



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE CIENCIAS

**ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO DEL
VOLCÁN NEVADO DE TOLUCA
Y DEL SISTEMA DE FALLAS
TAXCO-QUERÉTARO**

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

F Í S I C A

P R E S E N T A:

LAURA GARCÍA SÁNCHEZ



**DIRECTOR DE TESIS:
DR. JOSÉ LUIS MACÍAS VÁZQUEZ**

2010



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Hoja de datos del jurado

1. Datos del alumno

García
Sánchez
Laura
56751170
Universidad Nacional Autónoma de México
Facultad de Ciencias
Física
099134925

2. Datos del tutor

Dr
José Luis
Macías
Vázquez

3. Datos del sinodal 1

Dr
Antonmaria
Minzoni
Alessio

4. Datos del sinodal 2

Dra
Elizabeth
Solleiro
Rebolledo

5. Datos del sinodal 3

Dr
Sergio Raúl
Rodríguez
Elizarrarás

6. Datos del sinodal 4

Dr
Juan Manuel
Espíndola
Castro

7. Datos del trabajo escrito

Análisis gravimétrico del Volcán Nevado de Toluca y del Sistema de Fallas Taxco-Querétaro

53 p

20

CON CARIÑO

A mi madre, porque ha sido fuerte durante tantos años y nos ha cuidado y protegido a mis hermanos y a mi.

A mi padre, por darme todo lo que ha estado a su alcance y que desde niña me incitó a salir a delante.

A Oni, porque durante estos últimos años ha estado a mi lado apoyándome y dándome su cariño.

A mis hermanos, porque han estado conmigo en las buenas y en las malas y ser mis cómplices en muchas ocasiones.

A mi niño hermoso, porque me ha dado muchos ratos de alegría y a quien quiero como si fuera mío.

AGRADECIMIENTOS

A mi familia, por darme su apoyo y consejos durante mi estancia en la Facultad de Ciencias.

A Oni, por apoyar mis decisiones por buenas o malas que estas sean y por estar conmigo en todo momento.

A Manuel Mena, por ser un amigo para mí. Por prestarme su cubículo y computadora para realizar este trabajo y por brindarme su conocimiento, tiempo y paciencia.

A mi asesor el Dr. José Luis Macías Vázquez que dirigió mi tesis y me brindó material para realizar este trabajo, además de darme la oportunidad de iniciarme en los aspectos de vulcanología.

A mis sinodales, el Dr. Antonmaria Minzoni, la Dra. Elizabeth Solleiro, el Dr. Sergio Rodríguez y el Dr. Juan Manuel Espíndola, por tomarse el tiempo de revisar este trabajo y darme su opinión para mejorar el escrito.

A la Facultad de Ciencias de la UNAM, en la cual me formé académicamente y por permitirme encontrar a buenos amigos y profesores que de verdad se preocuparon porque los alumnos obtuviéramos todo el conocimiento posible.

ÍNDICE

RESUMEN	1
INTRODUCCIÓN	2
OBJETIVOS	6
I. FUNDAMENTOS DE GRAVIMETRÍA	7
<i>1.1 EL CAMPO GRAVITACIONAL DE LA TIERRA</i>	7
<i>1.2 LA FORMA DE LA TIERRA</i>	7
<i>1.3 MEDICIÓN DE LA GRAVEDAD</i>	8
1.3.1 El péndulo	
1.3.2 El gravímetro	
<i>1.4 CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS</i>	12
1.4.1 Corrección por latitud	
1.4.2 Corrección de aire libre	
1.4.3 Corrección de Bouguer	
1.4.4 Corrección por topografía	
<i>1.5 ANOMALÍAS DE LA GRAVEDAD</i>	14
1.5.1 Anomalía de aire libre	
1.5.2 Anomalía de Bouguer	
<i>1.6 SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL DEL CAMPO GRAVIMÉTRICO</i>	16
<i>1.7 METODO DE TALWANI</i>	18
II. ESTRATIGRAFÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	21
<i>2.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS</i>	21
2.1.1 Terreno Guerrero	
2.1.2 Plataforma Guerrero-Morelos	

2.1.3 Rocas Ígneas Intrusivas	
2.1.4 Formación Balsas	
2.1.5 Formación Tilzapotla	
2.1.6 Andesita Basáltica San Nicolás	
2.1.7 Formación Tepoztlán	
2.1.8 Secuencia Volcánica San Antonio	
2.1.9 Secuencia Basal	
2.1.10 Secuencia Sierra de las Cruces	
2.1.11 Complejo de Domos y Conos	
2.1.12 Volcán Nevado de Toluca	
2.1.13 Formación Chichinautzin	
2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL	28
2.2.1 Sistema de Fallas Taxco-Querétaro (SFTQ)	
2.2.2 Sistema de Fallas San Antonio (SFSA)	
2.2.3 Sistema de Fallas Tenango (SFT)	
III. ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y TOPOGRÁFICO	32
IV. MODELOS GEOÓGICO-ESTRUCTURALES BIDIMENSIONALES	39
4.1 Descripción general de los modelos geológico-estructurales	
4.2 Interpretación de los modelos geológico-estructurales obtenidos y discusión de los resultados	
CONCLUSIONES	49
BIBLIOGRAFÍA	51

RESUMEN

Desde un punto de vista geológico, el Nevado de Toluca es un volcán activo en estado de reposo, pues su última erupción ocurrió hace 10 500 años. A pesar de los estudios existentes y del conocimiento alcanzado sobre su evolución geológica, se tiene poca información sobre su estructura interna. Tampoco se tiene mucha información sobre la relación que existe entre los sistemas de fallas descritas en superficie con las estructuras más profundas que solamente pueden ser determinadas mediante métodos geofísicos. Por tal razón, en este trabajo se hace un análisis del campo gravimétrico del Nevado de Toluca y de su flanco meridional, en el cual se encuentra expuesto el Sistema de Fallas Taxco-Querétaro (SFTQ).

A los valores obtenidos del mapa gravimétrico de anomalía de Bouguer total para una densidad de corteza de 2.67 gm/cm^3 , se les aplicó el método de Integral Doble de Fourier para nueve coeficientes, a partir del cual se obtuvieron los mapas de anomalía regional de gravedad y el de anomalía residual de gravedad.

En el mapa de gravedad residual se seleccionaron tres perfiles: NT-NT' ($19^\circ 18' \text{ N}$, $99^\circ 47' \text{ W}$; $18^\circ 46' \text{ N}$, $99^\circ 39' \text{ W}$), P1-P1' ($18^\circ 52' \text{ N}$, $99^\circ 54' \text{ W}$; $18^\circ 52' \text{ N}$, $99^\circ 29' \text{ W}$) y P2-P2' ($18^\circ 50' \text{ N}$, $99^\circ 56' \text{ W}$; $18^\circ 50' \text{ N}$, $99^\circ 30' \text{ W}$), respectivamente. El perfil NT-NT' corta al Nevado de Toluca con dirección NW-SE y los perfiles P1-P1' y P2-P2' cortan al SFTQ en dirección W-E. Posteriormente, los tres perfiles gravimétricos permitieron desarrollar modelos geológicos estructurales, en 2 dimensiones, tanto del Nevado de Toluca como del SFTQ que ayudaron a comprender mejor su estructura interna. La modelación geológica estructural se hizo utilizando el programa GM-SYS (software de índole comercial), el cual se basa fundamentalmente en el método de Talwani.

INTRODUCCIÓN

El territorio mexicano forma parte del llamado Cinturón de Fuego del Pacífico, región en la cual se encuentra la mayoría de los volcanes activos del planeta. En México, casi todo el vulcanismo ocurre en el Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM), rasgo orográfico que se ha formado debido a la subducción de la Placa Oceánica de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana. El CVTM cruza el centro de México y se extiende por más de 1000 km desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México (Fig. 1).

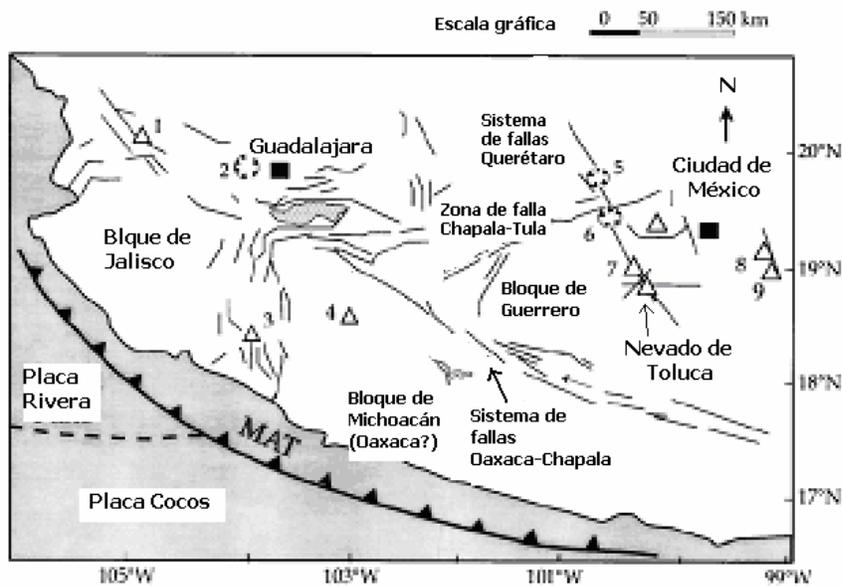


Fig. 1 Ubicación del volcán Nevado de Toluca y otros volcanes en el CVTM: 1 = Ceboruco, 3 = Colima, 4 = Parícutin, 7 = San Antonio, 8 = Iztaccíhuatl y 9 = Popocatepetl. Calderas: 2 = La Primavera, 5 = Amealco y 6 = Mazahua (Modificado de García-Palomo et al., 2000)

El volcán Nevado de Toluca ($99^{\circ} 45' W$; $19^{\circ} 09' N$) forma parte del CVTM (Fig 1). Se ubica 23 km al suroeste de la ciudad de Toluca y tiene una elevación de 4680 metros sobre el nivel del mar. Se encuentra emplazado en un basamento de rocas volcanosedimentarias metamorfizadas de edad Jurásico-Cretácico, ignimbritas de composición riolítica del Eoceno

y derrames andesíticos del Mioceno (García-Palomo et al., 2002; Macías, 2005).

El volcán Nevado de Toluca es de tipo compuesto, tiene una edad del Pleistoceno tardío y está constituido por andesitas y dacitas calcialcalinas (García-Palomo et al., 2002; Macías, 2005). Su cráter tiene una forma elíptica de 2 x 1.5 km de diámetro, con su eje mayor orientado en dirección E-W y en su interior hay dos lagos llamados el Sol y la Luna separados por un domo dacítico conocido como el Ombligo. En el cráter del Nevado de Toluca y sus flancos hay vestigios de actividad glacial ocurrida durante el Pleistoceno tardío y el Holoceno (Fig. 2) (Macías, 2005).

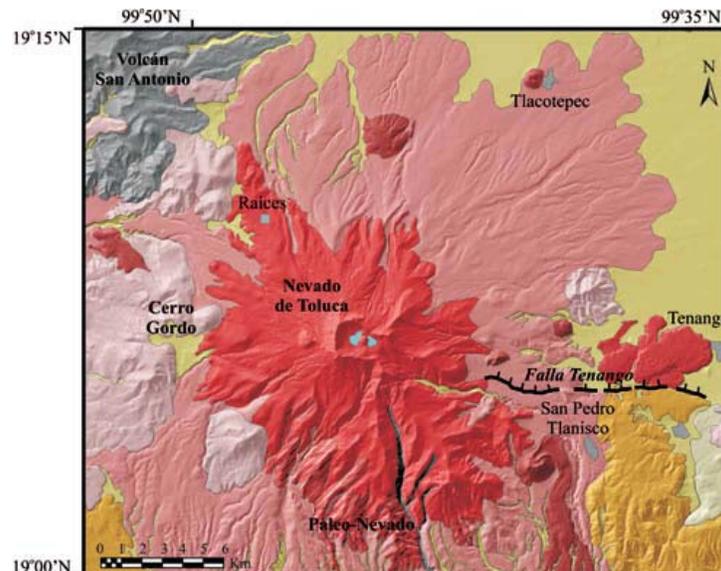


Fig. 2 Mapa geológico simplificado del volcán Nevado de Toluca. En color rosa se muestra la Secuencia Andesítica y en rojo la Secuencia Dacítica, rocas que conforman al edificio volcánico (Tomado de Macías, 2005).

Las características morfológicas y petrográficas del Nevado de Toluca se determinaron a partir de los primeros estudios geológicos efectuados (obtenido de Macías 2005). En la década de los setenta se realizaron los primeros estudios sobre la evolución vulcalológica del Nevado de Toluca y describieron dos erupciones plinianas que produjeron los depósitos

llamados Pómez Toluca Inferior y la Pómez Toluca Superior, con 24 000 y 11 600 AP, correspondientemente (Bloomfield et al., 1977; Cantagrel et al., 1981). En los 90 se hicieron estudios para descifrar su ambiente estructural, su historia eruptiva, los depósitos producidos por las erupciones plinianas pasadas, los colapsos del edificio volcánico (Arce, 2003, Capra et al., 2006; García-Palomo et al., 2000; García-Palomo et al., 2002; Macías, 2005).

El volcán fue construido en la intersección de tres sistemas de fallas con dirección NW-SE (Taxco-Querétaro), E-W (Tenango) y NE-SW (San Antonio) que han determinado su evolución geológica (García-Palomo et al., 2000; Macías, 2005). El primer edificio volcánico llamado paleonevado se edificó mediante el emplazamiento de lavas andesíticas entre 2.4 y 1.2 Ma. Entre 1.2 y 0.1 Ma predominó el emplazamiento de lahares y sedimentos fluviales. Hace 100 000 años el Nevado de Toluca reinició su actividad con erupciones explosivas de composición dacítica que formó el edificio moderno (García-Palomo et al., 2002; Macías, 2005).

Estudios en el Nevado de Toluca han mostrado que existen por lo menos 5 depósitos de flujos piroclásticos y ceniza producidos por las erupciones asociadas a la destrucción de domos con edades de 37, 32, 28, 26 y 14 mil años A.P. (García-Palomo et al., 2002; Macías, 2005). Estos depósitos se distribuyen alrededor del Nevado de Toluca alcanzando distancias de 25 km y espesores de aproximadamente 30 m. Están compuestos por líticos juveniles con 65 – 67 % de sílice (Macías, 2005).

Las erupciones plinianas del Nevado de Toluca generaron los depósitos denominados Pómez Ocre fechado entre 36 000 – 37 000 años A.P., Pómez Toluca Inferior de aproximadamente 21 700 A.P., Pómez Toluca Intermedia de aproximadamente 12 000 A.P. y Pómez Toluca Superior de aproximadamente 10 500 A.P. (Macías et al., 1997; Arce et al., 2005; Capra et al., 2006).

Los estudios de petrología indican que durante las erupciones del Nevado de Toluca

ocurridas hace 14,000, 12 100 y 10,500 años, el magma provenía de una sola cámara magmática que se encontraba a una profundidad de aproximadamente 6 km y tenía temperaturas de alrededor de los 840 °C (Arce et al. 2005).

OBJETIVOS

Con estos antecedentes en mente, en este trabajo se plantea como objetivo central analizar el campo gravimétrico del área y desarrollar modelos bidimensionales para conocer con mayor certidumbre la estructura interna del Nevado de Toluca y su relación con las fallas regionales.

Con esta información se podrán conseguir objetivos secundarios como son:

- 1) Creación de los mapas gravimétricos del área, y analizar cualitativamente la respuesta gravimétrica de las principales estructuras geológicas de la zona.
- 2) Proponer a partir de un perfil gravimétrico con dirección NW 76° SE que corta al Nevado de Toluca, la estructura interna del edificio volcánico.
- 3) Ayudar a comprender mejor la posición de la cámara magmática por debajo del volcán.
- 4) Determinar, a partir del modelado estructural de la señal gravimétrica, la continuidad a profundidad de las estructuras que forman el sistema de fallas Taxco-Querétaro (NNW-SSE) al sur del Nevado de Toluca.

I. FUNDAMENTOS DE GRAVIMETRÍA

1.1 EL CAMPO GRAVITACIONAL DE LA TIERRA

La ley de gravitación de Newton establece que existe una fuerza de atracción entre dos cuerpos, que es proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre ellos. Por lo tanto, si M es la masa de la Tierra y R su radio, la fuerza F existente sobre una masa m situada sobre la superficie de la Tierra es

$$F = G \frac{mM}{R^2} \quad (1)$$

donde G es la constante universal de gravitación y tiene un valor de $6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$. La aceleración gravitacional g (también llamada gravedad) sobre la masa m es (Khan, 1980)

$$g = \frac{F}{m} = G \frac{M}{R^2} \quad (2)$$

1.2 FORMA DE LA TIERRA

Cuando la superficie de los océanos alcanza un estado de equilibrio forma parte de una superficie de nivel del campo de gravedad terrestre. A esta superficie de nivel se le llama geoide y podemos pensar que ésta se extiende por debajo de los continentes mediante superficies imaginarias (Torge, 1983). Como el geoide está determinado por la velocidad de rotación y la distribución desigual de las masas terrestres, forma una superficie geométrica irregular que no puede ser fácilmente usada como una superficie de referencia geodésica. En

cambio, un elipsoide de revolución aplanado en los polos y combado en el ecuador es la figura que más se aproxima globalmente al geoide y por lo tanto puede utilizarse como una superficie de referencia geodésica (Torge, 1983). El achatamiento se define como la diferencia entre los diámetros ecuatorial y polar, dividido por el diámetro ecuatorial, y su valor se estima en 1/298.25. Si a este elipsoide se le asignan los valores que corresponden a la Tierra verdadera, entonces se obtiene la aproximación óptima al geoide. A esta superficie se le denomina elipsoide de referencia (Torge, 1983).

El achatamiento en los polos produce una variación de la gravedad con la latitud, por lo tanto en 1967 la Asociación Internacional de Geodesia adoptó para este elipsoide la fórmula de gravedad internacional que proporciona el valor de g en cualquier punto en su superficie:

$$g = 978049.85 (1 + 0.0052884 \text{sen}^2 \varphi - 0.0000234 \text{sen}^4 \varphi) \text{mGal} \quad (3)$$

donde el valor 978049.85 corresponde a la gravedad ecuatorial y φ es la latitud. La unidad de la aceleración gravitacional en el SI es ms^{-2} , pero en geofísica esta unidad es muy grande, por lo tanto se usa en su lugar el mGal, el cual corresponde a 10^{-5}m/s^2 (Torge, 1983).

Una línea normal al geoide (una plomada) tiende a desviarse hacia las regiones de exceso de masa y alejarse de las depresiones, el geoide está por encima del elipsoide terrestre medio en los continentes y por debajo en los océanos.

1.3 MEDICIÓN DE LA GRAVEDAD

El sistema clásico para medir la gravedad g es por medio de observaciones del péndulo pero en este tipo de medidas se deben realizar una serie de correcciones que hacen que estos

métodos se vuelvan complicados. Una innovación para este método fue la creación de la balanza diseñada por R. Eötvös en 1896, que mide los componentes horizontales del gradiente de la gravedad, la cual se utilizó durante años para efectuar interpretaciones geológicas y de prospección (Ortiz-Prieto, 2007). Entre 1930 y 1940 se desarrollaron los aparatos denominados gravímetros, cuya precisión ha mejorado con el tiempo.

1.3.1 El Péndulo

El período, T , de oscilación de un péndulo es dado por (Khan, 1980)

$$T = 2\pi\sqrt{(I/mgh)} \quad (4)$$

donde I es el momento de inercia del péndulo, m es la masa y h es la distancia desde el centro de la masa al punto de apoyo. La diferencia de la gravedad entre dos puntos es (Udias, 1986)

$$\Delta g = g_2 - g_1 = g_1 \left[-2 \frac{\Delta T}{T_1} + 3 \left(\frac{\Delta T}{T_1} \right)^2 - 4 \left(\frac{\Delta T}{T_1} \right)^3 \dots \right] \quad (5)$$

Por lo tanto, sólo se necesita conocer la diferencia de periodos entre dos puntos donde se quiera conocer el valor de la gravedad

1.3.2 El gravímetro

Existen gravímetros para medir la gravedad absoluta y la gravedad relativa. Para medir la gravedad absoluta se utiliza el péndulo, el cual ya se explicó anteriormente y el otro método

utilizado es el de caída libre. En 1990 el Instituto Nacional de Estándares y Tecnología (NIST), la NOAA y el Instituto de Geodesia Aplicada se unieron para producir un instrumento portátil para determinar la gravedad absoluta. El resultado fue el gravímetro AXIS Modelo FG5 (Fig. 3).



Fig. 3 Gravímetro FG5

Ahora bien, para determinar la gravedad relativa, es decir, la diferencia de gravedad entre dos puntos, existen dos tipos principales de gravímetros: los estables y los inestables. En la actualidad los más utilizados son los inestables. Sus nombres comerciales son LaCoste-Romberg, Worden y Sintrex (Fig. 4).



Fig. 4 Gravímetro Lacoste-Romberg

En la figura 5 se muestra el funcionamiento del gravímetro LaCoste-Romberg. El

gravímetro consiste de un brazo móvil portador de una masa (M), soportado por un resorte que se fija encima del punto de giro. La magnitud del momento ejercido por el brazo depende de la deformación del resorte y del seno del ángulo α . Si la gravedad aumenta el resorte se alarga y la masa baja, por lo tanto el ángulo α disminuye. Con resortes ordinarios el rango de trabajo sería pequeño, pero empleando un resorte de longitud cero (el cual se tensiona durante su manufactura, así que la fuerza de restauración es proporcional a la deformación del resorte), los instrumentos pueden tener una buena sensibilidad dentro de un rango amplio. La lectura se realiza al colocar el brazo en posición horizontal, alterando la localización vertical del resorte adjunto, con un tornillo micrométrico. La temperatura del sistema se mantiene constante mediante un termostato (Caballero-Franco, 2000).

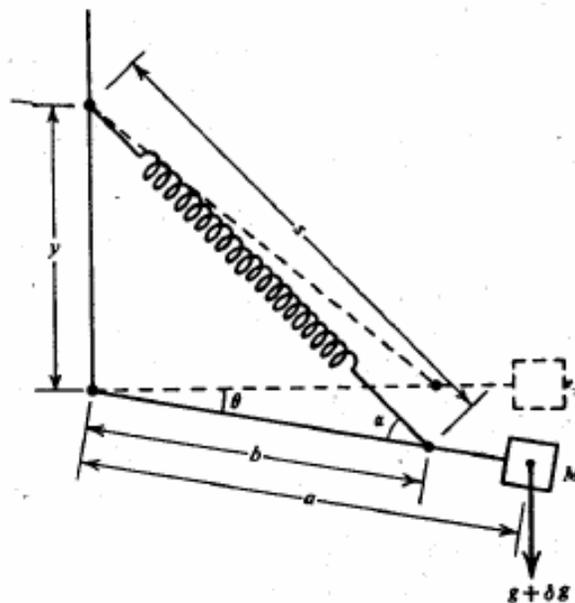


Fig. 5 Funcionamiento del gravímetro LaCoste-Romberg (Modificado de Caballero-Franco, 2000)

Los gravímetros sufren pequeños cambios en las constantes del sistema por cambios imponderables. Estos cambios se conocen como la deriva del instrumento. Para corregir este error al azar en las medidas gravimétricas se deben tomar medidas sistemáticas en una misma

estación de control o base. La corrección de las medidas tomadas entre estas determinaciones se realiza interpolando los valores correspondientes a la hora en que fue hecha la determinación (Caballero-Franco, 2000).

1.4 CORRECCIONES GRAVIMÉTRICAS

Las observaciones en el campo requieren, como se señaló con anterioridad, de correcciones instrumentales, además de correcciones físicas derivadas de las condiciones geográficas y topográficas en las cuales se hace la medida. Estas correcciones físicas se presentan a continuación.

1.4.1 Corrección por latitud

Tanto la rotación de la Tierra como su ensanchamiento en el Ecuador, producen un incremento de la gravedad con la latitud, por eso es necesario aplicar la corrección por latitud. Esto se puede hacer utilizando la fórmula internacional de gravedad (Ec.3).

1.4.2 Corrección de aire libre

Esta corrección supone que no hay material entre el nivel del mar y la estación gravimétrica, además de tomar en cuenta el decremento de la gravedad con el aumento de la elevación. La aceleración debida a la gravedad varía inversamente con el cuadrado de la distancia al centro de la Tierra (Khan, 1980). La aceleración de gravedad al nivel del mar está dada por la ecuación 3. El valor de la gravedad, g , a una altura h situada verticalmente sobre el nivel del mar es

$$g_h = \frac{GM_T}{(R+h)^2} = \frac{GM_T}{R^2} \left(1 - 2\frac{h}{R} + 3\frac{h^2}{R^2} \dots \right) \quad (6)$$

El cambio en el valor de la gravedad debido a la altura h es

$$(g_0 - g_h) \cong \frac{2GMh}{R^3} = \frac{2g_0h}{R}, \text{ como } h \ll R \quad (7)$$

en donde $2g_0/R$ es igual a 0.3086 mgal/m y se conoce como gradiente de aire libre. Entonces, la corrección de aire libre es

$$C^{AL} = 0.3086h \text{ mgal/m} \quad (8)$$

Esta corrección debe sumarse a las mediciones de gravedad si la estación se encuentra por encima del plano de referencia o sustraerse en caso contrario (Khan, 1980).

1.4.3 Corrección de Bouguer

Esta corrección toma en cuenta la atracción de las rocas que se encuentran entre el nivel del mar y la estación gravimétrica situada a una cierta altura. Esta corrección supone que la estación gravimétrica se encuentra sobre una placa que se extiende horizontalmente hacia el infinito, cuyo espesor equivale a la diferencia de elevaciones. La atracción de esta superficie plana infinita sobre puntos de superficie viene dada por (Udias, 1986)

$$C^B = 2\pi G\rho h \quad (9)$$

Esta expresión se deduce de la atracción de un cilindro de espesor h y radio infinito. Si se toma el valor de la densidad 2.67 g/cm^3 , valor medio para los materiales de la corteza terrestre, se obtiene que la corrección es

$$C^B = 0.112h \text{ mgal/m} \quad (10)$$

La atracción debido al exceso de masa entre el nivel del mar y la estación gravimétrica hará una contribución positiva a la gravedad observada (Udias, 1986).

1.4.4 Corrección por topografía

Para realizar esta corrección hay que estimar la topografía del terreno, esto es, la masa que se encuentra por encima de la estación gravimétrica y que por lo tanto sobresale de la superficie de la placa de Bouguer y que produce una componente de atracción ascendente que reduce la atracción gravitacional. Asimismo, la ausencia de masa en un valle por debajo de la estación gravimétrica en la placa de Bouguer también tiende a reducir el efecto gravitacional en la estación gravimétrica. Esta corrección es positiva y debe sumarse a la gravedad medida (Caballero-Franco, 2000).

1.5 ANOMALÍAS DE LA GRAVEDAD

Si consideramos la gravedad g medida en un punto P sobre el geoide y la comparamos con el valor teórico g_T de la gravedad normal sobre el elipsoide para un punto Q , que es la proyección de P sobre el elipsoide, se obtiene una diferencia de gravedad entre estos dos valores que se denomina anomalía de la gravedad y se le asigna al punto P (Fig. 6). De

esta forma, la anomalía en el punto P está dada por $\Delta g = g_P - g_{TQ}$ (Udias, 1986)

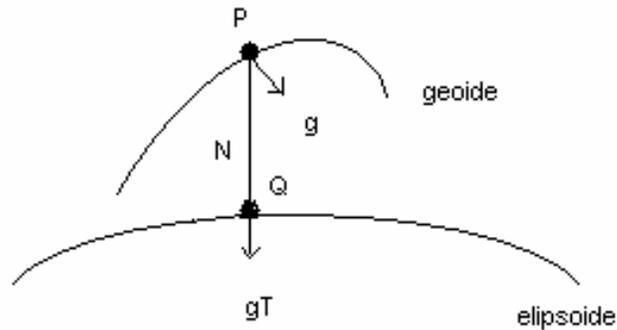


Fig. 6 Representación del vector de gravedad observado, corregido al geoide g y el valor teórico correspondiente g_T sobre el elipsoide. N es la altitud del geoide sobre el elipsoide (Modificado de Udias, 1986).

1.5.1 Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer está representada por la diferencia entre un valor de la gravedad observado después de haber aplicado la corrección de los factores descritos anteriormente al valor teórico proporcionado por la fórmula de gravedad. Es decir,

$$\Delta g_B = g + 0.3086h - 0.112 h + \text{la corrección por topografía} - g_T \quad (11)$$

donde g es el valor observado sobre el geoide y g_T el valor teórico sobre el elipsoide de referencia (corrección por latitud) (Khan, 1980). La anomalía de Bouguer varía de un lugar a otro debido a las variaciones en las densidades de las rocas por lo que es muy utilizada en geología.

1.5.2 Anomalía de aire libre

La anomalía de aire libre es el valor de la gravedad observada corregida solamente por aire libre y se calcula mediante la siguiente ecuación,

$$\Delta g_{AL} = g + 0.3086h - g_T \quad (12)$$

donde g es el valor observado sobre el geoide, g_T es el valor teórico sobre el elipsoide de referencia (corrección por latitud) y h es la altura a la que se encuentra la estación gravimétrica sobre el nivel del mar (Torge, 1983).

1.6 SEPARACIÓN REGIONAL-RESIDUAL DEL CAMPO GRAVIMÉTRICO

Debido a que el plano gravimétrico de anomalía total contiene todo el espectro del campo gravimétrico es posible descomponerlo en su parte regional, normalmente causada por estructuras profundas o muy grandes (bajas frecuencias) y una parte residual causada por estructuras pequeñas y/o superficiales (altas frecuencias) (Grant, 1965).

La definición de regional residual, como la definición de profundo y superficial, depende claramente del tamaño de área de investigación. Antes de hacer una interpretación y dependiendo del objeto de estudio es muchas veces necesario analizar separadamente el campo regional y el campo residual para analizar más fácilmente las anomalías locales encubiertas por las anomalías regionales. Entonces tenemos que:

$$\text{PLANO RESIDUAL} = \text{PLANO OBSERVADO} - \text{PLANO REGIONAL}$$

El regional contiene únicamente los rasgos mayores asociados a grandes longitudes de onda, o sea que representa los efectos de las masas profundas y lejanas, generalmente del basamento, mientras el residual realiza las anomalías locales (de corta longitud de onda) por lo tanto representa los efectos de las masas más someras.

Para la separación de los campos residual-regional se utiliza el método de Doble Serie de Fourier. Su expresión es la siguiente:

$$z = F(x, y) = \sum_{m=0}^M \sum_{n=0}^N \lambda_{mn} \left(a_{mn} \cos \frac{m\pi x}{L} \cos \frac{n\pi y}{H} + b_{mn} \operatorname{sen} \frac{m\pi x}{L} \cos \frac{n\pi y}{H} + c_{mn} \cos \frac{m\pi x}{L} \operatorname{sen} \frac{n\pi y}{H} + d_{mn} \operatorname{sen} \frac{m\pi x}{L} \operatorname{sen} \frac{n\pi y}{H} \right) \quad (13)$$

Donde:

$F(x,y)$ = aproximación de Fourier en el punto (x,y) ;

m = índice del grado de los términos en la dirección x ;

n = índice del grado de los términos en dirección y ;

M y N = máximo grado de los términos en cada dirección;

a, b, c y d = coeficientes de la serie;

L = la mitad de la distancia de muestreo en la dirección x .

$$\lambda_{mn} = 1/4, \text{ si } m = n = 0$$

$$\lambda_{mn} = 1/2, \text{ si } m = 0 \text{ y } n > 0 \text{ o } m > 0 \text{ y } n = 0$$

$$\lambda_{mn} = 1, \text{ si } m > 0 \text{ y } n > 0$$

Ahora bien, Dependiendo del número de coeficientes se obtiene:

1 coeficiente: Plano horizontal.

9 coeficientes: Plano armónico de primer orden

25 coeficientes: Plano armónico de segundo orden.

49 coeficientes: Plano armónico de tercer orden.

81 coeficientes: Plano armónico de cuarto orden.

1.7 MÉTODO DE TALWANI

Este método es utilizado para determinar la atracción gravitacional producida por un cuerpo bidimensional. La atracción gravimétrica debida a este cuerpo puede ser expresada en términos de una integral de línea alrededor del perímetro de un polígono de n lados (Hubbert, 1948). Talwani et al., (1959) consideraron la contribución de los lados asociados a este polígono y así obtuvieron las componentes verticales y horizontales de la anomalía gravimétrica, las cuales se expresan de la siguiente manera:

$$g_v = 2G\rho \int z d\theta \quad \text{y} \quad g_h = 2G\rho \int x d\theta \quad (14)$$

donde G es la constante de gravitación y ρ es la densidad del cuerpo.

Considerando la figura 7, se toma primero la contribución del lado BC del polígono y se obtiene que:

$$z = x \tan \theta \quad (15)$$

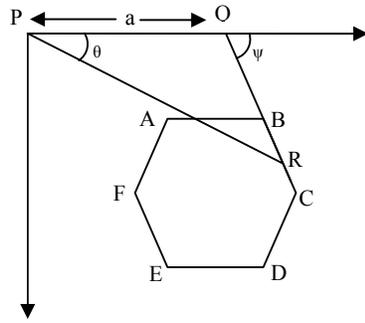


Fig. 7 Polígono de n lados (Modificado de Ortiz-Prieto, 2007)

Luego, tomamos un punto arbitrario R sobre el lado BC, el cual coincide en el eje x con el punto Q. Si la distancia $PQ=a$, entonces:

$$z = (x - a) \tan \psi \quad (16)$$

Igualando las dos ecuaciones anteriores y despejando z encontramos que:

$$z = \frac{a \tan \theta \tan \psi}{\tan \psi - \tan \theta} \quad (17)$$

Se sustituye esta ecuación en la integral de línea:

$$g_v = 2G\rho \int z d\theta = \int \frac{a \tan \theta \tan \psi}{\tan \psi - \tan \theta} d\theta \quad (18)$$

Para x tenemos que:

$$x = \frac{z}{\tan \theta} \quad (19)$$

Este valor se sustituye en la correspondiente integral de línea:

$$g_h = 2G\rho \int x d\theta = \int \frac{a \tan \psi}{\tan \psi - \tan \theta} d\theta \quad (20)$$

El método de Talwani calcula la respuesta gravimétrica o magnetométrica punto a punto. El programa llamado GM-SYS, descrito en el capítulo IV, toma este método y lo optimiza, es decir, que el programa hace una manipulación interactiva de los modelos de la Tierra en tiempo real permitiendo el cálculo de la respuesta gravimétrica o magnetométrica. El cálculo de la respuesta gravimétrica o magnetométrica se hace mediante la aproximación de ecuaciones lineales y un pequeño cambio en estas ecuaciones hará que también cambie el modelo de la tierra pero las aproximaciones serán recalculadas para este nuevo modelo. Este proceso se repetirá las veces que sea necesario hasta que la atracción gravimétrica del modelo propuesto muestre la mínima diferencia con el campo gravimétrico observado (Northwest Geophysical Association, 1999).

II. ESTRATIGRAFÍA Y GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

2.1 UNIDADES ESTRATIGRÁFICAS

En el capítulo IV se presentan los modelos geológico-estructurales propuestos para el Nevado de Toluca y el Sistema de Fallas Taxco-Querétaro. Estos modelos fueron creados con el programa GMSyS cuyo funcionamiento está basado en la respuesta gravimétrica que se introduce. Sin embargo, la respuesta gravimétrica puede llevar a la creación de muchos modelos que no se apegan a la realidad, por tal razón se tiene que hacer uso de la geología local y estructural del área estudiada que proporcionan una base sólida para la creación de modelos gravimétricos más robustos.

En la figura 8 se presenta una tabla en la que se reconocen las unidades estratigráficas encontradas en la región circundante al Nevado de Toluca, al igual que en el mapa geológico de la figura 9. La siguiente descripción de las unidades estratigráficas es una síntesis basada en los artículos de García- Palomo et al. (2000; 2002).

2.1.1 Terreno Guerrero

El Terreno Guerrero forma una parte del basamento en el oeste de México. Este terreno consiste de tres formaciones: La Secuencia Ixtapan-Teloloapan, la Formación Acuitlapan y la Formación Amatepec.

La Formación Ixtapa-Teloloapan es una secuencia metamórfica volcanosedimentaria que consiste de conglomerados, calizas, areniscas y flujos de lava afectadas por el metamorfismo de esquistos verdes. Debido a la presencia de amonitas y otros invertebrados, a esta unidad se le asigna una edad de Jurásico tardío-Cretácico temprano. Esta secuencia se extiende en la

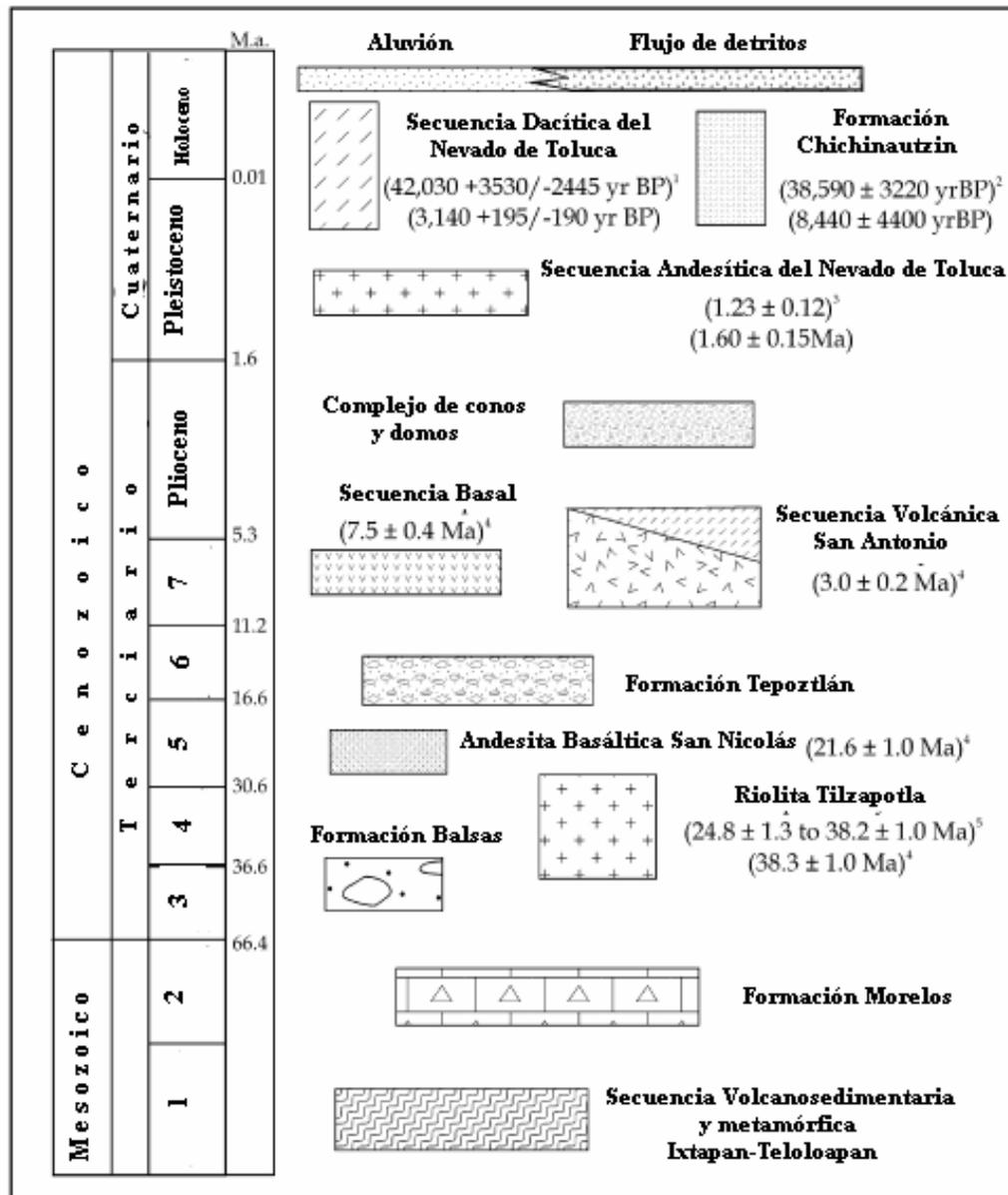


Fig. 8 Columna estratigráfica del área circundante del Nevado de Toluca (Modificado de García-Palomo et al., 2000). 1. Jurásico temprano-Cretácico, 2. Cretácico tardío, 3. Eoceno tardío, 4. Oligoceno temprano, 5. Mioceno temprano, 6. Mioceno medio, 7. Mioceno tardío

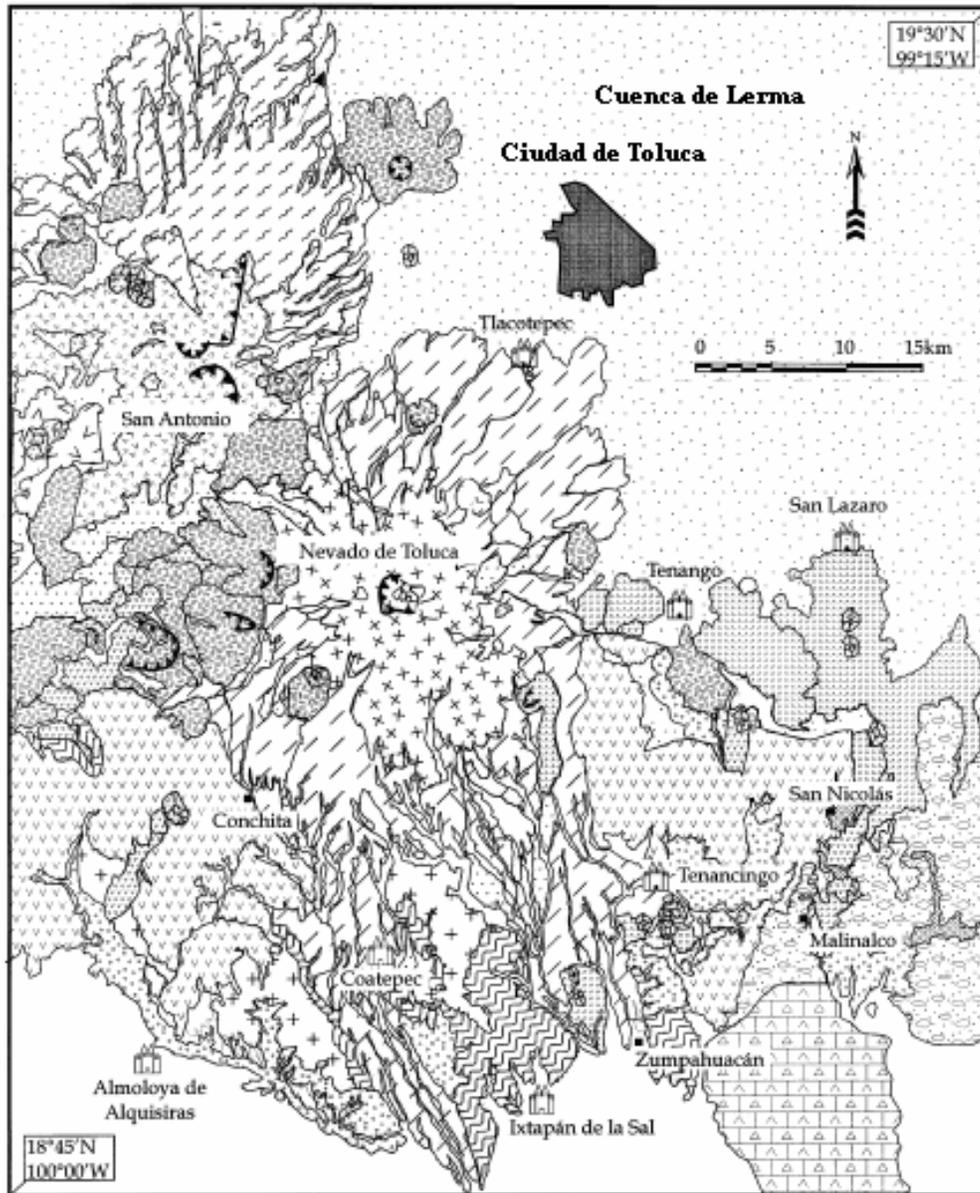


Fig. 9 Mapa geológico simplificado del área aledaña al volcán Nevado de Toluca. (Tomado de García-Palomo et al., 2000).

porción sur del área cercana a Ixtapan de la Sal, Zumpahuacán y Coatepec Harinas, donde los afloramientos se encuentran en dirección NW-SE.

La Formación Acuitlapan se encuentra en la región de Taxco y consiste de pizarra gris y verde intercaladas y de un tipo de grauvaca formado por feldespatos y granito de cuarzo derivado de las rocas volcánicas y metamórficas. De acuerdo a las amonitas, esta unidad pertenece al Jurásico temprano.

La Formación Amatepec se extiende al suroeste del volcán Nevado de Toluca y consiste de calizas que van del gris azulado al negro con bandas anchas de calcita blanca y cuarzo. La edad de esta formación es del Cretácico.

2.1.2 Plataforma Guerrero-Morelos

La Plataforma Guerrero-Morelos consiste de dos formaciones, la Formación Mexcala y la Formación Morelos. La primera consiste de calizas asociadas con rocas calcáreas en la porción superior de la secuencia. Esta área se encuentra alrededor de Zumpahuacán y pertenece al Mesozoico. La segunda consiste de calizas dolomíticas de color gris claro ricas en fósiles y cuyo espesor varía de un lugar a otro pero en promedio es de 1000 m.

2.1.3 Rocas Ígneas Intrusivas

Esta unidad está compuesta de una porción pequeña de dacita porfirítica rica en cuarzo fechada en 55 ± 6 Ma (Cenozoico). Este cuerpo intrusivo está localizado al suroeste de las ciudades de Almoloya de Alquisiras y Malinaltenango. Esta unidad forma una estructura parecida a un domo alargado con tendencia al noroeste. Tiene una elevación máxima de aproximadamente 2000 m.s.n.m.

2.1.4 Formación Balsas

La Formación Balsas consiste de conglomerados calcáreos, flujos de lava, areniscas, sedimentos volcánicos y depósitos lacustres con un grosor de 500 m. La edad de esta formación fluctúa del Eoceno tardío al Oligoceno temprano y aflora cerca de las ciudades de Malinalco y Pilcaya, en donde los fragmentos volcánicos tienen un diámetro que va de 1 a 5 cm y se encuentran dentro de una matriz de arena.

2.1.5 Formación Tilzapotla

Esta formación fue originalmente descrita como una secuencia de riolitas, riolacitas, flujos de lava dacítica y depósitos de flujo piroclástico del Oligoceno temprano (aproximadamente 26 Ma), con un espesor de 300 m. Algunos autores propusieron una edad de 31.9 ± 0.9 Ma y 49 ± 3 Ma. El estudio en una muestra de esta formación arrojó una edad de 38.3 ± 1.0 Ma. Recientemente se reconocieron tres tipos de litologías que son: La Secuencia Volcánica Taxco de composición riolítica (31-38 Ma), la Secuencia Volcánica Buenavista-Quetzalapa de composición principalmente andesítica-dacítica (24-31 Ma) y la Secuencia Volcánica Huautla de composición predominantemente andesítica que no ha sido datada. Los afloramientos de esta formación están expuestos cerca de las ciudades de Porfirio Díaz y Chiltepec.

2.1.6 Andesita Basáltica San Nicolás

Esta unidad está compuesta de una serie de coladas de lava vesicular gris, con un grosor de 100 m, que termina en los alrededores de la ciudad de San Nicolás, al sureste del volcán Nevado de Toluca. Estas rocas tienen una textura afanítica con vesículas rellenas por

minerales de arcilla. Un análisis en una muestra de esta unidad dio una edad de 21.6 ± 1.0 Ma y cobre a la Riolita Tilzapotla.

2.1.7 Formación Tepoztlán

La Formación Tepoztlán consiste de lahares masivos ricos en trozos de andesita porfirítica redondeados intercalados con depósitos fluviales. Esta unidad está expuesta en Malinalco y se esparce al sureste del volcán Nevado de Toluca. El grosor de esta formación varía entre 200 y 700 m. Su edad es del Mioceno Inferior que varía de 22.8 a 18.8 Ma (Lenhardt et al., 2010).

2.1.8 Secuencia Volcánica San Antonio

Así se le llama al grupo de rocas que forman al volcán San Antonio. El edificio principal de este volcán está compuesto de una secuencia gruesa de coladas de lava cubiertas por depósitos de flujos piroclásticos que se extienden hacia el norte del cráter en la Cuenca de Lerma. La edad de una muestra perteneciente a la parte superior de la secuencia de San Antonio dio una edad de 3.0 ± 0.2 Ma.

2.1.9 Secuencia Basal

Se extiende hacia el este y oeste del Nevado de Toluca en los poblados de Tenancingo, el Desierto del Carmen y Chiltepec. Consiste de flujos de lava gris oscuro intercalados con brechas de color rojizo de composición andesítica. La Secuencia Basal alcanza un grosor de 400 m. Las rocas de la Secuencia Basal están compuestas principalmente por plagioclasa y cantidades menores de hiperstena y hematita en una pasta porfídica microlítica. Una roca de

esta unidad datada con K-Ar dio una edad de 7.5 ± 0.4 Ma, asignando esta unidad al Mioceno.

2.1.10 Secuencia Sierra de las Cruces

Esta secuencia separa a las cuencas de México y Lerma. Está formada por los volcanes andesíticos San Miguel, La Corona, Picacho, Zempoala y el Ajusco, además de otras estructuras volcánicas como domos, calderas y conos de escoria. Todos los volcanes que abarcan esta unidad se componen de depósitos de flujos piroclásticos, flujos de lava y de depósitos de lahares y de avalanchas asociadas al derrumbe de estructuras. La Secuencia de las Cruces está cubierta por rocas del Campo Volcánico Chichinautzin. La edad de la Secuencia de la Sierra de las Cruces es variable, va de 13 a 6 Ma en la parte norte, de 7 a 5 Ma en la parte central, de 2.87 a 0.39 Ma en el sur y de 3.4 a 0.6 Ma en el Ajusco.

2.1.11 Complejo de conos y domos

Este nombre es asignado a los conos y domos monogenéticos que se encuentran distribuidos alrededor de los volcanes Nevado de Toluca y San Andrés. Los conos de lava tienen una composición basáltica y están expuestos en la región de San Miguel en donde están alineados en dirección NE-SW. Algunos de estos centros volcánicos tienen cráteres abiertos con estructuras colapsadas hacia el suroeste. Los domos tienen composiciones andesíticas y dacíticas. A esta unidad se le asignó una edad Plioceno-Pleistoceno.

2.1.12 Unidades Andesítica y Dacítica del volcán Nevado de Toluca

La secuencia de rocas que forman al Nevado de Toluca está dividida en dos unidades

principales. La unidad más vieja corresponde a una serie de flujos de lava porfirítica andesítica de color gris claro que construyó el edificio principal del volcán. Estos depósitos se encuentran expuestos cerca del pueblo de Raíces a lo largo del camino que conecta a Coatepec de Harinas con el cráter del Nevado de Toluca. Las lavas están compuestas de plagioclasa, piroxenos, olivinos y fragmentos líticos. Las edades obtenidas con el método de K-Ar dieron edades de 1.60 ± 0.12 y 1.23 ± 0.15 Ma para estas lavas.

La unidad superior está compuesta de flujos de escombros, depósitos fluviales, dos avalanchas de escombros, oleadas y flujos piroclásticos de composición dacítica que fueron emplazadas durante los últimos 100,000 años.

2.1.13 Formación Chichinautzin

Es la unidad volcánica más joven en el área con una edad que varía entre 38 000 y 8000 años Antes del Presente. Consiste de una serie de conos de escoria y de flujos de lava fisurales basáltica-andesítica. Al sur de la Ciudad de México esta formación está representada por volcanes más jóvenes como el Xitle (Siebe et al., 2006).

2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

El área circundante al volcán Nevado de Toluca ha sido afectada por la intersección de tres sistemas de fallas (Fig. 10): el Sistema de Fallas Taxco-Querétaro, el Sistema de Fallas San Antonio y el Sistema de Fallas Tenango (García-Palomo et al., 2000).

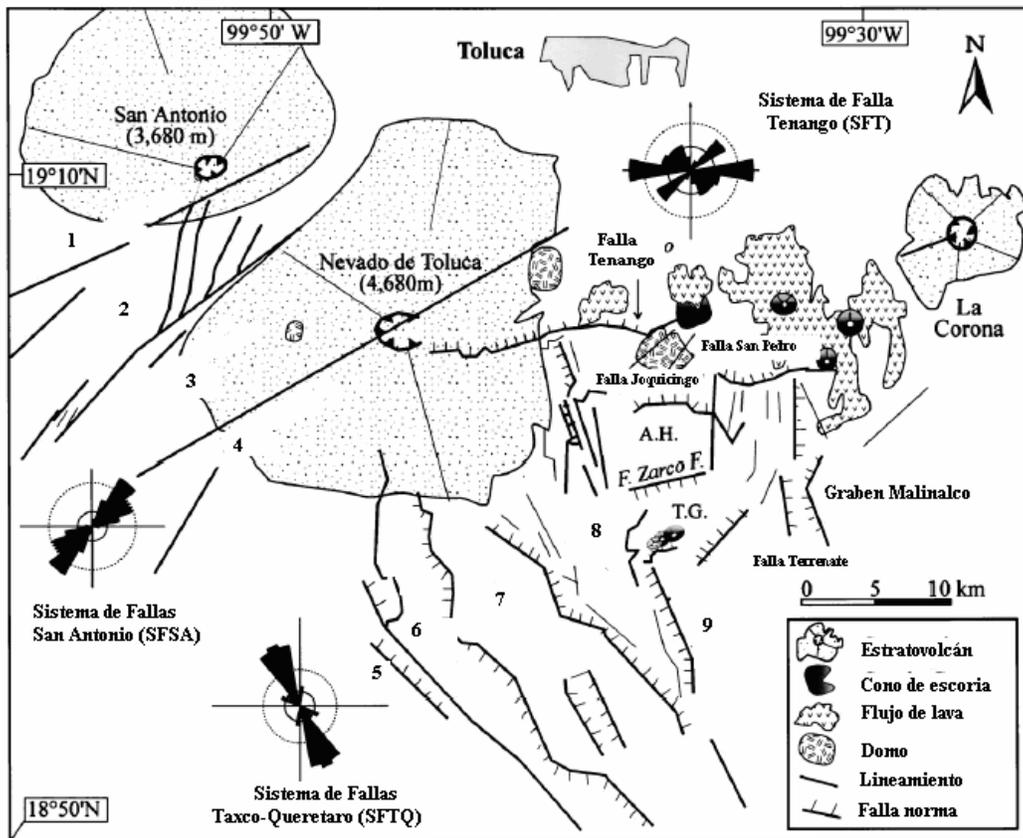


Fig. 10 Intersección de los sistemas de fallas Taxco-Querétaro, San Antonio y Tenango. Las flechas indican la orientación y los alineamientos de cada uno de estos (Modificado de García-Palomo et al., 2000). 1. Falla San Antonio, 2. Graben San Miguel, 3. Falla San Miguel, 4. Falla Zacango, 5. Horst Chiltepec, 6. Graben Coatepec, 7. Horst Porfirio Díaz, 8. Graben Villa Guerrero, 9. Horst Zumpahuacan

2.2.1 Sistema de Fallas Taxco-Querétaro (SFTQ)

El SFTQ corta a través del CVTM desde el sur de la ciudad de Taxco hasta el norte de la ciudad de Querétaro con una longitud de 250 km y una anchura de 20-40 km. Alineados al SFTQ se encuentran la Caldera Almealco, la Caldera Mazahua, el volcán la Joya y los volcanes Nevado de Toluca y San Antonio.

Al sur del Nevado de Toluca, el SFTQ tiene 87 km de largo con una anchura aproximada

de 40 km. El sistema, forma una serie de horsts y grabens limitados por pendientes de hasta 100 m de alto. En la parte oeste de esta área, los horsts consisten de rocas metamórficas pertenecientes a la secuencia volcanosedimentaria Ixtapan-Teloloapan, mientras que en la parte este, los núcleos consisten de la Formación Morelos. Los grabens tienen una anchura promedio de 4 km y se encuentran rellenos por avalanchas de escombros, flujos piroclásticos y sedimentos volcanoclásticos de hasta 200 m de grosor provenientes del Nevado de Toluca.

Los análisis estructural, estratigráfico y cinemático del SFTQ sugieren que este sistema ha estado sujeto a tres episodios de actividad durante el Cenozoico. La presencia de diques a lo largo de las fallas indica un movimiento normal causado por una extensión NE-SW. La edad de este evento puede estar entre el Oligoceno tardío y el Mioceno temprano. El segundo evento de movimiento lateral derecho ocurrió en el Mioceno medio. El último evento de tipo normal tuvo lugar durante el Plioceno. Estos últimos dos movimientos se reconocen a lo largo de los planos de falla del SFTQ en la región de Querétaro (García-Palomo et al., 2000).

2.2.2 Sistema de Fallas San Antonio (SFSA)

Este sistema de fallas se observa entre los volcanes San Antonio y Nevado de Toluca. De acuerdo a estudios regionales, el SFSA es parte de un sistema de fallas que corre desde el área Zihuatanejo-Petatlán hasta la parte norte de la cuenca de la Ciudad de México. El SFSA esta representado por las fallas Zacango, San Miguel y San Antonio con dirección NE-SW y por el graben San Miguel. El SFSA está caracterizado por conos de escoria alineados y flujos de lava deformados y alcanza una longitud máxima de 60 Km y una anchura promedio de 17 km. Su activación fue probablemente en el Plioceno con un movimiento lateral izquierdo.

2.2.3 Sistema de Fallas Tenango (SFT)

EL SFT consiste de un sistema de fallas y fracturas localizadas al este del Nevado de Toluca. Este sistema de fallas pertenece a la Zona de Fallas Chapala-Tula o al Sistema de Fallas Acambay-Morelia. La relación entre la Andesita Tenango y estas fallas, las asignan al Pleistoceno temprano.

La Zona de Fallas Chapala-Tula se extiende aproximadamente 450 Km desde el Lago Chapala en el oeste hasta el norte de la Ciudad de México al este. Las fallas y las fracturas de este sistema tienen una dirección E-W y ENE-WSW. El SFT está representado por el graben Tenancingo, el horst Atlatlahuaca y las fallas Tenango, Joquicingo, San Pedro y Francisco Zarco. Los trazos de las fallas principales son curvos y discontinuos (García-Palomo et al., 2000).

III. ANÁLISIS GRAVIMÉTRICO Y TOPOGRÁFICO

Anteriormente se mencionó que el Nevado de Toluca se edificó en la intersección de tres sistemas de fallas con dirección NW-SE (Sistema de Fallas Taxco-Querétaro), E-W (Sistema de Fallas Tenango) y NE-SW (Sistema de Fallas San Antonio). En el presente trabajo se hace un análisis gravimétrico del Sistema de Fallas Taxco-Querétaro (SFTQ). Dicho análisis se hizo a partir de los datos gravimétricos medidos por el Instituto de Geofísica de la UNAM (Monges et al., 1975). Estos datos fueron ingresados en el programa SURFER 8 para crear un mapa digital de anomalía gravimétrica completa de Bouguer del área estudiada (a partir del método del método de interpolación Kriging). En la figura 11 se muestra la distribución de las estaciones gravimétricas.

En la parte oeste del plano de anomalía total de gravedad (fig. 11) se encuentra un tren de anomalías con dirección NW-SE y con un gradiente decreciente W-E que se asocia al SFTQ dada su coincidencia geográfica. Este tren de anomalías intercepta a otro con dirección E-W y gradiente negativo con dirección S-N asociado al Sistema de Fallas Tenango. Entre estos dos trenes de anomalías se encuentra un mínimo gravimétrico coincidente geográficamente con el Nevado de Toluca.

Luego, a partir del mapa gravimétrico de Anomalía de Bouguer Total (Fig. 11) se obtuvieron los mapas de anomalía regional de gravedad (Fig. 12) y el de anomalía residual de gravedad (Fig. 13) con el método descrito anteriormente de Integral Doble de Fourier para nueve coeficientes.

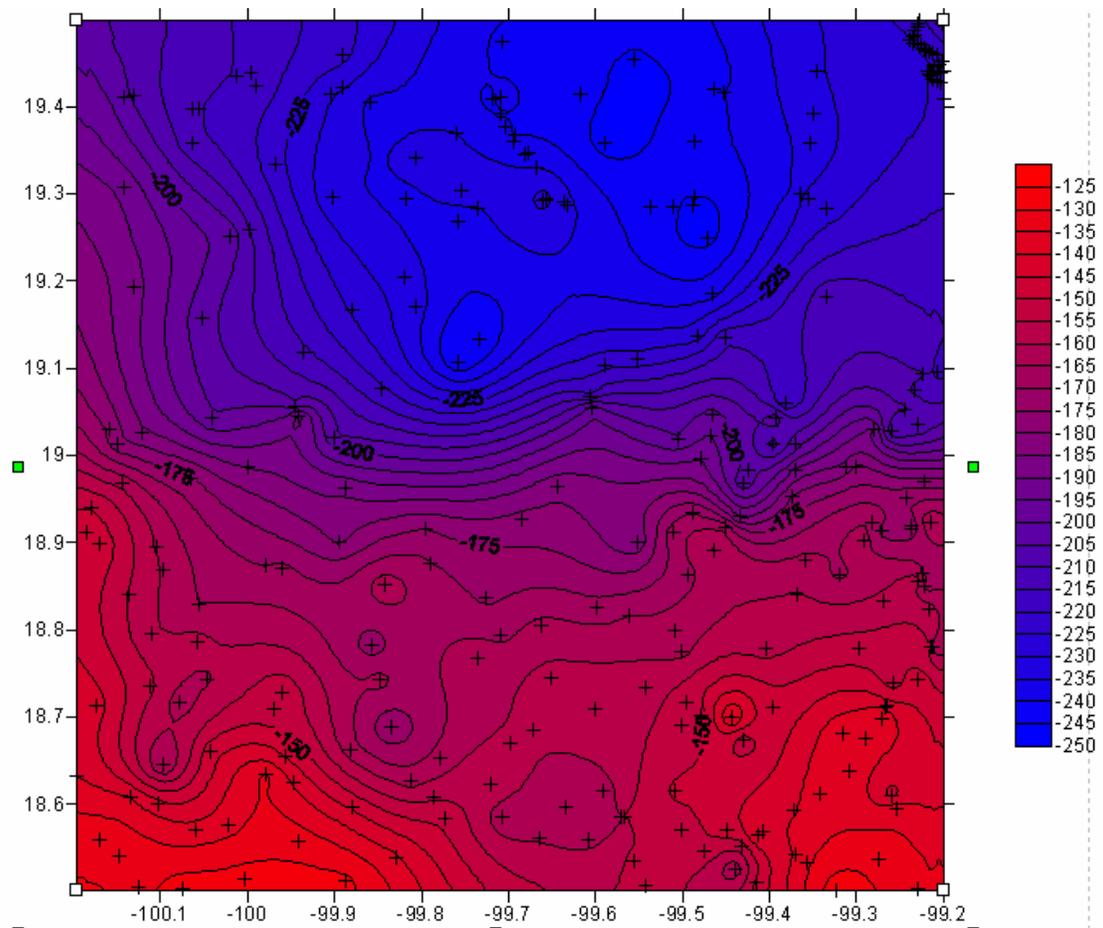


Fig. 11 Mapa de Anomalía Gravimétrica de Bouguer Total de la región aledaña al Nevado de Toluca, creado con SURFER 8. Los valores mínimos de gravedad corresponden al Nevado de Toluca. Cada curva tiene un espaciamento de 5 mgales.

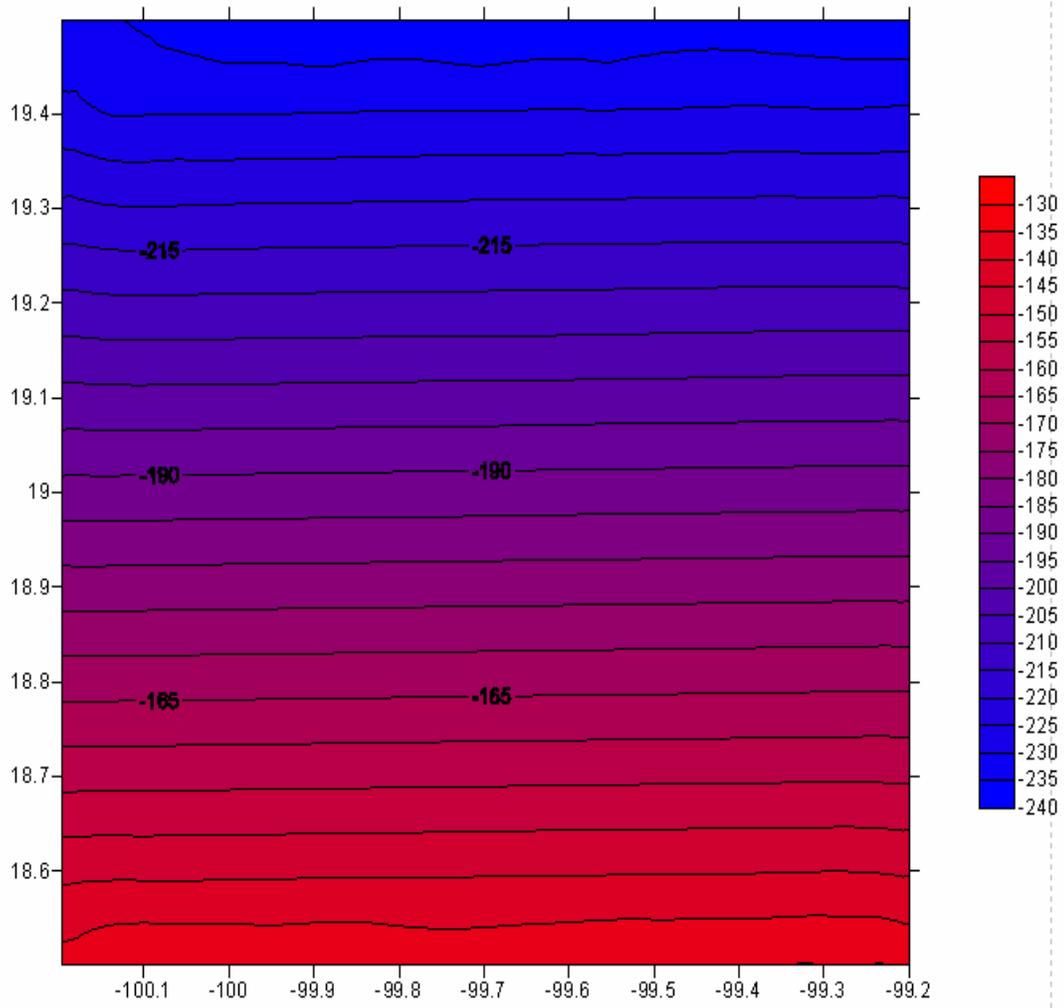


Fig. 12 Mapa de gravedad regional de la región aledaña al Nevado de Toluca, creado con SURFER 8. Cada curva tiene un espaciamiento de 5 mgales.

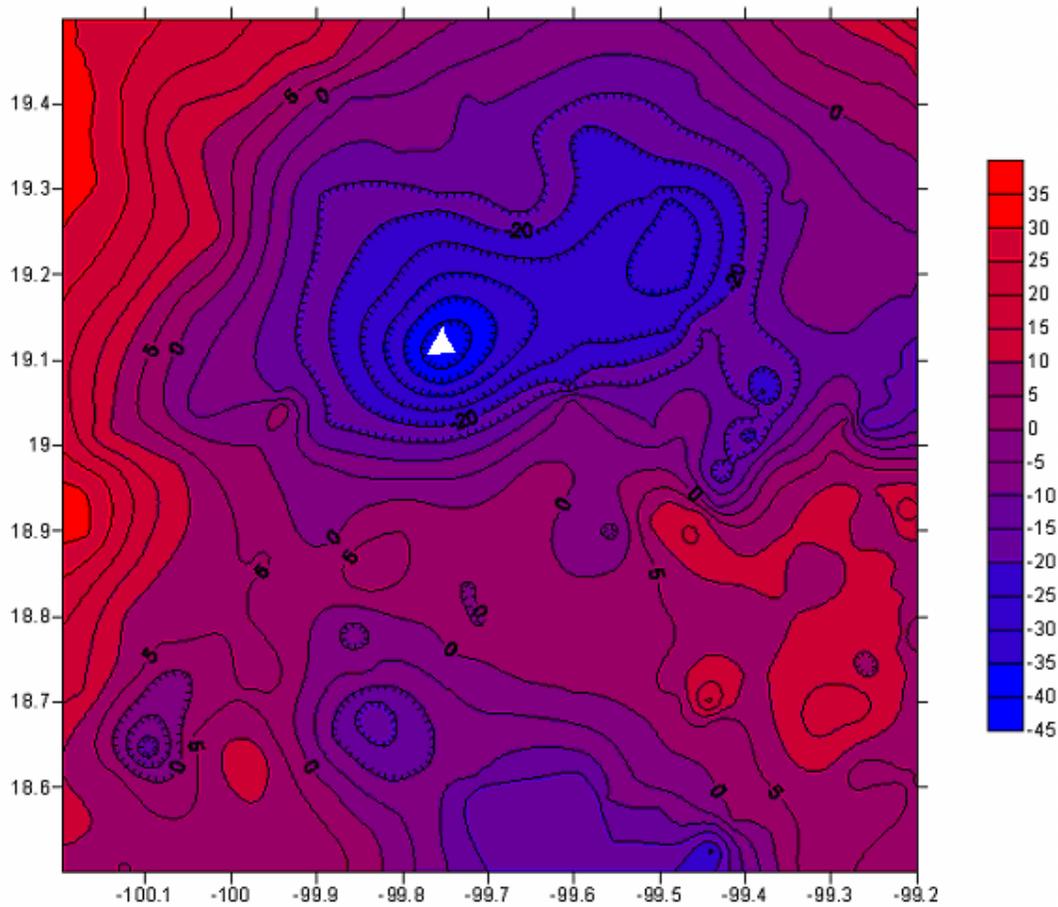


Fig. 13 Mapa de gravedad residual de la región aledaña al Nevado de Toluca. El triángulo blanco representa al volcán Nevado de Toluca, creado con SURFER 8. Los valores mínimos de gravedad corresponden al Nevado de Toluca. Cada curva tiene un espaciamiento de 5 mgals.

Considerando que el objetivo central de esta tesis es conocer con mayor certidumbre la estructura interna del Nevado de Toluca y relacionarlo con las fallas regionales expuestas en superficie, se trazaron tres perfiles gravimétricos (NT-NT', P1-P1' y P2-P2') en el mapa de gravedad residual.

En la parte oeste del mapa de gravedad residual también se puede observar el tren de anomalías asociado al SFTQ con gradiente decreciente en dirección NW 76° SE y de igual forma sobresale la anomalía negativa asociada al Nevado de Toluca.

El perfil NT-NT' con coordenadas (19° 18' N, 99° 47' W; 18° 46' N, 99° 39' W) corta al Nevado de Toluca en dirección NW-SE. Este perfil se trazó para determinar la estructura interna del Nevado de Toluca y la posición de la cámara magmática por debajo de este. Los perfiles P1-P1' y P2-P2' con coordenadas (18° 52' N, 99° 54' W; 18° 52' N, 99° 29' W) y (18° 50' N, 99° 56' W; 18° 50' N, 99° 30' W) respectivamente, cortan al SFTQ en dirección W-E y se utilizaron para determinar la estructura interna del SFTQ y relacionarlo con la geología de la región (Fig.14).

Utilizando la gravedad residual y el programa SURFER 8 se obtuvo el valor de la gravedad para cada una de las estaciones que se encuentran a lo largo de los tres perfiles trazados. La distancia entre cada estación está medida en kilómetros y la gravedad en miligales.

En el mapa topográfico de la figura 15 se trazaron los tres perfiles con las mismas coordenadas y de igual manera, con SURFER 8, se obtuvo los valores de topografía para cada estación sobre los tres perfiles. La distancia entre cada estación está en kilómetros y la topografía en metros.

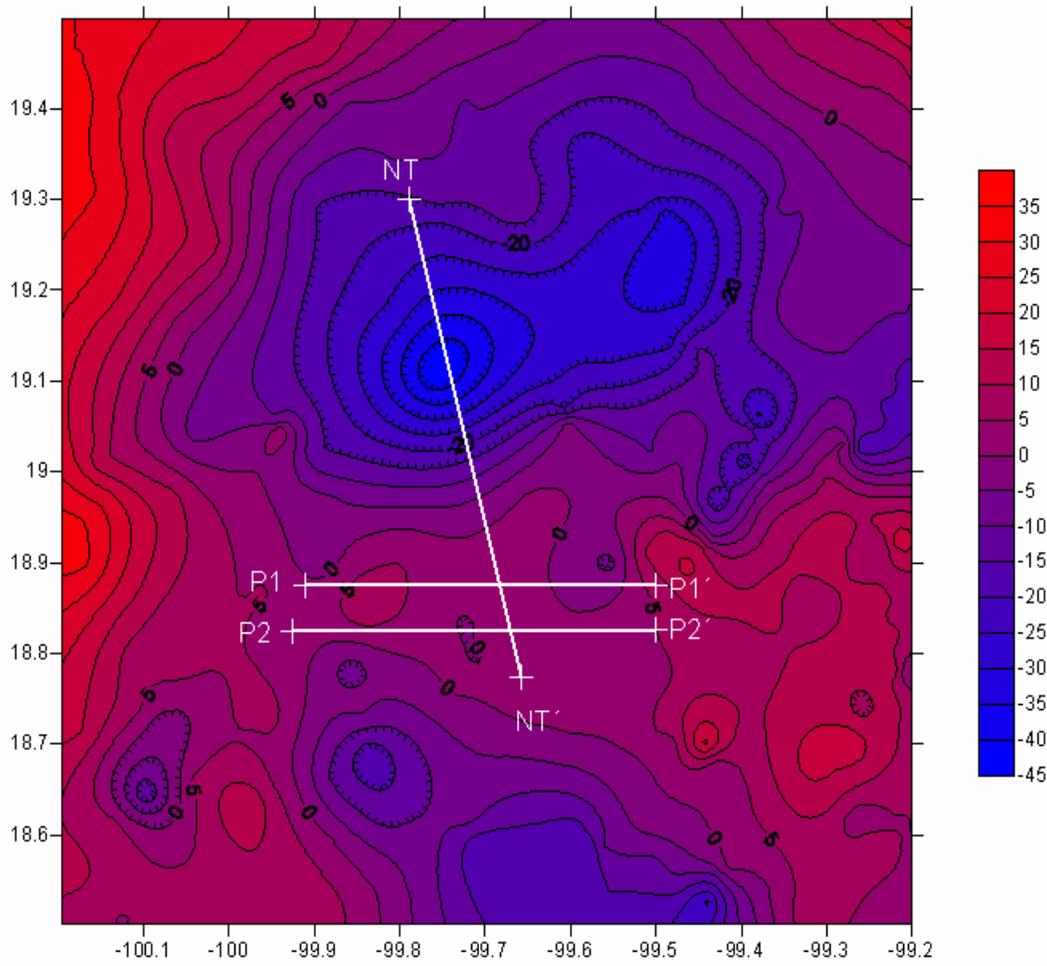


Fig.14 Mapa de gravedad residual, creado con SURFER 8I. Las líneas blancas representan los tres perfiles trazados. Cada curva tiene un espaciamento de 5 mgales.

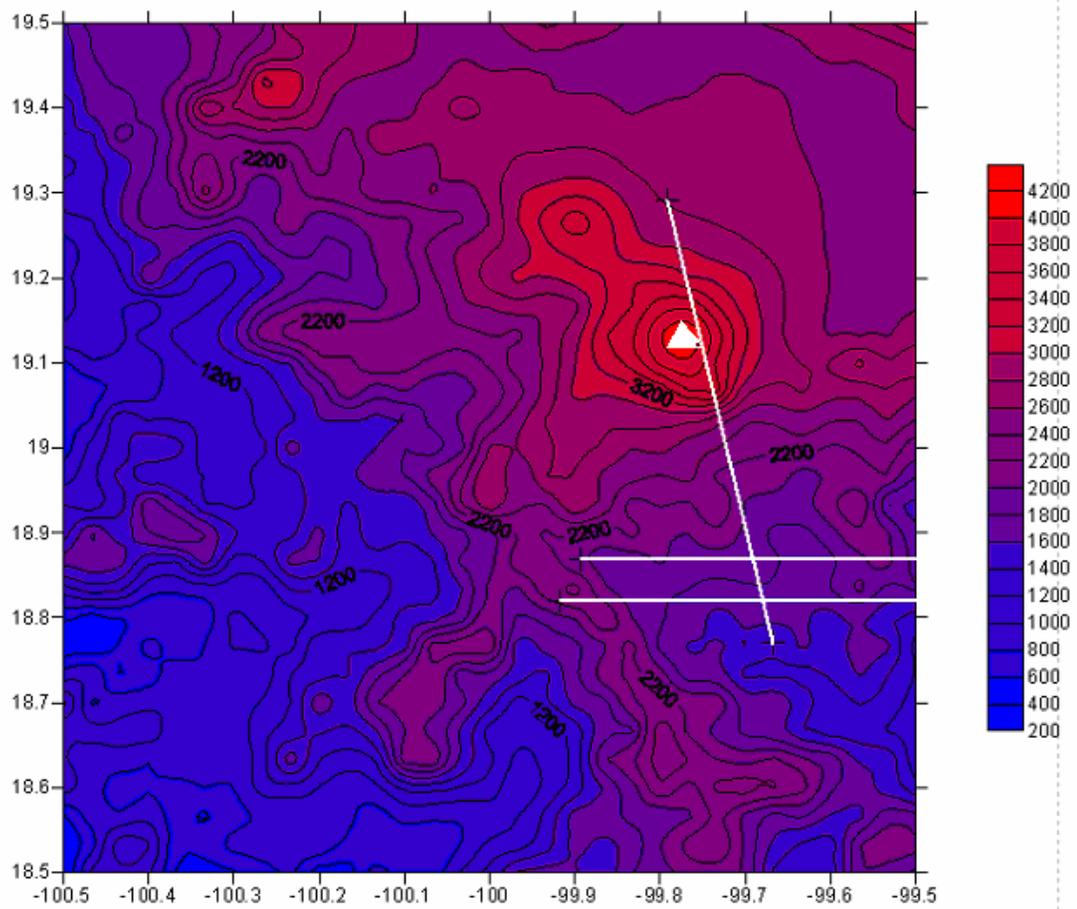


Fig. 15 Mapa topográfico de la región aledaña al volcán Nevado de Toluca, representado con un triángulo blanco. Cada curva tiene un espaciamiento de 200 m.

IV. MODELOS GEOLÓGICO-ESTRUCTURALES BIDIMENSIONALES

Una vez trazados los perfiles en el mapa de gravedad residual y analizada la geología del área, se realizaron los modelos geológicos bidimensionales que proponen la estructura interna del Nevado de Toluca y la profundidad del SFTQ. Este proceso se realizó utilizando el programa GM-SYS, versión 4.6 (Northwest Geophysical Association, 1999) que a su vez funciona con el método de Talwani descrito anteriormente. El programa GM-SYS se utiliza para crear modelos geológicos ajustando la información gravimétrica y/o magnetométrica disponible.

Las variaciones laterales en la densidad de las unidades estratigráficas que constituyen los modelos propuestos permiten simular los rasgos geológicos del área estudiada. En estos modelos geológicos se proponen tanto las densidades como los espesores de cada una de estas unidades y, de esta forma, se trata de reducir al máximo la diferencia o error entre la anomalía observada y la anomalía calculada.

4.1 Descripción general de los modelos geológico-estructurales

En la parte superior de los modelos geológicos que se presentan más adelante se encuentran los valores gravimétricos y en la parte inferior se encuentran las estructuras geológicas modeladas. En la parte gravimétrica se observan dos líneas muy próximas una de la otra. La línea punteada representa a la gravedad teórica, mientras que la continua representa a la gravedad observada. Como se señaló anteriormente, el empleo de la geología superficial y de las fallas permite ajustar mejor el modelo gravimétrico y reducir la diferencia entre ambas anomalías, es decir, un mejor ajuste aproxima al máximo la gravedad observada a la teórica. Tanto la gravedad observada como la teórica están medidas en mGals.

En estos mismos modelos se observa que en algunos intervalos de distancia (valores

representados horizontalmente en el modelo) la gravedad es negativa. Los valores negativos de gravedad corresponden a los valores de topografía altos (también se puede apreciar en los mapas de anomalía gravimétrica presentados anteriormente), esto se debe, por una parte, a la isostasia y, por otra, a que como ya se sabe, la gravedad disminuye al aumentar la altura a la que se encuentra un objeto, en nuestro caso una estación gravimétrica. Por la misma razón, los valores positivos de gravedad corresponden a los bajos topográficos. En los modelos, las unidades de profundidad están en kilómetros.

4.2 Interpretación de los modelos geológico-estructurales obtenidos y discusión de los resultados

El proceso descrito anteriormente para el funcionamiento de GMSyS se aplicó a los tres perfiles seleccionados y los modelos obtenidos se presentan a continuación.

Perfil NT-NT'

Este perfil consta de 123 estaciones espaciadas cada 0.5 km. En el modelo propuesto (Fig. 16) se puede observar que el edificio volcánico del Nevado de Toluca se construyó sobre una falla normal con dirección E-W y con una profundidad de aproximadamente 18.18 km que está asociada al sistema de Fallas de Tenango (García-Palomo et al., 2000; 2002) y corta por su edad al SFTQ, según estos mismo autores. Como se mencionó anteriormente, las rocas que forman al edificio volcánico se pueden dividir de manera muy general en dos unidades principales: la unidad inferior antigua que está compuesta por rocas andesíticas y la unidad superior joven compuesta de rocas dacíticas (García-Palomo et al., 2002) (Fig. 16). A las unidades estratigráficas incluidas en los tres perfiles se les asignó una densidad promedio de

acuerdo con su litología a las densidades de referencia de estudios previos (Ahrens, 1995; Ortiz-Prieto, 2007), ya que no se analizaron densidades de muestras tomadas en campo.

Este modelo (Fig. 16) también propone que la corteza inferior está constituida de granito, debido a que la señal gravimétrica indica la presencia de roca de alta densidad. Una evidencia directa de la presencia de rocas intrusivas en el área es el intrusivo dacítico, rico en cuarzo, expuesto cerca del poblado de Almoloya de Alquisiras, fechado en 55 ± 6 Ma. Sobre el granito modelado se encuentra una capa de esquistos de aproximadamente 3.7 km de espesor que aflora en la parte sur del volcán y que constituye el Terreno Guerrero. Los fragmentos de esquistos encontrados en los depósitos de caída de la Pómez Toluca Inferior (~21,700 años A.P.) apoyan esta interpretación (Capra, 2006). En la parte izquierda del modelo, hacia el NW del Nevado de Toluca, se observa que sobre los esquistos se depositó una capa de sedimentos epiclásticos de aproximadamente 5.03 km de espesor. Sobre esta capa de sedimentos se encuentra una capa de andesita, con una profundidad de ~ 6 km, proveniente probablemente de la Secuencia Volcánica San Antonio que se emplazó hace 3 ± 0.2 Ma (Fig. 16) (García-Palomo et al., 2002).

La señal gravimétrica indicó la presencia de una capa superior en la cima del volcán, constituida por roca de baja densidad, la cual se asoció con la cubierta volcanoclástica o aluvión en el mapa geológico de García-Palomo et al., (2002) y que se encuentra modelado en la figura 17.

Según Arce et al. (2003), el magma dacítico arrojado durante las últimas tres grandes erupciones del Nevado de Toluca que produjeron el flujo de bloques y cenizas (~13,300 años), la Pómez Toluca Intermedia (21,100 años) y la Pómez Toluca Superior (~10,300 años A.P.) fueron originados a partir de un gran reservorio magmático ubicado aproximadamente a 6 km de profundidad por debajo del cráter. Esto se sabe debido a que la presión a la que estuvo sujeto el magma durante el evento eruptivo de la Pómez Toluca Superior fue de 1500 a 2000

bares y asumiendo que el gradiente de presión estándar es de 3 m por cada bar, entonces la profundidad de la cámara magmática fluctuó de 4.5 a 6 km (Arce et al., 2005). En el resultado obtenido en este trabajo, efectivamente, parece haber una cámara magmática que se encuentra ubicada a una profundidad de entre 6 y 7 km por debajo del cráter. El único conducto para el ascenso del magma que se pudo determinar mediante este modelo, es la chimenea, que va desde la cámara magmática hasta la superficie del volcán y a la cual se le ha asociado una composición dacítica, debido a que el último material arrojado por la erupción de la Pómez Toluca Superior y el domo central el Ombligo tienen esta composición (Fig. 17).

A continuación se da la leyenda para las figuras 16 y 17:



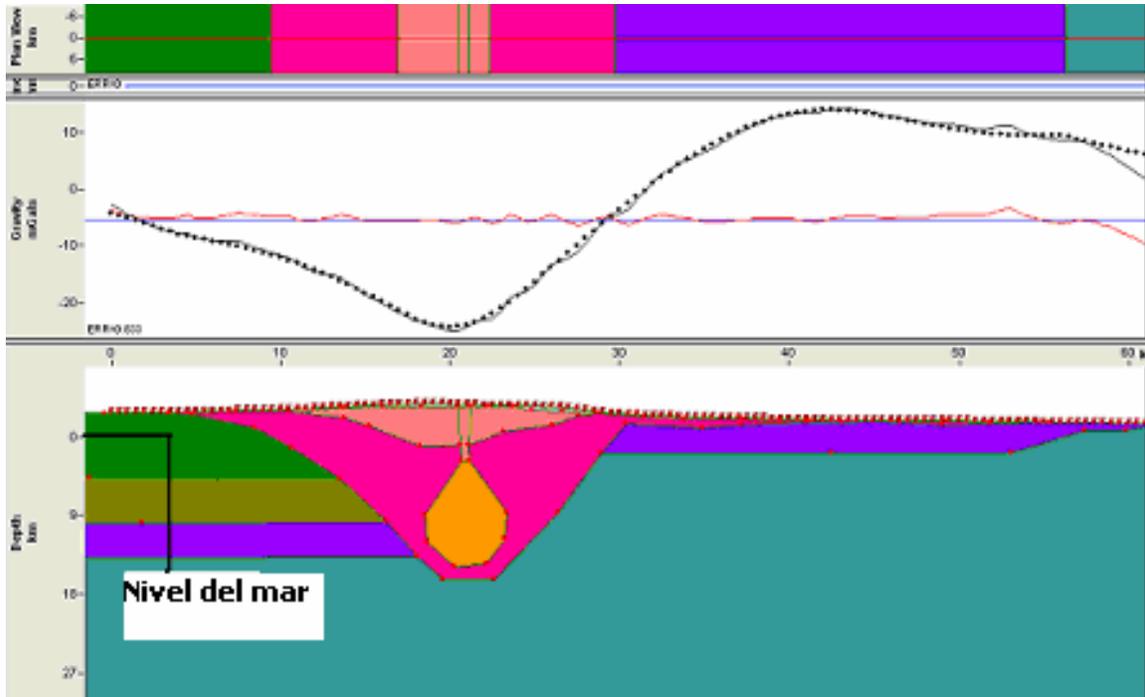


Fig. 16 Modelo geológico propuesto para la estructura interna del Nevado de Toluca. El modelo tiene una orientación NW-SE

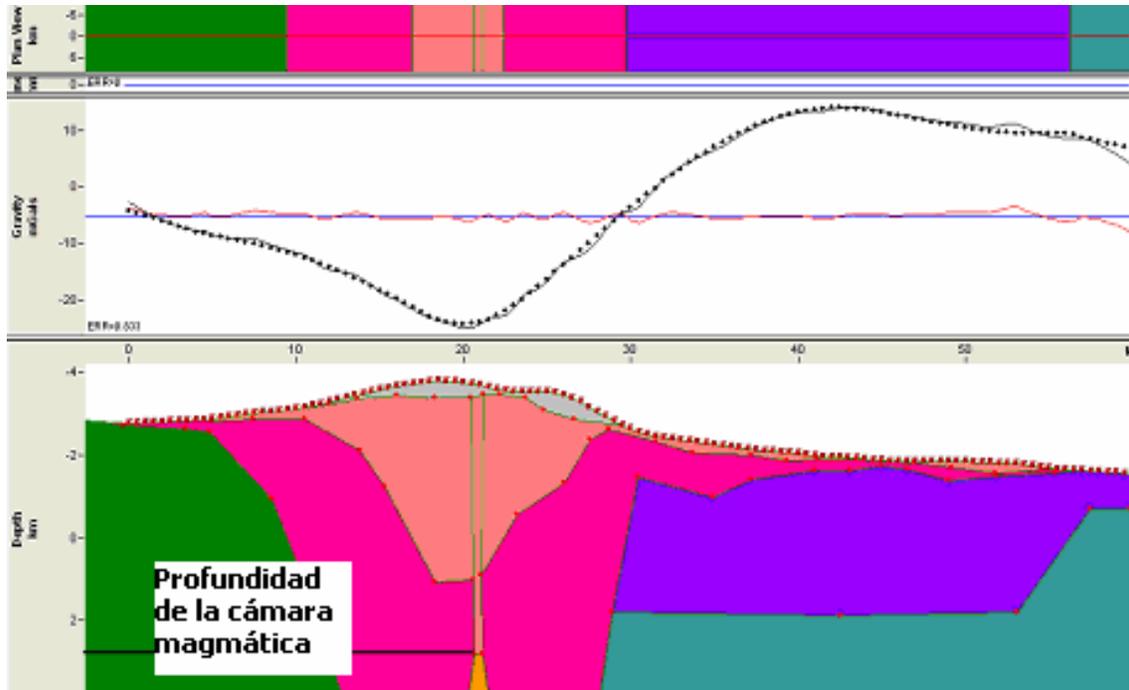


Fig. 17 Imagen ampliada del modelo geológico propuesto para la estructura interna del Nevado de Toluca.

Perfil P1-P1'

Este perfil consta de 91 estaciones espaciadas cada 0.5 km y corta de forma aproximadamente perpendicular al SFTQ al sur sureste del cráter del Nevado de Toluca (Fig. 18). Ya se ha mencionado anteriormente que este sistema de fallas está formado por una serie de fosas y pilares descritos por García-Palomo et al. (2000). De esta forma, en el modelo aparecen de derecha a izquierda, el Horst o Pilar de Zumpahuacan con una altura de ~ 1860 m. s.n.m., en el cual afloran calizas que son las constituyentes principales de la Plataforma Guerrero-Morelos y por debajo de éstas se encuentran la capa de esquistos, con un espesor de ~ 1.2 km, y la capa de granito, descritas anteriormente. Luego le sigue el graben o fosa de Villa Guerrero, con una profundidad de ~ 3.56 km por debajo de la superficie. Este graben está compuesto por una capa superior de aluvión y por debajo de ésta, se encuentra la Secuencia dacítica del Nevado de Toluca con una profundidad de ~ 300 m, proveniente de la última erupción del Nevado de Toluca. Por debajo de la dacita se encuentra de nuevo la capa de calizas, con aproximadamente 1.1 km de espesor, que cayó al formarse el graben, y luego le siguen la capa de esquistos y el granito. El siguiente es el Horst Porfirio Díaz, con una altura de 1820 m.s.n.m., compuesto por la capa de esquistos, en cuya parte superior se encuentra una capa de aluvión de ~ 200 m de profundidad. El graben en la parte central es llamado el Graben Coatepec con una profundidad de ~ 2.28 km. En su superficie se encuentra la Secuencia dacítica con un espesor ~ 130 m que sobreyace a la Formación Balsas, la cual tiene un espesor de ~ 420 m, por debajo de esta unidad se encuentra la capa de esquistos. El siguiente horst, con una altura de ~ 1.88 km s.n.m., es el de Chiltepec en el que afloran los esquistos, con una ligera capa superior de aluvión de unos 100 m de espesor. La última estructura determinada con el modelo no aparece en el mapa tectónico de la figura 10, pero al parecer se trata de un graben con una profundidad de aproximadamente 3.19 km, formado por

esquistos, seguidos de la Formación Balsas con aproximadamente 420 m de espesor que aflora escasamente en las cercanías del poblado de Malinalco, la Formación Tilzapotla, que tiene una profundidad de ~ 380 m, la Secuencia Basal con una profundidad de ~ 235 m y una última capa de aluvión de unos 260 m de profundidad.

Perfil P2-P2'

Este perfil consta de 42 estaciones espaciadas cada 1.0 km y corta de forma aproximadamente perpendicular al SFTQ. En este modelo propuesto también se puede apreciar la serie de grabens y horsts que forman este sistema de fallas (Fig. 19). De derecha a izquierda se observa el graben Villa Guerrero, con una profundidad de ~ 3.84 km por debajo de la superficie. En este perfil el graben está compuesto por una capa superior de dacíta (Secuencia Dacítica) con una profundidad promedio de 900 m, sobreyaciendo a una capa de calizas, con aproximadamente 1.31 km de espesor, esquistos con un espesor de ~ 1.75 km y granitos en la base, secuencia que se que cayó al formarse el graben. La siguiente estructura es el Horst Porfirio Díaz, con una altura de ~ 1.74 m.s.n.m., en el que aflora la capa de esquistos del Terreno Guerrero y por debajo de estos se encuentra el granito. La estructura de en medio es el Graben Coatepec con una profundidad aproximada de 1.875 km, compuesto de una capa superior de dacíta con 200 m de espesor, y una capa inferior de la Formación Balsas de ~ 500 m, que sobreyace a la capa de esquistos. El siguiente horst es el Chiltepec en el que afloran los esquistos (Terreno Guerrero) con una altura de 1000 m.s.n.m., y en cuya superficie se encuentra una capa de la Formación Tilzapotla, con una profundidad promedio de 130 m, seguida de una capa muy delgada de aluvión de aproximadamente 100 m de espesor. Por último, se aprecia una parte de esta estructura que parece ser un graben y que en este perfil tiene una profundidad aproximada de 3.17 km, formado por esquistos, seguidos de la

Formación Balsas con aproximadamente 500 m de espesor, la Formación Tilzapotla con una profundidad aproximada de 310 m, y por último la Secuencia Basal con una profundidad aproximada de 420 m.

A continuación se da la leyenda para las figuras 18 y 19:

-  Aluvión ($\rho= 1.0 \text{ g/cm}^3$)
-  Secuencia Basal (flujos de lava andesíticos) ($\rho= 2.28 \text{ g/cm}^3$)
-  Formación Balsas (areniscas, sedimentos volcánicos y depósitos lacustres) ($\rho=2.45 \text{ g/cm}^3$)
-  Secuencia Dacítica ($\rho= 1.9 \text{ g/cm}^3$)
-  Formación Tilzapotla ($\rho= 2.35 \text{ g/cm}^3$)
-  Plataforma Guerrero-Morelos (calizas) ($\rho= 2.63 \text{ g/cm}^3$)
-  Terreno Guerrero (Esquistos) ($\rho=2.7 \text{ g/cm}^3$)
-  Granito ($\rho=2.82 \text{ g/cm}^3$)

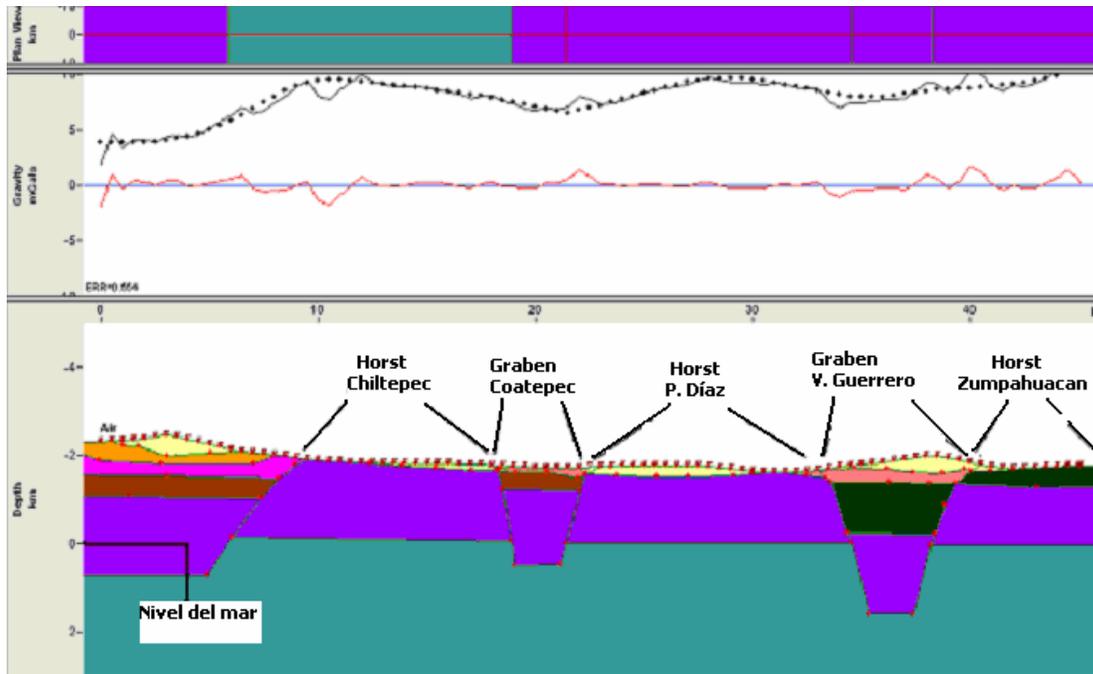


Fig. 18 Modelo geológico propuesto para la estructura interna y la profundidad del SFTQ. El modelo tiene una orientación W-E

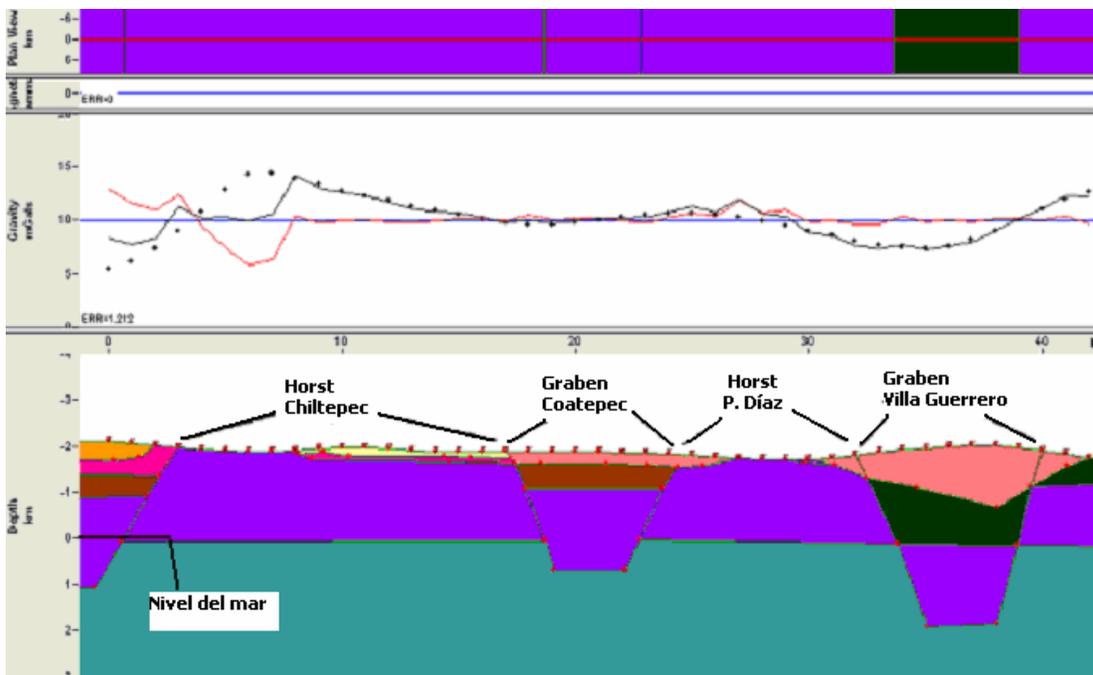


Fig. 19 Modelo geológico propuesto para la estructura interna y la profundidad del SFTQ. EL modelo tiene una orientación W-E

Como se puede observar, el programa GMSyS sólo permite ver que el SFTQ llega hasta una profundidad de 3 a 4 km por debajo de la superficie, ya que hasta esta profundidad hay un cambio lateral de densidad, sin embargo, el fallamiento puede ser más profundo, pero no es posible determinar hasta dónde debido a que este fallamiento sólo afecta al granito que no presenta un cambio de densidad lateral.

Las variaciones en el espesor de las unidades estratigráficas en estos dos últimos modelos se deben a que los perfiles P1-P1' y P2-P2' se trazaron a distintas latitudes y por lo tanto los espesores no tienen por qué ser exactamente los mismos. Sin embargo, la diferencia en latitudes no es tan grande y por consiguiente las variaciones tampoco lo fueron.

CONCLUSIONES

El objetivo central de este trabajo fue alcanzado permitiendo analizar el campo gravimétrico del área estudiada y la posible realización de los modelos bidimensionales que ayudaron a conocer la estructura interna del Nevado de Toluca y del SFTQ.

La creación de los mapas gravimétricos del Nevado de Toluca y de sus alrededores fueron realizados con éxito, permitiendo así analizar cualitativamente la respuesta gravimétrica de las estructuras geológicas de la zona y con la ayuda de estos fue posible construir modelos geológico-estructurales del volcán y del SFTQ.

A partir del perfil gravimétrico que cortó al Nevado de Toluca, de la geología del área circundante y del modelo geológico-estructural creado para este, se pudo determinar con mayor certidumbre su estructura interna, encontrándose que sólo existe una cámara magmática, en forma de gota, bajo el volcán que se encuentra aproximadamente a una profundidad de entre 6.5 km por debajo de la superficie, con composición dacítica y un diámetro de aproximado de 4.5 km. El único conducto de salida del magma hacia la superficie que se pudo determinar mediante el método gravimétrico fue la chimenea.

Mediante el estudio gravimétrico de del Nevado de Toluca se ha podido comprobar la existencia del Sistema de Fallas Taxco-Querétaro, además de que se ha determinado su continuidad a profundidad. Este sistema de fallas, como ya se ha mencionado anteriormente, están constituido por una serie de graben y horst que, mediante la modelación se ha determinado certeramente que cortan la secuencia litológica hasta una profundidad aproximada de 3 a 4 km por debajo de la superficie, sin embargo la profundidad de las fallas

puede ser mayor.

Otros resultados encontrados mediante este trabajo son los siguientes:

La corteza inferior está constituida por granito con una densidad de 2.82 g/cm^3 . Sobre el granito se encuentra una capa de esquistos con densidad de 2.7 g/cm^3 y un espesor de 3.7 km, perteneciente al Terreno Guerrero.

En el modelo del Nevado de Toluca se observa que sobre los esquistos se encuentra una capa de sedimentos epiclásticos con una densidad de 2.6 g/cm^3 y una profundidad de aproximadamente 5 km. Finalmente, sobre esta secuencia litológica se encuentran las dacítas y andesitas que constituyen al volcán.

El Nevado de Toluca se emplazó en una falla normal con dirección E-W y una profundidad aproximada de 18.18 km. Esta falla está asociada al Sistema de Fallas Tenango (García-Palomo et al., 2000).

En el mismo mapa estructural del Nevado de Toluca se propuso la existencia de una falla con dirección E-W, llamada SFT que coincide a profundidad con la falla que se determina a través del modelo geológico estructural del Nevado de Toluca. Con el modelo se encuentra que esta falla tiene una profundidad de aproximadamente 18.18 km, sobre la cual se emplazó el núcleo del volcán

BIBLIOGRAFIA

- Ahrens, T. J. (1995), *Rock Physics and Phase Relations. A handbook of physical constants.* American Geophysical Union: 189-204
- Arce Saldaña, J.L. (2003), *Condiciones pre-eruptivas y evolución de la erupción pliniana Pómez Toluca Superior, Volcán Nevado de Toluca.* Universidad Nacional Autónoma de México. Posgrado en Ciencias de a Tierra, tesis doctoral, p. 136
- Arce, J. L., Macías, J. L., Gardner, J. E., Layer, P. W. (2005), *Petrologic, ^{40}Ar - ^{39}Ar and experimental constraints on the Nevado de Toluca magma chamber, Mexico, around 10.5 ka: Journal of Petrology, 47(3): 457-479*
- Bloomfield, K., Sanchez, G. R., Wilson, L., (1977), *Plinian eruptions of Nevado de Toluca volcano, México. Geologische Rundschau, 66: 120-146*
- Caballero Franco, C. T. (2000), *Prospección gravimétrica y magnetométrica regional en Oaxaca.* Universidad Nacional Autónoma de México. Tesis de licenciatura, p. 93
- Cantagrel, J. M., Robin, C. E., Vincent, P. (1981), *Les grandes étapes d'un Volcán Andésitique composite: Exemple du Nevado de Toluca (Mexique). Bulletin of Volcanology, 44: 177-186*
- Capra, L, Carreras, L., Arce, J. L, Macías, J. L. (2006), *The lower Toluca pumice: a ~ 21, 70 0 yr B.P.,Plinian erupción of Nevado de Toluca volcano, México. Geological Society of America, Special Paper, 402: 155-173*
- García Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H. (2000), *Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca volcano region, Central México. Tectonophysics, 318: 281-302*
- García Palomo, A. Macías, J.L., Arce, J.L. (2002), *Geology of Nevado de Toluca Volcano and sourrounding areas, central México. Geological Society of America Map and Chart*

Series MCH089: 26

Grant, F.S. (1965), Interpretation Theory in Applied Geophysics. Ed. McGraw-Hill Book Company, p. 584

Hubbert, M. K. (1948), Line-integral method of computing Gravity. Geophysics, 13: 215-225

Khan, M.A. (1980), Geología Global. Ed. Paraninfo, p. 202

Lenhardt, N., Böhnel, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I. S., Hornung, J., and Hinderer, M. (2010), Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Transmexican Volcanic Belt (Central Mexico). Bulletin of Volcanology

Macías, J. L., García-Palomo, A., Arce, J. L., Siebe, C., Espíndola, J. M., Komorowski, J. C., Scout, K. M. (1997), Late Pleistocene-Holocene cataclysmic eruptions at Nevado de Toluca and Jocotitlán volcanoes, Central Mexico. In: B. J. Kowallis (editor), Proterozoic to recent stratigraphy, tectonics, and volcanology, Utah, Nevada, Southern Idaho and Central Mexico. BYU Geology Studies, 42: 493-528

Macías, J.L. (2005), Geología e historia eruptiva de algunos de los grandes volcanes activos de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Volumen Conmemorativo del Centenario. Temas Selectos de la Geología Mexicana. Tomo LVII, 3: 379-424

Monges, J y Mena, M. (1975), Trabajos Gravimétricos en el Eje Neovolcánico. Anales del Instituto de Geofísica, 18-19: 195-199

Northwest Geophysical Associates (1999), GM.SYS, Grav/Mag Modeling Software. User's Guide for Version 4.6

Ortiz Prieto, I. M. L (2007), Estudio gravimétrico de la zona geotérmica "Ixtlan de los Hervores", Michoacán, México. Instituto Politécnico Nacional. Tesis de Licenciatura, p. 69

Siebe, C., Macías, J. L. (2006), Volcanic hazards in the Mexico City metropolitan area from eruptions at Popocatepetl, Nevado de Toluca, and Jocotitlán stratovolcanoes and

monogenetic scoria cones in the Sierra Chichinautzin Volcanic Field. Geological Society of America Special Papers, 40: 253-329

Talwani, M., Lamar-Worzel, J., Landisman, M., (1959), Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino submarine fracture zone. Journal geophysical research, No. 1, 64: 49-59

Torge, Wolfgang (1983), Geodesia. Ed. Diana, México, p. 297

Udias Vallina, A. (1986), Fundamentos de geofísica. Ed. Alambra, S. A., p.419