



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL SOMERA DEL SURESTE DE LA
CUENCA DE MÉXICO (XOCHIMILCO), CON BASE EN UN ESTUDIO
GRAVIMÉTRICO

TESIS

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA (EXPLORACIÓN)

PRESENTA:

CORONADO OSCAR CRISTÓBAL LÓPEZ CAPIR

TUTOR

DR. JOSÉ OSCAR CAMPOS ENRÍQUEZ
INSTITUTO DE GEOFÍSICA

MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR

DR. RAFAEL HUIZAR ÁLVAREZ	INSTITUTO DE GEOLOGÍA
DR. JOSÉ LUIS ARCE SALDAÑA	INSTITUTO DE GEOLOGÍA
MTRO. JAVIER LERMO SAMANIEGO	INSTITUTO DE INGENIERÍA
DR. OSVALDO SÁNCHEZ ZAMORA	INSTITUTO DE GEOFÍSICA

Ciudad Universitaria, CD: MX., Enero 2020



Universidad Nacional
Autónoma de México



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.



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA
PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIA DE LA TIERRA

“ESTUDIO DE LA ESTRUCTURA CORTICAL SOMERA DEL SURESTE DE LA CUENCA DE MÉXICO (XOCHIMILCO), CON BASE EN UN ESTUDIO GRAVIMÉTRICO”

QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

PRESENTA:

CORONADO OSCAR CRISTÓBAL LÓPEZ CAPIR

Jurado Examinador

- 1) Dr. Rafael Huizar Álvarez (Presidente)
- 2) Dr. José Luis Arce Saldaña (Vocal)
- 3) Dr. José Oscar Campos Enríquez (Director de tesis)
- 3) Mtro. Javier Lermo Samaniego (Suplente)
- 4) Dr. Osvaldo Sánchez Zamora (Suplente)

Ciudad de México, Septiembre 2019

DEDICATORIA

"A mi madre María Teodora Capi, y a mi padre Oscar López (C.L.C.), por todo su esfuerzo, el apoyo y la confianza que depositaron en mí. A mi hermano Gil y a mi hermana Tana por su apoyo incondicional. A Ellos porque siempre, han estado a mi lado. ¡Gracias!"

A una mujer muy especial, a quien amo mucho, mi esposa, Victoria Dafne Sánchez Hernández, que con su valor y entrega ha sido una persona fundamental en mi vida, ha sido mi mejor amiga, mi consejera, mi apoyo, mi todo para seguir adelante y no bajar los brazos en los momentos difíciles.

AGRADECIMIENTOS

Al posgrado en Ciencias de la Tierra y al Instituto de Geofísica de la Universidad Nacional Autónoma de México, por facilitar los equipos necesarios con los cuales se realizó este proyecto.

Al CONACYT por la beca de Maestría otorgada en el periodo 2018-2019.

Al Dr. Oscar Campos por brindarme el apoyo, la confianza, y la oportunidad de poder realizar esta tesis bajo su dirección; por su tiempo e interés. Agradezco sus invaluable recomendaciones y consejos para mejorar en el aspecto profesional y personal.

Al Dr. Rafael Huizar Álvarez por las correcciones acertadas referentes al desarrollo conceptual, y al uso preciso de la terminología geológica, y por el tiempo dedicado a su revisión detallada que ha sido un apoyo para mejorar el presente trabajo.

Al Dr. Osvaldo Sánchez Zamora por su apreciable apoyo en la revisión de esta tesis. Gracias a su revisión detallada pudimos corregir pequeños detalles escondidos en la redacción.

Al Mtro. Javier Lermo Samaniego por los comentarios realizados los cuales fueron de gran importancia para tener una mejor comprensión de los resultados obtenidos en este proyecto. En particular su conocimiento del subsuelo somero nos ha ayudado mucho a afinar los modelos realizados.

AL Dr. José Luis Arce Saldaña por sus observaciones pertinentes en la geología, y en particular en la geología estructural del área de estudio en este trabajo. Sus comentarios nos ayudaron a mejorar los aspectos geológicos de los perfiles.

A Ing. Carlos Vázquez Domínguez con quién realicé las mediciones gravimétricas en el campo. Le agradezco sus comentarios en todas las etapas de esta tesis y las experiencias vividas durante el periodo que comprendió esta maestría.

A José Antonio Santiago Santiago del Instituto de Geofísica por brindar los datos GPS para las correcciones topográficas de los perfiles obtenidos y su apreciable tiempo para explicarnos la teoría satelital.

A las personas que me brindaron su amistad durante mi estancia en la maestría: Daniel, Camilo, Alma, Ernesto, Rosa, José, y Gloria.

Al Ejido San Gregorio Atlapulco por permitirnos realizar las tomas gravimétricas del perfil que atraviesa la zona de chinampas por donde cruza el perfil X.

A la Alcaldía de Iztapalapa por facilitarnos el acceso al Parque recreativo Santa Cruz Meyehualco y brindarnos personal de apoyo.

CONTENIDO

CAPITULO 1	1
INTRODUCCIÓN	1
PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	3
OBJETIVOS	3
HIPÓTESIS	3
CAPITULO 2	4
MARCO TEÓRICO	4
PRINCIPIOS DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO	4
CAPITULO 3	12
UBICACIÓN	12
MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO	13
ESTRATIGRAFÍA	19
CRETÁCICO	19
TERCIARIO (Paleógeno)	20
CUATERNARIO	27
CAPITULO 4	33
MÉTODOS Y MATERIALES	33
MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER	33
ANÁLISIS PRELIMINAR	35
Perfil gravimétrico 1	36
Perfil Gravimétrico 2	36
Perfil Gravimétrico 3	37
Perfil Gravimétrico 4	38
Perfil Gravimétrico 5	39
CAPITULO 5	42
ADQUISICIÓN DE DATOS	42
PROCESADO	45
RESULTADOS PRELIMINARES	49
Perfil X	49
Perfil C	57
Perfil MP	58

Perfil V	61
Perfil F	64
Perfil S	66
Perfil I	69
CAPITULO 6	71
DISCUSIÓN	71
CAPITULO 7	84
Conclusiones.....	84
BIBLIOGRAFÍA.....	85

INDICE DE FIGURAS

- Figura 2.1. Esquematación de la fuerza de atracción entre dos cuerpos.
- Figura 2.2. Bosquejo del geoide (superficie que se acerca lo más posible al nivel medio del mar) y el elipsoide (la figura geométrica regular, que se acerca lo más posible a la forma del geoide), donde se observan las diferencias que guardan entre sí y que guardan con la topografía de la Tierra.
- Figura 2.3. Esquema de componentes del regional y el residual sobre los datos observados (Tomada y editada de Kearey *et al.*, 2002).
- Figura 3.1. Localización y extensión del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). Ubicación de la Cuenca de México dentro de esta provincia volcánica (contorno azul). Ubicación de la zona de estudio (rectángulo amarillo).
- Figura 3.2. Mapa con la ubicación de las principales fallas geológicas inferidas en la Ciudad de México.
- Figura 3.3. Secciones geológicas en la CM, perfil superior con orientación N-S (sección A), perfil inferior corresponde a una orientación W-E (sección B) (tomadas de Santoyo *et al.*, 2005).
- Figura 3.4. Mapa geológico simplificado de la parte sur de la Cuenca de México. Ubicación de fallas inferidas, y principales estructural volcánicas, y de pozos profundos. Volcanes SM: San Miguel, Ze: Zempoala, Pe: El Pelado, Ch: Chichinautzin, DC: Dos Cerros, Pg: Pelagatos, TI: Tláloc, Te: Telapón, Iz: Iztaccíhuatl, Pp: Popocatepetl, CH: Chimalhuacan, P: El Pino, CE: Cerro de la Estrella. Fallas FM: Mixhuca (Pérez-Cruz, 1988), FXi: Xicomulco, FXo: Xochimilco (García-Palomo *et al.*, 2008), FS: Santa Catarina, FTi: Tizayuca, FTe: Texcoco (González-Torres *et al.*, 2015). Pozos ROM: Roma-1, TEX: Texcoco-1, COP: Copilco-1, MIX: Mixhuca-1, SLT: San Lorenzo Tezonco, TUL: Tulyehualco-1.
- Figura 3.5. Columna estratigráfica de la Cuenca de México (tomado y modificado de Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomeras, 1989).
- Figura 4.1. Mapa de la anomalía de Bouguer de la Cuenca de México con base a datos de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989). Se indican los perfiles analizados en el análisis preliminar de este estudio.
- Figura 4.2. Localización de los perfiles gravimétricos extraídos del mapa de la anomalía de Bouguer elaborado en este estudio con base en los datos Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989) que se muestra en la Figura 4.1.

- Figura 4.3. Perfil gravimétrico 1. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.
- Figura 4.4. Perfil gravimétrico 2. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.
- Figura 4.5. Perfil gravimétrico 3. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.
- Figura 4.6. Perfil gravimétrico 4. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.
- Figura 4.7. Perfil gravimétrico 5. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.
- Figura 4.8. En la figura superior se muestra la anomalía de Bouguer obtenida con los datos conjuntos de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989). En ella se indican los transectos realizados por JICA (1989). En la figura inferior se presentan los perfiles realizados en este estudio.
- Figura 5.1. Ubicación de los perfiles obtenidos (verde), principales fallas reportadas en la zona de estudio (rojo), y fracturas reportadas por CENAPRED (2017) (azul).
- Figura 5.2. Mapa de la anomalía de Bouguer que incluye los datos obtenidos en este estudio, y los de Hernández-Moedano y Gragüel (1954), así como los de JICA (1989).
- Figura 5.3. Anomalía regional obtenida mediante el ajuste de una superficie de segundo grado a los datos de la anomalía de Bouguer (Figura 5.2).
- Figura 5.4. Anomalía residual obtenido de la resta de los datos de anomalía de Bouguer (Figura 5.2) menos la anomalía regional (Figura 5.3).
- Figura 5.5 Perfil geotécnico elaborado con la información de los sondeos S-02, S-03, S-22, S-06, S-04, y S-05). Tomado de Machado-González et al. (2019).
- Figura 5.6 Perfil geológico en dirección N-S, iniciando en el volcán Teoca (parte baja de la Sierra Chichinautzin), y terminando en la zona del Lago de Xochimilco. En rojo se marca la zona correspondiente al estudio de Machado-Gonzalez et al. (2019). En color amarillo y achurado en líneas diagonales se representan los depósitos de arcilla; en color café con cruces se representan los derrames basálticos; y, por último, en color café con puntos se

representan depósitos de tobas. Notese las dos fallas normales que se interpretan. Tomado de Machado-Gonzalez et al. (2019).

- Figura 5.7 Perfil geológico en dirección N-S, iniciando en el volcán Teoca (parte baja de la Sierra Chichinautzin), y terminando en la zona del Lago de Xochimilco. En color amarillo y achurado en líneas diagonales se representan los depósitos de arcilla; en color café con cruces se representan los derrames basálticos; y, por último, en color café con puntos se representan depósitos de tobas. Tomado de Machado-Gonzalez et al. (2019).

- Figura 5.8. Perfil geológico obtenido de la inversión de curvas H/V (Machado-Gonzalez et al., 2019).

- Figura 5.9. Modelo X (a). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. El recuadro rojo indicaría la proyección sobre el perfil de las fallas reportadas por René-Chávez *et al.* (2017).

- Figura 5.10. Modelo X (b). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. El recuadro rojo indicaría la proyección sobre el perfil de las fallas reportadas por René-Chávez *et al.* (2017).

- Figura 5.11. Modelo X (c). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. El recuadro rojo indicaría la ubicación sobre el perfil de las fallas reportadas por René-Chávez *et al.* (2017).

- Figura 5.12. Modelo C. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

- Figura 5.13. Modelo MP. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

- Figura 5.14. Modelo V. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

- Figura 5.15. Modelo F. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

- Figura 5.16. Modelo S (a). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta

gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. En el recuadro negro se ubican las zonas de fracturas reportadas por CENAPRED (2017).

- Figura 5.17. . Modelo S (b). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. En el recuadro negro se ubican las zonas de fracturas reportadas por CENAPRED (2017).

- Figura 5.18. Modelo I. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico. En el recuadro negro se ubican las zonas de fracturas reportadas por CENAPRED (2017).

- Figura 6.1. Modelos de densidades (perfiles G1 y G4) en el Lago de Chalco las densidad se encuentra en Kg/m^3 . Tomado de Campos-Enríquez *et al.* (1997).

- Figura 6.2. Modelo gravimétrico en la Ciudad de México Campos-Enríquez *et al.* (2000). Nótese la falla con caída al norte que delimita a la Sierra Chichinautzin.

-Figura 6.3. Mapas elaborados a partir de mediciones pozos, análisis geomorfológico y mediciones geofísicas en las que se ubican las diferentes fallas presentes en la Ciudad de México. A elaborado a partir de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera (1989), B modificado de Campos-Enríquez *et al.* (2015), y C García-Palomo *et al.*, (2008).

- Figura 6.4. Anomalías gravimétricas perfil SC. A) Perfil topográfico, B) Perfil gravimétrico extraído del mapa gravimétrico de Hernández-Moedano y Gragüel (1954). C) Perfil gravimétrico obtenido del mapa gravimétrico propuesto en este trabajo.

- Figura 6.5. Anomalías gravimétricas perfil X. A) Perfil topográfico, B) Perfil gravimétrico extraído del mapa gravimétrico de Hernández-Moedano y Gragüel (1954). C) Perfil gravimétrico obtenido del mapa gravimétrico propuesto en este trabajo.

- Figura 6.6. Mapa con la ubicación de epicentros y fallas geológicas al sureste de la Ciudad de México. Campos-Enríquez *et al.* (2015).

- Figura 6.7. Modelo compuesto 1 (Perfil C y X). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo, C) modelo geológico.

- Figura 6.8. Modelo Compuesto 2 (Perfil MP y S). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo, C) modelo geológico.

- Figura 6.9. Esquemas geológicos planteados para el sureste de la Ciudad de México. A) Arce *et al.* (2019), B) Arce *et al.* (2013).

- Figura 6.10. Perfil Gravimétrico con dirección norte-sur. La parte norte del perfil cruza la zona de Falla de Tenancngo (Norini et al., 2006) y termina en la parte sur de la Cuenca de Lerma. El perfil inicia al norte de Chilpancingo. Modificado de Campos-Enríquez et al. (2015).
- Figura 6.11.- Se muestra la ubicación de los perfiles, de las fallas establecidas en trabajos anteriores, así como las fallas inferidas en este estudio. También se indica la ubicación de las fracturas que afecta este porción de la Cuenca de México.

Resumen

Se realizaron mediciones gravimétricas a lo largo de 7 perfiles en la parte suroeste de la Cuenca de México. Estas mediciones comprenden la vertiente norte de la Sierra Chichinautzin, las depresiones de Xochimilco y de Chalco, así como la Sierra de Santa Catarina. De esta manera se pudo establecer la relación tectónica entre tres elementos tectónicos importantes: Sierra de Santa Catarina, depresiones de Xochimilco, y de Chalco, y la Sierra Chichinautzin. Se logró establecer que la región de Xochimilco es una depresión tectónica tipo graben limitada por fallas normales sub-verticales a lo largo de las cuales se profundiza el basamento calcáreo

De acuerdo a nuestros resultados, el basamento por debajo de la Sierra de Santa Catarina constituye un alto tectónico. Por el norte, este alto estructural está limitado por una depresión menor que se localiza al sur de la Alcaldía de Iztapalapa (Colonia Santa Cruz Meyehualco). Se observó que la inclinación de las fallas que delimitan a la Sierra Chichinautzin, por un lado con la depresión de Xochimilco tiene mayores echados que las fallas que la delimitan de la planicie de Chalco. Este cambio tiene lugar al este del Volcán Teuhtli. En esta zona ocurren cambios geomorfológicos en la Sierra Chichinautzin. La sierra se retrae 3 km hacia el sur (de manera proporcional la planicie de Chalco se extiende 3 km aproximadamente al sur). Las alturas de los centros volcánicos comienzan a disminuir hacia el oriente. En esta zona de transición que comprende volcanes como Ayaqume, Tezpomayo, La Ninfa se ha presentado actividad sísmica recientemente (i.e., 1994). Esta zona está caracterizada por un bajo gravimétrico conspicuo. Por estos elementos se infiere que en esta zona opera un reajuste del sistema de esfuerzos tectónicos. Este estudio constituye una contribución al estudio de la tectónica de la parte sureste de la Cuenca de México. En el análisis integral de este trabajo se determinó que se requiere realizar una revisión a los mapas gravimétricos existentes, debido a que en zonas donde la densidad de puntos es mínima la configuración puede no ser precisa.

Se observa una correlación entre las fallas inferidas en este estudio, así como establecidas anteriormente, con las fracturas. Esta correlación es interesante, y es importante proseguir este estudio a fin de documentar mejor esta posible correlación.

ABSTRACT

Gravity measurements were made along seven profiles in the southeastern part of Mexico Basin. These measurements comprise the northern face of Chichinautzin Range, the depressions of Xochimilco and of Chalco, as well as the Santa Catarina Range. This study made possible to establish the relationship between three important tectonic elements: Santa Catarina Range, Xochimilco and Chalco depressions, and Chichinautzin Range. It was possible to establish that the Xochimilco sub-basin is a tectonic depression of the graben type limited by sub-vertical faults along which the calcareous basement deepens.

According to our results, the basement beneath the Santa Catarina Range constitutes a structural high. To the north, this structural high is limited by a narrower and minor depression localized in the Iztapalapa County (Santa Cruz Meyehualco neighbourhood). Faulting delimiting the Chichinautzin Range from the Xochimilco sub-basin, and between this range and the plain of Chalco is of different type. Sub-vertical in the first case, and intermediate in the second case. This change occurs east of Teuhtli Volcano. In this zone geomorphological changes occur in the Chichinautzin Range. The northern front of the Chichinautzin Range retreats southwards some 3 km (the Chalco plain extends correlatively southwards approximately 3 km). Heights of volcanic centers start diminishing eastwards. This transition zone that comprises volcanos such as Ayaqueme, Tepozmayo, and La Ninfa, has been recently affected by seismic activity (i.e., 1994). This zone is featured by a conspicuous gravity low. Because all of these elements it is inferred that a change in the stress field is operating in this zone. This study constitutes a contribution to the study of the tectonics of southeastern Mexico Basin and to establish the structure beneath the Chichinautzin Range.

Additionally, this study has shown that it is required to revise the available gravimetric maps of the Mexico Basin, since in zones where measurement point is low the corresponding anomaly configuration might not be precise.

A correlation is observed between faults, inferred in this study as well as in previous ones, and the fractures affecting the southeastern part of the Mexico Basin.

CAPITULO 1

INTRODUCCIÓN

La Ciudad de México es una de las metrópolis más grandes del mundo, históricamente la ubicación de esta urbe se desarrolló en una zona de lagos; los cuales fueron drenados para cimentar las bases de la ciudad actual, dejando como subsuelo material blando. Aunado a esto, la ubicación tectónica de la Ciudad de México la hace susceptible a eventos naturales tales como sismos, inundaciones, procesos de remoción de masa y subsidencia, por mencionar algunos; lo que incide en un mayor reto para salvaguardar a sus habitantes así como a las edificaciones que se ubican dentro de la ciudad. Aunado a lo anterior, el crecimiento de la población trae como consecuencia que los asentamientos urbanos se extiendan hacia las periferias de la ciudad sin una correcta gestión del ordenamiento territorial. Para caracterizar geológicamente el subsuelo, constantemente se realizan estudios geológicos, geoquímicos, tectónicos y geofísicos con la finalidad de mejorar la comprensión del contexto geológico de la ciudad.

Una de las mayores amenazas para la ciudad son los eventos sísmicos, por ello se han realizado grandes esfuerzos para entender mejor este fenómeno natural y su interacción con el subsuelo de la Cuenca de México (CM). Desde el sismo de 1985 se han realizado estudios, por parte de PEMEX e investigadores de diferentes instituciones, para tener un mejor entendimiento del subsuelo sobre el que se asienta la Ciudad (por ejemplo, Martín del Pozzo 1982; Pérez Cruz, 1988; Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera 1989; García-Palomo *et al.*, 2000; Siebe *et al.*, 2004; Arce *et al.*, 2013; Arce *et al.*, 2015).

La zona sureste de la ciudad es una demarcación donde se ha incrementado la densidad poblacional en los últimos años. Esta área sufrió muchos daños causados por el sismo del 19 de septiembre del 2017. En esta parte SE de la ciudad algunos autores como Campos-Enríquez *et al.* (1997), Román Álvarez, (2017) han realizado estudios de gravimetría, y han podido inferir estructuras geológicas (fallas) que deben ser tomadas en cuenta para la reconstrucción y/o crecimiento urbano de esta región. Los perfiles gravimétricos realizados por Campos-Enríquez *et al.* (1997) no abarcan en su totalidad la zona de lago de Xochimilco y sólo parcialmente la depresión de Chalco.

Dado el interés por conocer la estructura geológica del subsuelo de la Ciudad de México, se realizó un levantamiento gravimétrico. Hernandez-Moedano y Gragüel (1954) realizaron las primeras mediciones gravimétricas y con base en ellas se generó un mapa de anomalías de Bouguer. Esta información ha servido de base para inferir las características de la estructura cortical somera del subsuelo de la ciudad. Se han realizado trabajos en los cuales se han reprocesado estos datos (Marsal & Mazari, 1969), a través de métodos estadísticos e inversiones matemáticas.

Inmediatamente al sismo de 1985 que afectó gravemente la ciudad, se realizó una nueva campaña de mediciones gravimétricas (JICA, 1989). El objetivo respectivo era apoyar el estudio de la estructura cortical somera en la Ciudad de México. Este estudio cubrió la parte occidental de la zona urbana, y comprendió 556 mediciones, con lo que se elaboró un segundo mapa de anomalías de Bouguer. Los dos mapas mencionados indican la presencia de varios máximos gravimétricos desde el norte de la ciudad hasta el Cerro de la Estrella, al sureste y hacia el oriente hasta el volcán Guadalupe. Las áreas de Xochimilco y Chalco están caracterizadas por un mínimo gravimétrico de forma alargada y con una orientación aproximada E-W.

Analizando el mapa de anomalías que corresponde a las regiones de Xochimilco y de Chalco, se observa que los mínimos gravimétricos que las caracterizan presentan un carácter suave; esta característica podría ser derivada de la interpolación manual o matemática de los datos y no de las mediciones propiamente. Este carácter suave de las anomalías se ve reflejado en los modelos gravimétricos que se han generado con base en estas anomalías. Los trabajos en el área aledaña a la hondonada de Chalco (Campos-Enríquez *et al.*, 1997) hacen pensar que semejantes estructuras pueden también caracterizar la depresión de Xochimilco. El presente trabajo infiere fallas sub-verticales y profundas.

Como ya mencionado, el sismo de septiembre de 2017 afectó nuevamente la ciudad en particular la zona de San Gregorio Atlapulco ubicada en la ribera sur de la depresión de Xochimilco.

PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA

No se ha realizado estudios tendientes a detallar la estructura cortical de la depresión tectónica de Xochimilco para estudios de riesgo geológico, geohidrogeológicos, y riesgo sísmico.

OBJETIVOS

General

Estudiar la estructura cortical somera de las áreas de Xochimilco y su relación con la depresión de Chalco, con la estructura de la Sierra de Santa Catarina, y la vertiente norte de la Sierra Chichinautzin a partir de datos gravimétricos existentes y nuevos obtenidos en campo.

Particular

Se realizarán perfiles gravimétricos en las zonas de Xochimilco y Chalco para corroborar la información gravimétrica previa en que se han basado los estudios anteriores. Los datos obtenidos permitirán estudiar la estructura de la depresión tectónica de Xochimilco y de Chalco, de la Sierra de Santa Catarina, y la vertiente norte de la Sierra Chichinautzin.

Se elaborarán secciones geológicas a partir de los datos recabados en campo.

En particular la determinación de la estructura cortical somera de estas regiones representaría una contribución al estudio del riesgo sísmico de la zona de San Gregorio Atlapulco que fue fuertemente afectada por el sismo del pasado 19 de septiembre del 2017. Se pretende obtener información sobre la estructura cortical somera de la parte sureste de la Cuenca de México, que sirva para revisar, ampliar, y eventualmente refinar el modelo geológico con que se cuenta hasta estos días.

Otro objetivo de este estudio era establecer la estructura de la Sierra de Santa Catarina y su relación con los fosas de Mixhuca (Arce et al., 2013) y de Chalco (Campos-Enríquez et al. (1997).

HIPÓTESIS

Las áreas de Xochimilco y de Chalco son depresiones tectónicas rellenas con sedimentos y materiales volcánicos que presentan una menor densidad que las rocas volcánicas aledañas. Dado este contraste de densidad entre los respectivos materiales geológicos, es posible inferir la estructura de estas cuencas mediante un estudio gravimétrico.

CAPITULO 2

MARCO TEÓRICO

Los métodos geofísicos comprenden herramientas útiles para establecer la distribución de rocas en el subsuelo. A través de mediciones indirectas de diferentes propiedades físicas de las rocas, y con base en procesos matemáticos, se identifican unidades y estructuras geológicas de interés. Estos métodos en la actualidad se emplean en diferentes ámbitos (exploración petrolera, minería, hidrogeología, geología, etc.).

Existen diferentes tipos de prospecciones geofísicas. La elección del método correcto dependerá del objetivo que se desee, el alcance del proyecto, y el detalle que se requiera lograr. El presente trabajo se orientó al método gravimétrico debido a que está comprobada su utilidad en la identificación de la estructura de cuencas o depresiones geológicas.

El método gravimétrico se basa en la medición de la gravedad, que es la atracción gravitatoria medida en superficie. Con base en la comparación de los valores de gravedad observada con los de la gravedad teórica se establecen anomalías gravimétricas cuyos orígenes se encuentran en las variaciones litológicas de interés.

La diferencia en la densidad de las rocas presentes en la corteza terrestre a diferentes profundidades genera variaciones en el valor del campo gravimétrico de la Tierra, las cuales pueden ser detectadas en la superficie terrestre a través de instrumentos conocidos como gravímetros. A continuación se describe de manera resumida los conceptos teóricos fundamentales del método gravimétrico.

PRINCIPIOS DEL MÉTODO GRAVIMÉTRICO

Ley de gravitación de Newton

La ley formulada por Isaac Newton y que recibe el nombre de ley de gravitación universal, afirma que la fuerza de atracción que experimentan dos cuerpos dotados de masa (m_1, m_2) es directamente proporcional al producto de sus masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia que separa sus centros de masa. La ley incluye una constante de proporcionalidad (G) que recibe el nombre de constante universal de gravitación, y cuyo valor, determinado mediante experimentos precisos, es de $G = 6.67384 \times 10^{-11} \frac{(Nm^2)}{(Kg^2)}$ en unidades del SI.

$$F = G \left(\frac{m_1 m_2}{r^2} \right) \dots (1)$$

Donde m_1 y m_2 (kg) son las masas de los cuerpos separados por una distancia r (m) e influidos por la fuerza F .

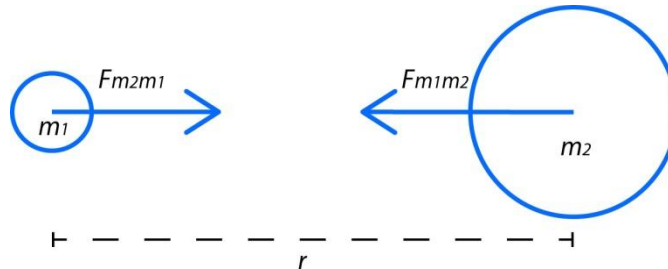


Figura 2.1. Esquematación de la fuerza de atracción entre dos cuerpos.

La ecuación 1 plantea la existencia del fenómeno de atracción gravitatoria debida a la presencia de dos masas m_1 y m_2 . Además esta interacción se ejerce a través de la distancia entre ellas, y sin que medie intercambio alguno de materia o energía entre las dos masas que interactúan. El concepto de "acción a distancia" conlleva a dificultades teóricas de difícil solución, por lo que se ha desarrollado un marco conceptual, llamado teoría de campos, para resolver estas dificultades conceptuales.

Dicha teoría de campos, considera que la atracción es fruto de un cambio o condición que la masa m_1 genera en el espacio que la circunda. La manifestación de esta variación en la región que lo circunda es denominada campo gravitatorio.

Aceleración gravitacional

Como se observa en la Figura 2.1, no sólo m_2 atrae a m_1 , similarmente m_1 también atrae a m_2 , con igual magnitud. En esta circunstancia el campo se perturba, dado que los dos puntos tienen masa. Si se mide la atracción gravitacional que ejerce un cuerpo en un punto cualquiera con masa muy próxima a cero, vamos a asumir que calcularemos el efecto del campo que produce el cuerpo en estudio en un punto. Por lo tanto, tenemos que la ecuación (1) le podemos eliminar el efecto de masas de m_1 (Telford, 1990), realizando:

$$\vec{g} = \lim_{m_1 \rightarrow 0} \left(\frac{\vec{F}}{m_1} \right) \dots (2)$$

Donde:

m_1 = masa de prueba.

m_2 = masa del cuerpo del cual se está calculando el campo.

\vec{g} = campo de atracción gravitacional o aceleración gravitacional.

Podemos percatarnos de (2) que \vec{g} tiene unidades de N/kg, lo que nos produce m/s^2 que son unidades de aceleración.

Debido a que la Tierra no es homogénea y la distribución de las masas en la corteza terrestre no es uniforme se define al campo gravitacional en términos de su potencial (U) para tener un manejo de manera más óptima:

$$U = G \left(\frac{m_2}{r^2} \right) \dots (3)$$

De esta manera el campo gravitacional queda definido como un campo escalar cuya derivada en cualquier dirección nos da la componente gravitacional en dicha dirección y la aceleración gravitacional queda definida como una cantidad vectorial. Sus unidades al ser pequeñas se manejan en mGal ($1 \text{ Gal} = 1 \text{ cm/s}^2$).

Gravedad Teórica

La forma de la Tierra varia, no presenta similitud con algún cuerpo geométrico conocido, por esta razón se optó por asemejar la forma de la Tierra mediante una superficie equipotencial a la cual se le denominó geoide. Geoide es un término que define una superficie gravimétrica equipotencial que coincide con el nivel medio del mar, la cual se prolonga por debajo de los continentes y cubre a la Tierra en su totalidad. Ya que es un modelo físico que trata de representar la verdadera forma de la Tierra su forma es compleja, presentando achatamientos que representan las irregularidades del campo gravitacional.

No obstante, para desarrollar cálculos en función de la posición en la superficie terrestre se requiere manejar una superficie adicional más idónea a operaciones matemáticas. Contemplando que el campo gravimétrico terrestre tiene una gran similitud a aquel que se tendría si la Tierra fuese una esfera con radio constante y masa total equivalente, pero con un aplastamiento en los polos, se pudo establecer una superficie regular llamada "elipsoide de revolución", cuya acepción es "un elipsoide achatado en los polos que se aproxima a la superficie del nivel medio del mar sin tomar en cuenta el terreno por encima del mismo". En la práctica la diferencia que existe entre el geoide y el elipsoide se toma como cero para facilitar los cálculos y permite establecer el concepto de anomalía, la cual se puede definir como la diferencia entre un valor obtenido medido en campo y un valor teórico. En la prospección gravimétrica, el gravímetro nos permite obtener un valor de campo, el cual pasa por diferentes correcciones, las cuales se explican más adelante.

El valor teórico se obtiene mediante una fórmula matemática propuesta por la Unión Geodésica Internacional, la cual permite obtener el valor teórico de la gravedad sobre cualquier punto de la superficie del elipsoide, cuya fórmula es:

$$g = 9.78032677 \left(\frac{1 + 0.001931851 \operatorname{sen}^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.001931851 \operatorname{sen}^2 \lambda}} \right) \dots (4)$$

El cual usa al elipsoide WGS84 como su elipsoide de referencia.

λ = es la latitud.

Anomalía gravimétrica

La superficie topográfica de nuestro planeta tiene heterogeneidades, por lo que la aceleración gravitacional no es constante sobre la superficie terrestre. Existen factores que influyen el valor de gravedad medido dada la desigual influencia de la rotación, latitud, altitud, masas circundantes, marea terrestre y cambios en la densidad de las rocas. Para llevar a cabo una correlación de los valores teóricos y los datos obtenidos se ha establecido una metodología para remover estos factores (correcciones). El resultado de este proceso nos permite definir a la anomalía gravimétrica como la diferencia entre los valores de gravedad calculados para el elipsoide (teóricos) y los valores de gravedad obtenidos en campo a los cuales se les han aplicado un procesado previo de corrección de los afectos antes mencionados.

$$\Delta g = g_{obs} - g_{cal} \dots (5)$$

Donde:

Δg = Anomalía de la gravedad.

g_{obs} = Gravedad observada.

g_{cal} = Gravedad calculada (teórica).

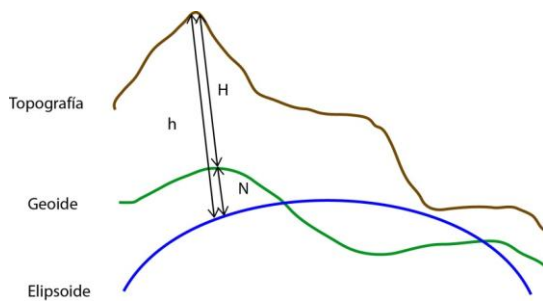


Figura 2.2. Bosquejo del geoide (superficie que se acerca lo más posible al nivel medio del mar) y el elipsoide (la figura geométrica regular, que se acerca lo más posible a la forma del geoide), donde se observan las diferencias que guardan entre sí y que guardan con la topografía de la Tierra.

CORRECCIONES

Corrección de Aire Libre

Las mediciones de gravedad que se realizan a nivel del mar no presentan una diferencia con la superficie de referencia por que el geoide esferoide corresponde al nivel del mar. Sin embargo, cuando se realiza la colección de datos sobre la topografía terrestre existe una diferencia de altura entre el punto medido y el sistema de referencia, por lo cual se debe realizar una corrección, debido a que las mediciones gravimétricas varían inversamente proporcional con el cuadrado de la distancia.

La corrección de Aire Libre ajusta la diferencia de elevación por encima o por debajo del nivel del mar sin tomar en cuenta el tipo de material existente entre el punto de observación y el nivel de referencia, el valor de la corrección está dada por la siguiente ecuación:

$$C_{al} = h * (-0.3086) \left[\frac{mGal}{m} \right] \dots (6)$$

Corrección de Bouguer Simple

Al momento de calcular la gravedad teórica y la corrección de aire libre no se toma en cuenta el tipo de material que se encuentra entre el punto de medición y la superficie de referencia. La corrección de Bouguer considera que existe un aumento o carencia de masa adicional que causaría un incremento en la lectura de gravedad debido a este horizonte localizado

entre los dos puntos anteriores. Para dicha consideración se propone una capa horizontal infinita con densidad constante de $2670 \text{ kg} * \text{m}^{-3}$, esta corrección sustrae este efecto cuando se encuentra por encima del elipsoide. Su relación está dada por:

$$C_B = 0.1119 * h [m * \text{seg}^{-2}]... (7)$$

Donde h es la elevación por encima del nivel del mar y sus unidades son (m).

Corrección por Deriva

Las mediciones de la atracción gravitacional en un punto se realizan con instrumentos con componentes mecánicas, las cuales al transcurrir un determinado tiempo tienden a sufrir una fatiga o desgaste. Para poder minimizar el efecto de la deriva, se realizan mediciones en estaciones base en lapsos de tiempo definidos. Se elabora una gráfica con los valores que se obtienen de la base de donde se obtiene una línea de tendencia cuya pendiente es el factor de corrección para las mediciones realizadas en campo.

Corrección Topográfica

La superficie de la Tierra muestra irregularidades en su topografía causantes de variaciones en la lectura de la gravedad en un punto. "La presencia de un exceso de masa (montaña/colina) resulta en una medida más elevada, mientras que la carencia de masa (Valle/Graben) repercute en una lectura más baja" (Telford, 1990), para eliminar estas fluctuaciones en las mediciones se aplica la corrección topográfica.

Anteriormente estas mediciones se realizaban con tablas, gráficas o curvas (Hammer), pero con el avance en los equipos de medición altimétrica, se han podido generar mapas digitales de elevación (MDE) con los que se realiza la corrección topográfica y programas de computación.

Corrección por Marea Terrestre

Los instrumentos que se emplean para adquirir los datos de gravedad son sensibles a los movimientos de rotación y traslación de la Luna y el Sol, los cambios se ven reflejados en las lecturas del gravímetro dependiendo la latitud y la hora. Esta corrección elimina el efecto causado por los astros en el instrumento de medición, el efecto causado por esta dinámica planetaria es relativamente lento y pequeño, por lo que se elimina con la corrección por deriva instrumental.

Anomalía de Aire Libre

El resultado de esta anomalía calcula la anomalía teórica como si la medición gravimétrica fuera hecha a la elevación de la estación, pero sin contemplar la atracción del material entre esa elevación y el nivel de referencia. La ecuación para determinar la anomalía de aire libre se escribe a continuación:

$$A_{al} = G_o - G_T - C_{al} \dots (9)$$

Donde:

$G_T =$ *Gravedad teórica*

$C_{al} =$ *Corrección por aire libre*

$G_o =$ *Gravedad observada*

Anomalía de Bouguer

Después de aplicar las correcciones por elevación, la gravedad puede diferir de estación a estación producto de las diferentes masas entre los puntos de medición y el elipsoide de referencia. Las áreas montañosas podrían tener excesos de masa, lo cual resulta en el incremento del valor de la gravedad.

La corrección de Bouguer considera la atracción gravitacional provocada por masas que se encuentran por encima del elipsoide de referencia. Para regiones por encima del elipsoide, la anomalía de gravedad de Bouguer Simple (A_B) es el resultado de restar el efecto de una placa horizontal infinita a la anomalía de aire libre

$$A_B = A_{al} - C_B$$

La anomalía de gravedad de Bouguer muestra cambios en la distribución de la masa debajo de la superficie. La anomalía de Bouguer, sin embargo, se ha corregido por excesos de masa, removiendo el efecto de excesos de masa por encima del elipsoide de referencia.

Regional y Residual

Se aplica este proceso para mejorar la interpretación, debido a que se separa la anomalía de la gravedad de interés. Esto se hace considerando que la anomalía de Bouguer es la suma de dos componentes: la componente regional, que corresponde a cuerpos más profundos y lejanos de la superficie, y la componente residual de cuerpos de interés más someros.

La presencia de una anomalía de gravedad indica la existencia de un cuerpo o estructura con distinta densidad, la señal anómala se debe al contraste de densidades y muestra si la

densidad del cuerpo es superior o inferior que la del material circundante. Los datos de la anomalía gravimétrica se ven afectados por las dimensiones, la profundidad y la densidad del cuerpo. La longitud de onda de una anomalía se relaciona principalmente con las dimensiones de la estructura geológica y su profundidad. A cuerpos profundos y de gran escala dan origen a anomalías con una longitud de onda larga, mientras que los cuerpos de menor tamaño se caracterizan por manifestar longitudes de onda corta.

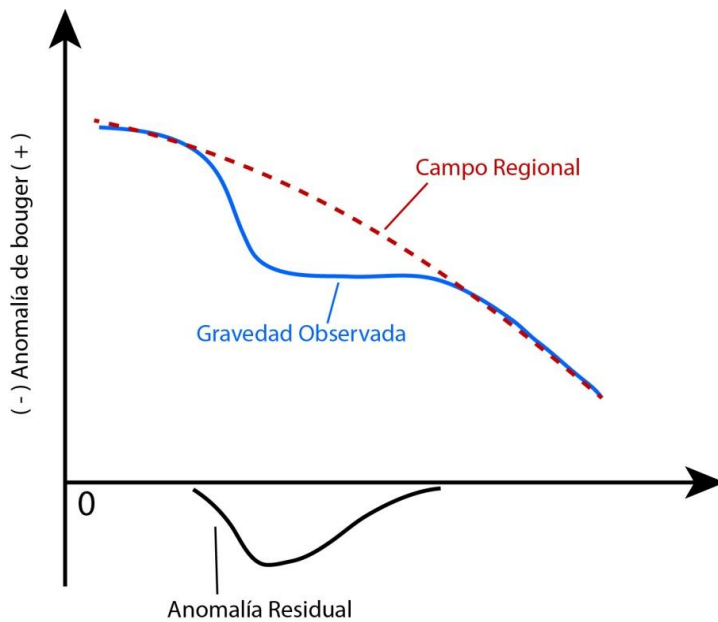


Figura 2.3. Esquema de componentes del regional y el residual sobre los datos observados (Tomada y editada de Kearey *et al.*, 2002).

CAPITULO 3

UBICACIÓN

El área de interés se ubica en la zona SE de la Cuenca de México, incluyendo las alcaldías de Xochimilco, de Tlahuac, y de Iztapalapa, así como el municipio de Chalco, comprendida entre 19.00°y 19.39° de latitud norte, y 99.10° y 98.40°de longitud oeste. Esta zona corresponde a las depresiones de Chalco y de Xochimilco (Figura 3.1). La Cuenca de México está limitada por las Sierras volcánicas aledañas; al sur, por la Sierra Chichinautzin, al este, por la Sierra Nevada, al poniente, por la Sierra de la Cruces, y al norte, por la Sierra de Pachuca. A escala local el área de estudio comprende, como ya se mencionó, las áreas de Xochimilco, y de Chalco. Parcialmente incluye a la Sierra Santa Catarina, así como la parte sureste de la Sierra de Chichinautzin.

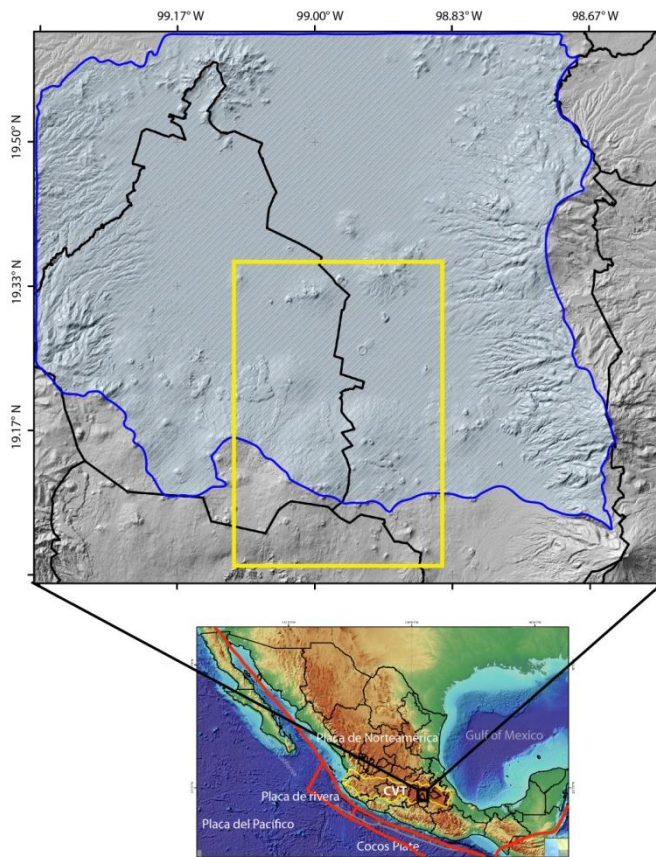


Figura 3.1. Localización y extensión del Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT). Ubicación de la Cuenca de México dentro de esta provincia volcánica (contorno azul). Ubicación de la zona de estudio (rectángulo amarillo).

MARCO GEOLÓGICO DE LA ZONA DE ESTUDIO

La región estudiada se encuentra en la entidad geológica denominada Cinturón Volcánico Transmexicano (CVT), la cual es una provincia volcánica de forma elongada con dirección preferencial E-W, que se extiende a través de 1,000 km desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México. Actualmente se asocia con procesos de subducción de placas a lo largo de la Trinchera de América Central (MAT). La posición no paralela de este arco volcánico, con respecto a MAT, está asociada con la convergencia oblicua de la placa de Cocos. Varios aspectos geofísicos, geológicos y geoquímicos no pueden explicarse por completo mediante la subducción, por lo que se han propuesto otros modelos: penacho de manto (magmas de tipo OIB) (Márquez *et al.*, 1999a), un entorno tectónico extensional (es decir, rifting) (Sheth *et al.*, 2000, 2002; Verma, 2002; Velasco-Tapia y Verma, 2013), y la propagación de una lágrima litosférica (Ferrari, 2004; Ferrari *et al.*, 2012). Gracias a estudios realizados por diversos investigadores de diferentes ámbitos (geológicos, geofísicos, geoquímicos, hidrogeológicos, etc.) se ha podido evidenciar que durante el Mioceno Medio y Tardío el Cinturón Volcánico Transmexicano se distingue ya como una entidad geológica bien definida (Ferrari *et al.*, 2012). La evolución general de esta provincia es resumida por Gómez-Tuena *et al.* (2005), y es dividida en cuatro etapas principales: (1) el establecimiento de un arco magmático de composición intermedia en el Mioceno Medio a Tardío, (2) un evento máfico del Mioceno Tardío, (3) un episodio silícico al término del Mioceno el cual se comporta de forma bimodal en el Plioceno temprano y (4) el restablecimiento de un arco de una composición variable en el Plioceno Tardío. Como consecuencia de diferentes fenómenos geológicos que han afectado el CVT (extensión, compresión, fallamiento, subsidencia, sedimentación, etc.) se origina la configuración geomorfológica actual, la cual se ha estudiado con mayor detalle en los últimos años.

Se han realizado diferentes subdivisiones del CVT para poder comprender de mejor forma sus características; una de las primeras clasificaciones para esta zona la realizó Demant (1978, 1981a, 1981b) donde se resaltan 5 zonas principales, empezando en occidente (a) la fosa de Tepic-Chapala, (b) Fosa tectónica de Colima, (c) el campo volcánico de Guanajuato Michoacán, (d) las depresiones de los valles de Toluca, México y Puebla (donde se encuentran algunos de los principales estratovolcanes del cinturón), (e) comprende la zona donde se encuentra el Pico de Orizaba-Cofre de Perote y culmina en la costas del Golfo de México. Debido a que esta zona no presenta una continuidad a lo largo de sus límites, y con base en otras consideraciones, se puede subdividir el CVT en tres sectores con relación a su carácter tectónico a escala regional (Pasquare *et al.*, 1987): (1) el sector poniente se asocia con la apertura del Golfo de California, su inferencia se puede observar en el graben de Tepic-Zacoalco; (2) en la parte central los rasgos principales están dados por fallas con tendencia ENE-ONO, depresiones y centros volcánicos, esta zona es limitada al oriente por la falla Taxco-San Miguel de Allende; (3) la porción Oriental está ligada con la Sierra Madre Oriental, las estructuras volcánicas se orientan N-S y NNE-SSO.

La Cuenca de México (CM) se ubica en la parte centro-oriental de la provincia fisiográfica del Cinturón Volcánico Transmexicano. La cuenca tiene una forma irregular la cual comprende además de la Ciudad de México, parte de los estados de México, Hidalgo y Tlaxcala; es una cuenca intermontana, la cual ha sido afectada por diversos procesos geológicos; inicialmente era una cuenca exorreica, posteriormente al emplazamiento de la Sierra Chichinautzin se bloqueó su escurrimiento, y se transformó en una cuenca endorreica que dio origen a la formación de cuerpos superficiales de agua, cuyo ambiente de formación estuvo controlada por condiciones climáticas y geológicas de su entorno (Mooser *et al.*, 1956, Mooser, 1963 Santoyo *et al.*, 2015).

Geomorfológicamente la CM está limitada por cuatro grandes complejos volcánicos: 1) al norte la Sierra de Pachuca, complejo volcánico que comprende varias formaciones y se infiere que la actividad comenzó en el Oligoceno (Geyne *et al.*, 1963); 2) al oriente la Sierra Nevada, con una orientación preferencial N-S cuyo sistema comprende estructuras volcánicas como el Popocatepetl (5,452 m), Iztaccíhuatl (5,230 m), Telapón (4,060 m) y Tláloc (4,120 m), en su mayoría la composición de estos volcanes es andesítica-dacítica, diferentes estudios (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989; Mooser *et al.* (1974), Robin y Boudal, 1987, Siebe *et al.*, 1995, Macías *et al.*, 2012; Cadeux *et al.*, 2011; Rueda *et al.* 2012, García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011) indican que la actividad volcánica abarca un conjunto de estructuras del Pleistoceno Superior al Holoceno en promedio; 3) al sur, el complejo volcánico Chichinautzin, es una sierra en la que se localiza una gran cantidad de volcanes monogenéticos entre los que resaltan El Pelado (3,620 m) y Chichinautzin (3,490 m), las rocas volcánicas predominantes en esta región son andesitas con basaltos (Gunn y Mooser 1971, Martín del Pozzo, 1989, Siebe *et al.*, 2004, Siebe *et al.*, 2005, Guilbaud *et al.*, 2009), Arce *et al.* (2013a) Verma *et al.* (2016) Jaimes-Viera *et al.*, 2018); 4) al occidente la Sierra de las Cruces se compone de algunas estructuras volcánicas distribuidas a lo largo de sus 110 km de longitud orientados N-S tales como San Miguel (3,870 m), La Catedral (3,780 m), La Corona (3,770 m) y Zempoala (3,960 m) García-Palomo *et al.* (2008), los cuales presentan derrames de lavas y domos de composición andesita-dacítica (Gunn y Mooser, 1971), la edad promedio de su dinamismo se observa cubre el Plioceno Tardío hasta el Pleistoceno (Mora-Álvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2000). Arce *et al.*, 2008 indica edades entre 0.7 y 0.8 Ma para los productos del volcán Zempoala y 0.9 Ma para el volcán La Corona.

El límite norte de la zona de las depresiones de Xochimilco y Chalco es la Sierra Santa Catarina que se compone de conos de escoria y ceniza, con presencias de derrames de lava (Arce *et al.*, 2015, Jaimes-Viera *et al.*, 2018). Donde se encuentran estructuras volcánicas como La Caldera (195 m), Tecuatzin y una con el mismo nombre de la Sierra; dicho complejo se encuentra alineado de forma preferencial NE-SW.

Desde un punto de vista estructural se han realizado análisis espaciales del sistema de fallas de la Cuenca de México. Numerosos autores han identificado fallas, tales como el Sistema de fallas Tizayuca con orientación NO-SE (García-Palomo *et al.*, 2002) en la zona septentrional de la depresión; la falla Texcoco con dirección NO-SE (González-Torres *et al.*, 2015) al noroccidente; el Sistema de Fallas de Ixtlahuaca y Otomí con una tendencia ENE-OSO (García-Palomo *et al.*, 2008) en el poniente.

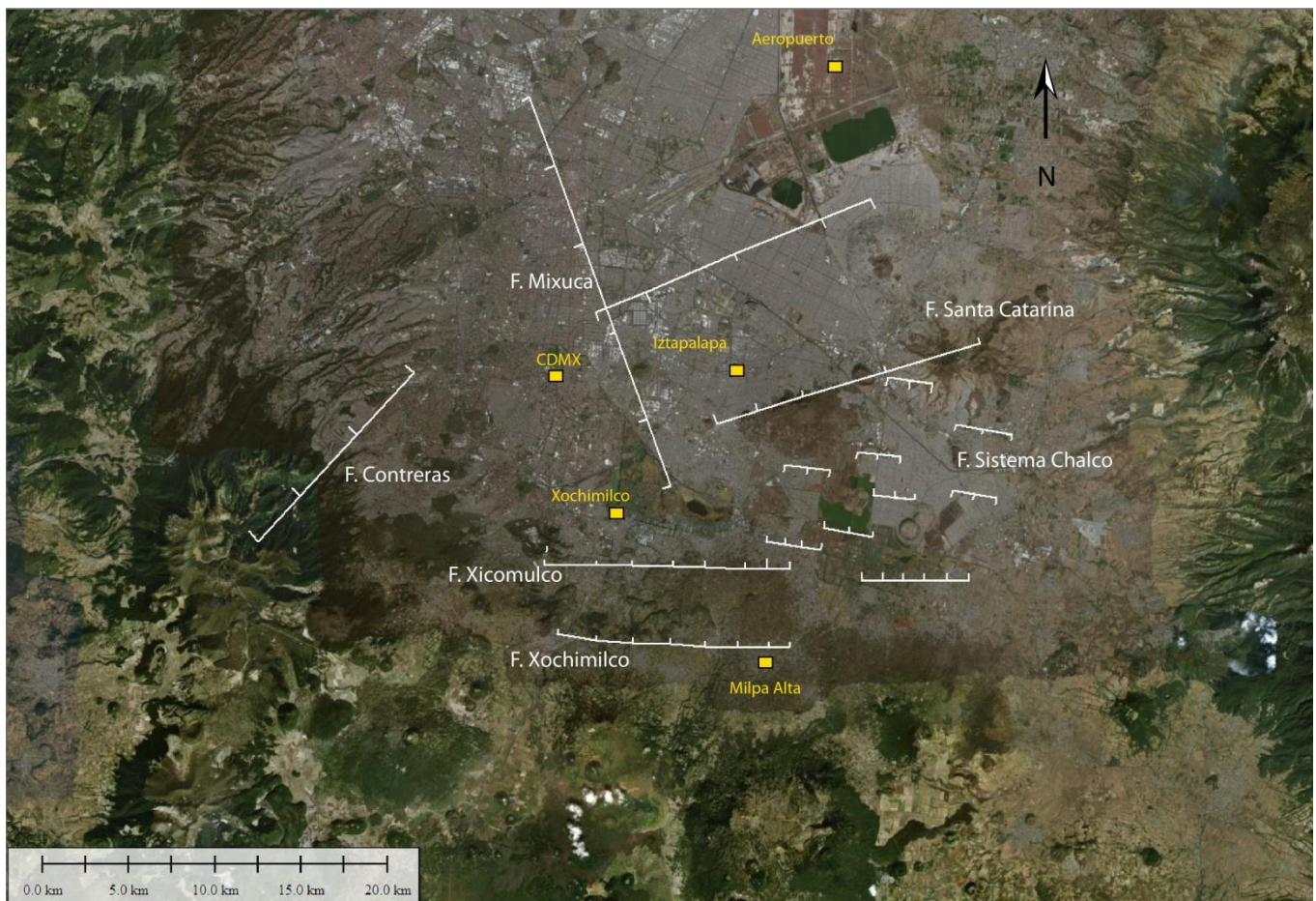


Figura. 3.2. Mapa con la ubicación de las principales fallas geológicas inferidas en la Ciudad de México.

En la región sur de la CM se tiene una densidad mayor de fallas con gran importancia por su proximidad a la Ciudad de México, tales como la falla normal Tenango con orientación E-W y con caída al norte (García-Palomo *et al.*, 2000; Norini *et al.*, 2006; Campos-Enríquez *et al.*, 2015). En el estudio morfoestructural de García-Palomo *et al.* (2008) se reconocieron las principales fallas en la Sierra de las Cruces, tales como las fallas Contreras cuya dirección preferencial es NE-SW, así como, fallas menores al sur del volcán El Ajusco y entre los volcanes La Corona y Zempoala, de tipo normal y con orientación E-W. García-Palomo *et al.* (2008) mapean las fallas Xochimilco y Xicomulco, fallas normales con disposición E-W. Campos-Enríquez *et al.* (1987) determinan que la depresión tectónica de Chalco corresponde a estructuras tipo graben y semi-graben. Campos-Enríquez *et al.* (2015) sintetizan las estructuras que afectan la Sierra de Chichinautzin (sistema de fallas La Pera) y el sur de la Cuenca de México, y caracterizan su comportamiento en el subsuelo. Se han identificado fallas en la Ciudad de México que afectan las capas de roca calcárea, la falla Mixhuca NNW-SSE (Pérez-Cruz, 1988), paralelamente se ha propuesto la falla Chapultepec (Santoyo *et al.*, 2005) que podría estar correlacionada con actividad sísmica (Lermo *et al.*, 2016) en el límite entre la Sierra de las Cruces y la CM. Debido a la disposición de los volcanes monogenéticos de la Sierra Santa Catarina, Arce *et al.* (2013a) infieren la existencia de la Falla Santa Catarina, con orientación E-W (Figura 3.2).

Los fenómenos geodinámicos han moldeado la configuración de la porción centro-oriental del CVT creando depresiones tectónicas presentes en esta región (la cuenca de Toluca, la cuenca de México y la cuenca de Puebla-Tlaxcala). La configuración que presentan las estructuras del subsuelo de la ciudad se ha determinado a partir de los diferentes estudios geofísicos, geológicos y geoquímicos en conjunto con el análisis de pozos perforados (Pérez-Cruz, 1989, Santoyo *et al.*, 2005, Morales-Casique *et al.*, 2014, Arce *et al.* 2013a, Arce *et al.* 2015).

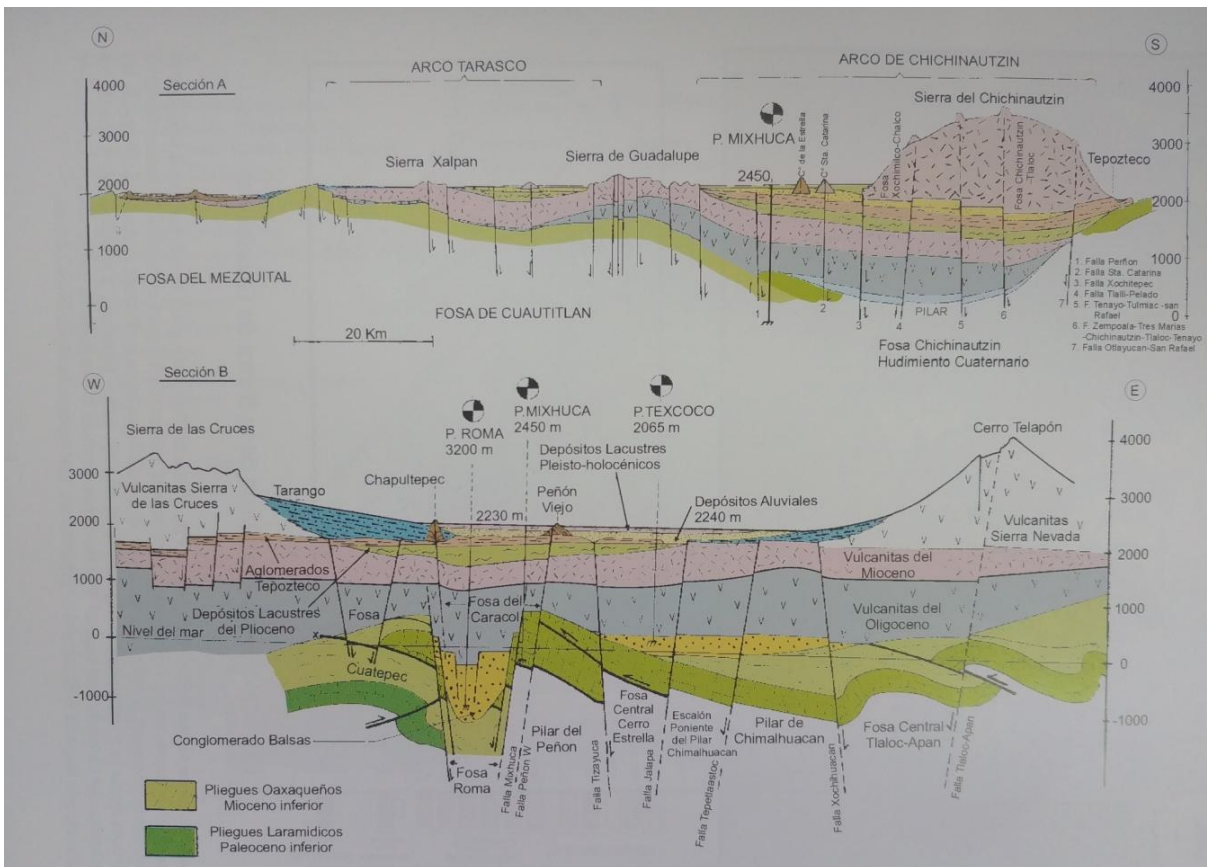


Figura 3.3. Secciones geológicas en la CM, perfil superior con orientación N-S (sección A), perfil inferior corresponde a una orientación W-E (sección B) (tomadas de Santoyo *et al.*, 2005).

Con base a los pozos profundos, que aunque son relativamente pocos, se han perforado en la zona metropolitana de Ciudad de México, elaborando modelos de la configuración de las rocas calcáreas sobre el cual descansan materiales de relleno vulcano-sedimentario proveniente de los diferentes complejos volcánicos existentes a su alrededor, así como, depósitos lacustres, depósitos aluviales, arcillas lacustres, rocas ígneas extrusivas (Pérez Cruz, 1988). Mooser (1975, 1993) y Santoyo *et al.* (2005) realizaron síntesis de la geología de la CM, en la que plantean una proyección del subsuelo con secciones geológicas de orientación N-S y W-E de la Ciudad de México.

En el perfil de la Figura 3.2 con dirección N-S se identifica que en la parte norte la cima de las rocas calcáreas se encuentra a 500 m de profundidad; en la zona sur el techo del estrato se encuentran a una profundidad promedio de 1,800 m; en la parte central de la sección se encuentra la Sierra de Guadalupe el estrato Mesozoico se presenta a una profundidad de 1,000 m. En la sección con orientación W-E, en promedio, las calizas se ubica por debajo del nivel del mar, en este perfil se observan estructuras, como pliegues y fallas (Falla Mixhuca y Chapultepec), originando fosas (Fosa Roma, Fosa del Caracol, Fosa Central Cerro Estrella de acuerdo a Santoyo *et al.*, 2005).

En la región de Chalco se realizaron trabajos geofísicos (Campos-Enríquez *et al.*, 1997) a partir de la integración de perfiles geoelectrónicos, gravimétricos, sísmicos y electromagnéticos, que han revelado que las rocas calcáreas en la depresión, en su zona norte, tiene una mayor profundidad en comparación a la zona sur que es más somera, generando que se pierda la simetría. Esta depresión está limitada por fallas sub-verticales que no son visibles en superficie, el tipo de estas depresiones corresponde a un semi-graben.

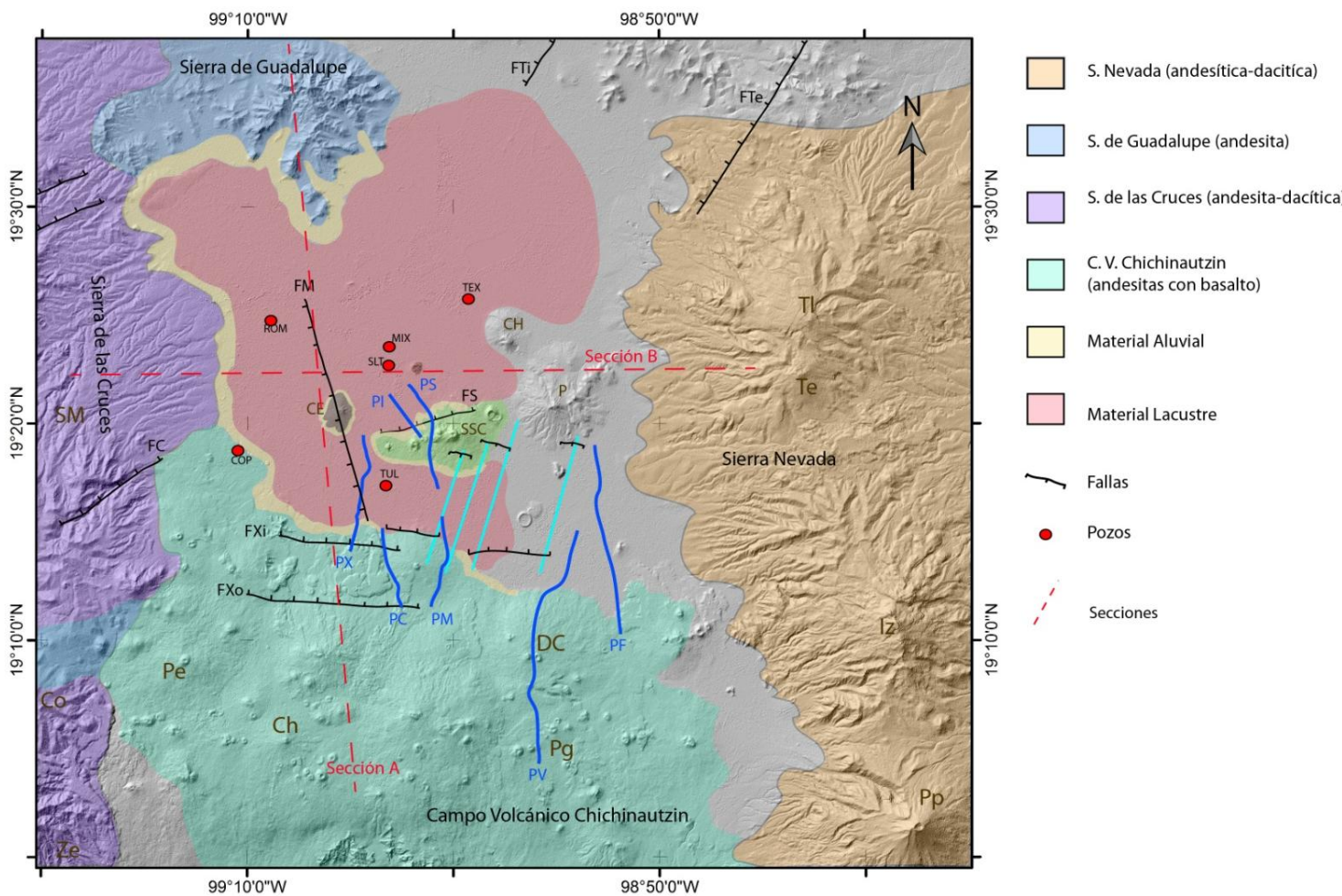


Figura. 3.4. Mapa geológico simplificado de la parte sur de la Cuenca de México. Ubicación de fallas inferidas, y principales estructural volcánicas, y de pozos profundos. Volcanes SM: SAn Miguel, Ze: Zempoala, Pe: El Pelado, Ch: Chichinautzin, DC: Dos Cerros, Pg: Pelagatos, TI:Tiálloc, Te:Telapón, Iz: Iztaccíhuatl, Pp: Popocatépetl, CH: Chimalhuacan, P: El Pino, CE: Cerro de la Estrella. Fallas FM: Mixhuca (Pérez-Cruz, 1988), FXi: Xicomulco, FXo: Xochimilco (García-Palomo *et al.*, 2008), FS: Santa Catarina, FTi: Tizayuca, FTe: Texcoco (González-Torres *et al.*, 2015). Pozos ROM: Roma-1, TEX: Texcoco-1, COP: Copilco-1, MIX: Mixhuca-1, SLT: San Lorenzo Tezonco, TUL: Tulyehualco-1.

ESTRATIGRAFÍA

A partir de la perforación de pozos de investigación (Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Texcoco-1, Roma-1, Copilco-1) por parte de PEMEX (1987) y SHCP (1969), se pudo conocer la distribución y composición del material acumulado en el subsuelo de la Ciudad de México. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) realizaron una síntesis estratigráfica e infieren el tipo de material y los espesores de los materiales presentes en el sub-suelo y proponen una columna estratigráfica. Durante los años subsecuentes se han realizado aportes y actualizaciones para las diferentes unidades encontradas (Arce *et al.*, 2013a; Morales-Casique *et al.*, 2014; Arce *et al.*, 2015; Arce *et al.*, 2019).

A continuación se presenta un resumen de las formaciones que conforman la columna estratigráfica que comprende desde el Cretácico al Cuaternario:

CRETÁCICO

Formación Xochicalco (Kx)

Esta formación se encuentra en la base de la columna estratigráfica, cuenta con pocos afloramientos los cuales se ubican al SW de la cuenca. Se compone de secuencias de calizas de tipo calcilutíticas y calcilimolíticas, material carbonoso y vetillas de calcita; nódulos de pedernal hacia la cima. El espesor supera los 500 m, formada durante el Aptiano, subyace a la Formación Morelos (Fries, 1960).

Formación Morelos (Km)

La unidad Morelos (Fries, 1960) comprende una interestratificación de caliza y dolomías diagenéticas, concordantes a anhidritas laminares subyacentes, y se ha establecido que la sedimentación de esta formación ocurrió durante el Albiano Medio-Cenomaniano Temprano. Con espesores incompletos de 410 y 650, esta formación es cortada por los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a profundidades de 2,060 y 2,160 respectivamente.

Formación Doctor (Kid)

Estas rocas comprenden facies calcáreas de banco y de cuenca; Esta última contiene calizas mudstone en capas delgadas con nódulos y lentes de pedernal, el espesor del horizonte es de 200 m aproximadamente, con edades del Albiano Medio-Cenomaniano Temprano (Fries, 1962; Wilson *et al.*, 1956).

Formación Cuautla (Kc)

Esta formación se compone de calizas con tres facies principales (cuenca, banco, y litoral). Conformada por calcarenitas de estratificación gruesa. Fries (1960) estima el espesor entre 120 y 750 m, la edad asignada es del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. Los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 cortan esta formación a profundidades de 1,575 y 2,100 m.

Formación Mexcala (Kmx)

Se compone de capas interestratificadas de grauvacas (turbiditas), limolitas y lutitas calcareas, el espesor máximo es de 1500 m, con datación del Coniaciano-Campaniano (Fries, 1960; De Cserna, 1988). Guerrero-Suástegui (2004) documentó que esta formación presenta areniscas de grano fino, con gradación normal, se encuentran interestratificadas con lutitas y capas de caliza, brechas calcáreas y pedernal, el mayor espesor observado es de 700 m, con edad del Cenomaniano Temprano-Turoniano. El estudio realizado por Zamudio-Ángeles (2005) menciona que la porción siliciclástica-calcárea, está constituida por la alternancia de arenisca y limonita calcárea, lutita calcárea y marga, estima 700 m de espesor, las edades corresponden al Coniaciano-Santoniano. Se postula que el pozo Mixhuca perforó 130 m de esta formación 1850-1720 m.

TERCIARIO (Paleógeno)

Granito Colotepec (Tgc)

Fries (1960) ubica esta unidad al sur-occidental de la cuenca de México intrusionando a la Formación Xochicalco; es una roca plutónica con presencia de cuarzo (monzonita cuarcífera) y presenta una edad del Cenomaniano Tardío y el Turoniano. De Cserna *et al.*, (1974) fecharon en 50 ± 10 Ma este intrusivo por el método Pb-Alfa, correspondiente al Eoceno Medio. Martiny *et al.* (2013) infieren por la técnica de Ar-Ar edades de 35.81 ± 0.18 Ma. y a través de U-Pb 35.8 ± 0.4 Ma.

Grupo Balsas (Teob)

Este nombre se designa a un conjunto de rocas litológicamente variable que se presentan en la cuenca del río Mexcala-Balsas, se localiza en el centro sur y suroeste de la Ciudad de México.

Este grupo está conformado por conglomerados oligomícticos calizos con matriz arcillosa cementada por calcita y óxido de hierro, de estratificación masiva, presenta un espesor de

500 m; estas capas conglomeráticas se interdigitan y están cubiertas por una secuencia de 800 a 2,000 de espesor, formada por capas deleznable de arcilla, limo y arena (Fries, 1960); la edad para estos depósitos continentales es Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano.

Rocas Volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv)

Estas rocas se distinguen de las anteriores por sus características líticas, relaciones estratigráficas y edades. Fries (1960) incluye a la Riolita Tilzapotla que se encuentra compuesta por ignímbritas, y que localmente está conformada por derrames lávicos y brechas de flujo con espesores de 250 m.

Estas rocas volcánicas corresponden a secuencias volcánicas cuya composición varía de andesítica a riodacítica; en los pozos Copilco-1 y Mixhuca-1 se describen derrames lávicos basálticos (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989), esta unidad volcánica se constituye de secuencias de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados, el espesor varía entre los 350 y 1,750 m; las rocas fueron fechadas radiométricamente para el Oligoceno Tardío y Mioceno Temprano indicando varios períodos magmáticos.

Rocas de Xochitepec que había sido identificadas por Mooser *et al.*, (1956) como del Oligoceno, muestran ser mucho más jóvenes, entre 1.23 y 1.66 Ma, de acuerdo a dataciones geocronológicas reportadas por Arce *et al.* (2015), lo que indicaría que corresponden a la Formación Las Cruces. Las secuencias volcánicas presentan horizontes clásticos aluviales de aproximadamente 6 m lo que significaría períodos de quietud en los eventos volcánicos.

Grupo Pachuca (Tomp)

Se compone de secuencias de material clástico, brechas volcánicas, piroclásticos, derrames lávicos (basalto a riolita, pero predomina la andesita y dacita) y tobas intercaladas; los espesores en total pueden llegar hasta 3,700 m (Geyne *et al.*, 1963); Geyne *et al.* (1963) incluyen las formaciones Santiago, Corteza, Real Monte, Santa Gertrudis, Vizcaína, Cerezo y Tezuantla. La edad de este grupo, que se infiere a partir de su posición en la columna estratigráfica, se estima que se extiende entre el Oligoceno Medio o Tardío al Plioceno Temprano.

Las formaciones Santiago y Corteza comprenden riolitas, dacitas y andesitas asociadas al arco magmático del Terciario Medio de la Sierra Madre Oriental (Damon, 1981), siendo estas formaciones la base de la columna estratigráfica.

Las unidades Real Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína consisten en sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica, interestratificados con brechas volcánicas y tobas; estas formaciones constituyen el mayor espesor del grupo.

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) las unidades volcánicas Cerezo y Tezauntla se componen de brechas volcánicas, lavas y depósitos piroclásticos de composición variable (dacítica a riolítica).

Más recientemente, en la Carta geológico-minera Pachuca (escala 1:50 000), Sánchez-Rojas *et al.* (2005) reagrupan las unidades Corteza, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína en una misma formación sin nombre formacional (To A-BvA); esto debido a que es complicado ver las diferencias litológicas que existen entre ellas y las limitaciones para cartografiarlas.

Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv)

Este tipo de rocas comprenden también las formaciones Tepoztlán (Fries, 1960) referente a la sierra del mismo nombre y la andesita Jalpan (Segestorm, 1961) por los cerros Jalpan y Zincoque. Las unidades están conformadas por secuencias de tobas, brechas volcánicas, lavas andesitas (Fries, 1960). Con base a dataciones isotópicas, esta unidad se asignaba al rango de edad del Mioceno Medio al Mioceno Tardío.

Lenhardt *et al.* (2010) presentan la cronoestratigrafía de los productos volcanoclasticos del Mioceno Inferior de la Formación Tepoztlán. De acuerdo a dataciones radiométricas esta formación se depositó entre 22.8 y 18.8 Ma, lo cual implica que esta formación representa la fase inicial de la Faja Volcánica Transmexicana. Estos autores proponen la subdivisión de la formación en tres miembros: Miembro Malinalco (22.8 - 22.2 Ma), el miembro San Andrés (22.2 -21.3 Ma), y el miembro Tepozteco (22.2 - 21.3 Ma). El pozo Texcoco-1 corta esta unidad a profundidades entre 814 y 920 m; en el pozo Roma-1, a profundidades entre 633 y 60 m; en el pozo Mixhuca-1 a profundidades desde 880 m hasta los 1,990 m; en el pozo Tuyehualco-1, a profundidades entre 930 y 1,740 m y en el pozo Copilco-1 a profundidades entre 1,180 y 1,580 m) Arce *et al.* (2015) ubican en el pozo profundo San Lorenzo Tezonco a la Formación Tepoztlán entre 876 m de profundidad y la base de dicho pozo.

Basados en el análisis del pozo San Lorenzo Tezonco Arce *et al.* (2015) reportan para la Formación Tepoztlán, edades entre 13 y 20.1 Ma. Estas edades correlacionan con las edades reportadas (Lenhardt *et al.*, 2010) para esta formación en el Estado de Morelos, al sur de la Sierra Chichinautzin (11 - 22.8 Ma). Las características aludidas a estas rocas volcánicas constituyen la primera fase del CVT (Fries, 1960).

Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv)

Se encuentran conformadas por rocas extrusivas, las cuales representan un segundo periodo magmático del CVT; incluyendo a la Toba Don Guinyó (Segestrom, 1961). Presentan una composición andesítica a dacítica con secuencias piroclásticas mal consolidadas,

constituyendo tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas; se encuentran cubiertas por intercalaciones de derrames lávicos; el espesor es del orden de 650 m; sobreyacen a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno y se encuentran cubiertas por unidades volcánicas del Plioceno Tardío y Cuaternario.

Dichas rocas se encuentran expuestas en los flancos de la Sierra de Las Cruces, Zempoala, Río Frío y en cerros aislados de la cuenca; también coronan las sierras de Guadalupe y Tepetzotlán.

Unidad Otomí (Tpo)

Esta unidad la propusieron Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) para los productos volcánicos emitidos en la fase inicial del Plioceno Tardío, gran parte de esta secuencia se encuentra conformada por depósitos piroclásticos dispuestos en forma de flujos lobulados donde predominan los flujos piroclásticos (principalmente ceniza). Los depósitos son secuencias de surges de cristal, seguidas por flujos piroclásticos de ceniza cristalina o vítrea con fragmentos accidentales y juveniles en algunos casos, los cuales están separados por suelos. También se encontraron brechas volcánicas, la mayor parte de estos depósitos se encuentran invariablemente cubiertos por ceniza vítrea coignimbrítica palagonitizada con gran presencia de líticos accidentales. El espesor máximo para esta formación se estima en 1,300 m, con una edad de Plioceno Tardío.

Enciso-De la Vega (1992) introduce esta unidad en el grupo Anáhuac, junto con las formaciones de Las Cruces, Ajusco y Zempoala, así como los depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv) y las rocas máficas del Plioceno Tardío (Tpb) cartografiadas por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989).

Rocas Volcánicas Máficas del Plioceno Tardío (Tpb)

Conjunto de rocas, originalmente llamado Grupo San Juan por Segestrom (1961) y posteriormente nombradas como rocas volcánicas máficas sin indicar nombre por Fries (1962). Cantagrel y Robin (1979) amplían estas rocas con otras mesetas máficas y lavas no diferenciadas, la cuales se consideran típicas de la parte norte del volcanismo Plio-Cuaternario del CVT.

Vazquez-Sanche y Jaimes-Palomera (1989) resumen que estas rocas están conformadas por derrames de lava interestratificados, algunas veces con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o con piroclástos, que pueden pertenecer a los depósitos piroclásticos y clastos aluviales del Plioceno (Tppc). La composición varía de basáltica a andesítica El espesor máximo identificado en la región de Pachuca no es mayor a 300 m.

Sierra Las Cruces (Tpc)

De acuerdo con Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) se observan depósitos piroclásticos conformados por pómez pliniana, secuencias de surges (planares o masivos), cristalinos, vítreos y en ocasiones con pómez cubiertas por flujos piroclásticos generalmente no soldados de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos y bloques accidentales y/o juveniles.

La Sierra de Las Cruces, con una orientación general NNW-SSW, separa las Cuencas de México, y de Toluca-Ixtlahuaca. De norte a sur está integrada por las siguientes estructuras volcánicas: La Catedral, La Bufa, Iturbide, Chimalpa, Salazar, San Miguel, Ajusco, La Corona, y Zempoala. También hay estructuras menores. García-Palomo *et al.* (2008) basados en los rasgos geomorfológicos, dividen a esta sierra en tres sectores (norte, centro, y sur respectivamente).

Los productos volcánicos incluyen unidades de flujo de lava, depósitos piroclásticos (de flujo y de caída), avalanchas de escombros, y depósitos de lahar (García-Palomo *et al.*, 2002). Los depósitos piroclásticos están conformados por pómez pliniana, secuencias de surges (planares o masivos), cristalinos, vítreos y en ocasiones con pómez, cubiertas por flujos piroclásticos generalmente no soldados, de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos y bloques accidentales y/o juveniles; los flujos piroclásticos se encuentran cubiertos por cenizas vítreas. Sin embargo, en algunas ocasiones los flujos piroclásticos están cubiertos o interestratificados con material aluvial y paleocanales fluviales.

Afloramientos de productos de esta sierra están expuestos en el tramo Desierto de Los Leones-La Marquesa, a lo largo de la carretera Naucalpan-Jiquipilco y los afloramientos de flujos piroclásticos que corta la carretera Naucalpan-Cuajimalpa (Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomeras, 1989). Productos del complejo volcánico de la Sierra de Las Cruces cubren con discordancia erosional las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío y a las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y cubiertas a su vez por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario; así como derrames lávicos y piroclásticos de los complejos volcánicos Chichinautzin y El Pino; su edad corresponde al Plioceno Tardío; el espesor máximo que se ha encontrado es de 1,000 m; en el pozo Copilco-1 se le encontró a profundidades entre 25 y 510 m. su edad de acuerdo con fechamientos isotópicos corresponde al Plioceno Tardío.

Inicialmente Mooser *et al.* (1974) propusieron que el volcanismo de esta sierra había migrado de norte a sur. Estudios paleomagnéticos y geocronológicos iniciales parecieron confirmar esta migración hacia el SW (i.e., Mora-Alvarez *et al.*, 1991; Osete *et al.*, 2008). Sin embargo dataciones adicionales (Romero-Terán *et al.*, 2001; Mejía *et al.*, 2005; Arce *et al.*, 2008) ponen en duda la migración de este volcanismo que ha tenido lugar entre 3.7 y 0.39 Ma (Plioceno-Pleistoceno). Arce *et al.* (2017) describen la Pómez Bosque de Tlalpan (PBT) que posiblemente se originó del volcán Ajusco, o del volcán San Miguel, mediante una erupción pliniana. Con una edad de aproximadamente 25,730 años A.P., la PBT representaría el

producto más joven del complejo volcánico Sierra Las Cruces. Arce *et al.* (2015) ubican en el pozo profundo San Lorenzo Tezonco rocas de este complejo volcánico entre 581-875 m de profundidad.

Complejo Volcánico Zempoala (Tpz)

Vázquez Sánchez y Jaimes Palomeras (1989) particularizan el conjunto de productos de los volcanes Zempoala y La Corona alineados en dirección norte-sur, ubicados en la parte más meridional de la Sierra de Las Cruces como el Complejo volcánico Zempoala. Estas dos estructuras volcánicas, junto con el volcán San Miguel forman las mayores alturas del bloque sur de la Sierra de las Cruces (García-Palomo *et al.*, 2008).

Schlaepfer (1968) define esta unidad como un conjunto de productos volcánicos de dos estructuras volcánicas alineadas en dirección N-S, cuyas características litológicas, morfológicas y posición estratigráfica sugieren que son contemporáneos al vulcanismo de la Sierra de Las Cruces.

De acuerdo a Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) en la parte norte presenta una secuencia de lavas andesíticas afanítica-porfiríca y depósitos piroclásticos entre los que se encuentran flujos de ceniza y brechas volcánicas. La parte sur casi no presenta lavas y es fácil confundir las lavas con grandes bloques de roca dentro de las brechas volcánicas que son el depósito volcánico más común en la región. Fries (1960) encuentra lahares, flujos piroclásticos de ceniza con bloques y surges en forma radial. La parte más meridional de la unidad junto con los sedimentos contemporáneos en donde se encuentra interdigitada en algunos lugares se nombró como Unidad Cuernavaca. El espesor de estas rocas es aproximadamente de 1,000 m en el cerro Zempoala, con una edad que corresponde al Plioceno Tardío.

Arce *et al.* (2008) para el volcán Zempoala establecen edades geocronológicas entre 0.7 y 0.8 Ma, en tanto que para el volcán La Corona reportan edades de aproximadamente 0.9 Ma. Es decir ambos aparatos volcánicos son del Pleistoceno. Arce *et al.* (2008) estudian el colapso pleistocénico del flanco sur de este aparato. Analizan el papel jugado por la reactivación de fallas de los sistemas Tenango-La Pera (Norini *et al.*, 2006), y Tenochtitlan (De Cserna *et al.*, 1988). Detallan los depósitos de avalancha de escombros de este aparato. Establecen una columna estratigráfica local detallada para esta zona.

Riolita Navajas (Tpn)

Geyne *et al.* (1963) definen esta unidad como una secuencia de derrames lávicos con estructura fluidal; y con intercalaciones de brechas de flujos de cenizas vítreas, con

fragmentos de líticos, plumíticos y de obsidiana. El espesor de esta unidad en su parte central es de 500 m aproximadamente.

La base de la unidad sobreyace discordantemente sobre el Grupo Pachuca y rocas volcánicas del Oligoceno Mioceno (Tomv); aparentemente se interdigitan con rocas máficas (Tpb) (Geyne et al., 1963) y con piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc); también en la zona se encuentra cubierta discordantemente por productos del complejo volcánico El Pino.

En estudios posteriores, De Cerna *et al.* (1988) llegan a una descripción litológica que concuerda con la propuesta por Geyne *et al.* (1963); donde los derrames de lava riolítica, se observan de coloración gris clara, de estructura fluida, con vesículas horizontales, horizontes de brecha y toba riolítica.

Depósitos Piroclásticos y Clásticos Aluviales del Plioceno (Tppc)

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) proponen designar así a los depósitos no diferenciados relacionados con actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno. En la parte septentrional fueron estudiados por Geyne *et al.* (1963), Segestrom (1961) y Fries (1962) donde forman extensas llanuras rellenas con depósitos piroclásticos conformados por gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica, los cuales fueron transportados y depositados en amplios valles socavados en roca preexistente y están interdigitados con rocas volcánicas (Tpb), el horizonte con mayor espesor es de 400 m cuyo afloramiento se encuentra al poniente de Cuautla.

De acuerdo a Vazquez-Sanchez y Jaimes-Palomera (1989), en la porción sur de la CM, los depósitos piroclásticos se conforman de tobas, brechas volcánicas y aglomerados, de todo el Plioceno.

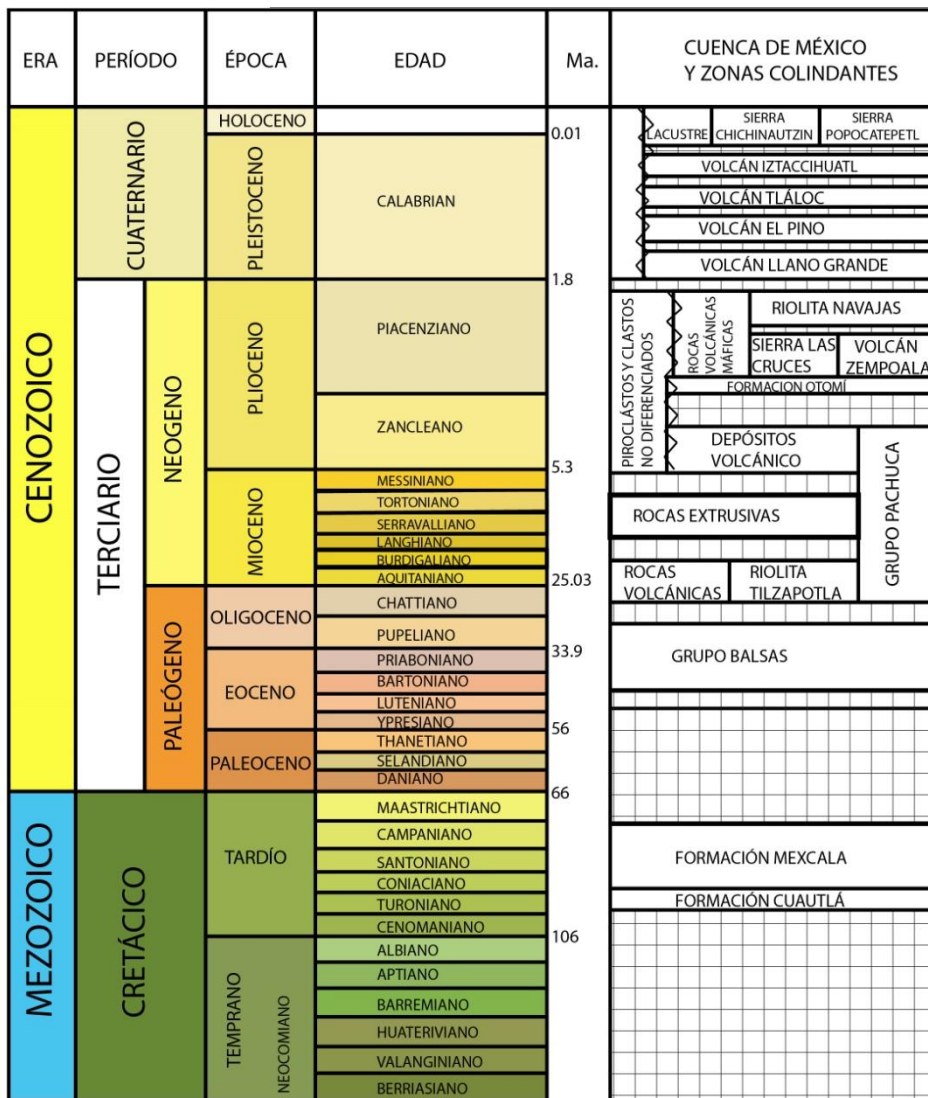


Figura 3.5. Columna estratigráfica de la Cuenca de México (tomado y modificado de Vázquez-Sánchez y Jaimes Palomeras, 1989).

CUATERNARIO

Volcán Llano Grande (Qllg)

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) sugieren el nombre de Llano Grande para las secuencias eruptivas de composición variable de andesítica a riodacita que se originan en el volcán del mismo nombre. Enciso-de la Vega (1992), propone incluir a las rocas de esta unidad geológica dentro del grupo Taranguense, junto a las rocas de los complejos volcanicos Iztaccíhuatl, El Pino, Tláloc y la unidad Tarango.

Para esta unidad se describen principalmente capas delgadas de lapilli pumítico y lítico de caída, surges laminares y de sand wave, flujos de cenizas vítreas café palagonitizadas y cristalinas, con o sin bloques accidentados y brechas soldadas de flujo; estos piroclastos están cubiertos por derrames lávicos, mismo que son de piroxenos y anfíboles con estructura fluidal, de grano fino a mediano, la actividad termina con domos. A través de fechamiento isotópico se ha indicado una edad de 0.9 Ma la cual concuerda con la polaridad magnética inversa propuesta por Mooser (1975).

Macias *et al.* (2012) indican que el Complejo Volcánico del Iztaccíhuatl comprende dos unidades geológicas: Llano Grande e Iztaccíhuatl (propriadamente) con edades que van del Pleistoceno Temprano al Holoceno. La unidad Llano Grande está constituida por tres unidades volcánicas principales: Pulpito del Diablo, Caldera Llano Grande y Los Pies Ancestrales. Nixon (1987) reporta para estas rocas, fechamientos geocronológicos K-Ar de 0.50 y 0.9 Ma, en tanto que Cadoux *et al.* (2011) reportan una edad de 1.09 Ma.

Volcán El Pino (Qpp)

En este complejo volcánico, Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) incluyen las rocas volcánicas que componen los cerros La estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y otros aislados, también se incluyen los campos volcánicos de Tezoentepec-Otumba y la Traquita Guajolote.

Jaimes-Viera *et al.* (2018) datan los materiales del volcán Chimalhuacán (junto con el volcán del Peñón del Márquez) en 1,294± 36 ka, y lo ubican en su Grupo Volcánico Monogenético Peñón, primera etapa magmática de la Sierra Chichinautzin. Recientemente, Arce *et al.* (2015) relacionan los productos volcánicos del Cerro de la Estrella con los productos volcánicos de la Sierra de Santa Catarina. Jaimes-Viera *et al.* (2018) también basados en fechamientos geocronológicos ubican al Cerro de La Estrella como parte del volcanismo inicial de la Sierra Chichinautzin (lo ubican en la parte final del vulcanismo asociado a su Grupo Volcánico Monogenético Peñón). La edad reportada para este último aparato volcánico es de 765± 30 ka.

Geomorfológicamente, esta formación se caracteriza por conos cineríticos, por volcanes de escudo y amplias coladas lávicas. Está constituido por flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada de caída, formada por ceniza cristalina y vítrea, lapillis líticos y escoria tamaño lapilli. Los derrames lávicos son de andesita-basáltica de olivino y las andesitas de anfíbol, con estructura fluidal, con vesículas alineadas en la dirección del flujo laminar. El espesor que se aprecia para esta unidad es de 60 a 200 m para el campo de lava (Geyne *et al.*, 1963). El espesor máximo para la formación es de 750 m aproximadamente y se presenta en los centros eruptivos acuñándose hacia la periferia. Considerando el magnetismo inverso que la caracteriza (Mooser, 1975) y las relaciones estratigráficas de esta unidad, se le asigna una edad de entre 0.9 Ma y 0.69 Ma, lo que corresponde al Pleistoceno.

Volcán Tláloc (Qt)

Schlaepfer (1968) denomina a la unidad Tláloc como un conjunto de rocas volcánicas que proviene de la Sierra Río Frío. Este complejo de rocas volcánicas está constituida por un conjunto de derrames riodacíticos formado por rocas porfídicas mesocráticas de color gris; agrega que comprende varias unidades morfológicas de origen volcánico, derivadas de uno o más centros eruptivos interrelacionados. La composición de las unidad es andesítica, latítica y dacítica; consta de varias sucesiones caracterizadas por poméz y líticos accidentados angulosos, tamaño lapilli con gradación inversa que indicaría erupción tipo Pliniana; el espesor que se puede observar es de aproximadamente 1,800 m en el centro de la sierra, el cual se acuña hacia los alrededores. Muy probablemente, Vázquez-Sánchez and Jaimes-Palomera (1989) equiparan esta formación con la Sierra de Río Frio de acuerdo a la definición dada por Mooser *et al.* (1974). En este caso esta formación incluye a los productos volcánicos de los volcanes Tlaloc y Telapón que conforman la parte norte de la Sierra Nevada (por ejemplo, Macías *et al.*, 2012).

De acuerdo a Cadoux *et al.* (2011) el volcanismo de la Sierra Nevada se inició hace 1.8 Ma en el volcán Tlaloc, y aproximadamente a los 1.0 Ma se extendió hacia el Iztaccíhuatl, y apareció en su extremo sur en el cono Nexpayantla hace 329 ka. Sin embargo, estos autores señalan que si bien el inicio en los diferentes volcanes observa una migración de norte a sur, el vulcanismo coexistió durante la mayor parte del Pleistoceno Medio a Tardió. Macías *et al.* (2012) coinciden en esto último. De acuerdo a Macías *et al.* (2012), la actividad volcánica en el volcán Tlaloc inició hace 1.8-1.4 Ma, y ha continuado intermitentemente hasta hace 25 Ma. En tanto que el nuevo edificio del volcán Telapón se constiuyó entre 0.38 y 0.34 Ma. Productos con edades de 1.4 y 0.94 Ma (García-Tovar, y Martínez-Serrano, 2011) corresponden a un Telapón antiguo. García-Tovar y Martínez-Serrano (2011) proporcionan una cronoestratigrafía par este aparato volcánico. Sánchez-Vázques y Jaimes-Palomera (1989) asocian una edad pleistocénica entre 0.6 y 0.7 Ma.

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) mencionan que las rocas de esta unidad cubren a las rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardió y del Plioceno Temprano y las unidades volcánicas de El Pino y Llano Grande; mientras se encuentra sobreyacida discordantemente por materiales volcánicos de la Sierra Chichinautzin y del volcán Iztaccíhuatl.

Volcán Iztaccíhuatl (Qi)

Schlaepfer (1968) establece el nombre para los productos de este volcán para referirse a los derrames lávicos de los volcanes Llano Grande, Iztaccíhuatl y Nexpayantla; que comprenden rocas mesocráticas y porfídicas de color oscuro, cuya composición varía de dacítica a riodacítica, cuyos derrames superiores están constituidos por una andesitita rosada. Se conforma por diversas secuencias principalmente efusivas, donde la composición

principal es andesita basáltica a dacítica; las secuencias comienzan con derrames lávicos y terminan con extrusiones dómicas; los derrames lávicos y los domos identificados en la zona son andesitas de olivino y/o anfíbol y dacitas de anfíbol (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

El espesor máximo reportado por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) es de 2,500 m con referencia a los afloramientos en el volcán Iztaccíhuatl. Las edades isotópicas suplementadas con la magnetización normal (Mooser, 1975), sugieren que estas rocas fueron extruidas en distintos periodos eruptivos dentro del intervalo de 0.6 a 0.08 Ma, y durante la época de la polaridad normal Brunher. Macías *et al.* (2012) mencionan que la actividad del volcán Iztaccíhuatl comienza hace 1.1 Ma con la aparición de las diversas estructuras volcánicas y perdura hasta los 0.45 Ma cuando un evento destruyó el flanco sureste del cono Los Pies, produciendo una avalancha de escombros y depósitos de piroclástos.

La Formación Iztaccíhuatl comprende los siguientes edificios volcánicos: los Pies, Las Rodillas, El Pecho, La Cabeza, y Téyotl (i.e., Macías *et al.*, 2012). Nixon (1989) obtuvo edades geocronológicas para este complejo de rocas de 0.08, 0.27, 0.34, 0.41, y 0.58 Ma. La unidad Llano grande constituye el primer periodo de actividad volcánica del volcán Iztaccíhuatl (Macías *et al.* 2012). La última erupción efusiva del volcán Telapón (parte norte de la Sierra Nevada) constituida por la dacita vítrea Telapón (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011) subyace a los flujos dacíticos del volcán El Papayo perteneciente al complejo volcánico Iztaccíhuatl (García-Tovar y Martínez-Serrano, 2011).

Volcán Popocatepetl (Qp)

Unidad descrita originalmente por Fries (1965 en Schlaepfer, 1968), menciona que comprende los productos volcánicos del estratovolcán Popocatépetl, ubicado en el sector sur de la Sierra Nevada. Se proponen cuatro etapas eruptivas principales para el estratovolcán del Popocatépetl. La primera etapa comienza con un blast piroclástico de 8 m de espesor, constituido por surges planares y de sand wave, ricos en cristales y líticos accidentales tamaño ceniza y lapilli; contiene además bloques lávicos imbricados no clasificados; la imbricación y la mayoría de las capas laminares, en este caso, sugieren un flujo laminar (Sheridan, 1979). La segunda secuencias es netamente efusiva y consistente en andesitas básicas ricas en olivino, andesitas ácidas con olivino, piroxenos, andesitas y dacitas (Robin y Boudal, 1979).

La tercera secuencia da origen al volcán noroccidental El Fraile, comenzó con una efusión andesítica y continuando con 3 períodos explosivos, los cuales principian con pómez y cenizas plinianas, surges, flujos no soldados de ceniza con bloques pumíticos de composición mixta andesítica y dacítica, indicador de mezcla de magmas; potentes lahares fluyeron principalmente hacia el suroeste, asociados a flujos piroclásticos (Robin y Boudal,

1987). El último período, aún activo, dio origen a la estructura final en el periodo de 3 800 a 900 años; comenzando con efusiones y explosiones, con sucesiones piroclásticas similares a la del volcán El Fraile, pero con mayor número de derrames lávicos intercalados.

No se conoce el espesor total; sin embargo, con base a los afloramientos se estima un espesor máximo de 3 500 m. Las relaciones estratigráficas apoyadas de los fechamientos isotópicos de C^{14} , aunadas a la polaridad magnética normal de uno de los derrames lávicos occidentales, supone una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno para los productos del volcán Popocatepetl.

Macías *et al.* (2012) hacen una síntesis de la evolución de este estratovolcán. La actividad comienza con la formación del volcán Nexpayantla (Mooser *et al.* 1958), también llamado volcán ancestral por Robin (1984). Un flujo de lava andésitica de este aparato ha sido datado en 329 +/- 10ka (Cadoux *et al.* 2011). En el pleistoceno una erupción da origen al colapso de este volcán y a la creación de una caldera. En el interior de esta última se edifica el volcán El Fraile comenzando con flujos andesíticos y dacíticos. Una erupción tipo Bezyminiana (Robin y Boudal, 1987; Boudal y Robin, 1989), ocasiona que este volcán destruya el flanco sur de su cono. Se generan, consecuentemente avalanchas de escombros hacia el sur, y el suroeste. Al colapso le continuó una erupción pliniana. A continuación se inicia la construcción del edificio actual (Siebe *et al.*, 1995).

Sierra Chichinautzin (Qc)

Comprende a todo el volcanismo monogenético principalmente estromboliano con características y de edades similares en la región de la Cuenca de México y sus alrededores. Los afloramientos más significativos se encuentran en la porción meridional del área, en donde alcanzan los mayores espesores; también en esta porción, esta unidad se ha encontrado en el subsuelo de numerosos pozos de agua, pozos exploratorios y sondeos geofísicos. La Sierra Chichinautzin ha sido objeto de numerosos estudios. Entre los autores de estos estudios mencionamos a los siguientes: Martín-del-Pozzo (1989), Siebe *et al.* (2004), Siebe *et al.* (2005), Guilbaud *et al.* (2009), Arce *et al.* (2013). Esta lista no es exhaustiva. En Verma *et al.* (2016) se incluye una lista completa de trabajos con análisis geoquímicos de rocas de esta sierra. Recientemente Jaimes-Viera *et al.* (2018) con base en dataciones radiométricas, geoquímica, y morfología de las estructuras que constituyen este campo volcánico de la Sierra de Chichinautzin establecen su evolución temporal. Proponen cuatro episodios de actividad, con dos periodos de inactividad efusiva. Las lavas de esta unidad en general son muy extensas, vesiculares, masivas o lajadas, la composición de estas lavas es principalmente andesítico-basáltica y andesítico de grano fino y medio.

El espesor de esta unidad varía de un sitio a otro, sin embargo, el espesor máximo de acuerdo a Fries (1960) es de 1,800 m. En esta unidad volcánica incluye a la Sierra de Santa Catarina. De acuerdo a su morfología, los aparatos volcánicos que la constituyen son del

Pleistoceno Tardío (Lugo Hubp *et al.* (1994). Layer *et al.* (2009) proponen una edad del Holoceno para esta sierra. Los primeros estudios geoquímicos de la Sierra de Santa Catarina son los de Verma *et al.* (2016). En particular, de acuerdo a Jaimes-Viera *et al.* (2018) el material magmático de esta sierra se emplazó entre 132 +/-70 y 2+/- 56 ka.

La unidad cubre discordantemente casi todas las unidades cretácicas y terciarias; aunque por zonas sobreyace a rocas del volcán El Pino y se encuentra interdigitada con depósitos lacustres y aluvión. Notemos, que de acuerdo a estudios más reciente algunos de los volcanes de la unidad El Pino, son ahora considerados parte de la Sierra Chichinautzin.

Depósitos aluviales (Qal)

De acuerdo a Vazquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) esta unidad constituida por material clástico fluvial acumulado penecontemporáneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario. Afloran en forma de llanuras aluviales al norte y sur de la región; en el subsuelo de la parte meridional se encuentran extensamente distribuidos, rellenando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc), así como depresiones tectónicas (graben de Chalco).

Los espesores máximos de 500 m aproximadamente, se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia los márgenes de la llanura. En las zonas norte y sur incluyen material poco consolidado compuesto por fragmentos con tamaño de grava, arena, limos y arcilla (Fries, 1962; Fries, 1960). Los pozos para extracción de agua en el sector meridional de la CM muestran gran heterogeneidad en la granulometría de estos depósitos. En el subsuelo se encuentran discordantemente encima de los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno y localmente en la misma forma, sobre rocas volcánicas más antiguas y sedimentarias del Cretácico.

Depósitos lacustres (Qla)

Esta unidad comprende los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica reciente de las distintas estructuras volcánicas de los alrededores. Los depósitos forman una gran planicie lacustre, la cual se extiende con una altitud promedio de 2,200 m, a través de los lagos de Zumpango hasta Chalco y del lago de Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec. Esta formación se compone de arcillas bentoníticas y montmorilloníticas, con carbonato de calcio, diatomeas, ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez; los materiales piroclásticos están compuestos por cenizas vítreas, cristalinas y líticas, además de varios horizontes de lapillis angulosos, plumíticos y líticos.

Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) indican que los pozos Mixhuca-1, Tuyehualco-1, Roma-1 cortaron su base a profundidades correspondientes de 167, 300, y 74 m. Los

espesores varían de 30 a 300 m dependiendo la zona en la que se encuentre. El rango de edades (4,800 a 46 000 años), obtenidas por medio del método de C^{14} , implica una sedimentación durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno para estos depósitos lacustres.

Lozano-García *et al.* (2017) reportan un espesor de 260 m para la parte superior de la columna estratigráfica, el material comprende preferentemente clastos de grano fino, primordialmente de origen lacustre en la depresión de Chalco. Ortega-Guerrero *et al.* (2015) agrupa en tres categorías principales los sedimentos lacustres someros de la región de Chalco: 1) detriticas (limo arenoso, 0.3-7 m), 2) volcánicas (limo arcilloso, 7-9 m), y 3) biogénicas (limo, arcilloso o arenoso, 9-27 m). La aglomeración de productos volcánicos de Volcán Teuhtli alteró la geomorfología y cambió la sedimentación lacustre en el sureste de la cuenca de México (Ortega-Guerrero *et al.*, 2015).

CAPITULO 4

MÉTODOS Y MATERIALES

MAPA DE ANOMALÍAS DE BOUGUER

A través de una búsqueda bibliográfica en diferentes acervos digitales y trabajos publicados, se pudo recopilar la mayor cantidad de datos e información disponible. En particular se buscaron prospecciones gravimétricas y sus respectivos mapas gravimétricos.

Se encontró, que hoy en día, existen mapas de anomalías de Bouguer publicados por Hernández-Moedano y Gragüel (1954), JICA (1989) y De Cserna (1988). Sin embargo, el mapa de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) cubre una mayor parte del área metropolitana de la Ciudad de México. Con base a este mapa se han realizado varios estudios enfocados a inferir rasgos estructurales del subsuelo, tales como fallas, cambios de facies y depresiones tectónicas (Texcoco, Chalco, Xochimilco) (Pérez Cruz, 1988; Campos-Enríquez *et al.*, 1997; Román Álvarez, 2017). El mapa gravimétrico realizado por JICA (1989) se limita sobre todo a la parte occidental del área metropolitana. El mapa presentado por De Cserna (1988) es una reinterpretación de datos que no abarca la región de Xochimilco en su límite sur. Ninguno de estos estudios cubre las estribaciones de la Sierra Chichinautzin.

Con base a datos de los estudios gravimétricos de Hernández-Moedano y Gragüel (1954), y de JICA (1989) se elaboró el mapa de contornos de la anomalía de Bouguer de la Figura 4.1. Para su elaboración los datos fueron interpolados con el método de Kriging. Este proceso se realizó con el programa Oasis Montaje muy amigable para la modelación. El mapa que así generamos se correlaciona bastante bien tanto con el mapa publicado por

Hernandez-Moedano y Gragüel (1954), así como con el obtenido por JICA (1989). Este mapa nos permite analizar el comportamiento de las anomalías gravimétricas dentro del área de interés.

El mapa de anomalías elaborado en este estudio (Figura 4.1) indica la presencia de varios máximos gravimétricos en la porción norte de la Cuenca de México. En general los valores gravimétricos tienden a disminuir tanto hacia el sur, como hacia el poniente. Mínimos gravimétricos se ubican en la zona centro-sur, y occidental de la ciudad de México.

Las áreas de Xochimilco y de Chalco están caracterizadas por un mínimo gravimétrico de forma alargada y con una orientación aproximada E-W.

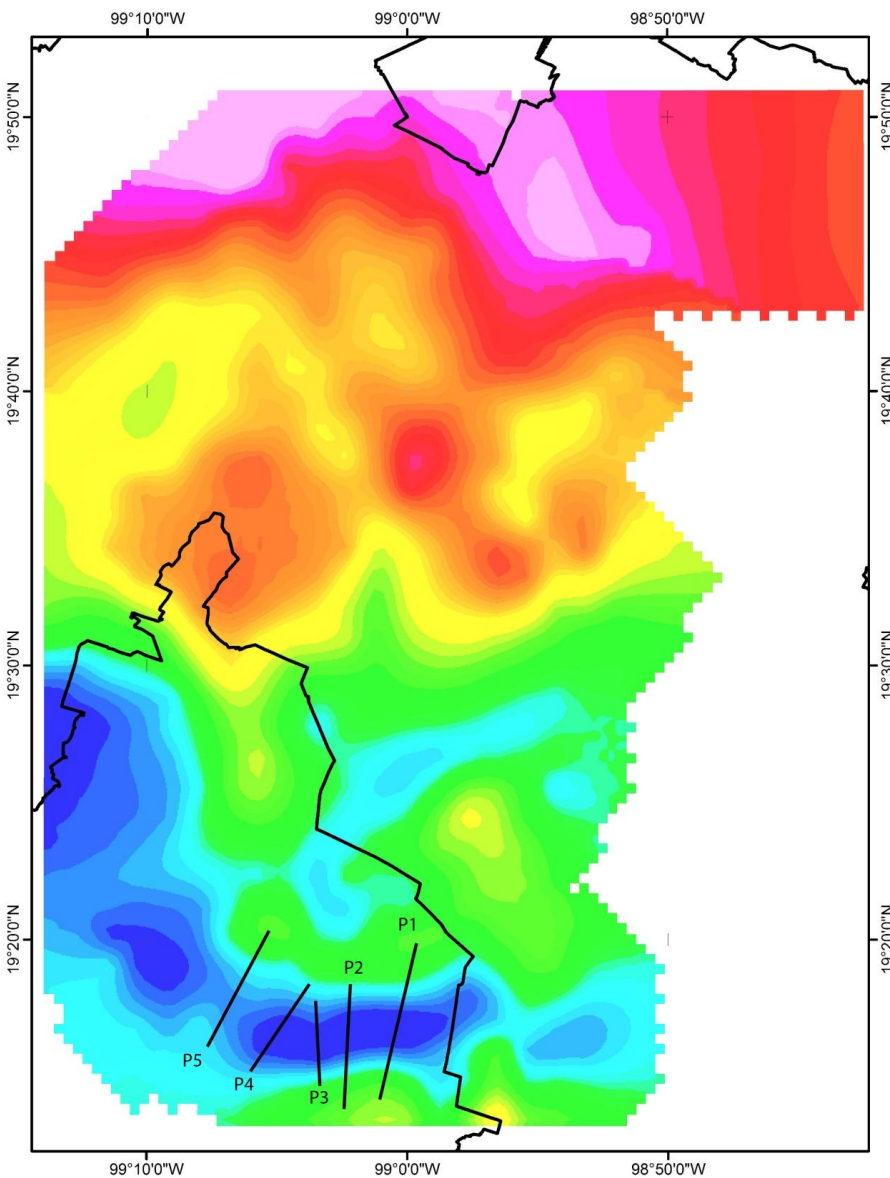


Figura 4.1. Mapa de la anomalía de Bouguer de la Cuenca de México con base a datos de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989). Se indican los perfiles analizados en el análisis preliminar de este estudio.

ANALISIS PRELIMINAR

Con la finalidad de obtener información de las estructuras geológica del área de Xochimilco se extrajeron 5 perfiles gravimétricos del mapa de anomalías gravimétricas de Bouguer con orientaciones aproximadas NE-SE. En la Tabla XX se indican las orientaciones respectivas. Las orientaciones N15°E (perfil1), N7°E (perfil2), N-S (perfil 3), N34°E (perfil 4), y N29°E (perfil5). Para su análisis los perfiles se muestran con su respectiva topografía. Para obtener los perfiles topográficos se requirió de una base actualizada de datos de altimetría.

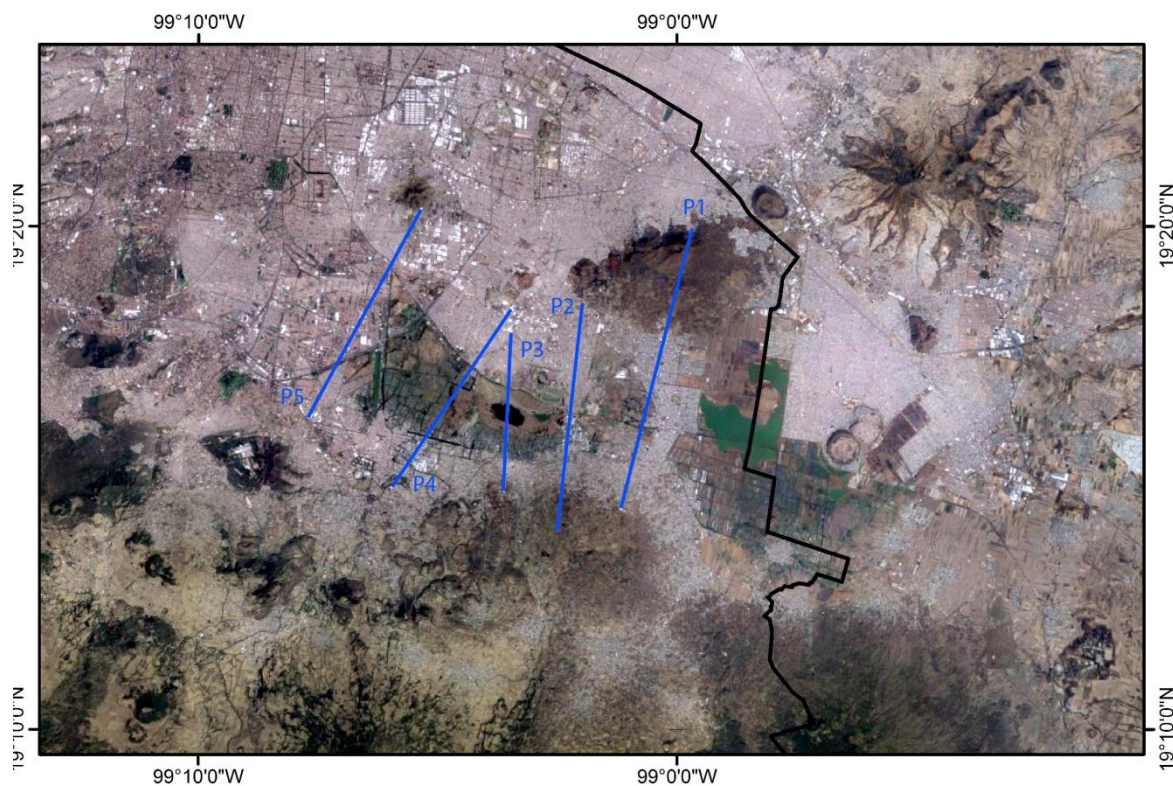


Figura 4.2. Localización de los perfiles gravimétricos extraídos del mapa de la anomalía de Bouguer elaborado en este estudio con base en los datos Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989) que se muestra en la Figura 4.1.

Perfil gravimétrico 1

Este perfil tiene una longitud de 10.5 km, cuyas coordenadas iniciales son 99°59'40" W, 19°19'57" N, y las finales son 99°01'11" W, 19°14'22"N. La parte norte del perfil corresponde la Sierra de Santa Catarina (Figuras 4.1 y 4.2). La parte sur está ubicada en la ribera sur de la depresión de de Xochimilco, en el área de San Gregorio Atlapulco.

A lo largo de este perfil se tiene un mínimo gravimétrico suave de aproximadamente 5 mGal. Es una anomalía definida por dos gradientes suaves. El gradiente sur es relativamente más fuerte. Este bajo gravimétrico corresponde a una depresión con una diferencia de elevación de alrededor de 140 metros. Se infiere cualitativamente que la anomalía es típica de una depresión tectónica.

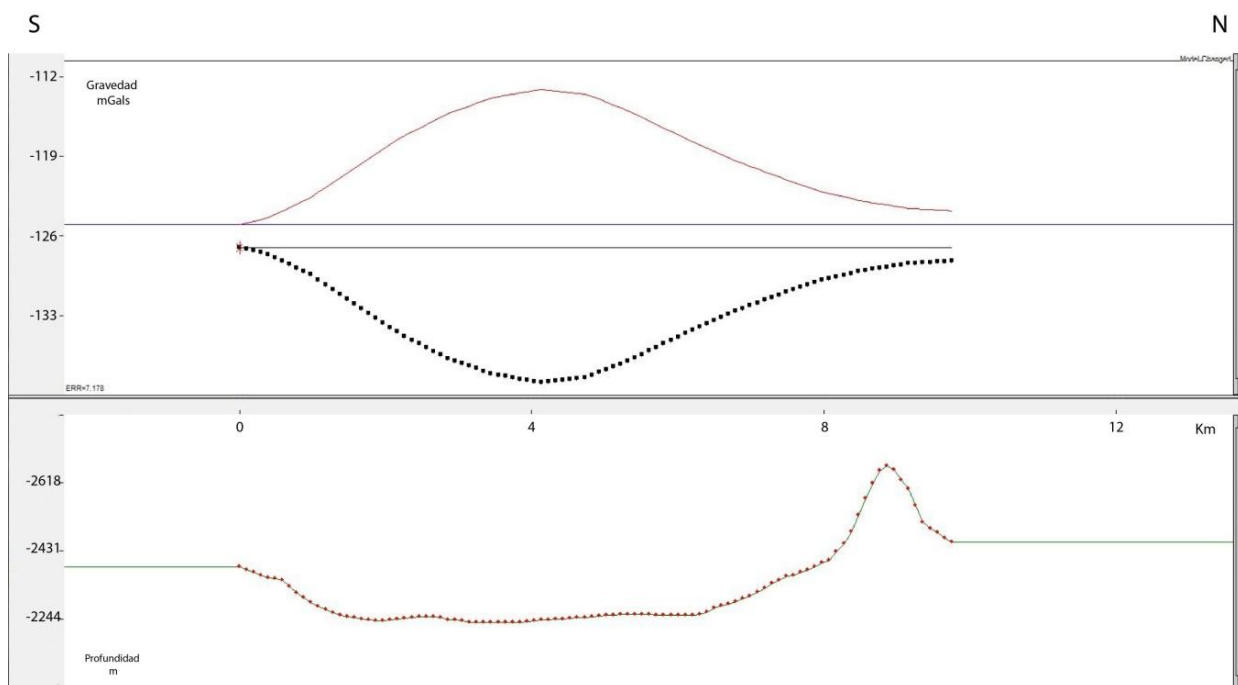


Figura 4.3. Perfil gravimétrico 1. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la altura en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.

Perfil Gravimétrico 2

Este perfil tiene una longitud de 8.5 km; las coordenadas de sus extremos son 99°01'57" W, 19°18'27" N y 99°02'30" W, 19°13'58"N. El extremo sur del perfil 2 se ubica en la parte baja del complejo volcánico de la Sierra de Chichinautzin donde se tiene una altura de 2,500 msnm aproximadamente (Figura 4.4). El segmento norte se localiza en las inmediaciones del

volcán Xaltepec (Sierra de Santa Catarina) con una altura promedio de 2,260 msnm. El segundo perfil se caracteriza también por un mínimo gravimétrico suave y aproximadamente simétrico de 11 mGal en promedio. Se define la anomalía por dos gradientes atenuados. El perfil 2 tiene el gradiente sur más fuerte.

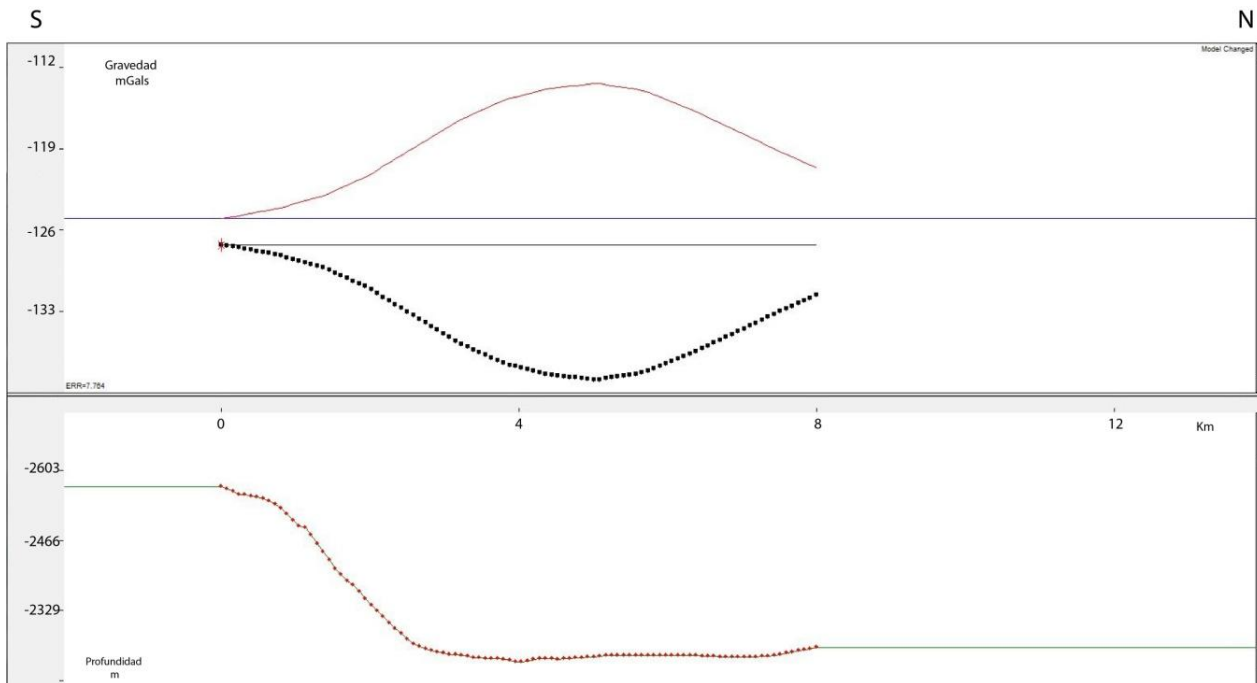


Figura 4.4. Perfil gravimétrico 2. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.

Perfil Gravimétrico 3

Este perfil tiene una longitud de 5.9 km, con coordenadas 99°03'27" W, 19°17'56" N y 99°03'37" W, 19°14'43"N. La parte sur del perfil se ubica en los derrames lávicos de la Sierra Chichinautzin en el límite meridional del área de Xochimilco. Las elevaciones en los extremos del perfil 3 son respectivamente 2,270 msnm (en el sur) y 2,245 msnm (en el norte), mientras que en la parte central se observa una altura de 2,220 msnm; esta sección gravimétrica atraviesa la laguna de San Gregorio Atlapulco. Se caracteriza por un mínimo gravimétrico muy atenuado de 6 mGal aproximadamente (Figura 4.5). El gradiente en la parte sur del perfil 3 es más marcado en comparación con el del sector norte. La forma de la anomalía es típica de una depresión tectónica, con su parte más profunda ubicada al sur (es decir una depresión asimétrica).

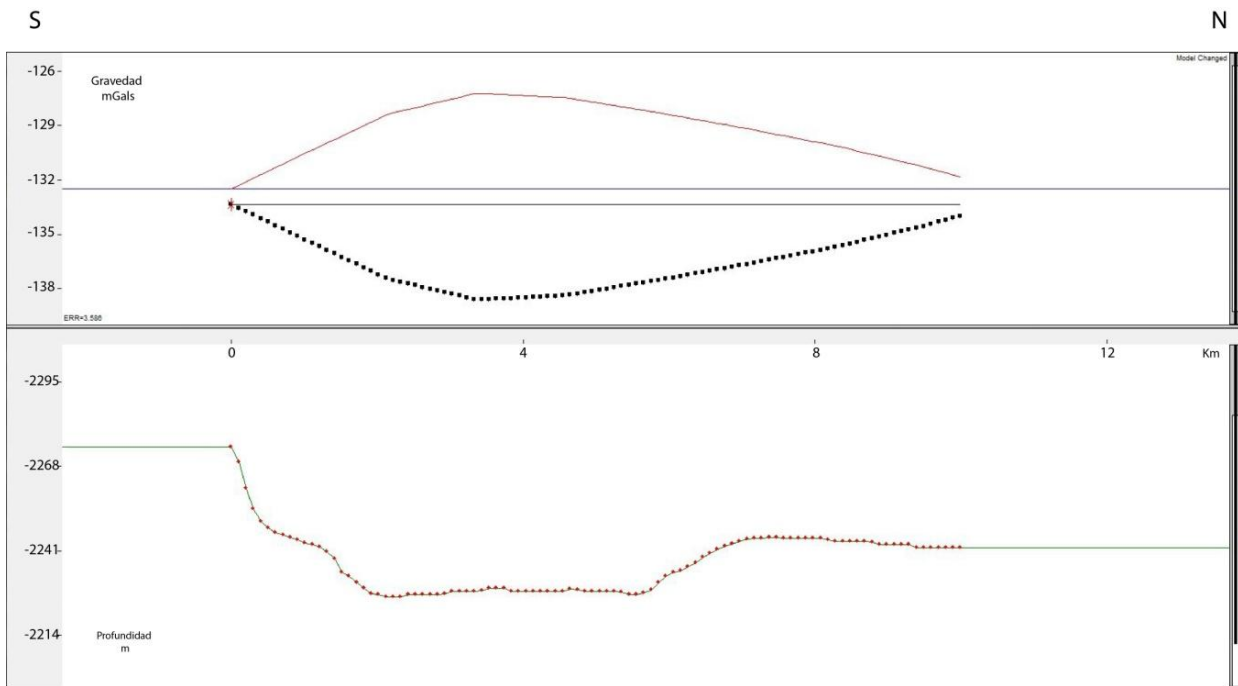


Figura 4.5. Perfil gravimétrico 3. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.

Perfil Gravimétrico 4

Esta sección tiene una longitud de 7.9 km, sus extremos tienen coordenadas $99^{\circ}03'26''$ W, $19^{\circ}18'21''$ N y $99^{\circ}05'58''$ W, $19^{\circ}14'48''$ N. El perfil está caracterizado por un mínimo gravimétrico que oscila entre los -132 y -138 mGal. Existen dos cambios suaves en la anomalía. La anomalía gravimétrica es mayor en la parte norte del perfil 4 (Figura 4.6). El sector meridional de la sección se encuentra al sur de la hondonada de Xochimilco, la parte central del perfil recorre la zona de canales de Xochimilco, el trazo finaliza en la parte sur de la alcaldía de Tláhuac. La topografía es muy variable a lo largo de todo el perfil aunque marca una tendencia de mayores alturas en su parte norte. El mínimo gravimétrico corresponde a una depresión que se correlaciona a la región de Xochimilco.

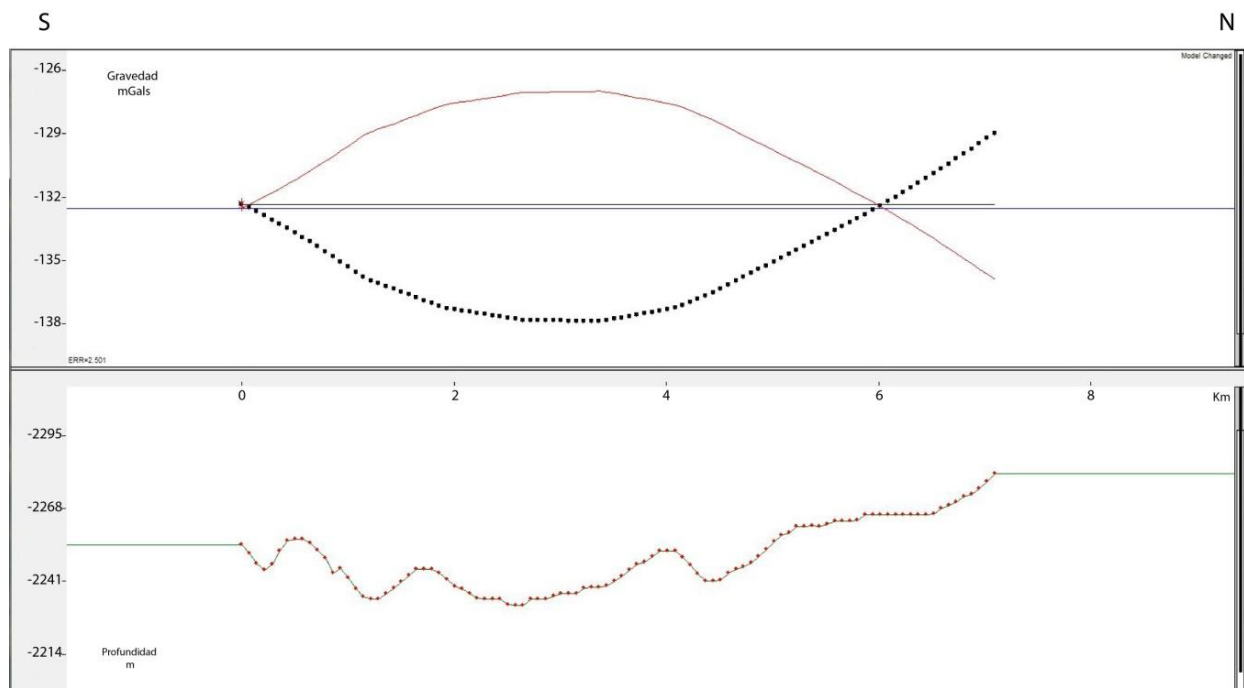


Figura 4.6. Perfil gravimétrico 4. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.

Perfil Gravimétrico 5

Este perfil tiene una longitud de 8.7 km, las coordenadas de sus extremos son $99^{\circ}05'18''$ W, $19^{\circ}20'21''$ N y $99^{\circ}07'42''$ W, $19^{\circ}16'14''$ N.). La zona sur está ubicada en el poniente de la alcaldía de Xochimilco (La Noria) con una altura en promedio de 2,250 m. La parte norte se encuentra en la ladera sur del Cerro de la Estrella, donde la altura es de 2,350 msnm. Igualmente, se aprecia un mínimo gravimétrico suave de aproximadamente 8 mGal. Se tiene un mínimo poco remarcado, en la parte sur el gradiente es muy suave mientras que el extremo norte el gradiente es más marcado (mayor) (Figura 4.7). El gradiente en la parte norte nos indicaría una falla con caída hacia el sur.

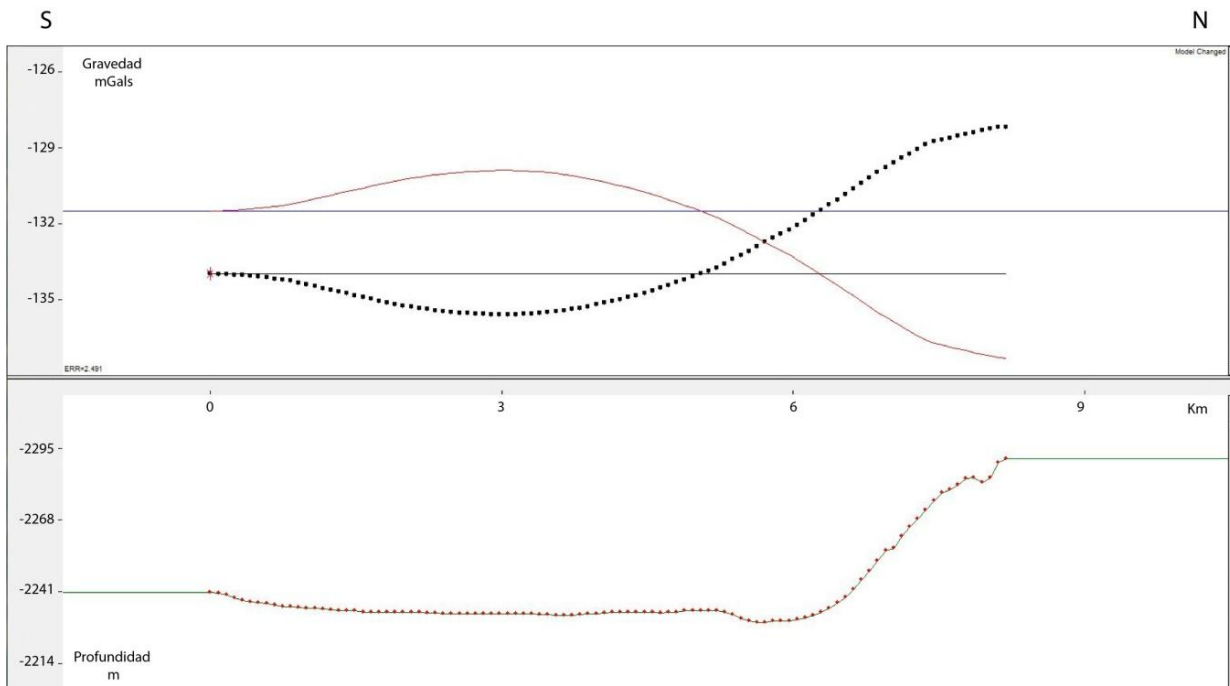


Figura 4.7. Perfil gravimétrico 5. En la parte superior se presenta la anomalía de Bouguer (mGal), en la parte inferior se muestra la topografía en msnm. Ver localización en Figuras 4.1 y 4.2.

Aunque el análisis cualitativo de la anomalía de Bouguer a lo largo de los perfiles indican que la forma de la anomalía corresponde a una depresión, lo cual se correlaciona con la región de Xochimilco, los gradientes que delimitan el mínimo gravimétrico central son muy suaves, lo que implicaría que la depresión estaría limitada por fallas sub-horizontales. Para dar más exactitud a este punto se procedió a analizar la ubicación de los puntos de medición en que se basan los dos mapas gravimétricos existentes para la Cuenca de México.

En la Figura 4.8 se muestra la ubicación de los puntos de medición realizados en la zona de estudio por JICA (1989). Como se puede observar las escasas mediciones se localizaron en la ribera de la depresión tectónica de Xochimilco. A partir de esta distribución de los puntos de medición se infiere que el mínimo gravimétrico que caracteriza a las áreas de Xochimilco y de Chalco está basado en la interpolación de datos obtenidos a los alrededores de estas regiones.

Basados en la inferencia anterior se decidió realizar mediciones a través de la hondonada de Xochimilco (en particular), así como a través de la Sierra de Santa Catarina, y en las estribaciones de la vertiente norte de la Sierra Chichinautzin. El objetivo particular que se estableció fue de definir con mayor exactitud los gradientes de la anomalía de Bouguer en la zona de estudio.

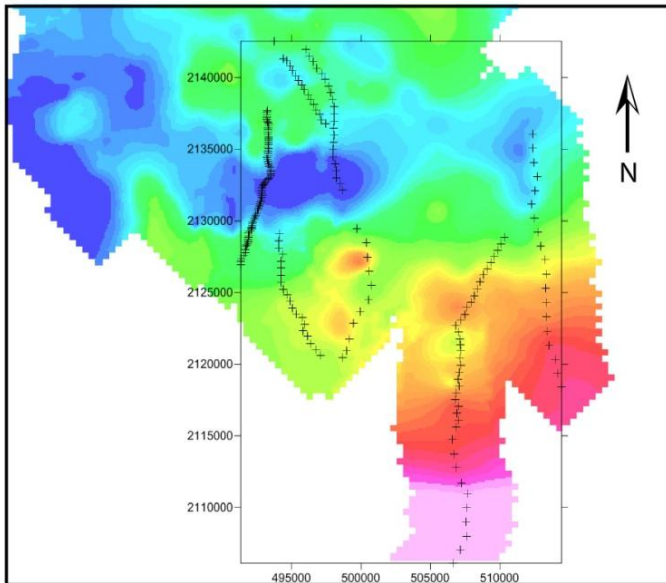
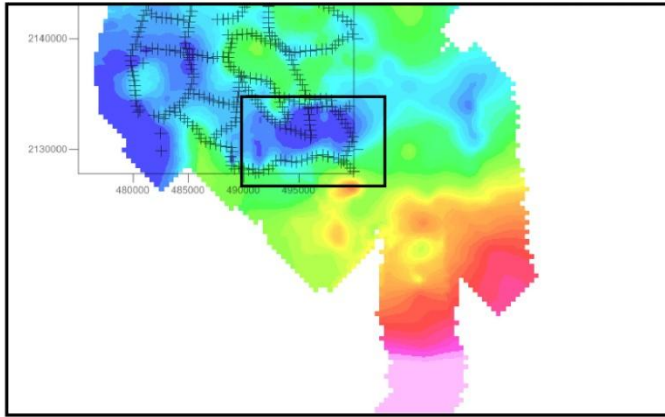


Figura 4.8. En la figura superior se muestra la anomalía de Bouguer obtenida con los datos conjuntos de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989). En ella se indican los transectos realizados por JICA (1989). En la figura inferior se presentan los perfiles realizados en este estudio.

CAPITULO 5

ADQUISICIÓN DE DATOS

Se llevó a cabo la adquisición de 7 perfiles gravímetros en la zona de estudio (Figura 5.1), mediante un gravímetro LaCoste & Romberg Inc. Modelo G, Meter 247. Con la finalidad de tener una mayor precisión en el procesado de los datos gravimétricos en cada punto de medición se midió la altura con precisión milimétrica, con un GPS diferencial ProMark3 RTK, MAGELLAN, la base utilizada para el estudio topográfico fue la UNIVERSUM (UNIP) del Instituto de Geofísica con un receptor Leica modelo GRX 1200 Classic de doble frecuencia, con una tasa de muestro de 1 s (los datos fueron proporcionados amablemente por José Antonio Santiago Santiago adscrito al Instituto de Geofísica).

El perfil gravimétrico X tiene una longitud de 11 km, con dirección aproximada norte-sur (con coordenadas 491397.51 E, 2126926.20 N al sur y 493249.69 E, 2137694.53 N al norte). El extremo sur de este perfil se ubica al norte de los derrames lávicos del volcán Xicomulco y Teoca del complejo volcánico Chichinautzin, la parte central atraviesa la región de Xochimilco, en tanto su extremo norte se ubica al WSW de la Sierra Santa Catarina; el espaciamiento entre cada punto de medición fue de 150 m (Figura 5.1).

La línea gravimétrica C se extiende por 9 km, se encuentra orientada preferentemente sur-norte, aproximadamente a 3 km al este del perfil X (con coordenadas 497033.00 E, 2120640.00 N en su extremo sur y 49412800 E, 2129119.00 en su extremo norte). La zona sur del perfil se ubica en las estribaciones de la Sierra Chichinautzin. El perfil inicia al suroeste de la población de Milpa Alta, y pasa por el costado oeste del volcán Teuhtli. Su extremo norte se encuentra más al norte del límite sur de la depresión de Xochimilco (en la zona chinampera de San Gregorio Atlapulco). El levantamiento de los datos se llevó a cabo sobre la carretera Xochimilco a Oaxtepec, las mediciones se realizaron cada 500 m.

Los puntos correspondiente al perfil MP cubren una extensión de 10 km y se ubican aproximadamente a 4 km al este del perfil C, con una orientación sur-norte (extremo sur: 498852.00 E, 2120393.00 y en el extremo norte: 499807.00 E, 2129664.00 N norte). El perfil inicia al sureste de la población de Milpa Alta, y pasa al costado este del volcán Teuhtli. El sector septentrional del perfil se ubica al norte del límite geomorfológico de la hondonada de Chalco. Los datos fueron obtenidos con una distancia entre puntos de 1 km.

El perfil V tiene una longitud de 27 km, con una dirección preferencial sur-norte (con coordenadas 506599.00 E, 2106121.00 N en su extremo sur y 510308.53 E, 2128835.89 N en extremo norte), esta línea inicia en la parte central de la Sierra Chichinautzin con mediciones cada 1000 m hasta los 10 km (parte sur), la parte central atraviesa la parte norte de la Sierra Chichinautzin, con mediciones cada 500 m hasta llegar al límite sur de la depresión tectónica de Chalco. El perfil inicia al este del volcán Tlaloc, pasa por el centro

eruptivo Pelagatos, entre Dos Cerros (volcanes La Ninfa y Tezpomayo), al sureste del volcán Ayaqueme, El final del perfil se encuentra en la depresión de Chalco (al este del volcán Xico) con la misma separación entre puntos que en la parte central.

El tendido F comprende 18 km de largo, orientación preferencial sur-norte (las coordenadas de sus extremos son 514447.00 E, 2118406.00 N al sur y 512355.00 E, 2136070.00 N al norte), el perfil se ubica en el límite oriental de la zona de estudio. Al sur, el perfil inicia en las afueras del poblado de Tenango del Aire, Estado de México y finaliza al norte de la autopista México-Puebla en el municipio de Ixtapaluca, Estado de México. La distancia entre los puntos de medición fue de 1 km.

El perfil S cuenta con una longitud de 11 km, con dirección preferencial sur-norte (sus extremos norte y sur están definidos por las coordenadas 495662.16 E, 2132153.98 N, y 496004.02 E, 2141940.31 N, respectivamente). El sector austral del perfil se encuentra en la vertiente sureste de la Sierra Santa Catarina, el segmento central de este perfil atravesó perpendicularmente el complejo volcánico de la Sierra Santa Catarina. La parte septentrional del perfil se extiende al norte más allá de las estructuras volcánicas de Santa Catarina; los puntos de medición se encuentran espaciados cada 500 m (Figura 5.1).

El perfil I se encuentra dentro de la zona metropolitana, en la alcaldía de Iztapalapa, cuenta con una longitud de 7 km, con una orientación NW-SE (extremos norte y sur definidos por las coordenadas 497450.29 E, 2136787.53 N y 497450.29 E, 2136787.53 N respectivamente). Su parte sur se localiza en los límites de la vertiente sur de la Sierra Santa Catarina y la parte norte se extiende por la zona conurbada de Iztapalapa hasta el cruce de Avenida Periférico y Eje 5 sur. Lo puntos muestreados tiene una separación de 450 m.

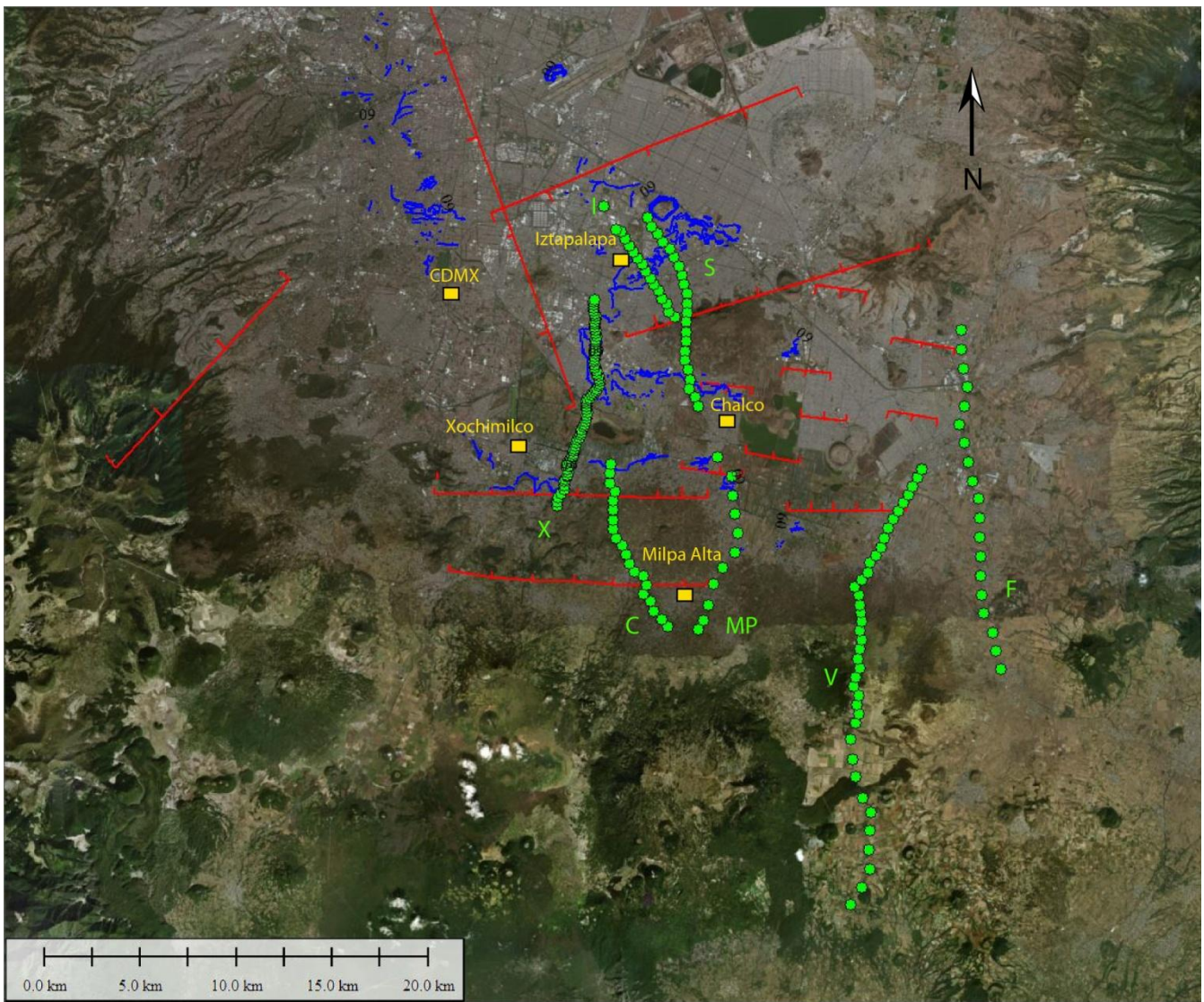


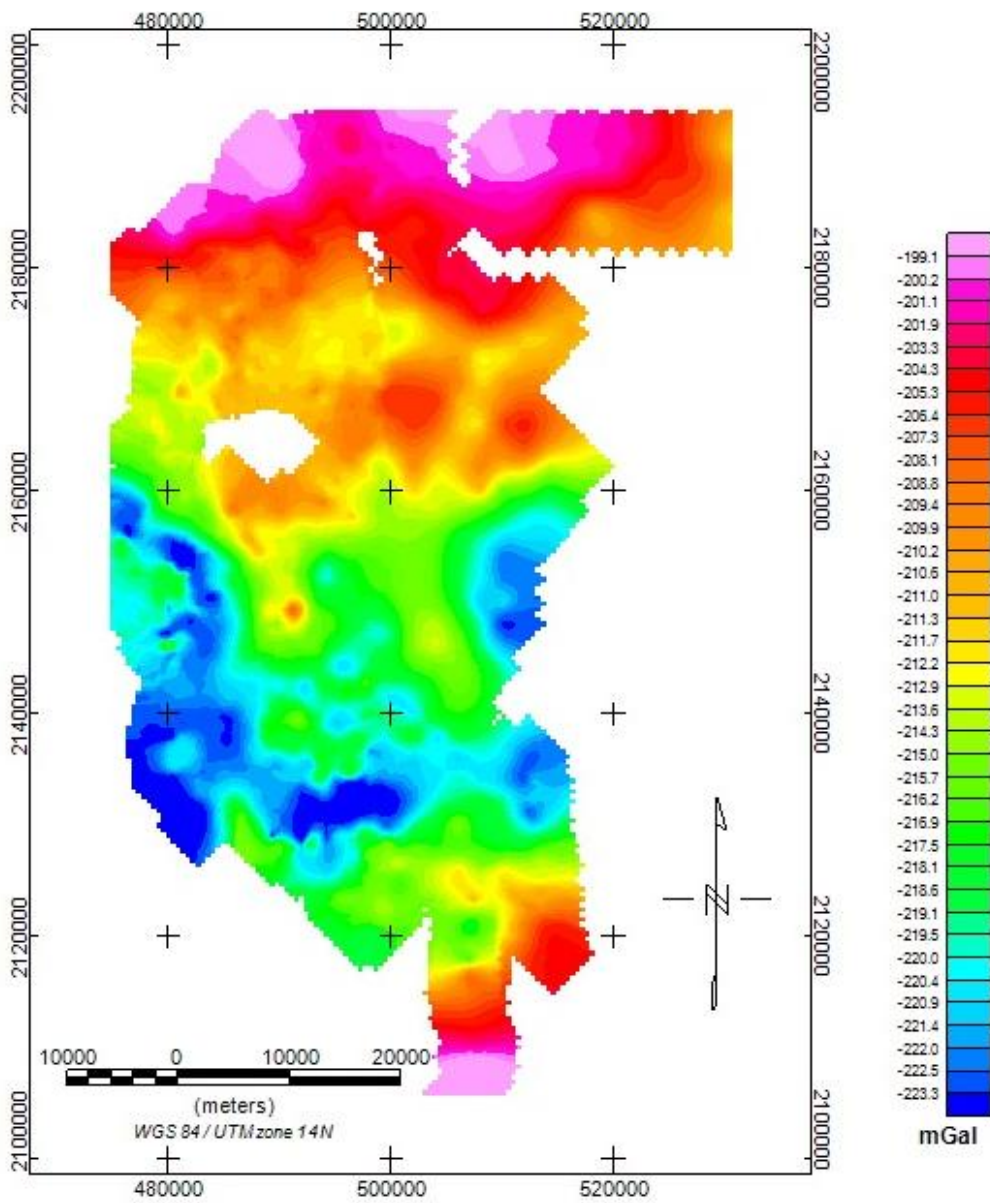
Figura 5.1. Ubicación de los perfiles obtenidos (verde), principales fallas reportadas en la zona de estudio (rojo), y fracturas reportadas por CENAPRED (2017) (azul).

PROCESADO

Las mediciones gravimétricas fueron pre-procesadas; en esta etapa, primero se realizó la conversión de las lecturas obtenidas en unidades del gravímetro a mGal, mediante la tabla de conversiones proporcionada por el fabricante del gravímetro. En el levantamiento topográfico se utilizó el método de posicionamiento diferencial, caracterizado por la ocupación simultánea de dos o más puntos en un período de tiempo determinado; en el cual los equipos de medición permanecen estacionarios durante lapsos de tiempos establecidos, para posteriormente post-procesarlos, esto con el fin de lograr precisiones del orden del milímetro. La llamada “solución de ambigüedades” en los datos geodésicos se realizó mediante el software GNSS solutions 3.80.8, Trimble Navigation Limited.

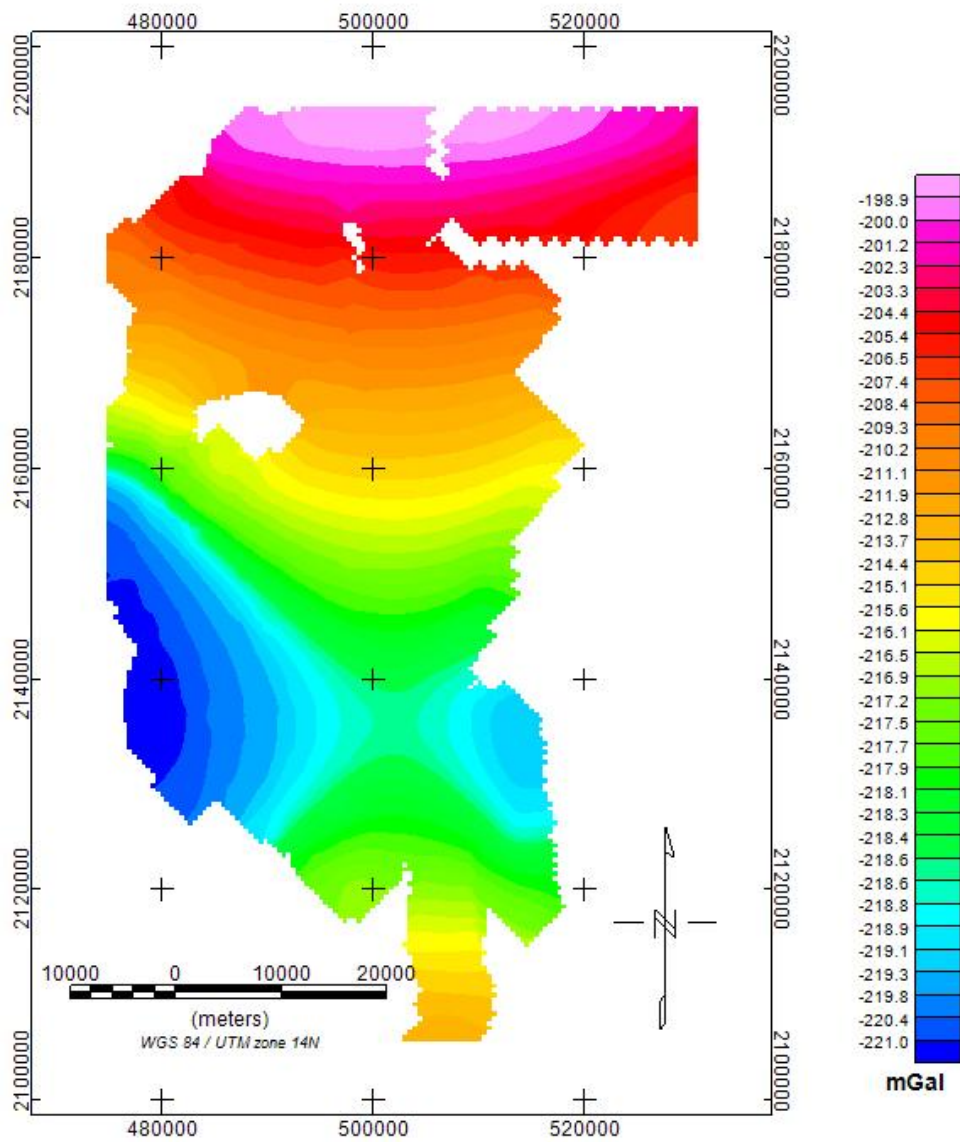
A los datos observados de atracción gravimétrica se les aplicaron las correcciones descritas en el capítulo 2 para obtener valores de anomalía gravimétrica de Bouguer. Se integraron los datos medidos en este proyecto a la base de datos previamente constituida. Finalmente se elaboró el mapa de la anomalía de Bouguer de la Figura 5.2.

A la anomalía de Bouguer así obtenida se le realizó la separación regional para delimitar las estructuras relativamente someras que son de nuestro interés. Para obtener el regional se ajustó una superficie de segundo grado a la rejilla de datos antes mencionada. El ajuste por mínimos cuadrado (ecuaciones de segundo orden) se programó en MATLAB (Figura 5.3). El residual (Figura 5.4) fue el resultado de restarle a la anomalía de Bouguer) el regional obtenido.



Anomalía de Bouguer

Figura 5.2. Mapa de la anomalía de Bouguer que incluye los datos obtenidos en este estudio, y los de Hernández-Moedano y Gragüel (1954), así como los de JICA (1989).



Regional AB
Matlab

Figura 5.3. Anomalía regional obtenida mediante el ajuste de una superficie de segundo grado a los datos de la anomalía de Bouguer (Figura 5.2).

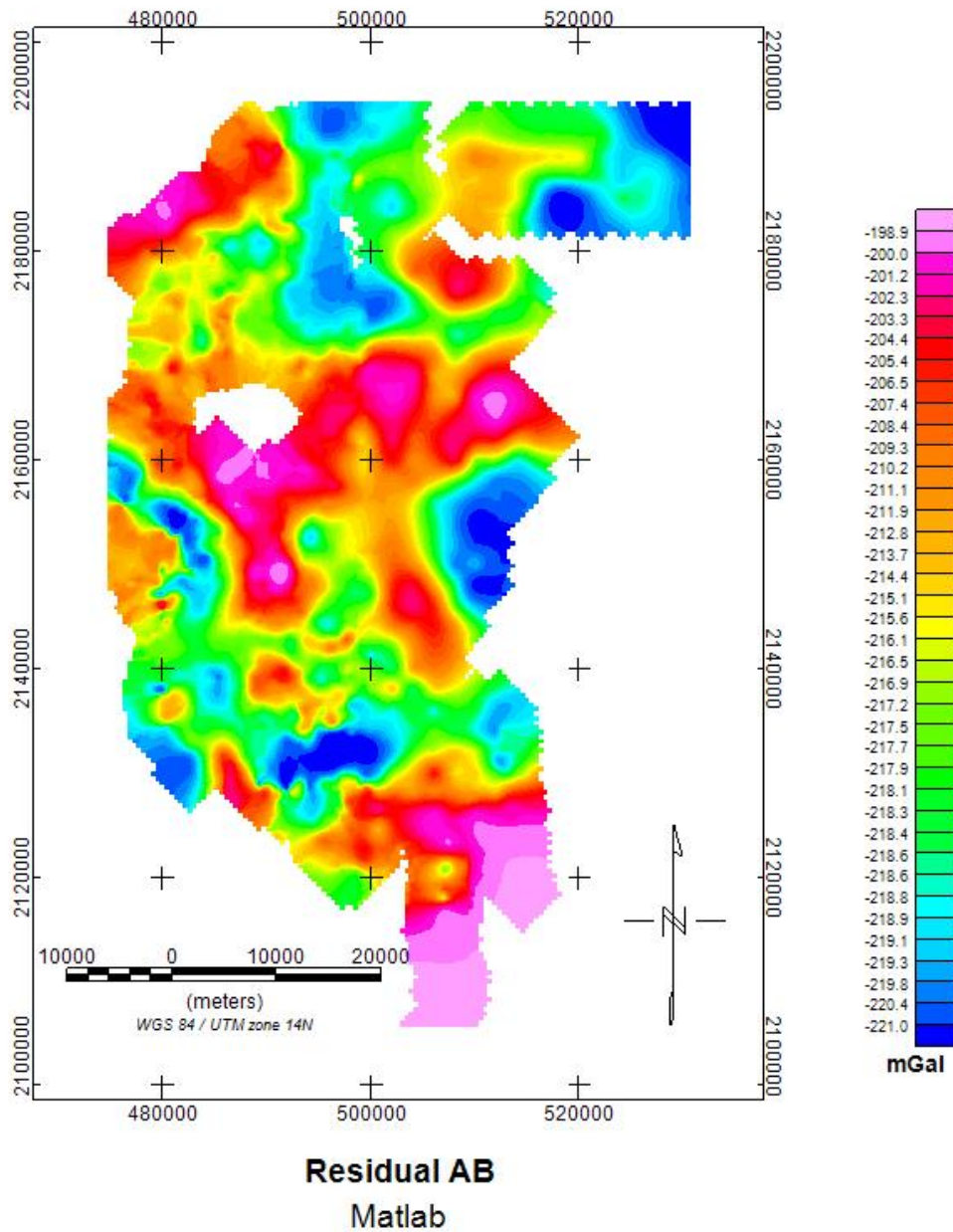


Figura 5.4. Anomalia residual obtenido de la resta de los datos de anomalia de Bouguer (Figura 5.2) menos la anomalia regional (Figura 5.3).

Para poder llevar a cabo la interpretaci3n cuantitativa (modelado 2D), se obtuvieron perfiles de la anomalia residual a lo largo de los perfiles gravim6tricos medidos. Esto se realiz3 a partir del mapa de anomalia residual (Figura 5.4)

RESULTADOS PRELIMINARES

Perfiles

Para cada perfil se elaboró como mínimo un modelo gravimétrico. Los modelos se elaboraron con el programa GM-SYS del paquete Oasis Montaje (Geosoft, Inc. 2007). El software GM-SYS tiene interfaces muy amigables que facilitan realizar fácilmente cambios a los cuerpos que integran el modelo. Este software permite elaborar modelos muy complicados. De esta manera es posible simular el efecto gravimétrico de un modelo geológico dado del subsuelo; Mediante prueba y error se ajusta la respuesta gravimétrica del modelo a los datos observados. Para esto se realizan modificaciones al modelo. Para suprimir los efectos de bordes laterales el programa permite extender las estructuras en ambos extremos del modelo; por otro lado, se considera que el modelo se extiende en la dirección perpendicular a los ejes X y Z (i.e., es bidimensional 2D). Las siguientes figuras están conformadas por tres paneles. La parte superior corresponde al perfil topográfico, la parte central al ajuste entre los datos observados y los correspondientes al modelo, y la parte inferior muestra las secciones geológicas obtenidas.

Los modelos se propusieron en términos de la existencia de unidades geológicas identificadas en modelos propuestos anteriormente, así como de información de los diferentes pozos profundos que se han perforado en la Ciudad de México (Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Texcoco-1, Roma-1, Copilco-1) por parte de PEMEX (1987) y recientemente por SACMEX (ver Arce *et al.*, 2013^a; Morales-Casique *et al.*, 2014; Arce *et al.*, 2015, Arce *et al.*, 2019) Las densidades que se utilizaron en la interpretación de los modelos gravimétricos se tomaron de trabajos geofísicos previos (Campos-Enríquez *et al.*, 1997) y para aquellas unidades geológicas, las cuales no se obtuvo información acerca de su densidad, se determinaba de acuerdo a las tablas de densidad ya publicadas (p. ej. Telford *et al.* 1990; Reynolds, 1997).

Perfil X

Para este perfil se presentan tres modelos los cuales se describen a continuación:

a.- El primer modelo se dividió en tres secciones, la altura en la parte sur del perfil es relativamente mayor (2,400 m) que en partes central o norte (2,250 m). En el perfil gravimétrico se observa un bajo gravimétrico en su parte central.

La parte sur del perfil gravimétrico inicia en una zona caracterizada por un fuerte gradiente gravimétrico. A continuación se observa un bajo gravimétrico que se extiende a través de toda la depresión de Xochimilco. El gradiente gravimétrico que delimita este mínimo en su parte norte es más intenso. A continuación tenemos un alto gravimétrico asociado con un alto

topográfico que podría indicar la continuación hacia el suroeste, en el subsuelo, de un alto tectónico asociado con la Sierra de Santa Catarina. Este último alto gravimétrico está constituido por dos altos gravimétricos menores separados por un bajo gravimétrico menor.

Como se puede observar en el modelo, el bajo gravimétrico ha sido interpretado como debido a una depresión delimitada por fallas sub-verticales (con echados de aproximadamente 70°). Esta depresión se ha interpretado como colmatada por material volcánico y una capa de material lacustre. Esta depresión presenta mayores profundidades al sur (i.e., un depocentro). Las dos fallas asociadas con el gradiente sur de este perfil formarían en posición y echado y junto con la Falla Xicomulco de García Palomo *et al.* (2008) un sistema de fallas. Se ha supuesto un substrato de material calcáreo y que se ubica aproximadamente a 2,000 m de profundidad.

El alto gravimétrico de la parte norte se ha interpretado como debido a un bloque estructural más alto (Figura 5.5). Este bloque estructural constituye un pilar tectónico que sería la extensión hacia el suroeste del horst a lo largo del cual se emplazaron los aparatos volcánicos que componen la Sierra de Santa Catarina. Este alto está constituido por dos bloques principales menores separados por un graben menor que coincide con la prolongación hacia el SW de la línea que une los centros eruptivos de la Sierra Santa Catarina. Las fallas que delimitan estos cuerpos estructuralmente más elevados podrían estar cubiertas por material volcánico o sedimentario más reciente.

A 1.5 km al oeste del perfil, René-Chávez *et al.* (2017) reportan fracturas y/o fallas superficiales con diferentes componentes que se encuentran en las inmediaciones del embarcadero Zacapa, Alcaldía de Xochimilco. Dichas estructuras pueden correlacionarse con las fallas asociadas al gradiente sur del perfil (sistema de fallas Xicomulco).

En la parte sur, al inicio del perfil se observa una pequeña depresión que comprende los puntos de observación 3 (0.4 km), 4 (0.6 km), y 5 (0.8 km). Esta sub-estructura (estructura de dimensiones menores) es muy similar a la estructura que ha sido establecida en base a sondeos geotécnicos (i.e., Machado-González *et al.*, 2019). En las Figuras 5, 6, 7, 8 se muestran el perfil geotécnico, así como los perfiles geológicos reportados por Machado-González *et al.* (2019). Igualmente se presenta la interpretación de los resultados de este estudio geosísmico (Machado-González *et al.*, 2019) basado en sismica pasiva (métodos HVNR y VS). El perfil se ubica a 1 km de este perfil gravimétrico.

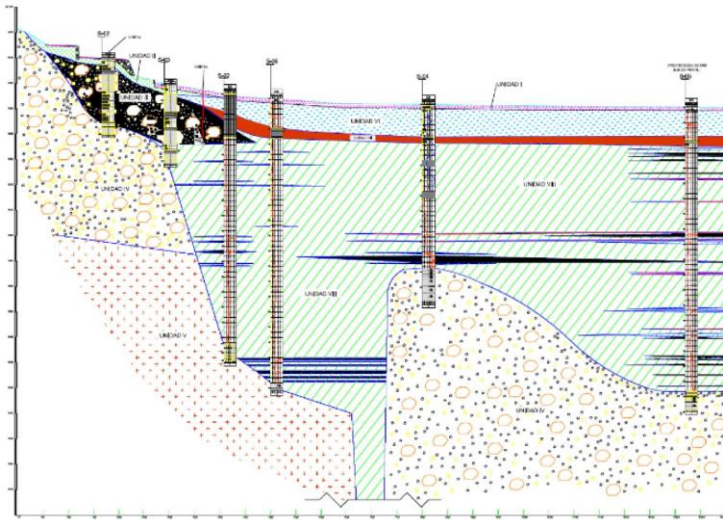


Figura 5.5 Perfil geotécnico elaborado con la información de los sondeos S-02, S-03, S-22, S-06, S-04, y S-05). Tomado de Machado-González et al. (2019).

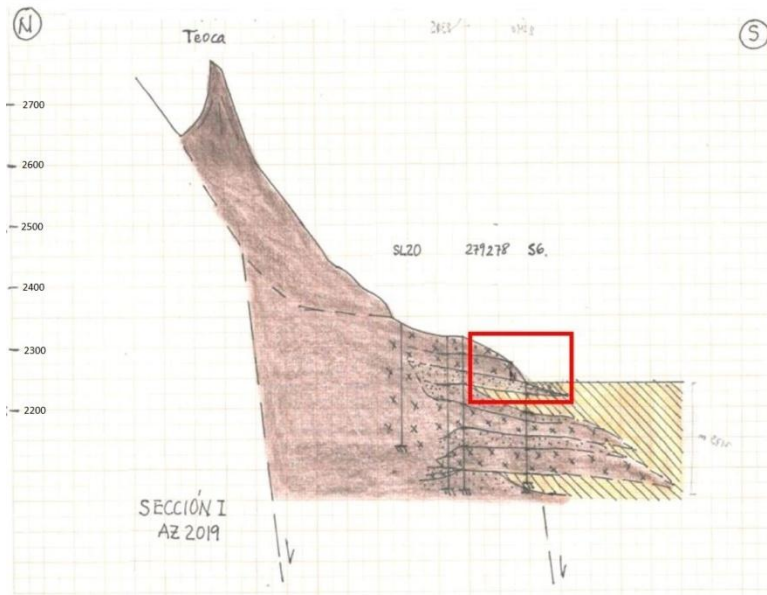


Figura 5.6 Perfil geológico en dirección N-S, iniciando en el volcán Teoca (parte baja de la Sierra Chichinautzin), y terminando en la zona del Lago de Xochimilco. En rojo se marca la zona correspondiente al estudio de Machado-Gonzalez et al. (2019). En color amarillo y achurado en líneas diagonales se representan los depósitos de arcilla; en color café con cruces se representan los derrames basálticos; y, por último, en color café con puntos se representan depósitos de tobas. Notese las dos fallas normales que se interpretan. Tomado de Machado-Gonzalez et al. (2019).

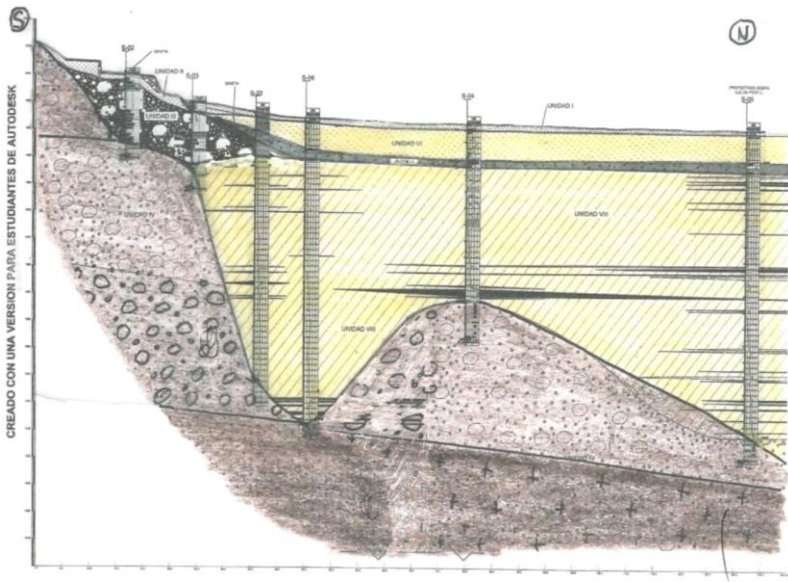


Figura 5.7 Perfil geológico en dirección N-S, iniciando en el volcán Teoca (parte baja de la Sierra Chichinautzin), y terminando en la zona del Lago de Xochimilco. En color amarillo y achurado en líneas diagonales se representan los depósitos de arcilla; en color café con cruces se representan los derrames basálticos; y, por último, en color café con puntos se representan depósitos de tobas. Tomado de Machado-Gonzalez et al. (2019).

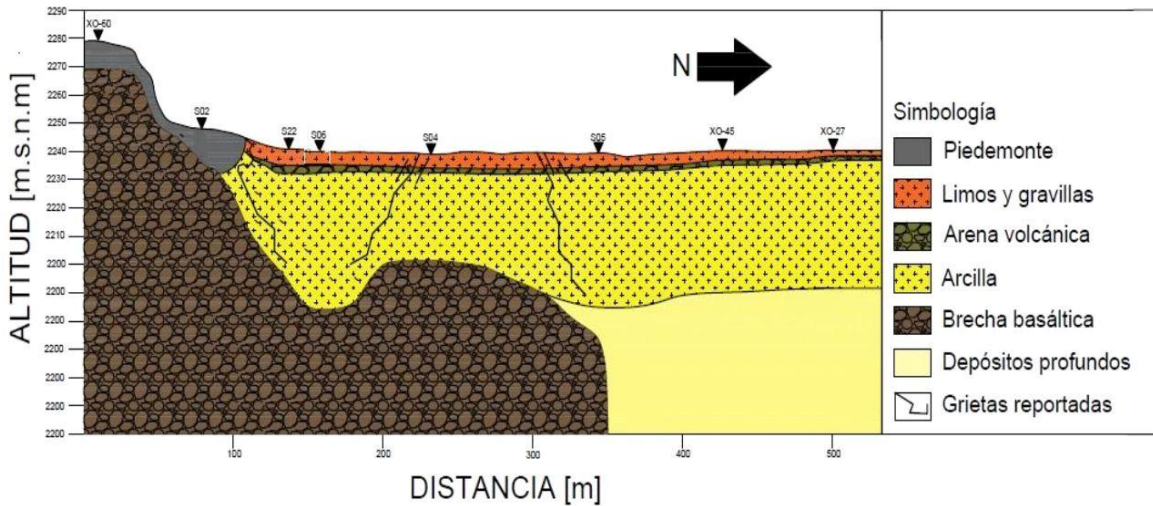


Figura 5.8. Perfil geológico obtenido de la inversión de curvas H/V (Machado-Gonzalez et al., 2019).

Nuestro modelo es consistente con el estudio geotécnico, así como con el estudio sísmico de Machado-Gonzalez et al. (2019)..

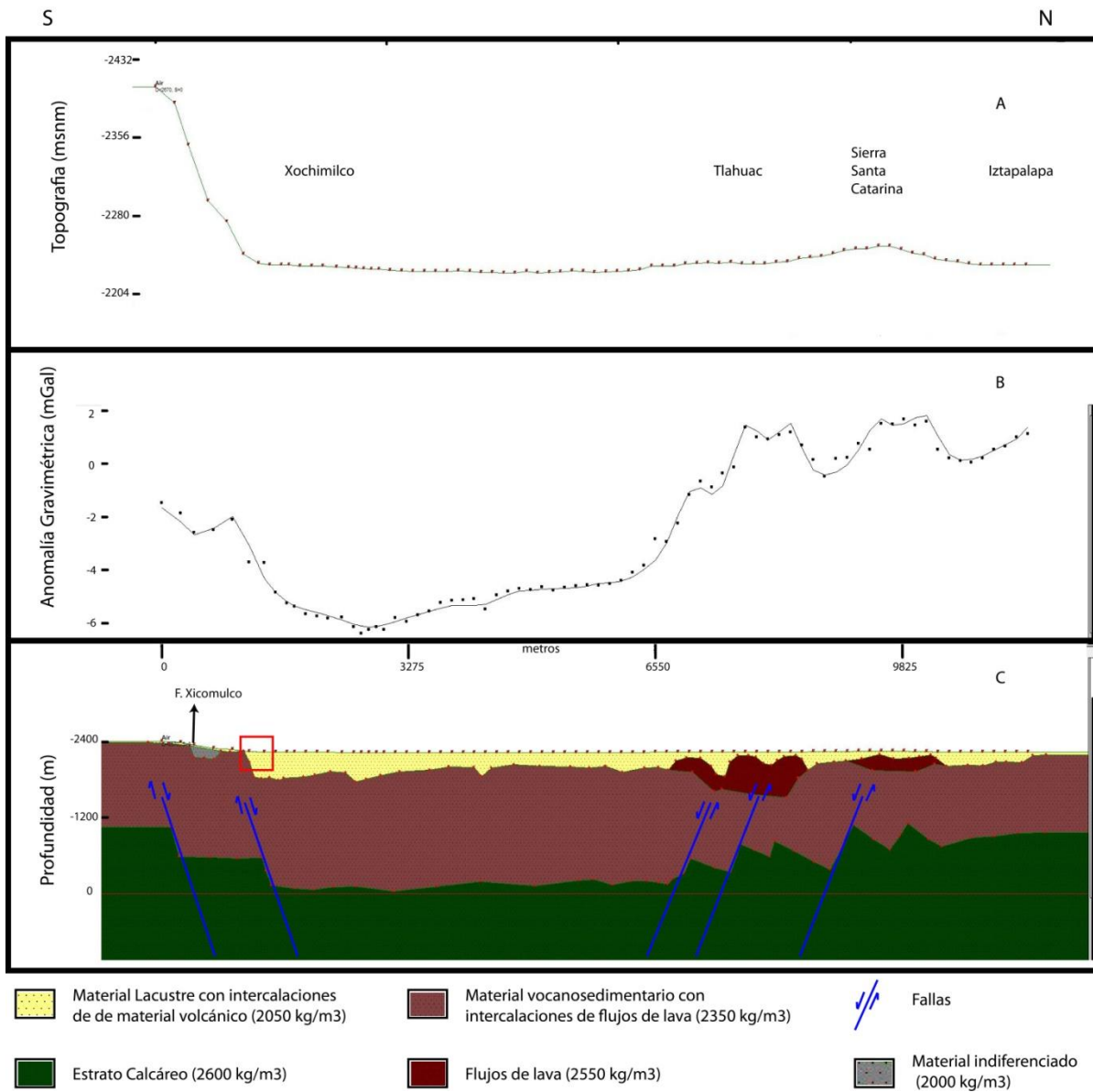


Figura 5.9 Modelo X (a). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. El recuadro rojo indicaría la proyección sobre el perfil de las falla reportadas por René-Chávez *et al.* (2017).

b.- En este modelo se supuso que sólo en su sector sur el basamento se encontraría a 1,400 m de profundidad con respecto de la superficie (Figura 5.6). En la depresión, las rocas Mesozoicas se encuentran a 2,000 m por debajo de la superficie. En la porción norte del perfil la unidad Mesozoica se halla por debajo de los 1300 con respecto de la superficie.

En el sector sur del modelo geológico sólo la falla más meridional afecta el basamento. Se ha supuesto que la segunda falla únicamente afecta al material volcánico y a la cubierta lacustre, secuencia que descansa sobre rocas del Mesozoico. La topografía de la base del material lacustre indicaría la presencia de fallas antitéticas de bajo ángulo. Estas fallas podrían estar ocultas por materiales superficiales. Se observan mayores profundidades en la parte sur de la depresión las cuales se correlacionan con la zona de mayor saturación en el subsuelo, y donde se presentan fallas superficiales (René-Chávez *et al.*, 2017). En su parte norte, la depresión está delimitada por una falla normal con caída al sur (a aproximadamente a los 6.5 km). Los altos y bajos estructurales que conforman el pilar de la parte norte siguen siendo similares.

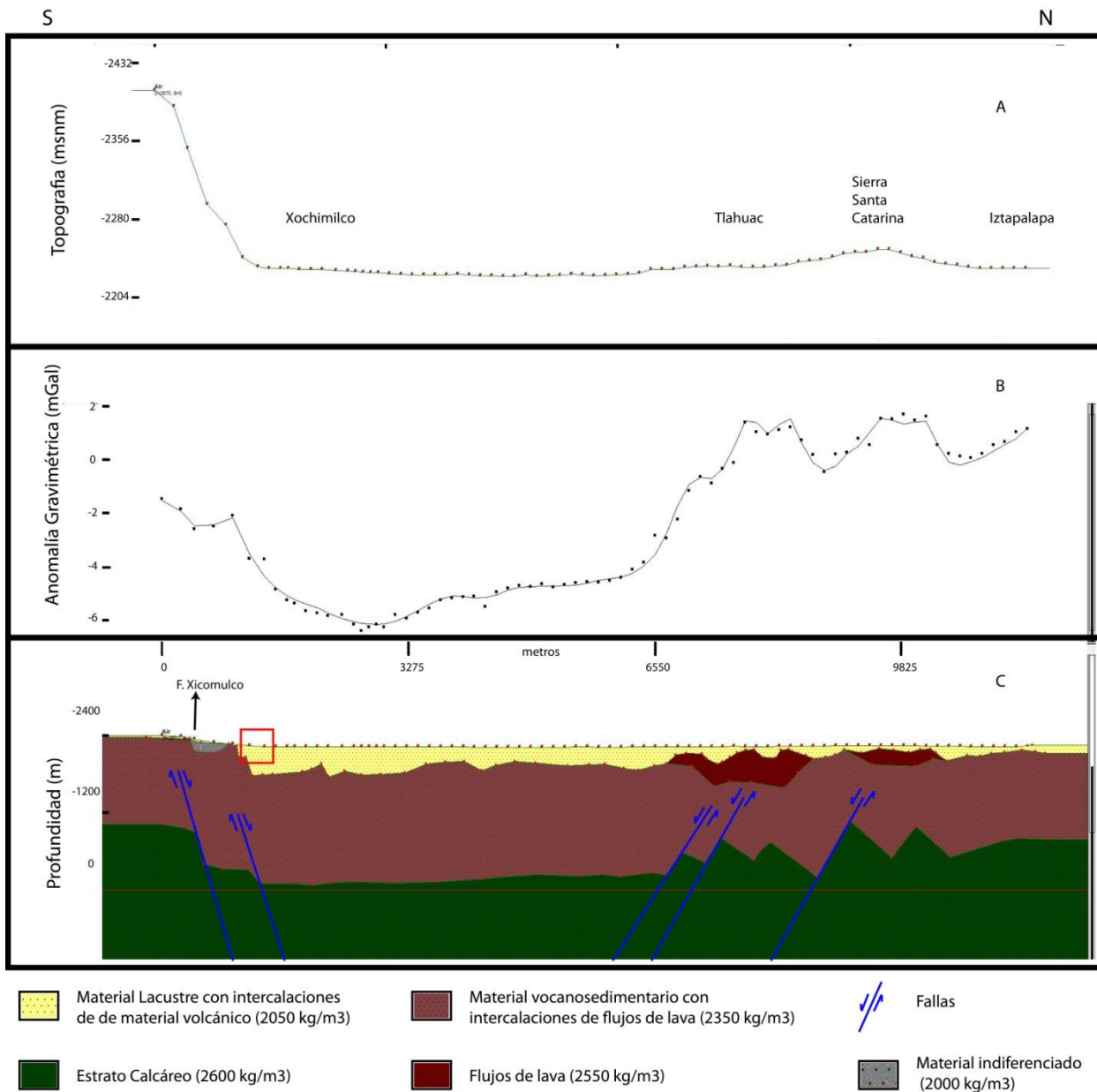


Figura 5.10 Modelo X (b). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. El recuadro rojo indicaría la proyección sobre el perfil de las fallas reportadas por René-Chávez *et al.* (2017).

c.- En esta variante, se asumió que las rocas calcáreas por debajo de las estribaciones de la Sierra Chichinautzin se encuentra a la profundidad de 1,900 m con respecto de la superficie. En esta parte, encima del estrato Mesozoico, se agregó un paquete de roca volcánica de 1300 m de espesor correspondiente al sistema de derrames volcánicos (con cima a los 1,800 por debajo de la superficie). La falla normal, con caída hacia el norte, estarían

afectando la parte inferior de toda la secuencia. La parte sur de la hondonada es más profunda que la norte.

La falla normal con caída al sur que delimita por el norte la depresión de Xochimilco también afectaría la unidad calcárea. La parte norte de este modelo sería similar a la de la versión anterior (1,300 m de profundidad por debajo de la superficie).

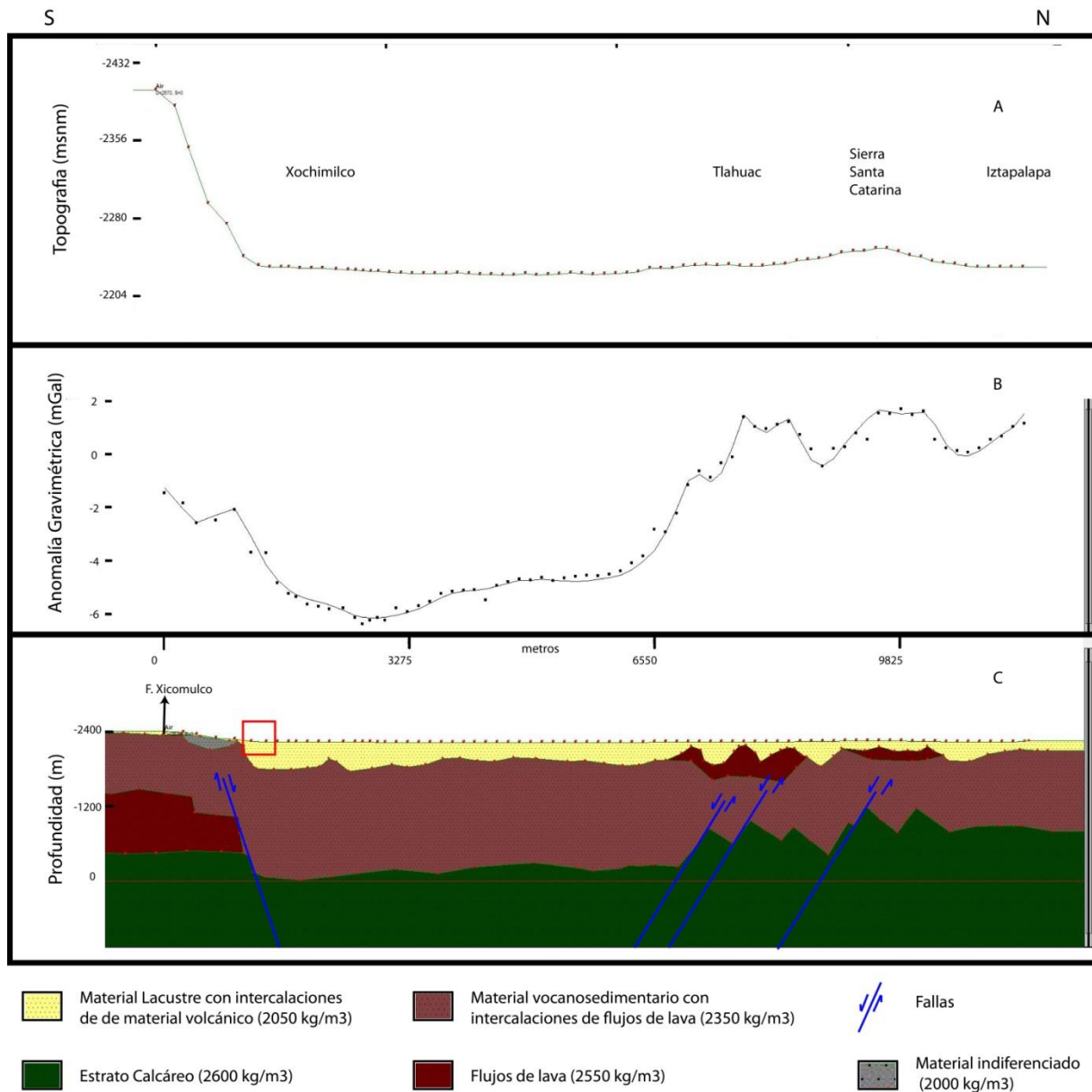


Figura 5.11 Modelo X (c). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. El recuadro rojo indicaría la ubicación sobre el perfil de las falla reportadas por René-Chávez *et al.* (2017).

Perfil C

El perfil topográfico (Figura 5.8) muestra elevaciones por encima de los 2,500 msnm en la parte meridional (Sierra Chichinautzin), conforme se avanza hacia el norte las elevaciones descienden hasta alcanzar un promedio de 2,200 msnm (límite sur de la depresión de Xochimilco). Este comportamiento corresponde a la transición de la zona volcánica y montañosa a la zona de cuenca. El perfil gravimétrico inicia al sur de la población de Milpa Alta, cruza un flujo lávico proveniente del volcán Ocusucayo (que separa Actopan de Milpa Alta).

Este perfil (Figura 5.8) presenta en su mitad sur un alto gravimétrico compuesto por dos altos gravimétricos menores. Hacia el norte de este alto compuesto, se observan tres zonas de gradientes, con pendientes que disminuyen hacia la región de Xochimilco. La zona entre los dos gradientes más septentrionales asemeja una meseta donde los valores de la anomalía varían poco (los valores observados se mantienen alrededor de los -3 mGal. En su parte final, sin embargo se esboza una zona de gradiente más marcado.

El dominio de este perfil se encuentra completamente en la parte norte de la Sierra Chichinautzin, zona donde dominan productos volcánicos. En efecto, la columna estratigráfica del perfil comprende una capa de cenizas, sobreyaciendo una capa constituida principalmente por flujos lávicos. Estas dos unidades descansan sobre un basamento constituido por material vulcanoclastico indiferenciado. Las zonas de gradiente observadas en la pendiente norte de este perfil nos indican la posible presencia de varias fallas. El modelo indica que la columna volcánica superficial se encuentra fracturada. Cierta grado de basculamiento también se puede inferir.

El alto gravimétrico en el extremo meridional ha sido interpretado como un pilar limitado al sur por una falla buzando hacia el sur. La falla norte tiene echado hacia el norte y se correlaciona con la Falla Xochimilco de García-Palomo *et al.* (2008). La falla que se bosqueja en el extremo norte del perfil coincide con la continuación de la Falla Xicomulco. El nivel de las rocas calcáreas en el sector sur se encuentra a 1600 m por debajo del nivel de la superficie y desciende al norte.

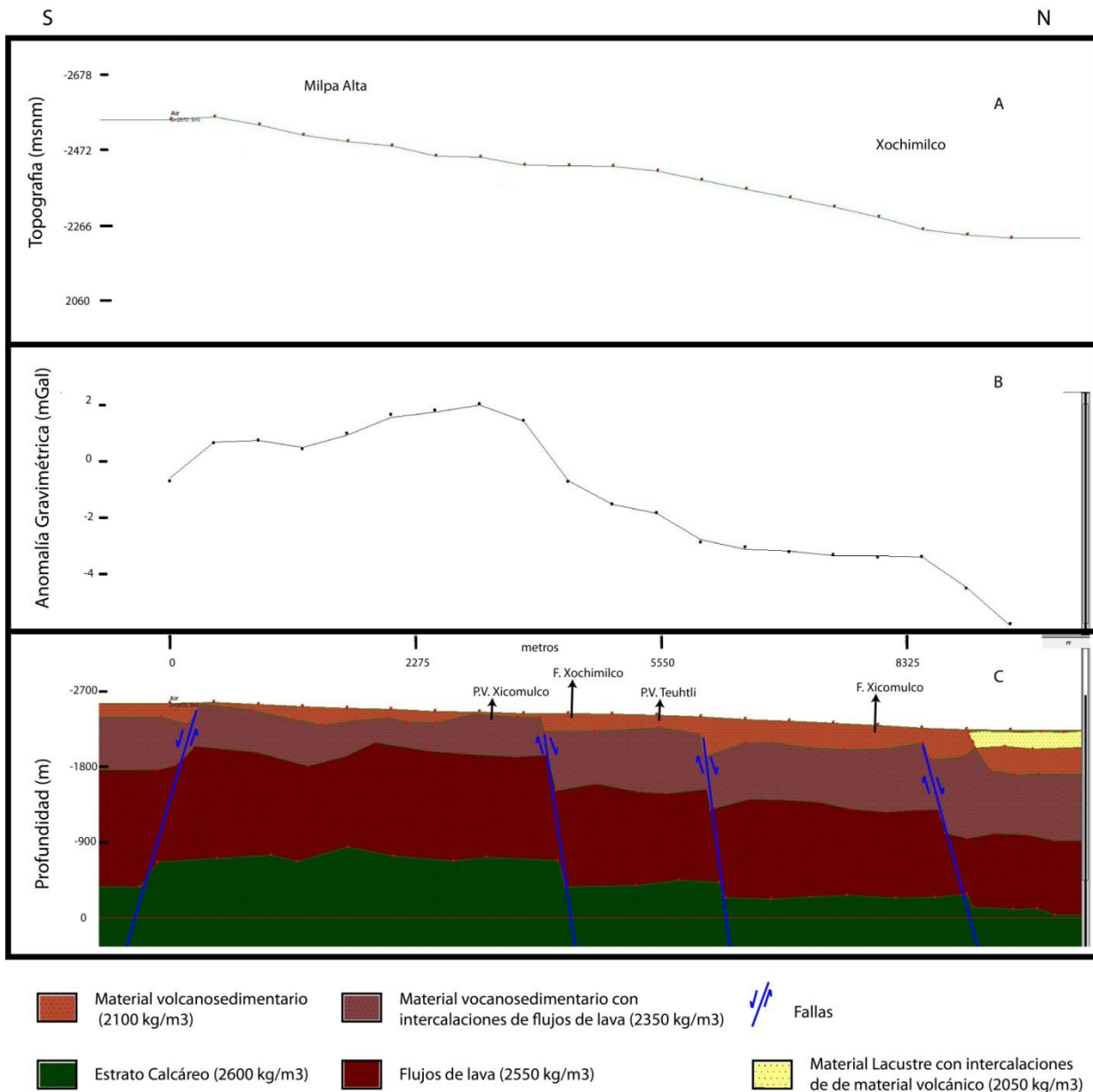


Figura 5.12 Modelo C. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

Perfil MP

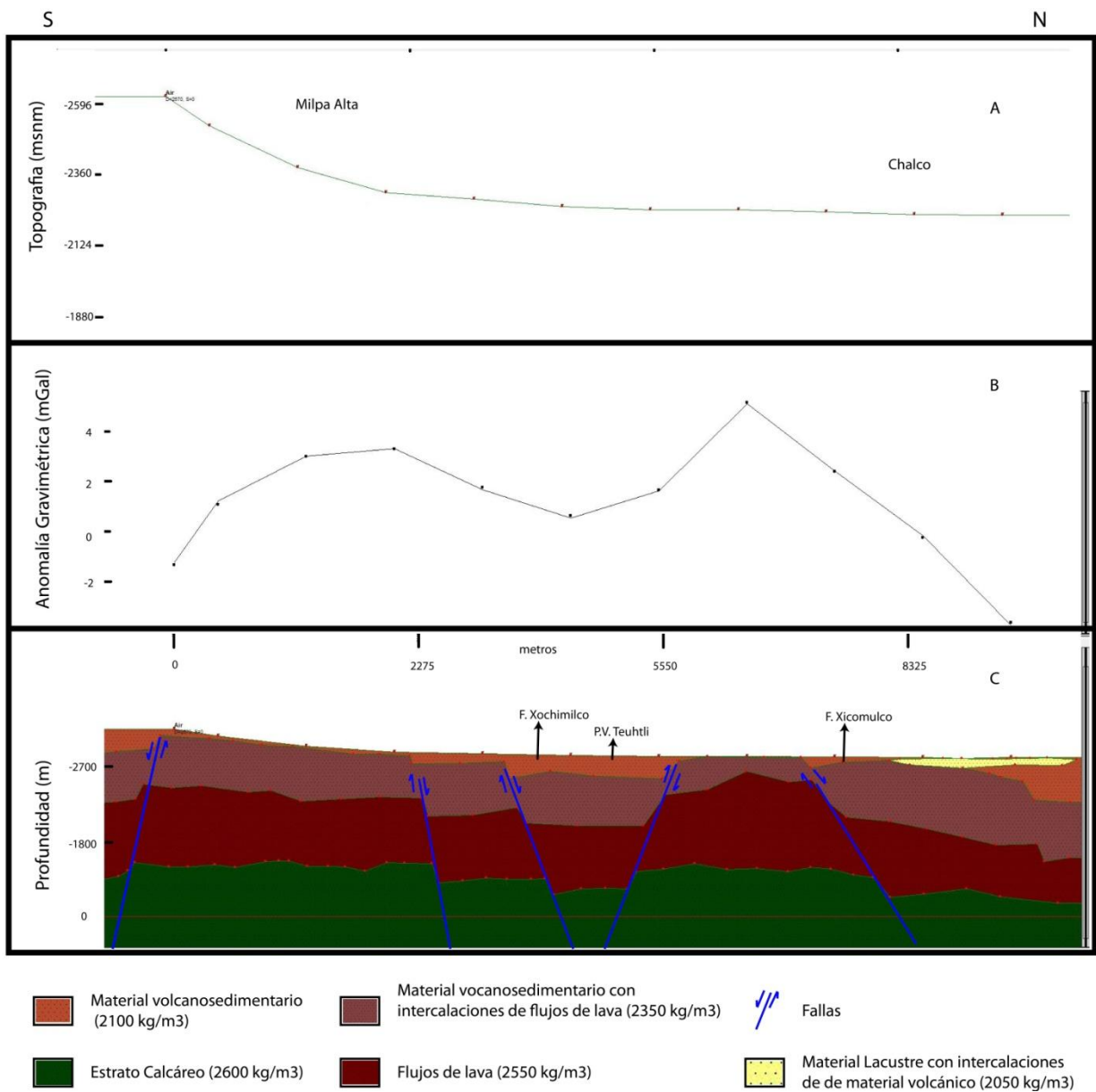
La elevación en el inicio del perfil, parte sur, es de 2,400 msnm (al norte de la Sierra Chichinautzin, al norte del volcán San Miguel). Continuando hacia el norte las elevaciones tienden a disminuir hasta alcanzar un promedio de 2,200 msnm en las cercanías de la ribera sur del área de Xochimilco (Figura 5.9).

La equidistancia de las observaciones es de 1 km. El perfil gravimétrico que se obtuvo de las mediciones muestra dos altos gravimétricos relativos en sus extremos separados por un bajo relativo localizado en su parte central. El gradiente gravimétrico del extremo meridional indicaría la presencia de una falla con caída al sur. El bajo relativo de la parte central está limitado por gradientes gravimétricos muy suaves. El gradiente en el norte del perfil es ya importante y podría estar asociado con una falla (ya que el límite norte del perfil se ubica cerca de la ribera sur de la depresión tectónica de Chalco).

El modelo comprende varios bloques. En su parte central un par de bloques se encuentran deprimidos limitados al sur, como al norte por bloques estructurales elevados. Los bloques están separados por fallas normales (dos con caída al sur, y cuatro con caída al norte). La falla que limita por el sur el bloque deprimido se correlaciona con una posible extensión al este de la Falla Xochimilco. El techo de las rocas calizas se encuentra a los 900 msnm.

Analizando la ubicación de los puntos de medición vemos que este perfil inicia al sur de la población de Milpa Alta (al norte del volcán San Miguel), y bordea por el oriente al volcán Teuhtli. Al noreste de este volcán, el perfil pasa por una zona que es paralela al contacto entre la parte NE del volcán y la parte suroeste de la depresión de Chalco (que podría corresponder a una falla norte-sur). De tal forma que la parte central del perfil siendo paralela a este contacto debería ser interpretado mediante modelado 3D. Este bajo relativo tendría efectos de este contacto.

La falla norte con caída al norte sería asociada al límite sur de la depresión de Chalco. Esta falla se correlaciona con la posible prolongación hacia el este de la Falla Xicomulco.



-6

Figura 5.13 Modelo MP. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

Perfil V

El inicio del perfil se ubica en la vertiente norte de la Sierra Chichinautzin. Tiene una orientación promedio N-S. Pasa al este del volcán Tlaloc. Cruza la zona de centros eruptivos conocida como volcán Pelagatos. En esta zona se tienen alturas de 2,500 msnm, Conforme se avanza hacia el norte se llega a la cota de 2,900 msnm que constituye el punto más alto del perfil. De este punto en adelante las alturas topográficas empiezan a descender hasta alcanzar de forma gradual los 2,200 msnm. El perfil pasa por los centros eruptivos de Dos Cerros (Tezpomayo, y La Ninfa). La parte norte del perfil pasa por el límite oriental de la Laguna de Chalco. Su extremo norte se ubica en la porción sur de la población de Chalco de Díaz Covarrubias (Figura 5.1)

En el extremo sur se esboza un alto gravimétrico, cuyo límite sur no fue detallado. Al norte, este alto gravimétrico está delimitado por un gradiente marcado. En seguida se tiene un tramo con un gradiente gravimétrico modesto. Un gradiente muy marcado limita por el sur a un bajo gravimétrico bien delimitado en la parte central del perfil (13 km). La zona de gradiente gravimétrico que delimita este bajo por el sur se coincide con un par de centros eruptivos por donde pasa el perfil (volcanes Tezpomayo, y La Ninfa). Este par de centros eruptivos se encuentra a 2 km al sureste del volcán Ayaqueme. El bajo gravimétrico se extiende 6 km más al norte. La extensión y ubicación de este bajo es muy conspicua, ya que cubre la zona más septentrional de la Sierra Chichinautzin. El límite norte de este bajo se observa poco antes de bajar a la planicie de Chalco. La zona de transición entre estribaciones de la Sierra Chichinautzin y planicie de Chalco ya corresponde a un alto gravimétrico. A partir de esta posición se observa que los valores de gravedad disminuyen, pero de manera gradual. En su parte final, se observa un gradiente de valor intermedio que corresponde al límite oriental de la actual planicie de Chalco.

El modelo, en su parte sur, indica la presencia de una falla con echado al norte. En este contexto es interesante resaltar que al oeste de esta falla más meridional se alinean, en una dirección este-oeste, varios centros eruptivos (Tlaloc, Tlacotenco, Cilcuayo, Cerro del Agua, y Pelagatos). El alineamiento que forman estos centros eruptivos ya había sido observado por Márquez *et al.* (1999). La correlación entre este alineamiento y la primera falla es muy buena.

El gradiente que delimita por el sur al bajo gravimétrico ha sido interpretado como una falla con caída al norte, la cual habría sido aprovechada para el emplazamiento de los dos centros eruptivos (Tepozmayo, y La Ninfa) entre los cuales pasa el perfil. Varios centros eruptivos alrededor de esta falla se alinean en dirección aproximada E-W (Ayaqueme, San Miguel, Ocusacayo, Cuauhtzin).

Entre estas dos fallas, se ha reportado sismicidad reciente. Los epicentros presentan una orientación NW-SE (Rodríguez *et al.*, 1984; Campos-Enríquez *et al.*, 2015), y NWW-SEE (Velasco, 2003; Campos-Enríquez *et al.*, 2015). Los hipocentros se distribuyen entre 5 y 18 km de profundidad alrededor de un plano vertical.

El mínimo gravimétrico que se extiende hacia el norte de estos volcanes (Tepozmayo, y La Ninfa) puede ser interpretado como una depresión tectónica rellena con sedimentos lacustres productos de baja densidad. Esta suposición implicaría que el Valle de Chalco se extendía hasta esta posición. También podría ser que este centro volcánico se emplazó sobre una depresión que continuaba hacia el sur de área de Chalco (es decir sobre sedimentos). Otra posibilidad, es que tengamos una falla con una orientación de N-S a NW-SE

De acuerdo al modelo que estamos analizando, al este del Lago de Chalco, la falla más septentrional de este modelo y que delimita la depresión de Chalco presenta un echado intermedio (63°). Recordemos que en su parte final este perfil pasa por un alto estructural que delimita por el al actual Lago de Chalco. No se indica la presencia de un fallamiento vertical acentuado como el que caracteriza a la Falla Xicomulco más al oeste. Sin embargo, se ha presentado sismicidad en esta zona de transición entre la Sierra Chichinautzin y la hondonada de Chalco. Los focos sísmicos están distribuidos alrededor de un plano vertical, y a profundidades entre 7 y 15 km (UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995; Campos-Enríquez *et al.*, 2015).

También, cabe mencionar que la ribera sur de la planicie de Chalco se ubica 3 km al sur con respecto a la ribera sur de la depresión de Xochimilco. También se observa este retraimiento hacia el sur en el frente norte de la Sierra Chichinautzin, a un lado y otro del volcán Teuhtli. Debido a este hecho la Falla Xicomulco ya no puede ser continuada linealmente hacia el este. Deberá existir una falla de relevo N-S a NE-SE que la conecte con la falla de la ribera suroeste de la planicie de Chalco.

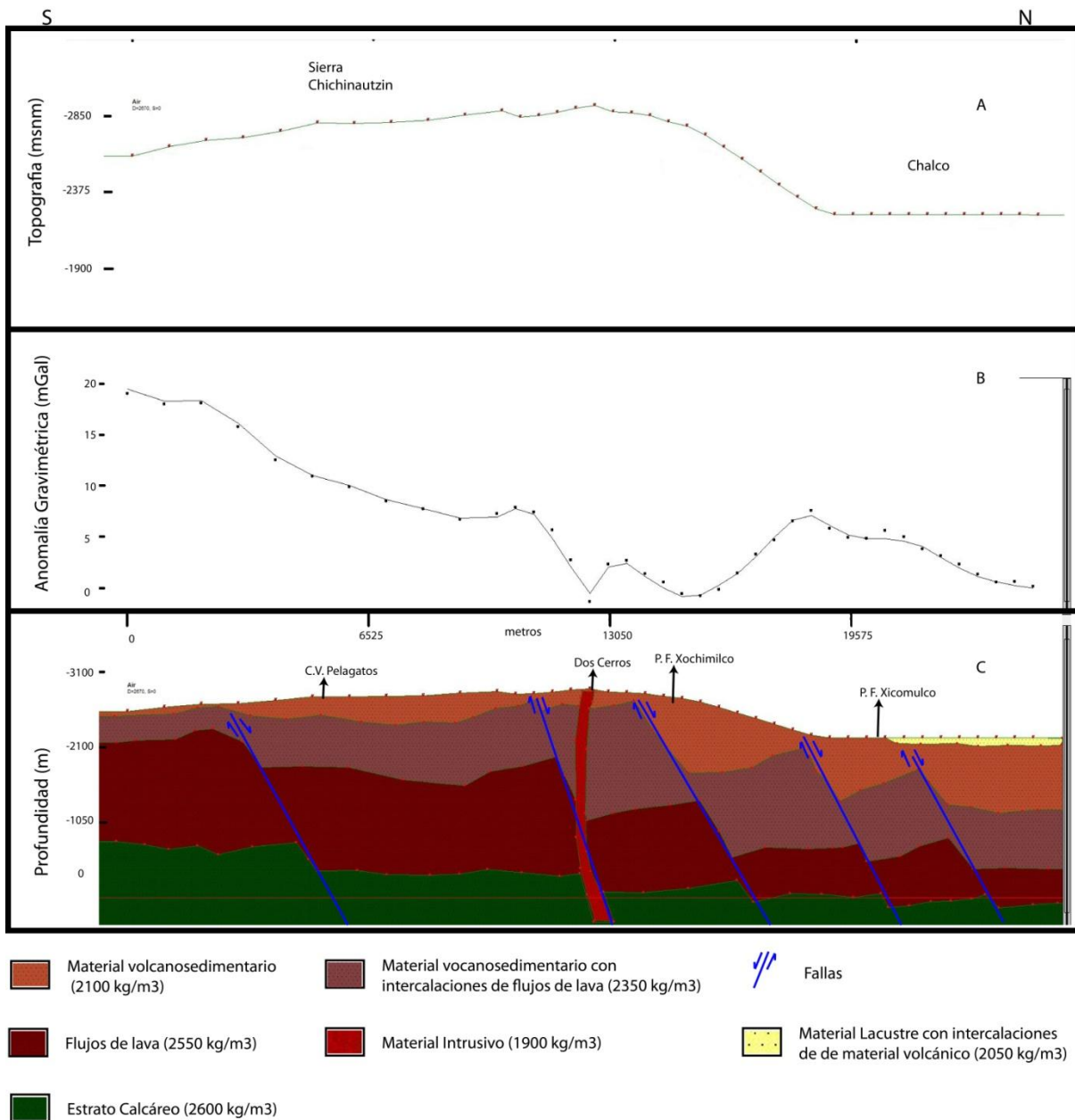


Figura 5.14 Modelo V. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

Perfil F

Este perfil, con una orientación aproximada N-S se encuentra al este, en la parte más oriental de la Sierra Chichinautzin. Corre a través de los valles que se encuentran entre el volcán Popocatepétl y la postrimería este de la Sierra Chichinautzin. Su extremo sur se encuentra en la población de Tenango del Aire, con elevaciones de aproximadamente 2,350 msnm. La parte sur del perfil se ubica sobre un alto topográfico que delimita por el sureste a la planicie de Chalco. Conforme se avanza hacia el norte las alturas disminuyen hasta los 2,250 msnm (ésto al norte de la autopista México-Puebla) (Figura 5.11).

El perfil gravimétrico muestra un descenso, bastante monótono, hacia el norte, de los valores de la anomalía de Bouguer. El valor máximo, al sur, es de 13 mGal, en tanto que el valor mínimo, al norte, es de -2 mGal. Sin embargo se observan cambios de gradientes. Los valores mínimos se observan en el área de la planicie de Chalco.

En el modelo geológico correspondiente (Figura 5.11) se propone un alto estructural que se extiende desde el inicio del perfil (en el sur) por 3 km siguiendo en dirección norte, se encuentra un sistema de tres fallas sub-verticales con caída al norte ($75^\circ, 75^\circ, 63^\circ$); la primera de las fallas se encuentra a los 3.5 km; la segunda a los 6.5 km y la tercera a los 9 km. Más al norte se localiza una falla sub-vertical con caída al sur, posteriormente se encuentra un alto estructural en forma de meseta con una extensión de 3.5 km. Dicho alto estructural está limitado al norte por una falla con caída al norte. Las características del modelo corresponden al comportamiento general de una zona de transición entre un alto estructural y una depresión.

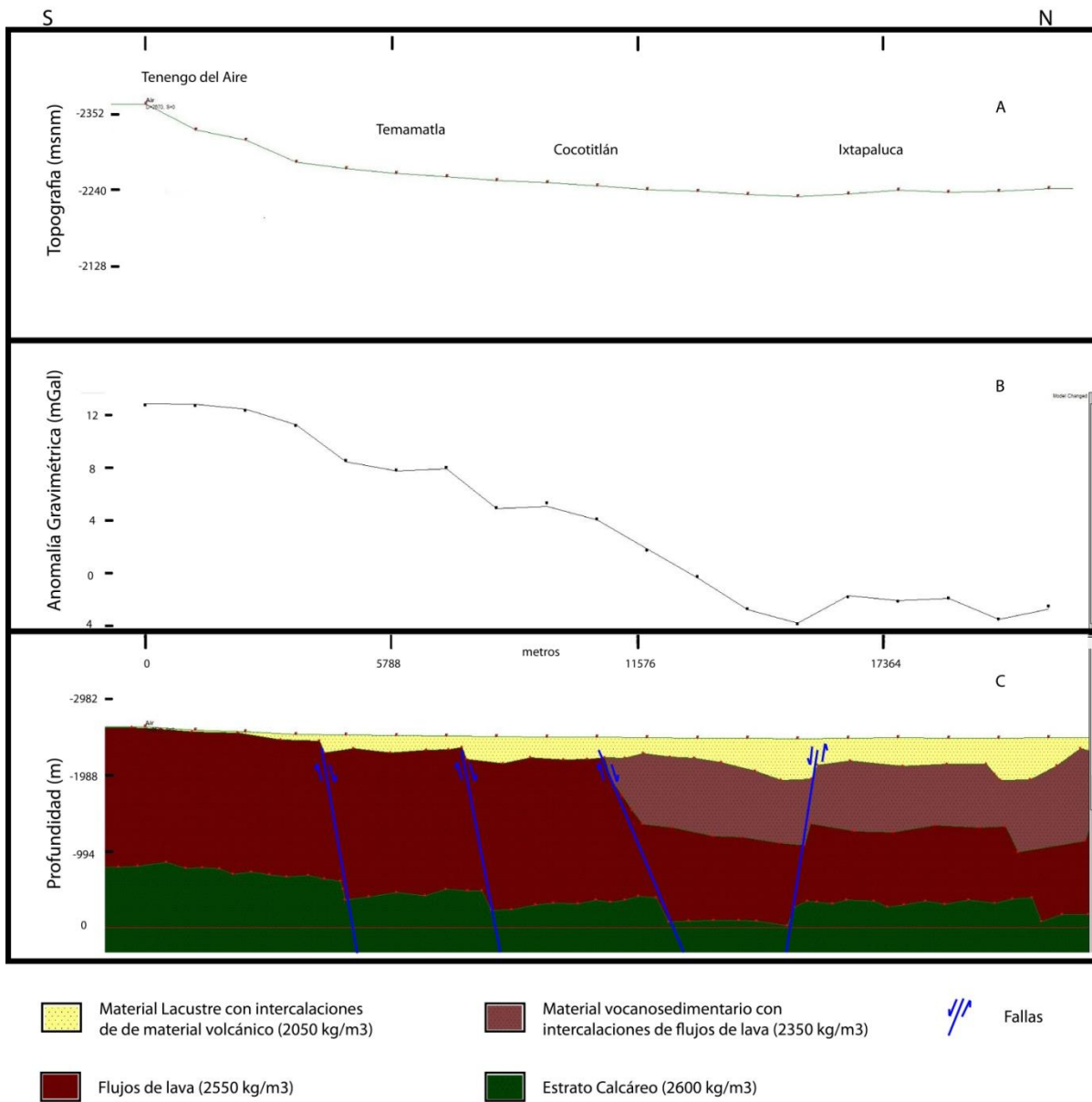


Figura 5.15 Modelo F. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico.

Perfil S

Para este perfil se presentan 2 modelos los cuales se describen a continuación.

Modelo a.- En la parte central, se tiene un alto topográfico. La parte más alta se encuentra a 2,420 msnm. En el sector sur, así como del norte se tienen alturas promedio de 2,230 msnm. La geoforma que sobresale en el centro del perfil corresponde a la Sierra de Santa Catarina, compuesto por estructuras volcánicas entre las que se encuentran los volcanes Yuhualixqui, Xaltepec, Tetecon, Mazatepec, Tecuazin y Santa Catarina (el perfil pasa entre los complejos Xaltepec y Tetecon). La parte norte del perfil se encuentra en la Alcaldía de Iztapalapa, en tanto que la del sur se extiende en la Alcaldía de Tlahuac.

En el perfil, se muestran, de sur a norte; una zona de gradiente gravimétrico marcando dos altos gravimétricos relativos separados por un pequeño bajo gravimétrico. En su extremo norte se encuentra un bajo gravimétrico más amplio, y finalmente una zona de gradiente. Todas estas particularidades se encuentran montadas en un regional con valores de la anomalía de Bouguer ascendentes de sur a norte.

a.- El modelo obtenido (Figura 5.12) indica que el basamento desciende de sur a norte. Sobre esta tendencia del basamento, se observa que la Sierra de Santa Catarina se ubica sobre un alto estructural, Este alto se encuentra limitado, al sur y al norte, por fallas normales. El mínimo gravimétrico que separa los altos gravimétricos de la parte central del perfil coincide con el eje NE-SW de la Sierra de Santa Catarina, y ha sido interpretado como debido al conducto de productos volcánicos de esta sierra.

Al sur de este alto estructural, el basamento y la pila de material volcano-sedimentario es afectado por fallamiento normal con ligero basculamiento. De esta manera se observa que el basamento se profundiza hacia el sur. La parte norte de este alto buza hacia el sur. La zona de gradiente observada al sur del perfil nos indica un fallamiento sub-vertical (60°) importante que pone en contacto el alto estructural de Sierra de Santa Catarina con el relleno volcano-sedimentario de la parte norte de la región de Xochimilco.

La depresión que se observa en la parte norte de este perfil, se ubica en la Alcaldía de Iztapalapa y se extiende por las colonias Ejército de Oriente, y La Joya. Cabe mencionar que las fallas que delimitan por el sur y norte al alto estructural de la Sierra de Santa Catarina se correlaciona muy bien con zonas de fracturamiento (e.g., tal como se observan en CENAPRED, 2017).

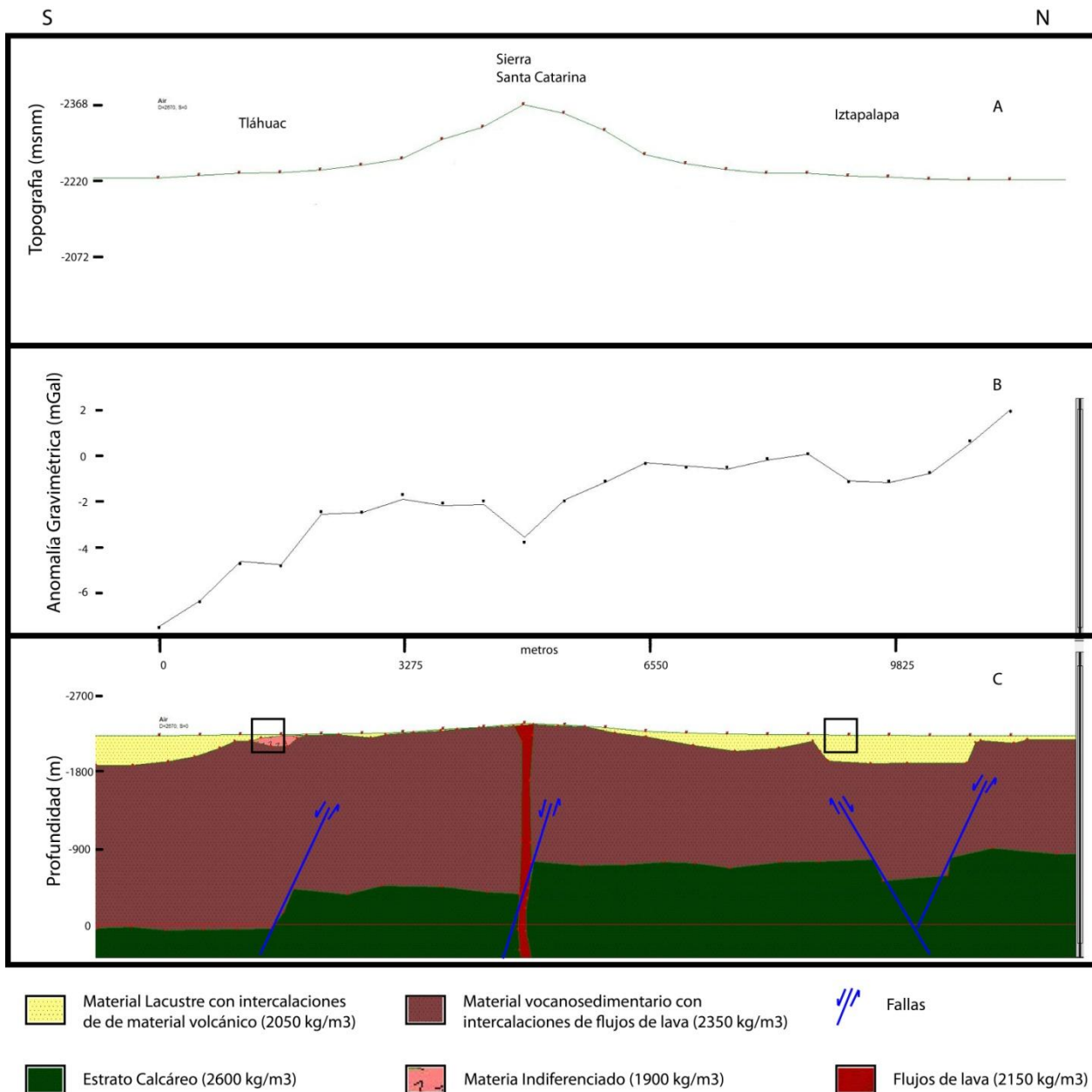


Figura 5.16. Modelo S (a). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. En el recuadro negro se ubican las zonas de fracturas reportadas por CENAPRED (2017).

B.- El segundo modelo elaborado (Figura 5.13) es muy semejante. La variante incluye el basculamiento de alguno de los bloques y la ubicación de la falla que acota el alto estructural por el sur. En este caso el basamento calcáreo fue ubicado a una profundidad de 800 msnm.

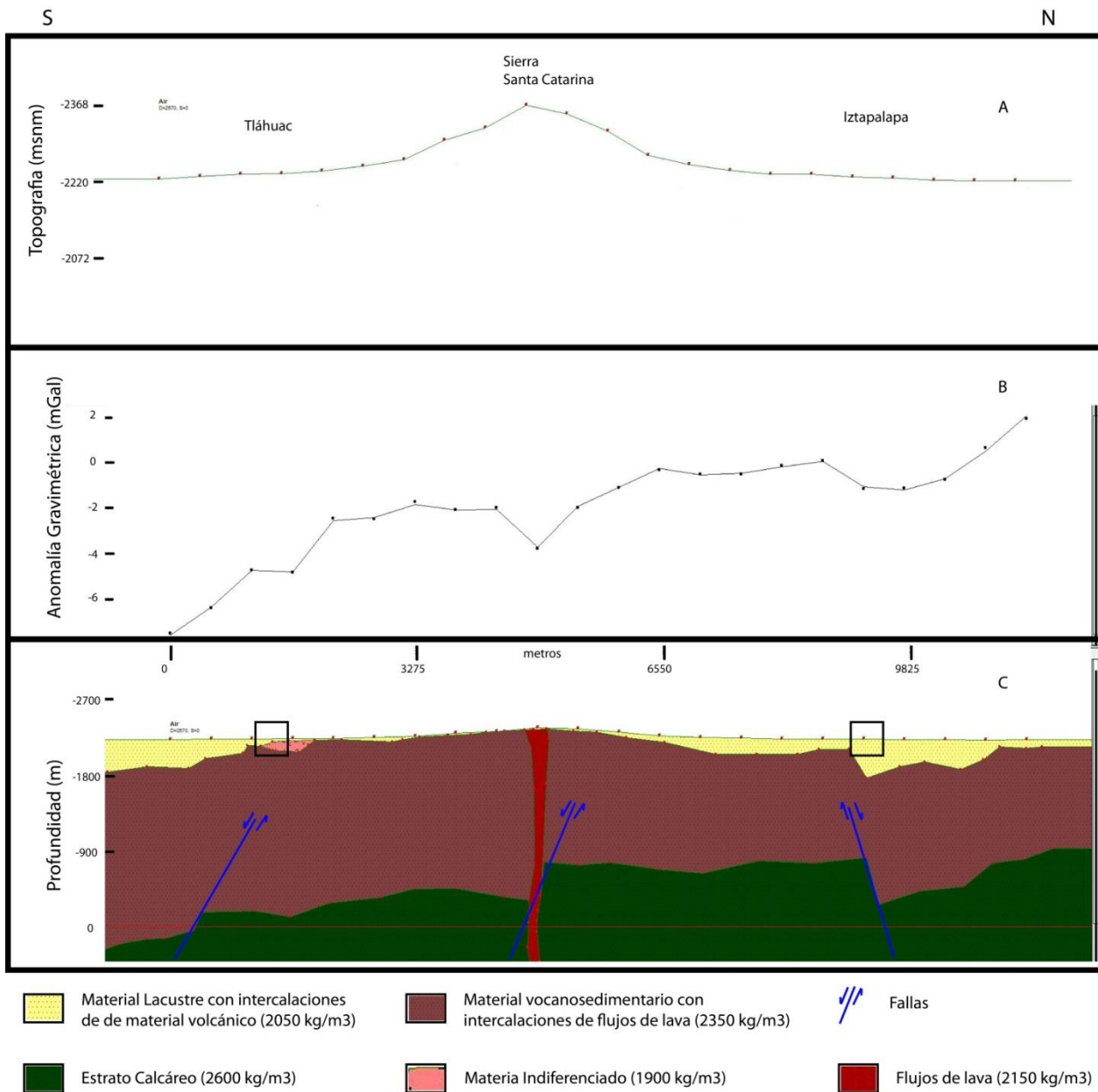


Figura 5.17. Modelo S (b). A) Perfil topográfico, B) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), C) modelo geológico. En el recuadro negro se ubican las zonas de fracturas reportadas por CENAPRED (2017).

Perfil I

Este perfil corre al oeste y aproximadamente paralelo al perfil S, a unos 1.5 km del perfil S. El perfil inicia en la ladera norte de la Sierra de Santa Catarina con alturas alrededor de los 2,400 msnm. Conforme se avanza hacia el norte se tienen alturas promedio de 2,200 msnm. La parte norte se encuentra en la zona urbana de la Alcaldía de Iztapalapa. La parte norte del transecto pasa por Santa Cruz Meyehualco, y el Parque Santa Cruz Meyehualco. El último punto se ubica a 2.5 km del pozo San Lorenzo Tezonco, y a 3.5 km del Pozo Mixhuca.

El perfil muestra un alto gravimétrico que se delimitó bien al sur. Este alto está ubicado en la vertiente norte de la Sierra de Santa Catarina. En la parte central del perfil se tiene un bajo gravimétrico. El gradiente gravimétrico que une el alto y este bajo presente algunas inflexiones. Al sur, el perfil está caracterizado por un gradiente a lo largo del cual los valores de anomalía de Bouguer aumentan hacia el sur. Entre los puntos último y penúltimo no se pudieron realizar mediciones gravimétricas. En esta porción el gradiente no está bien constreñido.

El modelo indica una depresión en la parte central del perfil. Esta fosa cubriría las zonas de Santa Cruz Meyehualco, y del parque homónimo. Las fallas que delimitan esta depresión se correlacionan con la zona de fracturas mapeadas en la Alcaldía de Iztapalapa en la zona de Santa Cruz Meyehualco (e.g., CENAPRED, 2017).

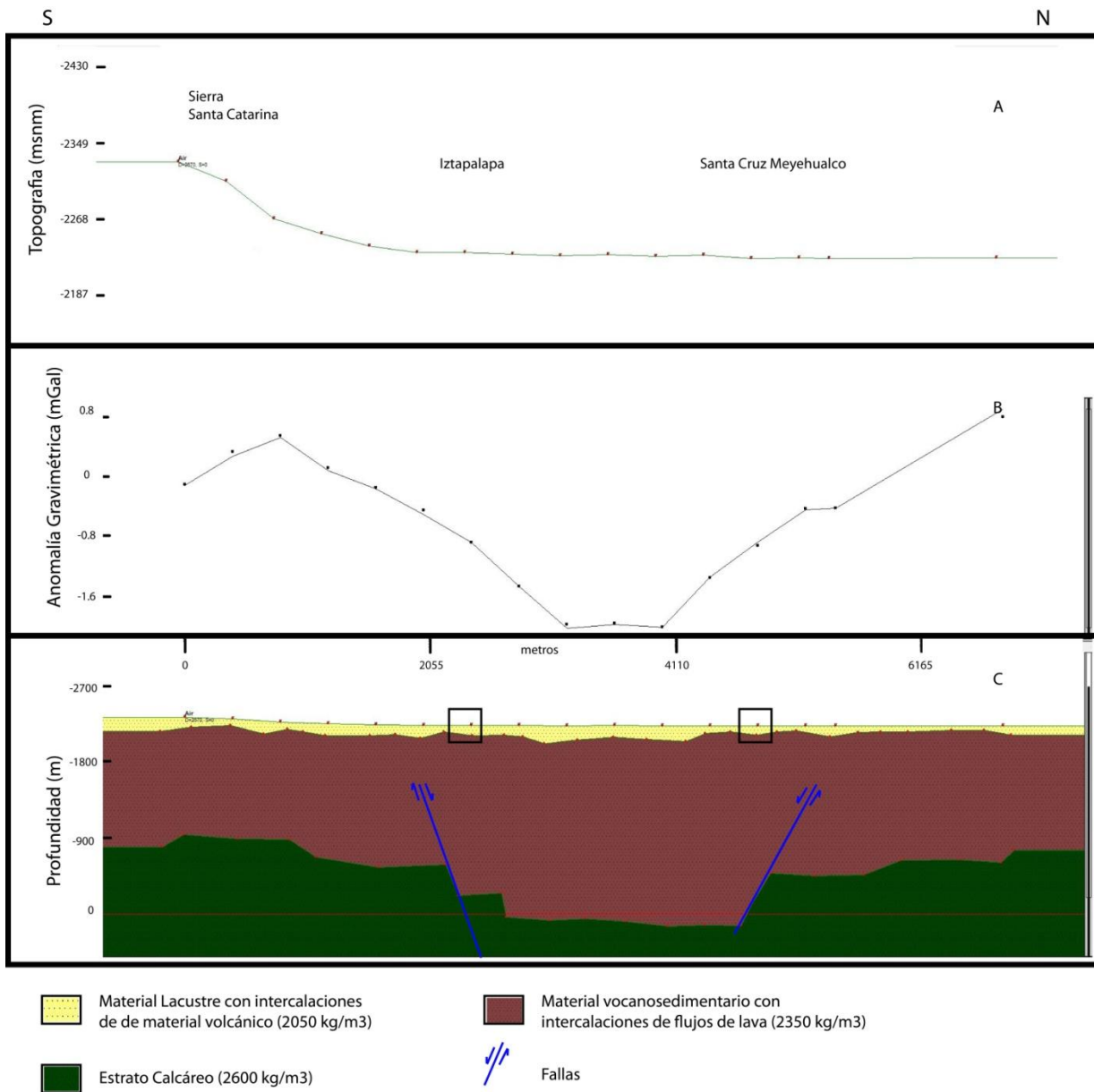


Figura 5.18. Modelo I. a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo), c) modelo geológico. En el recuadro negro se ubican las zonas de fracturas reportadas por CENAPRED (2017).

CAPITULO 6

DISCUSIÓN

Los mapas de anomalía de Bouguer de la Cuenca de México realizado por Moedano y Gragüel (1954) junto con los datos obtenidos por JICA (1989) constituyen la referencia primordial de este estudio. El análisis cualitativo que se realizó, en este trabajo, al mapa de anomalía de Bouguer para la CM elaborado con los datos de Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989) permitió distinguir que los bajos gravimétricos corresponden a depresiones tectónicas (Lago de Texcoco, Lago de Xochimilco, Lago de Chalco); los altos gravimétricos se correlacionan con zonas donde hay presencia de cuerpos volcánicos como la Sierra de Guadalupe, Sierra Santa Catarina y Cerro de la Estrella. En la zona sur de la Cuenca de México se distingue un bajo gravimétrico de aproximadamente 15 mGal que se dispone con una orientación preferente E-W. Este mínimo de forma elongada en la dirección E-W cubre las regiones de Xochimilco y de Chalco.

Campos-Enríquez *et al.* (1997) establecieron que la depresión de Chalco es de tipo graben, o semigraben. Para ello se basaron en el mapa gravimétrico de Moedano y Gragüel (1954). Estudiaron el mínimo gravimétrico asociado con la depresión de Chalco, e hicieron uso de información de estudios de resistividad eléctrica, refracción sísmica, e información de pozos y de geología.

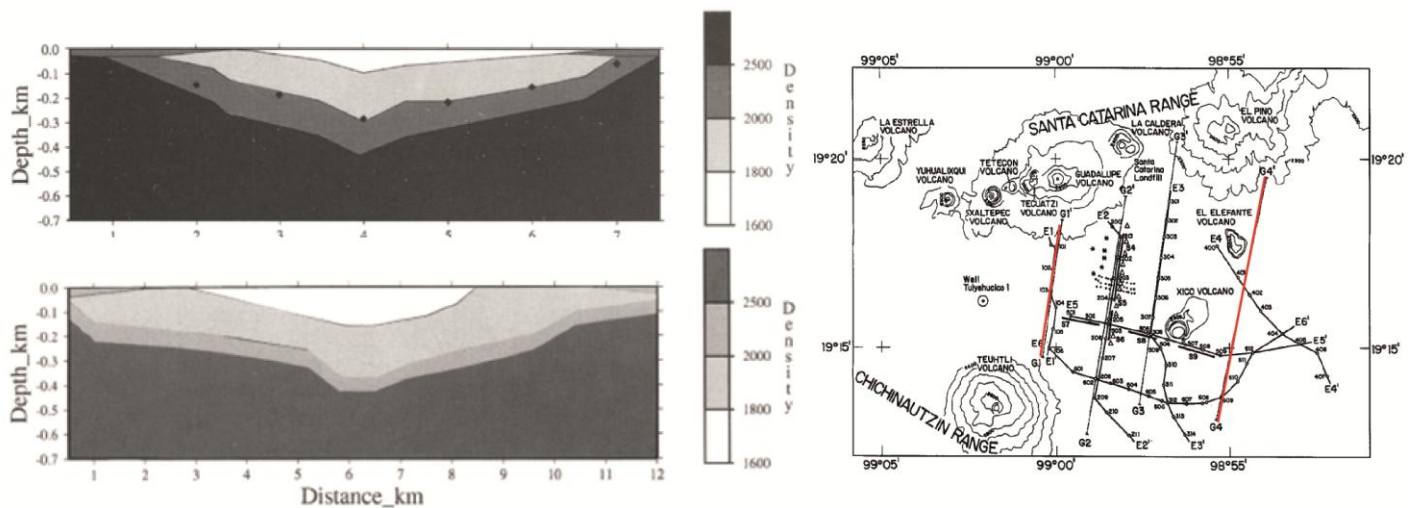


Figura 6.1. Modelos de densidades (perfiles G1 y G4) en el Lago de Chalco las densidad se encuentra en Kg/m^3 . Tomado de Campos-Enríquez *et al.* (1997).

En este trabajo, inicialmente se propuso establecer la estructura cortical somera de la hondonada de Xochimilco. Para ello se extrajeron 5 perfiles gravimétricos del mapa de la anomalía de Bouguer de Moedano y Graguel, (1954) de la Cuenca de México para caracterizar el subsuelo de la depresión de Xochimilco.

Se observa que las secciones 1, 2, 3, 4 (Figuras 4.2, 4.3, 4.4, 4.5, 4.6) presentan una anomalía definida por gradientes suaves, con un bajo gravimétrico central que corresponde a la depresión topográfica. El quinto perfil tiene un mínimo gravimétrico tenue, el cual es menos marcado que en los otros perfiles, el gradiente que se encuentra en la zona norte es relativamente más marcado que los perfiles 1, 2, 3, 4; este perfil se encuentra al occidente de la depresión de Xochimilco con una orientación preferente NW-SE; la parte norte del perfil se localiza en las inmediaciones del Cerro de la Estrella.

Del análisis cualitativo de estos perfiles se puede inferir que la estructura de la región de Xochimilco sería similar a la establecida por Campos-Enríquez *et al.* (1997) para la depresión de Chalco. Es decir, se tendría una estructura tipo graben o semi-graben. Sin embargo, las fallas tendrían echados intermedios a sub-horizontales.

El carácter suave de las anomalías que se observa en los perfiles gravimétricos generados de la información gravimétrica existente, no ha permitido interpretar cualitativamente la presencia de fallas sub-verticales y profundas en la región de Xochimilco. Se supuso que esta característica de las anomalías podría ser derivada de la interpolación manual o matemática de los datos y no a las mediciones realizadas propiamente.

Sin embargo la mera existencia de fallas sub-horizontales a intermedias entran en conflicto con la presencia de fallas sub-verticales con caída al norte que afectan la Sierra Chichinautzin en su extremo norte. Campos-Enríquez *et al.* (2015) mencionan que el sistema de fallas La Pera comprende fallas tipo normal con caída al norte que afectan la Sierra de Chichinautzin; la falla Xochimilco (García-Palomo *et al.*, 2008) perteneciente a este sistema se encuentra en las estribaciones de la Sierra Chichinautzin hasta antes de la ribera sur de la depresión tectónica de Xochimilco. Ya anteriormente, Campos-Enriquez *et al.* (2000) infieren la presencia de una falla mayor con caída al norte (Figura 6.2). Esta falla limitaría a la Sierra Chichinautzin de la depresión de Chalco.

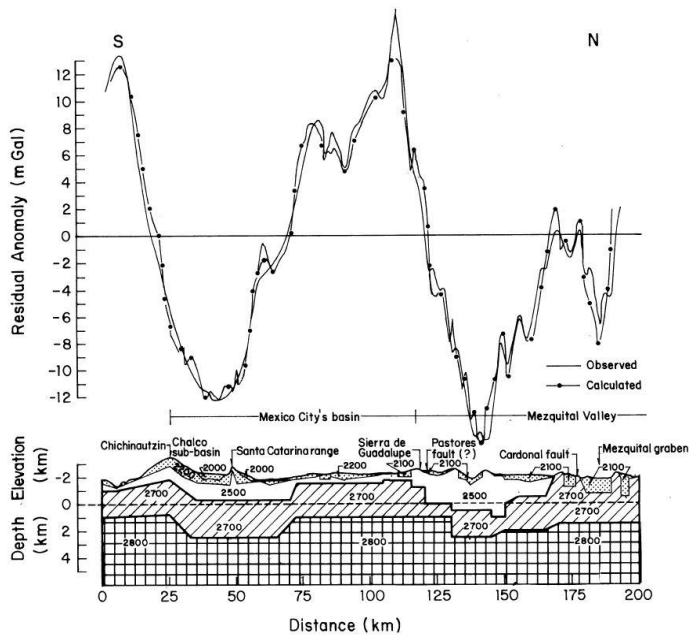


Figura 6.2. Modelo gravimétrico de la Cuenca de México de acuerdo a Campos-Enríquez *et al.* (2000). Nótese la falla con caída al norte que delimita a la Sierra Chichinautzin.

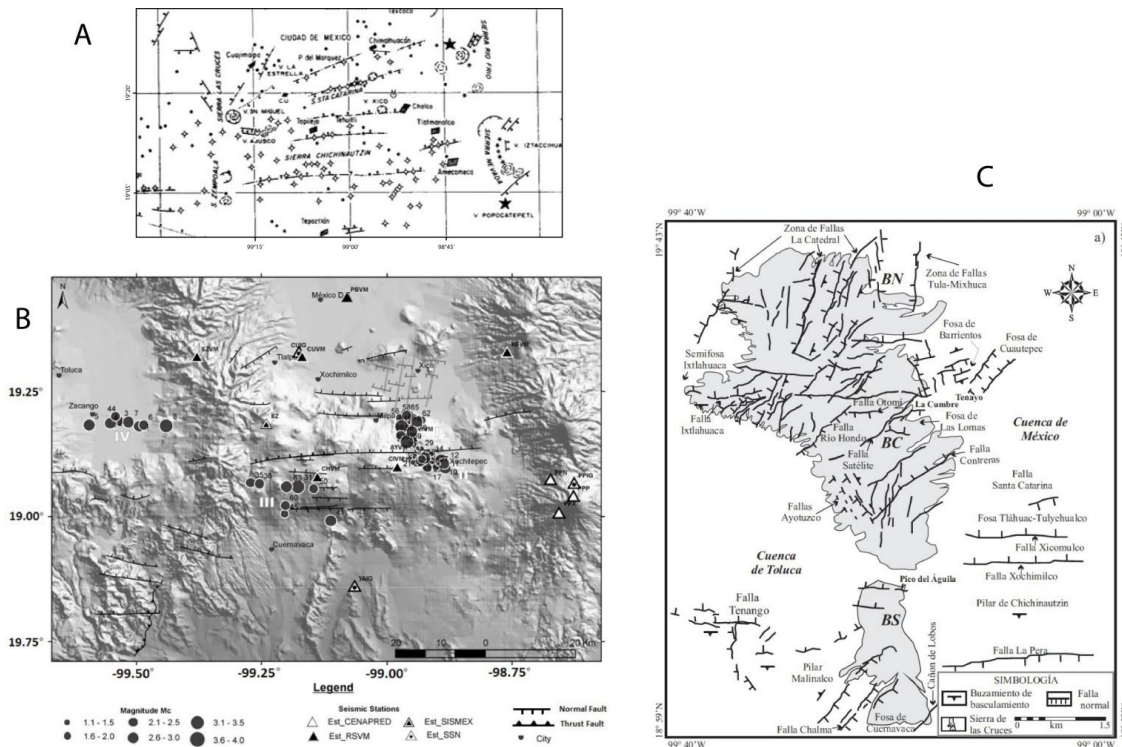


Figura 6.3. Mapas elaborados a partir de mediciones pozos, análisis geomorfológico y mediciones geofísicas en las que se ubican las diferentes fallas mapeadas en la Ciudad de México. A tomada de Vázquez-Sánchez & Jaimes-Palomera (1989), B modificado de Campos-Enríquez *et al.* (2015), y C tomada de García-Palomo *et al.*, (2008).

Debido a esta contradicción se procedió a realizar una serie de perfiles gravimétricos. El objetivo era doble. Por un lado, establecer la estructura cortical somera de la depresión, en particular, y por el otro lado corroborar y detallar el mínimo gravimétrico asociado con las áreas de Xochimilco, y de Chalco. El mapa de anomalías de Bouguer presentado en este trabajo muestra variaciones de gravedad entre los -199 y -224 mGal, con un rango de variación de 25 mGal. En la parte sureste de la Cuenca de México el mapa de la Anomalía de Bouguer elaborado con base en los datos conjuntos (Hernández-Moedano y Gragüel, 1954; JICA, 1989) y el obtenido en este estudio presentan valores de gravedad menores pero, en general, similares y se mantienen los mismos patrones, y sectores que presentan los altos y bajos gravimétricos.

Con el cubrimiento de los perfiles gravimétricos establecidos en este estudio (Figuras 5.5, 5.6, 5.7, 5.8, 5.9, 5.10 etc.) es posible analizar la relación entre las depresiones de Xochimilco y de Chalco con la Sierra Chichinautzin (al sur), y con la Sierra de Santa Catarina (al norte). En particular se puede establecer la estructura de la fosa de Xochimilco, y de la estructura sobre la que se emplaza la Sierra de Santa Catarina.

Sin embargo, vemos que en el caso de los lagos de Xochimilco y de Chalco los perfiles que se obtendrían tanto del mapa de Hernández-Moedano y Gragüel (1954), así como del de JICA (1989) nos muestran anomalías muy suavizadas debido tanto a la interpolación así como a la localización de los puntos de medición que se ubicaron sólo alrededor de dichos lagos.

Las Figuras 6.3 b y c permite comparar el perfil X extraído del mapa gravimétrico con datos obtenidos en este trabajo con el perfil correspondiente obtenido del mapa elaborado con los datos de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989). Vemos, en particular que los gradientes son más suaves en el mapa elaborado con base en los datos de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) y de JICA (1989), a comparación de los gradientes que se obtuvieron en los perfiles que se elaboraron en este estudio.

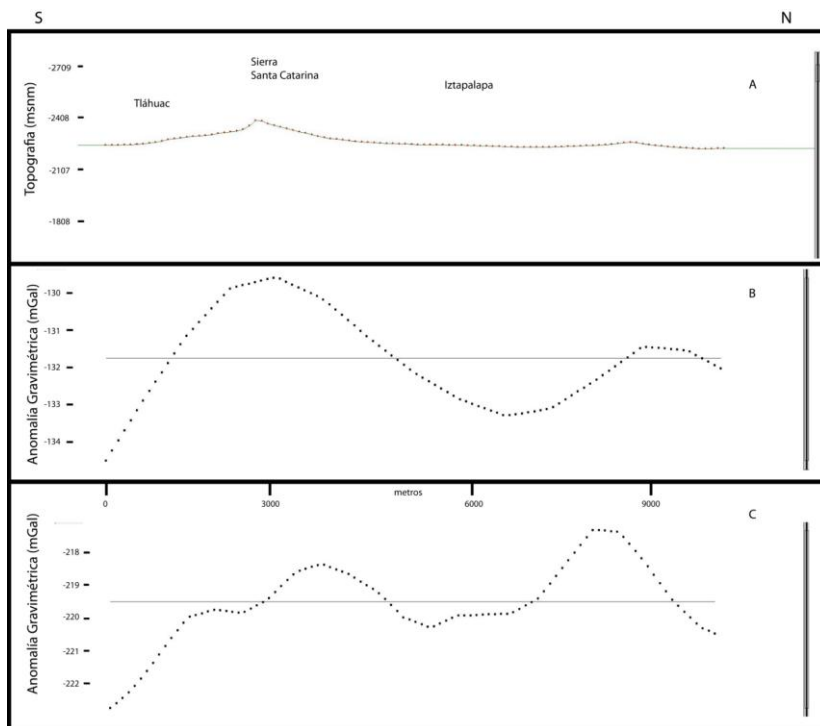


Figura 6.4. Anomalías gravimétricas perfil SC. a) Perfil topográfico, b) Perfil gravimétrico extraído del mapa gravimétrico de Hernández-Moedano y Gragüel (1954). c) Perfil gravimétrico obtenido del mapa gravimétrico propuesto en este trabajo.

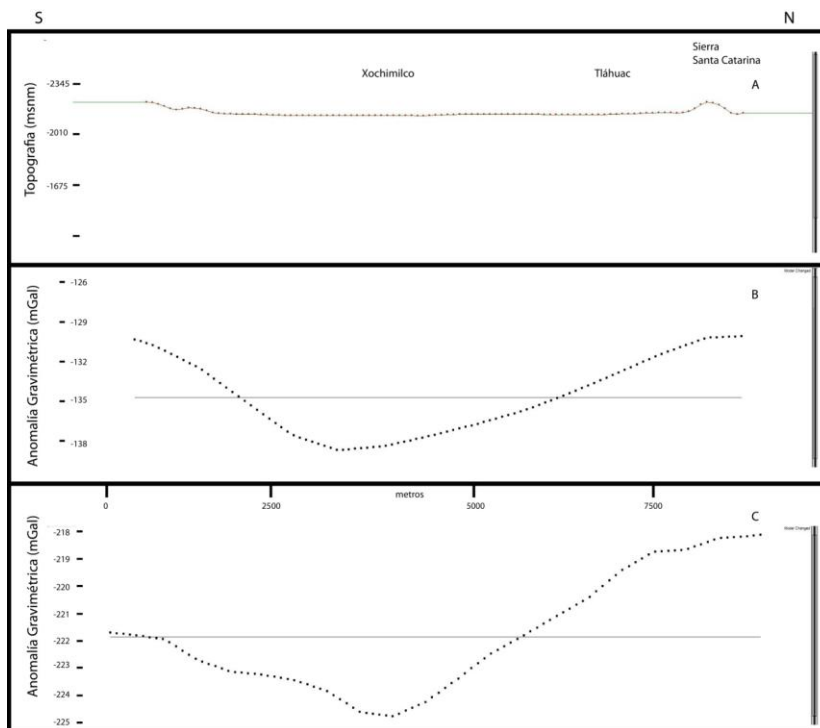


Figura 6.5. Anomalías gravimétricas perfil X. a) Perfil topográfico, b) Perfil gravimétrico extraído del mapa gravimétrico de Hernández-Moedano y Gragüel (1954). c) Perfil gravimétrico obtenido del mapa gravimétrico propuesto en este trabajo.

En la Figura 4.8 se muestran los puntos en que JICA (1989) realizaron mediciones. Se puede observar que los puntos de medición se ubican en la ribera del lago de Xochimilco. Esto explica parcialmente que el carácter suave de los gradientes es debido a que no se hicieron mediciones dentro de la depresión, es decir se debe a la interpolación de los datos.

Este análisis indica que, en particular, en la zona de la depresión de Xochimilco, los gradientes gravimétricos que se obtienen del mapa gravimétrico de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) están sub-estimados. En general, esta comparación indica que se deberá tenerse en cuenta el número y la ubicación de los puntos que se usaron para establecer las anomalías gravimétricas que se reportan tanto en los mapas de Hernández-Moedano y Gragüel (1954) así como de JICA (1989).

De acuerdo a los modelos, la depresión de Xochimilco corresponde a una fosa tectónica tipo graben. Las fallas que la delimitan por el sur se correlacionan con las fallas Xicomulco y Xochimilco, y por el norte, por una falla normal con caída al sur en la ladera sur de la Sierra Santa Catarina.

Es interesante, recalcar la presencia del bajo gravimétrico, a lo largo del perfil V, presente entre los volcanes La Ninfa, Tepezmayo, y Ayaqueme. También hay que mencionar que en 1994, la zona de transición entre la planicie de Chalco y la Sierra Chichinautzin estuvo afectada por sismicidad (Figura 6.5) con focos sísmicos distribuidos alrededor de un plano vertical y entre profundidades de 7 y 15 km (UNAM and CENAPRED Seismology Group, 1995; Campos-Enríquez et al., 2015). También entre las dos fallas más meridionales del perfil V se tuvo sismicidad, cuyos epicentros presentaron una orientación NW-SE (Rodríguez et al., 1984; Campos-Enríquez et al., 2015), y NWW-SEE (Velasco, 2003; Campos-Enríquez et al., 2015). Los hipocentros se distribuyen entre 5 y 18 km de profundidad a lo largo de un plano vertical.

Este conjunto de hechos infieren una posible zona tectónicamente activa, y al encontrarse en la zona donde el límite norte de la Sierra Chichinautzin se encuentra más al sur en comparación a la región de Xochimilco, implicaría que en esta zona las fallas cambian de orientación este-oeste a NE-SW (i.e., implican un cambio en la dirección de los esfuerzos tectónicos).

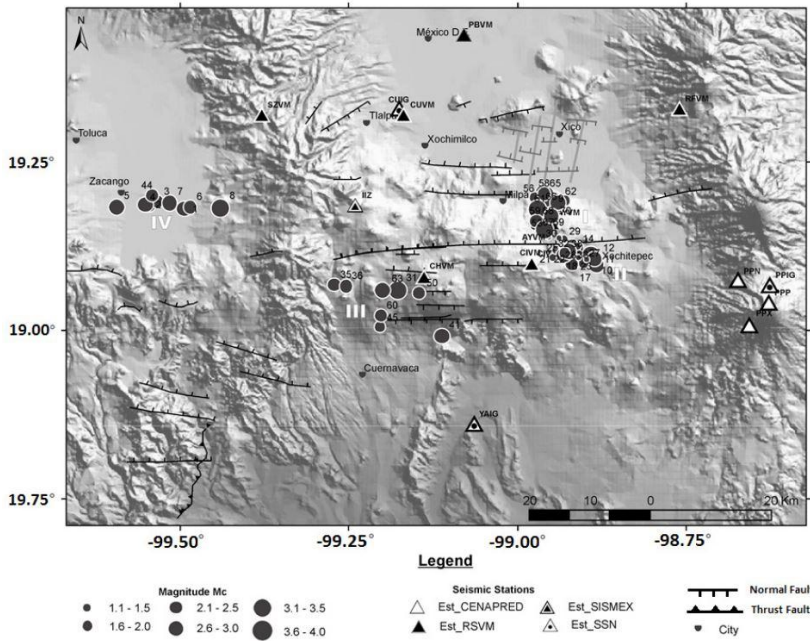


Figura 6.6. Mapa con la ubicación de epicentros y fallas geológicas al sureste de la Ciudad de México. Campos-Enríquez et al. (2015).

De acuerdo con el perfil S, el basamento calcáreo tiende a profundizar de norte a sur. Los perfiles S e I nos indican que la Sierra de Santa Catarina se encuentra sobre un alto estructural. Este alto estructural está compuesto por dos bloques, y cuya zona de contacto sirvió de conducto para el emplazamiento de los productos volcánicos extrusivos de los volcanes que componen a la Sierra Santa Catarina. Estos dos últimos perfiles nos indican la presencia de una depresión menor al norte del bloque elevado de la Sierra de Santa Catarina. Esta de presión se encuentra en las inmediaciones de la colonia de Santa Cruz Meyehualco, en la Alcaldía de Iztapalapa.

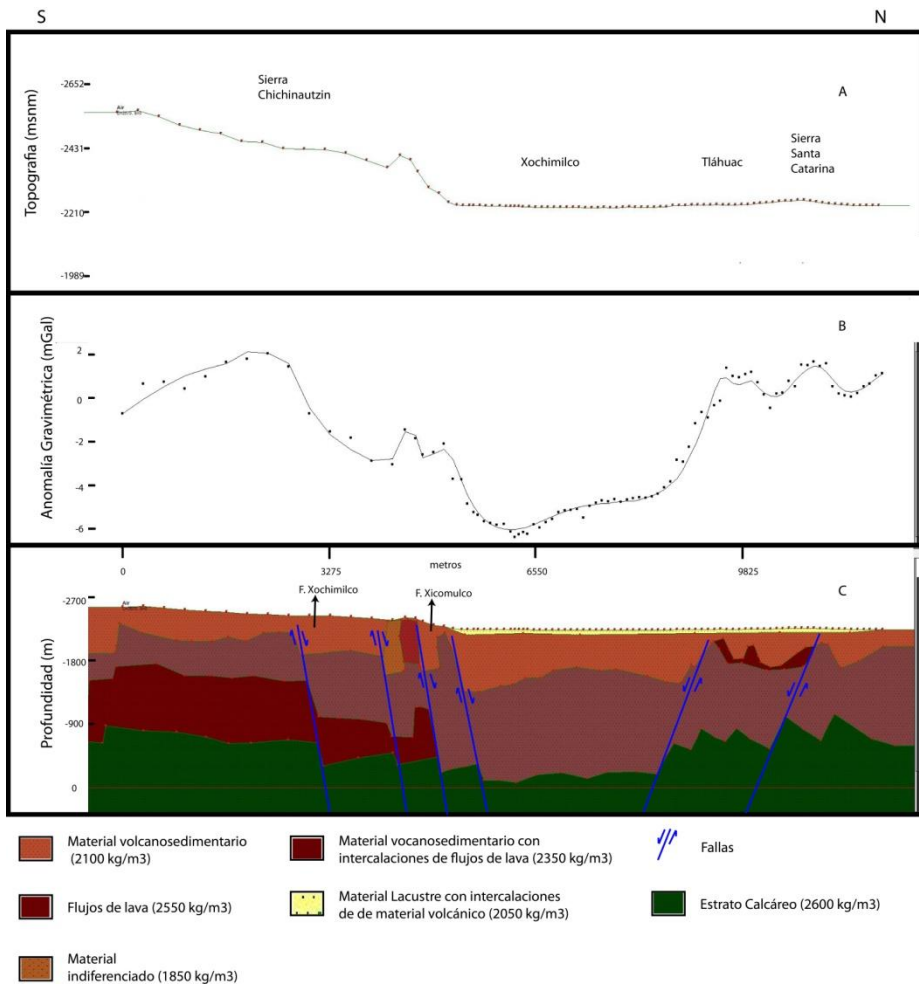


Figura 6.7. Modelo compuesto 1 (Perfil C y X). a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo, c) modelo geológico.

Dos perfiles compuestos nos permiten observar la relación entre tres elementos tectónicos importantes: El alto estructural de la Sierra de Santa Catarina, las depresiones tectónicas de Xochimilco y de Chalco, y la Sierra Chichinautzin. El perfil compuesto 1 se elaboró con de los perfiles X y C, se utilizó la totalidad de los puntos del perfil C y se eliminaron los últimos 6 puntos en el extremo sur del perfil X. El perfil abarca 13.5 km. En el perfil compuesto 2 se compone de los perfiles MP y S, se utilizó la totalidad de ambos perfiles dejando una separación de 2.5 km entre el extremo norte del perfil MP y el extremo sur del perfil S, la sección cuenta con una extensión de 14 km.

En el primer modelo compuesto (Figura 6.6), en la depresión de Xochimilco, se tiene un estrato calcáreo a 2000 m bajo el nivel del terreno. Profundidad constreñida por el pozo Tulyehualco. Sobre este basamento tenemos una pila de material volcano-sedimentario indiferenciado con un espesor variado (el modelo no incluyó la intercalación de estratos de

material volcanoclastico y lava observado en el registro de pozo), en la parte superficial se encuentran sedimentos lacustres y fluviales. Se supone que el material lacustre tiene un menor espesor (entre 100 y 300 m aproximadamente). De acuerdo a este modelo, inmediatamente al norte del alto de la Sierra de Santa Catarina tenemos una depresión menor (entre los kilómetros 11.4 y 13.0).

En el segundo perfil compuesto, en la parte septentrional de la Sierra Santa Catarina se observan una serie de depresiones relativamente someras y de pequeñas dimensiones, las cuales están delimitadas por fallas normales. En esa zona la roca calcárea del Mesozoico esta fallada y basculada hacia el norte-noreste.

Este modelo nos indica la presencia, en su parte central, de una fosa tectónica limitada al norte y sur por fallas normales. La fosa corresponde a una estructura tectónica tipo graben bastante simétrico y corresponde a la depresión de Xochimilco. Al norte de esta fosa tectónica el basamento Mesozoico constituye un alto estructural fallado y basculado hacia el norte-noreste. Este alto estructural coincide con la continuación hacia el suroeste del alto estructural asociado con la Sierra de Santa Catarina. En particular el mínimo gravimétrico central que divide al alto gravimétrico asociado con este alto estructural coincide con la prolongación de la línea que une los centros eruptivos de la Sierra de Santa Catarina.

Vemos que en las estribaciones de la Sierra Chichinautzin la pila de material volcánico (y quizás también el estrato calcáreo) se encuentra afectado por una serie de fallas. Como resultado de este fallamiento, los productos volcánicos de la Sierra Chichinautzin se profundizan hacia el norte.

El segundo modelo (Figura 6.7) compuesto presenta una relación similar entre la Sierra Chichinautzin, la depresión de Xochimilco y la Sierra de Santa Catarina. Una depresión entre las estribaciones de la Sierra Chichinautzin, y la Sierra de Santa Catarina.

El paquete superficial de productos volcánicos de la Sierra Santa Chichinautzin por la acción de una serie de fallas normales se va profundizando hacia el norte hacia la depresión de Xochimilco. En la parte norte del modelo, se observa que el basamento calcáreo buza hacia el sur de una manera bastante regular. En la ribera norte de la fosa de Xochimilco una falla normal pone en contacto este estrato calcáreo con los productos volcánicos y sedimentarios que rellenan esta depresión. De esta manera se observa que la depresión de Xochimilco corresponde a una depresión tectónica tipo graben. Sin embargo en este perfil se observa que el graben es simétrico. Sin embargo, esto puede ser debido a la falta de mediciones en la parte donde se unieron los dos perfiles que comprenden este perfil compuesto.

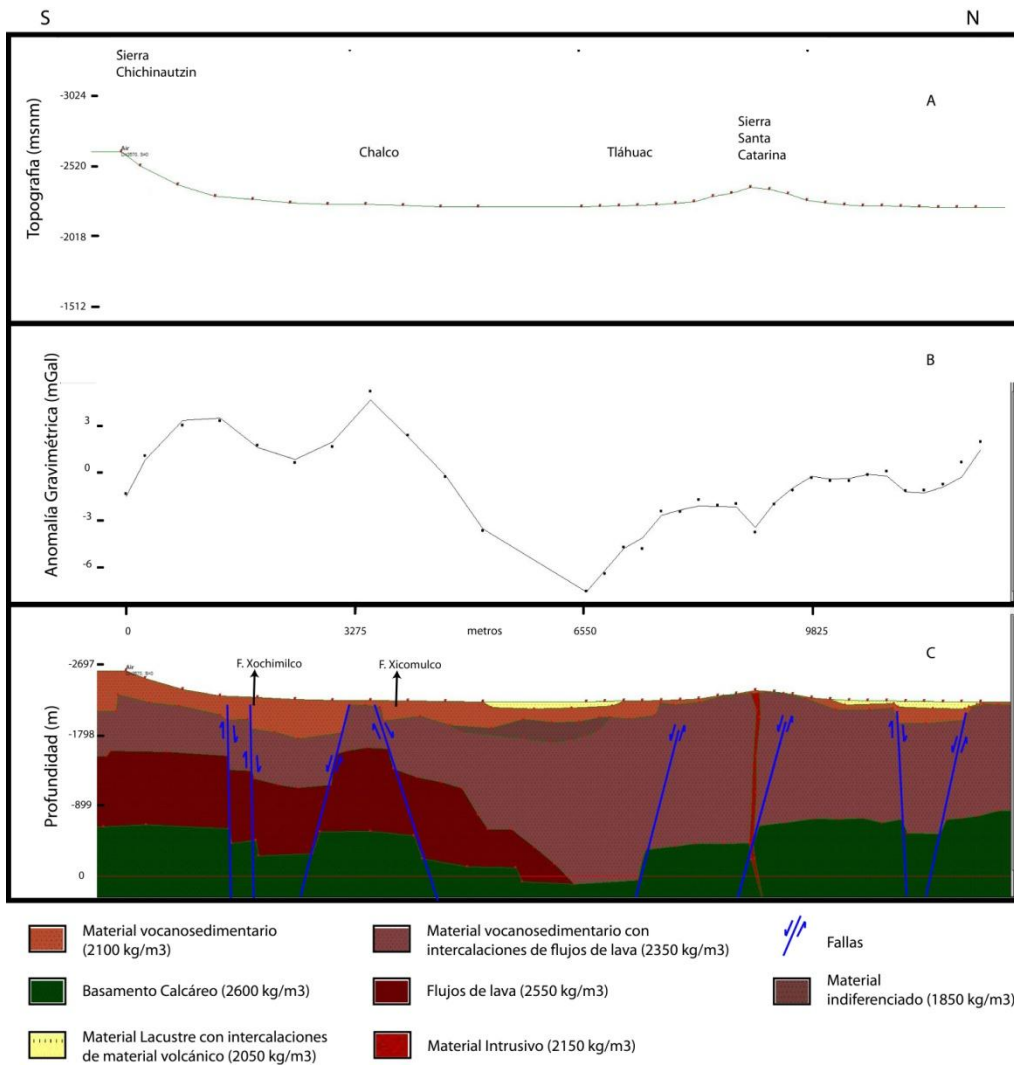


Figura 6.8. Modelo Compuesto 2 (Perfil MP y S). a) Perfil topográfico, b) perfil gravimétrico (los puntos representan los valores observados, y la línea continua corresponde a la respuesta gravimétrica del modelo, c) modelo geológico.

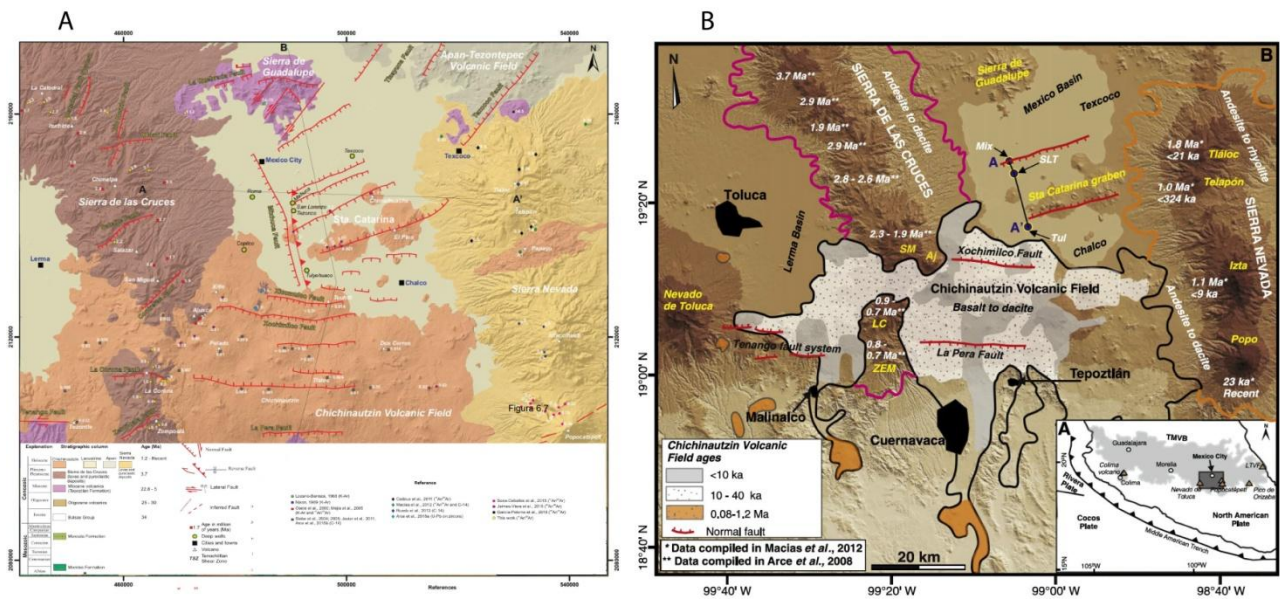


Figura 6.9. Esquemas geológicos planteados para el sureste de la Ciudad de México. A) Arce *et al.* (2019), B) Arce *et al.* (2013).

Cuando se inició este trabajo se consideraba que 1) la Sierra de Santa Catarina está constituida por 7 conos cineríticos cuyos centros están alineados con una dirección aproximadamente NE-SW a E-W. 2) que estas estructuras se emplazaron a lo largo de una falla. Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) reportan esta falla con caída al sur (Figura 6.3 a). También García-Palomo *et al.* (2008) señalan que esta falla buza hacia el sur (Figura 6.3c). 3) Más recientemente Arce *et al.* (2013) reportan que esta falla buza hacia el N-NE, y que junto a otra falla normal que pasa entre los pozos Mixhuca y San Lorenzo Tezonco con dirección hacia el pozo Texcoco pero con caída al sur delimitan el graben de Mixhuca (Figuras 6.8a y 6.8b). 4) Como ya lo hemos mencionado, Campos-Enríquez *et al.* (1997) establecieron que el Valle de Chalco corresponde a una depresión tipo graben-semigraben. 5) que la Sierra Chichinautzin está afectada por fallas que buzan hacia el norte, por ejemplo fallas Xicomulco, y Xochimilco (García-Palomo *et al.*, 2008). Campos-Enríquez *et al.* (2000) establecieron que una falla delimita al norte a la sierra Chichinautzin (i.e., Figura 6.3), y que el estrato calcáreo se profundiza hacia el norte. Campos-Enríquez *et al.* (2015) infieren igualmente que las rocas calcáreas se profundizan hacia el norte en el valle de Toluca Valle de Balsas.

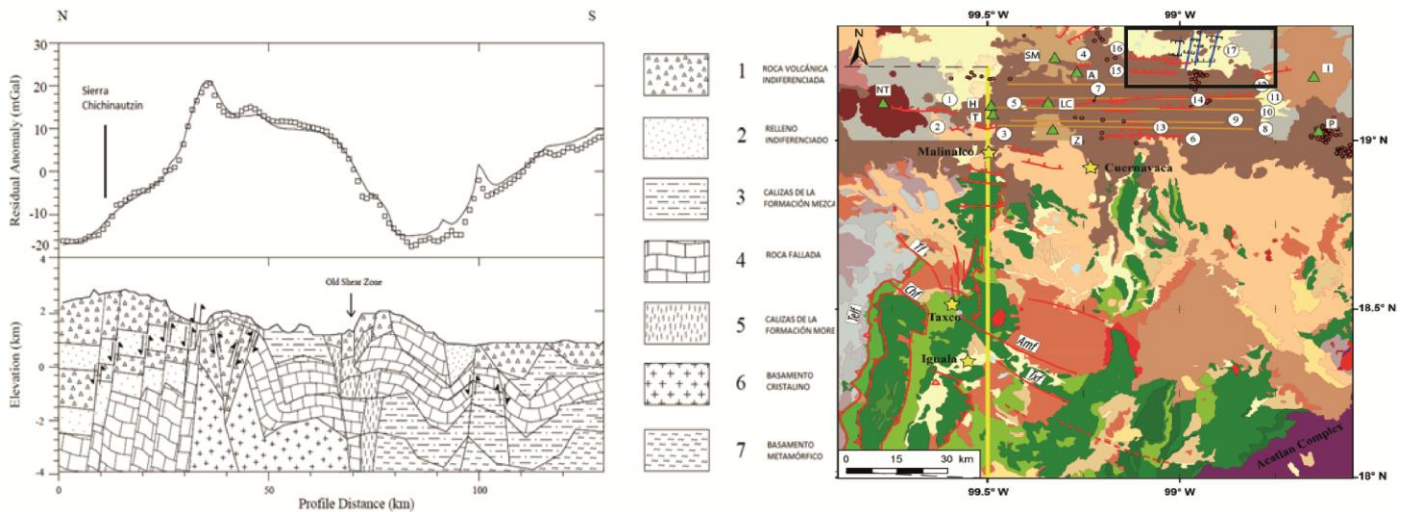


Figura 6.10. Perfil Gravimétrico con dirección norte-sur. La parte norte del perfil cruza la zona de Falla de Tenancngo (Norini et al., 2006) y termina en la parte sur de la Cuenca de Lerma. El perfil inicia al norte de Chilpancingo. Modificado de Campos-Enríquez et al. (2015).

En este contexto se tiene un graben al norte de la Sierra de Santa Catarina (Gaben Mixhuca), y otra depresión tipo graben en el valle de Chalco, y que fallas con caída al norte delimitan la Sierra Chichinautzin, y delimitan la ribera sur del valle de Chalco. En este contexto, uno de los objetivos de este estudio era establecer la estructura de la Sierra de Santa Catarina y su relación con los fosas de Mixhuca (Arce et al., 2013) y de Chalco (Campos-Enríquez et al., 1997).

Este estudio ha permitido confirmar 1) que las fallas Xicomulco y Xochimilco buzan hacia el norte, y 2) que la Sierra de Santa Catarina se encuentra sobre un alto estructural. Estos resultados se obtuvieron casi simultáneamente a la publicación reciente por parte de Arce *et al.* (2019) de un mapa geológico de la Cuenca de México. En este mapa se considera que la falla Santa Catarina tiene caída hacia el NE. También reportan que las Fallas Xicomulco y Xochimilco buzan hacia el sur.

Este estudio indica que al norte, la sierra de Santa Catarina está delimitada por una falla con caída hacia el N-NE, pero que los focos eruptivos se encuentran sobre una falla con caída hacia el sur. Estos resultados se pueden conciliar directamente con la caracterización de la Falla Santa Catarina dada por Arce *et al.* (2019). La falla que en nuestros modelos delimita al norte a la Sierra Santa Catarina sería la falla que delimita al S-SE al graben Mixhuca de Arce *et al.* (2013). Sin embargo este estudio confirma que las fallas Xicomulco y Xochimilco buzán hacia el norte como propuesto originalmente por García-Palomo *et al.* (2008). Los resultados obtenidos indican que el régimen tectónico estaría sufriendo un cambio después del volcán Teuhtli. Es decir, los resultados obtenidos en este estudio indican que la estructura de la Sierra Chichinautzin es más compleja, y que se deberá continuar analizando su estructura tectónica.

Finalmente en la Figura 6.11 se muestran las fracturas que afectan la parte sureste de la Cuenca de México, y las fallas inferidas en trabajos anteriores, así como en este estudio. Se puede ver que se presenta una correlación entre las fallas y las fracturas. Esto no es sorprendente ya que la existencia de fallas es uno de los factores que dan origen a las fracturas (i.e.).

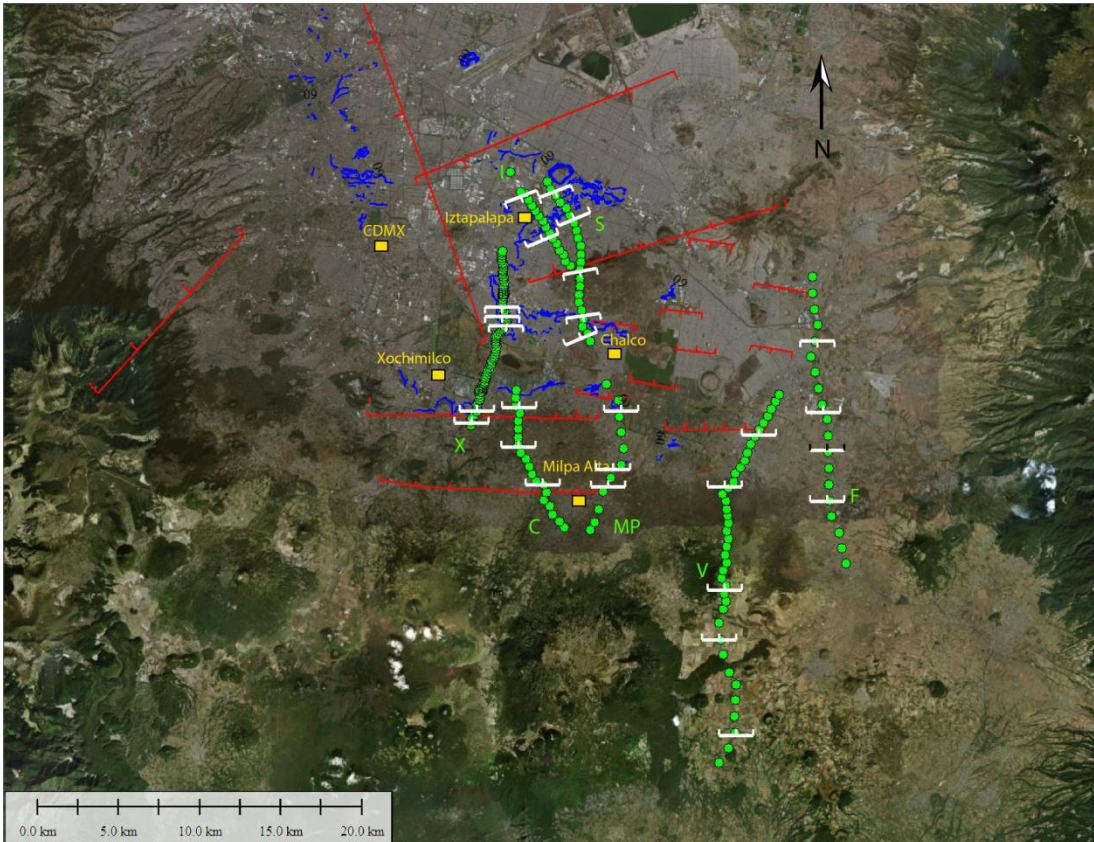


Figura 6.11.- Se muestra la ubicación de los perfiles, de las fallas establecidas en trabajos anteriores, así como las fallas inferidas en este estudio. También se indica la ubicación de las fracturas que afecta este porción de la Cuenca de México.

CAPITULO 7

Conclusiones

Se determinó que la depresión de Xochimilco es una depresión tectónica tipo graben simétrico en su parte occidental, y asimétrico en su parte oriental. Las fallas que la delimitan al sur y al norte la ponen en contacto con dos elementos estructurales importantes: 1) la Sierra Chichinautzin (al sur), y 2) la Sierra de Santa Catarina (al norte).

Al occidente se observa que las fallas que se observan entre la Sierra Chichinautzin y la depresión de Xochimilco presentan orientaciones y echados similares a la Falla Xicomulco (e.g., García-Palomo *et al.*, 2008; Campos-Enríquez *et al.*, 2015). Una de estas fallas se prolonga hasta el Volcán Teuhtli. Se observan otras fallas este-oeste que se pueden correlacionar con la Falla Xochimilco la cual puede ser continuada hasta la zona de los volcanes La Ninfa y Tezpomayo.

Al norte la falla con caída al sur que delimita al norte la depresión de Xochimilco, la pone en contacto con un alto estructural sobre el cual se emplazó la Sierra de Santa Catarina. El basamento calcáreo profundiza de norte a sur a lo largo de este alto estructural. Una depresión menor se localiza al norte de este alto tectónico (en la Alcaldía de Iztapalapa).

Por otro lado, se encontró que las fallas en la zona de contacto con la Sierra Chichinautzin y la fosa de Xochimilco, y con la planicie de Chalco respectivamente son de tipo diferente. Siendo sub-vertical (71°) a lo largo de la ribera sur de la depresión de Xochimilco, pero intermedio (60°) a lo largo del límite sur de la planicie de Chalco.

Esta característica coincide con 1) una retracción hacia el sur de la Sierra Chichinautzin al este del Volcán Teuhtli. 2) La planicie de Chalco se expande hacia el sur de manera proporcional. 3) La parte oriental de la Sierra Chichinautzin está caracterizada por una disminución constante de sus alturas. 4) En la zona donde tienen estos cambios se ha observado actividad sísmica reciente (i.e., 1994) coincidente con las fallas que se infieren en este estudio y que se correlacionan con alineamientos aproximadamente paralelos de centros eruptivos de volcanes.

Esta última correlación nos hace pensar que al este del Volcán Teuhtli el fallamiento cambia de orientación este-oeste a NW-SW pasando por la zona de actividad sísmica (Milpa Alta). Es decir se presenta un reacomodamiento del campo de esfuerzos.

En el análisis integral de este trabajo se determinó que se requiere realizar una revisión a los mapas gravimétricos existentes, debido a que en zonas donde la densidad de puntos es mínima la configuración puede no ser precisa. Para el trabajo que nos ocupa en esta tesis se identifica que los mapas de gravimetría propuestos para la Ciudad de México tiene un bajo gravimétrico en la parte sur-este de la metrópoli cuyas suavidad/intensidad en los perfiles

discrepa con los datos recopilados en este estudio, ya que nuestros perfiles marcan límites en las regiones de Xochimilco, Chalco y la Sierra de Santa Catarina sub-verticales a intermedios a diferencia de los datos en los mapas gravimétricos previos que implican límites tenues en estas áreas.

Se observa una correlación entre las fallas inferidas en este estudio, así como establecidas anteriormente, con las fracturas. Esta correlación es interesante, y es importante proseguir este estudio afin de documentar mejor esta posible correlación.

BIBLIOGRAFÍA.

Álvarez., R., 2017, Mapping Geologic Interfaces that may alter seismic wave propagation in the Mexico City basin: *Geofísica Internacional*, 56, 1, 37-56 p.

Arce, J., L., Macías, J.L., Vázquez-Selem, L., 2003, The 10.5 ka Plinian eruption of Nevado de Toluca volcano, Mexico: Stratigraphy and hazard implications: *Geological Society of America Bulletin*, 115, 230–248.

Arce, J., L., Macías, J., García-Palomo, A., Capra, L., Macías, J.L., Layer, P., Rueda, H., 2008, Late Pleistocene flank collapse of Zempoala Volcano (Central Mexico) and the role of fault reactivation: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 177, 944–958.

Arce, J., L., Layer, P., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Rangel, E., Escolero, O., 2013, New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34–49.

Arce, J., L., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J., Macías-Romo, M., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Escolero, O., Lenhardt, N., 2015, Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 2, 123-143.

Arce, J., L., Cruz-Fuentes, D., Ramírez-Luna, A., Herrera-Huerta I., A., Girón-García, P., 2017, Pómez Bosque de Tlalpan, producto de una erupción de gran magnitud en el margen suroeste de la cuenca de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 34, 3, 274-288 p.

Arce, J., L., Layer, P., Macías-Romo, M., Morales-Casique, E., García-Palomo, A., Jiménez-Domínguez, J., Benowitz, J., Vásquez-Serrano, A., 2019, Geology and stratigraphy of the Mexico Basin (Mexico City), central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of Maps*, 15, 320-322 p.

Bloomfield, K., Sánchez-Rubio, G., Wilson, L., 1977, Plinian Eruptions of Nevado de Toluca: *Geologische Rundschau*, 66, 120–146.

Brown, E., Werne, J., Lozano-García, M., Caballero-Miranda, M., Ortega-Guerrero, B., Cabral-Cano, E., Valero-Garcés, B.L., Schwalb, A., Arciniega-Ceballos, A., 2012, Workshop Reports, *Scientific Drilling No. 14*, 72–75.

Cabral-Cano, E., Solano-Rojas, D., Oliver-Cabrera, T., Wdowinski, S., Chaussard, E., Salazar-Tlaczani, L., Cigna, F., Demets, C., Pachecho-Martínez, J., 2015, Satellite geodesy tools for ground subsidence and associated shallow faulting hazard assessment in central Mexico: *Proceeding of the International Association of Hydrological Sciences*, 371, 355-360 p.

Cadoux, A., Missenard, Y., Martínez-Serrano, R., and H. Gillou, 2011, Trenchward Plio-Quaternary volcanism migration in the Trans-Mexican Volcanic Belt: the case of the Sierra Nevada Range, *Geological Magazine*, 1-15.

Campos-Enríquez, O., Delgado-Rodríguez, O., Chávez-Segura, R., Gómez-Contreras, P., Flores Márquez, E., & Birch, F., 1997, The subsurface of the Chalco sub-basin (Mexico City) inferred from geophysical data: *Geophysics*, 62, 23-25.

Campos-Enríquez, J., Morales-Rodríguez, H., Delgado-Granados, H., 1999, *in*: Delgado-Granados, H., Quass-Queppen, R. (eds.), Simposio Internacional Volcán Popocatepetl, Mexico City, Mexico March 22–24, Abstract Book, 6–7.

Campos-Enríquez, J., Lermo-Samaniego, J., Antayhua-Vera, Y., Chavacán, M., Ramón-Márquez, V., 2015, The Aztlán Fault System: control on the emplacement of the Chichinautzin Range volcanism, southern Mexico Basin, Mexico. Seismic and gravity characterization: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*: 67, 2, 315–335.

Cantagrel, J., M., Robin, C., 1979, K-Ar Dating on Eastern Mexican Volcanic Rocks - Relations between the Andesitic and the Alkaline Provinces. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 5, 99-114 p.

Carrasco-Núñez, G., 1985, Estudio geológico del volcán Popocatepetl: México, D.F., Facultad de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de licenciatura, 136p.

Chávez-Segura, R., Tejero-Andrade, A., Cifuentes-Nava G., Hernández-Quintero, E., García-Serrano, A., 2017, Estudio Geofísico en el Embarcadero de Zacapa, Delegación Xochimilco, CDMX: Ciudad de México, Grupo de Exploración Geofísica Somera (GEGS-UNAM), Instituto de Geofísica, Informe, 26 p.

Damon, E., Shafigullah, M., & Clack, K., 1981, Evolución de los arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5(2), 223-238.

Demant, A., 1978, Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 2(2), 172–187.

Demant, A., 1981b, Interpretación geodinámica del volcanismo del Eje Neovolcánico Transmexicano: *Revista Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México*, 5, 217–222.

Demant, A., 1981a, L'axe neovolcanique transmexicain: etude volcanique et petrographique, signification geodynamique: Marseille, France, Université de Droit, d'Economie et de Sciences d'Aix-Marseille, Dissertation postdoctoral, 259.

De Cserna, M., Fries, C., Rincon-Orta, C., Silver, L., Westley, H., Solorio-Munguia, J., & Schmitter-Villada, E., 1974, Datos Geocronométricos Terciarios de los Estados de México, Morelos y Guerrero: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros., XXVI, 4-6, 263-273.

De Cserna, Z., De la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, L., Triay, L., Mitre-Salazar & R. Mota-Palomino, 1988, Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: Boletín Instituto Geología, 104, 1-74.

Encino-De la Vega, S., 1992, Propuesta de Nomenclatura estratigráfica para la Cuenca de México: Revista del Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, 1, 1, 26-36.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., 1999, Alkalic (ocean-island basalt type) and calc-alkalic volcanism in the Mexican volcanic belt: A case for plume-related magmatism and propagating rifting at an active margin? Comment: Geology, 27, 1,055-1,056.

Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., Manea, V., Manea, M., 2012, The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone: Tectonophysics, 552–553, 122–149.

Fries, C., Jr., 1960, Geología del Estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región centro meridional de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín, 60, 236.

Fries, C., Jr., 1962, Resumen de la Geología de la hoja Pachuca, Estado de Hidalgo y México, Hoja Pachuca 14 Q-c (11), Esc. 1:100,000: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Garduño, V.H., 2000, Miocene to Recent structural evolution of the Nevado de Toluca region, central Mexico: *Tectonophysics*, 318, 281–302.

García-Palomo, A., Macías, J.L., Tolson, G., Valdez, G., Mora, J.C., 2002, Volcanic, stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 2, 133–150.

García-Palomo, A., Zamorano, J.J., López-Miguel, C., Galván-García, A., Carlos-Valerio, V., Ortega, R., Macías, J.L., 2008, El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 25, 158–178.

García-Tovar, G.P. and R. G. Martínez-Serrano, 2011, Geología y geoquímica de las lavas pleistocénicas del estratovolcán Telapón, Sierra Nevada, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 28, 301-322.

Geyne, R., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R.F., Wilson, I.F., 1963, Geología y yacimientos minerales del distrito de Pachuca-Real del Monte, Hidalgo México: Consejo de Recursos Naturales no renovables 1963, 222.

Geyne, A., Fries, C., Segerstrom, K., Black, R., Wilson, I., 1963, Geology and mineral deposits of the Pachuca-Real del Monte district, state of Hidalgo, Mexico: México, D. F., Consejo de Recursos Naturales no Renovables, Publicación (5E), 203 p., 16 láminas.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, M.T., Ferrari, L., 2005, Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, Volumen Conmemorativo del Centenario, Temas Selectos de la Geología Mexicana, 227–285.

González-Torres, E., Morán Zenteno, D., Mori, L., Martiny, B., 2015, Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 67, 285-297.

Guerrero-Suástegui, M., 2004, Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur; with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan area, southwestern Mexico: Newfoundland, Canada, University of Newfoundland, tesis doctoral, 332 p.

Guilbaud, M.,N., Siebe, C., Agustín-Flores, J., 2009. Eruptive style of the young high-Mg basaltic-andesite Pelagatos scoria cone, southeast of Mexico City: Bulletin of Volcanology, 71, 859-880.

Gunn, B., M., Mooser, F., 1971, Geochemistry of the volcanics of Central México: Bulletin of Volcanologique, 34, 2p.

Hernandez-Moedano, G., & Gragüel., 1954. Levantamiento gravimétrico en el valle de México: Technical Report, INIC, p. 30.

Jaimes-Viera, M., C., Martin Del Pozzo, A., L., Layer, P., W., Benowitz, J., A., Nieto-Torres, A., 2018, Timing the evolution of a monogenetic volcanic field: Sierra Chichinautzin, Central Mexico: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 356, 225-242.

Kearey, P., Brooks, M., Hill, I., 2002, An Introduction to Geophysical Exploration, 3 rd, Edition. Blackwell Science Ltd.

Lermo, J., Santoyo, M.A, Jaimes, M.A., Antayhua, Y., Chavacán, M., 2016. Local Earthquakes of the Mexico Basin in Mexico City: K, Q, Source Spectra, and Stress Drop.: Bulletin of the Seismological Society of America, 106 (4): 1423–1437, doi: 10.1785/0120150189

Lambert, W., 1986, Descripción preliminar de los estados de Tefra de Tlapacoya, *In*; J. Lorenzo & L. Mirambell (editores), 35,00 años de la historia del Lago de Chalco: INAH. SEP.

Layer, P. W., Macías, J.L.; Arce, J.L.; and F. García-Tenorio, 2009, Late Pleistocene-Holocene volcanism of the Mexico Basin and assessment of volcanic hazards in one of the world`s largest cities, American Geophysical Union Fall Meeting, 1, 1951 p.

Lenhardt, N., Böhnelt, H., Wemmer, K., Torres-Alvarado, I.S., Homung, J. and M. Hinderer, 2010, Petrology, magnetostratigraphy and geochronology of the Miocene volcanoclastic Tepoztlán Formation: implications for the initiation of the Trans-Mexican Volcanic Belt (Central Mexico), *Bulletin of Volcanology*, 72, 817-832.

Limbrey, S., 1966, Análisis de Suelos y Sedimentos, *In*: J. Lorenzo & L. Mirambell (editores), 35,00 años de la historia del Lago de Chalco: INAH, SEP.

Lugo-Hubp, J., Mooser, F., Pérez-Vega, A., Zamorano-Orozco, J., 1994. Geomorfología de la Sierra de Santa Catarina, D.F., México. *Revista Mexicana Ciencias Geológicas* 11 (1), 43-52.

Lezama-Campos, J., Morales-Casique, E., Castrejón-Pineda, R., Arce, J.L., Ecolero, O., 2016, Interpretación del registro geofísico del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y su correlación litológica en la cuenca de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33, 198-208.

Lozano-García, S., Brown E. T., Ortega-Guerrero B., Caballero M., Werne J., Fawcett P. J., Schwalb, A, Valero-Garcés B. L., Schnurrenberger, D, O'Grady, R., Stockhecke M., Steinman, B., Cabral-Cano, E., Caballero, C., Sosa-Nájera, S., Soler, A. M., Pérez, L., Noren, A., Myrbo, A., Bücker, M., Wattrus, N., Arciniega, A., Wonik, T., Watt, S., Kumar, D., Acosta, C., Martínez, I., Cossio, R., Ferland, T., Vergara-Huerta, F., 2017, Perforación profunda en el lago de Chalco: Reporte técnico, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 69(2), 299 – 311.

Machado-González, O., R., Lermo-Samaniego, J., F., Mayoral-Villa, J., M., Zuñiga-Arista, R., A., Ramos-Pérez, E., Álvarez-Monroy, I., and Luna-Israel, J., 2019, modelo Geosísmico generado a partir de técnicas de sísmica pasiva (HVNR yVS) para el análisis de Grietas en un tramo de la carretera Xochimilco-Tulyehualco, CDMX, XXII Congreso Nacional de Ingeniería Sísmica, 20-23 de Noviembre, Monterrey, Nuevo León.

Macías, J.L., Arce, J.L., García-Tenorio, F., Layer., P., Rueda, H., Reyes-Agustín, G., López-Pizaña, f., 2012, Geology and geochronology of Tláloc, Telapón Iztlaccíhuatl, and Pococatepetl volcanoes, Sierra Nevada, Central Mexico: *Geological Society of America, Field Guide*, 25, 163-193.

Márquez, A., Verma, S., P., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J.L., 1999, Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal Volcanology and Geothermal Research*, 93, 125–150 p.

Marsal, R., & Mazari, R., 1969, El subsuelo de la ciudad de México: In *Facultad de Ingeniería*, 2da (ed.): UNAM, México.

Martín del Pozzo A., L., 1982, Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: *Bulletin of Volcanology*, 45, 1, 9-24 p.

Martín del Pozzo, A.L., 1989. *Geoquímica y paleomagnetismo de la Sierra Chichinautzin*. PhD thesis. Universidad Nacional Autónoma de México, DF, México, p. 148.

Martiny, B., M., Morán-Zenteno, D., J., Solari, L., A., López-Martínez, :, De Silva, S., Flores-Huerta, D., Zuñiga-Lagunes, L., Luna-González, 2013, Caldera formation and progressive batholith construction: Geochronological, Petrographic and Estratigraphic constraints from the Coxcatlán-Tilzapotla area, Sierra Madre del Sur, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 30,2, 247-267p.

Mejia, V. Böhnel, H., Opdyke, N.D., Ortega-Rivera, M.A., Lee, J.K.W., and J.J. Aranda-Gómez, 2005, Paleosecular variation and time-averaged field recorded in the Late Pliocene-Holocene lava flows from Mexico: *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 6, 1-19.

Mooser, F., 1956, *La cuenca de México. Consideraciones Geológicas y arqueogeológicas*: México, D.F., Instituto Nacional de Antropología e Historia, 51 p.

Mooser, F., Meyer-Abich, H., and A.R. McBirney, 1958, *Catalogue of the active volcanoes of the world, including Solfatara fields: Part VI, Central America*; Napoli International Volcanological Association, 26-30.

Mooser, F., Nairn, A.E.M., and J.F.W. Negendank, 1974, Paleomagnetic investigations of Tertiary and Quaternary igneous rocks; VII, A paleomagnetic and petrologic study of volcanics of the Valley of Mexico: *Geologische Rundschau*, 63, 451-483.

Mosser, F., 1975, Mapa geológico del valle de México, Memorias de las obras del drenaje profundo del Distrito Federal, México: Dirección General de Obras del Departamento del Distrito Federal, 7-38.

Mooser, F., Molina, C., 1993, Nuevo modelo hidrogeológico para la cuenca de México: *Boletín del Centro de Investigación Sísmica Fundación Javier Barros Sierra*, 3, 1, 1-26.

Mora-Alvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., and S. Uchiumi, 1991, Southward migration of volcanic activity in the Sierra de la Cruces, Basin of Mexico, A preliminary K-Ar dating and paleomagnetic study, *Geofísica Internacional*, 30, 61-70.

Morales-Casique, E., Escolero, O., Arce, J.L., 2014, Resultados del pozo San Lorenzo Tezonco y sus implicaciones en el entendimiento de la hidrogeología regional de la cuenca de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 31, 64–75.

Nixon T., G., Demant, A., Armstrong, R., L., Harakal, J., E., 1987, K-Ar and Geologic Data Bearing on the Age and Evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional, Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Parte 3A* (Ed. S.P. Verma), 26, 1, 109-158 p.

Norini, G., Gropelli, G., Lagmay, A.M.F., Capra, L., 2006, Recent left oblique slip faulting in central Trans-Mexican Volcanic Belt, Seismic hazard and geodynamic implications: *Tectonics*, 25, TC4012, DOI: 10.1029/2005TC001877.

Ortega-Guerrero, B., Lozano-Garcia, S., Caballero, M., Herrera-Hernández, D., A., Historia de la evolución deposicional del lago de Chalco, Mexico, Desde el MIS 3: *Boletín de la sociedad Geológica Mexicana*, 67,2 185-201 p.

Osete, M.L., Ruíz-Martínez, V.C., Caballero, M.C., Galindo, C., Urrutia-Fucugauchi, J. and H.D. Tarling, 2000, Southward migration of continental volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, Mexico: Paleomagnetic and radiometric evidence, *Tectonophysics*, 318, 201-215.

Pasquaré, G., Vezzoli, L., Zanchi, A., 1987, Morphological and structural model of Mexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 26, 159–176.

Pérez-Cruz, G., 1988, Estudio sísmológico de reflexión del subsuelo de la ciudad de México: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, Tesis de maestría, 83 p.

Rodríguez, M., Lermo, J., Chávez, F., Castro, R., 1984, El temblor del 7 de febrero de 1984 en Juchitepec, México: Mexico, Instituto de Ingeniería, Universidad Nacional Autónoma de México, Reporte preliminar.

Robin, C., 1984, Le volcan Popocatépetl (Mexique): Structure, evolution pétrologique et risques: *Bulletin of Volcanology*, 47, 1-23.

Robin, C. and Boudal, C., 1987, A Gigantic Bezymianny-Type Event at the Beginning of Modern Popocatepetl: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31, 115-130.

Romero-Terán, E., 2001, Geología del Complejo Volcánico San Miguel al sur poniente de la Cuenca de México, tesis de Maestría, Universidad Nacional Autónoma de México, 40 p.

Sánchez-Rojas, E., Arredondo-Mendoza, J.A., Cardoso-Vásquez, E.A., 2005, Carta Geológico-Minera Pachuca escala 1:50 000: Pachuca, Hidalgo, Servicio Geológico Mexicano, informe técnico, 110 p.

Santoyo-Vila, E., Ovando, E., Mooser, F., León, E., 2005, Síntesis geotécnica de la cuenca del Valle de México: México, D.F., TGC geotecnia S.A. de C.V., 171p.

Schlaepfer, C., 1968, Resumen de la Geología de la Hoja México, Distrito Federal y Estados de México y Morelos, Hoja México 14 Q-h (5), Esc. 1:100 000: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, México, D.F.

Segerstrom, K., 1961. Geología del SW del Estado de Hidalgo y del NE del Edo. de México, Boletín, Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, XIII, 3 y 4.

Sheridan, F., M., 1979, Emplacement of Pyroclastic Flow: A Review: The Geological Society America., Special Paper 180, 125-136.

Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P., 2000, Beyond subduction and plumes: A unified tectonic-petrogenetic model for the Mexican Volcanic Belt: International Geology Review, 42 (12), 116–132.

Sheth, H.C., Torres-Alvarado, I.S., Verma, S.P., 2002, What is the “calckalinerock series”?: International Geology Review, 44, 686–701.

Siebe, C., 2000, Age and archaeological implications of Xitle volcano, southwestern Basin of Mexico City: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 104, 45–64.

Siebe, C., Macías, J.L., 2004, 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 (Field Guide), In: Penrose Conference, Neogene-Quaternary Continental Margin Volcanism, January 2004, State of Puebla, México: Boulder, Colorado, Geological Society of America, 77p.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004b. Geochemistry, Sr-Nd isotope composition, and tectonic setting of Holocene Pelado, Guespalapa and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 130, 197-226.

Siebe, C., Arana-Salinas, L., Abrams, M., 2005. Geology and radiocarbon ages of Tláloc, Tlacotenco, Cuauhtzin, Hijo del Cuauhtzin, Teuhtli, and Ocusacayo monogenetic volcanoes in the central part of the Sierra Chichinautzin, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*. 141, 225–243.

Telford, W. M., Geldart, L. P., Sheriff, R. E., and Keys, D. A., 1976, *Applied Geophysics*: New York, Cambridge University Press, 3rd Edition, 769 p.

UNAM and CENAPRED Seismology Group 1995, The Milpa Alta earthquake of January 21, 1995: *Geofísica Internacional*, 34, 355–362.

Vázquez-Sánchez, E., Jaimes-Palomera, R., 1989, *Geología de la cuenca de México*: *Geofísica Internacional*, 28, 2, 133–190.

Velasco, M., 2003, Dejan sismos 10 viviendas afectadas en Ixtapaluca. México, Periódico El Universal, 17 de noviembre de 2003.

Velasco-Tapia, F., Verma, S.P., 2013, Magmatic processes at the volcanic front of Central Mexican Volcanic Belt: Sierra de Chichinautzin Volcanic Field (Mexico): *Turkish Journal of Earth Sciences*, 22, 32–60.

Verma, S.P., 2002, Absence of Cocos plate subduction-related mafic volcanism in southern Mexico: a unique case on Earth?: *Geology*, 30, 1095–1098.

Verma, S.P., Torres-Sánchez, D., Velasco-Tapia, F., Subramanyam, K.S.V., Manikyamba, V. and Bhutani R., 2016, Geochemistry and petrogenesis of extensión-related magmas close to the volcanic front of central part of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Journal of South American Earth Sciences*, 72, 126-136.

Wilson, B., Hernandez P., Meave, G., 1965, Un banco calizo del cretácico en la parte oriental del Estado de Querétaro, México: *Sociedad Geológica Mexicana.*, 18, 1, 1-10.

Zamudio-Ángeles, D.J., 2005, Análisis litoestratigráfico y biogeocronológico del Cretácico en el área Mayanalán Tulimán, Guerrero Nororiental: Instituto de Geología, Universidad Nacional Autónoma de México, Tesis de Maestría, 103 p.