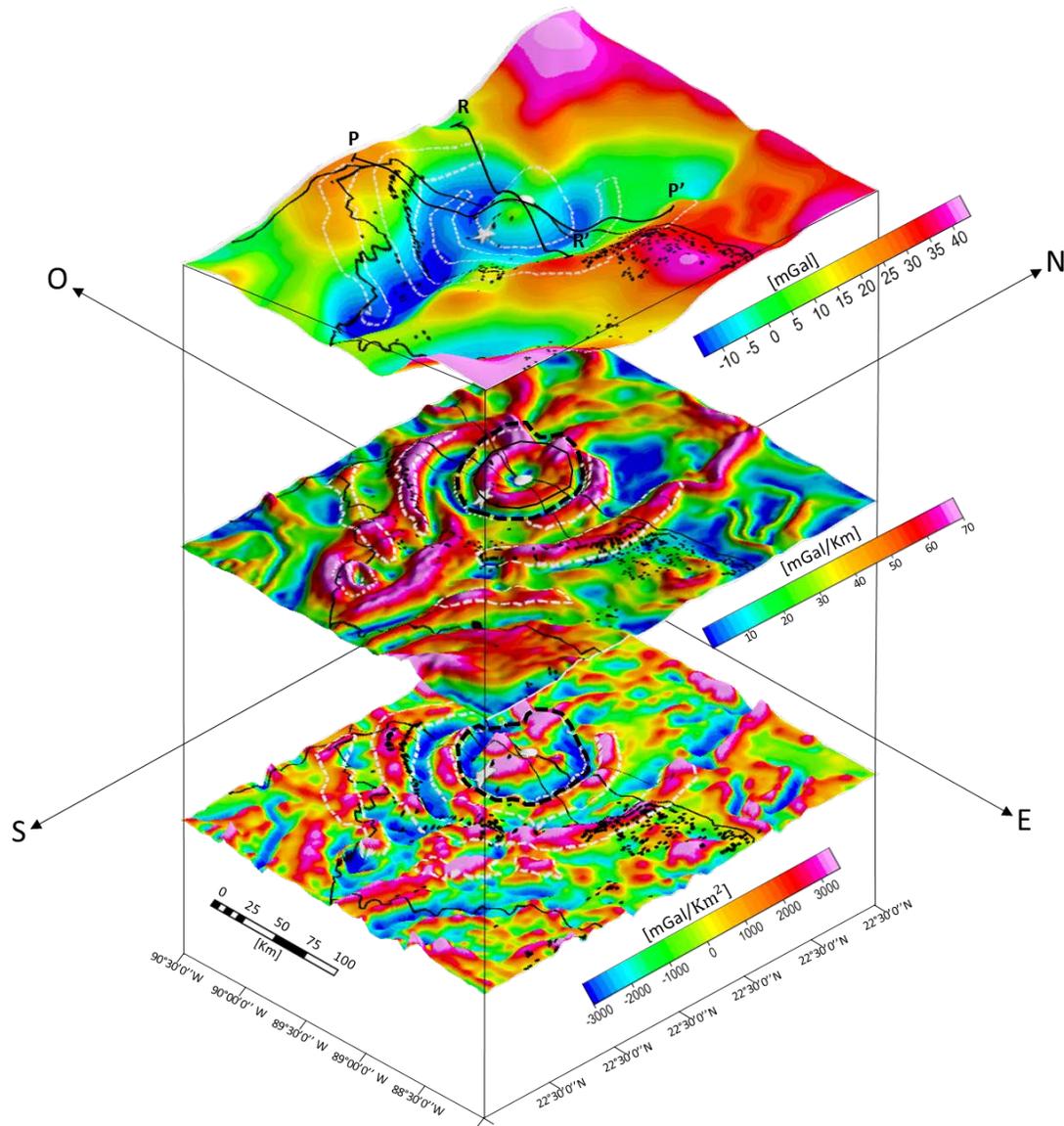


Figura 4.8 Vista en Perspectiva 3D del mapa de Anomalía de Bouguer (parte Superior). Mapa del gradiente Horizontal (Parte Intermedia). Segunda Derivada Vertical (Parte inferior).

En dichos mapas es posible observar los límites del peak ring del cráter de Chicxulub, esta estructura central se encuentra señalada en estos mapas de la

segunda derivada vertical, así como en el mapa del gradiente horizontal con una línea punteada de color negro por lo que se establece que el posible radio 37 y 40 Km a partir del centro del cráter impacto de Chicxulub.

Con base a la información obtenida en los mapas mencionados en el párrafo anterior es posible interpretar que el radio del levantamiento central tenga un radio de 45 a 50 km

También es posible interpretar la existencia de un primer anillo se encuentra a 45 Km del centro del cráter, la expresión gravimétrica de este anillo parece ser más clara en el mapa de la segunda derivada vertical en comparación con el mapa del gradiente horizontal de la anomalía de Bouguer.

De igual forma con los mapas obtenidos es posible interpretar la existencia de un segundo anillo de grandes dimensiones que se localiza 75 Km del centro del cráter dicho anillo coincide con el anillo de cenotes que se localiza en la parte sur de la Península de Yucatán.

Con la ayuda de los procesos realizados al mapa de la anomalía de Bouguer es posible estimar las posibles dimensiones del diámetro del cráter del Chicxulub ya que en los procesos que se utilizaron para la delimitación de estructuras es posible ubicar lo que parecer ser un tercer anillo el cual se encuentra a una distancia en de 100 Km en la parte este del cráter y a una distancia de 125 Km en la parte suroeste.

Como parte de la interpretación gravimétrica y con la ayuda de los mapas que se obtuvieron, así como con la información que nos proporciona el modelado 2D fue posible estimar los contrastes de densidad que pudieran existir entre las unidades conforman cráter de impacto de Chicxulub.

En la Figura 4.9 se presenta el mapa del Gradiente Horizontal Total (GHT) del mapa de la anomalía de Bouguer en una perspectiva 3D en la cual se incluyen los modelos realizados, en esta imagen se observa de forma clara las variaciones del GHT los cuales pueden atribuirse a contrastes someros en los valores de

densidad, a contrastes de densidad entre las litologías de impacto y a la existencia de un conjunto de fallas concéntricas (Ortiz Alemán *et al.*, 2002).

Así mismo es posible observar límites del levantamiento central el cual tiene un radio de aproximadamente 20 a 25 Km y se corrobora la relación entre el cráter y el anillo de cenotes que se ubica aproximadamente a 75 Km del centro del cráter.

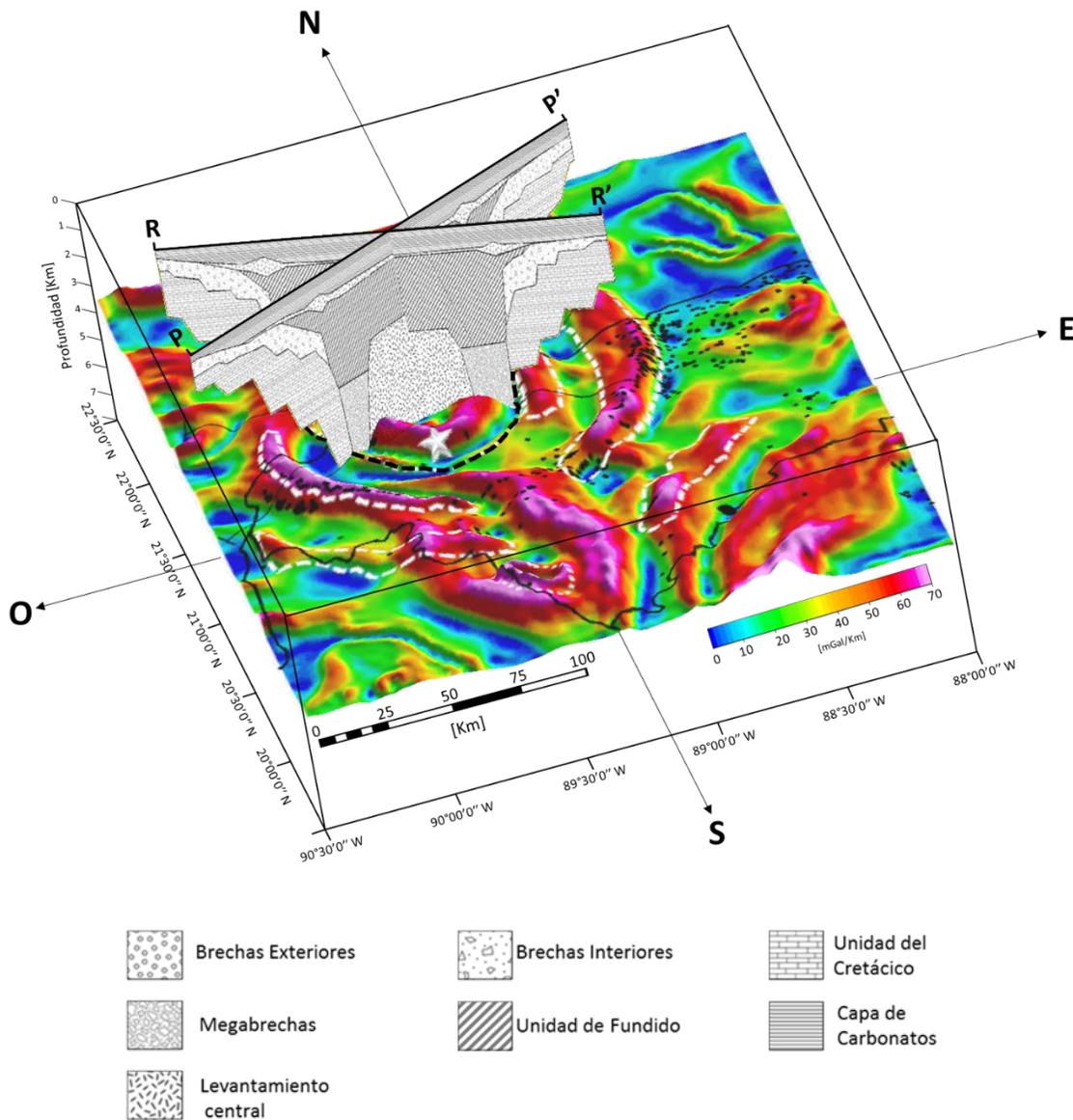


Figura 4.9 Vista en perspectiva 3D de los modelos realizados proyectados sobre el mapa del gradiente horizontal de la Anomalía de Bouguer

Modelado Estructural del Cráter de Impacto de Chicxulub derivado de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas.

5 Proceso y Resultados de los Magnéticos

Los datos magnéticos se obtuvieron por medio de la vectorización del mapa de la Anomalía Magnética de Campo Total tomado de Ortiz-Alemán *et al.*, 2001, con dicha vectorización se obtuvo una base de datos que incluía longitud, latitud y valor de campo magnético el ejemplo de dicha base de datos se muestra en la Tabla 5.1. El total de datos obtenidos por medio de la vectorización fue de 7536 datos.

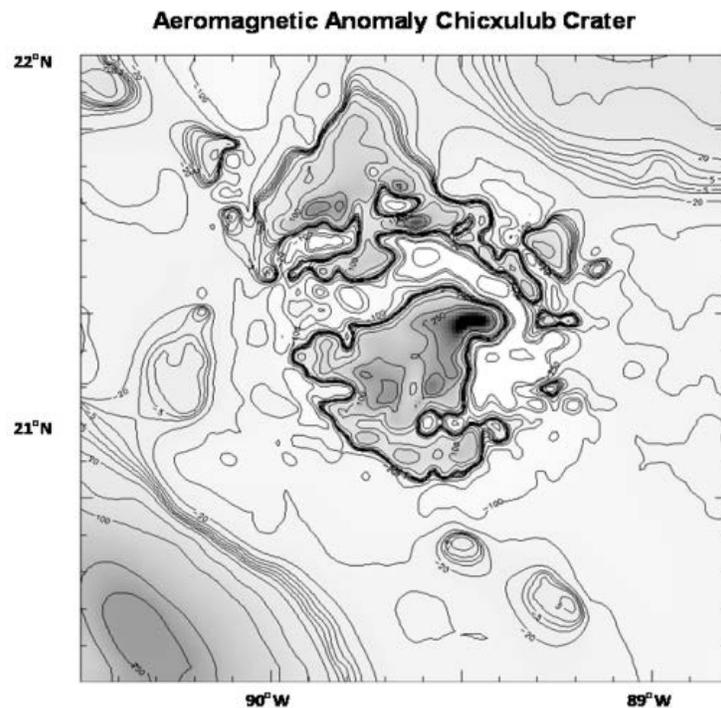


Figura 5.1 Mapa de la anomalía magnética de campo total, al cual se le realizó la vectorización (tomada de Ortiz-Alemán *et al.*, 2001).

Longitud [°]	Latitud [°]	Campo [nT]
-90.5011062	20.2993194	250
-90.4838983	20.2873194	300
-90.4666904	20.2743194	400

-90.4494825	20.2653194	150
-------------	------------	-----

Tabla 5.1 Ejemplo de la base de datos que se obtuvo con la vectorización del mapa de la Anomalía Magnética de Campo Total de la figura 5.1.

Como parte del preprocesado de los datos aeromagnéticos se realizó un mallado regular utilizando el método de interpolación Kriging ya que ese método de interpolación fue con el que se obtuvo el mapa de anomalía de campo magnético más parecido al mapa de anomalía magnética original tomado de Ortiz-Alemán *et al.*, 2001.

La zona de estudio se localiza al norte de la Península de Yucatán y abarca las longitudes 88.8° W a 90.5°W y las latitudes 20.3°N a 22° N y comprende un área aproximada de 33088 Km².

Como parte del procesado se le aplicaron filtros en el dominio del número de onda a los datos de anomalía magnética de campo total, con el fin de precisar la localización en planta de las estructuras que generan la respuesta magnética en el cráter se, los procesos que se realizaron son los siguientes

- Reducción al polo
- Segunda derivada vertical.
- Señal analítica.

Para estimar la profundidad de las fuentes que controlan la respuesta magnética en el cráter del Chicxulub se realizó la deconvolución de Euler a los datos de anomalía magnética reducida al polo.

La anomalía magnética de campo total sobre la zona de estudio presenta un comportamiento dipolar reverso es decir lo mínimos magnéticos se encuentran en la parte norte, lo cual hace evidente los efectos de magnetización remanente ya que las estructuras que conforman el cráter de Chicxulub se formaron durante un periodo de polaridad reversa del campo geomagnético denominado Cron 29R

(Hildebrand *et al.*, 1993). Los cráteres de impacto se caracterizan por sistemas hidrotermales activos; particularmente en aquellos formados en ambientes marinos, en los cuales los procesos conectivos incluyen fluidos hidrotermales y agua de mar (Escobar J. E and Urrutia, 2010), dicha actividad pudo dar lugar a fases magnéticas que contribuyen en la respuesta magnética sobre la zona de estudio. En trabajos previos se ha determinado que las unidades geológicas del cráter que controlan la respuesta magnética dentro de la zona de estudio son la capa de brechas exteriores las cuales son altamente magnéticas, la unidad de rocas fundidas por el impacto y el levantamiento central (Rebolledo, M. *et al.*, 2010).

En el mapa de Intensidad Magnética de Campo Total se pueden observar anomalías que presentan patrones casi circulares con orientación preferencial NW-SE. En el sector central de la zona de estudio los valores de campo magnético van de los 200 a 450 nT. A una distancia de 20 a 30 kilómetros del centro del cráter se localiza una zona con valores negativos de campo magnético que fluctúan entre -250 a -450 nT, dicha zona no se aprecia en el sector suroeste del cráter. La zona norte del cráter se caracteriza por valores de campo que van de 50 a 400 nT.

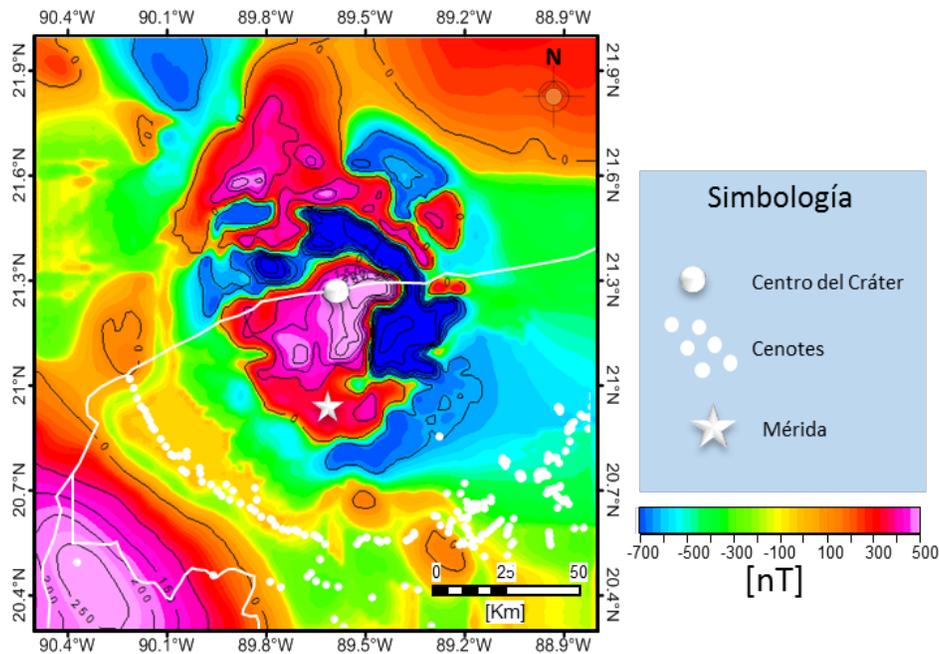


Figura 5.2 Mapa de la anomalía magnética de campo total.

Para hacer una correcta interpretación de los datos magnéticos es necesario realizar la Reducción al Polo a los datos de Intensidad Magnética de Campo Total, con este procedimiento se busca que las anomalías magnéticas se posicionen directamente sobre las fuentes causantes.

En la Figura 5.3 se presenta el mapa de la Reducción al Polo, para este proceso se utilizó un valor de inclinación magnética de -41° y un valor de declinación magnética de 163° , el uso de estos valores se justifica ya que se conoce el tiempo geológico en el que ocurrió el impacto, por lo que se puede estimar la dirección de la magnetización remanente adquirida por las estructuras que conforman el cráter y ya que se sabe que la posición de la Península de Yucatán ha sido prácticamente la misma desde el Jurásico Tardío. (Pilkington *et al.*, 1994). Sabiendo esto Rebolledo *et al.*, 2010 utilizan el paleopolo de Norteamérica para el Cretácico Tardío con lo que obtienen los valores de inclinación y declinación magnética, los cuales como ya se mencionó se usaron para la Reducción al Polo de los datos de Intensidad Magnética de Campo Total.

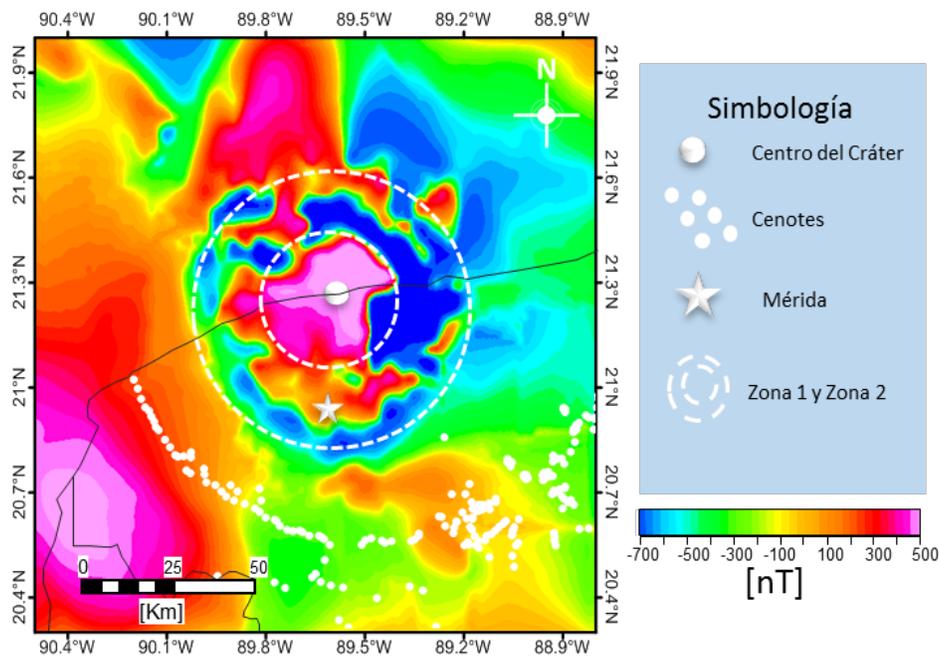


Figura 5.3 Mapa de la anomalía magnética reducida al polo

El mapa de la reducción al polo que se muestra en la figura 5.3 puede ser dividido en tres zonas; la zona interior tiene un radio de 20 Km aproximadamente y presenta valores de anomalía magnética que fluctúan entre 300 y 500 nT, la respuesta magnética en esta zona sugiere que dicha anomalía es generada por un solo cuerpo de grandes dimensiones, el cual puede ser interpretado con el levantamiento central de la estructura de impacto de Chicxulub. La segunda zona se encuentra emplazada entre 20 y 40 km a partir del centro del cráter con valores de intensidad magnética de que van de -600 a 300 nT, en esta zona las fuentes parecen ser de menores dimensiones y es evidente la naturaleza dipolar reversa de las anomalías.

Como parte de los procesos para la detección de bordes de estructuras someras presentes en la zona de estudio se llevó a cabo la Segunda Derivada Vertical de la Anomalía Reducida al Polo, con este proceso se busca suprimir la respuesta magnética asociada a estructuras profundas y así resaltar las anomalías relacionadas con estructuras someras. En la Figura 5.4 se presenta el mapa de la Segunda Derivada Vertical en el cual se puede apreciar el comportamiento fragmentado de las fuentes que causan la respuesta magnética, en este mapa se

señalan con áreas sombreadas color blanco las principales estructuras detectadas las cuales se encuentran emplazadas en un radio de 40 a 45 Km alrededor del centro del cráter, estas estructuras podrían ser interpretadas como lentes de brechas con alto contenido de material fundido altamente magnético.

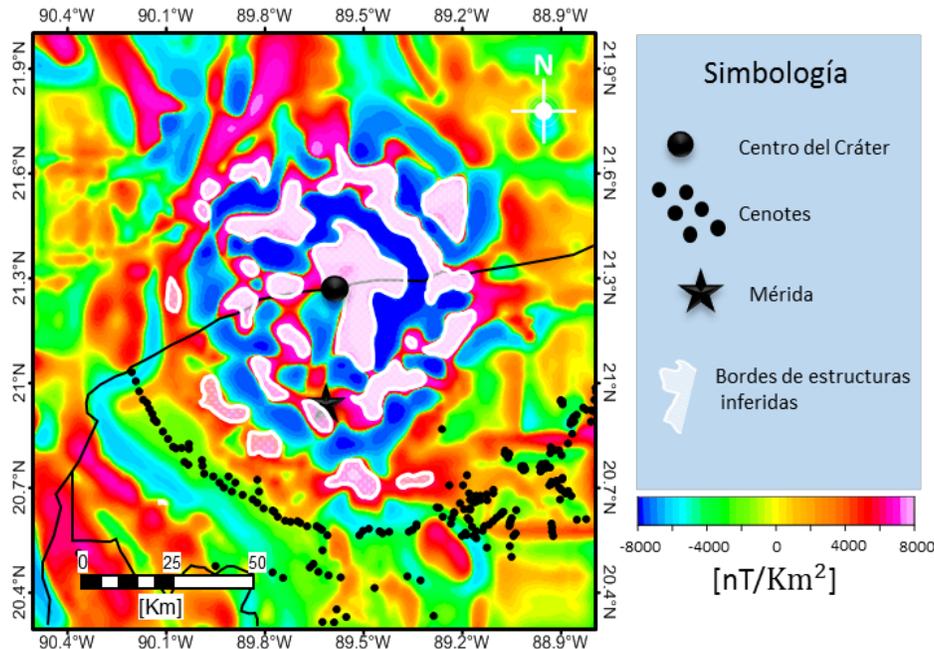


Figura 5.4 Mapa de la Segunda Derivada del Mapa de la Anomalía Magnética Reducida al Polo.

Como segundo proceso para la detección de estructuras se realizó la segunda la Señal Analítica, este proceso es muy importante en la interpretación de los datos magnéticos ya que los máximos de la envolvente se ubican sobre las posiciones de los contrastes magnéticos principales, independientemente del campo magnético ambiental y de las direcciones de magnetizaciones de las fuentes. En este mapa también es posible apreciar la disposición de lo que se interpretan como cuerpos someros altamente magnéticos relacionados con la unidad de brechas exteriores. En este mapa también se señalan los posibles límites de la unidad de roca fundida dicha unidad parece tener radio de aproximadamente de 65 a 70 km.

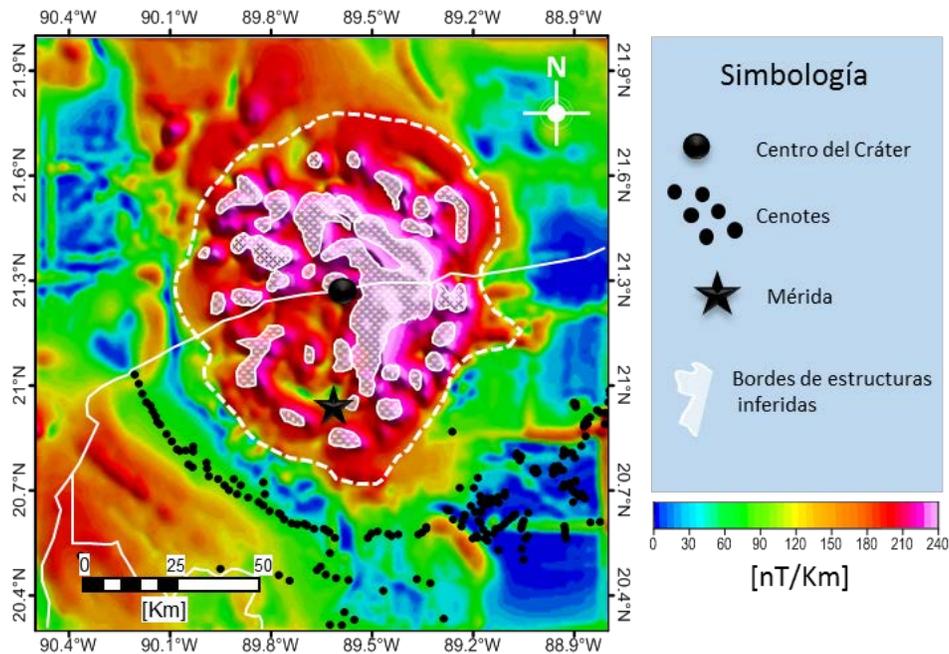


Figura 5.5 Mapa de la Señal Analítica de la Anomalía Magnética Reducida al Polo.

Como parte del procesado de la información de datos magnéticos se aplicó la deconvolución de Euler de la anomalía magnética reducida al polo. El tamaño de ventana utilizado fue de 12 x 12 y un índice estructural de 1 se utilizaron estos parámetros porque fueron los que mostraron mejor resultado ya que al utilizar índices estructurales mayores se tiende a sobreestimar la profundidad de las fuentes.

En la Figura 5.6 se puede observar la deconvolución de Euler la cual fue calculada a partir de la reducción al polo, con dicha información es posible estimar tanto la posición en planta como en profundidad de las principales fuentes magnéticas.

Las soluciones de la Deconvolución de Euler se pueden agrupar en tres tipos de fuentes; las fuentes someras parecen estar ubicadas entre 500 y 1000 m y se pueden relacionar con los lentes de brechas altamente magnéticas. Las fuentes que se localizan a profundidades intermedias que se agrupan en el rango de 1000 a 1500 m que pueden estar relacionadas con la unidad de fundido. Las soluciones más profundas se pueden asociar al levantamiento central las cuales parecen estar a una profundidad en el rango 1500 a 3500 m, dichas soluciones se pueden

relacionar en la parte central de la anomalía con el levantamiento central del cráter de impacto del Chicxulub.

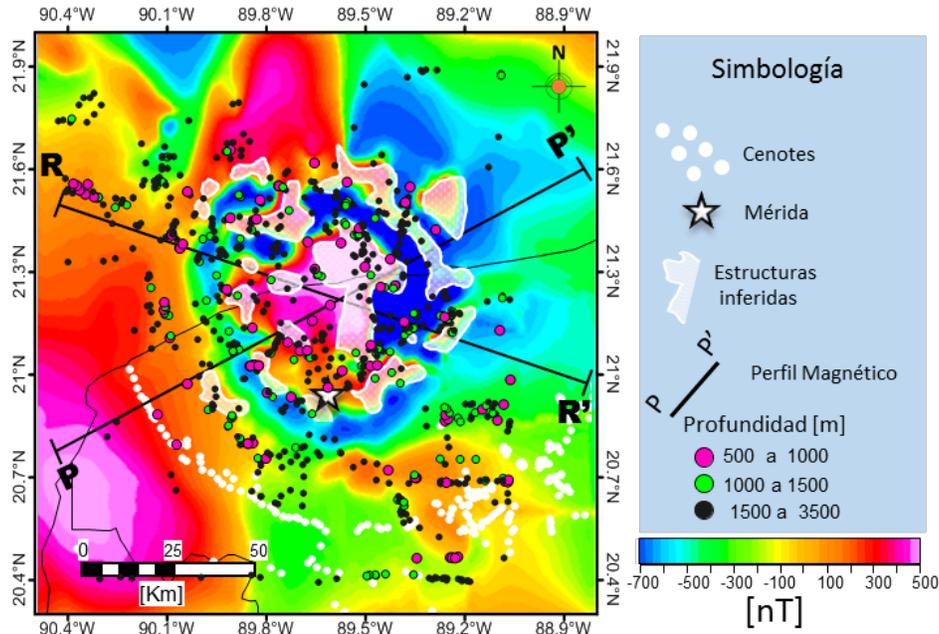


Figura 5.6 Deconvolución de Euler de la anomalía magnética reducida al polo.

Como parte del procesamiento y la obtención de resultados de los datos magnéticos se realizaron dos modelos a partir de la reducción al polo, la ubicación de estos perfiles puede ser observada en la Figura 5.6. Los valores de susceptibilidad magnética, así como los valores de remanencia magnética utilizados para obtener los modelos de los perfiles magnéticos P-P' y R-R', fueron tomadas de modelos previos (Pilkington *et al.*, 1994; Rebolledo *et al.*, 2010; Ortiz *et al.*, 2010) y de inferencias de acerca de la distribución de fuentes magnéticas dentro de la estructura de impacto de Chicxulub.

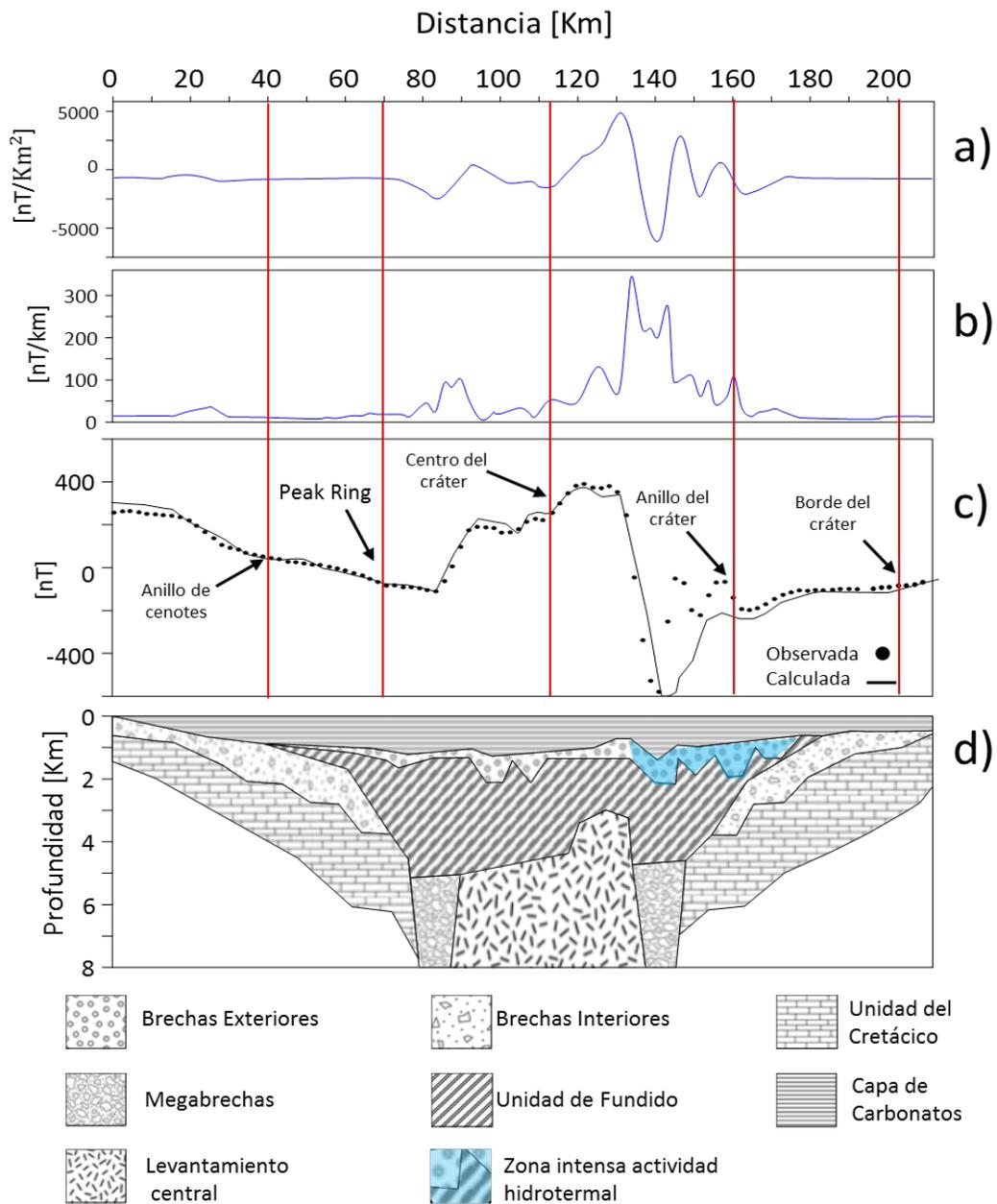


Figura 5.7 a) Segunda Derivada Vertical. b) Señal Analítica. c) Reducción al Polo. d) Modelo estructural del cráter de impacto de Chicxulub.

El perfil P-P', el cual se muestra en la Figura 5.7 tiene una longitud de 215 Km y cruza el centro del cráter de impacto de Chicxulub en dirección SW-NE, este perfil se compone por un total de 100 observaciones dispuestas equiespaciadamente, los rangos de valores de susceptibilidad magnética del perfil van de -600 a 250 [nT].

El modelo magnético derivado del perfil P-P' (Figura 5.7), lo conforman un total de 7 unidades, los valores de susceptibilidad fluctúan entre 200×10^{-5} a 6000×10^{-5} SI, los valores de remanencia magnética natural van de 0.5 a 4 A/m, los parámetros de inclinación y declinación magnética asignados para las litologías de impacto es de -41° y 163° .

La unidad que sepulta a las unidades que conforman el cráter es la unidad de rocas carbonatadas del Terciario y tienen un valor de susceptibilidad magnética de 200×10^{-5} SI y presenta un espesor de hasta 1100 m, se encuentra a lo largo de todo el modelo. Subyaciendo a la capa de brechas exteriores en las partes extremas del perfil, se localiza la unidad de rocas del Cretácico con espesores que fluctúan entre 1000 y 4000 m.

Subyaciendo a esta unidad en la parte central del perfil se localiza la unidad de brechas exteriores que son altamente magnéticas con valores de susceptibilidad magnética del orden de 1200×10^{-5} SI (Rebolledo *et al.*, 2010). En la parte central de la anomalía se encuentra la unidad de rocas fundidas por el impacto la cual subyace a la unidad de brechas exteriores, esta unidad de fundido tiene una susceptibilidad magnética de 700×10^{-5} SI y presenta un espesor que varía entre 2000 y 4000 m aproximadamente.

Por debajo de la unidad de rocas fundidas se localiza el levantamiento central el cual tiene un radio de 40 a 45 Km aproximadamente, la susceptibilidad magnética de esta unidad es de 500×10^{-5} , a los lados del levantamiento central se encuentran la unidad de megabrechas a las cuales se les asigno una susceptibilidad de 200×10^{-5} SI y se encuentran a una profundidad de 4500 m. La zona sombreada de color azul representa una posible área expuesta a una intensa actividad hidrotermal desarrollada durante la formación del cráter (Urrutia, comunicación personal, 2017)

El perfil R-R' (Figura 5.8) cruza al cráter con una dirección preferencial SW-NE y tiene una longitud de 185 Km. Los valores de anomalía magnética reducida al polo varían entre -600 y 400 nT.

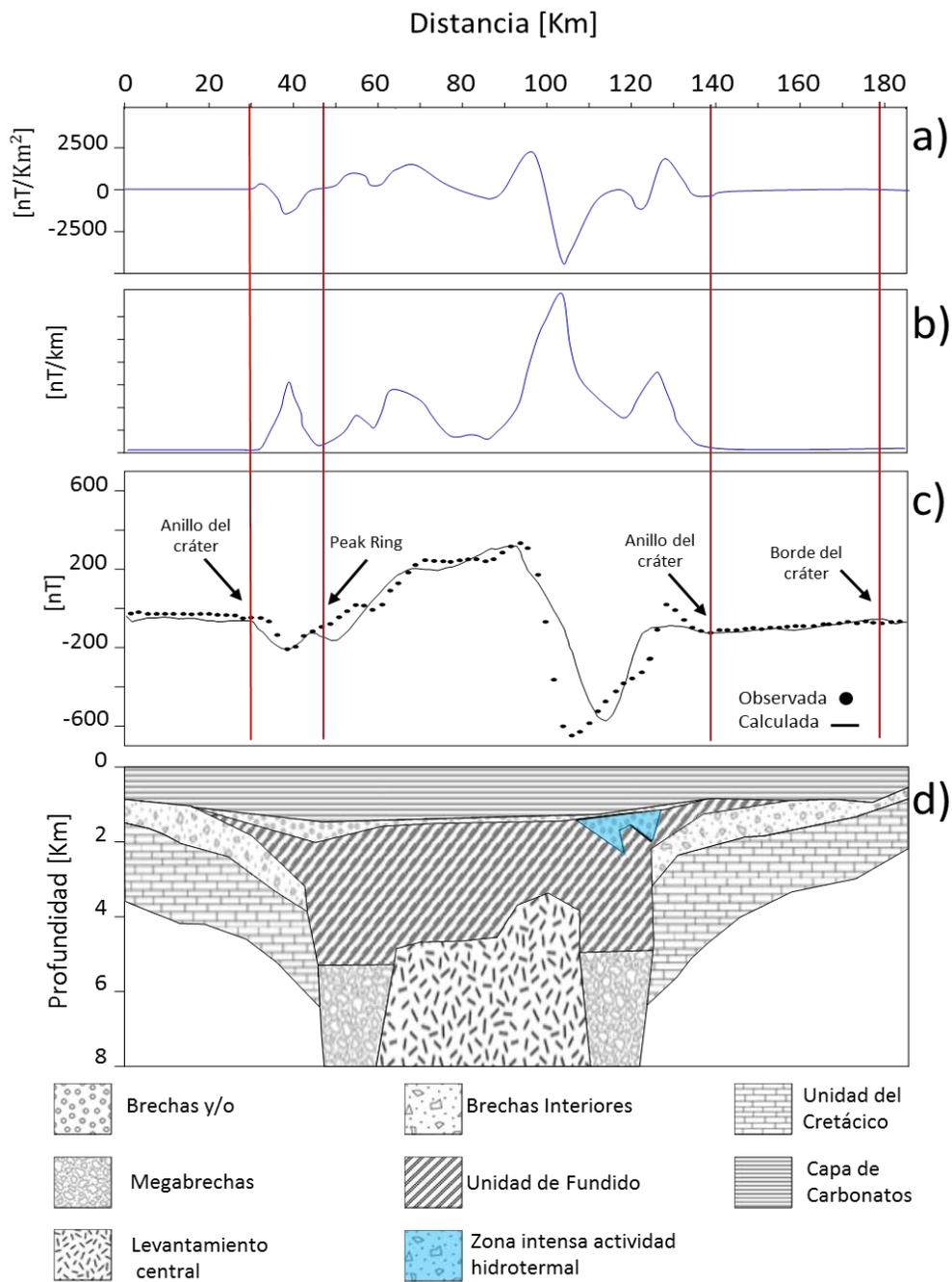


Figura 5.8 a) Segunda Derivada Vertical. b) Señal Analítica. c) Reducción al Polo. d) Modelo estructural del cráter de impacto de Chicxulub

El modelo lo magnético derivado del perfil R-R' lo conforman un total de 7 unidades, los valores de susceptibilidad van de 200×10^{-5} a 1200×10^{-5} SI, los valores de remanencia magnética natural (MRN) van de 0.75 a 3.5 A/m, como en

el perfil P-P' los valores de inclinación y declinación magnética fueron -41° y 163° respectivamente

La unidad de carbonatos tiene una susceptibilidad de 200×10^{-5} SI y su espesor varía entre 750 y 1200 [m], se encuentra a lo largo de todo el modelo. La unidad 2 que subyace a la unidad 1 tiene un espesor que varía de 250 a 600 m aproximadamente y solo está presente en la zona centro del modelo, tiene una susceptibilidad magnética de 1200×10^{-5} SI y un valor de MRN de 4 A/m con una inclinación de -43° y una declinación de 163° .

La unidad de brechas exteriores tiene un espesor de hasta 100 m, con una susceptibilidad de 1300×10^{-5} SI, un valor de MRN de 2.5 A/m. Subyaciendo a la unidad de brechas exteriores en los extremos del perfil se localiza la unidad de rocas del Cretácico, la susceptibilidad magnética de esta unidad es de 200×10^{-5} SI, el espesor de esta capa es de 1000m a 3500 m.

La unidad de rocas fundidas tiene una $\mu=800 \times 10^{-5}$ SI, y su espesor que varían entre 200 y 4000 m y se encuentra emplazada del cadenamamiento 20 Km al 150 Km del perfil.

Por debajo de la unidad de rocas fundidas se encuentra emplazado el levantamiento central del cráter, con una susceptibilidad de 900×10^{-5} SI y que se extiende del cadenamamiento 65 a 115 km. Al lado del levantamiento central se encuentran las megabrechas las cuales tiene una susceptibilidad muy baja de 200×10^{-5} SI.

Con el objetivo de realizar una mejor interpretación de los datos magnéticos se generaron visualizaciones 3D de los mapas de la Reducción al Polo, Segunda Derivada Vertical y Señal Analítica de la zona de estudio. En el mapa de la Reducción al Polo es posible apreciar los límites del levantamiento central el cual tiene un diámetro de 45 Km a 50 Km, además es posible apreciar con valores de anomalía magnética de hasta 600 nT. Las fuentes someras que se localizan en el cráter del Chicxulub se pudieron mapear con ayuda de los mapas de la Segunda Derivada Vertical y con el mapa de la Señal Analítica de la anomalía reducida al

polo, con la ayuda de estos mapas (Figura 5.9) se localizaron posibles lentes de brechas con alto contenido de clastos de roca fundida lo cual explicaría la respuesta altamente magnética.

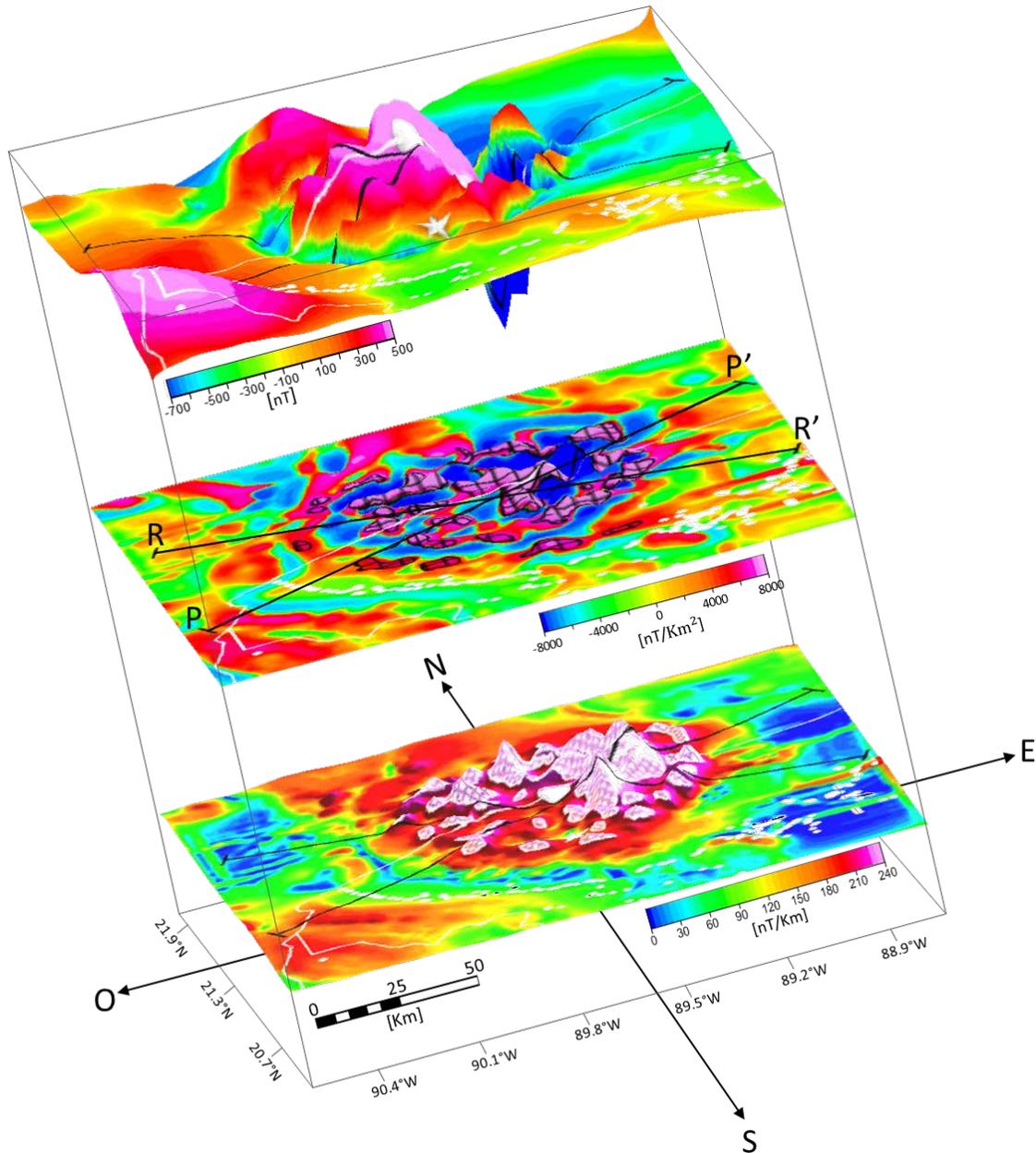


Figura 5.9 Vista en Perspectiva 3D del mapa de la Reducción al polo (parte Superior). Mapa de la Segunda Derivada Vertical (Parte Intermedia). Mapa de la Señal Analítica (Parte inferior).

Una segunda vista en perspectiva 3D (Figura 5.10) se presenta a continuación en esta vista se presentan el mapa de la Reducción al Polo sobre el cual se

proyectan los perfiles realizados. En esta imagen se puede observar claramente la relación que existe entre el máximo magnético que se localiza en el centro del área de estudio y el levantamiento central del cráter de impacto de Chicxulub. También se puede apreciar la relación que existe ente la unidad de fundido que las principales anomalías se ubican dentro del peak ring el cual se señala con una línea punteada color negro.

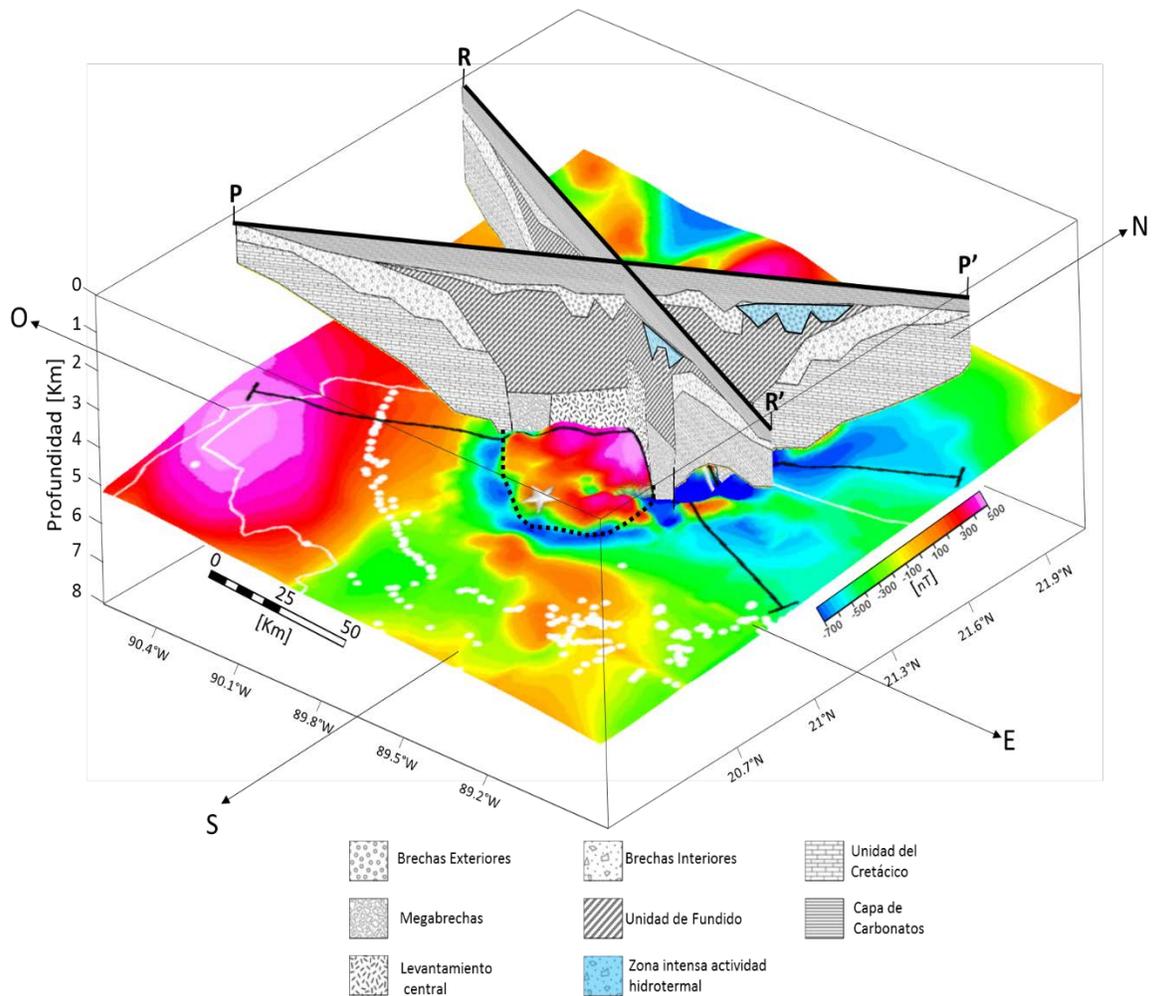


Figura 5.10 Vista en perspectiva 3D de los modelos realizados proyectados sobre el mapa de la Reducción al Polo.

6 Discusión

Para poder observar la relación que existe entre los datos magnéticos y los datos gravimétricos se presenta el mapa del Gradiente Horizontal Total de la Anomalía de Bouguer, en el cual se incluyen las principales estructuras someras detectadas con la Segunda Derivada Vertical de la Anomalía Magnética Reducida al Polo, con lo que se puede aseverar que las fuentes magnéticas principalmente se restringen solo a la zona que comprende el “peak ring”. La correlación entre ambos tipos de información es patente ya que los lineamientos concéntricos que se observan en los datos gravimétricos son concordantes con la ubicación de los principales rasgos magnético, todas estas similitudes sugieren un posible nexo genético de las estructuras someras del cráter del Chicxulub.

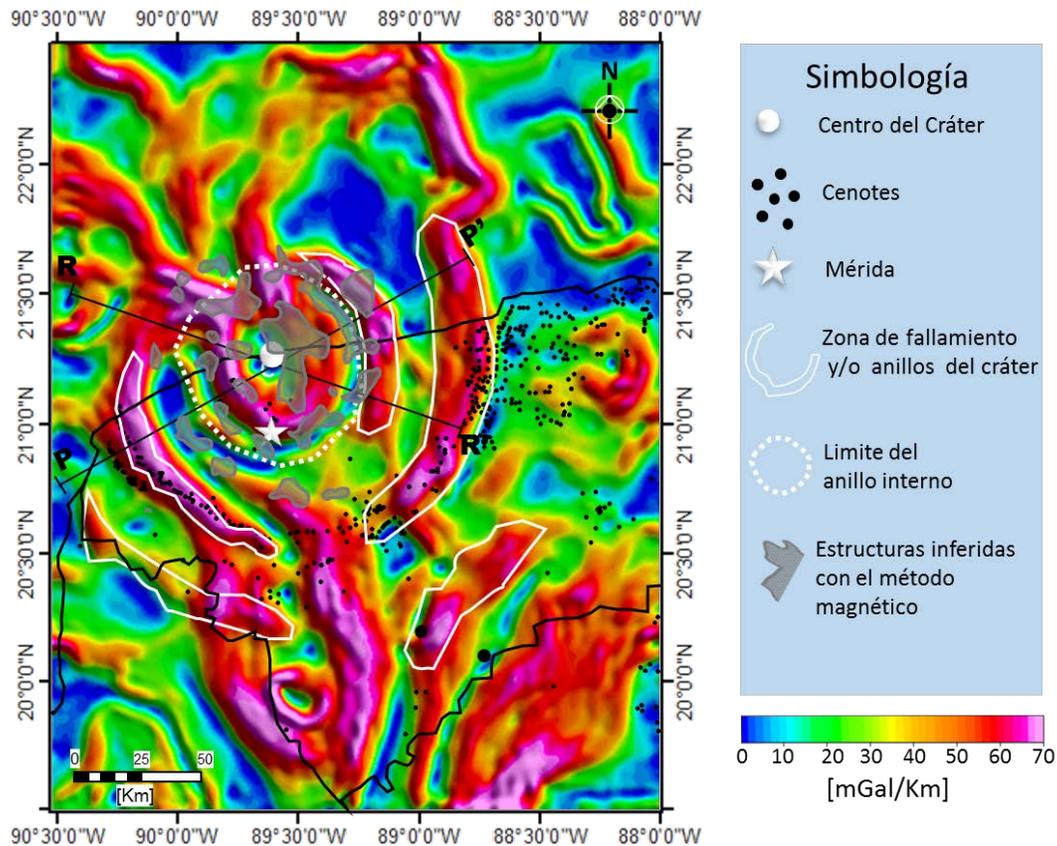


Figura 5.9 Vista en perspectiva 3D de los modelos realizados proyectados sobre el mapa de la Reducción al Polo

Modelado Estructural del Cráter de Impacto de Chicxulub derivado de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas.

Con la ayuda del modelado en 2D fue posible ubicar las principales unidades que conforman la estructura interna del cráter de impacto de Chicxulub. En la Figura 5.10 se presentan tanto el modelo gravimétrico, así como el modelo magnético del perfil P-P'.

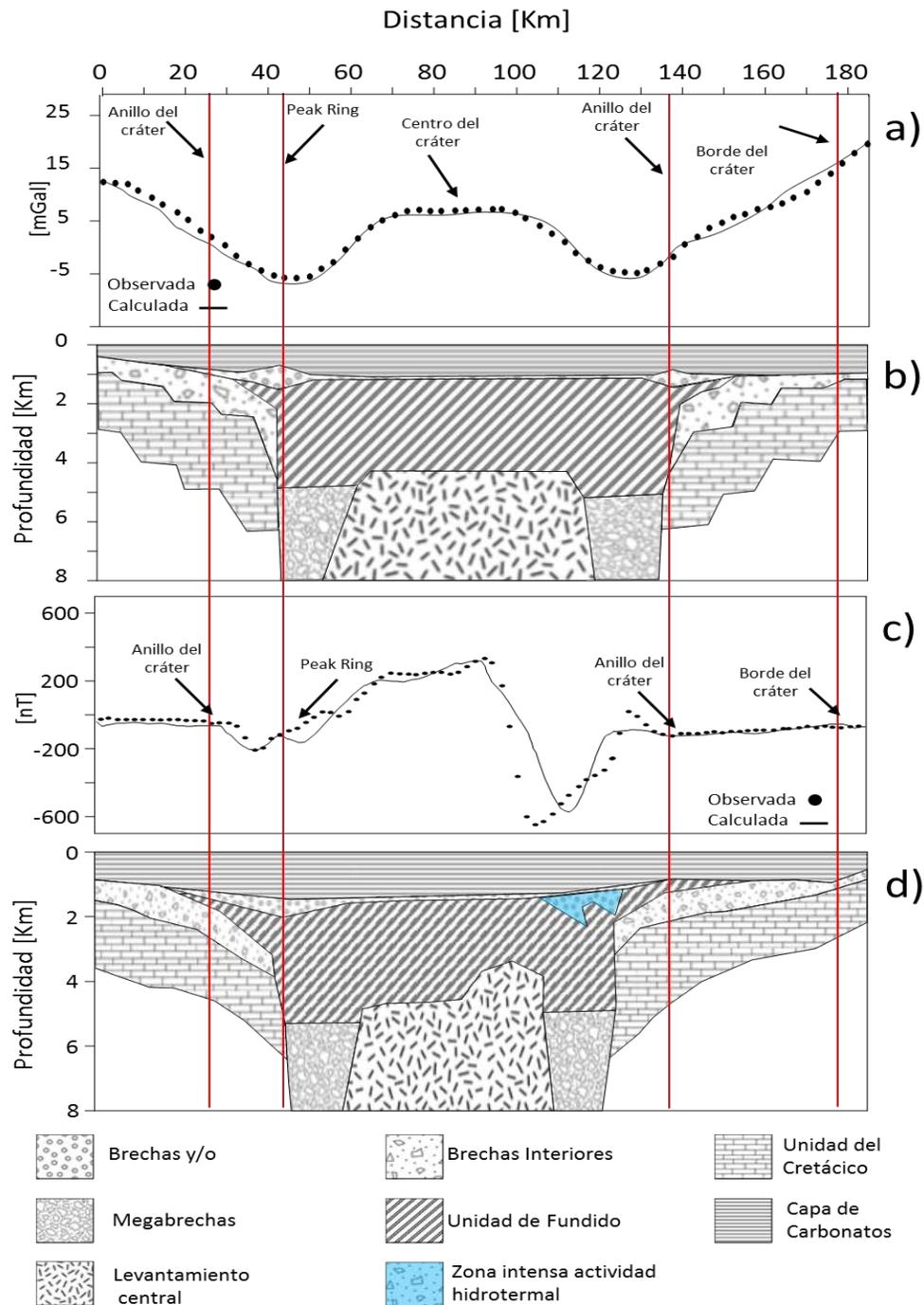


Figura 6.8 a) Anomalía de Bouguer. b) Modelo a partir de datos gravimétricos. c) Reducción al Polo de la Anomalía Magnética. d) Modelo a partir de datos magnéticos.

Modelado Estructural del Cráter de Impacto de Chicxulub derivado de datos de anomalías gravimétricas y magnéticas.

Las diferencias entre los modelos se pueden deber a que en el caso gravimétrico las unidades que controlan la respuesta de la Anomalía de Bouguer son el levantamiento central, las megabrechas y la zona de bloques caídos, por otra parte, las unidades que controlan la respuesta magnética en el cráter son la unidad de brechas exteriores las cuales son altamente magnéticas, la unidad de roca fundida y el levantamiento central. Otra causa de la diferencia entre modelos es que la anomalía magnética es claramente más asimétrica que la anomalía de Bouguer, esto puede deberse a un ángulo oblicuo de impacto en dirección SW (Urrutia, comunicación personal, 2017)

7 Conclusiones

La interpretación de los mapas de anomalías magnéticas y gravimétricas sobre la estructura de impacto de Chicxulub son de gran utilidad para determinar la posible ubicación del centro del cráter, las dimensiones de su diámetro, así como la disposición de los anillos que conforman el cráter y la posible morfología del “peak ring”.

En la presente tesis se logró determinar la posible posición en planta de los anillos del cráter de Chicxulub. El primer anillo se encuentra a 45 Km del centro del cráter. El segundo anillo se encuentra a 75 Km y el tercer anillo se encuentra a 125 Km. También se determinó que la extensión de las anomalías magnéticas se restringe al anillo de picos (peak ring).

Así mismo modelado directo en 2-D nos proporciona información acerca de la estructura interna del cráter, así como de los posibles contrastes de densidad y susceptibilidad magnética, los cuales están asociados a litologías derivadas del impacto o pueden ser relacionados con zonas de intensa actividad hidrotermal asociadas a la formación del cráter de impacto de Chicxulub.

Con los modelos obtenidos se pudo determinar las posibles dimensiones de las estructuras principales del cráter de impacto de Chicxulub como son el levantamiento central, la capa de rocas fundidas, la capa de brechas ricas en melt y la unidad de megabrechas.

Bibliografía

1. Alatorre, M. A., Rosas, J., Pérez, G., Campo, J. O. and Maciel, R. (2012). Contribución de la deconvolución de Euler y la señal analítica en 3D al análisis de riesgos por fallas en el graben de valle de banderas. E-Gnosis. 10, 1-31.
2. Alvarez, L.W., Alvarez ,W., Azaro, F. & Michel, H. V. (1980) Extraterrestrial cause for the Cretaceous–Tertiary extinction. Science. 208, 1095–1108.
3. Barton, R., Bird, K., Garcia, J., Nishimura,J., Muriño,G., Herber, B., Weimer, P., Koeberl, C., Neumaier, M., Schenk, O., Strak, J., (2010), High-Impact Reservoirs. Oil Field Review,21, 14-29.
4. Batista J. A., Pérez, M and Urrutia, J. (2013). Three-dimensional gravity modeling Chicxulub Crater structure constrained whit marine seismic data and land boreholes. Earth planets Space. 65, 973-983.
5. Blakely, Richard., (1995) Potential Theory in gravity and magnetic applications, Cambrige University Press. 441 pp.
6. Blakely, J, and Simpson R. W. (1986). Approximating edges of source from magnetic or gravity anomalies. Geophysics. 51, 1494-1498.
7. Canales I. (2010). Análisis estructural-estratigráfico del cráter de Chicxulub a partir de datos sísmicos de reflexión. Tesis de Licenciatura UNAM. Division de Ingenieria en Ciencias de la Tierra, Faculta de Ingenieria.

8. Cárdenas Contreras Andrés, Luis Antonio Castillo López. (2013) Interpretación de datos gravimétricos con la señal analítica en 3-D. Estudio de caso los Naranjos Facatativa (Colombia). Boletín de Geología. 35, 97-107.
9. Connors, M., Hildebrand, A.R., Pilkington, M., Ortiz-Aleman, C., Chavez,R.E., Urrutia-Fucugauchi, J., Graniel-Castro, E., Camara-Zi, A., Vasquez, J., Halpenny, J.F., (1996). Yucatan karst features and the size of Chicxulub crater. Geophysical Journal International, 127, 11-14.
10. Cordell, L. (1979). Gravimetric expression of graben faulting in Santa Fe country and the Espanola Basin, New Mexico. Annual Fall Field Conference Guidebook. 30th. 59-64
11. Dobrin, M.B. & Savit, C.H., (1988). Intoduction to Geophysical Prospecting. McGraw-Hill Book International Editions. 883 pp.
12. Escobar J.E. and Urrutia. J. (2010). Chicxulub crater post–impact hydrothermal activity – evidence from Paleocene carbonates in the Santa Elena borehole. Geofísica Internacional. 49, 97-106
13. Fuster, J., and Martinez, P. (1980). Introducción a la Prospección Geofísica. Ediciones Omega, S. A. 440 pp.
14. Gaona- Vizcayno Salvador, Tucheé Gordillo de Anda, Miguel Villasuso Pino (1980). Cenotes, Karst característico: mecanismos de formación. Revista del Instituto de Geologya de La UNAM. 4, 32-36
15. Garzón Varón, Fernando (2012). Modelamiento estructural de la zona límite entre la microplaca de Panamá y el bloque norandino a partir de la interpretación de imágenes de radar, cartografía geológica, anomalías de

campos potenciales y líneas sísmicas. Tesis de Maestría, Universidad Nacional de Colombia.

16. Hildebrand, A. R., G. T. Pennfield, D. A. Kring, M. Pilkington, A. Camargo y Zanoquera, S. B. Jacobsen, W. V. Boynton. (1991). Chicxulub Crater: A possible Cretaceous–Tertiary boundary impact crater on the Yucatan Peninsula, Mexico. *Geology* 19, 867–871.
17. Hildebrand, A. R., M. Pilkington., Ortiz Aleman C., Chavez R. E. (1995). Size and structure of the Chicxulub crater revealed by horizontal gradients and cenotes. *Nature*, 376, 415-417.
18. López-Ramos E. (1979). Estudio geológico de la península de Yucatán. *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, 25, 23-76.
19. Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press. 375 pp.
20. Milligan, P. & Gunn, P. (1997). Enhancement and presentation of airborne geophysical data. *Journal of Australian Geology & Geophysics*, 17, 63-75.
21. Moreno Corral, M. A. (2014). Primeras mediciones precisas de la gravedad hechas en México. *Revista Mexicana de Física*, 60, 24-30
22. Nava Flores Mauricio. (2005). Análisis Armónico en la detección de fenómenos geomagnéticos. Tesis de Licenciatura UNAM. División de Ingeniería en Ciencias de la Tierra, Facultad de Ingeniería.
23. Ortiz-Alemán, C., Urrutia-Fucugauchi, J. Pilkington, M., (2001), Three dimensional modeling of aeromagnetic anomalies over the Chicxulub crater. *Lunar and Planetary Science*, 32, Abstract no.1962.

24. Ortiz, C., Urrutia, F., Rebolledo, M., Soler, A., Delgado, R. (2002). Investigaciones geofísicas sobre cráteres de impacto y el cráter de Chicxulub (Yucatán, México). Cuadernos del Instituto de Geofísica. UNAM, 13, 7-46.
25. Pilkington, M., Hildebrand, A.R., Ortiz-Aleman, C., (1994), Gravity and magnetic field modeling and structure of the Chicxulub crater, Mexico. Journal of Geophysical Research, 99, 147-162.
26. Pilkington, M. and Hildebrand, A.R. (2000). Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater. Journal of Geophysical Research, 479-491.
27. Pilkington, M., Doreen, E., Hildebrand, A. (2004) Magnetic mineralogy of the Yaxcopoil-1 core, Chicxulub. Meteoritics & Planetary Science 39, 831–841
28. Pilkington, M., Hildebrand, A., (2000). Three-dimensional magnetic imaging of the Chicxulub Crater: Journal of Geophysical Research, 105: 23,479-23,491.
29. Reynolds. John M. (2011). An Introduction to Applied and Environmental Geophysics Second Edition. A John Wiley & Sons, Ltd., Publication. 642 pp.
30. Reid, A. b., Allsop, J. M., Granser, H., Millett, and Somerton, I.W. (1990). Magnetic interpretation in three dimensions using Euler deconvolution. Geophysics. 55, 80-91.
31. Reid, A. B. and Thurston, J. B. (2014) The structural index in gravity and magnetic interpretation: Errors, uses, and abuses. Geophysics. 79, 361-366.
32. Rebolledo-Vieyra, M., Urrutia-Fucugauchi, J., López-Loera, H. (2010). Aeromagnetic anomalies and structural model of the Chicxulub multiring

- impact crater, Yucatan, Mexico. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. 27, 185-195.
33. Rodríguez A. and Garzón Y. S. (2012). Nuevos mapas de anomalías gravimétricas del caribe. *Interciencia*, 37, 176-182
34. Roest, W., Verhoef, J., Pilkington. (1992). Magnetic Interpretation using the 3D Analytical Signal. *Geophysics*. 57, 116-125.
35. Rosenfeld Joshua H., (2002). El potencial económico del Bloque de Yucatán en México, Guatemala y Belice. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. 55. 30-37
36. Salem, A., D. Ravat, R. S. Smith, and K. Ushijima. (2005), Interpretation of magnetic data using an Enhanced Local Wavenumber (ELW) method. *Geophysics*, 70, 7–12
37. Salem, A. S. Williams, D. F., Smith, R. and Ravat D. (2008) Interpretation of magnetic data using tilt-angle derivatives. *Geophysics*, 73.
38. Salguero, H., Urrutia, J., & Ramirez, L. (2010). Fracturing and deformation in the Chicxulub crater – Complex trace analysis of instantaneous seismic attributes. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 27, 175-184.
39. Setyawan, A., Yudianto, H., Nishijima, J. and Saibi Hakin. (2015). Horizontal Gradient Analysis for Gravity and Magnetic Data Beneath Gedongsongo Geothermal Manifestations, Ungaran, Indonesia. *Proceedings World Geothermal Congress*. 6 pp.
40. Sharpton, V.L., Burke, K., Camargo-Zanoguera, A., Hall, S., Lee, S.A., Marín, L.E., Suárez-Reynoso, G., Quezada-Muñeton, J.M., Spudis, P.D., Urrutia-Fucugauchi, J. (1993). Chicxulub multiring impact basin: Size and

other characteristics derived from gravity analysis. *Science*, 261, 1564-1567.

41. Sharpton, V. L., Brent D. G., et al. (1992). New links between the Chicxulub impact structure and the Cretaceous/Tertiary boundary. *Nature*, 359, 819-821.
42. Sheriff, R. E. (2002). *Encyclopedic dictionary of applied geophysics*, Society of Exploration Geophysicists.
43. Talwani, M., Worzel, J.L., Landisman. (1959). Rapid gravity computations of two dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone, *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
44. Telford, W. M., Geldart L. P., Sheriff, R. E. (1990). *Applied Geophysics* (2nd Edition). Cambridge University Press. 751 pp.
45. Ordoño, J & Tadeo, C. (2010). Modelación de Cráteres de Impacto. diciembre 20, 2016, de Revista Digital de Ciencia. Sitio web: http://www.clubcientificobezmiliana.org/Modelizacion_de_crateres_de_impacto.pdf.
46. Urrutia-Fucugauchi, J., Pérez Cruz, L., Pedro Morales, P., Escobar Sánchez, E. (2008). Stratigraphy of the Basal Paleocene Carbonate Sequence and the Impact Breccia–Carbonate Contact in the Chicxulub Crater: Stable Isotope Study of the Santa Elena Borehole Rocks. *International Geology Review*, 50, 75–83.
47. Villella J. C., Pacino M. C. (2010). Interpolación gravimétrica para el cálculo de los números potenciales de la red gravimétrica de Argentina en zonas de alta montaña. *GEOACTA*. 35, 13-26.

48. Ward, W.C., Keller, G., Stinnesbeck, W., and Adatte, T., (1995), Yucatan subsurface stratigraphy—Implications and constraints for the Chicxulub impact. *Geology*. 23, 873–876
49. William J. Hinze, Carlos Aiken, John Brozena, Bernard Coakley, David Dater, Guy Flanagan, René Forsberg, Thomas Hildenbrand, G. Randy Keller, James Kellogg, Robert Kucks, Xiong Li, Andre Mainville, Robert Morin, Mark Pilkington, Donald Plouff, Dhananjay Ravat, Daniel Roman, Jamie Urrutia-Fucugauchi, Marc Véronneau, Michael Webring, and Daniel Winchester. (2005). New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. *Geophysics*. 70, 25–32.

Otras Fuentes

INEGI. (2016). Mapas. 2016, de Segob. <http://www.beta.inegi.org.mx/mapas>