



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS ZONAS
TOPOGRÁFICAMENTE ALTAS DEL DISTRITO FEDERAL PARA
EVALUAR ÁREAS SUSCEPTIBLES DE CONTAMINACIÓN

T E S I S

QUE PARA OBTENER EL TÍTULO DE
INGENIERA GEÓLOGA

PRESENTA:

DZOARA TALÍA PALMA MAYA



DIRIGIDA POR: ING. JAVIER ARELLANO GIL

Ciudad Universitaria

MÉXICO, D.F. Octubre, 2012.



FACULTAD DE INGENIERÍA
60-I-883

SRITA. DZOARA TALÍA PALMA MAYA
Presente

En atención a su solicitud, me es grato hacer de su conocimiento el tema que propuso el profesor Ing. Javier Arellano Gil y que aprobó esta Dirección para que lo desarrolle usted como tesis de su examen profesional de Ingeniero Geólogo:

**ANÁLISIS ESTRUCTURAL DE LAS ZONAS TOPOGRÁFICAMENTE ALTAS DEL DISTRITO FEDERAL PARA
EVALUAR ÁREAS SUSCEPTIBLES DE CONTAMINACIÓN**

- RESUMEN
- I GENERALIDADES
- II GEOLOGÍA REGIONAL
- III FALLAMIENTO Y FRACTURAMIENTO
- IV ÁREAS VULNERABLES POR CONTAMINACIÓN
- V CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Ruego a usted cumplir con la disposición de la Dirección General de la Administración Escolar en el sentido que se imprima en lugar visible de cada ejemplar de la tesis el título de ésta.

Asimismo, le recuerdo que la ley de Profesiones estipula que se deberá prestar servicio social durante un tiempo mínimo de seis meses como requisito para sustentar examen profesional.

Atentamente

“POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU”

CD. Universitaria, D. F. a 6 de Septiembre de 2012

El Presidente del Comité de Titulación de Ingeniería en Ciencias de la Tierra


DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ

 **JAHE*EAGT*srs**



FACULTAD DE INGENIERÍA
DIVISIÓN DE INGENIERÍA EN CIENCIAS DE LA
TIERRA
COMITÉ DE TITULACIÓN

Designación de sinodales de Examen Profesional

A los señores profesores:

Presidente: ING. HECTOR LUIS MACIAS GONZALEZ
Vocal: ING. JAVIER ARELLANO GIL
Secretario: DR. JOSE ANTONIO HERNANDEZ ESPRIU
1er Suplente: ING. JOSE LUIS ARCOS HERNANDEZ
2o suplente: M.C. NOE SANTILLAN PIÑA

Conforme a la encomienda que hace el Director de la Facultad a este Comité de Titulación para la integración de jurados, me permito informar a ustedes que han sido designados sinodales del Examen Profesional de: PALMA MAYA DZOARA TALIA, registrada con número de cuenta 303313096 en la carrera de INGENIERÍA GEOLÓGICA; quien ha concluido el desarrollo del tema que le fue autorizado.

Ruego a ustedes se sirvan revisar el trabajo adjunto y manifestar a la Dirección de la Facultad, si es el caso, la aceptación del mismo.

Por indicaciones del Sr. Director, con el fin de asegurar el pronto cumplimiento de las disposiciones normativas correspondientes y de no afectar innecesariamente los tiempos de titulación, les ruego tomar en consideración que para lo anterior cuentan ustedes con un plazo máximo de **cinco días hábiles** contados a partir del momento en que ustedes **acusen recibo de esta notificación**. Si transcurrido este plazo el interesado no tuviera observaciones de su parte, se entendería que el trabajo ha sido aprobado, por lo que deberán **firmar el oficio de aceptación del trabajo escrito**.

Doy a ustedes las más cumplidas gracias por su atención y les reitero las seguridades de mi consideración más distinguida.

Atentamente,

"POR MI RAZA HABLARÁ EL ESPÍRITU"

Cd. Universitaria, D.F. a 11 de Septiembre de 2012.

EL PRESIDENTE DEL COMITÉ

DR. JOSÉ ANTONIO HERNÁNDEZ ESPRIÚ

Proyecto “Nivel de riesgo en la Ciudad de México en función de las características hidrogeológicas de la Zona Metropolitana del Valle de México y fuentes potenciales y activas de contaminación por hidrocarburos”, proyecto patrocinado por CONACYT-FOMIX-GDF, clave 121128.

Agradecimientos.

A la divinidad por colmarme de bendiciones y de la inteligencia para apreciarlas.

A todos los seres que me amaron y que ya se encuentran en otro plano existencial, desde donde tengo la certeza, aún me siguen brindando su cariño y protección.

A Teresa, mi madre que me crió con exquisita comida y extraordinarios cuidados, de quien heredé el carácter fuerte.

A José, mi padre de quien he aprendido a ser libre de espíritu y que me ha demostrado que el amor incondicional si existe.

A mi hermano Adolfo quien enseñó a respetar y amar a la UNAM y a sentirme viva a través del deporte y las emociones fuertes.

A mi hermano César que me inculcó que el arte es indispensable para vivir plenamente.

A mi hermana Julieta que de quien he aprendido que el planeta es diverso y que un deber conocer más allá de cualquier frontera.

Esta tesis no hubiera sido posible sin el apoyo incondicional de mi familia, que en todo momento a estado a mi lado alentarme y guiarme y me han enseñado valores inigualables, mientras que mis pequeños sobrinos me recuerdan que la vida es simple.

A mis entrañables amigos, que son la familia que he elegido. Con quienes los momentos de gozo se vuelven mágicos e inolvidables y los momentos amargos se tornan fugaces y pasajeros.

A los excelentes profesores que me transmitieron sus conocimientos y me brindaron su apoyo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, mi alma mater.

ÍNDICE.

RESUMEN.	I
Summary.	III
CAPÍTULO I Generalidades.	
1.1. Introducción.	1
1.2. Objetivos.	2
1.3. Metas.	2
1.4. Localización del área de estudio.	2
1.5. Metodología.	4
1.6. Trabajos antecedentes.	10
CAPÍTULO II. Geología regional de la Cuenca de México.	
2.1. Evolución geológica de la Cuenca de México.	11
2.2. Origen de la Cuenca de México.	18
2.3. Estratigrafía.	22
2.3.1. Columna estratigráfica	22
2.4. Geología estructural.	51
2.5. Evolución de los lagos	56
CAPÍTULO III. Análisis del Fracturamiento	59
Marco teórico.	59
3.1. Estructura geológica.	59
3.2. Fallas.	60
3.3. Fracturas.	65
3.4. Modos de agrietamiento.	71
3.5. Criterios de generación de grietas en la Ingeniería Civil.	72
3.6. Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos	76
3.7. Descripción del fracturamiento.	82
3.7.1. Delegación Gustavo A. Madero.	88
3.7.2. Delegación Iztapalapa.	99
3.7.3. Delegación Tláhuac.	124
3.7.4. Delegación Venustiano Carranza.	129
3.7.5. Delegación Xochimilco.	144
3.7.6. Mapa de fracturamiento del Distrito Federal.	149
CAPÍTULO IV. Vulnerabilidad	151
4.1. Delegación Gustavo A. Madero.	153
4.2. Delegación Iztapalapa.	159

4.3. Delegación Tláhuac.	168
4.4. Delegación Venustiano Carranza.	171
4.5. Delegación Xochimilco.	175
CAPÍTULO V. Conclusiones y recomendaciones.	179
5.1. Conclusiones.	180
5.2. Recomendaciones.	181
APÉNDICES.	i
Apéndice 1	ii
Apéndice 2	iii
Apéndice 3	xv
Apéndice 4	xvii
Apéndice 5	xxxiv
Bibliografía	

Resumen

En este trabajo se presenta una propuesta estratigráfica para la Cuenca de México, una interpretación estructural y estadística de datos medidos en las Delegaciones que se encuentran en la zona oriente del Distrito Federal, así como la identificación de zonas vulnerables estructuralmente y que son propensas a ser contaminadas por hidrocarburos. Por lo que se realizaron tres tipos de análisis principales: 1) estratigráfico, 2) estructural y estadístico, y 3) vulnerabilidad.

Para elaborar la propuesta estratigráfica de la Cuenca de México se realizó una investigación y recopilación bibliográfica, la revisión de la información obtenida de los pozos profundos perforados por PEMEX en 1985 en algunos sitios de la Cuenca de México y su correlación con la información de los pozos de carácter más somero perforados por el Sistema Nacional de Aguas para el bombeo y explotación de agua subterránea localizados en el Distrito Federal. Analizando la información recopilada se hizo una propuesta de veintitrés formaciones contenidas en seis unidades estratigráficas: Unidad sedimentaria marina, Grupo Balsas, Unidad volcánica inferior, Unidad volcánica superior, Cuaternario volcánico y Cuaternario sedimentario.

El análisis estructural consistió en identificar las zonas topográficamente elevadas y de marcada transición dentro del Distrito Federal ubicadas en las Delegaciones Gustavo A. Madero, Iztapalapa, Tláhuac, Venustiano Carranza y Xochimilco; posteriormente se realizaron inspecciones para el reconocimiento y localización de zonas afectadas por fallamiento y fracturamiento, en las que se midieron cientos de datos de rumbos y también de gran número de echados para el caso de afloramientos. Con estos datos se realizaron rosetas de rumbos e histogramas, para obtener la dirección preferencial de las estructuras y su concentración, para con esto poder realizar una propuesta de los mecanismos que están originando el fallamiento y fracturamiento en cada uno de los sitios estudiados. Se midieron un total de 1994 datos estructurales, siendo las Delegaciones Iztapalapa y

Venustiano Carranza en las que se midieron la mayor cantidad de datos, debido a que se localizan en zonas con una fuerte transición litológica.

La identificación de las zonas vulnerables se hizo con base en los visibles daños estructurales de las construcciones, lo que en este trabajo se denominó vulnerabilidad estructural, y en identificar las gasolineras, autoconsumos de combustible y ductos de hidrocarburos que se encuentran dentro de las áreas afectadas por fallamientos y fracturamientos, ya que esto las pone en riesgo de ser contaminadas por fugas de combustible; a esto se le denominó vulnerabilidad ambiental. Las zonas más vulnerables se localizan en las delegaciones Iztapalapa y Venustiano Carranza ya que el fuerte fracturamiento ha dañado de forma importante a las construcciones, además de que las fracturas se cruzan o se encuentran próximas a gasolineras, autoconsumos y ductos que contienen hidrocarburos, así como a pozos de agua y drenaje, lo que hace que estos sitios sean altamente vulnerables.

Palabras clave: Distrito Federal, estratigrafía, geología estructural, falla, fractura, rumbo, estadística y vulnerabilidad.

Summary

This document presents a stratigraphic proposal for the Basin of Mexico, a structural and statistical interpretation of data measured on Municipalities located at the east area of the Distrito Federal, as well as the identification of structural vulnerability areas which are also likely to be contaminated by hydrocarbons. Three main analysis were performed, 1) Stratigraphic, 2) structural and statistical, 3) vulnerability.

To develop the Basin of Mexico stratigraphic proposal bibliographical research and compilation were performed, the revision of data obtained from deep wells drilled by PEMEX in 1985 in some places of the Basin of Mexico, and its correlation with the information obtained and registered from the drilling of superficial wells performed by the National Water System for pumping and exploitation of underground water resources located in the Distrito Federal. As a result of the information analysis it came a proposal of twenty three Formations contained in six stratigraphic units: sedimentary marine unit, Balsas Group, lower volcanic unit, upper volcanic unit, Quaternary volcanic and sedimentary Quaternary.

In the structural analysis, the high topographic and deep transition areas were identified within the Distrito Federal in Gustavo A. Madero, Iztapalapa, Tlahuac, Venustiano Carranza and Xochimilco Municipalities; later on, field surveys were performed in order to identify and locate the faulted and fractured affected areas, and hundreds of course measures and a great number of strikes measures for outcrops cases were registered. Histograms and strikes were traced to obtain the main course repetition and its concentration in order to formulate a proposal for the faulting and fracturing origin for each studied site. A total of 1994 structural data were measured, the majority of them came from Iztapalapa and Venustiano Carranza Municipalities, since these are located in areas with a strong lithological transition.

The vulnerable areas were identified with basis on the evidential structural damage on buildings, named as structural vulnerability in this proposal. Also the gas stations, fuels self supply stations and hydrocarbon pipelines located within the areas affected by faulting and fracturing were identified; this condition increases the risk of fuel leak contamination, named in this work as environmental vulnerability. The most vulnerable areas are located in Venustiano Carranza and Iztapalapa Municipalities since the strong fractures had caused important buildings damages, and the fractures intersect or are close to gas stations, fuels self supply stations, hydrocarbons pipelines, and water wells and drainage, which make these sites highly vulnerable.

Keywords: Federal District, stratigraphy, structural geology, failure, fracture, course, statistics and vulnerability.

Capítulo I. Generalidades

1.1 Introducción

Fue en el siglo XX cuando los ingenieros Raúl J. Marsal y Manuel Mazari realizaron los primeros estudios sobre fracturamiento, así como los fenómenos que lo originan, siendo el principal; el asentamiento diferencial ocasionado por estructuras geológicas preexistentes; sin embargo se debe destacar que aunque los factores geológicos son en gran medida la causa principal para que se generen fracturas, en la actualidad la actividad antropogénica ha inducido a que este problema se acreciente, mediante el bombeo de pozos para cubrir el abastecimiento de agua potable para la población de la Ciudad de México.

El fracturamiento es un fenómeno al que debe ponérsele mucha atención, ya que ocasiona importantes daños estructurales que a su vez pueden generar daños ambientales. Es por esto que en ésta tesis se hicieron tres análisis principales:

- 1) Análisis estratigráfico: Contenido en el capítulo II. En este capítulo se explica la evolución geológica de la Cuenca de México, para entender el origen de las estructuras geológicas actuales, por lo que también se hizo una propuesta estratigráfica de la región.
- 2) Análisis estructural: Explicado en el capítulo III. Para este capítulo se hizo un tratamiento estadístico con los datos estructurales localizados y medidos en las inspecciones de campo para explicar los fenómenos que intervienen en la generación de fracturas.
- 3) Análisis de vulnerabilidad: Realizado en el capítulo IV. Se seleccionaron los sitios con una alta densidad de fracturas, proponiéndolos como lugares vulnerables estructuralmente y ambientalmente con base en las características de cada zona.

La principal complicación que se tuvo para realizar los análisis antes descritos, fue que no existe la información geológica suficiente del área de estudio, esto puede

explicarse debido a que toda la región se encuentra urbanizada lo que dificulta la realización de estudios.

Las inspecciones de campo se realizaron en varias zonas topográficamente elevadas y de marcada transición dentro del Distrito Federal ubicadas en las Delegaciones Gustavo A. Madero, Iztapalapa, Tláhuac, Venustiano Carranza y Xochimilco.

1.2 Objetivos

Identificar y estudiar las zonas de cerros y de transición en el Distrito Federal que son afectadas severamente por fracturamiento y fallamiento.

Proponer los mecanismos de fracturamiento y fallamiento de las áreas estudiadas.

Definir las zonas más vulnerables estructuralmente y ambientalmente.

1.3 Metas

Hacer un mapa de geológico del Distrito Federal, que sirva para identificar las zonas estructuralmente más débiles de la ciudad.

Con base en el mapa geológico identificar las zonas que tienen altas probabilidades de ser contaminadas por hidrocarburos.

1.4 Localización del área de estudio

La Cuenca de México se encuentra en la parte central de la Faja Volcánica Transmexicana, mide en la dirección N-S aproximadamente 90 Km, en la dirección E-W en la parte norte tiene un ancho de casi 100 Km, mientras que en la parte sur solo alcanza unos 50 km; su área es de aproximadamente 9600 km². La elevación de su planicie es de 2240 [m] en la parte sur y 2390 [m] en la norte. La porción central de la Cuenca de México se localiza entre los paralelos 19°22'y 19°30' de latitud norte y entre los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud oeste. (Tapia-Varela, 2001).

La Ciudad de México está ubicada en un valle en la porción sur de la Cuenca de México; situado aproximadamente a 2,400 metros sobre el nivel del mar, está rodeada de sierras de origen volcánico. El Distrito Federal se localiza entre los paralelos 19°36' y 19°02' de latitud norte y los meridianos 98°56' y 99°22' de longitud oeste. Tiene una extensión territorial de 1 495 Km² y una población aproximada de 8,85,080 de habitantes.

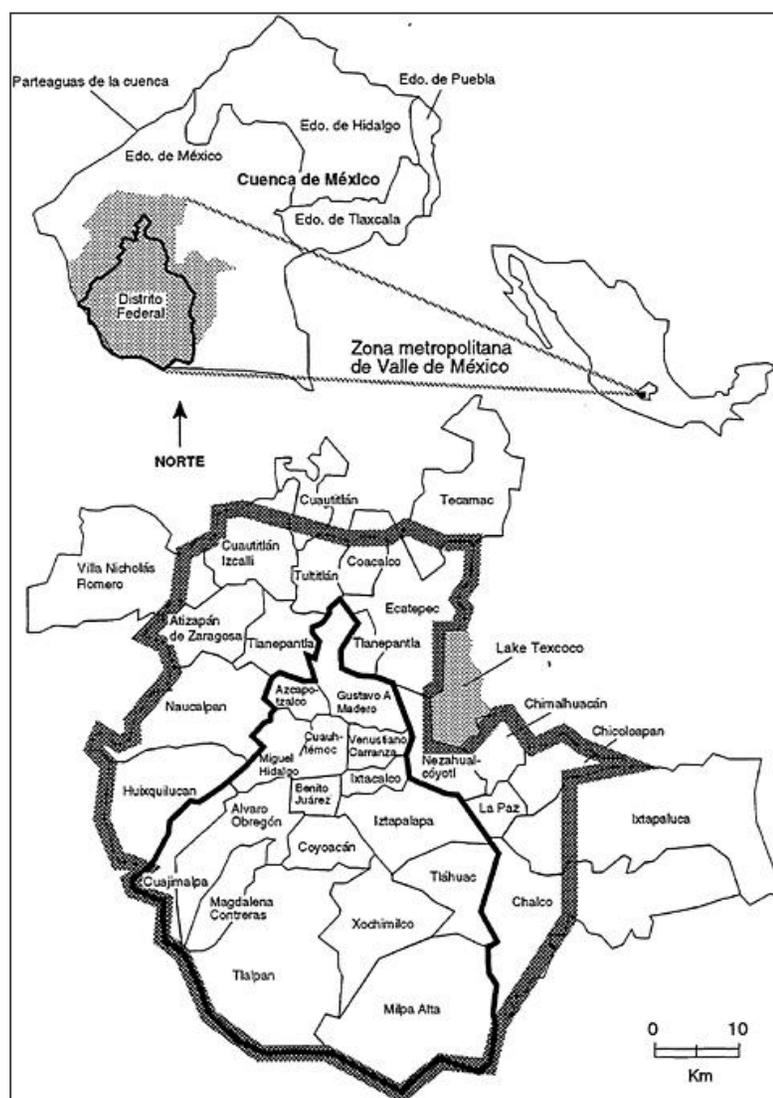


Figura 1.1- En la parte superior de la figura se muestra la localización y extensión de la Cuenca del Valle de México. En la parte inferior de la figura se muestra el Distrito Federal, formado por 16 delegaciones. El límite estatal del Distrito Federal se encuentra enmarcado por la línea negra (Mexico City's Water Supply, 1995).

1.5 Metodología

Esta tesis se enfoca en tres análisis principales: 1) Análisis estratigráfico, 2) Análisis estructural y 3) Análisis de vulnerabilidad.

Para la elaboración del análisis estratigráfico fue necesario realizar una extensa investigación bibliográfica, ya que la geología de la Cuenca de México no ha sido estudiada detalladamente, esto se debe en gran medida a que la mayor parte de su superficie se encuentra cubierta por infraestructura urbana, lo que dificulta la realización de estudios. Como resultado de éste análisis se realizó una propuesta para la estratigrafía de la Cuenca de México así como su columna estratigráfica correspondiente.

Para el análisis estructural se seleccionaron las zonas topográficamente elevadas, además de las zonas de transición en el Distrito Federal, ya que son áreas que presentan una alta densidad de fracturas, debido a las características del subsuelo. Se realizaron salidas de reconocimiento previo para definir los sitios en los que se midieron datos estructurales. Esta elección se hizo dándole prioridad a las zonas severamente afectadas por el fracturamiento, así como a la facilidad de acceso a los lugares, los sitios en los que se observaron estas características se encuentran en la zona oriente de la Ciudad de México, particularmente en las Delegaciones: Gustavo A. Madero, Iztapalapa, Tláhuac, Venustiano Carranza y Xochimilco.

Para la medición de fracturas se requirió de material específico y se siguió la siguiente sistemática:

Material:

Brújula Brunton: Utilizada para medir los rumbos de las fracturas, tanto en el pavimento como en los afloramientos, en éste último caso también se pudieron medir los echados de las fracturas.

Cámara fotográfica: Se utilizó para tener un registro fotográfico de los lugares visitados y para ejemplificar los daños en las construcciones ocasionados por las fallas y las fracturas.

Flexómetro: Se utilizó para medir las áreas locales de fracturamiento donde se midieron datos, así como la longitud de las fracturas y en algunos casos la distancia entre ellas.

Gises de colores: Se utilizaron para marcar cada una de las fracturas medidas en el pavimento.

Gotero con HCl al 10%: Fue utilizado en los afloramientos y con las muestras de mano obtenidas de los mismos para realizar reportes petrográficos.

GPS: Se utilizó para obtener la posición geográfica exacta de los sitios donde se realizó la medición de datos estructurales para ser registrados en un mapa.

Libreta de campo: Se utilizó para realizar todo el registro de las mediciones .

Lupa: Se requirió para el análisis megascópico de las muestras de mano obtenidas de los afloramientos visitados.

Pica: Utilizada para la obtención de muestras de mano de los afloramientos visitados.

Regla: Utilizada para medir la abertura de las fracturas. En la toma de fotografías se utilizó como un referente de escala.

Sistemática

Ubicación

Una vez identificados los sitios que presentan severo fracturamiento, con el GPS se obtuvieron las coordenadas de cada lugar (Figura 1.2), para obtener una serie de puntos que al ser unidos mostraran la longitud de la estructura no solo a nivel local sino también en escala media equivalente a cientos de metros.



Figura 1.2 En el sitio fracturado se toman las coordenadas con GPS

Delimitar área

En las calles fracturadas se delimitaron áreas horizontales sobre el pavimento (Figura 1.3) con base en las partes que presentaran mayor densidad de fracturas.



Figura 1.3 Área fracturada delimitada

Medición de rumbo

Las fracturas sobre el pavimento solo fueron medidas como líneas ya que por su posición es imposible medir sus echados, sin embargo en el caso de las fracturas localizadas sobre los afloramientos si fue posible medir su echado.

Una vez que visualmente se identificó el principal sistema de fracturas, con la brújula Brunton se midió el rumbo general de la estructura y el de las fracturas asociadas. Las fracturas sobre el pavimento (Figura 1.4a) fueron medidas solo como líneas ya que por su posición fue imposible medir sus echados, sin embargo en el caso de las fracturas localizadas sobre los afloramientos (Figura 1.4b) si fue posible medir su echado.



Figura 1.4a Medición de rumbo en pavimento.



Figura 1.4b Medición de rumbo en roca.

Medición del echado

La medición de echados en roca (Figura 1.5) solo fue posible realizarlo en los afloramientos analizados en el Peñón de los Baños, el Peñón del Marqués y el Cerro del Tepeyac.



1.5 Medición de echados en roca.

Medición de longitud

Se midió la longitud de cada una de las fracturas (Figura 1.6) que se encontraban dentro de las áreas locales seleccionadas.



Figura 1.6 Con un flexómetro se midió la longitud de las fracturas.

Medición de abertura

Mediante la utilización de un flexómetro o una regla se midió la abertura de cada una de las fracturas (Figura 1.7), localizadas en las áreas locales donde se trabajó.



Figura 1.7 Medición de la abertura de una fractura.

Espaciamiento entre fracturas

Otro de los datos medidos fue el espaciamiento (Figura 1.8) entre cada una de las fracturas.



Figura 1.8 Medición de la distancia entre fracturas.

Medición del desplazamiento vertical (salto)

En el caso de fallas se midió el desplazamiento vertical (Figura 1.9) entre los bloques de piso y techo.



Figura 1.9 Medición del desplazamiento vertical.

1.6 Trabajos antecedentes

Existen varios trabajos de investigación que se han desarrollado para definir las características geológicas de la Cuenca de México, área en la que se encuentra el Distrito Federal cuya caracterización ha sido difícil de realizar ya que es un área urbanizada en su totalidad.

Para realizar análisis regional de la Cuenca de México se tomaron como base los trabajos de Fries (1962), Schlaepfer (1968) Blomfield (1975), Mooser (1996), Pérez (1988), Vázquez-Jaimes (1989), Aguayo (1989), Márquez (1999), quienes han publicado una gran cantidad de trabajos de estratigrafía y geología estructural de esta región.

Para establecer el análisis de fracturamiento se utilizaron las publicaciones de Marsal (1992), Mazari (2000), Carreón (2005), Santoyo (2005) Auvinet-Méndez (2009), quienes han realizado importantes investigaciones para definir los mecanismos que generan fracturas, siendo el más representativo el hundimiento regional, por lo que se establece que el fracturamiento y el hundimiento son fenómenos que están directamente relacionados y en la actualidad son los causales de daños constructivos importantes en la Ciudad de México.

El análisis de vulnerabilidad se tomaron como base las publicaciones de O'Keefe (1976) Maskrey (1993), Cutter (2003). Para establecer la relación entre los sitios severamente afectados por fracturas y su vulnerabilidad ambiental se contó la ubicación de los pozos de bombeo que operan en el Distrito Federal, así como de las gasolineras y autoconsumos.

Capítulo II. Geología regional de la Cuenca de México

2.1 Evolución geológica de la Cuenca de México

Para entender el origen y la evolución geológica de la Cuenca de México, es fundamental conocer las principales características de la Faja Volcánica Transmexicana, la cuál es una provincia geológica de edad miocénica reciente.

Se define a la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) como un arco magmático continental, constituido por cerca de 8 000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos, que se extiende desde las costas del Pacífico, en San Blás, Nayarit y Bahía de Banderas, Jalisco, hasta las costas del Golfo de México en Palma Sola, Veracruz (Demant, 1978). La provincia tiene aproximadamente 1000 km de longitud y una amplitud irregular entre los 80 y 230 km, se distribuye con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental; WNW-ESE en su parte occidental, formando un ángulo cercano a los 16° con respecto a la Trinchera Mesoamericana (Figura 2.1). Esta característica ha dado lugar a que la provincia reciba el nombre de Faja Volcánica Transmexicana, pues claramente muestra una distribución transversal con respecto a las grandes provincias geológicas mexicanas que corren con una orientación preferencial NNW-SSE (Ortega-Gutiérrez, 1992).

De manera muy sintética la historia geológica de la FVT se puede dividir en cuatro episodios principales: (1) la instauración de un arco de composición intermedia en el Mioceno medio y tardío, (2) un episodio máfico del Mioceno tardío, (3) un episodio silícico de finales de Mioceno que llega a ser bimodal en el Plioceno temprano, y (4) la reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional del Plioceno tardío al reciente, (Gómez-Tuena, 2005).

El origen de la actividad volcánica en la FVT se remonta al Mioceno medio, cuando un arco con orientación aproximada E-W se emplaza en el centro de México, entre la longitud de Morelia-Querétaro y las costas del Golfo de México

(Figura 2.2). Los vestigios de esta actividad inicial se encuentran en proximidad con el frente volcánico actual, en el sector central de la FVT: en los complejos volcánicos de la sierra de Mil Cumbres y la sierra de Angangueo, en Michoacán (Pasquaré, 1991; Capra, 1997), así como en el área de Tenancingo y Malinalco, Estado de México. y en las rocas de las partes más profundas del relleno de la cuenca de la Ciudad de México (Ferrari, 2003).

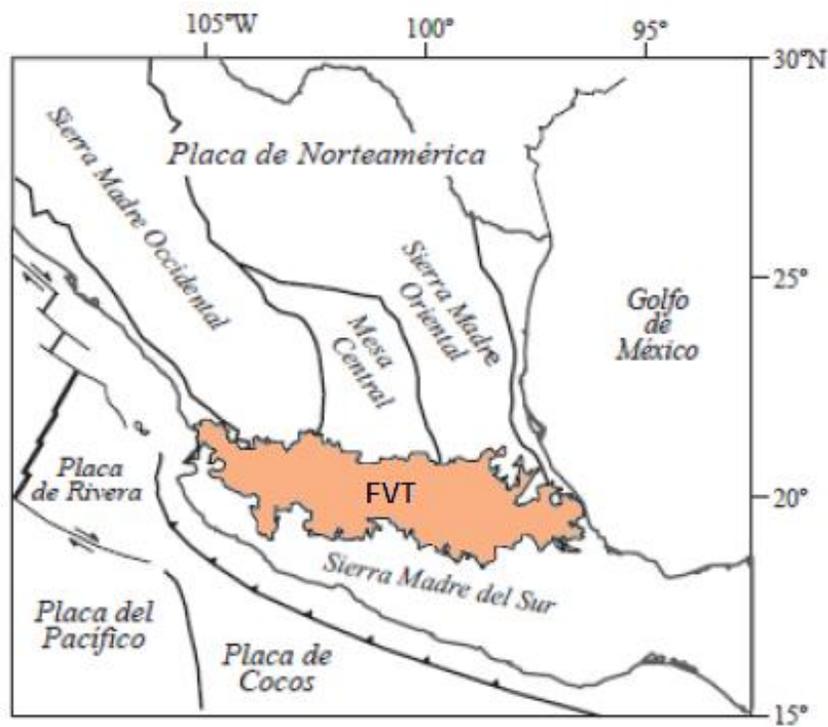


Figura 2.1 Ubicación de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT), de las principales provincias geológicas y de las placas tectónicas actuales. (Gómez-Tuena 2005).

Posteriormente, el vulcanismo se aleja de la trinchera y forma estratovolcanes y conos de lava con edades que varían entre 13 y 10 Ma. Entre éstos se encuentran el grupo de estratovolcanes Palo Huérfino, La Joya y Zamorano en Querétaro-Guanajuato (Pérez-Venzor, 1996; y Verma y Carrasco-Núñez, 2003), el volcán Cerro Grande en Puebla (Gómez-Tuena y Gómez-Tuena y Carrasco-Núñez, 2000), la sierra de Guadalupe y varios centros volcánicos al noroeste de la Ciudad

de México (Jacobo-Albarrán, 1986), así como el campo volcánico de Apan (García-Palomo, 2002). Las principales fases de vulcanismo (Figura 2.2) y sus características se describen a continuación:

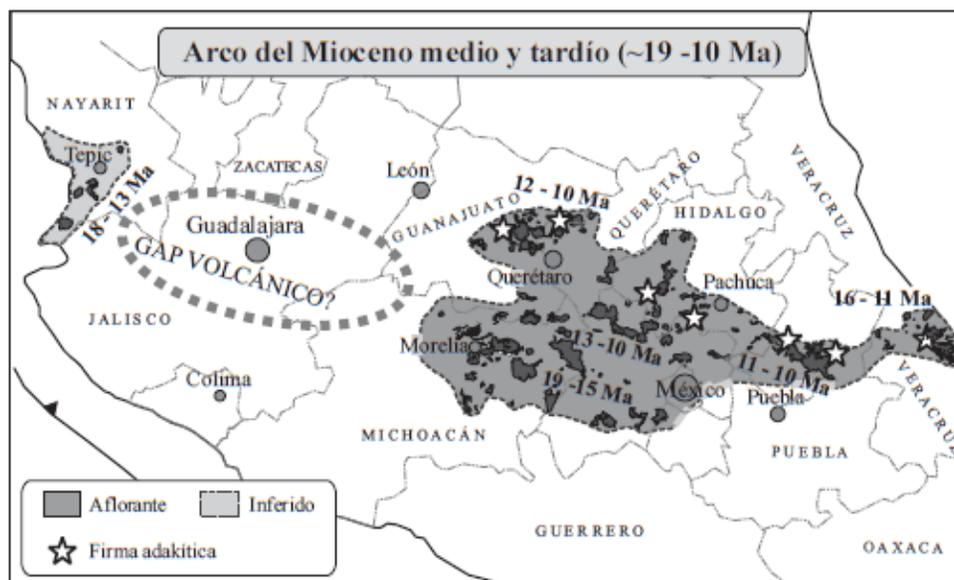


Figura 2.2 Arco del Mioceno medio-tardío, (Gómez Tuena, 2005).

- a) Episodio máfico del Mioceno Tardío: El vulcanismo de arco que se desarrolló durante el Mioceno medio se interrumpió en el Mioceno Tardío cuando un extenso episodio de vulcanismo máfico se emplazó desde Nayarit hasta Veracruz, inmediatamente al norte del arco precedente, con edades que se vuelven progresivamente más jóvenes de oeste a este (Ferrari, 2004) (Figura 2.3). Este episodio está esencialmente conformado por mesetas basálticas, por lo general emplazadas a través de fisuras, con edades que varían entre 11 y 8.9 Ma en la costa de Nayarit y al noroeste de Tepic (Righter, 1995; Ferrari, 2000); entre 11 y 8 Ma al norte de Guadalajara, en los Altos de Jalisco y en Cotija, Michoacán (Nieto-Obregón, 1981, Moore, 1994, Rosas-Elguera, 2003); y entre 9 y 7 Ma en Querétaro y en el área de Pathé, Hidalgo (Pasquaré, 1991; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001). Este vulcanismo alcanza la costa norte de Veracruz con

coladas de basalto alcalino y conos monogenéticos con edades comprendidas entre 7.5 y 6.5 Ma (López-Infazón 1991; Ferrari, 2005); este vulcanismo máfico del Mioceno superior que se emplazó desde el Golfo de California hasta el este del estado de Hidalgo tiene características geoquímicas de subducción, en cambio, el vulcanismo de la parte oriental de Hidalgo y norte de Veracruz presentan características intraplaca (Orozco-Esquivel, 2003).



Figura 2.3. Episodio máfico del Mioceno tardío, (Gómez-Tuena,2005).

- b) Vulcanismo silíceo del final de Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno Temprano: Después del episodio de magmatismo máfico, el vulcanismo decrece significativamente y se vuelve más diferenciado. En el Mioceno Tardío y durante el Plioceno Temprano se emplazaron complejos de domos dacíticos y riolíticos, así como grandes volúmenes de ignimbritas emitidas por calderas regionales, formando una franja que se distribuye justo al sur de las rocas producidas en el episodio máfico anterior (Figura 2.4). Volúmenes importantes de coladas riolíticas e ignimbritas se emplazaron en la parte oeste de la FVT; mientras que al norte de Guadalajara (Ferrari,

2000; Rossotti, 2002), dominan los complejos de domos exógenos y algunos flujos piroclásticos. Estas rocas tienen edades comprendidas entre 7.5 y 3 Ma (Gilbert, 1985, Frey, 2004) y representan el único vestigio de actividad volcánica en la parte oeste de la FVT. Las primeras manifestaciones posteriores al vulcanismo silíceo del Mioceno tardío se presentan en el área de Guadalajara y en la parte norte del rift de Colima. En la región de Guadalajara, estas rocas están conformadas por coladas de lava de dimensiones relativamente modestas de basaltos alcalinos de tipo intraplaca que se emplazaron a partir de los 5.5 Ma (Gilbert 1985; Moore, 1994).

Durante todo el Plioceno Temprano, en la parte norte del rift de Colima y en el campo volcánico de Ayutla domina un vulcanismo máfico de composición alcalina (Allan, 1986; Righter y Rosas-Elguera, 2001).

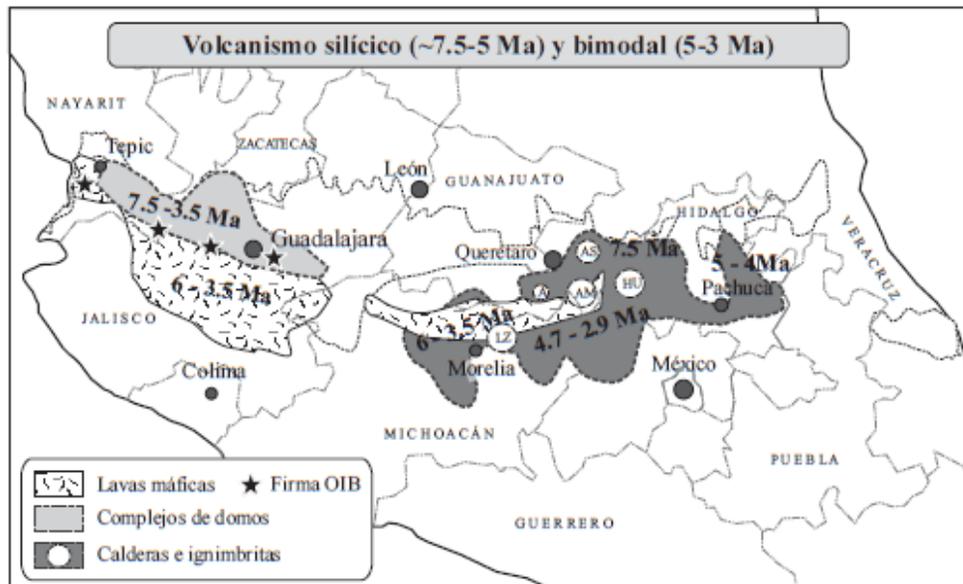


Figura 2.4. Volcanismo silíceo (7.5-5 Ma) y bimodal (5-3 Ma) (Gómez-Tuena,2005).

- c) Arco del Plioceno Tardío-Cuaternario: En casi toda la FVT el vulcanismo silíceo y bimodal se ve reemplazado por un arco volcánico de composición predominantemente andesítico-basáltica que comienza a desarrollarse a

partir del límite del Plioceno Temprano y el Plioceno Tardío (Figura 2.5). En la porción occidental de la FVT, las lavas con características intraplaca continuaron su emplazamiento a partir de 3.6 Ma, pero también existen lavas con características típicas de subducción en la parte noroccidental del arco (Righter, 1995; Ferrari, 2000). A partir del Plioceno Tardío, el frente volcánico está dominado por campos de volcanes monogenéticos (Gómez-Tuena, 2005). Es también durante el Cuaternario que se construyen los principales estratovolcanes de la FVT occidental.

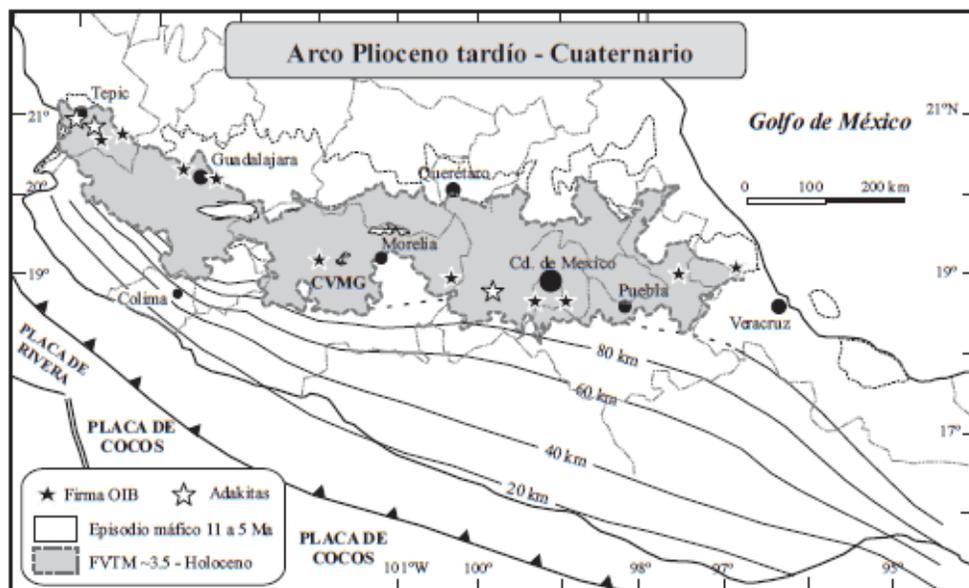


Figura 2.5. Arco Plioceno tardío-Cuaternario (Gómez Tuena, 2005).

Si se excluye a los basaltos alcalinos de la región de Palma Sola y a la secuencia bimodal de Pachuca-Tlanchinol, el vulcanismo de la porción oriental de la FVT experimenta un hiato que cubre el final del Mioceno y todo el Plioceno Temprano. El vulcanismo se restablece a los 3.7 Ma con el emplazamiento de diferentes centros poligenéticos alineados NNW-SSE, formando la Sierra de las Cruces, al occidente de la Ciudad de México (Mora-Álvarez, 1991; Osete, 2000), y algunos centros poligenéticos del campo volcánico de Apan, ubicado al norte de la cuenca de la Ciudad de

México (García-Palomo, 2002). Sin embargo, la mayor parte del vulcanismo del sector oriental de la FVT se desarrolla durante el Cuaternario. El vulcanismo máfico se concentra en los conos monogenéticos de los campos de la Sierra de Chichinautzin (Martín-Del Pozzo 1982, Siebe, 2004).

Al oriente de la ciudad de México se desarrolla la Sierra Nevada: una cadena volcánica con orientación N-S constituida por el Cerro Tláloc, el complejo volcánico Iztaccíhuatl y el volcán Popocatepetl, con edades que se vuelven progresivamente más jóvenes hacia el sur (Nixon, 1989). Más al oriente se encuentra el volcán La Malinche y el alineamiento N-S del Pico de Orizaba-Cofre de Perote (Carrasco-Núñez y Ban, 1994). Aparentemente, todos los estratovolcanes de esta parte de la FVT tienen edades menores a 1 Ma.

La diversidad magmática de la Faja Volcánica Transmexicana está controlada (directa o indirectamente) por dos placas oceánicas independientes cuyos parámetros geofísicos y composicionales se modifican constantemente a lo largo de la trinchera, por un régimen tectónico esencialmente distensivo que opera con distinta intensidad sobre la placa continental, por un basamento cortical con diferentes edades, espesores y composiciones, y por una fuente mantélica primaria de composición extremadamente variable que ha sido influenciada, en mayor o menor medida, por los agentes químicos derivados de la subducción. El régimen tectónico convergente y, en consecuencia, el arco magmático, tampoco han evolucionado de forma homogénea a lo largo su historia, sino que han mostrado transformaciones notables en su posición, geometría y composición. Por estos motivos, la Faja Volcánica Transmexicana es el resultado de uno de los sistemas tectónicos convergentes más complejos del planeta, el objeto de más de un siglo de investigaciones científicas, y también el centro de las controversias más notables sobre la geología mexicana.

En resumen, las evidencias geológicas reportadas hasta el momento señalan que la FVT se encuentra en buena medida bajo un régimen tectónico distensivo, aunque las fallas cuaternarias de la porción central de la FVT tienen una variable componente lateral izquierda. El régimen débilmente transtensivo se explica considerando que la convergencia entre las placas de Cocos y de Norteamérica es ligeramente oblicua, y que existe una partición de la deformación en el límite de placa que hace necesario acomodar la componente de movimiento paralela a la trinchera (izquierda) en la placa superior (Ego y Ansan, 2002). La FVT es el lugar más apropiado para acomodar esta componente lateral izquierda debido a que representa la principal zona de debilidad cortical al norte de la trinchera (Ego y Ansan, 2002).

2.2 Origen de la Cuenca de México

La Cuenca de México se encuentra en la parte central de la FVT, mide en la dirección N-S aproximadamente 90 Km, en la dirección E-W en la parte norte tiene un ancho de casi 100 Km, mientras que en la parte sur solo alcanza unos 50 km; su área es de aproximadamente 9600 km². La elevación de su planicie es de 2240 [m] en la parte sur y 2390 [m] en la norte. La porción central de la Cuenca de México se localiza entre los paralelos 19°22'y 19°30' de latitud norte y entre los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud oeste. (Tapia-Varela, 2001).

La Cuenca de México está delimitada al oeste, por la Sierra de Las Cruces, conformada por estratovolcanes traslapados, con una orientación general N-S y rodeados por flujos piroclásticos, lahares y depósitos de avalancha; al oriente está delimitada por la Sierra Nevada, compuesta por los volcanes Tláloc, Telapón, Iztaccíhuatl y Popocatépetl; la parte norte está delimitada por la zona volcánica de Pachuca y al sur por el Campo Volcánico de Chichinautzin, el cual está formado por conos cineríticos y derrames de lava (Fries, 1960; Schlaepfer, 1968; Ramírez-Jimenez, 1983; Mooser, 1996). Dentro de la cuenca existen algunas estructuras

volcánicas como el cerro El Pino, las sierras de Santa Catarina, Barrientos y Guadalupe, entre otras (Figura 2.6).

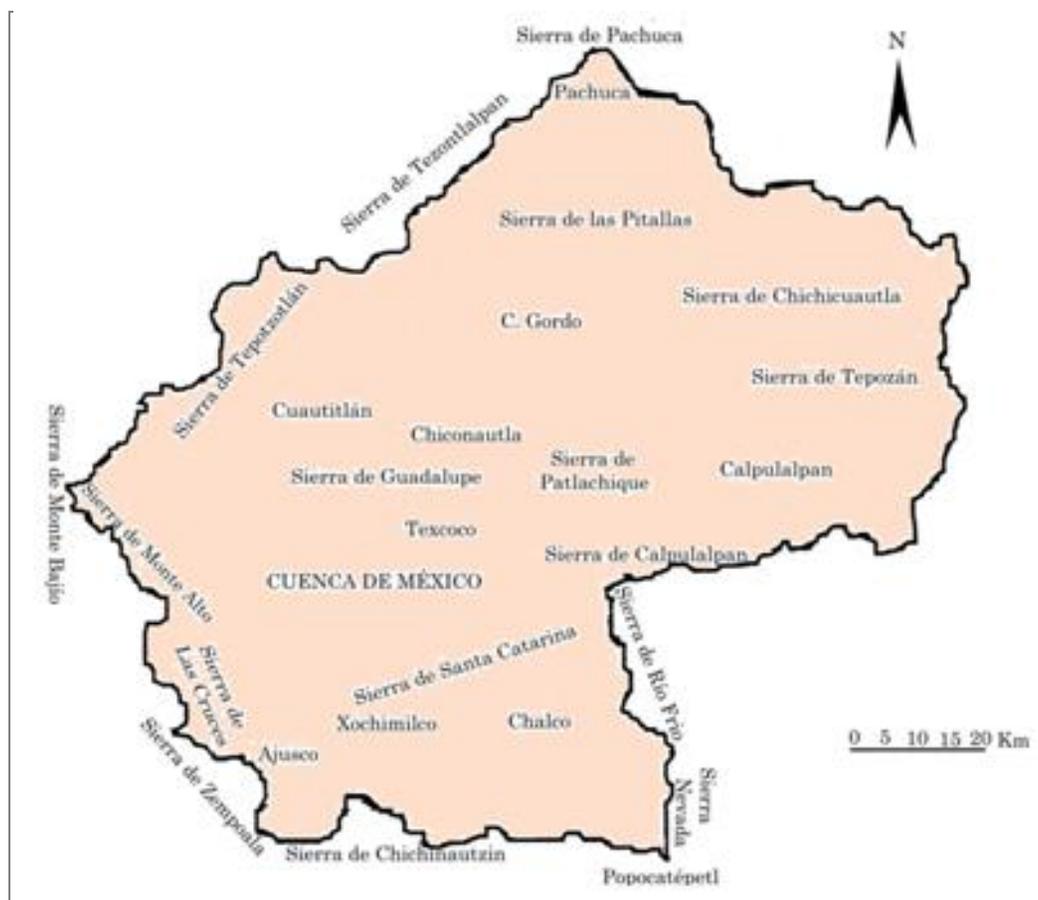


Figura 2.6. Delimitación de la Cuenca de México (Modificada de Carlos-Valerio, 2010).

La Cuenca México es una depresión tectónica con más de 2 km de profundidad cuya formación se remonta al Oligoceno o hasta al Eoceno (Ferrari, 2003, Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1998). Durante el Plioceno tardío y el Cuaternario Temprano continuó la actividad volcánica de las grandes sierras, formando comúnmente domos andesíticos, rodacíticos y dacitas. La cuenca presentó una nueva reactivación tectónica, en la que los sistemas W-E fueron dominantes en la zona de la Malinche, al norte de Puebla, y en el Nevado de Toluca. Los sistemas estructurales tuvieron flexiones con dirección W-SW y E-NE, uno de estos sistemas está representado por la Sierra del Ajusco, así como por los pequeños

conos alineados que conforman la Sierra de Santa Catarina y la Sierra del Chichinautzin.

La actividad tectónica dio origen a efusiones de andesitas y posteriormente andesíticas basálticas; en el Cuaternario tardío, los basaltos fueron abundantes, dando lugar a la acumulación de 1000 km^3 de rocas volcánicas que constituyen la Sierra de Chichinautzin, con más de 120 conos cineríticos. Este edificio de rocas volcánicas sirvió para que se creara la Cuenca de México. Del Cuaternario tardío al reciente los valles se cerraron entre el Popocatepetl, al este y la Sierra de Zempoala, al sur y las cabeceras del sistema hidrográfico al norte. Por esta causa la cuenca se fue azolvando rápidamente por un aporte considerable de acarrees fluviales en forma de abanicos aluviales, formados por los ríos: Hondo, Mixcoac, Contreras y por otros ríos sepultados por las lavas del Ajusco. (Aguayo-Camargo, 1989). Hacia el norte de la Cuenca, el Río de las Avenidas de Pachuca, el de Cuzutitlán, el de Teotihuacán y el de la Compañía, también formaron conos de eyección. Hacia el centro de la cuenca los sedimentos limo-arenosos se estratificaron con cenizas volcánicas provenientes de las erupciones de la Sierra Ajusco-Chichinautzin (Aguayo-Camargo, 1989). (Figura 2.7).

La Cuenca de México, además de la actividad volcánica y el drenaje fluvial y aluvial, también estuvo afectada por periodos glaciales e interglaciales en los últimos 100, 000 años, además de la precipitación pluvial; estos fenómenos meteorológicos formaron grandes lagos que frecuentemente se comunicaban entre sí (Aguayo-Camargo, 1989).

La distribución de los sedimentos en la Cuenca de México es un factor determinante en el comportamiento mecánico del subsuelo, durante el desarrollo urbano ya que intervienen propiedades tales, como: variaciones texturales, de composición mineralógica y química, forma geométrica de los estratos y espesor de los mismos.

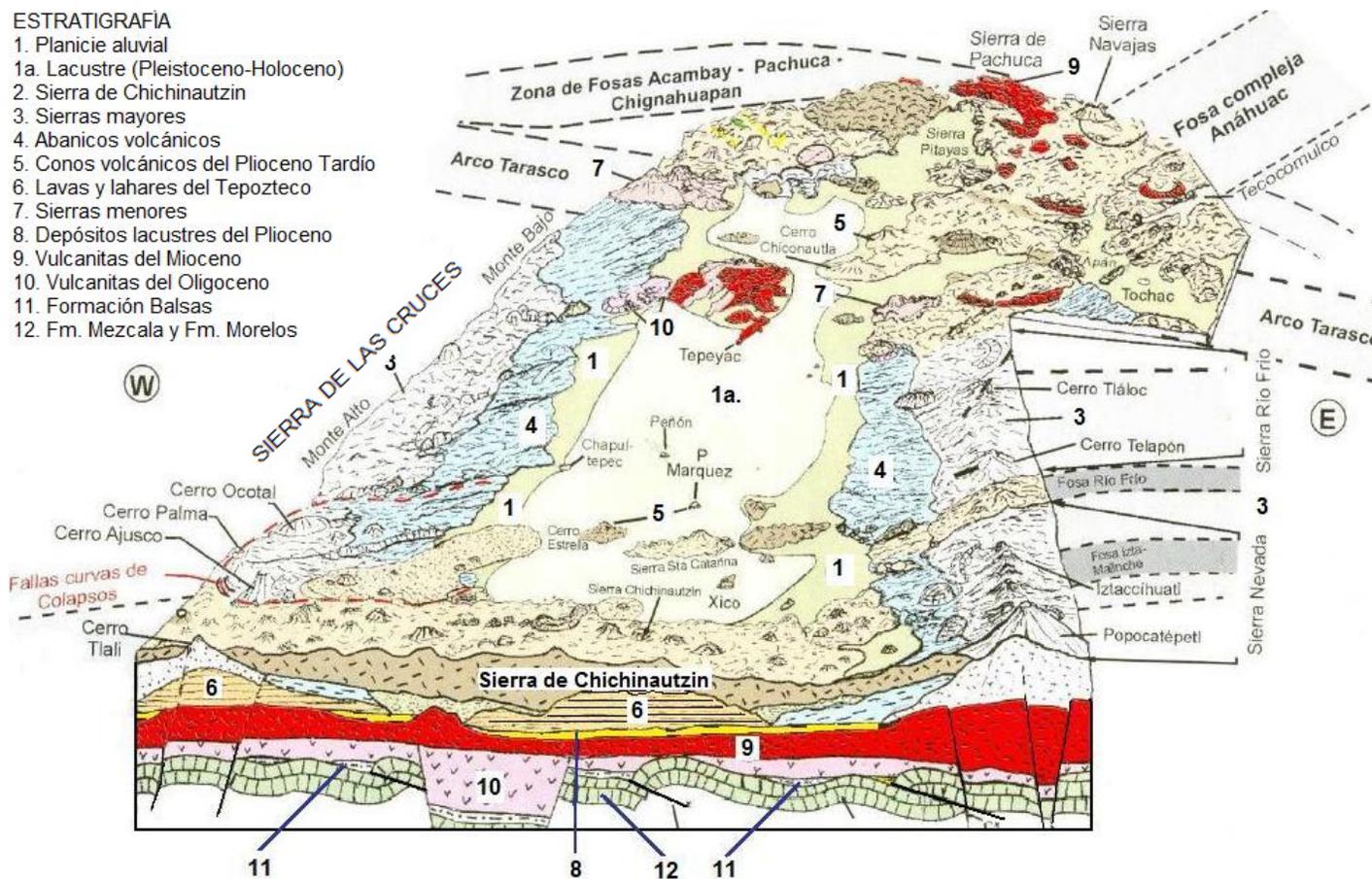


Figura 2.7. Representación esquemática de la Cuenca de México. (Mooser, 1996).

2.3 Estratigrafía.

En la zona que ocupa la Ciudad de México no existen afloramientos extensos, a excepción de algunos cuerpos volcánicos aislados y lo que aflora en las sierras que la rodean, por lo que la geología del subsuelo se obtuvo de diferentes estudios.

La siguiente propuesta estratigráfica se obtuvo considerando la geología superficial y la información de cortes litológicos de pozos de explotación de agua, pertenecientes al Sistema de Aguas de la Ciudad de México, del Departamento del Distrito Federal y de las perforaciones profundas exploratorias (Pemex 1987). También se consultaron y se obtuvo información de los perfiles de sísmica de reflexión del trabajo de Pérez-Cruz, 1988.

2.3.1 Columna estratigráfica.

La secuencia estratigráfica de la Cuenca de México consiste principalmente en rocas volcánicas, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Cenozoico y del Cuaternario, que sobreyacen discordantemente a las rocas sedimentarias del Cretácico. A continuación se realiza la descripción de las unidades estratigráficas, de la formación más antigua a la más reciente. Para fines de este trabajo se incluyen en la estratigrafía regional de la Cuenca de México un total de 23 formaciones, divididas en 6 unidades generales. Dichas unidades son: Unidad Sedimentaria Marina, Grupo Balsas, Unidad Volcánica Inferior, Unidad Volcánica Superior, Cuaternario Volcánico y Cuaternario Sedimentario.

Para representar el análisis estratigráfico realizado, se elaboró la columna estratigráfica correspondiente (Figura 2.8), con base en los espesores de cada una de las formaciones que constituyen a cada una de las unidades estratigráficas propuestas en este trabajo para la Cuenca de México. Para fines prácticos la columna estratigráfica se elaboró a una escala de 1: 500m.

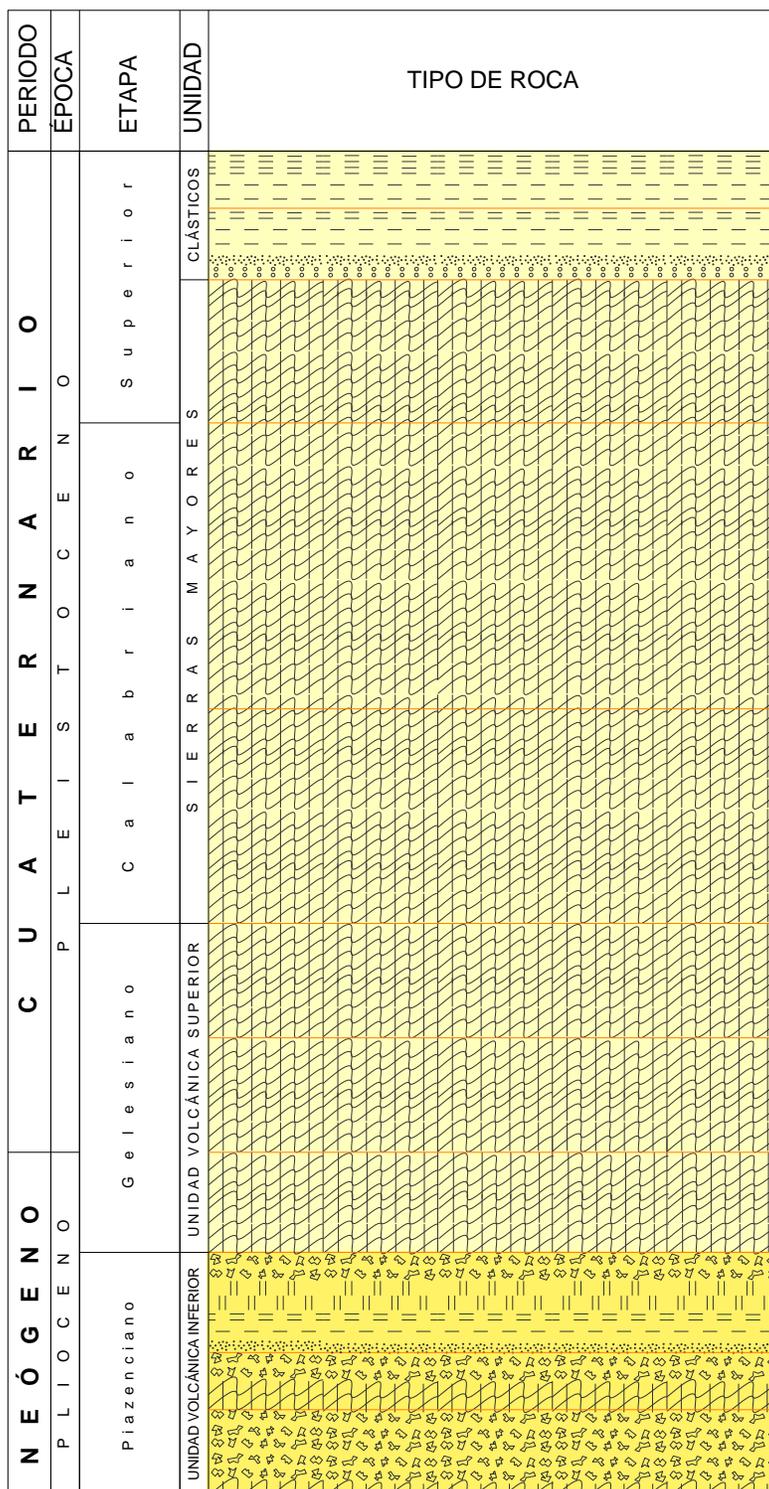


Figura 2.8 Columna estratigráfica (Unidades más jóvenes).

PERIODO		EPOCA	ETAPA	UNIDAD	TIPO DE ROCA		
EPOCA							
C R E T Á C I C O	S U P E R I O R	Maastrichtiano	UNIDAD SEDIMENTARIA MARINA				
		Campaniano					
		Santoniano					
		Coniaciano					
		Turoniano					
		Cenonaniano					
		Albiano					
		Aptiano					
	I N F.						
		P A L E Ó G E N O	E O C E N O		GRUPO BALSAS		
			O L I G O C E N O				
			Chatiano				
				Rupeliano			
		N E O G E N O	M I O C E N O		U N I D A D V O L C Á N I C A I N F E R I O R		
			P L I O C E N O				
A q u i t a n i a n o							
B u r d i g a l i a n o							
L a n g h i a n o							
S e r r a v a l l i a n o							
T o r t o n i a n o							
M e s s i n i a n o							
Z a n c l e a n o							
P i a z e n c i a n o							

Figura 2.8b Continuación de la columna estratigráfica (Unidades más antiguas).

Unidad sedimentaria marina (Cretácico)

Como basamento lítico en la cuenca se tienen a cuatro formaciones pertenecientes al Cretácico: 1) Formación Xochicalco, 2) Formación Morelos, 3) Formación Cuautla y 4) Formación Mexcala, propuestas de acuerdo a su distribución dentro de la Cuenca de México.

El ambiente de depósito va desde cuenca profunda, correspondiente a la Formación Xochicalco y Mezcala, hasta aguas someras correspondiente a las formaciones Morelos y Cuautla.

1. Formación Xochicalco (Kx).

La Formación Xochicalco (Fries, 1960) es la unidad más antigua reconocida y descrita en el subsuelo del área, la cual tiene un espesor que excede los 500 m; no está expuesta y está cubierta discordantemente por la Formación Morelos. Está constituida por una secuencia de calizas principalmente arcillosas y limosas, en capas de delgadas a medianas que presentan laminación fina, contenido carbonoso variable y abundantes vetillas de calcita; hacia la cima aumenta el contenido de capas laminares y nódulos de pedernal. Se depositó durante el Aptiano en ambientes marinos de cuenca relativamente profunda (Fries, 1960).

El plegamiento ocasionado por la Orogenia Laramide afectó a la Formación Xochicalco en un grado mucho mayor que a la Formación Morelos, pudiendo describirse esta relación como disarmónica, esto se debe a una diferente litología. El carácter aciloso o carbonoso y la estratificación delgada de la caliza Xochicalco hicieron estas capas más susceptibles a la deformación dúctil que las gruesas capas de calizas suprayacentes de la Formación Morelos. La deformación que ha afectado a la región originó complicadas y numerosas fracturas en gran parte de la caliza Xochicalco, que fueron rellenadas posteriormente por la precipitación de calcita.

En cuanto a fauna la Formación Xochicalco cuenta con los siguientes microfósiles: Colomiella mexicana, Rogoglobigerina, Radiolarios silificados y Radiolarios calcificados (Fries, 1960).

2. Formación Morelos (Km).

La Formación Morelos (Fries, 1960) aflora al sur de la Sierra Chichinautzin, “se caracteriza por un espesor máximo de 900 metros los que se adelgazan al oriente y poniente” (Fries, *op. cit.*). En los pozos exploratorios Mixuca-1 y Tulyehualco-1 (PEMEX, 1987), a profundidades de 2,060 m y 2,160 m, se cortó a esta unidad con espesores incompletos de 410 m y 650 m respectivamente; se reporta que es la Formación Morelos, a juzgar por los microfósiles (*Nummoloculina heimi* y *Dycyclina schlumbergeri*), los cuales son idénticos a los reportados por Fries (*op. cit.*). “En donde aflora, descansa discordantemente encima de la Formación Xochicalco y está cubierta con discordancia erosional por las formaciones Cuautla y Mexcala y en forma angular por unidades más recientes. Esta formación se constituye de una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas interestratificadas, con cantidades variables de pedernal en forma de nódulos, lentes, granos y fragmentos de fósiles silificados concordantes a anhidritas laminares subyacentes”. (Fries, *op. cit.*).

Las calizas de la Formación Morelos, mediante el estudio de la micro fauna que contiene, se determinó como de edad Aptiano Superior-Albiano-Cenomaniano, estos fósiles son: Foraminíferos bentónicos: *Nummoloculina heimi* Bonet, *Nummoloculina* sp, *Diclyoconus* sp, *Diclyoconus wainutensis* Carsey, *Quinqueiocolina* sp, *Dicyclina* sp, , Miliólidos. Foraminíferos planctónicos: *Colomiella recta* Bonet, *Colomiella mexicana* Bonet, *Microcalamoides diversus* Bonet, *Globochaeta alpina* Lombard, *Rugoglobigerina* sp (Fries, 1960).

Las características litológicas y paleontológicas de la Formación Morelos, indican un depósito en ambientes de plataforma somera, sin aportes terrígenos, con mares abiertos de aguas cálidas que presentaban condiciones de salinidad estable, permitiendo hacia sus bordes (zonas de alta energía) el crecimiento inusitado de organismos constructores de arrecifes (biohermas) formando barreras que protegieron las zonas de baja energía donde se originó el depósito de evaporitas y lodos calcáreos.

Considerando que la Formación Morelos fue depositada durante el Albiano-Cenomaniano en una extensa plataforma marina (Fries, 1960), se infiere que el miembro evaporítico se extiende hacia el subsuelo de la Cuenca de México.

3. Formación Cuautla (Kc).

Esta formación fue propuesta por Fries (1960) quien describió facies de cuenca, de banco y de litoral del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. Las facies de banco afloran al sur de la Sierra Tepozotlán a una altitud promedio de 1500 msnm y al norte de Zumpango a una elevación promedio de 2,400 msnm; los sondeos de sísmica de reflexión (Pérez-Cruz, 1988), indican que la cima de esta formación, se encuentra ampliamente distribuida en el subsuelo del sector meridional de la Cuenca de México. Los espesores varían entre 200 [m] y 750 [m] y está conformada por calizas principalmente grainstone de estratificación gruesa, con abundantes biostromas de rudistas. Es concordante con la Formación Mexcala suprayacente y está cubierta discordantemente por el Grupo Balsas y por rocas volcánicas del Cenozoico y Cuaternario (Fries, 1960). Por los microfósiles reportados por Fries en esta formación se puede determinar que fue depositada en aguas someras.

La formación consta de tres facies principales que, presentan las siguientes características:

- a. Una sucesión gruesa de capas calizas de estratificación mediana a gruesa, del tipo de banco calcáreo.
- b. Una sucesión más delgada de capas calizas laminadas de estratificación delgada a mediana.
- c. Una sucesión de estratificación delgada de capas de caliza.

El color de la caliza varía de gris claro a oscuro y con menor frecuencia, negro; contiene nódulos, lentes y masas irregulares de pedernal, los cuales abundan en muchas capas y sobre los planos de estratificación; la silificación de fósiles y fragmentos biogénicos es particularmente fuerte en las partes inferiores de la unidad.

En cuanto al contenido fosilífero, en las facies de banco calcáreo la Formación Cuautla contiene numerosos biostromas de rudistas y gasterópodos, desde la parte basal de la unidad hasta cerca de la cima, pero las capas más jóvenes de esta facies entre, Cuernavaca y Cuautla carecen de microfauna identificable. La mayoría de los rudistas están silificados parcial o completamente (Fries, 1960).

Dependiendo de las facies de la Formación Cuautla, se reportan diferentes fósiles (Fries, *op. cit*):

- a. Parte superior de la facies de banco: Columastraca, Durania, Nerinea, Radiolites, Actaconella.
- b. Parte media de la facies de banco: Actaconella, Neriena, Tetragramma, Toucasia.
- c. Parte inferior de la facies de banco: Toucasia, Dissocladella, Acicularia, Holosporella.

4. Formación Mexcala (Kmx).

Fue denominada por Fries (1960) y descrita posteriormente con detalle en la localidad tipo, cercana al pueblo y al Río Mexcala por Bohnenberger (1955); se distribuye preferentemente en zonas de sinclinales, también aflora al sur de la Sierra Chichinautzin y en el cerro La Palma al noreste de la Cuenca de México. “El espesor máximo es de 1500 m y se constituye de una interestratificación gradual rítmica de grauvacas, limolitas y lutitas (turbiditas)”, (Fries *op. cit.*). En el pozo Mixhuca-1 (PEMEX,1987) a profundidades entre 1720 m y 1850 m, se considera la existencia de esta unidad, ya que las calizas arcillosas encontradas en este nivel contienen microfósiles *Margino-truncana* s.p. y *Archeoglobigerina* s.p. (PEMEX, *op. cit.*), las cuales son del Turoniano-Maestrichtiano (Loeblich y Tappan, 1964). La Formación Mexcala se depositó en aguas someras durante el Coniaciano-Campaniano (Fries, *op. cit.*) y corresponde con una secuencia turbidítica (De Cserna, 1988). Los colores son variables lateral y verticalmente, aunque predominan los tintes oscuros (Fries, 1960).

Después del depósito de la Formación Mexcala ocurrió un periodo de deformación fuerte, lo que generó estructuras mayores con orientación hacia el Norte y el plegamiento estrecho en las facies arcillosas (Fries, 1960).

En el estudio paleontológico de las muestras colectadas en esta formación (Fries, *op. cit.*), se encontraron los siguientes microfósiles determinantes de edad Turoniano: *Calciesphaerula* innominata Bonet, *Pithonella* ovalis Kauffman, *Stomiosphaera* conoidea Bonet, *Hedbergella*, *Heteroelix*, Globigerínidos, y Miliólidos.

Peleógeno- Neógeno

Desde el Paleoceno hasta el Plioceno Temprano ocurrieron varios eventos principalmente volcánicos. Para este periodo se tienen dos unidades estratigráficas; el Grupo Balsas y la Unidad volcánica inferior, constituida por diez formaciones: 1) Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, 2) Grupo Pachuca, 3) Rocas Extrusivas del Mioceno Medio y Tardío, 4) Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano, 5) Formación Otomí, 6) Rocas Volcánicas Máficas del Plioceno Tardío, 7) Formación Las Cruces, 8) Formación Zempoala, 9) Riolita Navajas y 10) Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno.

Esta división es posible realizarla tomando como base las publicaciones de Fries, Schalaepfer, Segerstrom, en la década de 1960, apoyadas por los cortes litológicos de los pozos profundos de Pemex, 1987 y el análisis geológico de la Cuenca de México realizado por Vázquez Sánchez y Jaimes Palomera en 1989.

La propuesta estratigráfica quedó esquematizada en la columna estratigráfica (Figura 2.8) que se realizó en este trabajo.

Grupo Balsas (Teob).

Este grupo está formado por depósitos continentales del Eoceno Tardío al Oligoceno Temprano (Fries, 1960) que afloran al sur de la cuenca y localmente al noreste de Apaxco, Hidalgo. Consta de un conglomerado oligomítico calcáreo generalmente compacto, con matriz limo-arcillosa cementada por calcita y óxido de hierro, de estratificación masiva; el espesor máximo de la unidad es de 500 m. Las capas conglomeráticas son compactas y se interdigitan o están cubiertas por una secuencia de 800 a 2000 m de espesor, formadas por capas deleznable de arcilla, limo y arena; localmente estos depósitos clásticos contienen interestratificaciones de yeso y caliza lacustres lenticulares, además de derrames lávicos basálticos y en la parte superior se presentan intercalaciones de toba riolítica Fries (1960). Este grupo descansa discordantemente encima de las formaciones del Cretácico, y sugiere que tanto la Riolita Tilzapotla como las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano cubren discordantemente al

Grupo Balsas. La distribución espacial y temporal del Grupo Balsas representa un depósito continental fluvial y con depósitos de talud en laderas de fuerte pendiente (De Cserna, 1988). Es una unidad post-orogénica Laramide, la cual se acumuló simultáneamente a un proceso de deformación que originó fallamiento normal con componente lateral derecho. Al mismo tiempo ocurrió vulcanismo basáltico probablemente fisural. Es importante mencionar que el Grupo Balsas aflora al oriente de la Cuenca de México.

Unidad volcánica inferior.

1. Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano (Tomv).

Se agrupan con este nombre la secuencia volcánica que por sus características líticas, relaciones estratigráficas y edad, se diferencian de las rocas extrusivas del Grupo Balsas y del Mioceno Medio-Tardío. Dentro de este conjunto de rocas se incluye por su posición estratigráfica a la Riolita Tilzapotla (Fries, 1960) que aflora fuera de la cuenca en el extremo suroccidental. Esta secuencia volcánica aflora profundamente erosionada y fracturada en los cerros Picacho, Púlpito del Diablo y en otras localidades con afloramientos pequeños. Este grupo tiene espesores variables entre 390 m y 1750 m, cuya composición varía de andesítica a riódacítica.

Se compone de una secuencia de tobas líticas, cristalinas y vítreas, brechas tobáceas y aglomerados. Los depósitos piroclásticos están en la parte superior, interestratificados y/o cubiertos por derrames lávicos. Estas secuencias volcánicas contienen capas de clásticos aluviales de espesor promedio de 6 m, lo que indica tiempo de reposo en la actividad volcánica. Los flujos lávicos son de textura fina a media y algunos de ellos tienen buena estructura fluidal y xenolitos serpentinizados. Los análisis petrográficos reportados en la literatura indican que los derrames lávicos son porfiríticos-holocristalinos-hipidiomórficos, con fenocristales de andesina, oligoclasa, sanidino, cuarzo, augita e hiperstena, que yacen en una matriz compuesta

por micro-intercrecimientos de feldespato y cuarzo, con ilmenita acicular, magnetita, apatito y zircón intergranulares (Vásquez- Jaimes, 1988).

En el subsuelo de la Cuenca de México estas rocas volcánicas cubren en forma discordante a unidades cretácicas y al Grupo Balsas subyacentes; también se encuentran cubiertas discordantemente por rocas volcánicas del Mioceno Medio y Tardío y localmente por formaciones del Plio-Cuaternario.

2. Grupo Pachuca (Tomp).

Originalmente descrito por Geyne (1963) y definido como Grupo por Segerstrom (1961), es una secuencia que representa la actividad volcánica desde el Oligoceno hasta el Plioceno. Por este amplio rango de edad, se incluyen en él, a las rocas volcánicas correspondientes tanto al arco magmático de la parte superior de la Sierra Madre Occidental como de la Faja Volcánica Transmexicana; se compone de ocho formaciones (Geyne 1963). Se encuentra localizado únicamente en la región del Distrito Pachuca– Real del Monte y sus zonas adyacentes; la suma total de los espesores máximos es de 3700 m (Geyne, 1963). Consiste en secuencias de material vulcanoclástico en la base, brechas volcánicas, piroclásticos, derrames lávicos y tobas intercaladas, separados por discordancias erosionales. Las lavas varían en composición de basalto a riolita, pero predominan la andesita y la dacita. Las dos formaciones inferiores (Santiago y Corteza) consisten en riolitas, dacitas y andesitas que por sus características texturales y posición estratigráfica se consideran como correspondientes al arco magmático del Cenozoico Medio (Vásquez-Jaimes, 1989). Las formaciones que constituyen la mayor parte del espesor del grupo y que tienen grandes afloramientos (formaciones Pachuca, Real del Monte, Santa Gertrudis y Vizcaína), consisten en sucesiones de derrames lávicos de composición andesítica y dacítica, interestratificados con brechas volcánicas y tobas, separadas por suelos que podrían indicar diferentes secuencias volcánicas correlacionables

en edad con las rocas extrusivas del Mioceno Medio y del Tardío. Las formaciones superiores del Grupo Pachuca (Cerezo y Tezuantla) se constituyen de brechas volcánicas, lavas y depósitos piroclásticos de composición que varía de dacítica a riolítica. Tomando en cuenta la discordancia existente entre estas rocas con las unidades volcánicas antes descritas y las características de las rocas de estas unidades, se considera que posiblemente son contemporáneas de las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y que la edad de este grupo puede quedar como originalmente se había establecido, del Oligoceno Medio-Tardío al Plioceno Temprano.

Este grupo aflora únicamente al norte de la Cuenca de México, y se encuentra discordantemente con las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano, sin embargo los productos piroclásticos tienen una distribución más amplia, por lo que es posible que se encuentren en el subsuelo del Distrito Federal, aunque con menor espesor.

3. Rocas Extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv).

Se les llama así a las rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío –Mioceno Temprano. Sus afloramientos se distribuyen por toda la cuenca en áreas pequeñas, en la mayoría de los casos se encuentran cubiertas por los materiales volcánicos más recientes. En la porción sur de la cuenca se encuentran principalmente en los cerros El Elefante, El Judío, Los Remedios, El Peñón de los Baños, la base de la Sierra Guadalupe, la base de la Sierra de las Cruces, El cerro Patlachique y en algunos otros afloramientos en el norte de Texcoco. En el norte se encuentran ampliamente distribuidas en pequeños afloramientos, de los que se destaca la base de la Sierra Tepoztlán. Se incluyen también aquí, por posición estratigráfica y edad, los depósitos de la Formación Tepoztlán (Fries, 1960) de la sierra del

mismo nombre y la Andesita Jalpan (Segerstrom, 1961), de los cerros Jalpan y Zincoque.

Estas rocas están constituidas por una secuencia de tobas, brechas volcánicas y derrames de lavas que en algunos lugares se encuentran interestratificadas con brechas volcánicas. Los derrames observados corresponden con andesitas de lamprobolita o de augita, de textura principalmente porfirítica-afanítica, hipidiomórfica-merocrystalina, con andesina, lamprobolita, feldespatos, augita, piroxenos y anfíboles como minerales esenciales, y magnetita, ilmenita, clorita, calcita, cuarzo y apatito como accesorios en una mesostasis microlítica-pilotaxítica en ocasiones propilitizada. Se han identificado también dacitas de textura porfirítica-afanítica hipidiomórfica-mesocrática con oligoclasa, cuarzo, anfíboles, piroxenos e ilmenita, magnetita, apatito y circón, como minerales accesorios en una mesostasis microlítica (Vázquez-Jaimes, 1989). También contiene tobas cristalinas andesíticas de textura clástica con andesina, relictos de anfíbol y magnetita en una matriz desvitrificada; y andesitas de hiperstena de textura afanítica-porfirítica, panidiomórfica-mesocrática, con andesina, hiperstena y augita, como minerales esenciales en una mesostasis pilotaxítica (Vázquez-Jaimes, 1989).

En el subsuelo de la Cuenca de México, esta unidad se distribuye ampliamente, le ha encontrado en los pozos Texcoco-1, Roma-1, Tulyehualco, Mixhuca-1 y Copilco-1, con una profundidad promedio de 900 m. De acuerdo con los numerosos fechamientos isotópicos que se le han hecho a esta unidad, se le ha asignado un rango de edad del Mioceno Medio al Mioceno Tardío, (Vázquez-Jaimes, 1989). Estas rocas cubren de forma discordante a las rocas volcánicas de edad Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano; en lugares donde no se encuentran estas rocas, cubren al Grupo Balsas y a las secuencias sedimentarias cretácicas. Por su parte, se

encuentran cubiertas por las unidades pliocénicas, con discordancia, y en ocasiones por unidades del Cuaternario.

4. Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv).

Es un conjunto de rocas extrusivas que representan un segundo periodo magmático de la FVT, afloran en los flancos de las Sierras Las Cruces, Zempoala y Río Frío, y en cerros aislados en la cuenca; también coronan las Sierras de Guadalupe y Tepetzotlán. Los afloramientos exponen espesores del orden de 650 m, cuyas rocas sobreyacen mediante una discordancia erosional a rocas volcánicas de edad Oligoceno-Mioceno y están cubiertas de la misma forma por unidades volcánicas del Plioceno Tardío y Cuaternario (Vázquez-Jaimes, 1989). La composición de estas rocas varía de andesítica a dacítica, conformándose de piroclastos generalmente no consolidados; tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumíticas, las cuales se encuentran cubiertas por intercalaciones de derrames lávicos, algunos con brechas de flujo. Los flujos lávicos más máficos tienen exfoliación regular horizontal con vesículas alargadas en dirección del derrame; los más ácidos tienen incipiente estructura fluidal y los domos presentan bandeamiento fluidal irregular. Generalmente las rocas que componen los derrames son de textura fina a media, porfiríticas-mesocráticas-hipidiomórficas, con fenocristales de labradorita, bitownita, andesina, oligoclasa, cuarzo, olivino, lamprobolita, augita, pigeonita e hisperstena, que yacen en mesostasis pilotaxítica e intergranular (Vázquez-Jaimes, 1989). Las relaciones estratigráficas que presenta sugieren que la unidad tiene una edad tentativa del Plioceno Temprano.

5. Formación Otomí (Tpo).

Se agrupa como Formación Otomí a los productos volcánicos emitidos durante la parte más temprana del Plioceno Tardío que se encuentran al occidente de la Cuenca de México, en lo que se conoce como Sierra de

Monte Alto. Se le asignan como secciones de referencia los cortes en la carretera que se dirige al centro ceremonial Otomí, cerca del poblado del que toma su nombre la unidad.

La unidad está formada en su mayor parte por depósitos piroclásticos, que se presentan como flujos lobulados de gran extensión de la cuenca. Se deduce que existen varias unidades volcánicas dentro de esta formación, en la que predominan los flujos piroclásticos, principalmente los de ceniza (Vázquez-Jaimes, 1989). Las lavas de esta unidad se encuentran únicamente aflorando en las regiones altas de la Sierra de Monte Alto, en las que son características las intercalaciones de brechas volcánicas con las coladas lávicas, las cuales presentan texturas faneríticas en los derrames de mayor consistencia que son los que más afloran. El espesor máximo que se le estima a esta unidad es de 1300 m en el Cerro Las Palomas. Esta unidad cubre discordantemente a las rocas volcánicas del Plioceno Temprano y se encuentra sobreyacida discordantemente por la Formación Las Cruces, del Plioceno Tardío; por lo tanto y con base en sus relaciones estratigráficas, se le considera una edad del Plioceno Tardío (Vázquez-Jaimes, 1989).

6. Rocas Volcánicas Máficas del Plioceno Tardío (Tpb).

Se compone de rocas máficas, cuyos afloramientos se encuentran ampliamente distribuidos en la región septentrional de la cuenca formando mesetas de lava y conos aislados, originalmente fueron llamadas Grupo San Juan por Segerstrom (1961) y posteriormente nombradas rocas volcánicas máficas sin nombre, por Fries (1962). Posteriormente, Cantagrel y Robin (1979) relacionaron a estas rocas con otras mesetas máficas y lavas no diferenciadas que afloran en Guanajuato y Jalisco, las cuales se consideran como típicas de la parte septentrional del vulcanismo Plio-Cuaternario de la FVT. Se incluye en esta unidad a la Formación San Cristóbal (Geyne, 1963).

Esta secuencia se compone de derrames lávicos interestratificados, en ocasiones, con capas de poco espesor de brechas volcánicas y/o con piroclastos cuya composición varía de basáltica a andesítica. Geyne (1963) reporta la presencia de tridimita y cristobalita en las vesículas. Al conjunto de rocas Plio-Cuaternarias se le ha asignado una edad entre 2.5 y 1.5 Ma, a partir de fechamientos isotópicos (Cantagrel y Robin, 1979.), por lo que su edad quedaría dentro del Plioceno Tardío a la parte más temprana del Pleistoceno. El espesor máximo reportado en la región de Pachuca no sobrepasa los 300 m (Geyne, 1963). Dichas rocas máficas yacen discordantemente sobre las unidades cenozoicas anteriores. “En algunos sitios cubren discordantemente a las rocas mesozoicas, con marcada discordancia angular y erosional” (Fries, 1960).

7. Formación Las Cruces (Tpc).

Schlapfer (1968) designó como Formación Las Cruces “al conjunto de rocas volcánicas que forma las Sierras de Las Cruces y Monte Alto”. Corresponden con depósitos piroclásticos congénitos de las secuencias efusivas de la Formación Las Cruces que fueron definidos sin cartografiar por Bryan (1948) como Formación Tarango, en los afloramientos que se tienen a 4 km al suroeste de Mixcoac; posteriormente, Segerstrom (1961), extendió la Formación Tarango y la correlacionó con la Formación Atotonilco el Grande, del Plioceno (Segerstrom, 1961.), para referirse a secuencias aluviales con productos piroclásticos del norte de la Cuenca de México, los cuales no se relacionan genéticamente con los depósitos de la Formación Tarango.

Esta formación se distribuye en el límite sudoccidental de la Cuenca de México, en donde se tienen tres estratovolcanes alineados, que se orientan de NNW a SSE y dividen la Cuenca de México con la del Río Lerma. La localidad tipo se encuentra en la parte inferior de la barranca del Río Magdalena, al poniente de Contreras” (Schlaepfer, 1968), como secciones de

referencia adicionales se tienen: los afloramientos expuestos en la carretera entre el Desierto de los Leones - La Marquesa; también afloramientos en la carretera Naucalpan-Jiquipilco y en la carretera Naucalpan-Cuajimalpa. Los depósitos piroclásticos pertenecientes a esta unidad consisten en pómez tipo pliniana, cubiertos por flujos piroclásticos generalmente no soldados de cenizas cristalinas, vítreas y de pómez con o sin fragmentos y bloques accidentales. Los flujos piroclásticos están cubiertos a su vez por cenizas vítreas, los cuales en algunos casos se encuentran cubiertos o interestratificados con material aluvial y relleno de paleocanales fluviales. Los derrames se encuentran intercalados con brechas en las partes altas de la Sierra de Las cruces, en algunos casos están culminados con domos; que se componen de andesitas de pigeonita o de lamprobolita, de textura afanítica-porfirítica, panidiomórfica o hipidiomórfica-mesocrática con andesina, pigeonita o hiperstena y augita como minerales esenciales, en una mesostasis pilotaxítica de microlitos de plagioclasa con magnetita y criptofelsita; también contiene dacitas de lamprobolita o de pigeonita de textura afanítica-porfirítica, hipidiomórfica-holocristalina o mesocrática, con oligoclasa, andesina, cuarzo, pigeonita o lamprobolita, e hiperstena, como minerales esenciales en una mesostasis que es criptofélsica o pilotaxítica, con magnetita, ilmenita y apatito como minerales accesorios. Se ha reportado también una brecha lítica andesítica originada por un flujo piroclástico, la cual consiste en fragmentos líticos (accidentales) de andesita porfirítica, cuyo tamaño varía de lapilli a bloques; en la matriz cloritizada y desvitrificada, existen fragmentos de andesina, pómez, hornblenda alterada y escasos microlitos de plagioclasa (Vázquez-Jaimes, 1989).

El espesor máximo de esta unidad es de 990 metros y cubre por discordancia erosional a las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío, también las rocas volcánicas del Plioceno Temprano; se encuentra cubierta, a su vez, por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario, así

como también por derrames lávicos y piroclásticos de las formaciones Chichinautzin y El Pino. Su edad, corresponde al Plioceno Tardío (Vázquez-Jaimes, 1989).

Esta formación es el producto de tres estratovolcanes alineados en una dirección norte-sur, cuyas características morfológicas y variación de edades de lo más antiguo a lo más reciente, de norte a sur, indican una migración del volcanismo en la dirección mencionada. Tomando en cuenta lo anterior, podría considerarse este volcanismo como representativo del Plioceno Tardío en la Cuenca de México.

8. Formación Zempoala (Tpz).

Fries (1960) definió la “Andesita Zempoala” como una interestratificación de derrames de lava, capas volcanoclásticas y lahares, todos de composición andesítica, dacítica y riodacítica.

Schlaepfer (1968) cambió el término descriptivo a la Formación Zempoala, debido a las características líticas de esta unidad. Esta formación es el conjunto de productos volcánicos de dos centros eruptivos alineados en dirección norte-sur, que se encuentran en la porción suroccidental de la cuenca y que de acuerdo con sus características morfológicas, posición estratigráfica y características litológicas, son posiblemente contemporáneos del volcanismo de la Formación Las Cruces, aunque se piensa que esta actividad volcánica culminó antes del fin de la actividad de la sierra de Las Cruces. Esta unidad consiste en la parte norte en una secuencia de lavas andesíticas afaníticas-porfiríticas, con escasos fenocristales pequeños de anfíbol, con algo de cuarzo secundario y depósitos piroclásticos, entre los que se han identificado flujos de ceniza y brechas volcánicas.

Las brechas volcánicas consisten en fragmentos mal clasificados, cuyos tamaños varían de lapilli a bloques, en matriz vítrea y cristalina con abundancia de líticos, cuya composición varía de andesítica a riódacítica.

La parte más meridional de esta unidad, junto con los sedimentos contemporáneos, con los que se encuentra interdigitada en algunos lugares, se ha cartografiado como “Formación Cuernavaca” (Fries, 1960). Las lavas consisten de andesita de lamprobolita de textura afanítica-porfirítica-hipidiomórfica con lamprobolita, clinopiroxenos, feldespatos y andesita como minerales esenciales, en una matriz microlítica de andesina euedral con magnetita, apatito y vidrio como minerales accesorios. El espesor aflorante máximo que se estima es de 1000 m en el cerro de Zempoala. Por su posición estratigráfica y similitud con el vulcanismo de la Formación Las Cruces, se considera que su edad corresponde al Plioceno Tardío. La Formación Zempoala cubre discordantemente los depósitos volcánicos del Plioceno, las rocas extrusivas del Mioceno Medio al Mioceno Tardío, con discordancia también se encuentra sobreyacida por la Formación Chichinautzin.

9. Riolita Navajas (Tpn).

“La Riolita Navajas del Plioceno Tardío edifica la Sierra Navajas en el sector nororiental de la Cuenca de México, con un espesor aflorante aproximado de 500 m en su parte central. Descansa discordantemente sobre el Grupo Pachuca y rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv)” (Geyne, 1963), está cubierta discordantemente por la Formación El Pino. El mismo autor describe una secuencia riolítica de derrames lávicos con buena estructura fluidal, porfiríticos-holocristalinos, con fenocristales de cuarzo y sanidino en matriz micrográfica; estos derrames tienen intercalaciones de brechas soldadas y no soldadas de flujo de cenizas vítreas, con fragmentos líticos, pumíticos y de obsidiana.

10. Depósitos piroclásticos y clásticos aluviales del Plioceno (Tppc).

Se designa con este nombre a los depósitos no diferenciados, relacionados genéticamente con la actividad piroclástica y fluvial de todo el Plioceno. Estos depósitos afloran al poniente de Cuautla. En el sector septentrional fueron reportados por Segerstrom (1961), Fries (1962) y Geyne (1963), en donde forman extensas llanuras y piedemontes aluviales. “El espesor máximo es de 400 m y constituye gravas, arenas, limos y arcillas de constitución volcánica” (Fries, 1962).

En el subsuelo de la porción meridional de la cuenca, dichos depósitos constan de tobas, brechas volcánicas y aglomerados, con horizontes de conglomerados, arenas y arcillas; se encuentran cubiertos discordantemente por aluvión del Cuaternario y están acumulados en fosas tectónicas (Graben de Chalco) y rellenando amplios valles surcados en rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv y Tmv); su espesor máximo es del orden de 750 m, se encuentra en el centro de estas depresiones y se adelgaza hacia los márgenes. Las relaciones estratigráficas sugieren una edad del Plioceno para estos depósitos.

Cuaternario volcánico

Para el Pleistoceno temprano se hace la propuesta de la Unidad Volcánica Superior, formada por el Grupo Tarango, constituido por tres Formaciones: 1) Formación Llano Grande, 2) Formación El Pino y 3) Formación Tlaloc.

También se propone el Cuaternario volcánico que abarca desde el Pleistoceno Medio al Pleistoceno tardío, constituido por tres Formaciones: 1) Formación Iztaccihualt, 2) Formación Popocatepetl y 3) Formación Chichinautzin que marcan el final de los principales eventos volcánicos de la Cuenca de México.

Por último se tiene el Cuaternario Sedimentario, constituido por depósitos lacustres y abanicos aluviales.

La división del Cuaternario volcánico se realizó con base en las publicaciones de Fries, Schalaepfer, Segerstrom, en la década de 1960. Mooser (1992). Apoyadas por los cortes litológicos de los pozos profundos de Pemex (1987) y Vázquez-Jaimes (1989).

Unidad Volcánica Superior (Pleistoceno).

Grupo Tarango (Qt).

Bryan (1948) denomina como Formación Tarango a los depósitos volcánicos expuestos en las cercanías del poblado de Mixcoac, Distrito Federal. El mismo Bryan (1948) describe esta unidad en una localidad situada en las minas de arena que existían a 4 km al suroeste de Mixcoac. Debido a que la guía de clasificación y nomenclatura de unidades de roca (Ashley, 1933) no establece la asignación de una localidad tipo como tal, sino únicamente se recomienda que al momento de la propuesta se haga mención de una localidad específica, en la cual se muestre un desarrollo típico de la unidad, la localidad mencionada por Bryan (1948) podría considerarse como su localidad tipo.

Esta unidad estratigráfica está constituida de acuerdo con Bryan (1948), por toba, brecha-toba, depósitos fluviales con clastos de origen volcánico y capas delgadas de pumicita. En los alrededores de Mixcoac, Segerstrom (1962) señala que la Formación Tarango está constituida por depósitos de lahar, flujos de lodo y depósitos aluviales. De acuerdo con Segerstrom (1962) y De Pablo-Galán (2001, 2002) en la región de Tula-Ixmiquilpan-Tasquillo, esta unidad está constituida por una intercalación de limolita y pumicita, arenisca y lutita; cerca del poblado de Florida (25 km al este de Ixmiquilpan); asimismo, Segerstrom (1962) documenta lentes delgadas de pedernal, mientras que en Tezontepec, Ajacuba (Hidalgo), Apaxco y Hueypoxtla-Tlapanaloyan (Estado de México), reconoce la presencia de

lentes de caliza lacustre de alrededor de 12 m de espesor. Posteriormente, Cervantes-Medel y Armienta (2004) describen de manera detallada la litología de esta unidad en el Valle del Mezquital (Hidalgo), donde está constituida por: a) arenisca y conglomerado pobremente cementados, con un espesor máximo de 5 m; b) arenisca pobremente cementada y arcilla intercaladas con un espesor de 7 m; c) capas de arcilla que en su conjunto alcanzan un espesor de 10-50 m; d) algunas capas de basalto intercaladas con unidades detríticas cuyo espesor alcanza 150 m; e) lentes de conglomerado poco compactados de aproximadamente 1 m de espesor; f) lentes aislados de caliza lacustre; g) lentes delgados de ceniza volcánica y toba y h) nódulos de caliche o capas delgadas de material heterogéneo.

Bryan (1948), Segerstrom (1962) y Trujillo-Candelaria, (1977) reportan a esta unidad en el Distrito Federal, Estado de México e Hidalgo. De manera particular Segerstrom (1962) reporta esta formación en los alrededores de Mixcoac (Distrito Federal), en la región de Tula-Ixmiquilpan-Tasquillo y al norte del Valle del Mezquital (Hidalgo); así como en el área del Tajo de Nochistongo (Estado de México). Castillo-Cerón (1996) reconocen depósitos de la Formación Tarango al noroeste de Pachuca, así como en los alrededores de Actopan, ambos en el estado de Hidalgo. Finalmente, Acevedo-Sandoval (2002) reconocen esta formación en el municipio de Nicolás Romero, Estado de México.

Cervantes-Medel y Armienta (2004) mencionan que los depósitos de la Formación Tarango sobreyacen discordantemente a rocas carbonatadas de edad Cretácico o bien sobre rocas volcánicas del Cenozoico Temprano; su límite superior no ha sido documentado. Trujillo-Candelaria (1977) determina una edad de Plioceno Tardío para esta formación con base en el estudio de diatomeas, por otro lado, Castillo-Cerón y Carranza-Castañeda (1994) y Suter (2001) consideran que la parte superior de esta unidad es de edad Cuaternario con base en su fauna fósil. Castillo-Cerón (1996) documentan una edad de Pleistoceno para esta unidad con base en su contenido de vertebrados fósiles.

Para asignar la edad del Grupo Tarango autores como Schlaepfer (1968), De Cserna (1988), Mooser (1996) se basaron en las características de los depósitos y en dataciones radiométricas, por lo que lo ubican en el Plioceno Tardío. Castillo-Cerón y Carranza-Castañeda (1994) y Suter (2001) consideran que la parte superior de esta unidad es de edad Cuaternario con base en su fauna fósil. Castillo-Cerón (1996) documentan una edad de Pleistoceno para esta unidad con base en su contenido de vertebrados fósiles.

Autores como De Cserna (1988), Schlaepfer (1968) e igualmente Mooser (1996) extendieron al Grupo Tarango con las secuencias piroclásticas de las formaciones Llano Grande, El Pino y Tláloc.

Formaciones del Grupo Tarango (Qt).

Formación Llano Grande (Qllg).

Se llama así a las secuencias eruptivas de composición variable de andesítica a riodacítica que forman el volcán del mismo nombre, el cual es ancestro del volcán Iztaccíhuatl. Aflora en la base noroccidental de la Sierra Nevada, que es donde se ubica la sección tipo, la que se puede observar a lo largo de las cañadas El Agua, y Cosa Mala. Las secuencias reconocidas constan de capas delgadas de lapilli pumítico y lítico de caída, flujos de cenizas vítreas y brechas soldadas de flujo; estos piroclastos están cubiertos por derrames lávicos y la actividad termina con domos. Los flujos lávicos observados son de andesita de piroxeno y anfíbol, con estructura fluidal, de grano fino a medio, porfiríticos-mesocráticos-hipidiomórficos, conteniendo fenocristales de andesina, augita, hiperstena y lamprobolita, que se encuentran en mesostasis pilotaxítica y hialopilítica. Nixon (1987) describe principalmente andesitas y dacitas con piroxenos del mismo tamaño de grano. Esta unidad está cubierta discordantemente por las formaciones Telapón e Iztaccíhuatl y sobreyacen de la misma forma a rocas volcánicas del Oligoceno-Mioceno (Tomv). A esta formación se le asigna una edad del Pleistoceno Temprano.

Formación El Pino (Qpp).

Se agrupa con este nombre a las rocas volcánicas, principalmente máficas, que forman los cerros La Estrella, El Pino, Chimalhuacán, Chiconautla, Gordo y otros cerros aislados; así como los campos volcánicos de Tezontepec-Otumba; la sección tipo se puede reconocer en las cañadas del Volcán El Pino. La expresión geomorfológica corresponde con conos cineríticos terminales, de volcanes de escudo y de amplias coladas lávicas, principalmente en bloques. Los espesores máximos son del orden de 750 m, que se presentan en los centros eruptivos y se acuñan hacia la periferia. Se compone de una secuencia de flujos lávicos con intercalaciones delgadas de tefra no consolidada, de caída, formada por cenizas cristalinas y vítreas, lapillis líticos y escoria tamaño lapilli; estas características de la tefra implican un vulcanismo del tipo estromboliano (Sheridan & Wohletz, 1983); los derrames lávicos reconocidos son de andesita basáltica de olivino y los andesíticos de anfíbol, generalmente tienen una buena estructura fluidal con vesículas alineadas en la dirección del flujo y otros con lajamiento regular. Los flujos lávicos son de textura fina a media, porfiríticos-afaníticos-mesocráticos-panidiomórficos, con fenocristales de labradorita, olivino, pigeonita, hiperstena y augita; contienen también intercrecimientos de piroxenos, en una matriz microcristalina. Esta formación cubre discordantemente a unidades volcánicas del Oligoceno, Mioceno, Plioceno y la Formación Llano Grande del Pleistoceno Temprano; está cubierta de igual forma por las formaciones Chichinautzin y Telapón.

Formación Tláloc (Qt).

Schlaepfer (1968) definió esta unidad, la cual consiste de coladas lávicas que forman parte de la Sierra de Río Frío; las secciones de referencia se pueden observar en los bancos de material localizados en el flanco poniente de la sierra, además en las cañadas El Muerto, El Partidor y Los Pilares. El espesor aflorante en el centro de la sierra es de aproximadamente 1800 m y se acuña hacia los

alrededores. La composición de esta formación es andesítica, latítica y dacítica; consta de varias sucesiones caracterizadas en su base por pómez y líticos angulosos, del tamaño de lapilli, constituyendo capas de aproximadamente un metro de espesor las cuales presentan gradación inversa lo que corresponde a una erupción tipo pliniana de caída (Sheridan, 1979).

La Formación Tláloc cubre discordantemente a rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío y del Plioceno Temprano y a las formaciones El Pino y Llano Grande; está sobreyacida aparentemente con discordancia por las formaciones Chichinautzin e Iztacihuatl. Tomando en cuenta las relaciones estratigráficas anteriores y el magnetismo remanente normal (Mooser, 1963) de algunos derrames lávicos de la Sierra de Río Frio, a esta formación se la asigna una edad pleistocénica.

Cuaternario Volcánico.

Esta unidad se compone exclusivamente de rocas volcánicas y comprende a las formaciones Iztaccihuatl (Qi), Popocatepetl (Qp) y Chichinautzin (Qc), las cuales se describen a continuación de la más antigua a la más reciente. Se le asigna una edad del Pleistoceno Medio al Holoceno (Figura 2.8).

Formación Iztaccihuatl (Qi).

La Formación Iztaccihuatl fue propuesta por Schlaepfer (1968) para referirse a las rocas de los volcanes Llano Grande, Iztaccihuatl y Nexpayantla (White, 1956), antecesor del volcán Popocatepetl. No se ha asignado una localidad tipo, pero se tienen buenos afloramientos en la parte superior de la cañada Cosa Mala, cañada Alcalica y en la barranca Nexpayantla. El espesor total se desconoce, no obstante, los afloramientos en el volcán Iztaccihuatl exponen un espesor aproximado a 2,500 m. Esta formación está constituida por varias secuencias principalmente efusivas, cuya composición varía de andesita basáltica a dacítica; las secuencias se inician con derrames lávicos y finalizan con extrusiones dómicas. Los derrames

lávicos y los domos se componen de andesitas de olivino y/o anfíbol y dacitas de anfíbol, los más básicos son de textura fina con lajamiento regular e irregular por enfriamiento y los más ácidos son de textura gruesa con buena estructura fluidal, generalmente porfiríticos-afaníticos-mesocráticos; contienen fenocristales de cuarzo, biotita, plagioclasa, anfíbol, piroxeno y olivino, que yacen en una matriz microcristalina y vítrea. Nixon (1987) describe lavas andesíticas y dacíticas de hornblenda; por otro lado Carrasco (1985) en el volcán de Nexpayantla, identifica una secuencia de 1600 m de espesor, formada por derrames lávicos de andesitas basálticas, andesitas afaníticas de olivino y/o augita y en la cima dacitas porfiríticas-afaníticas de augita y/o hiperstena, algunos de estos derrames están autobrechados y contienen intercalaciones de tobas líticas y brechas tobáceas.

La Formación Iztaccíhuatl descansa con discordancia encima de las formaciones Llano Grande y Tláloc, mientras que es suprayacida por discordancia por las formaciones Chichinautzin y Popocatépetl. Las edades isotópicas suplementadas con la magnetización normal (Mooser, 1974; Steele, 1971), sugieren que fueron extruídas en distintos períodos eruptivos dentro del intervalo de 0.6 a 0.8 Ma.

Formación Popocatépetl (Qp).

La Formación Popocatépetl (Carrasco, 1985) corresponde con las rocas que edificaron el estratovolcán Popocatépetl en el extremo suroriental de la cuenca. Conforman cuatro principales secuencias eruptivas, la primera es rica en cristales y líticos accidentales del tamaño de ceniza y lapilli; contienen además bloques lávicos imbricados no clasificados de composición heterogénea. La imbricación y la mayoría de las capas laminares sugieren un flujo laminar (Sheridan, 1979). La segunda secuencia es netamente efusiva y consiste en andesitas ricas en olivino, y piroxenos, andesitas y dacitas (Robin y Boudal, 1987). La tercera secuencia forma el volcán noroccidental El Fraile, la cual se inició con efusiones andesíticas y prosiguió con tres períodos explosivos (Robin y Boudal, 1987), los cuales principian con pómez y cenizas tipo pliniano, flujos no soldados de ceniza con

bloques pumíticos de composición mixta andesítica y dacítica. El cuarto período eruptivo, aún activo, construyó el cono terminal durante 3800 a 9000 años (Robin y Boudal, 1987); inicialmente fue efusivo y posteriormente explosivo, con sucesiones piroclásticas parecidas a las del volcán El Fraile, pero con mayor contenido de derrames lávicos intercalados.

El espesor total de esta formación se desconoce, pero, con base en las altitudes de los afloramientos, se infiere un espesor máximo del orden de 3500 m. Esta formación cubre discordantemente la porción meridional de la Formación Iztaccíhuatl y probablemente se interdigita hacia el poniente con la Formación Chichinautzin, ya que son contemporáneos; igualmente se interdigita con clastos fluviales hacia las llanuras aluviales de Cuautla, Amecameca y Distrito Federal.

Con base en fechamientos isotópicos reportados en la literatura y polaridad magnética normal (Mooser, 1963), se le asigna una edad del Pleistoceno Tardío-Holoceno.

Formación Chichinautzin (Qc).

Fue definida por Fries (1960) como Grupo Chichinautzin, posteriormente al ser estudiada con detalle por Bloomfield (1975) y Martin-Del Pozzo (1982), se le cambió el rango a formación, por haberse conseguido la separación de los miembros en la sierra del mismo nombre. Se aplica este nombre a todo el vulcanismo monogenético principalmente de tipo estromboliano con características y edades similares en la región de la Cuenca de México y sus alrededores. Los afloramientos más significativos se encuentran en la porción meridional de la cuenca, en donde alcanzan los mayores espesores. Los derrames de esta unidad en general son muy extensos, vesiculares, masivos o lajados y son los productos volcánicos más abundantes de esta unidad. La composición de estas lavas es principalmente andesítico-basáltica y andesítica, de textura fina y media, porfíricas-afaníticas-mesocráticas, con fenocristales coexistentes de olivino y piroxenos en matriz vítrea y microcristalina (Vázquez-Jaimes. 1989). Dentro de las

andesitas se han reportado variedades de andesitas de hiperstena de textura afanítica-porfírica, mesocristalina-panidiomórfica, con fenocristales e intercrecimientos glomeroporfídicos de labradorita y de hiperstena con pigeonita en menor cantidad, en una mesostasis traquítica formada por microlitos de andesina con lamprobolita, magnetita, apatito y sericita como accesorios; también contiene vidrio intersticial. Se han reportado afloramientos de andesitas basálticas de augita, basaltos, basaltos alcalinos y dacitas (Vázquez-Jaimes. 1989).

El espesor máximo que se le ha asignado a esta unidad es de 1800 m (Fries, 1960), y no es muy diferente del que se ha inferido a partir de la geología del subsuelo.

Arnold y Libby (1951) fecharon con carbono-14 la colada lávica más reciente de esta unidad que se extiende en la esquina suroccidental de la Cuenca de México, proveniente del volcán Xitle, en 2422 ± 250 años, con lo que la edad quedaría dentro del intervalo de tiempo que comprende la parte más tardía del Pleistoceno y el Holoceno. Esta unidad cubre discordantemente casi todas las unidades cretácicas y del Cenozoico; en algunos sitios cubre discordantemente la Formación El Pino y se encuentra interdigitada con depósitos lacustres y aluvión.

Cuaternario Sedimentario.

Esta unidad se compone de rocas sedimentarias continentales y comprende a los Depósitos aluviales (Qal) y Depósitos lacustres (Qla), los cuales se describen a continuación del más antiguo al más reciente. Se le asigna una edad del Pleistoceno al Holoceno (Figura 2.8).

Depósitos aluviales (Qal).

Para el material clástico fluvial acumulado penecontemporáneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario, Bryan (1948) y De Terra (1948) propusieron varias formaciones, sin cartografiar, dentro de este

cuerpo aluvial, haciendo relación con períodos glaciares y postglaciares del Pleistoceno-Holoceno; no obstante, las características litológicas, posición estratigráfica y génesis de estos depósitos indican que se trata de una sola unidad sedimentaria, en tal caso, las “formaciones” corresponderían con miembros. Afloran formando llanuras aluviales al norte y sur de la cuenca y en los laboríos mineros de Pachuca, Hidalgo, donde presentan espesores de 210 m de aluvión (Fries, 1962); en el subsuelo de la porción meridional se encuentran extensamente distribuidos, rellenando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tppc), así como depresiones tectónicas como el graben de Chalco.

Los espesores máximos, de alrededor de 500 m, se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las 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, conteniendo localmente marga, horizontes con diatomáceas, turba y travertino (Fries 1960; Fries 1962). Descansan por discordancia sobre los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno y localmente en la misma forma, sobre rocas volcánicas más antiguas y sobre las secuencias sedimentarias del Cretácico al sur de la Cuenca de México; probablemente debido a su edad cuaternaria se interdigita con las formaciones volcánicas de la misma edad, siendo su contacto concordante e interdigitado con los sedimentos lacustres (Qla) y piroclásticos. Con base en sus relaciones estratigráficas se le propone una edad del Pleistoceno al Holoceno (Fries, 1962; Hibbard, 1955).

Depósitos lacustres (Qla).

Se agrupan en esta unidad los sedimentos clásticos y producto de la erosión de las rocas piroclásticas relacionadas con la actividad volcánica del Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en ambiente lacustre. Estos depósitos forman una gran altiplanicie lacustre, extendida con una altitud promedio de 2200 m, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de

Chapultepec. Los espesores varían de 30 a 300 metros, los mayores se presentan en los centros de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuyen hacia las márgenes de las planicies.

Bryan (1948) describe la presencia de arcillas bentoníticas y montmorilloníticas, con carbonato de calcio, diatomeas, ostrácodos e interestratificaciones de ceniza y pómez. Las columnas estratigráficas de Tlapacoya (Lambert 1986; Limbrey, 1986) muestran una secuencia piroclástica basáltica y andesítica de caída, con materia orgánica e intercalaciones de arena de playa, turba, suelos y horizontes con diatomáceas; los materiales piroclásticos están compuestos por cenizas vítreas, cristalinas y líticas, además de varios horizontes formados por lapillis angulosos, pumíticos y líticos.

Los cortes litológicos de pozos del DDF, ubicados en el borde norte de la Sierra Chichinautzin y alrededor de la Sierra de Santa Catarina, así como de los localizados en las márgenes de las planicies lacustres, muestran que los depósitos lacustres se encuentran interdigitados con la Formación Chichinautzin y con los depósitos aluviales. El rango de edades, obtenidas por el método de carbono-14 reportados en la literatura, implica un tiempo de formación durante el Pleistoceno Tardío al Holoceno. Su origen está íntimamente relacionado con la obstrucción definitiva del desagüe de la Cuenca de México, causado por la intensa actividad volcánica que edificó la Sierra Chichinautzin.

2.4. Geología estructural.

Las características estructurales regionales que se encuentran en las rocas que afloran están íntimamente relacionadas con la intensa actividad volcánica iniciada a principios del Cenozoico y desarrollada ampliamente durante el Pleistoceno Inferior, cuyos volcanes se alinean a través de los sistemas de fallas y fracturas que corresponden a discontinuidades estructurales anteriores. El conjunto de estructuras que caracterizan al relieve de esta provincia evolucionaron sobre una paleogeografía constituida por secuencias sedimentarias mesozoicas plegadas,

los cuales están en el subsuelo y se extienden a la Sierra Madre Oriental al norte y a la Cuenca Guerrero-Morelos al sur.

La evolución de los fenómenos volcánicos propició las condiciones para la formación de una cuenca endorreica que posteriormente fue rellenada con aportes de materiales clásticos y vulcanoclásticos, los cuales tienen características litológicas de rocas volcánicas depositadas en un medio lacustre y aparecen estratificados. Estos depósitos actualmente se encuentran en una etapa de estabilidad y están siendo erosionados, pero sus antiguos niveles quedan como relictos que se observan en formas planas como terrazas.

La cantidad y espesor del paquete volcánico formado por sucesivas coladas de lavas superpuestas, es testimonio de la durabilidad del fenómeno durante un lapso grande de tiempo, que abarcó desde principios del Cenozoico hasta épocas recientes. En algunas áreas como en las sierras de Chichinautzin, Nevada y de Pachuca, se ha calculado que la suma de espesores de las formaciones volcánicas depositadas rebasan los 4,000 metros. En estas zonas se aprecia un conjunto de aparatos volcánicos complejos, algunos de los cuales son los más notables del país, como ocurre con el Popocatepetl, el Iztaccíhuatl, El Ajusco y el Xitle, entre otros. Además existen varios sistemas de fracturas y fallas regionales, pero son tres los principales, el primero tiene dirección noroeste-sureste, afectó previamente a las rocas mesozoicas y está asociado al patrón estructural de la Sierra Madre Oriental; los otros dos sistemas orientados norte-sur y este-suroeste están asociados a los esfuerzos que causaron tensión, estos afectaron a las rocas volcánicas del Mioceno (Vázquez-Jaimes. 1989). Los sistemas de fracturas en algunos casos están asociados a los procesos de mineralización que concentraron yacimientos económicos en los distritos mineros de la región de Pachuca, Hidalgo y el Oro, Michoacán.

En la literatura se encuentran las siguientes descripciones de las principales estructuras geológicas en el subsuelo de la Cuenca de México, que incluyen rocas del Mesozoico y Cenozoico.

Pliegues del Maestrichtiano-Eoceno Temprano.

Las estructuras más conspicuas que se encuentran en el subsuelo son los pliegues producidos en las rocas jurásicas y cretácicas (Fries, 1960, 1962; Segerstrom, 1961). “Estos pliegues son asimétricos y recostados al oriente, los ejes son sinuosos y generalmente orientados nor-noreste; las charnelas suben y bajan irregularmente. La mayoría de los pliegues son relativamente cortos, de 2 ó 3 km de longitud, pero el anticlinal Ticumán tiene más de 40 km de longitud” (Fries, 1960).

Los pliegues de la región se encuentran en rocas jurásicas y cretácicas plegadas por la Orogenia Laramide, cuyas estructuras más características se encuentran en la Sierra Madre Oriental, (Fries 1960), y se extienden en el subsuelo de la Cuenca de México como una continuidad de los afloramientos que se encuentran expuestos en los estados de Hidalgo al norte y Morelos al sur. Con base en la dirección preferencial de estos pliegues, se considera hipotéticamente que se formaron por esfuerzos compresivos que originaron además de plegamiento, fracturamiento y fallamiento inverso de dirección NE y W-SE. Se interpreta que la deformación ocurrió entre el Maestrichtiano y el Eoceno Temprano, lo que coincide con el intervalo de tiempo en que se desarrolló la Orogenia Laramide (Damon-Coney, 1981).

Fallas del Eoceno-Oligoceno Temprano.

Las fallas Jojutla y Cañón de Lobos se localizan en la porción centro meridional de la Faja Volcánica Transmexicana, son fallas normales con componente de desplazamiento lateral derecho (Fries, 1960).

“La primera tiene un rumbo noreste por una distancia de más de 35 km, se encuentra sepultada por aluvión y por capas del Grupo Balsas, su existencia, dirección y sentido de desplazamiento, se comprueba por la terminación abrupta de los pliegues de rocas cretácicas, que probablemente se desplazaron de 600 a 800 m al lado nororiental. La segunda falla ubicada al suroeste de Yautepec, Morelos, tiene un rumbo hacia el noroeste por una distancia cuando menos de 15 km, siguiendo con esta misma dirección por una distancia desconocida por debajo de rocas cenozoicas, su extremo noroccidental se ramifica en varias fallas normales divergentes, la naturaleza con desplazamiento vertical del orden de 1500 m, son sustentados por el contacto abrupto entre las formaciones Mexcala y Morelos” (Fries, 1960).

En el subsuelo de la Ciudad de México, la gran diferencia en altitud de la cima de las rocas cretácicas, se manifiesta en los pozos Mixhuca-1 y Roma-1, lo que sugiere la presencia de un sistema de fallas normales con bloque hundido hacia el poniente, con desplazamiento vertical del orden de 1500 m; esta falla ha sido inferida con rumbo N15°W cuando menos por 25 km de longitud, mediante la interpretación de líneas sísmicas de reflexión y gravimétricas (Perez-Cruz, 1988); las características citadas indican que posiblemente esta falla pertenece al sistema de fallas Jojutla-Cañón de Lobos.

Fallas del Oligoceno Tardío-Eoceno Temprano.

Este sistema de fallas se considera no más antiguo que el Cenozoico, debido a que disloca al Grupo Balsas (Fries, 1960); se han podido reconocer únicamente en la zona más meridional, en donde aflora el Grupo Balsas. Según Fries (1960), “la falla normal localizada al noreste de Ticomán, tiene un rumbo N45°W cuando menos a lo largo de 15 km, su extremo noroccidental se ramifica en varias fallas normales con la misma dirección y de longitud promedio de 3 km, mientras que su extremo suroriental es sepultado por la Riolita Tilzapotla, del Oligoceno Tardío.

Otra falla normal perteneciente a este sistema se localiza al oriente de Xalostoc, la cual tiene un rumbo al noreste y longitud de 2 km”.

Fallas del Plio-Cuaternario.

En las sierras occidentales y orientales de la porción meridional de la Cuenca de México, así como en las sierras de Guadalupe, Tepoztlán y en el cerro Chimalhuacán, existe una serie de fallas normales que cortan las formaciones volcánicas del Mioceno, Plioceno y Cuaternario; en consecuencia, se puede decir que su edad es plio-cuaternaria. Las fallas, presentan longitudes promedio de 4 km y desplazamientos de unos cuantos centímetros a varias decenas de metros; se inclinan en direcciones norte o sur y tienen ángulos de echado, que varían entre 60° y 80°; algunas fallas forman pequeños grabens, el rumbo preferencialmente es este-oeste, pero se observan fallas dirigidas tanto al noroeste como al noreste y en otras partes muestran arreglos conjugados. Las fallas normales, sepultadas, de este mismo sistema, han sido reconocidas en bancos de material, como ocurre con las fallas normales que cortan rocas del Mioceno Medio-Tardío al suroeste de Cuajimalpa y la falla que disloca la Formación Las Cruces al sureste de Cuajimalpa también se tiene reportada a la falla normal que desplaza depósitos piroclásticos de la Formación Tláloc al oriente de San Vicente Chicoloapan y la falla que se encuentra en productos piroclásticos de la Formación El Pino en el flanco norte del cerro de Chiconautla.

Se infieren la presencia de otras fallas normales sepultadas, con base en claros alineamientos de conos cineríticos monogenéticos de las formaciones cuaternarias Chichinautzin y El Pino; tomando en cuenta también que este tipo de conos volcánicos es indicador de zonas con discontinuidades producto de zonas deformadas por extensión (Nakamura, 1977). Los conos cineríticos alineados más evidentes son los que constituyen los cerros La Estrella, Peñón del Marqués y Chimalhuacán; los cuales se alinean en superficie; los de la Sierra Santa Catarina con el Volcán El Pino; también se tiene al alineamiento al sur de Topilejo con

varios conos cineríticos y derrames de efusiones fisurales, con el cono de escoria del cerro Tehutli; los conos-anillo de toba y los conos de escoria al sur de Tlalmanalco. Los numerosos conos de tefra y de lava de la Sierra Chichinautzin, que además regionalmente se alinean con la falla normal de Tenango (Bloomfield, 1975).

En el valle de Puebla y Tlaxcala las fallas normales (Erffa y Hilger, 1975) tienen rumbo oeste-este a lo largo de una distancia de entre 10 y 25 km y se alinean regionalmente al poniente con los volcanes de la Sierra de Río Frío, Llano Grande e Iztacihuatl y al oriente con el estratovolcán La Malinche. La falla de Tenango (Bloomfield, 1975), en el Estado de México, es una falla normal que corta rocas volcánicas del Mioceno Medio-Tardío, tiene desplazamiento al norte y arreglo escalonado, lo que indica zonas de transferencia a lo largo de una longitud aproximada de 15 km; hacia el oriente de ella se alinean numerosos conos cineríticos de la Formación Chichinautzin y el volcán meridional de la Sierra de Zempoala, al poniente se alinea al estratovolcán del Cuaternario, Nevado de Toluca (Bloomfield y Valastro, 1974); al sur de la falla Tenango se encuentran varias fallas normales de este mismo tipo.

Las fallas normales regionales del Distrito minero Pachuca-Real del Monte (Segerstrom, op. cit.; Fries, op. cit; Geyne, op. cit.), se pueden incluir dentro del patrón estructural Chapala – Acambay, debido a su orientación principal oeste-este, con longitud en conjunto entre 10 y 20 km, y por estar cortando rocas volcánicas del Oligoceno al Plioceno Temprano del Grupo Pachuca.

En la subcuenca de Apan, Hidalgo, y áreas circunvecinas, se tienen fallas normales de dirección este-oeste y suroeste-noreste que cortan rocas volcánicas del Mioceno y Plioceno (Ledesma-Guerrero, 1987); igualmente la localización de conos cineríticos del Cuaternario en esta zona, está ligada a la traza de estas fallas.

2.5 Evolución de los lagos

Mooser (1972) divide a los lagos formados en el Pleistoceno de la siguiente forma: a) Lagos formados en las partes bajas y que constituyen vasos de evaporación de características salobres y b) Lagos de agua dulce que se formaron al pie de la Sierra de Chichinautzin, que fueron abastecidos por manantiales. También menciona que los lagos crecían o disminuían dependiendo de las condiciones climáticas.

Debido a los asentamientos humanos la distribución de los lagos ha cambiado a través del tiempo (Figura 2.9), ya que mediante diques y acueductos se ha desviado el cauce natural del agua, y mediante pozos de bombeo se han abatido los acuíferos para abastecer el consumo humano.

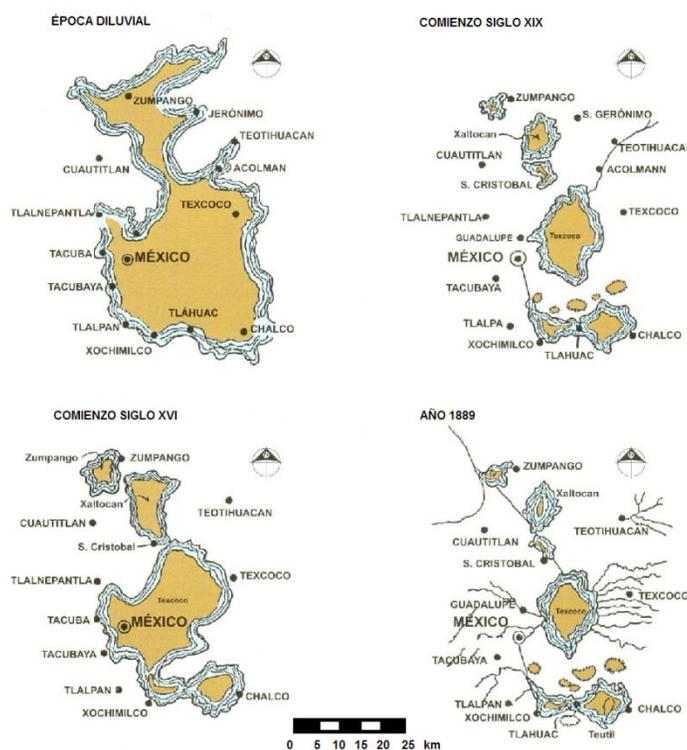


Figura 2.9 Evolución de los lagos (Santoyo 2005).

Es indispensable tomar en cuenta la evolución de los lagos en la Cuenca de México para conocer la distribución de los depósitos lacustres, ya que sus propiedades mecánicas influyen directamente en la generación de fracturas.

Capítulo III. Análisis del Fracturamiento

Marco teórico

A continuación se describen los conceptos geológicos fundamentales que están relacionados con el contenido de esta tesis.

3.1 Estructura geológica

Es el arreglo espacial y temporal particular que guardan los componentes rocosos o un conjunto rocoso. Las estructuras geológicas presentan características geométricas distintivas y otros rasgos característicos entre los que sobresalen la forma, el tamaño, sus límites, sus relaciones, su orientación, el tipo de material, su distribución geográfica, etc. Las estructuras geológicas de acuerdo con su origen, y características se dividen en primarias y secundarias. Todas tienen importancia para entender distintos procesos geológicos, algunas afectan a las construcciones (obras civiles) y ocasionan riesgos a la población. O son de interés económico por las sustancias naturales que contienen.

Estructura primaria

Son aquéllas que se originan simultáneamente a la formación de las rocas como resultado de su depósito o su emplazamiento. Son características singenéticas de las rocas, por lo que las características que las distinguen están presentes antes de la deformación. Las estructuras primarias pueden ocurrir en rocas sedimentarias y en rocas ígneas; su existencia es clave para interpretar los procesos de acumulación o depósito y el medio ambiente en que se formaron (Arellano Gil, 2002).

Las estructuras primarias, debido a su forma, arreglo, geometría y tipo de roca son de gran importancia para la interpretación de facies, ambiente de depósito, procesos de sedimentación o emplazamiento y son muy útiles para identificar polaridad (base y cima de las capas) de secuencias ígneas y/o sedimentarias.

Estructura secundaria

Son aquellas estructuras geológicas que adquieren las rocas, posteriormente a su litificación como respuesta a un estado de esfuerzo y por cambios en la temperatura. Los cambios que experimentan las rocas son irreversibles y se expresan como deformación o metamorfismo. Las estructuras secundarias se pueden desarrollar tanto en rocas ígneas, como sedimentarias o metamórficas; sus características finales dependen de diversos factores, entre otros, la propia naturaleza de las rocas sujetas al proceso de deformación.

Algunas características distintivas (forma y geometría) de las estructuras primarias se conservan cuando las rocas son sometidas a esfuerzos y se deforman; los elementos geométricos que se reconocen en las secuencias deformadas se utilizan como referencia para la interpretación de los estilos, magnitud y fases de deformación, también son importantes para interpretar la magnitud, el sentido y los tipos de esfuerzos que las originaron.

Fracturas y Fallas

Las fracturas y fallas pertenecen al grupo de estructuras secundarias y son producto de la deformación frágil en cualquier tipo de roca. Como resultado de la deformación se forman por esfuerzos cortantes y en zonas de compresión o de tensión.

3.2 Fallas

Es el rompimiento de la roca a lo largo de la cual se producen movimientos relativos, paralelos al plano de discontinuidad. En una falla hay que considerar los siguientes elementos:

El plano de falla, que presenta una superficie, la cual se orienta por medio de su rumbo y echado, al igual que las fracturas. No siempre la falla es un plano

perfectamente definido; por lo general la superficie generada depende del tipo de rocas a ambos lados de la falla.

En la mayoría de los casos, las fallas con desplazamiento grande suelen ir acompañadas de otras menores paralelas o subparalelas a ellas. En otros casos existe un conjunto de fallas muy próximas, de pequeño salto, que en conjunto pueden dar lugar a un desplazamiento notable y que por su proximidad, a efectos prácticos pueden ser consideradas como una sola falla. Es común que se presenten una serie de fracturas ligadas a las fallas cuando ocurre deformación frágil; éstas aparecen junto al plano de falla al que cortan con un ángulo agudo cuyo vértice señala el sentido del movimiento relativo de los bloques.

El conjunto constituido por la falla principal, las asociadas, las fracturas relacionadas con el fallamiento y los posibles rellenos que se pueden formar en la zona de falla, pueden abarcar desde áreas microscópicas hasta extensiones regionales.

En ocasiones el plano de falla presenta una superficie pulida, de aspecto brillante, que suele conocerse con el nombre de espejo de falla; estas superficies muestran estrías acanaladas y paralelas a la dirección del movimiento y escalonamientos normales a esa dirección, e incluso una coloración distinta a la de la roca. En rocas homogéneas la existencia de espejo de falla, estriamientos y brechas o milonitas puede ser el único factor que permite reconocer a la discontinuidad en el sentido del movimiento.

Al igual que en algunas fracturas, las fallas también pueden tener relleno mineral, en estos se conoce como veta. En algunas fallas se tiene material fragmentado más o menos cementado o recristalizado, con espesor variable, que recibe el nombre de brecha, microbrecha, milonita o blastomilonita.

Los bordes de los dos bloques de roca individualizada de una falla inclinada u horizontal reciben el nombre de bloques; el de techo es el que se encuentra por arriba del plano y el de piso por debajo del plano de falla.

La distancia medida sobre el plano de falla entre dos puntos situados en forma contigua, se conoce como salto real o desplazamiento neto AB. Los componentes según la dirección y el echado AC y AD se denominan desplazamiento horizontal o salto según dirección y salto (Figura 3.1).

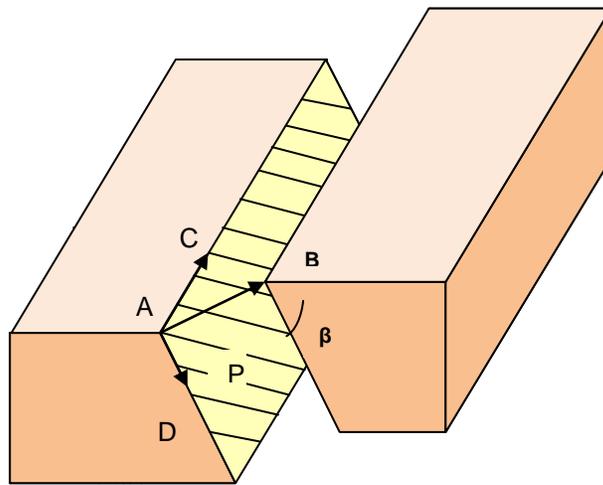


Figura 3.1 Elementos que caracterizan a una falla: Plano de falla (P), salto neto (AB), desplazamiento horizontal (AC), salto vertical (AD)

El movimiento de las fallas es en general muy complejo y en general se produce en etapas distintas y progresivas. Si esto se une a la acción erosiva que tiende a nivelar la superficie, se comprende que sea muy difícil encontrar puntos cuya situación antes y después del movimiento sea conocida, por ello resulta en algunos casos problemático medir el salto de falla.

La identificación de una falla en el campo puede ser fácil cuando se trata de rocas con contrastes y cuando se tiene un buen punto de observación.

La intersección de un plano de falla con la superficie de observación, la falta de continuidad entre las capas a ambos lados del plano de falla o el relleno, permiten determinar su existencia y su situación espacial.

Clasificación de las Fallas

Las fallas se describen y clasifican generalmente por el echado de la falla, la dirección y el sentido del movimiento. Las fallas pueden ser normales, inversas, transcurrentes, rotacionales y de crecimiento. Cuando se estudian fallas es importante definir la orientación de desplazamiento, el sentido de movimiento y la magnitud del desplazamiento neto.

Falla normal. Si el movimiento ocurre conforme a la línea de máxima pendiente, la falla es normal; el desplazamiento es tal que el bloque de techo se desliza hacia abajo con relación al bloque de piso (Arellano Gil, 2009), (Figura 3.2).

Conceptos asociados a fallas normales

Horst. Estructura positiva semejante a un pilar (sobre el bloque del piso), delimitada por dos fallas normales.

Graben. Estructura negativa semejante a una fosa (sobre el bloque del techo), delimitada por dos fallas normales.

Falla inversa. La falla es inversa cuando el movimiento ocurre en dirección de la línea de máxima pendiente y el bloque de techo se desliza hacia arriba con relación al bloque de piso (Arellano Gil, 2009), (Figura 3.2).

Conceptos asociados a fallas inversas:

Cabalgadura. Falla inversa en la cual el desplazamiento neto es de 1km a 10 km. Sobrecorrimiento. Falla inversa en la cual el desplazamiento neto es de 10km a 40 km.

Napa. Falla inversa en la cual el desplazamiento fue mayor a 40 Km

Décollement. Falla inversa en la cual el desplazamiento se debe a un proceso gravitatorio. También se conoce como décollement a las superficies de despegue.

Klippe. Afloramiento aislado del bloque de techo en una falla inversa de ángulo bajo, constituido de rocas alóctonas, rodeado por afloramientos continuos del bloque de piso.

Ventana Tectónica. Afloramiento aislado del bloque de piso (autóctono) en una falla inversa de ángulo bajo, rodeado de afloramientos continuos del bloque de techo.

Falla transcurrente. Si el movimiento de los bloques se da en dirección del rumbo del plano de falla, corresponde a una falla de transcurrencia o falla lateral, pudiendo ser lateral izquierda o lateral derecha (Arellano Gil, 2009), (Figura 3.2).

La falla es derecha cuando el observador identifica que el bloque de enfrente se desplaza en forma dextral, y es izquierda cuando dicho bloque se desplaza de manera sinistral.

Falla rotacional o de tijera. Si el movimiento entre los bloques es rotacional, se dice que es una falla rotacional, cilíndrica o de tijera (Arellano Gil, 2009), (Figura 3.2).

Falla de bisagra (a), en donde se da sólo la flexión de un bloque.

Falla de pivote (b), el movimiento se da con respecto a un punto de rotación contenido en el plano.

Falla de crecimiento. Tienen una componente de desplazamiento similar a una falla normal, a través de cuya superficie de falla existe un incremento del espesor de unidades litoestratigráficas. En este caso la gravedad, el agua, la composición,

la cantidad (volumen) y tipo de sedimento influyen para que se formen en cuencas sedimentarias con terígenos.

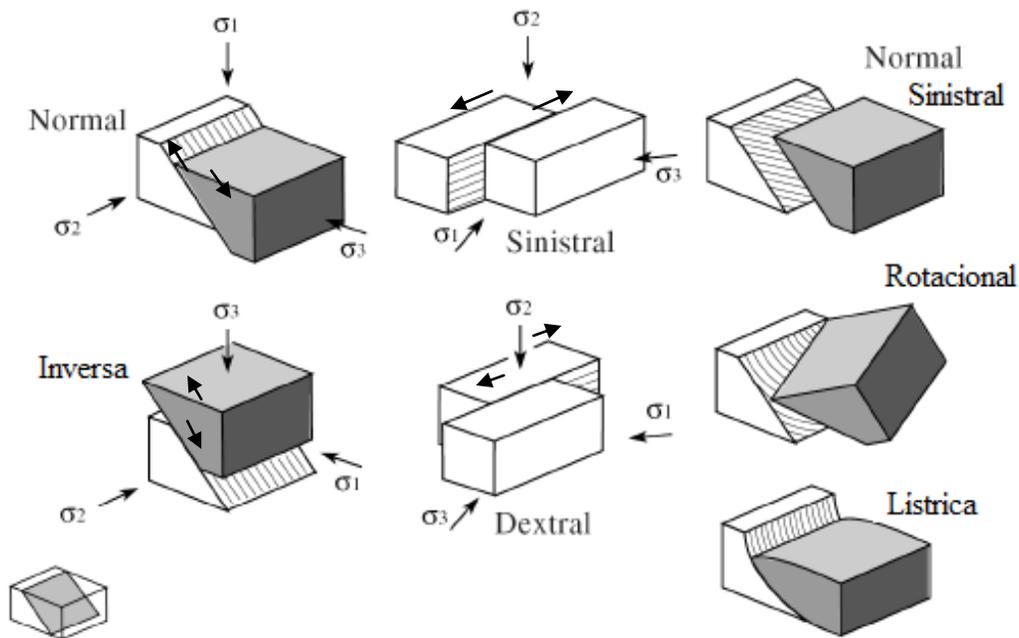


Figura 3.2. Muestra de forma esquemática los principales tipos de fallas (Arellano Gil, 2009).

3.3 Fracturas

Bajo el campo de la deformación frágil las rocas se rompen conforme a superficies más o menos planas. Las superficies de ruptura se denominan fracturas cuando no se aprecia desplazamiento entre los dos ámbitos definidos por la superficie de discontinuidad, en sentido paralelo a la propia superficie. Las fracturas son discontinuidades aproximadamente planas que separan bloques de roca con desplazamiento perpendicular al plano de ruptura.

Las fracturas son el efecto de la deformación frágil que pueden observarse en los distintos materiales que forman la corteza terrestre; son la respuesta a los esfuerzos a que son sometidos durante los periodos de actividad orogénica, aunque no todas las fracturas tienen carácter tectónico; como ocurre con las

grietas de retracción debidas al enfriamiento de ciertas rocas volcánicas, que da lugar por ejemplo a la formación de prismas columnares que pueden presentar los basaltos, o las grietas de desecación que se producen en las arcillas y limos cuando pierden humedad y se contraen. También las fracturas de descompresión, por lo general más o menos paralelas a la superficie del terreno, causadas por la liberación de carga que experimenta el macizo rocoso al ser eliminado el material superficial. Otro tipo de fracturamiento es el que produce en intercalaciones de rocas competentes y plásticas. La compresibilidad y deformación de las segundas y la adaptación de las primeras a tales deformaciones dan lugar a una serie de rompimiento que causa discontinuidad en las rocas mecánicamente competentes. Estas deformaciones muestran aspectos diferentes, en función del estado en que se encuentra la roca en el momento de ser sometida a esfuerzos. Una roca bien compacta tenderá a romperse, mientras que un material dúctil y poco competente es posible que se deforme plásticamente.

Diaclasas

Se entienden por diaclasas a todas las deformaciones que dan como resultado superficies planas en las cuales no se ha producido movimiento alguno a favor del plano de rotura; se denominan también fracturas o roturas.

Las fracturas no suelen presentarse aisladas sino agrupadas con rumbos y echados similares formando familias o sistemas. Suelen ir ligadas a otro tipo de deformaciones como las fallas y los pliegues.

En la figura 3.3 se muestran de forma esquemática las fracturas que acompañan a las fallas normales, inversas y laterales, que no son sino las discontinuidades características de esfuerzo de compresión o de cizalla. En el caso de un sistema que origina compresión, aparece además de los planos conjugados paralelos a las fallas inversas, una familia de planos paralelos a la dirección en que actúa la componente principal del esfuerzo.

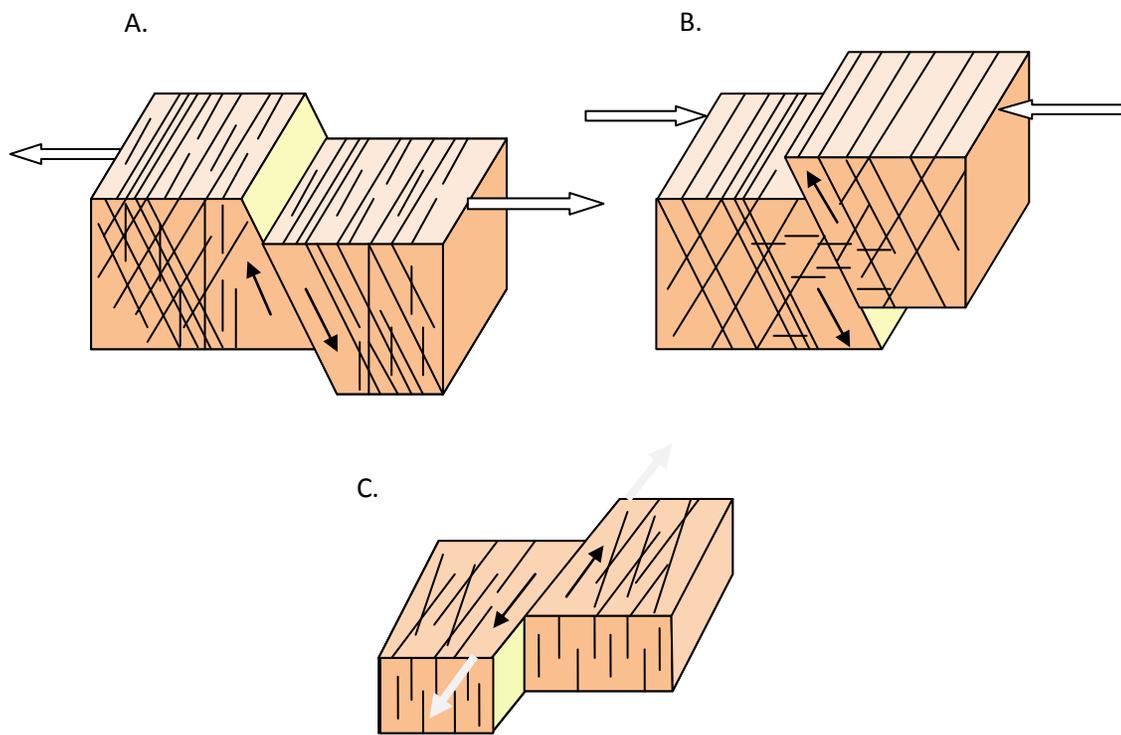


Figura 3.3 Sistemas de fracturas asociadas a fallas normales (A), inversa (B), lateral (C).

Un sistema de fracturas puede tener gran influencia en proyectos y construcciones de tipo ingenieril, ya que representa una zona de debilidad con discontinuidades que pueden afectar o causar daños importantes, por lo que representan zonas de riesgo.

Las características que definen y caracterizan a una fractura son las siguientes:

- Orientación

La orientación es la posición de la fractura en el espacio y se expresa mediante el rumbo y el echado. Se define como rumbo el ángulo que forma la recta intersección del plano de fractura con un plano horizontal, con el norte geográfico, y como echado, el ángulo que forma el plano de fractura con el plano horizontal (ángulo de máxima pendiente),(Figura 3.4).

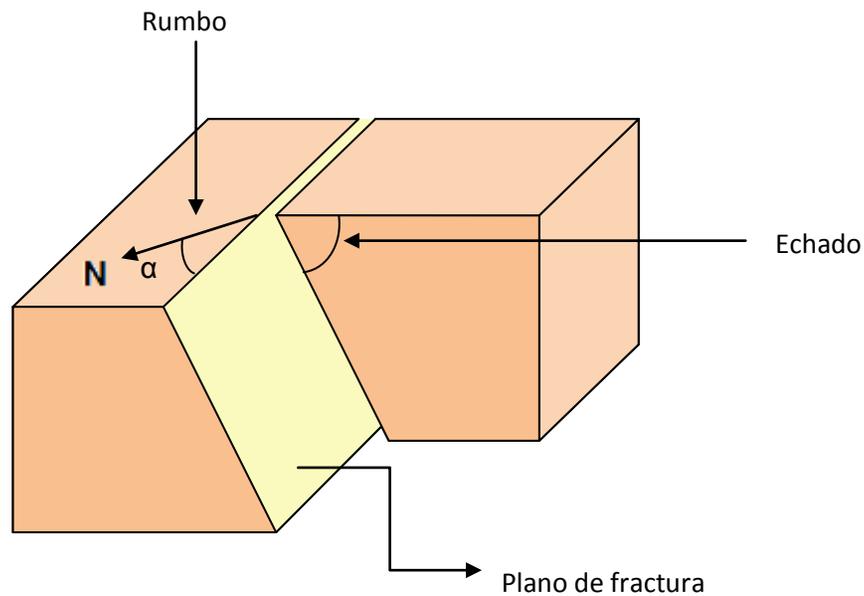


Figura 3.4 Rumbo y echado de una fractura

- Espaciamiento

Es la distancia perpendicular existente entre dos fracturas contiguas pertenecientes a la misma familia; da una idea de la densidad con que se presenta cada familia en la zona estudiada. Es un dato muy útil, pues una densidad muy fuerte hace que las características del material cambien por completo y los problemas que dé lugar deben ser tomados en consideración. Es un dato que suele utilizarse en las clasificaciones de macizos rocosos. La International Society of Rocks Mechanics (ISMR) propone una clasificación del espaciamiento, los parámetros pueden variar dependiendo de la zona estudiada (Tabla 1).

- Continuidad

Tanto en superficie como en profundidad, una fractura puede tener una continuidad muy variable, ya que la fractura puede desaparecer por la presencia de otra roca de calidad distinta a aquella en que está presente; se trata de un parámetro de difícil definición. En la mayoría de los casos la persistencia de la fractura en profundidad es muy difícil de detectar. En superficie suele ser más fácil, pero frecuentemente la presencia de

vegetación o derrumbes limita la observación en afloramientos; en ocasiones se encuentran en espacios bastante reducidos.

Espaciamiento [cm]	Características
<2	Extremadamente cerrado
2-6	Muy cerrado
6-20	Cerrado
20-60	Moderado
60-200	Amplio
200-600	Muy amplio
>600	Extremadamente amplio

Tabla 1 Espaciamiento entre fracturas y sus características (López Marinas, 2006).

La ISRM (1981) propone una escala de continuidad que puede ser utilizada en el campo; sin embargo éstos valores podrán variar dependiendo del tipo de zona o material que se esté estudiando. Los parámetros propuestos se indican en la Tabla 2.

Clasificación	Persistencia [m]
Muy baja continuidad	<1
Baja continuidad	1-3
Continuidad media	3-10
Alta continuidad	10-20
Muy alta continuidad	>20

Tabla 2. Escala de continuidad de una fractura (López Marinas, 2006).

- Forma

La forma más común es la de una superficie próxima a un plano, aunque no es extraño que aparezcan fracturas de una forma extremadamente albeada.

Para cualquier estudio que se haga, hay que prescindir de los casos especiales y suponer planos.

- Apertura

Es la distancia que existe entre las partes separadas por el plano de ruptura. Esta apertura, puede ser milimétrica o alcanzar valores importantes, bien porque los bloques se hayan separado bien o bien porque se hayan producido disoluciones y alteraciones en la roca a favor de la fractura.

La ISRM (1981) clasifica las medidas de apertura como se muestra en la siguiente Tabla 3.

Apertura [cm]	Características	
<0.01	Muy estrecho	Aspecto “cerrado”
0.01-0.025	Estrecho	
0.025-0.05	Parcialmente estrecho	
0.05-0.25	Abierto	Aspecto “resquebrajado”
0.25-0.5	Moderadamente abierto	
0.5-1	Amplio	
1-10	Muy amplio	Aspecto “abierto”
10-100	Extremadamente amplio	
>100	Cavernoso	

Tabla 3 Apertura de una fractura (López Marinas, 2006).

- Relleno

En muchos casos las fracturas muestran relleno de naturaleza, diversa que puede tener una influencia importante en el comportamiento del conjunto rocoso.

Cuando las fracturas están rellenas de minerales, inyectados (cuarzo), neoformados (calcita), se les da el nombre de vetas, filones o venas.

En muchos casos las fracturas suelen encontrarse rellenas de materiales de alteración, ya sea por la descomposición de la propia roca, lo cual normalmente ocurre por la alteración mineral por presencia de agua, variando sus tamaños en función de la apertura.

Los rellenos de las fracturas pueden ser muy diversos y generalmente complejos, pues en muchas ocasiones en las fracturas aparecen dos o más materiales o un material con distintos grados de consolidación. Los factores que influyen en el relleno son: mineralogía, tamaño del grano, la alteración, la consolidación, la cementación, el contenido de agua, y el espesor a los que habría que añadir el fracturamiento ligado a los bordes rocosos, la rugosidad de los mismos y el hecho de que se hayan producido movimientos a su favor.

3.4 Modos de agrietamiento

El frente de una grieta corresponde con el vértice que conecta los puntos adyacentes donde ocurren o pueden ocurrir separaciones subsecuentes; la unión de los puntos es una línea.

Durante un proceso de separación continua, esta línea se mueve a lo largo de un plano llamado superficie de fracturamiento (Auvinet, Arias; 1991).

De acuerdo con Irwin (Hellan, 1984), existen tres modos básicos de desarrollo de agrietamiento (Fig 3.5).

Modo I: Se presenta una abertura simétrica, donde el desplazamiento relativo entre las caras correspondientes es perpendicular a la superficie de la fractura; las grietas se generan por tensión, separándose entre sí las caras de los grietas.

Modo II: La separación es asimétrica con desplazamientos tangenciales relativos perpendiculares al frente de la grieta; el agrietamiento se genera por esfuerzos cortantes, las caras de las grietas se deslizan una sobre otra en dirección perpendicular al vértice.

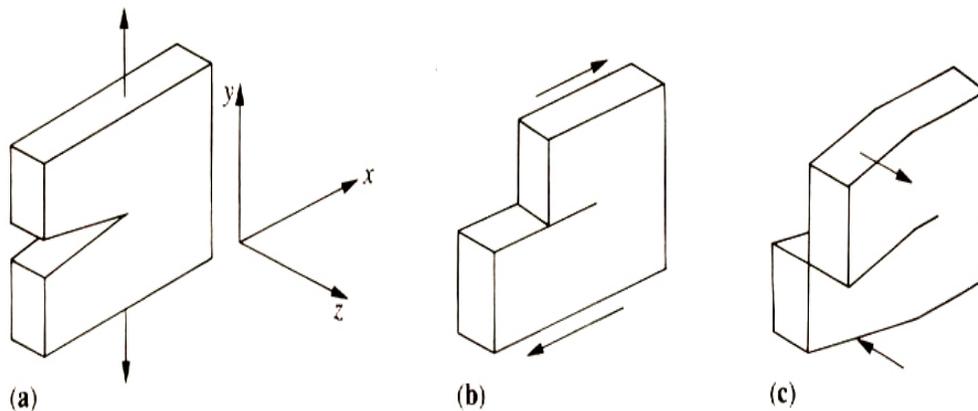


Fig 3.5 (a) Grieta de tensión modo (I), (b) Grieta de cortante modo (II), (c) Grieta de cortante por torsión modo (III). (Auvinet, 2010).

Modo III: La separación es asimétrica con desplazamientos tangenciales relativos paralelos al frente de la grieta; bajo el efecto de esfuerzos inducidos por torsión, las superficies de las grietas deslizan una sobre la otra, en dirección paralela al vértice.

En general, en un cuerpo homogéneo el agrietamiento puede ser descrito por alguno de estos modos o sus combinaciones. Sin embargo, el crecimiento de la grieta tiene usualmente lugar en el modo I.

3.5 Criterios de generación de grietas en la Ingeniería Civil

Existen diversas teorías o criterios (Singer, 1980), que tienen como objetivo predecir, en base al comportamiento del material el tipo de fracturamiento que presentará.

Los más comúnmente aplicados son los siguientes:

- Teoría de Rankine.

La teoría del esfuerzo máximo, propuesta por Rankine es la más antigua. Se basa en la hipótesis de que la falla tiene lugar cuando el mayor de los esfuerzos principales alcanza un valor límite.

- Teoría de Saint Venat.

La teoría de la deformación máxima, atribuida a Saint Venat, establece que la falla empieza cuando la deformación principal máxima alcanza el valor necesario para que empiece la acción de tensión simple.

- Teoría de Griffith.

Es conocido que los materiales tienen una resistencia muy inferior a la que cabría esperar de la magnitud de las fuerzas moleculares, por lo que en los vértices de las fisuras se presenta una elevada concentración de esfuerzos que puede conducir al desarrollo de una grieta.

La teoría considera que el material contiene un gran número de grietas incipientes orientadas y que la falla se presenta cuando el esfuerzo local mayor en la fisura más grande y de concentración más peligrosa alcanza un valor crítico. Para condiciones biaxiales, lo anterior conduce al siguiente criterio de falla:

$$\begin{aligned} \sigma_1 &= -T_0, & \text{si } \sigma_1 + 3\sigma_2 < 0 \\ (\sigma_1 - \sigma_2)^2 + 8T_0(\sigma_1 + \sigma_2) &= 0, & \text{si } 3\sigma_1 + \sigma_2 > 0 \end{aligned}$$

Donde T_0 es la resistencia a la tensión uniaxial y σ_1 y σ_2 son los esfuerzos principales.

3.6 Mecanismos de generación de fracturas en suelos y sedimentos.

Con el fin de dar una explicación a los casos que reportan el fracturamiento en materiales no cohesivos se tiene una clasificación que toma en cuenta las causas externas que inciden en su aparición, teniendo tres tipos principales:

a) Agrietamiento por variación del contenido de agua.

Se producen al cambiar en forma rápida del estado de esfuerzos en las formaciones arcillosas superficiales, debido a la variación del contenido de agua, lo que ocasiona fuerzas de tensión producidas por la evaporación. La mayor parte de las fracturas pueden tener este origen, sin embargo existen otros factores capaces de generar fisuras en los suelos arcillosos.

En superficies expuestas a la evaporación, se desarrollan esfuerzos por capilaridad que causan algunas de las grietas que afectan los suelos arcillosos del Valle de México. Con relación a este proceso de agrietamiento, se considera principalmente que existen dos tipos de fracturas, las originadas por el primer ciclo de secado del suelo, que provoca grietas muy cercanas entre sí, con un patrón equidistante y otro agrietamiento con separaciones mayores e irregulares ocasionado por ciclos posteriores al secado, que es favorecido por el humedecimiento heterogéneo de las superficie por lluvias; además también se puede presentar un agrietamiento secundario normal a las grietas principales.

Agrietamiento generalizado (macrofisuramiento).

Se producen al inicio de la temporada de lluvias, generalmente tienen una dirección preferencial; su abertura inicial es de unos centímetros a medio metro, la que disminuye hacia los extremos ya que no existe desnivel entre sus límites. En ocasiones se observa agua en su interior, cerca de la superficie y alcanzan superficies de varios cientos de metros; su aparición es repentina y se azolvan en pocos meses con materiales arcillosos y limosos transportados por el viento y los escurrimientos de agua. En unos cuantos días, puede ocurrir que sus extremos se erosionen y desprendan material que contribuye a su relleno.

Cuando son amplias en su parte central, se generan pequeñas grietas paralelas que se atribuyen a la pérdida de confinamiento lateral del terreno. La profundidad registrada es de pocos metros, y disminuye su abertura con la profundidad; generalmente su profundidad se apega a la ecuación propuesta por Rankine para suelos cohesivos:

Efecto de raíces y drenaje.

Se ha reportado que el crecimiento de raíces de árboles de medianas a grandes dimensiones induce el fracturamiento de las arcillas. Los sistemas radiales, además del volumen de suelo que desplazan, succionan agua del terreno por ósmosis que causa la generación de fuerzas capilares. Cuando el suelo superficial se satura, se generan agrietamientos que siguen patrones de desarrollo semejantes al sistema radial.

Un efecto similar se ha observado en los sistemas de drenaje mal sellados, que provocan un flujo permanente de agua freática hacia las conducciones, lo que favorece la generación de zonas de tensión en los estratos superficiales y produce agrietamiento y asentamientos de carácter local.

b) Agrietamiento asociado al hundimiento regional.

Al producirse el hundimiento regional, hacia las fronteras de la zona lacustre se manifiestan este tipo de grietas por tensión (Santoyo, 1990; Murillo, 1990), las que por lo común siguen trayectorias semejantes de formaciones subterráneas de mayor rigidez que las formaciones arcillosas. Presentan por lo general una longitud de milímetro a más de 100 m, con un desnivel entre sus extremos quedando más alto hacia la zona en que aumenta la elevación del terreno. Las lluvias favorecen su aparición, pero pueden presentarse sin su intervención. En ocasiones se manifiestan

periódicamente en la misma zona, con cambios de posición subsecuentes hacia el centro de la zona lacustre.

c) Agrietamiento por variación de esfuerzos horizontales.

Una variación rápida en los esfuerzos horizontales por excavación o por aplicación de cargas horizontales produce el agrietamiento superficial de los suelos lacustres superficiales del Valle de México.

Perforación de pozos.

Al inicio de la perforación de pozos de agua o con otros fines, puede ocurrir la aparición espontánea de grietas que parten de la perforación y se extienden unas decenas de metros. Su aparición es muy rápida, tan solo en 2 a 3 segundos, con abertura de 2 a 3 mm. Este tipo de fracturamiento ha sido reportado por Marsal y Mazari (1959) en pruebas de carga.

Hincado de pilotes.

De forma similar al caso de la perforación de pozos, durante el hincado de pilotes se registra la generación de grietas radiales a estos, de unos pocos milímetros de abertura. Este tipo de grietas por lo general no amplía su abertura de manera importante.

3.6 Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas, de la Cuenca de México.

El comportamiento mecánico y el fracturamiento del sistema lacustre de la Cuenca de México ha sido estudiado con relativo detalle por diferentes grupos de investigadores desde la mitad del siglo anterior (Orozco y Figueroa, 1991). La subsidencia en la Ciudad de México fue reportada incluso antes de iniciarse la extracción intensiva del agua subterránea (Gayol, 1929; citado en Mazari y

Alberro, 1990). En 1952 Nabor Carrillo fue el primer científico que explicó “el mecanismo que regula la formación de grietas en el Valle de México”, fenómeno que en aquella época ya se hacía notable.

De igual manera, desde hace varias décadas ciertos aspectos de la relación entre la subsidencia regional, el fracturamiento y la extracción de agua subterránea fueron establecidos por varios autores (Zeeavert; 1953, Marsal y Mazari, 1959; Juarez Badillo, 1962; Juárez Badillo y Figueroa Vega, 1984; Figueroa Vega, 1989; Orozco y Figueroa, 1991 y Lugo-Hubp, 1991).

En México se ha destacado la aplicación de modelos cuantitativos para el estudio de los mecanismos de fracturamiento bajo los siguientes aspectos: (a) Mecánica de fracturas con un criterio de propagación basado en el “factor de intensidad de esfuerzos crítico” y realización de modelaciones de propagación bajo presión hidráulica aplicando el método del Elemento Finito (Auvinet y Arias, 1991); (b) Teoría de flujo unidimensional hacia una batería de pozos (Juárez Badillo y Figueroa Vega, 1989 y Juárez Badillo, 1991); y (c) Cuantificación de las tensiones inducidas por el abatimiento del agua subterránea basada en la teoría de la elasticidad incluyendo fuerzas de filtración (Figueroa Vega, 1989; Alberro y Hernández, 1990). A partir de un análisis de la literatura, Orozco y Figueroa (1991), señalan que las fracturas aparecen en zonas de fuertes hundimientos (la mayoría se inician a profundidad y se propagan hacia la superficie) y de transiciones estratigráficas laterales. La variabilidad lateral condiciona el comportamiento mecánico diferencial de los materiales y determina la distribución de gradientes hidráulicos críticos.

Factores geológicos que determinan la susceptibilidad al fracturamiento.

Las características geológicas de una secuencia estratigráfica, como el ambiente de depósito y estructuras pre-existentes en el basamento, son heterogeneidades determinantes para la formación y propagación de fracturas. La historia de cargas y variaciones de humedad durante la deposición de estos materiales determina la

geometría de las primeras fracturas (p. ej. agrietamiento por desecación) que pueden modificar el estado local de esfuerzos y controlar la evolución de las fracturas alrededor de ellas (Tuckwell, 2003). Asimismo, la variación de la mineralogía del material arcilloso y de la permeabilidad de sedimentos y rocas se puede traducir en variaciones de compresibilidad y llevar al fracturamiento por deformación diferencial.

Variaciones mineralógicas en una secuencia lacustre.

Los minerales arcillosos se forman por una combinación de intemperismo, físico, químico y biológico y en zonas volcánicas activas por alteración hidrotermal. De manera general, durante la alteración de rocas básicas, el sílice y el Mg son lixiviados, mientras que el Fe^{3+} y el Al se concentran en los horizontes superiores dando origen a la formación de suelos arcillosos residuales (Righi y Meunier, en Velde 1995).

La formación autigénica de arcillas y otros minerales secundarios en la secuencia sedimentaria depende entonces de las concentraciones iónicas en el sistema del suelo, condiciones de Eh (oxidación-reducción) y pH (acidez-alcalinidad) y la cinética de las reacciones (Velde, 1995). A su vez, la cinética de las reacciones se relaciona directamente con las variaciones climáticas durante la historia de depósito de los materiales.

La composición mineralógica de las arcillas de la Cuenca de México ha sido ampliamente documentada desde mediados del siglo pasado, debido principalmente a su heterogeneidad y a la complejidad de su comportamiento mecánico (fallamiento frágil en materiales plásticos, compresibles y con altos contenidos de agua), encontramos que la mayoría de los trabajos reportaron composiciones contrastantes para los sedimentos de la Cuenca de México (Zeevaert, 1953; Marsal y Mazari, 1959; Mesri, 1976). A partir de sus propios análisis Peralta y Fabi (1989), concluyen que la divergencia en los resultados reportados se debe a las variaciones de la mineralogía con la profundidad y

describe una compleja estratificación con laminación y microestructura de estos materiales y una composición microscópica semejante a un gel, similar a un material amorfo.

Cabe agregar que en secuencias sedimentarias como las de la Cuenca de México, en donde la actividad volcánica es reciente y contemporánea a la depositación del relleno sedimentario, la rápida alteración de ceniza volcánica y pumicita ha generado suelos ricos en alofano e imogolita, minerales arcillosos de bajo orden similares a geles (Carreón-Freyre, 1998). Si las condiciones ambientales favorecen la deshidratación, estos materiales se transforman en gibbsita y halloysita (Righi y Meunier, en Velde, 1995). El alofano aunque amorfo a la Difracción de Rayos X, en microscopía electrónica (Wada, 1987) se presenta como partículas esféricas de aproximadamente 4 nm de diámetro, huecas e irregulares principalmente compuestas de sílice y aluminio. La imogolita tiene forma tubular, o de hilo, por lo que su frecuente asociación con el alofano da al suelo una estructura porosa abierta (Wesley, 2001), de ahí la elevada compresibilidad de estos materiales.

Propiedades hidráulicas y mecánicas de los materiales arcillosos.

Existen numerosos trabajos de investigación sobre el estudio de la relación entre la mineralogía de los materiales arcillosos y sus propiedades mecánicas, las cuales dependen principalmente del contenido de agua y están directamente relacionadas con su baja permeabilidad. Se correlacionan los límites de consistencia (plasticidad) con la variación de la capacidad de retención de agua de las partículas de suelo en función de las características químicas de las arcillas y del agua intersticial. Se pueden diferenciar tres tipos básicos de agua de poro en los materiales arcillosos: (a) el agua intermolecular que forma parte de la estructura del alofano, (b) el agua adsorbida fuertemente adherida a las partículas arcillosas principalmente esmectíticas, y (c) el agua libre que se desplaza más fácilmente entre los agregados, contactos intergranulares y/o microfracturas en la

matriz arcillosa y que está relacionada con la consolidación primaria de estos materiales.

En los materiales de la Cuenca de México, se ha estudiado la influencia de la mineralogía en su plasticidad y compresibilidad (Mesri, 1976) y en su resistencia (Díaz-Rodríguez y Santamarina, 2001). También se ha caracterizado la mineralogía de secuencias arcillosas para estimar su comportamiento mecánico (Gutiérrez Castorena, 2005), por lo que es posible interpretar que así como se reconoce que la mineralogía obedece a variaciones en las condiciones climáticas y depósito, la variación del comportamiento mecánico en una secuencia arcillosa obedece además a la búsqueda de equilibrio del sistema ante la influencia antropogénica. Sin embargo, existen pocos estudios que relacionan las condiciones geológicas con las variaciones mineralógicas, hidráulicas y mecánicas de secuencias arcillosas lacustres (Carreón-Freyre, 2005), y por lo tanto se conoce poco sobre la respuesta de estos sistemas y los mecanismos de propagación de las fracturas.

Factores disparadores de fracturas.

El principal factor disparador de fracturas en sedimentos fluvio-lacustres es el desequilibrio mecánico, ya que las propiedades de estos sistemas pueden variar en tiempos muy cortos. Otros fenómenos naturales que actúan como mecanismos disparadores de fracturas, son la actividad sísmica y las inundaciones causadas por lluvias torrenciales; sin embargo, en algunos sectores de la Cuenca, uno de los mecanismos más importantes es de origen antropogénico. El desequilibrio mecánico inducido por sobrecarga estática (capacidad de carga para construcción) y dinámica (fatiga de los materiales en vías terrestres) y la despresurización del medio geológico debido a la extracción de agua, son otros factores disparadores importantes del fracturamiento en zonas urbanas.

Específicamente, para el caso de la extracción de agua subterránea de acuíferos en materiales granulares, el decaimiento de la presión de poro propicia la

compactación, lo que crea importantes esfuerzos de tensión verticales y horizontales (Carrillo, 1947; Holzer and Davis, 1976; Holzer, 1984; Figueroa Vega, 1989). Es importante remarcar que las variaciones espaciales y temporales en el descenso piezométrico dentro de una cuenca fluvio-lacustre pueden ser causadas por heterogeneidades a diferentes escalas: mineralógicas, estratigráficas o estructurales y las asociaciones de los diferentes factores determina la formación, el tipo y la propagación de las fracturas.

Tipos generales de fracturas en secuencias fluvio-lacustres.

Los sistemas de fracturamiento se pueden estudiar de acuerdo a su tamaño y a la asociación de los factores que les dan origen. Los conceptos regional y local son relativos, ya que dependen de la escala y del tipo de estudio, en estos casos se pueden asumir los siguientes criterios:

1. Estructuras regionales. Estas son de dimensiones mayores que la zona urbana afectada. La irregularidad del basamento fracturado que subyace a las secuencias sedimentarias determina en gran medida la ubicación del fracturamiento que se propaga desde profundidad hacia las secuencias sedimentarias someras retomando planos de debilidad preexistentes (Rojas González, 2002, Carreón-Freyre, 2005). En zonas urbanas afectadas por sistemas de falla regionales se debe considerar la asociación espacial de las mismas con variaciones estratigráficas, de manera que una falla pueden actuar como canal preferencial o como barrera de flujo formando gradientes piezométricos importantes (Kreitler, 1977, Carreón-Freyre, 2005).

2. Estructuras de escala intermedia. En este caso se considera a los sistemas de fracturamiento que afectan principalmente la parte superior de la secuencia sedimentaria fluvio-lacustre compuesta por materiales piroclásticos, volcánicos y fluviales. En la parte central de la cuenca, los espesores totales de estas secuencias pueden alcanzar más de 500 metros, pero para el análisis del

fracturamiento se considera solamente la parte superior (los primeros 200 m) porque es la profundidad actual promedio de los niveles de extracción de agua subterránea. En ésta escala uno de los principales mecanismos de fracturamiento es la compactación diferencial, ya que los materiales presentan una distribución heterogénea de propiedades hidráulicas y mecánicas (Zeevaert, 1953; Ellstein A, 1978; Orozco y Figueroa, 1991, Carreón-Freyre, 2003). Considerar que el fracturamiento es sólo debido al abatimiento de los niveles piezométricos del agua subterránea implica una simplificación del fenómeno, ya que los abatimientos mayores no se relacionan de manera directa con los desplazamientos verticales en las zonas de fracturamiento. Para una adecuada evaluación de las condiciones de propagación del fracturamiento en ésta escala, se debe estudiar las variaciones verticales de las propiedades hidráulicas del sistema acuífero y las variaciones laterales de la compresibilidad de los materiales (Figueroa Vega, 1989; Carreón-Freyre, 2005).

3. Escala local. Se refiere al fracturamiento en zonas restringidas y puede variar de unos cuantos centímetros a algunas decenas de metros (se puede medir de manera directa las propiedades de los materiales); ésta es la escala en la que se lleva a cabo la mayor parte de los estudios de mecánica de suelos. Como ejemplos de fracturamiento local se tiene: (a) las fracturas anulares de tensión que se generan en las zonas transicionales de los piedemontes de lomerios (Lugo Hubp, 1991) y que se relacionan con deslizamientos gravitacionales; (b) las grietas superficiales generadas por evaporación-desección en extensiones planas arcillosas, generadas por los cambios en las condiciones climáticas y en la presión de poro de las capas sedimentarias inferiores; y (c) las fracturas por tensión que se generan por las fuerzas de filtración ocasionadas por el bombeo localizado (Juárez-Badillo, 1962; Alberro y Hernández, 1990).

3.7.-Descripción del Fracturamiento

La zona de estudio comprende únicamente las áreas del Distrito Federal donde se tiene mayor relieve, como cerros y zonas de transición, en las que se identificaron áreas afectadas por fracturamiento.

El Reglamento de Construcciones del Distrito Federal, distingue tres tipos de zonas geotécnicas: Zona I de Lomas, Zona II de Transición, Zona III Lacustre y emite una serie de recomendaciones, enfocadas principalmente al tipo de cimentaciones que se deben realizar cuando se construyen obras civiles, que dependen de la ubicación así como del tipo y magnitud de la obra (RCDF, 2004).

La zonificación geotécnica menciona los problemas principales que se presentan en cada tipo de terreno, así como el mínimo de estudios requeridos. La zona lacustre y de transición han sido muy estudiadas por especialistas de Ingeniería Civil y las Ciencias de la Tierra (Marsal y Mazari, 1959; Lugo-Hubp, 1996; Cabral-Cano, 2008; Auvinet, 2000; Santoyo, 2005; Díaz-Rodríguez, 2001; Carreón-Freyre, 2006), ya que presentan un peculiar comportamiento geomecánico, por el especial interés que implica su urbanización, además de ser el núcleo a partir del cual el crecimiento urbano se ha desarrollado

El suelo del Distrito Federal puede dividirse en tres grandes zonas geotécnicas:

Zona I. Lomas, formadas por rocas o suelos generalmente firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre, pero en los que pueden existir, superficialmente o intercalados, depósitos arenosos en estado suelto o cohesivos relativamente blandos (RCDF, 2004), (Figuras 3.6 y 3.7).

Zona II. Transición, en la que los depósitos profundos se encuentran a 20 m de profundidad, o menos, y que está constituida predominantemente por estratos arenosos y limoarenosos intercalados con capas de arcilla lacustre; el espesor de éstas es variable entre decenas de centímetros y pocos metros (RCDF, 2004), (Figuras 3.6 y 3.7).

Zona III. Lacustre, integrada por potentes depósitos de arcilla altamente compresible, separados por capas arenosas con contenido diverso de limo o arcilla. Los depósitos lacustres suelen estar cubiertos superficialmente por suelos aluviales y rellenos artificiales (RCDF, 2004), (Figuras 3.6 y 3.7).

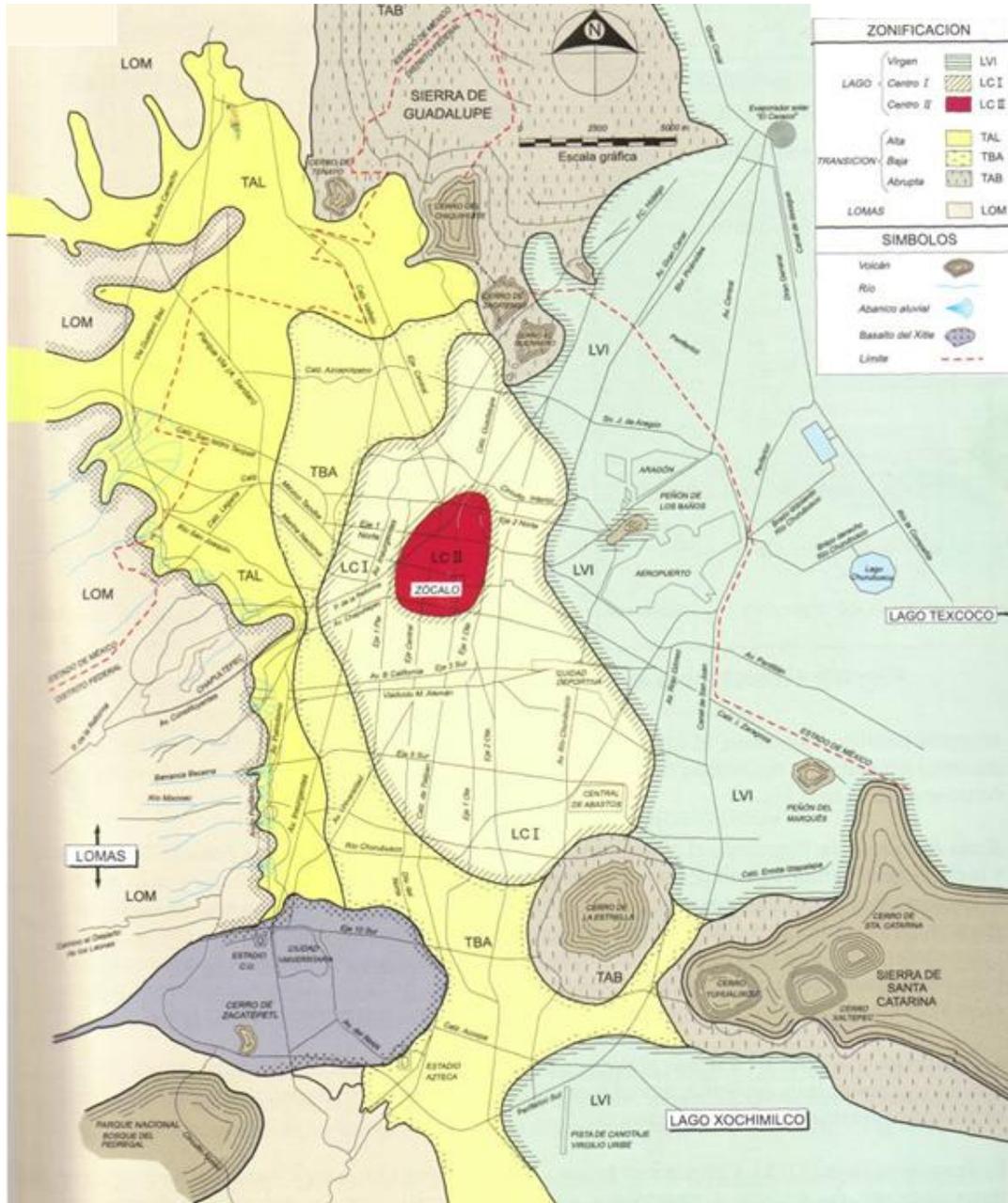


Figura 3.6 Zonificación geotécnica de la Ciudad de México (Santoyo, 2005).

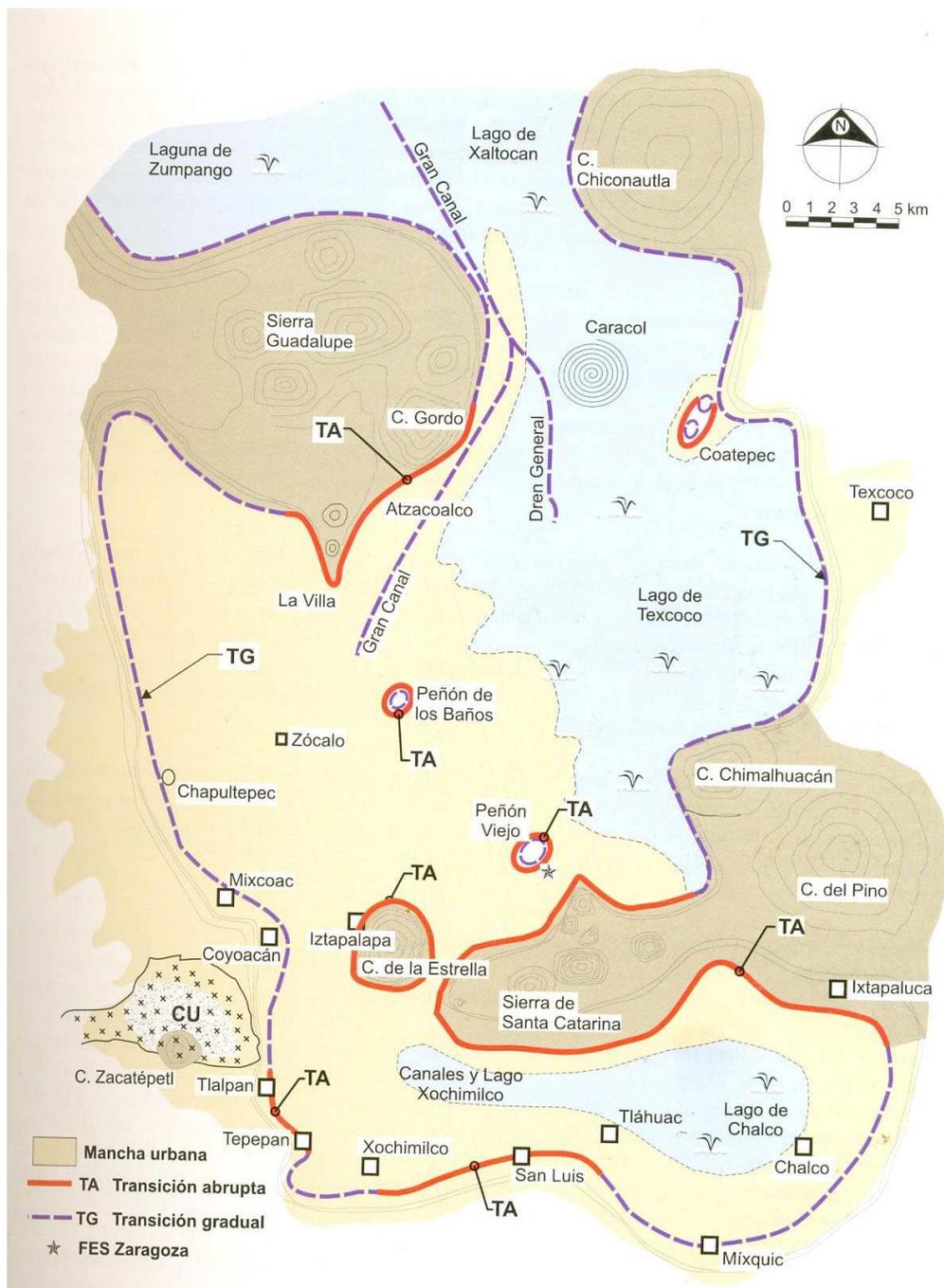


Figura 3.7 Zonas de transición en la Ciudad de México (Santoyo, 2005).

El trabajo de campo para esta tesis se realizó en las zonas de lomas y de transición que existen en algunas delegaciones del D.F (Figura 3.8).

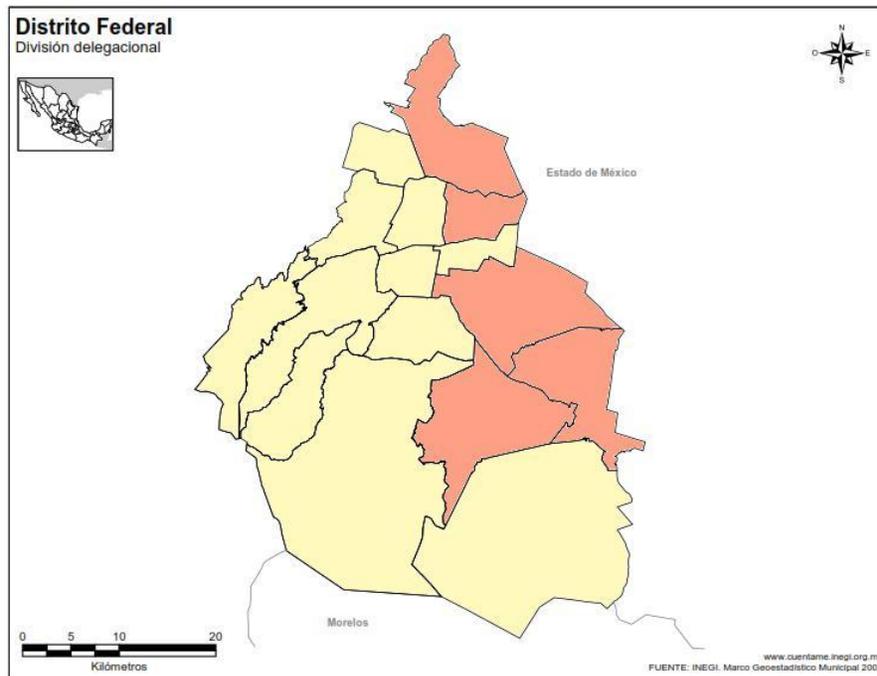


Figura 3.8 Delegaciones del Distrito Federal en las que se realizó el trabajo de campo.

En esta parte del capítulo, se describirán cada uno de los sitios visitados agrupados por delegación.

- Delegación Iztapalapa
- Delegación Venustiano Carranza
- Delegación Gustavo A. Madero
- Delegación Tláhuac
- Delegación Xochimilco

A continuación se hará una breve descripción geográfica de cada una de las Delegaciones Políticas visitadas, posteriormente se tratará lo referente al marco geológico basándose en las sierras o lomas que se hayan tomado como referencia para la zona de estudio, para apoyar la información estratigráfica de cada sitio, en algunos casos se anexara información de petrología, que se elaboró con base en láminas delgadas obtenidas de muestras de mano recolectadas en los diferentes sitios, dejando claro que no fue posible obtener muestras de cada una de las

lomas o sierras cercanas a la zonas de estudio, por diversas cuestiones que se dejaran claras cuando se describa el marco geológico de cada Delegación. Teniendo esta información, se procede a describir de forma individual cada unos de los sitios visitados, dicha descripción se realizará con base a las mediciones de rumbos y echados que se realizaron.

La medición estructural consistió básicamente en la medición de rumbos y echados para las fallas y exclusivamente de rumbos en el caso de fracturas.

En el caso de las fracturas se midieron cientos de datos, ya que los sitios elegidos estaban seriamente dañados; con las mediciones se realizó un tratamiento estadístico.

Estadística

Como parte importante de este trabajo se realizó un estudio estadístico por cada uno de los sitios visitados, ya que de cada uno de ellos se obtuvo un número importante de datos estructurales, que son de gran importancia para entender el tipo de mecanismo que generaron los fallamientos y fracturamientos en las zonas de estudio; por lo que cada sitio irá acompañado de su respectiva roseta e histograma.

Interpretación

Con base en el análisis estadístico se realizó una propuesta interpretativa de mecanismos generadores de fracturas correspondientes a cada sitio, es decir, cada zona fue analizada de forma independiente, ya que el comportamiento mecánico variará de un lugar a otro. Cabe resaltar que la interpretación que se propone está basada en los conocimientos teóricos que se tienen sobre el fracturamiento. Es importante mencionar que para saber con una total precisión el comportamiento mecánico de los materiales localizados en las zonas de estudio, se tienen que realizar análisis complementarios, como los son perforaciones para

definir con exactitud los límites de la zona de lomas, de transición y lacustre. Así como el tipo de material que constituyen a cada una de las zonas, ya que dependiendo de esas características variará la mecánica de suelos, la mecánica de rocas; también hay que considerar el tipo de esfuerzos que actúan en cada zona.

3.7.1 Delegación Gustavo A. Madero

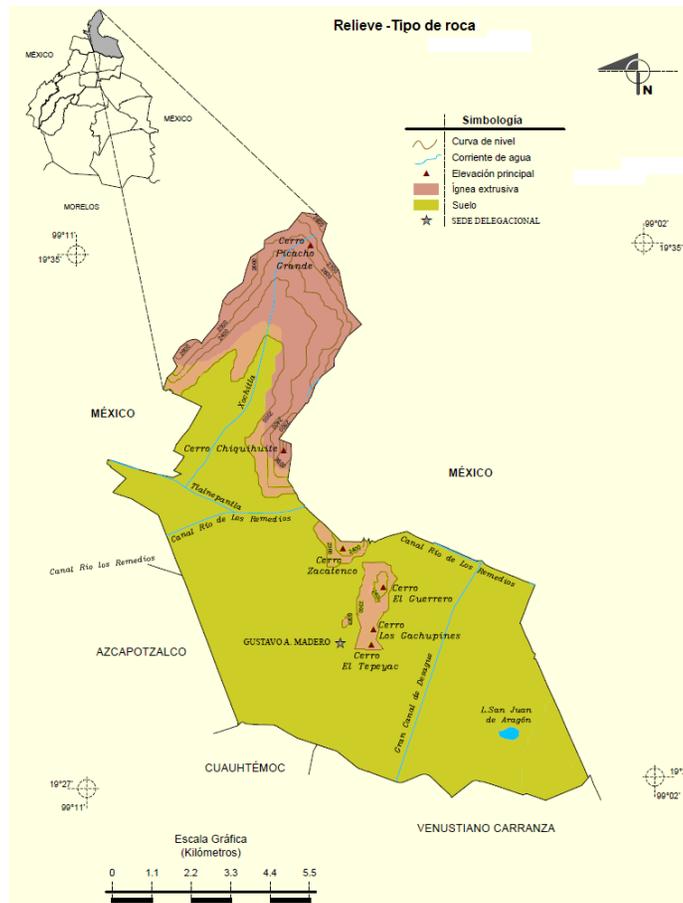


Figura 3.9 Esquema que muestra la localización de la Delegación Gustavo A. Madero, así como su relieve y litologías aflorantes (INEGI, 2005).

Se localiza entre los paralelos $19^{\circ} 35'$ y $19^{\circ} 27'$ de latitud norte; los meridianos $99^{\circ} 03'$ y $99^{\circ} 11'$ de longitud oeste con una altitud entre 2,200 y 2,900 m. Colinda al norte y al este con el Estado de México; al sur con las delegaciones Venustiano

Carranza y Cuauhtémoc; al oeste con la Delegación Azcapotzalco y el Estado de México. Ocupa el 5.9% de la superficie del Distrito Federal. Cuenta con una población total de 1 193 161 habitantes, (Figura 3.9). El mayor relieve en la Sierra de Guadalupe, cuyas características principales se describen a continuación.

Sierra de Guadalupe

La sierra de Guadalupe tiene una altitud máxima de 3000 msnm, se localiza en el extremo septentrional del Distrito Federal y regiones contiguas del Estado de México. Es un conjunto de elevaciones volcánicas independientes y sobrepuestas, formado a partir del Mioceno (Mooser, 1992). La Sierra de Guadalupe se formó esencialmente por dos tipos de actividad volcánica, una en la que los procesos explosivos fueron de gran intensidad y representa las etapas iniciales de los edificios mayores, los cuales culminaron con procesos piroclásticos. El otro tipo fue de derrames de lava (procesos efusivos), escasos y de corta extensión.

Los volcanes principales de la Sierra de Guadalupe son de tipo compuesto, originados por poderosas erupciones explosivas, que culminaron con actividad extrusiva efusiva. Ejemplo de ello son los volcanes Guerrero, Zacatenco, Jaral, María Auxiliadora, Los Díaz, Tres padres y Moctezuma; otras elevaciones menores se formaron casi exclusivamente por actividad extrusiva, como ocurre con los siguientes domos volcánicos que están en la periferia de la sierra: Gordo, Chiquihuite, Tenayo, Tepeyac y otros.

Los tipos de roca en la Sierra de Guadalupe corresponden con andesitas con alto contenido de sílice (dacita), frecuentemente con feldespatos. El estudio de Campa Uranga (1965) indica que las rocas que constituyen a la sierra son principalmente andesita, y en cantidades menores riolita y dacita. Lozano –Barraza (1968) considera que predominan las andesitas, con cantidades menores de brechas y pórfidos. En la mayor parte de la superficie de la Sierra de Guadalupe, predominan los derrames de lava de alta viscosidad, lo que se explica por la actividad dómica que le dio origen. Posteriormente los agentes exógenos han modelado el relieve,

donde la erosión ha removido los materiales menos resistentes de la Sierra conformando la topografía actual. En la Delegación Gustavo A. Madero se estudiaron varios sitios afectados por fracturamiento, uno de ellos es el cerro del Tepeyac, cuyas características se describen a continuación:

Cerro del Tepeyac

El cerro del Tepeyac está formado por un paquete de rocas ígneas extrusivas de composición principalmente andesítica. En este cerro se encuentra la Basílica de Guadalupe, que es uno de los templos católicos más importantes del mundo; este lugar cuenta con diferentes edificaciones que están colocadas sobre el cerro del Tepeyac, por lo que se pueden ver algunos afloramientos intercalados con las construcciones, (Figura 3.10).



Figura 3.10 Fotografía se puede observar un afloramiento sobre el que se realizaron construcciones.

Afloramiento

En uno de los afloramientos del sector norte del Cerro del Tepeyac se midieron los datos de rumbo correspondientes a fracturas (Figuras 3.11 y 3.12) con las que se realizó un tratamiento estadístico. También se obtuvo una muestra de mano con la

que se realizó una descripción macroscópica de la roca, para complementar la información del lugar, del ejemplar de mano se obtuvo una lámina delgada con la que se realizó la descripción petrológica.



Figura 3.11 Afloramiento estudiado en el sector norte del cerro del Tepeyac



Figura 3.12 Medición de rumbos de fracturas en el sector norte del cerro del Tepeyac.

Para registrar de forma ordenada la información obtenida en el afloramiento se elaboró un formato en el que se describe la muestra de mano y la petrología correspondiente con la lámina delgada.

Coordenadas: (x=487835, y=2154622).

I. Datos de campo

Muestra: DT-V-1

Ubicación: Cerro del Tepeyac, México., D.F.

Descripción del afloramiento:

Afloramiento de rocas ígneas extrusivas que pertenece al Cerro del Tepeyac y se encuentra en la parte baja del mismo; se observó coloración rojiza en las partes más alteradas, contrastando con el color gris oscuro de las partes más frescas.

Descripción del ejemplar de mano

Color

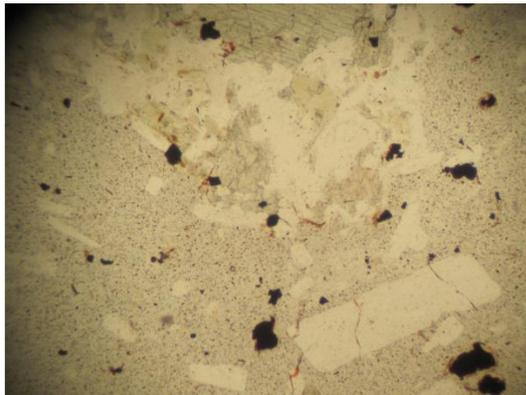
- a) Intemperismo: Rojizo.
- b) Fresco: Gris oscuro.

Textura: Porfídica.

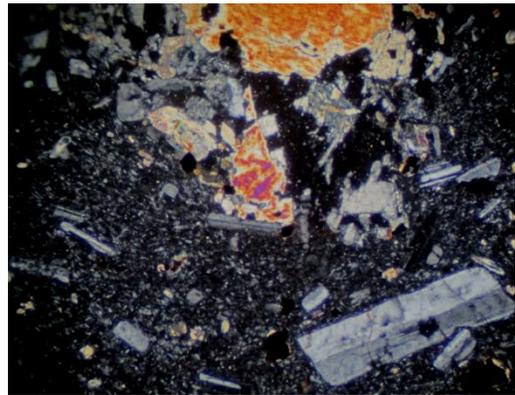
Minerales observables: Feldespatos, olivino y piroxenos.

I. Descripción microscópica

a) Fotografía tomada con luz paralela.



b) Fotografía tomada con nícoles cruzados.



Textura: Porfídica

Minerales	%	tamaño
Plagioclasa	60	Medio-fino
Olivino	25	Medio
Piroxenos	10	Medio
Vidrio	5	fino

II. **Origen de la roca:** Ígnea extrusiva.

III. **Clasificación:** Andesita basáltica.

Fracturamiento

Se observaron varios sitios afectados por fracturamiento en los que se pudo medir un total de 36 direcciones de rumbos (Anexo I) correspondientes a esas discontinuidades. Los lugares más afectados son el edificio de la antigua Basílica de Guadalupe y las calles cercanas (Figura 3.13). En esta área no se realizaron más mediciones debido a que en las calles aledañas frecuentemente se pavimentan por lo que las fracturas no son visibles.

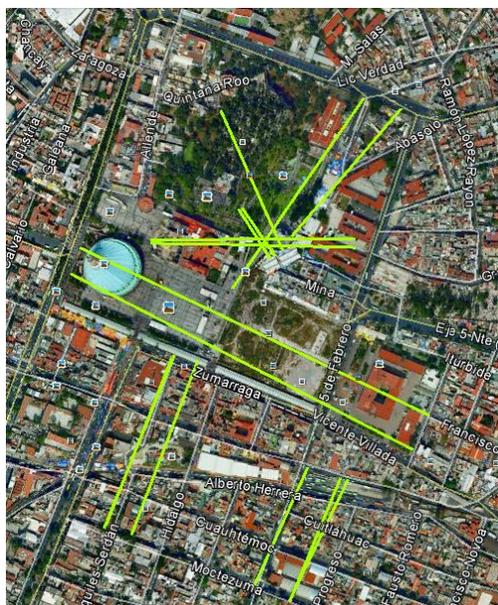


Figura 3.13 Esquema de fracturamiento en la Basílica de Guadalupe.

Calle Fray Juan de Zumárraga, coordenadas (x=487735, y=2154323).

Sobre esta calle se encuentra establecido un mercado, en las inmediaciones de la Basílica de Guadalupe. Al interior del mercado (Figura 3.14) se midió un sistema de fracturas que se encuentran en “echelón”, lo que nos indica esfuerzos de cizalla; la dirección promedio que presentan es de 72°SE.

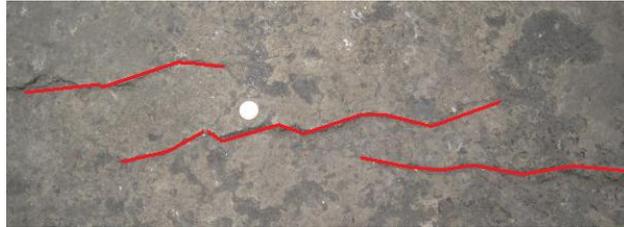


Figura 3.14 Fotografía de fracturas en “echelón” al interior del mercado sobre la Calle Fray Juan de Zumárraga, en las inmediaciones de la Basílica de Guadalupe.

Basílica de Guadalupe, coordenadas (x=487960, y=2154243).

En este lugar fue donde se midió el mayor número de datos de fracturas, un total de 24, donde los principales sistemas de fracturas se midieron en la explanada de la Basílica (Figura 3.15) y en un templo llamado “El Pocito” (Figura 3.16).

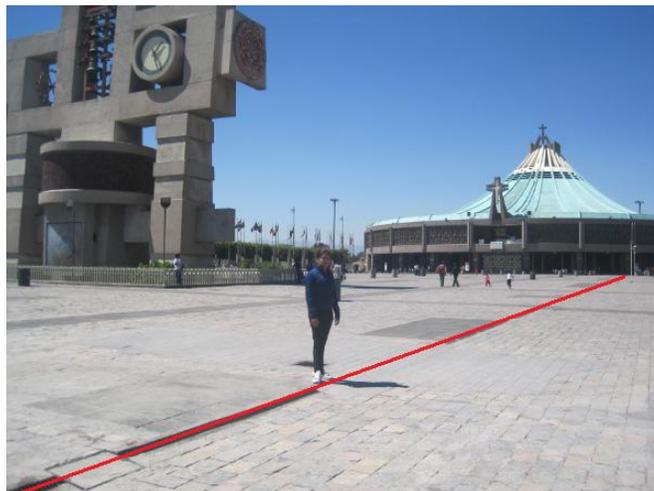


Figura 3.15 Fotografía de la explanada de la Basílica de Guadalupe que se encuentra afectada por fracturas verticales.

En estos sitios las direcciones preferenciales de las fracturas son hacia el N65°W, los que han causado severos daños estructurales a las construcciones ya que estas fracturas se cruzan perpendicularmente (Figura 3.16).

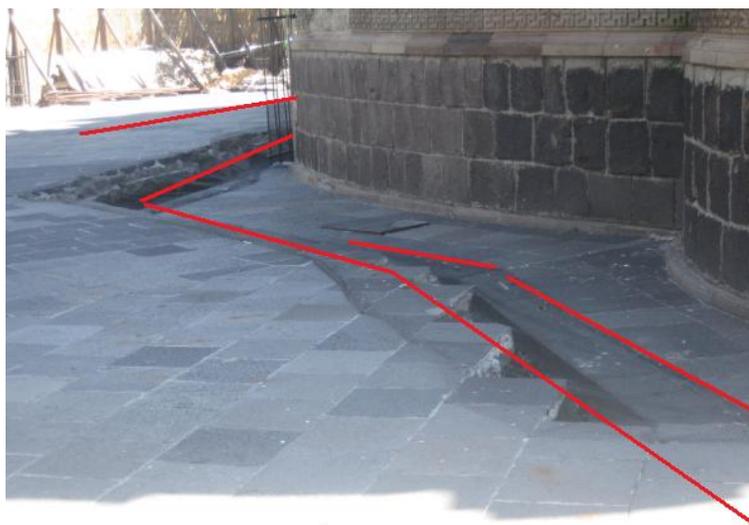


Figura 3.16 Fotografía que muestra el sistema de fracturas que afectan la construcción del templo “El Pocito”.

En las calles de Aquiles Serdán, 5 de febrero y Progreso se midieron 9 datos más de direcciones de fracturamiento, con una dirección preferencial hacia el N15°E.

Otra de las áreas donde se pudo medir fracturas fue en la explanada de la Delegación Gustavo A. Madero, que está próxima a la calle de Aquiles Serdán (Figura 3.17); ya que sin importar que la explanada está cubierta por adoquín, las fracturas son visibles debido a su longitud y abertura; también los muros pertenecientes a la sede delegacional presentaban pequeños agrietamientos y separaciones.

En la calle 5 de febrero y su paralela la calle Progreso, se presentan fracturas que dañan principalmente el pavimento (Figura 3.18). Las viviendas que se encuentran en estas calles solo presentan pequeños desplazamientos en sus muros o mínimos agrietamientos.



Figura 3.17 Fotografía de la explanada de la Delegación Gustavo A. Madero, afectada por fracturas.



Figura 3.18 Fotografía donde se muestra el pavimento fracturado en la calle 5 de febrero, en las inmediaciones de la Basílica de Guadalupe

Estadística

Como parte del manejo de la información obtenida en los sitios, se realizó un tratamiento estadístico con los 36 datos medidos con el objetivo de determinar las orientaciones preferenciales y la disposición espacial de las fracturas, esto se

logró mediante la elaboración de una roseta de rumbos (Figura 3.19). En la gráfica se muestra que existen dos direcciones preferenciales N65°W y N15°E.

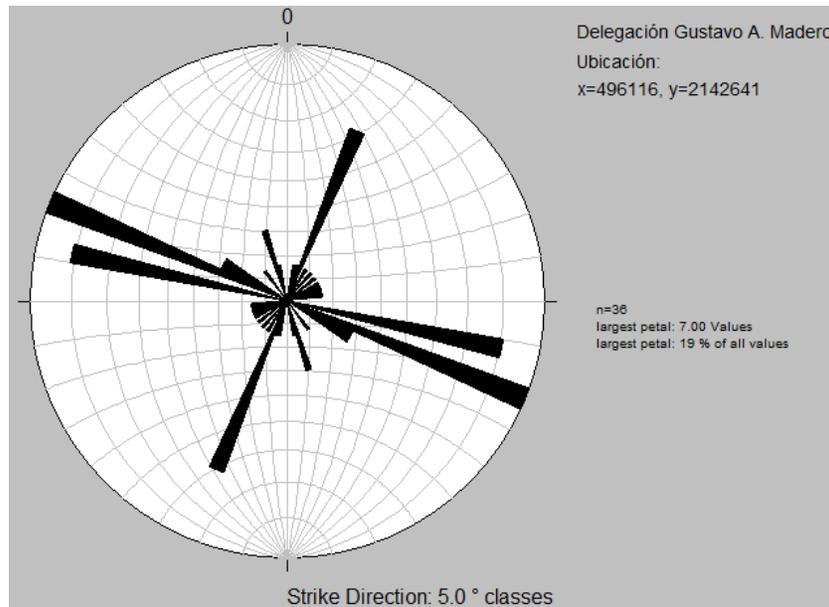


Figura 3.19 Roseta de rumbos de fracturas medidas en la Delegación Gustavo A. Madero.

Para ver la información medida de forma cuantitativa se elaboró un histograma, (Figura 3.20), se puede observar que el mayor número de datos se concentra en los intervalos (60°-80°) NW y en (10°-30°) NE. Lo cual coincide con la información obtenida en la roseta de rumbos.

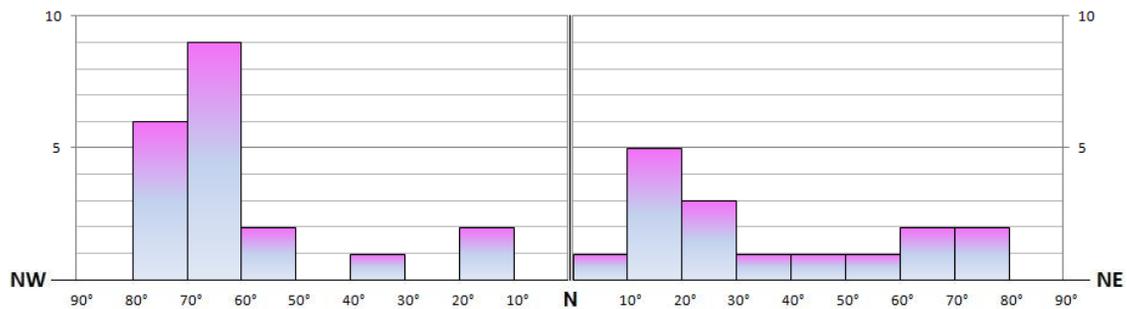


Figura 3.20 Histograma de rumbos de fracturas medidas en la Delegación Gustavo A. Madero.

Interpretación

Las fracturas en este sitio son generadas por hundimiento diferencial, este fenómeno es característico de las zonas de transición (Figura 3.21), ya que las secuencias lacustres tienden a compactarse en función de sus características de plasticidad, sin embargo esto se enfatiza más cuando existe un macizo rocoso como basamento y una pendiente de deslizamiento ya que los esfuerzos de carga se distribuyen de forma heterogénea.

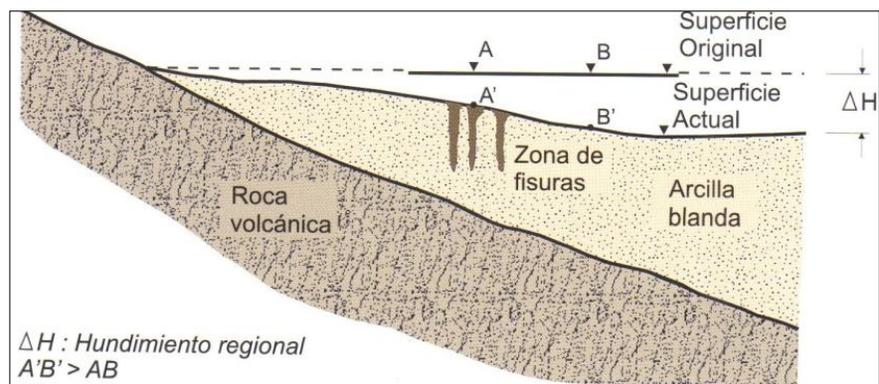


Figura 3.21 Esquema para la generación de fracturas en zonas de transición (Santoyo, 2005).

Las diferencias litológicas entre las secuencias lacustres son un factor determinante para la generación de fracturas, ya que sus propiedades físicas; como la presión de poro varían dependiendo de su mineralogía, lo cual se relaciona directamente con su capacidad para almacenar agua, si se presentan cambios grandes se originan compactaciones diferenciales en los materiales arcillosos, lo que propicia el hundimiento diferencial.

Las fracturas existentes en el área inspeccionada son generadas porque se juntan dos fenómenos que provocan hundimiento diferencial: 1) Esfuerzos de carga diferenciales entre las rocas andesíticas y las secuencias lacustres y 2) Variaciones litológicas en la secuencia lacustre (Figura 3.22). En esta zona de transición se debe de tomar en consideración la pendiente que tiene el cerro del Tepeyac, ya que el basamento volcánico crea una superficie de deslizamiento para los materiales arcillosos que lo sobreyacen.

Una característica constructiva de la antigua Basílica de Guadalupe, es que toda su estructura se encuentra edificada sobre una plancha de concreto (Figura 3.22), su rigidez impide que pueda moldearse al subsuelo que la soporta, lo que provoca el fracturamiento de la estructura desde sus cimientos.

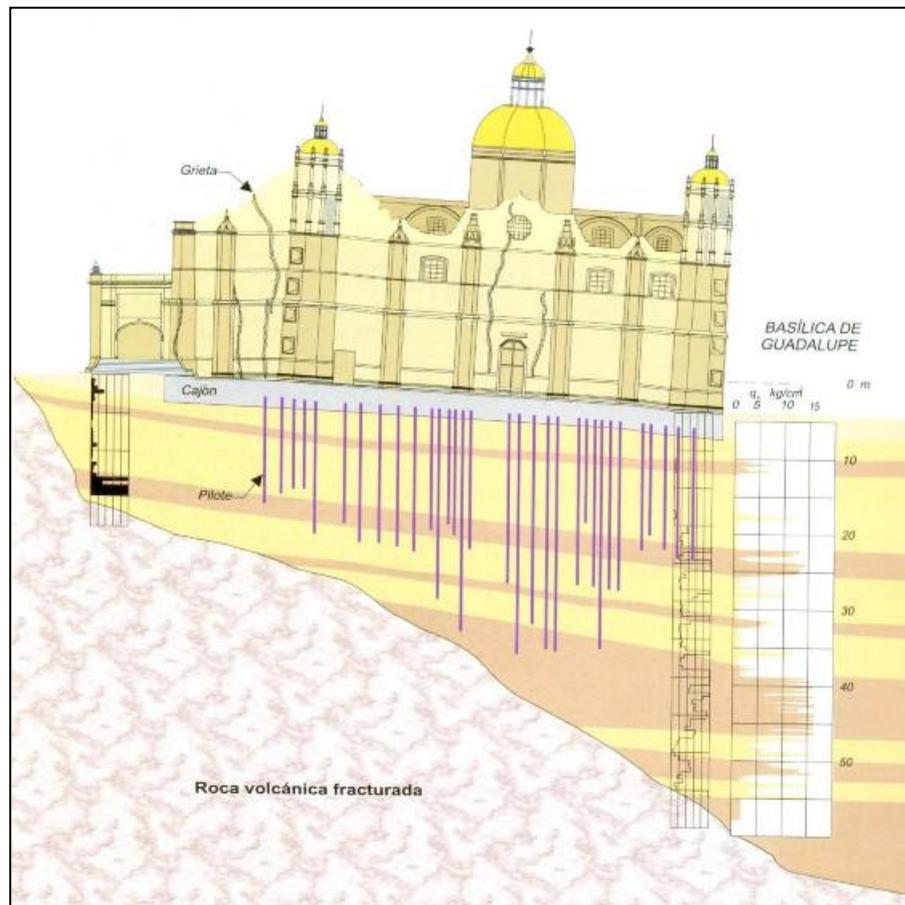


Figura 3.22 Esquema constructivo de la antigua Basílica de Guadalupe (Santoyo, 2005).

3.7.2 Delegación Iztapalapa

La Delegación Iztapalapa se encuentra situada en la región Oriente del Distrito Federal, cuenta con una superficie aproximada de 117 km², que representan casi el 8% del territorio de la Capital de la República, y su altura promedio sobre el nivel del mar es de 2100 m, (Figura 3.23). Se localiza entre los paralelos 19° 17' y 19° 24' de latitud norte; los meridianos 98° 57' y 99° 08' de longitud oeste; altitud

entre 2 200 y 2 700 m. Colinda al norte con la delegación Iztacalco y el estado de México; al este con el estado de México y la delegación Tláhuac, al sur con las delegaciones Tláhuac y Xochimilco; al oeste con las delegaciones Coyoacán y Benito Juárez. Ocupa el 7.6% de la superficie del estado. Cuenta con una población total de 1,820,888 habitantes.

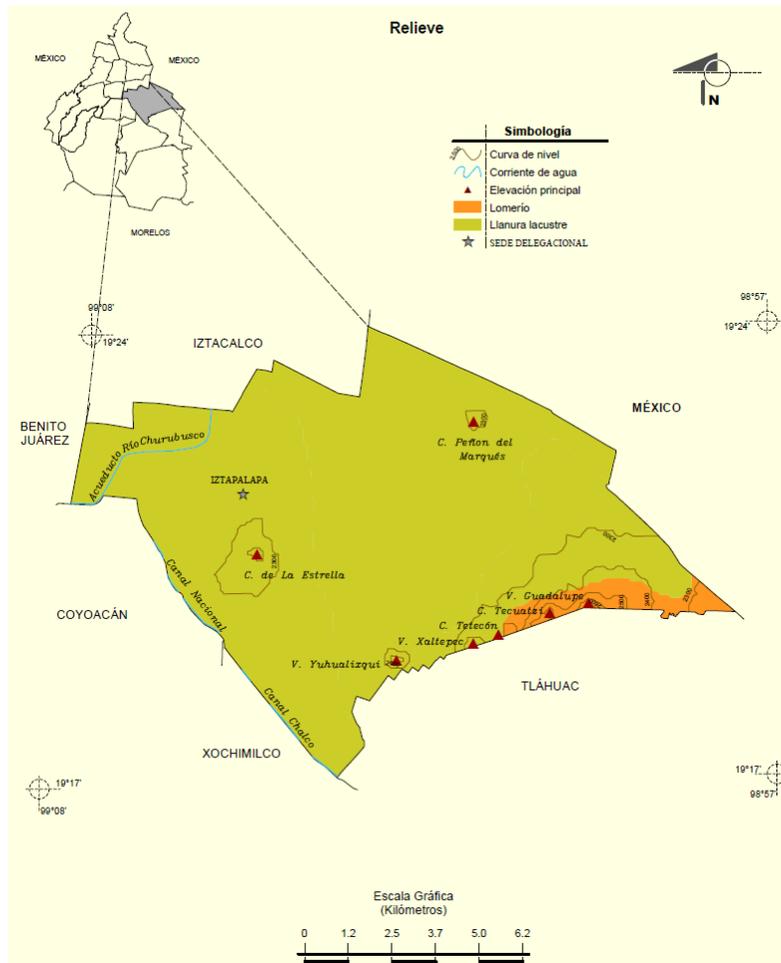


Figura 3.23 Esquema que muestra la localización de la Delegación Iztapalapa, así como su relieve (INEGI, 2005).

La Delegación Iztapalapa abarca parte de la Sierra de Santa Catarina (SSC), que representa un claro ejemplo de un proceso de urbanización en una zona afectada por peligros geológicos y geomorfológicos, originando como consecuencia la exposición a un riesgo permanente a la población e infraestructura civil, ante

procesos tales como hundimiento y agrietamiento de suelos así, como procesos de remoción en masa.

La Delegación Iztapalapa abarca los tres tipos de terreno mencionados en el Reglamento de Construcciones del Distrito Federal y representa una de las zonas con mayor problemática desde el punto de vista del riesgo, ya que existe una gran concentración de población, zonas de alta vulnerabilidad socioeconómica aunado a la presencia de peligros geológicos, muchas veces exacerbados por la acción antrópica (Cruz, 2003).

La Delegación Iztapalapa se caracteriza por tener un relieve peculiar y relativamente joven, conformado por tres clases de terreno (Lugo-Hubp, 1996), que condicionan la presencia de determinados peligros geológicos: 1) una extensa planicie de origen lacustre, en la que existen depósitos arcillosos interestratificados, sometidos a un proceso de consolidación con el consecuente hundimiento del terreno; 2) zonas de piedemonte, que rodean a los cerros de La Estrella, Peñón del Marqués, así como a la Sierra de Santa Catarina, en las cuales se presentan procesos de hundimiento diferencial, grietas de tensión y reptación de depósitos arcillosos y/o granulares sobre el basamento rocoso y 3) la zona de laderas, conformada por conos volcánicos y sus productos asociados, con los problemas de inestabilidad inherentes a estos materiales.

Un caso concreto se presenta en el Cerro Peñón del Marqués o Peñón Viejo, el cual ha sufrido alteraciones y modificaciones en su relieve debido a la urbanización de las últimas décadas. En esta estructura volcánica, existe agrietamiento del terreno en la zona de transición abrupta y en la planicie lacustre que la rodea, mientras que en la zona de laderas, se presentan procesos de remoción en masa, tales como caída y deslizamiento de material. Las afectaciones a la infraestructura son considerables y se han presentado de manera continua, prácticamente al mismo tiempo que la urbanización.

El Cerro Peñón del Marqués se ubica en la porción central de la Cuenca de México, en los límites orientales del Distrito Federal con el Estado de México, al sur de la Calzada Ignacio Zaragoza, en la Delegación Iztapalapa.

La zona cuenta con servicios públicos tales como luz, agua potable, drenaje y calles pavimentadas; sólo en algunos puntos se carece de algunos de estos servicios, que generalmente corresponden con asentamientos irregulares situados sobre las laderas empinadas de los cerros.

Antecedentes del problema

El Cerro Peñón del Marqués fue durante varios años un banco de material de cantera, lo que propició la destrucción de laderas y el piedemonte del cono. A raíz de esto, se han desarrollado un gran número de asentamientos humanos, la mayoría irregulares. La urbanización del sitio se dio de manera improvisada, llegando incluso a la invasión de áreas verdes consideradas como reserva ecológica por lo que, muchas construcciones generalmente carecen de procedimientos constructivos adecuados. Asimismo, existe el problema de la generación de tiraderos de escombros y basura, los cuales son fuente de contaminación e infecciones. La estabilidad de los cortes efectuados para la extracción del tezontle y la urbanización en el Cerro Peñón del Marqués, han sido motivo de estudio ya que en el transcurso del tiempo se han presentado desprendimientos de rocas, graneos superficiales producto de la alteración de los materiales y la descompresión generada por los cortes, por lo que ha sido necesario proyectar una serie de obras para mitigar el riesgo (Santoyo, 2005).

Respecto al agrietamiento, la primera descripción técnica como problema urbano la presentó Roberto Gayol en 1925 (Santoyo, 2005). Tocó a Nabor Carrillo en 1947 establecer la relación teórica entre el hundimiento y la consolidación de las arcillas inducida por la extracción del agua. En los estudios de agrietamiento asociados a problemas locales específicos, las grietas se consideran como un efecto secundario debido a fenómenos como la subsidencia del terreno, los

eventos sísmicos o volcánicos o la desecación producida por la presencia de árboles. Juárez-Badillo (1959), determina que las grietas superficiales son generadas por evaporación-desecación en extensiones de topografía plana donde afloran secuencias arcillosas, en las que los cambios en las condiciones climáticas y en la presión de poro de las capas sedimentarias inferiores influyen en la formación de discontinuidades.

A partir de un análisis realizado por Orozco y Figueroa-Vega (1991) se interpreta que: “Las grietas aparecen en zonas de fuertes hundimientos, la mayoría se inician a profundidad y se propagan hacia la superficie”.

Otro trabajo que estudia la zona del Peñón del Marqués fue realizado por Lugo-Hubp y colaboradores (1996), donde se describen las características de las grietas que afectan a una porción de la Delegación Iztapalapa. Posteriormente Cabral-Cano y colaboradores (2008) realizaron un nuevo estudio el cual consistió en recorrer las zonas afectadas, haciendo un levantamiento de las grietas con fines de zonificación y registrando los daños ocasionados a la infraestructura. Posteriormente Aguilar-Pérez (2006), con base en un análisis numérico, aplicado a dos zonas con comportamiento geohidrológico diferente en el Cerro del Peñón del Marqués, demostró que las deformaciones del terreno y la generación de fracturas está ligada al abatimiento de la carga hidráulica del acuífero.

Geología y Geomorfología del Peñón del Marqués

El Peñón del Marqués es semejante a los volcanes de la Sierra de Santa Catarina, aunque es más antiguo, pues está sepultado en gran parte por los sedimentos lacustres (Lugo-Hubp, 1996). El Peñón consiste de dos estructuras volcánicas sobrepuestas, la más joven situada en el extremo norte; ambas están constituidas de escoria alternada con capas de lava y piroclastos. La constitución del piedemonte es de material volcánico con granulometría que varía de arenas a gravas, mientras que la zona lacustre consiste en depósitos de arenas-limo-arcillosas. Litológicamente está constituido por rocas de composición basáltico-

andesítica, con intercalaciones de ceniza, escoria, ceniza de caída y brecha volcánica, conformando una estructura que tiene de altura 2,370 msnm (Lugo-Hubp, 1996).

Al pie de las elevaciones volcánicas se formaron manantiales, mismos que han sido desecados gradualmente por la actividad humana (Santoyo, 2005). El piedemonte del Peñón es una planicie inclinada de aproximadamente 6° en su contacto con las laderas del cono volcánico, mismas que tienen una inclinación superior a los 20°, lo que marca un límite claro entre ambas. La zona de transición abarca desde la base del volcán hasta una distancia entre 0.5 y 1.0 km, donde desaparece el piedemonte y se fusiona con la planicie lacustre (Lugo-Hubp, 1996); la constitución del piedemonte es de material volcánico areno-limoso y limo-arcilloso (Cabral-Cano, 2000). En algunos sitios alrededor de esta estructura volcánica, se presentan zonas de transición abrupta, representadas por el cambio litológico entre los derrames de lava, los depósitos de talud (detritos, bloques) y los depósitos arcillosos correspondientes a la zona lacustre.

En la actualidad, las características geológicas y geomorfológicas del Peñón se han modificado por el gran impacto antrópico, que ha alterado el relieve original mediante la destrucción del cono en más de un 50%, debido a la extracción de materiales y para habilitar terrazas para la construcción de viviendas. En la zona del piedemonte y en las terrazas se han construido unidades habitacionales y en los bordes de escarpes y laderas empinadas se han instalado casas improvisadas, lo que implica un riesgo para sus habitantes.

Estratigrafía y propiedades mecánicas

En esta tesis en el capítulo II se ha realizado una propuesta estratigráfica para la Cuenca del Valle de México y las rocas que forman al Peñón del Marqués se ubican con las Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv). Los tipos de materiales que compone el cono volcánico y sus características son (Lugo-Hubp, 1996; Cabral-Cano, 2000):

Lavas.- En algunos cortes o paredes verticales, de 10 metros a 70 metros de altura, localizados en las partes más elevadas de la estructura volcánica, se aprecian capas de lava alternadas con capas de escoria. Las coladas de lavas son compactas y de alta resistencia con espesores variables.

Capas de escoria.- Estas capas son gruesas, incluso de más de 20 metros y se componen de materiales deleznable con un grado de compactación variable. En los cortes artificiales de terrazas y bancos de material, estas capas se vuelven inestables, muy frágiles y pasan a un proceso activo de retroceso por erosión, el cual es mayor en la medida que los cortes son más altos. Las arenas limosas que rodean a la unidad volcánica son lacustres de compresibilidad media a alta, con un contenido de agua menor al 100%. A mayor profundidad, se tienen arcillas de alta compresibilidad con un contenido variable de agua, de 100 y 400%, estratificadas con arenas-limosas de baja compresibilidad en grosor variable. Finalmente se presentan capas de arena y grava con escoria que afloran en un radio de 600 a 100 metros a partir de la periferia del cerro.

La brecha volcánica es poco densa, pero su modo de emplazamiento y la aspereza de su superficie le confieren propiedades de cohesión y fricción relativamente buenas. El problema en estos depósitos es que no son homogéneos, presentando superficies de debilidad que funcionan como planos de deslizamiento o desprendimiento. Los suelos arenosos de la zona de transición y lacustre, presentan valores favorables del ángulo de fricción, aunque su comportamiento se ve afectado, pues está relacionado con la inter-estratificación de suelos arcillosos, de baja cohesión y prácticamente nula respuesta friccionante.

Afloramientos

Como parte del trabajo descriptivo realizado para esta tesis, se hicieron inspecciones para estudiar los afloramientos accesibles, con los que se obtuvo información que permitió realizar la descripción estratigráfica y estructural del

Peñón del Marqués, siendo la parte de lomas, la más afectada por fracturas y por consiguiente la de mayor interés para cumplir con los objetivos de este trabajo.

En las inspecciones de campo realizadas en el Peñón del Marqués, se localizaron dos afloramientos: el primero de ellos ubicado en la parte de baja del cerro, y el segundo ubicado en la parte más próxima a la cima. En ambos sitios se realizó la observación y descripción del afloramiento, así como la medición de rumbos y echados de los planos de falla y fracturas presentes en los afloramientos con la finalidad de realizar un análisis estadístico para la mejor comprensión de los tipos de esfuerzos que produjeron dichas discontinuidades, también se recolectaron muestras de mano, de las que posteriormente se obtuvieron láminas delgadas, para realizar una descripción petrológica.

Primer afloramiento

El primer afloramiento se encuentra en la Colonia el Paraíso, en una esquina formada por las calles Quetzal y Topiltzin (Figura 3.24).



Figura 3.24 Fotografía del afloramiento ubicado en el sector sur del Peñón del Marqués.

Las rocas que constituyen el afloramiento son ígneas extrusivas, sin embargo para saber con exactitud el nombre de la roca fue necesaria la elaboración de una

lámina delgada, por lo intemperizado del sitio. Una vez realizada la observación de la lámina delgada en el microscopio, en la que se determinó textura y mineralogía se llegó a la conclusión de que la roca corresponde a una andesita-basáltica. Lo cual concuerda con los trabajos antecedentes que se tienen del Peñón del Marqués.

Una vez realizada la información petrológica del sitio, se prosiguió con el tratamiento estadístico de los datos estructurales, para tener información geológica más completa del lugar. La información estructural se presentará, después del formato correspondiente a la petrología de cada uno de los afloramientos.

Para un mejor manejo de la información, se elaboró un formato, en el que se describen los afloramientos y la petrología de cada uno de ellos.

A continuación se presenta el formato correspondiente al afloramiento localizado en la parte baja del Peñón del Marqués.

Coordenadas: (x=496390, y=2142405)

I. Datos de campo

Muestra: DT-PM-1

Ubicación: Sector sur del Peñón del Marqués, México., D.F.

Descripción del afloramiento:

Afloramiento de rocas ígneas extrusivas que pertenecen al Peñón del Marqués y se encuentra ubicado en la parte baja del mismo, se observó coloración rojiza en las partes más frescas, contrastando con el color pardo de las partes más intemperizadas. Se encuentra afectado por numerosas fracturas.

Descripción del ejemplar de mano

Color:

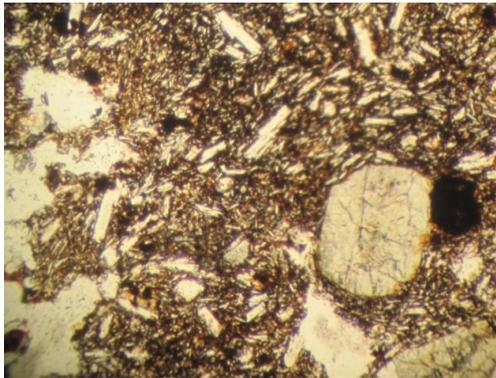
- a) Intemperismo: Pardo.
- b) Fresco: Rojizo.

Textura: Porfídica.

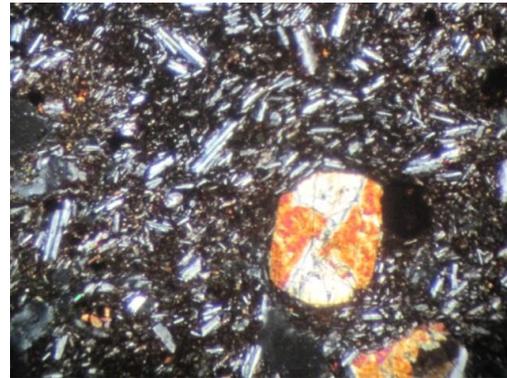
Minerales observables: Con el uso de una lupa de 10x se pudieron distinguir feldespatos.

II. Descripción microscópica

a) Fotografía tomada con luz plano polarizada



b) Fotografía tomada con nícoles cruzados



Textura: Porfídica

Minerales	%	Tamaño
Plagioclasa	70	Pequeño- Grande.
Olivino	15	Medio
Óxidos	10	Medio
Piroxenos	5	Medio

III. Origen de la roca: Ígnea extrusiva.

IV. Clasificación: Andesita basáltica.

Estadística

A continuación se muestra la distribución de datos graficada con la red estereográfica obtenida de la medición que se hizo del conjunto de fracturas que afectan al paquete rocoso, se presenta la roseta correspondiente a los rumbos (Figura 3.25). Se midieron un total de 51 discontinuidades, sus respectivos valores se presentan en el Apéndice 2-sitio 1 al final de este trabajo.

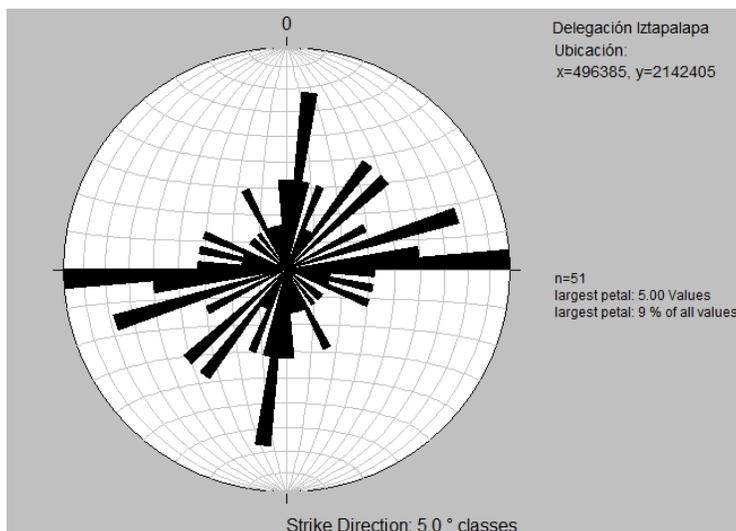


Figura 3.25 Roseta de rumbos de fracturas medidas en un afloramiento del Peñón del Marqués ubicado entre las calles Quetzal y Topiltzin.

Para corroborar la información de la roseta de rumbos se elaboró el histograma correspondiente a los rumbos (Figura 3.26).

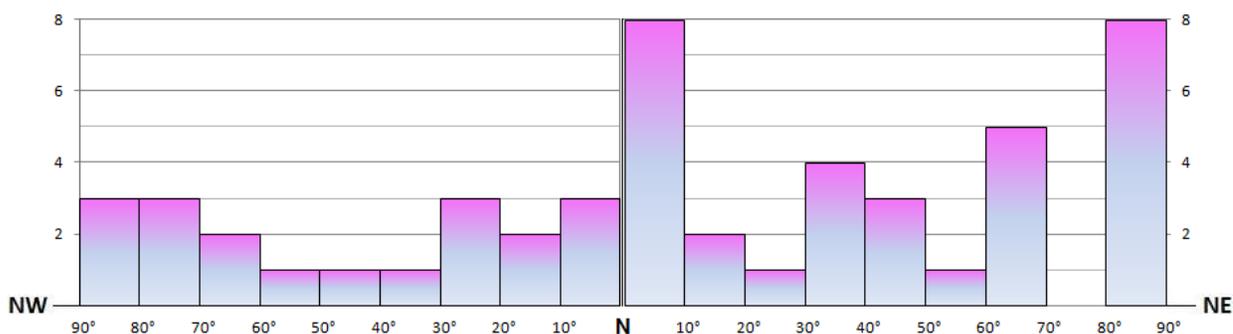


Figura 3.26 Histograma realizado con los rumbos.

Interpretación de generación de fracturas para el sitio

En la roseta de rumbos se pueden observar dos direcciones preferenciales en los intervalos de (1°-10°) NE y de (80°-90°) NE que forman un par conjugado, lo que nos indica que la mayoría de las fracturas fueron formadas por esfuerzos de origen tectónico y en menor proporción por el enfriamiento de la lava.

Segundo afloramiento

El segundo afloramiento (Figura 3.27) analizado en la delegación Iztapalapa se encuentra al oriente del Peñón del Marqués en la parte próxima a la cima.



Figura 3.27 Fotografía del afloramiento ubicado en el sector oriente del Peñón del Marqués.

Las rocas que constituyen este afloramiento son ígneas extrusivas, sin embargo para conocer la clasificación exacta fue necesario obtener una muestra del paquete rocoso para analizarla macroscópicamente, posteriormente se obtuvo una lámina delgada para proceder al análisis microscópico. La información petrológica se muestra en el siguiente formato:

Coordenadas: (x=496973, y=2142492).

I. Datos de campo

Muestra: DT-PM-2

Ubicación: Peñón del Marqués, México., D.F.

Descripción del afloramiento:

Afloramiento de rocas ígneas extrusivas que pertenece al Peñón del Marqués y se encuentra ubicado en la parte alta del mismo, donde se compone de rocas de coloración gris-verdosa en las partes más frescas, contrastando con el color rojizo de las partes más intemperizadas. Se midieron fracturas, que por ser planos de debilidad ocasionan derrumbes,

principalmente en temporada de lluvias. En las partes de mayor pendiente el afloramiento se encuentra mallado, con el propósito de contener el derrumbe de rocas que puedan causar accidentes.

II. Descripción del ejemplar de mano

Color

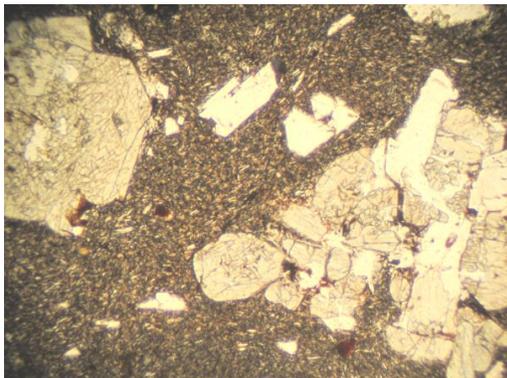
- c) Intemperismo: Rojizo.
- d) Fresco: Gris-verdoso.

Textura: Afanítica.

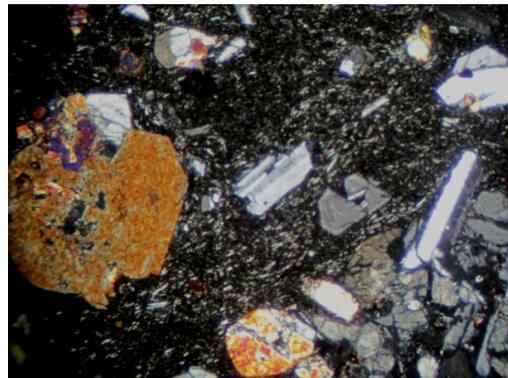
Minerales observables: Con el uso de una lupa de 10x se pudieron distinguir olivinos y feldespatos.

III. Descripción microscópica

a) Fotografía tomada con luz plano polarizada



b) Fotografía tomada con nícoles cruzados



Textura: Porfídica

Minerales	%	Tamaño
Plagioclasa	70	Pequeño-Grande.
Olivino	15	Medio
Óxidos	10	Medio
Piroxenos	5	Medio

IV. Origen de la roca: Ígnea extrusiva

V. Clasificación: Andesita basáltica.

Se debe enfatizar en mínima distancia que existe entre los taludes del Peñón del Marqués y los asentamientos humanos, ya que en temporadas de lluvias la fuerza del agua genera derrumbes que ponen en riesgo a la población, por lo que las partes más propensas a este fenómeno se encuentran malladas (Figura 3.28).



Figura 3.28 Fotografía que muestra las mallas para la contención de derrumbes.

Estadística

En este sitio se midieron 94 datos de fracturas (Apéndice 2-sitio 2) que fueron graficados mediante el uso de la red estereográfica para obtener la roseta de rumbos (Figura 3.29) y visualizar la tendencia de los datos, este resultado fue confirmado mediante la elaboración de un histograma de frecuencias (Figura 3.30).

La roseta rumbos muestra solamente una dirección preferencial hacia el SE lo que significa que la mayoría de las fracturas están alineadas con valores cercanos a esta dirección, con el histograma de frecuencias este resultado es corroborado ya 84 rumbos equivalentes al 90% de los datos tiene direcciones hacia el NW donde la mayor frecuencia se tiene en el intervalo (40°-50°) NW y solo el 10% tiene direcciones hacia el NE.

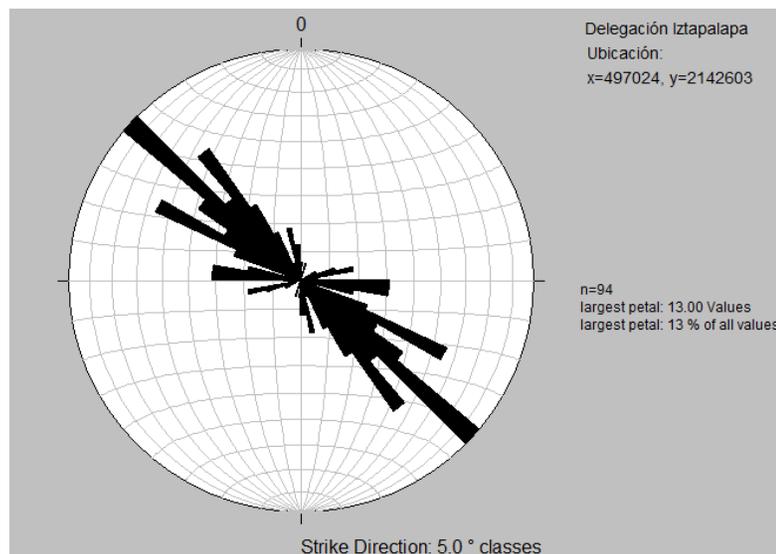


Figura 3.29 Roseta de rumbos medidos en un afloramiento al oriente del Peñón del Marqués.

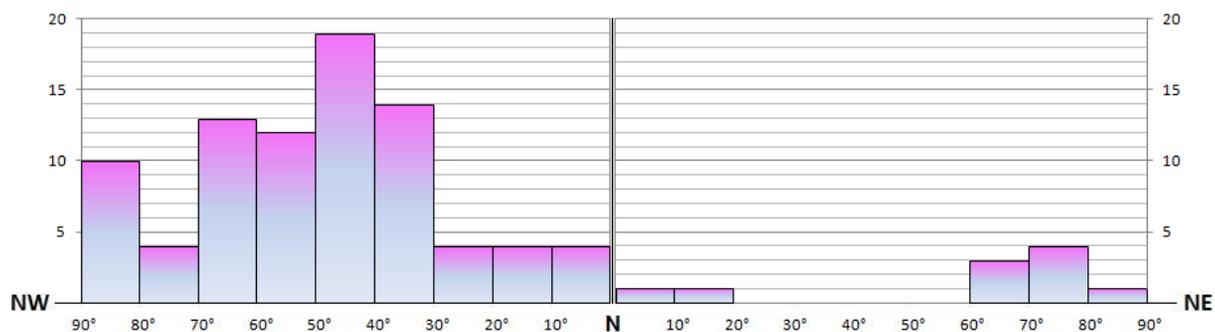


Figura 3.30 Histograma realizado con los datos medidos en un afloramiento al oriente del Peñón del Marqués.

Interpretación del sitio

A diferencia del primer afloramiento, en la roseta de rumbos correspondiente a este sitio se puede observar solo una dirección preferencial hacia el N45°W, este tipo de comportamiento se puede encontrar en zonas con un fuerte bombeo de pozos de extracción de agua.

Esto concuerda con las características de la zona, ya que en esta parte del Peñón del Marqués se encuentra un pozo de bombeo que administra agua principalmente a la unidad habitacional del Peñón del Marqués y viviendas cercanas.

Sitios con afectados por fracturas

Alrededor del Peñón del Marqués (Figura 3.31), en la zona de transición se midieron rumbos de fracturas en los sitios que presentaban mayor afectación.

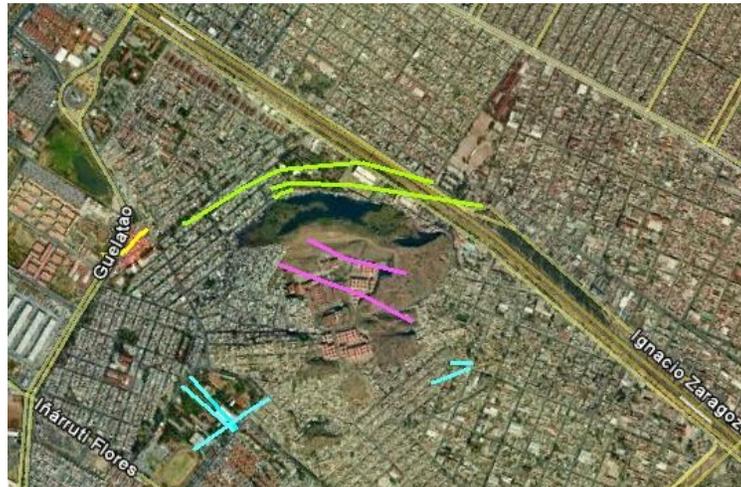


Figura 3.31 Sitios en los que se midieron fracturas alrededor del Peñón del Marqués.

Av. Guelatao, coordenadas (x=496116, y=2142641)

En las proximidades al Peñón del Marqués se localiza una explanada (Figura 3.32) que se encuentra entre Av. Guelatao y la calle Batallón ligero de Toluca.



Figura 3.32 Se puede visualizar al Peñón del Marqués desde la explanada sobre la Av. Guelatao. Por su ubicación respecto al Peñón esta área correspondería a una zona de transición.

Este sitio se ubica en una zona de transición, ya que se localiza entre la parte más baja del Peñón del Marqués y la zona lacustre. En este lugar se pudo observar diferentes capas de reencarpentamiento asfáltico (Figura 3.33) lo que indica continuas etapas de fracturamiento, siendo la de mayor actividad en la época de lluvias. Las fracturas de mayor longitud y abertura se encuentran rellenas de basura.

En este lugar se midieron fracturas que van asociadas a una falla normal de orientación $N45^{\circ}E$ (Figura 3.33).



Figura 3.33 Fotografía que muestra la falla que cruza por la explanada ubicada sobre la Av. Guelatao a un costado del Peñón del Marqués. También se aprecia el reencarpentamiento asfáltico.

Estadística

En el área se midieron en total 136 datos de discontinuidades cuyos valores se encuentran en el Apéndice 2-Sitio3. El primer procedimiento que se realizó fue para la obtención de la roseta de rumbos (Figura 3.34) mediante la red estereográfica. La gráfica muestra una marcada dirección preferencial que tiene como promedio el valor angular de $N45^{\circ}E$, lo que significa que la mayoría de las fracturas se alinean en valores cercanos a este rumbo.

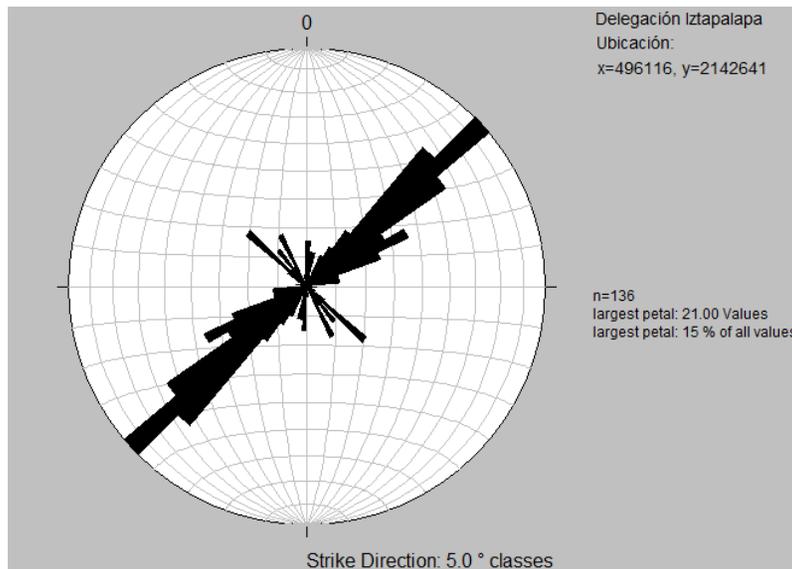


Figura 3.34 Roseta de rumbos correspondientes a las fracturas medidas en la explanada ubicada junto a la Av. Guelatao,

Con el objetivo de sustentar la información obtenida mediante la red estereográfica, se elaboró un histograma de frecuencias con los valores de rumbos medidos en la explanada, del histograma se pudo concluir que el 80% de las fracturas en este sitio se alinean en dirección NE y como se puede comprobar la dirección preferencial se encuentra en el intervalo angular de (40°-50°) NE, (Figura 3.35).

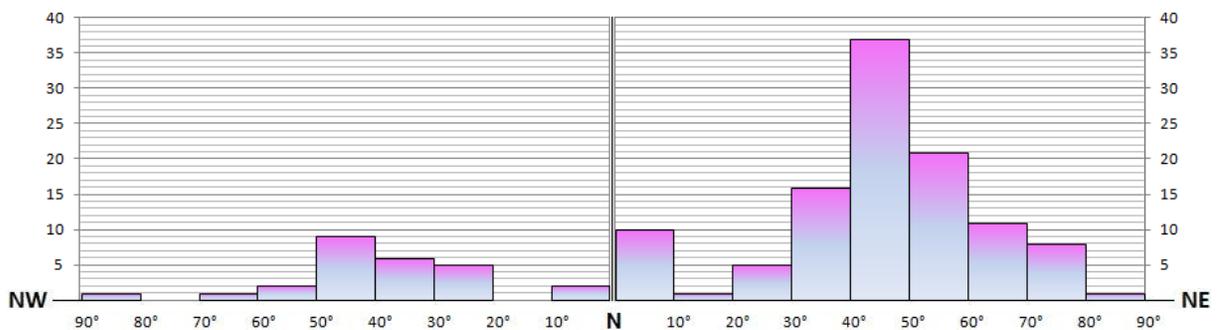


Figura 3.35 Histograma de frecuencias correspondiente a los datos medidos en la explanada ubicada junto a la Av. Guelatao.

Interpretación del sitio

El área donde se realizaron las mediciones de fracturas se localiza en una zona de transición litológica, entre las rocas volcánicas del Peñón del Marqués y los depósitos lacustres, lo que propicia el fracturamiento sin embargo ésta no es la causa principal del origen de las fracturas ya que del análisis estadístico se concluye que existe una predominante alineación de las discontinuidades hacia el NE, lo que indica que en esta zona el fenómeno que está provocando la subsidencia que tiene como consecuencia el fracturamiento, es el excesivo bombeo de pozos para abastecer de agua a la población de la Ciudad México, lo que ocasiona el abatimiento de los acuíferos, lo cual se relaciona directamente con el hundimiento regional y la generación de fracturas.

Facultad de Estudios Superiores (FES) plantel Zaragoza, coordenadas ($x=496426$, $y=214\ 2108$).

La FES Zaragoza se localiza al SW del Peñón del Marqués, en una zona de transición, lo que ha provocado la aparición de sistemas de fallas y fracturas que afectan la zona de edificios, jardines y estacionamientos de esta escuela perteneciente a la UNAM. Se identificó un sistema de falla con dirección $N45^{\circ}W$ que daña de forma grave a las aulas de la escuela, que por el mismo motivo se encuentran en constante mantenimiento.

La forma de seguir las direcciones de las fallas fue observando los daños en las aulas y en los estacionamientos para profesores, ya que las áreas comunes para los alumnos están cubiertas por adoquines que disimulan el desplazamiento provocado por la falla y los daños ocasionados por las fracturas.

Al interior de la FES el área seleccionada para medir fracturas, fue en unos de los estacionamientos para personal académico (Figura 3.36), ya que este lugar es uno de los que tiene mayores daños constructivos a causa del fracturamiento, las consecuencias de esto han sido tan graves, que incluso se han tenido que demoler construcciones en las que los daños ya eran irreparables, esto sucedió en

lo que actualmente es un jardín de cactáceas (Figura 3.37), junto al estacionamiento de profesores.



Figura 3.36 Fotografía que muestra el severo fracturamiento del estacionamiento para profesores al interior de la FES Zaragoza.



Figura 3.37 Fotografía que muestra el lugar donde fue demolida una construcción con daños irreparables causados por fracturas. En la actualidad es un jardín de cactáceas.

En el área de estacionamientos de la FES Zaragoza se midieron en total 160 fracturas con una dirección preferencial NW-SE, cuyos valores se encuentran contenidos en el Apéndice 2-Sitio 4.

Estadística

Para obtener la dirección preferencial de las fracturas medidas, se utilizó la red estereográfica para graficar todos los valores de los rumbos y obtener su respectiva roseta (Figura 3.38).

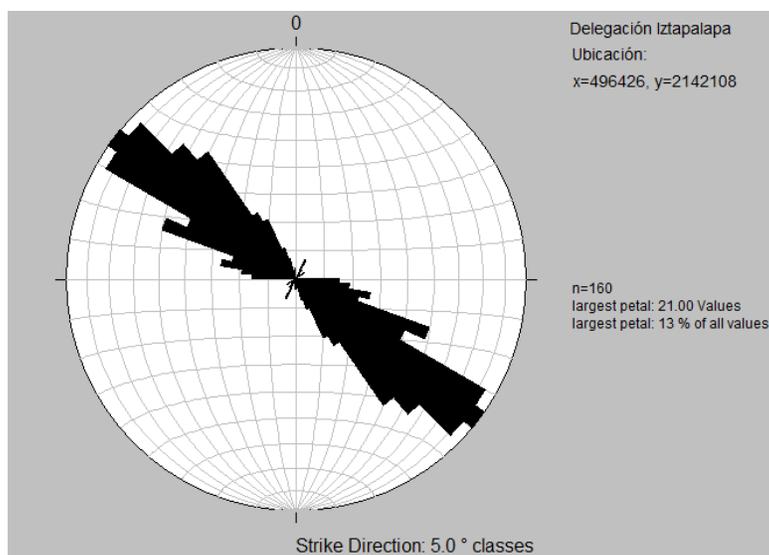


Figura 3.38 Roseta elaborada con los rumbos de fracturas medidas en la FES Zaragoza.

Con la roseta de rumbos se puede observar que la mayoría de las fracturas medidas se alinean en dirección N55°W, para corroborar este resultado se elaboró un histograma de frecuencias (Figura 3.39) con los mismos datos de rumbo.

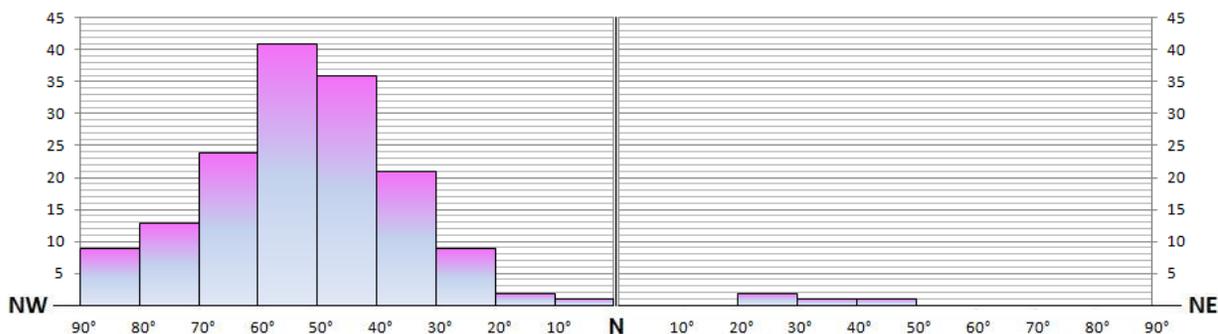


Figura 3.39 Histograma que presenta la frecuencia de los datos medidos en la FES Zaragoza.

Con el histograma se puede afirmar que el 98% de las fracturas medidas se alinean en dirección NW, y que el valor más frecuente de estas discontinuidades se encuentra en el intervalo angular (40°-60°) NW.

Interpretación para el sitio

De los resultados obtenidos del tratamiento estadístico realizado con los valores de las fracturas medidas, se puede deducir que el fracturamiento es originado por el excesivo bombeo de pozos para la extracción de agua potable, ya que esto provoca el la subsidencia del terreno que asienta diferencialmente debido a que se encuentra en una zona de transición entre rocas volcánicas y una secuencia lacustre.

Calle Salvador Escalante, coordenadas (x=497383, y=2142249)

Esta área se localiza al SE del Peñón del Marqués y los daños a las construcciones son realmente evidentes ya que se encuentra una falla geológica (Figura 3.40) con dirección N50°E, a la que van asociadas numerosas fracturas que han provocado severas averías en el sitio.



Figura 3.40 Fotografía de la calle Salvador Escalante en la que se observan los daños constructivos causado por las discontinuidades en el terreno.

En este sitio se midieron un total de 102 fracturas, cuyos valores se encuentran contenidos en el Apéndice 2- Sitio 5.

Estadística

Con los valores de los rumbos medidos se elaboró una roseta con la red estereográfica (Figura 3.41) para poder precisar la dirección preferencial de las fracturas.

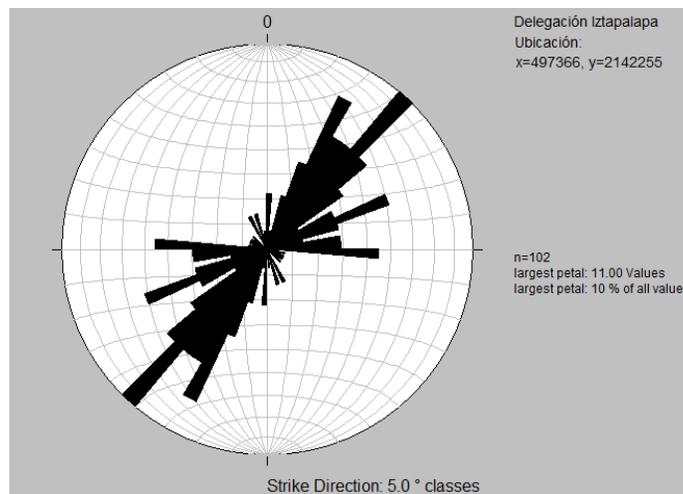


Figura 3.41 Roseta de rumbos de las fracturas medidas en la calle Salvador Escalante.

Como se puede observar en la roseta las fracturas se agrupan en dos familias de fracturas; la primera tiene dirección preferencial N50°E, mientras que la dirección de la segunda se encuentra entre los valores de N10°W y N80°E.

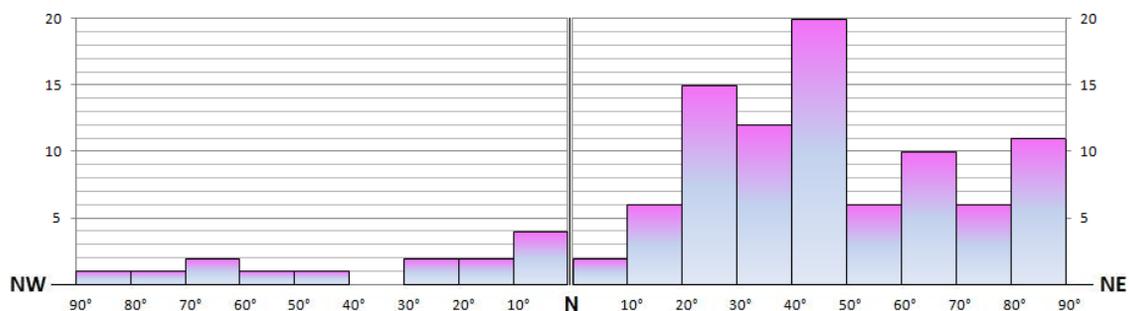


Figura 3.42 Histograma elaborado con los rumbos correspondientes a las fracturas medidas.

Para comprobar el resultado de las direcciones obtenidas con la red estereográfica se elaboró un histograma de frecuencias (Figura 3.42) con los rumbos de las fracturas medidas. En este caso se puede observar que las mayoría de las fracturas se alinean hacia el NE, pero no es una dirección única, sino en dos, la de mayor frecuencia se concentra en el intervalo angular (20°-50°) NE y la de menor frecuencia se concentra el intervalo (60°-90°)NE, la cual se asocia con la dirección N10°W.

Interpretación para el sitio

De la información estadística se puede inferir que en esta área se juntan dos fenómenos que provocan el fractuamiento a) el primero de ellos es la falla geológica preexistente, que se formó por esfuerzos tectónicos, es por esto que la roseta muestra un par conjugado de datos y b) el excesivo bombeo de pozos de agua potable está ocasionando la subsidencia del terreno, el cual se está deslizando en el plano de debilidad formado por la falla geológica, es por este motivo que hay una familia de fracturas con una mayor concentración de datos.

Av. Ignacio Zaragoza, coordenadas (x=497378, y=2142846)

Al NE del Peñón del Marqués se encuentra una escuela pública, en la cual se midieron 113 fracturas, sus respectivos valores se encuentran contenidos en el Apéndice 2-Sitio 6. El estacionamiento para profesores se encuentra muy dañado, ya que una falla con rumbo N75°W cruza por este lugar además de sus fracturas asociadas. La falla tiene un desplazamiento vertical de 1[m], dicho espaciamiento se encuentra relleno por vegetación, que va desde pasto hasta árboles de tamaño pequeño (Figura 3.43), esto también ha contribuido a la formación de fracturas, ya que las raíces de las plantas también tienen la fuerza para fracturar el pavimento además de que el agua que se precipita en temporada de lluvias se infiltra en las discontinuidades y socava el terreno. Las personas que laboran en este lugar comentaron que en este lugar el drenaje presenta constantes fugas de agua, estos daños seguramente son ocasionados por las fracturas.



Figura 3.43 Fotografía de la falla que cruza en el estacionamiento de la escuela ubicada al NE del Peñón del Marqués.

Estadística

Para realizar una interpretación con los datos se realizó una roseta de rumbos (Figura 3.44), para ver la dirección preferencial de los mismos. En la gráfica se puede un par conjugado, lo que significa que las fracturas se alinean en dos direcciones.

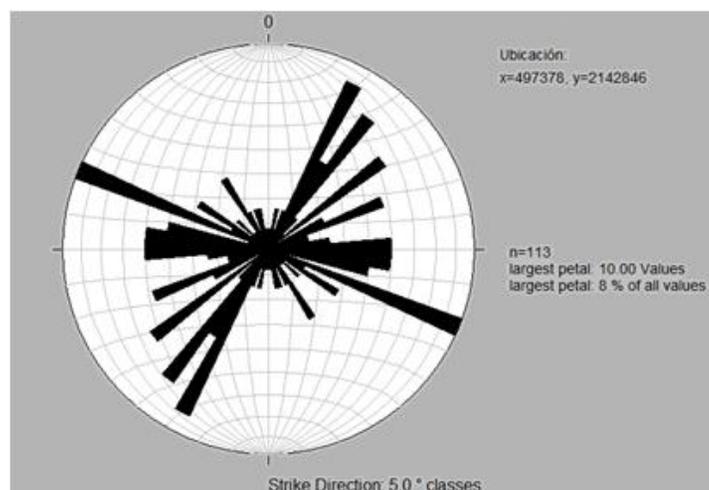


Figura 3.44 Roseta de los rumbos de fracturas medidas en el estacionamiento de la escuela a un costado de la Av. Zaragoza.

Para poder apreciar con mayor exactitud la concentración de los datos, se elaboró un histograma de frecuencias (Figura 3.45), del cual se corrobora que existen dos direcciones preferenciales; la primera se abarca el intervalo (60°-90°) NW y la segunda el intervalo (20°-50°) NE.

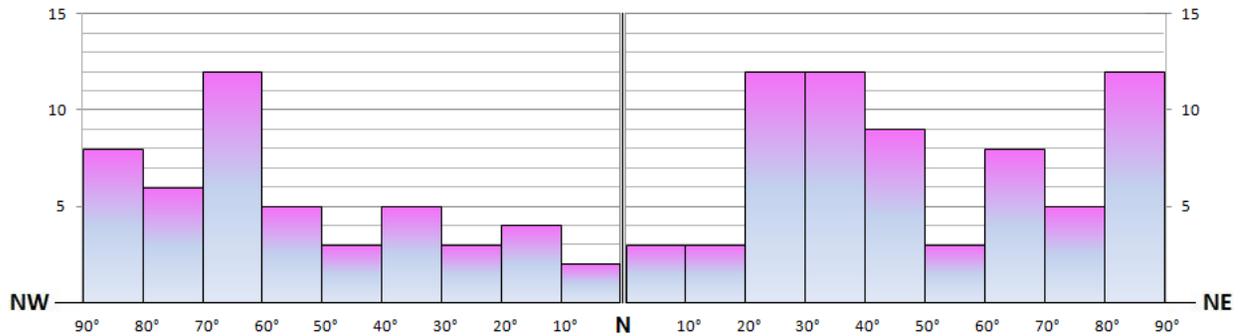


Figura 3.45 Histograma obtenido con los rumbos de las fracturas medidas.

Interpretación para el sitio

Al desarrollarse el hundimiento regional así como los procesos de extracción de agua alrededor del Peñón del Marqués, se producen agrietamientos del terreno por tensión. Generalmente este tipo de discontinuidades siguen trayectorias semejantes a las curvas de nivel topográfico, o bien a los contornos de formaciones subterráneas de mayor rigidez que las formaciones arcillosas.

3.7.3 Delegación Tláhuac

La Delegación Tláhuac ocupa una superficie de 899 km², se ubica en la zona suroriente del Distrito Federal. Colinda al norte y noreste con la Delegación Iztapalapa, al oriente con el Municipio Valle de Chalco Solidaridad, Estado de México; al sur con la Delegación Milpa Alta, hasta el vértice que marca el Volcán Teuhtli, y al suroeste y oeste con la Delegación Xochimilco (Figura 3.46). Pertenece a la subcuenca Chalco-Tláhuac, el uso de suelo es 60% de área de reserva ecológica y 40% de uso habitacional (GODF, 1997).

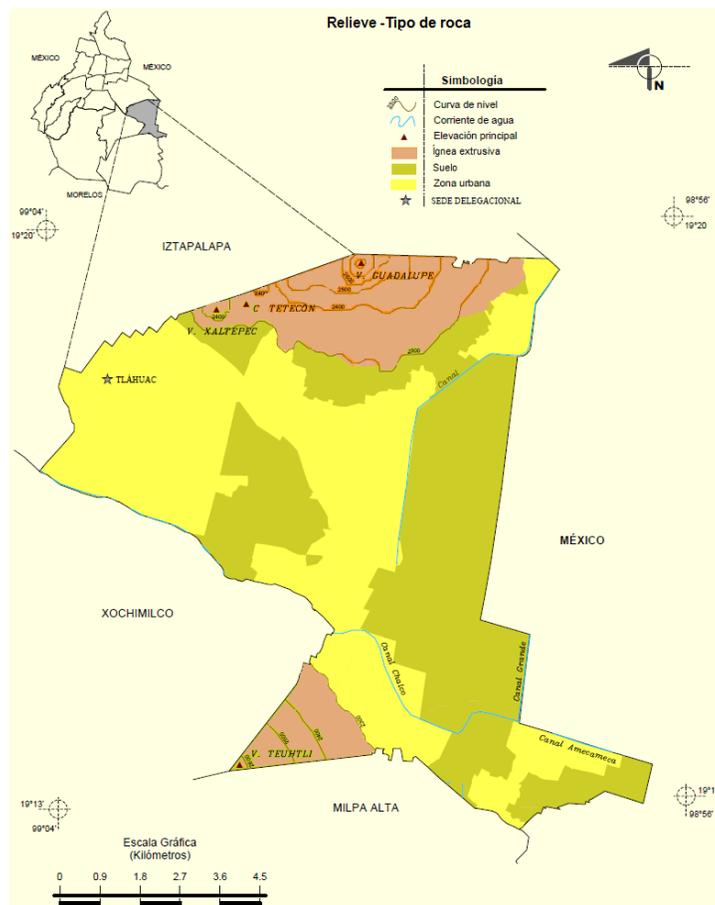


Figura 3.46 Mapa en el que se muestra la localización de la Delegación Tláhuac, su relieve y litología dominante (INEGI, 2005).

La porción occidental de la Delegación Tláhuac tiene como límite natural la llamada Sierra de Santa Catarina; un conjunto de volcanes cuaternarios monogenéticos alineados aproximadamente de occidente a oriente, con una pendiente en sus flancos cercana a los 32° . De la base de los conos hacia el sur, se extiende una superficie reducida de piedemonte, constituida de lavas expuestas o sepultadas por piroclastos y material volcánico removido por procesos gravitacionales y fluviales. Hacia el sur sigue la planicie lacustre, en gran parte urbanizada. Así, se reconocen tres unidades principales del relieve: conos volcánicos monogenéticos, piedemonte volcánico y planicie lacustre. Desde el

punto de vista de la mecánica de suelos, comprende las zonas de lomas, de transición y del lago respectivamente.

Representa un claro ejemplo de un proceso de urbanización en una zona afectada por peligros geológicos y geomorfológicos, originando como consecuencia la exposición permanente de la población e infraestructura civil ante procesos tales como hundimiento y agrietamiento de suelos.

Zona afectada por fracturas.

Pueblo de San Juan Ixtayopan, coordenadas (x=500449, y= 2127771)

Se visitó particularmente el Pueblo de San Juan Ixtayopan; ya que por testimonios de habitantes que forman parte de la comunidad universitaria supimos que este sitio se encuentra severamente dañado por fracturas.

El área donde son más evidentes las discontinuidades es en un terreno baldío de grandes extensiones (Figura 3.47); en este lugar se encontraba construida una escuela primaria pública que tuvo que ser derrumbada porque las discontinuidades afectaban severamente a la construcción y ocasionaron daños irreparables.



Figura 3.47 Fotografía de fracturas en una explanada en el pueblo San Juan Ixtayopan.

En este sitio se midieron un total de 102 datos de fracturas (Figura 3.48) que se encuentran asociadas a un sistema de fracturamiento principal. Los datos medidos tienen una dirección preferencial hacia el N35°W y se encuentran en la tabla del Apéndice 3. Es importante mencionar que las fracturas no solo afectan el terreno baldío, sino que se extienden mucho más en el entorno, afectando severamente las construcciones de la zona.



Figura 3.48 Fotografía de las principales fracturas medidas en una explanada del poblado de San Juan Ixtayopan.

Estadística

Se realizó un tratamiento estadístico con los datos medidos en el lugar, para realizar una interpretación cuantitativa de las fracturas que afectan el entorno. Se graficó una roseta de rumbos (Figura 3.49) en la que se determinó el ordenamiento principal de los fracturamientos y se encuentra entre (50°-70°) NW. Para saber el número exacto de datos que se encuentran con esta dirección, se elaboró un histograma (Figura 3.50) en el que se ve de forma muy clara la

marcada tendencia de los datos, ya que el 99% de los datos medidos coinciden con esta dirección, mientras que solo el 2% datos se alinean hacia el NE.

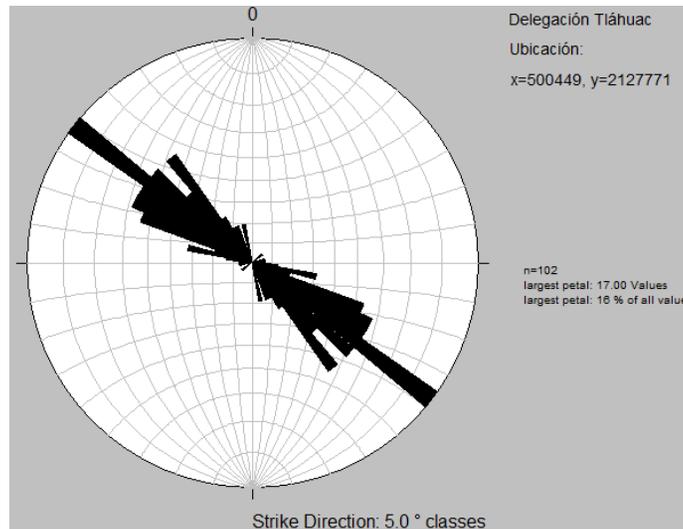


Figura 3.49 Roseta de rumbos de las fracturas medidas en el poblado de San Juan Ixtayopan.

Los datos pertenecientes a la dirección principal tienen una mayor frecuencia en el intervalo de (50°-70°) NW, lo cual es coincide con la roseta de rumbos.

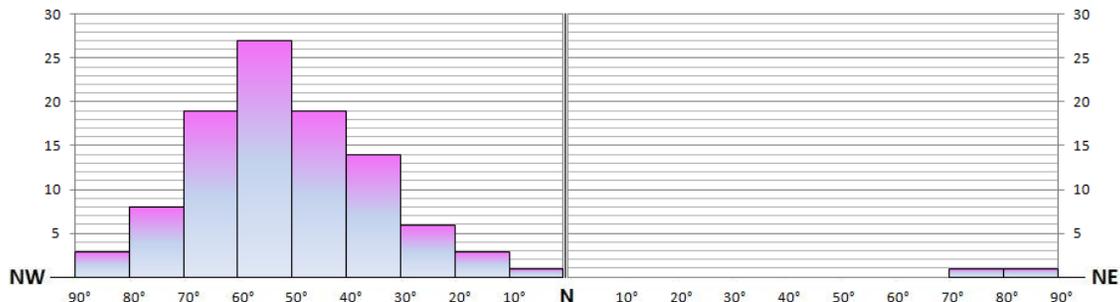


Figura 3.50 Histograma de las fracturas medidas en el poblado de San Juan Ixtayopan.

Interpretación

Por la marcada tendencia de los datos hacia una sola dirección se infiere que el fracturamiento es causado por el bombeo de pozos para la extracción de agua potable. Lo cual coincide con lo observado en la zona, ya que cuenta con un gran

número de pozos. El bombeo provoca el abatimiento de los acuíferos, lo que se refleja en la subsidencia del terreno.

3.7.4 Delegación Venustiano Carranza

La delegación Venustiano Carranza se encuentra en la zona centro-oriente de la Ciudad de México, entre los paralelos 19°24' y 19°28' de latitud norte y los meridianos 99°03' y 99°08' de longitud oeste a una altitud promedio de 2,240 msnm. Cuenta con una superficie de 33.42km², lo que representa el 2.24% de la superficie total del Distrito Federal. La elevación máxima de esta entidad está representada por el cerro Peñón de los Baños, que cuenta con una altura de 2,290 metros sobre el nivel del mar (Figura 3.51).

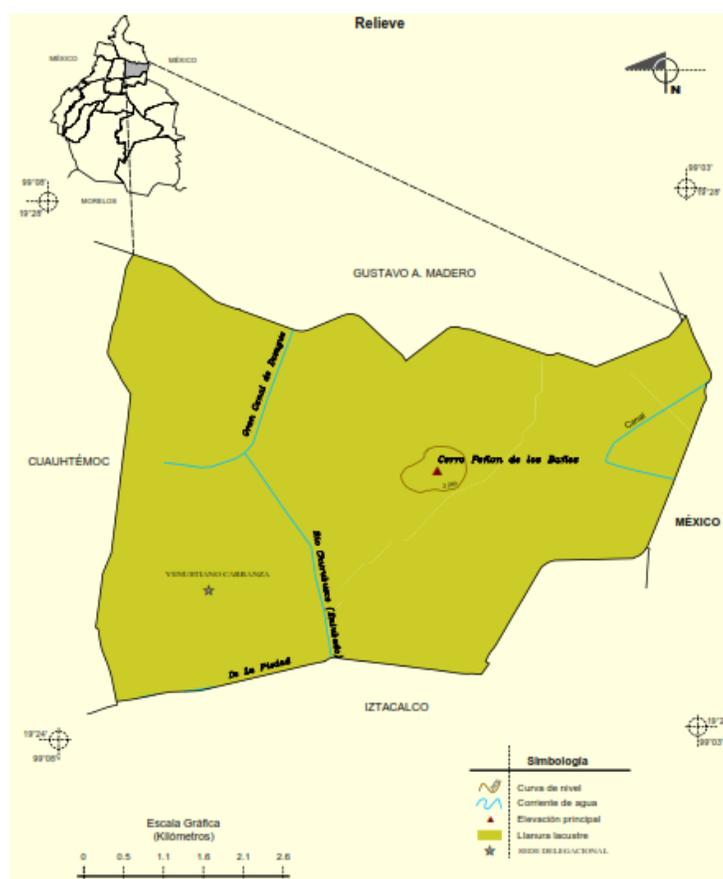


Figura 3.51 Mapa en el que se muestra la localización de la Delegación Venustiano Carranza y su relieve (INEGI, 2005).

Peñón de los Baños

Geológicamente el cerro del Peñón de los Baños es una estructura volcánica, la cual está formada por una sucesión de flujos piroclásticos y derrames de lavas no diferenciadas de composición basalto-andesítica correspondiente a la Unidad Volcánica Inferior del Mioceno Tardío. Posteriormente a la formación del volcán, éste se convirtió en una isla dentro del lago de la cual su periferia fue sepultada progresivamente por depósitos clásticos, los cuales van disminuyendo el tamaño de su granulometría al alejarse de la estructura volcánica hacia las cuencas periféricas e irse convirtiendo desde depósitos de pie de monte, hasta arcillosos de tipo lacustre que corresponden al cuaternario y se extienden hacia las zonas planas próximas, tal es el caso del aeropuerto internacional de la ciudad de México y las colonias circundantes.

De acuerdo a la zonificación geotécnica para la cuenca de México, el área escarpada del Peñón corresponde a la zona I, el área periférica próxima con menor pendiente al Peñón, representada por los depósitos aluviales de granulometría decreciente al alejarse de la estructura volcánica, corresponde a la zona II y la zona periférica llana está representada por la zona III. Las cuales de acuerdo al reglamento de construcciones del DF en su artículo 170, corresponden a la zona I de lomeríos, zona II de transición y la zona III lacustre.

De este cerro no existe mucha información bibliográfica, ni se pudo obtener más en el sitio, ya que el Peñón de los Baños es utilizado como torre de control militar, por lo que su acceso está sumamente restringido. La muestra de mano que se recolectó en el lugar y las mediciones que se realizaron fueron obtenidas de un afloramiento que se encuentra en la parte baja del cerro, sobre la Av. Circuito Interior, (Figuras 3.52 y 3.53). Se tenía la intención de obtener más datos estructurales en la cima del Peñón, sin embargo como ya se explicó no fue posible realizar más mediciones. Sin embargo la información obtenida de la lámina

delgada correspondiente a la muestra de mano recolectada en el Peñón del Marqués concuerda con la información bibliográfica que se tiene.



Figura 3.52 Fotografía del afloramiento localizado sobre el Circuito Interior (Bicentenario) al oeste del Peñón de los Baños.



3.53 Fotografía de las fracturas observadas en el afloramiento sobre el Circuito Interior (Bicentenario) al Oeste del Peñón de los Baños.

Características principales del afloramiento

Coordenadas: (x=491063, y=2149605).

I. Datos de campo

Muestra: DT-PB-1

Ubicación: Peñón de los Baños, México., D.F.

Descripción del afloramiento:

Rocas ígneas extrusivas de coloración gris oscuro en las partes más frescas y de color pardo en las partes más intemperizadas. Se observa la presencia de un número considerable de fracturas, la mayoría está rellenas por arcillas.

II. Descripción del ejemplar de mano

Color

a) Intemperismo: Pardo claro cambiando a pardo oscuro.

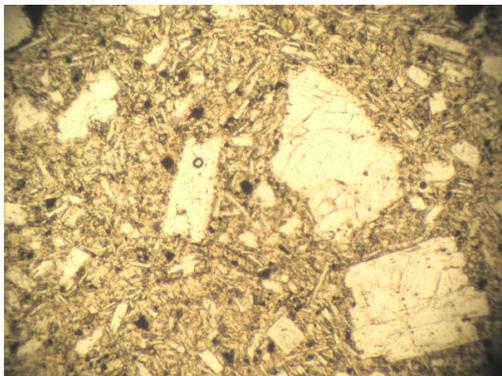
b) Fresco: Gris oscuro.

Textura: Fanerítica de grano medio.

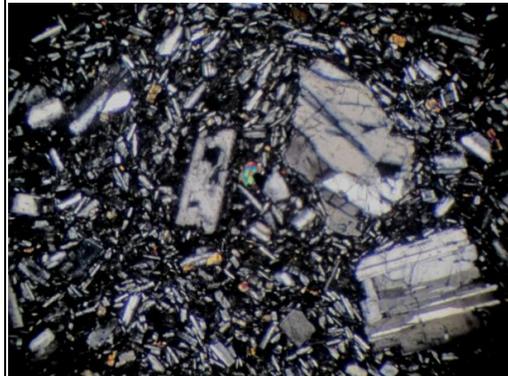
Minerales observables: Feldespatos en abundancia y olivino.

III. Descripción microscópica

a) Fotografía tomada con luz plano polarizada



b) Fotografía tomada con nícoles cruzados



Textura: Porfídica

Minerales	%	tamaño
Plagioclasas	85	Fino-Medio.
Piroxenos	10	Medio
Óxidos	5	Medio

IV. Origen de la roca: Ígnea extrusiva.

V. Clasificación: Andesita

Estadística

Se realizó un procesamiento estadístico con 46 datos de fracturas medidas en el afloramiento del Peñón de los Baños, sus respectivos valores se encuentran en el Apéndice 4-Sitio 1. Se realizó la roseta de rumbos (Figura 3.54), para ver de forma clara la tendencia de los mismos. En este caso se puede observar que el ordenamiento de los datos no es tan claro, ya que parecería predominar una sola dirección con tendencia E-W, sin embargo con el histograma (Figura 3.55) elaborado con los mismos datos se puede esclarecer que si existen dos direcciones preferenciales 75NW y 85NE, las cuales si se encuentran muy cerca de los 90° en ambas direcciones por eso los datos parecerían concentrarse en la dirección E-W.

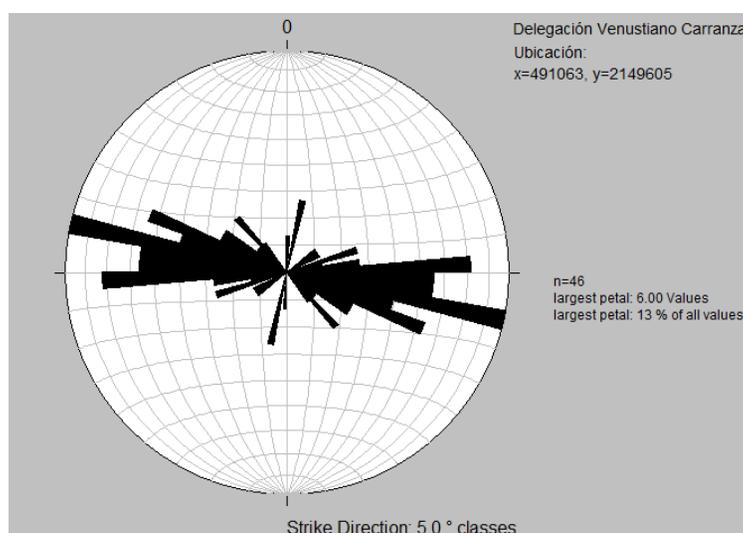


Figura 3.54 Roseta de rumbos de fracturas medidas en el afloramiento del Peñón de los Baños.

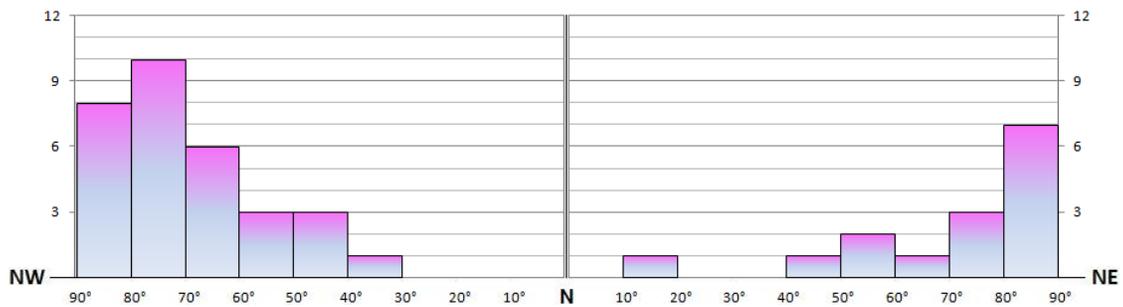


Figura 3.55 Histograma realizado con los rumbos de las fracturas medidas en el afloramiento del Peñón de los Baños.

Mediante el histograma se puede saber que el 67% de las fracturas medidas se en el afloramiento tienen direcciones hacia el NW siendo el intervalo (70°-90°) el de mayor frecuencia.

Interpretación para el sitio

Por el ordenamiento de los datos obtenidos con el procesamiento estadístico se puede concluir que los mecanismos que originaron las estructuras medidas en el afloramiento del Peñón de los Baños en un principio fueron de origen tectónico, sin embargo estas direcciones se concentran tanto que parecería predominar solo la dirección E-W, esto puede asociarse a la reactivación de fallas geológicas preexistentes por la compactación diferencial del terreno que en la actualidad se está hundiendo, debido a la abundante extracción de agua potable mediante pozos de bombeo.

Sitios identificados con problemas causados por fracturas.

Como parte del trabajo de campo se realizaron inspecciones alrededor del Peñón de los Baños (Figura 3.56) para identificar los sitios donde son más severos los problemas constructivos causados por las fracturas. Estos lineamientos son comunes en las zonas de transición; es decir donde hay un fuerte contraste litológico entre los materiales rocosos y los materiales lacustres.



Figura 3.56 Fracturas que se alinean en el contorno del Peñón de los Baños.

Calle Emiliano Zapata, coordenadas (x=491187, 2149760)

Sobre la calle Emiliano Zapata se realizó una medición de 141 datos estructurales (Figura 3.57) cuyos valores se encuentra en el Apéndice 4-Sitio2, se eligió este sitio por la cercanía al Peñón de los Baños y por los evidentes daños en las construcciones del área.



Figura 3.57 Fotografía del pavimento fracturado en la calle Emiliano Zapata.

Estadística

Con los datos medidos se realizó una roseta de rumbos para ver la disposición espacial de las fracturas (Figura 3.58), en la gráfica se puede observar que predomina una dirección preferencial N75°E. Para sustentar esta gráfica también se elaboró un histograma (Figura 3.59), en el cual se observa que si existen unos cuantos datos en dirección NW, sin embargo la dirección significativa se enfoca en la dirección NE.

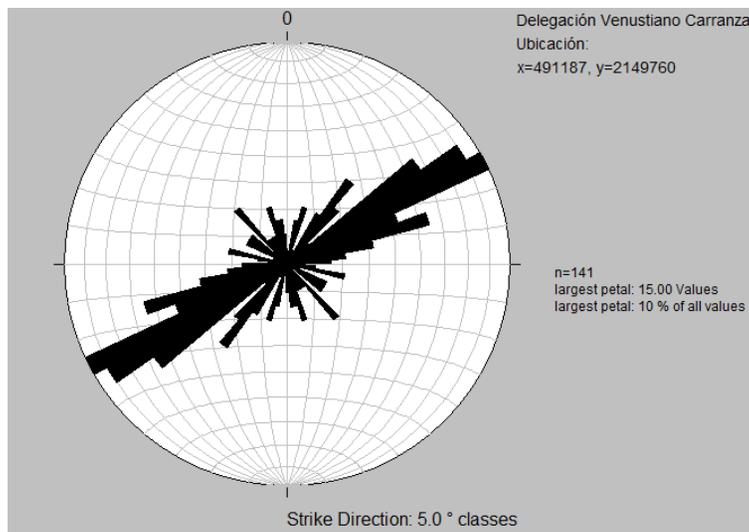


Figura 3.58 Roseta de rumbos correspondiente a las fracturas medidas en la calle Emiliano Zapata.

Del histograma se puede concluir que el intervalo angular (50°-70°) NE es el de mayor frecuencia de fracturas.

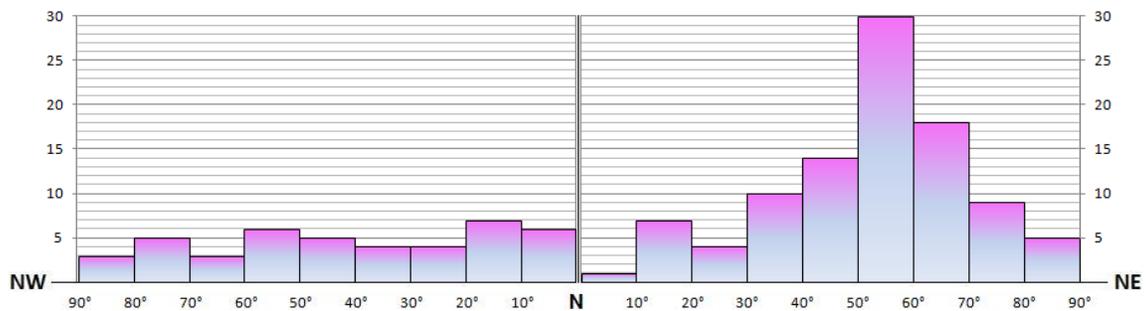


Figura 3.59 Histograma de rumbos de las fracturas medidas en la calle Emiliano Zapata.

Interpretación

El ordenamiento de los datos al mostrar una dirección preferencial, se relaciona con el bombeo de pozos para extracción de agua potable. Ya que el abatimiento del acuífero que se encuentra en el subsuelo ocasiona la compactación del terreno en una sola dirección.

Calle Matamoros, coordenadas ($x=491076$, $y=21494$).

Esta área se encuentra muy al sur del Peñón de los Baños, en esta calle se midieron 254 datos estructurales (Figura 3.60) cuyos valores se encuentran contenidos en el Apéndice 4-Sitio 3. Para realizar la interpretación de los datos se realizó un tratamiento estadístico con los rumbos de las fracturas medidas.



Figura 3.60 Pavimento fracturado en la calle Matamoros.

Estadística

Se realizó el procesamiento de los 254 datos estructurales medidos en el sitio, en primer lugar graficando la roseta de rumbos (Figura 3.61), seguido del histograma (Figura 3.62) que sirve para corroborar la información de la roseta.

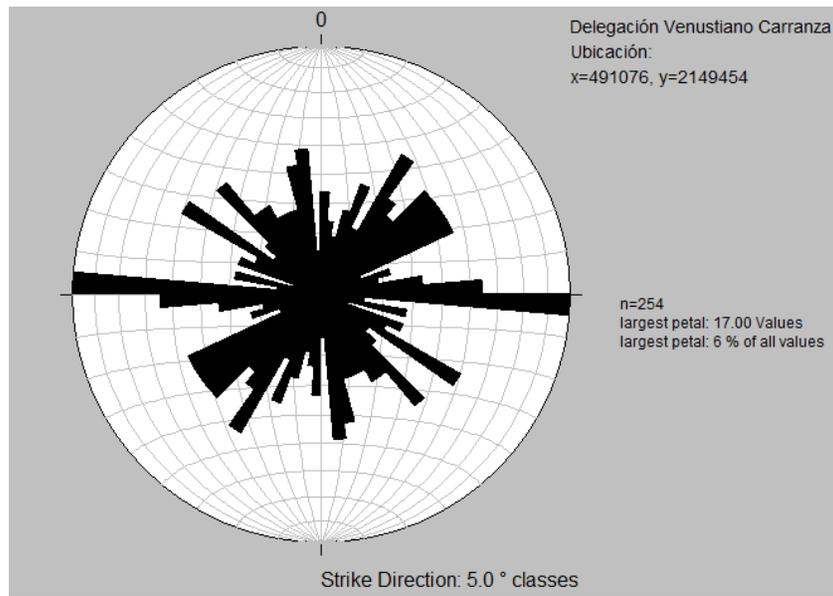


Figura 3.61 Roseta de rumbos de las fracturas medidas en la calle Matamoros, al Sur del peñón del Marqués.

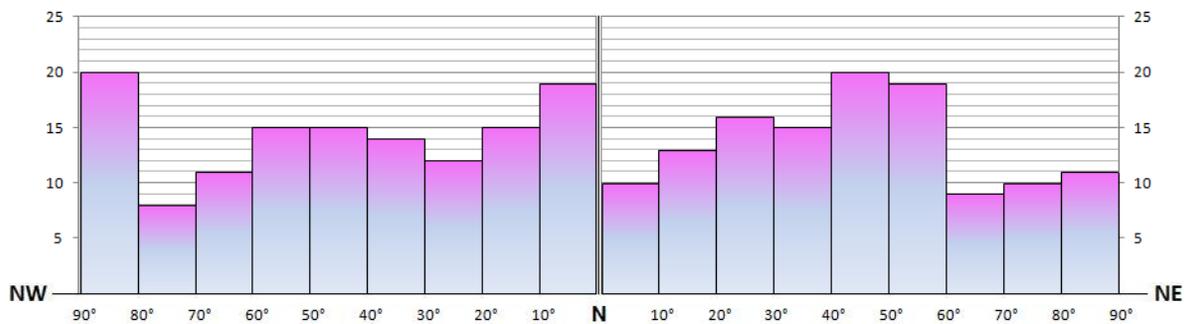


Figura 3.62 Histograma de rumbos de las fracturas medidas en la calle Matamoros, al Sur del Peñón del Marqués.

Interpretación

Con base en la información obtenida de las gráficas anteriores correspondientes a la Calle Matamoros, se puede concluir que en este sitio las fracturas son ocasionadas principalmente por esfuerzos tectónicos al encontrarse dos direcciones preferenciales NE-SW y NW-SE, sin embargo también se observa una componente E-W bastante marcada que nos indica que las estructuras geológicas

preexistentes se reactivan por la extracción de agua potable del acuífero mediante pozos de bombeo.

Calle Poniente 37, coordenadas (x=490850, y=2149275).

En este área (Figura 3.63) se midieron un total de 438 rumbos de fracturas, estos datos se encuentran en el Apéndice 4-Sitio 5, correspondiente a la Delegación Venustiano Carranza.

En la imagen se puede observar un salto de falla de aproximadamente 40 cm con rumbo N30°E, a la que se encuentran asociadas numerosas familias de fracturas que fueron medidas para realizar un tratamiento estadístico más exacto.



Figura 3.63 Pavimento fracturado en la calle Poniente 37, al SW del Peñón de los Baños.

En este lugar las construcciones se encuentran claramente afectadas por los fracturamientos siendo las más afectadas las viviendas de los habitantes del lugar (Figura 3.64) ya que se encuentran construidas sobre el sistema de falla con sus respectivas familias de fracturas asociadas. Es este sitio el fracturamiento a simple vista es muy caótico, por lo que para identificar la dirección principal de las discontinuidades se realizó un tratamiento estadístico, es el que se basó en la interpretación del mecanismo generador de fracturas.



Figura 3.64 Barda de una vivienda fracturada en la calle Poniente 37, al SW del Peñón de los Baños.

Estadística

Se realizó el procesamiento estadístico de los 438 datos estructurales medidos en el sitio, obteniéndose una roseta de rumbos (Figura 3.65).

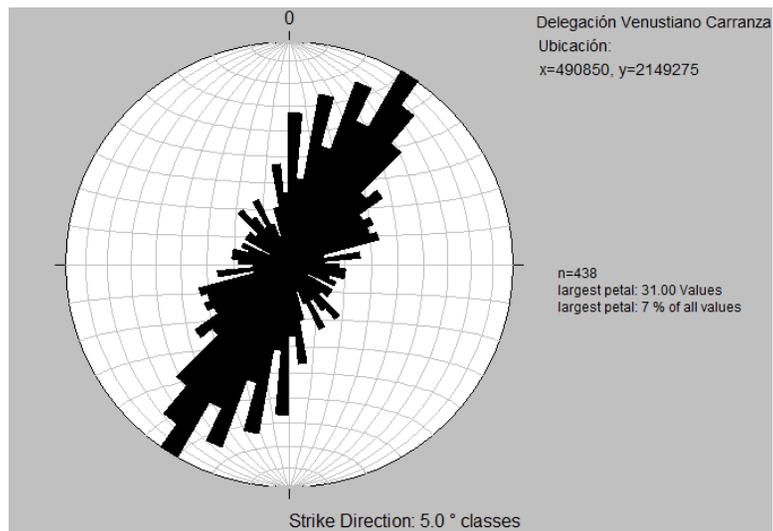


Figura 3.65 Roseta de rumbos medidos en la calle Poniente 37

Después de la realización de la roseta de rumbos se hizo un histograma (Figura 3.66), para representar de una forma más clara la dirección preferencial que se encuentra en un rango de 30°NE hasta 40°NE.

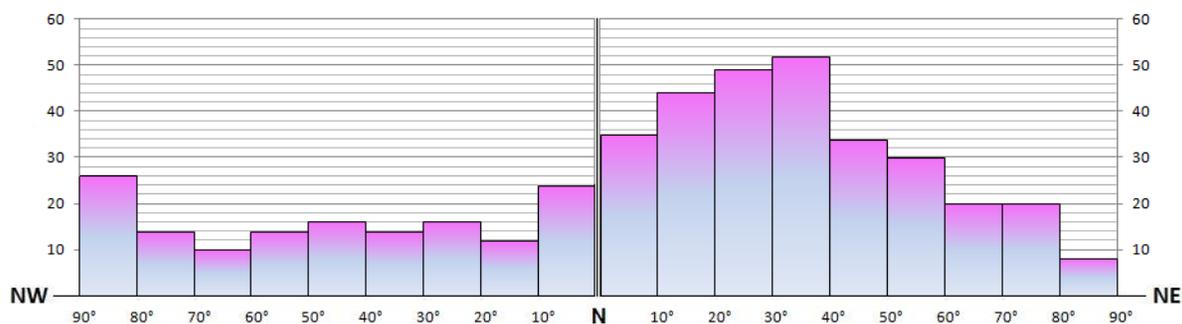


Figura 3.66 Histograma de rumbos medidos en la calle Poniente 37

Interpretación

En este sitio el fracturamiento es caótico, sin embargo por medio del tratamiento estadístico se pueden distinguir dos direcciones preferenciales, sin embargo la frecuencia del fracturamiento es mayor hacia el NE, por lo que el mecanismo de fracturamiento se debe principalmente al bombeo de pozos para extracción de agua potable

Calle Norte 194, coordenadas (x=491463, y=2149828).

Esta área es una de las más afectadas por fracturas, se encuentra la NE del Peñón de los Baños en una zona de un marcado contraste litológico entre las rocas volcánicas y la secuencia lacustre.

En esta calle se puede observar que las viviendas se encuentran seriamente dañadas (Figura 3.67) en algunos casos las construcciones representan un peligro, ya que por los daños en sus cimientos podrían llegar a desplomarse. En el lugar son frecuentes las fugas de agua a consecuencia de la ruptura del drenaje que también se encuentra afectado por fracturas, el agua que se infiltra a través

de las discontinuidades genera baches, por lo que esta calle es pavimentada frecuentemente.



Figura 3.67 Vivienda de la calle Norte 194, afectada por el fracturas.

Como se puede ver en la Figura 3.67 en este sitio las construcciones se encuentran severamente afectadas por el fracturamiento. Por lo tanto se pudieron medir bastantes datos de rumbos de fracturas en el pavimento (Figura 3.68), cuantificandose un total de 296 datos estructurales cuyos valores se encuentran en el Apéndice 4-Sitio 5.



Figura 3.68 Fracturas en el pavimento de la calle Norte 194.

Las fracturas originan oquedades (Figura 3.69) de tamaños variables, los cuales se incrementan con el agua que se infiltra.



Figura 3.69 Oquedades en el pavimento en la calle Norte 194.

Estadística

Con los 296 datos medidos en el sitio se realizó una roseta de rumbos (Figura 3.70) para visualizar cual es la dirección preferencial de las fracturas.

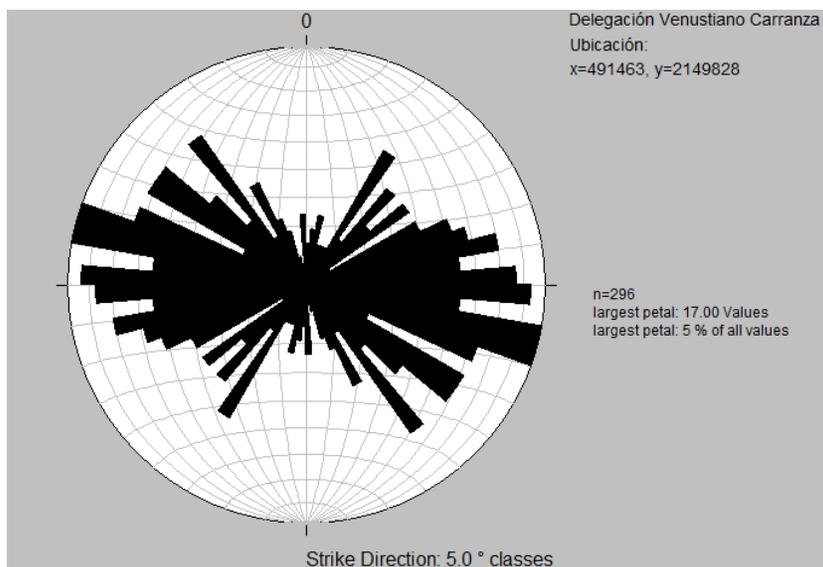


Figura 3.70 Roseta de rumbos de las fracturas medidas en la calle Norte 194.

Con la roseta resulta complicado determinar el valor de las direcciones preferenciales, por lo que para complementar la información obtenida con la roseta de rumbos se elaboró un histograma (Figura 3.71) en el que también se pueden observar las direcciones preferenciales que se encuentran en intervalos angulares de (70°-90°) NW y (70°-90°)NE, con frecuencias aproximadamente equitativas para ambos cuadrantes.

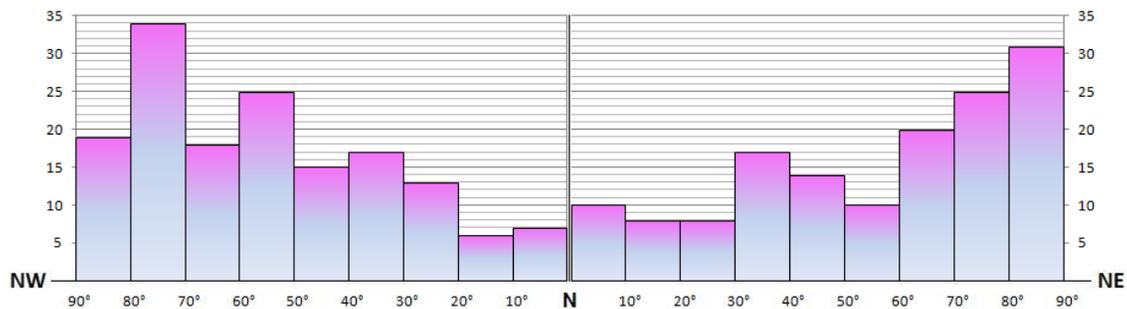


Figura 3.71 Roseta de rumbos de las fracturas medidas en la calle Norte 194.

Interpretación

Por medio del tratamiento estadístico se puede concluir que en este sitio existen dos direcciones preferenciales que indican que los mecanismos que están generando el fallamiento y fracturamiento en el sitio son de origen tectónico procedentes del Peñón de los Baños.

3.7.5 Delegación Xochimilco

Se localiza entre los paralelos 19° 09' y 19° 19' de latitud norte, los meridianos 99° 00' y 99° 10' de longitud oeste con una altitud entre 2 200 y 3 100 m. Colinda al norte con las delegaciones Tlalpan, Coyoacán, Iztapalapa y Tláhuac; al este con las delegaciones Tláhuac y Milpa Alta; al sur con las delegaciones Milpa Alta y Tlalpan; al oeste con la delegación Tlalpan, (Figura 3.72). Ocupa el 8% de la superficie del Distrito Federal y cuenta con una población total de 402,056 habitantes. Al sur se de la delegación se encuentra la Sierra de Chichinautzin, donde las personas se han asentado.

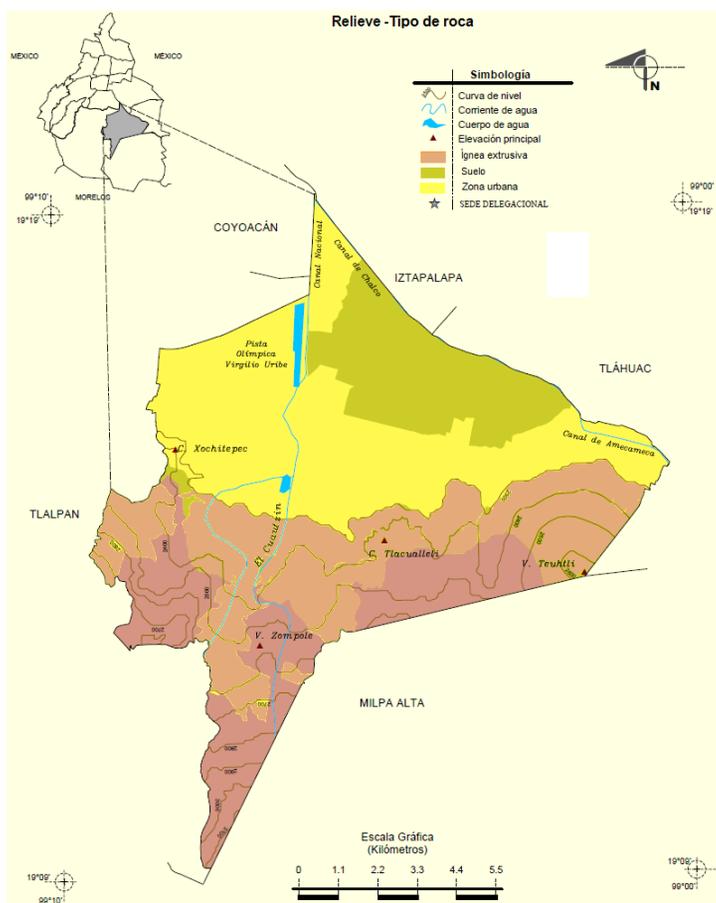


Figura 3.72 Mapa en el que se muestra la ubicación de la Delegación Xochimilco, así como su relieve y litología predominantes (INEGI, 2005).

Sierra de Chichinautzin

La Sierra de Chichinautzin (SCH) cubre un área aproximada de 2 500 km² y se le estima un espesor de 800 m (Bloomfield, 1975). Está compuesta por aproximadamente 220 aparatos volcánicos y se reconocen tres diferentes tipos de estructuras volcánicas (Martin Del Pozzo 1982; Márquez, 1999): flujos de lava o lava-domos, conos de escoria con inclinaciones de 30° y flujos asociados y conos de lava en forma de escudo. La SCH descansa sobre un sustrato de rocas terciarias, teniendo como basamento volcánico inicial la Formación Xochitepec (Martin Del Pozzo, 1982).

Las formas volcánicas de la SCH fueron originadas principalmente por actividad de tipo estromboliana, hawaiana y vulcaniana, esto último de acuerdo con las evidencias de depósitos tales como flujos de bloques y cenizas piroclásticas en el volcán Cuauhtzin (Arana-Salinas, 2004), que sugiere la ocurrencia de erupciones más violentas a las que tradicionalmente se asocian a este campo monogenético, los flujos de lava generalmente son de composición andesítico-basáltico, andesíticos y dacíticos (Arana- Salinas, 2004). La mayoría de los flujos de lava son en bloques y en menor medida aa y pahoehoe (como ocurre con las rocas que componen al volcán Xitle) (Márquez, 1999). La altura de los conos varía de 10 a 315 m, el diámetro de los cráteres varía de 50 a 750 m, mientras que el diámetro basal varía de 0,1 a 2 km (Martin Del Pozzo, 1982).

Zonas de fracturamientos

Carretera México- Tulyehualco, coordenadas ($x=491400$, $y=2127808$)

Los sitios más afectados por fracturamiento se encuentran en lugares cercanos a la Sierra de Chichinautzin, esto es evidente en la carretera Xochimilco-Tulyehualco, (Figura 3.73), ya que el pavimento se encuentra severamente fracturado.



Figura 3.73 Fotografía del pavimento fracturado en la Carretera México- Tulyehualco.

Sobre la carretera se midieron 25 rumbos de fracturas los cuales se encuentran desglosados en el Apéndice 5 correspondiente a las fracturas que afectan el camino, a diferencia de los demás sitios medidos en este lugar no se midió la longitud y la abertura de las discontinuidades ni se realizó la medición masiva de datos asociados a los fracturamientos principales (Figura 3.74), debido a lo riesgoso que es por la gran cantidad de curvas que tiene el camino y a lo transitado que se encuentra por vehículos. Las fracturas se alinean en dos direcciones preferenciales.

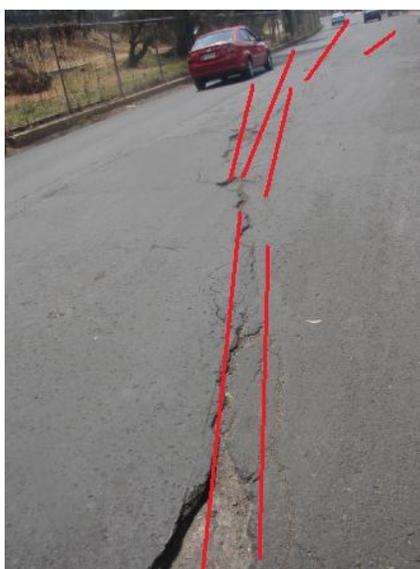


Figura 3.74 Fotografía que muestra un gran número de fracturas pequeñas en el pavimento de la Carretera México- Tulyehualco.

Las viviendas que se encuentran construidas en las inmediaciones de la carretera presentan daños causados por los fracturamientos, esto es visible principalmente en los muros, que presentan agrietamientos y pequeñas separaciones entre los muros

Estadística

Se realizó un tratamiento estadístico con todos los datos medidos sobre el camino, obteniéndose en primer lugar una roseta de rumbos (Figura 3.75).

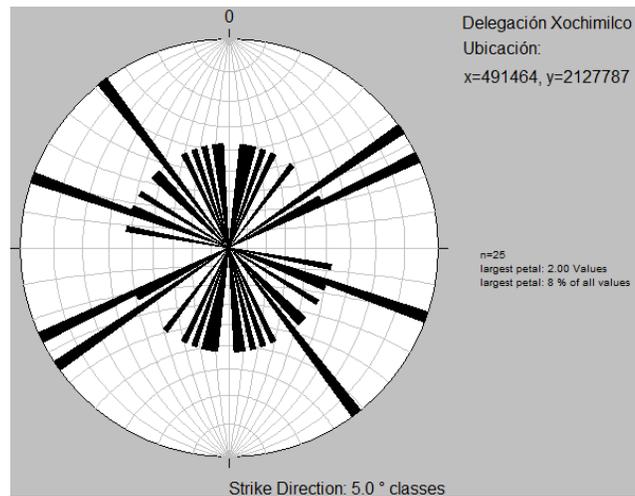


Figura 3.75 Roseta de rumbos de fracturas medidas en la carretera México-Tulyehualco.

Como se muestra en la roseta los rumbos siguen dos direcciones preferenciales (50°-60°)NE y (70°-80°)NW. Para determinar la concentración de los datos en estas direcciones se elaboró un histograma (Figura 3.76), con el cual se puede corroborar el resultado obtenido mediante la red estereográfica.

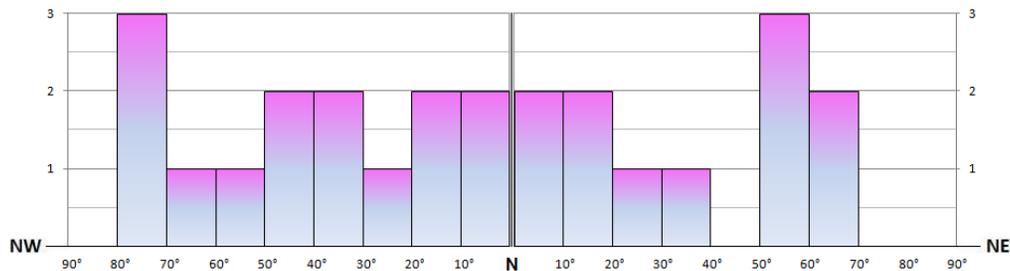


Figura 3.76 Histograma de rumbos de fracturas medidas en la carretera México-Tulyehualco.

Interpretación

En esta zona el fracturamiento siguen dos direcciones preferenciales los que nos indica que están siendo generados por esfuerzos tectónicos asociados a la Sierra de Chichinautzin, ya que las construcciones están establecidas sobre esta secuencia ígnea, sin embargo también se puede suponer que los esfuerzos están siendo reactivados por la influencia del bombeo de pozos para la extracción de agua potable, ya que la zona se encuentra saturada por pozos.

3.7.6 Mapa de fracturamiento

Con todos los datos medidos en las inspecciones de campo realizadas en el Distrito Federal, se elaboró un mapa (Figura 3.77) en el que se identifican las áreas con una mayor concentración de fracturas (color amarillo) en las zonas de lomas y de transición.

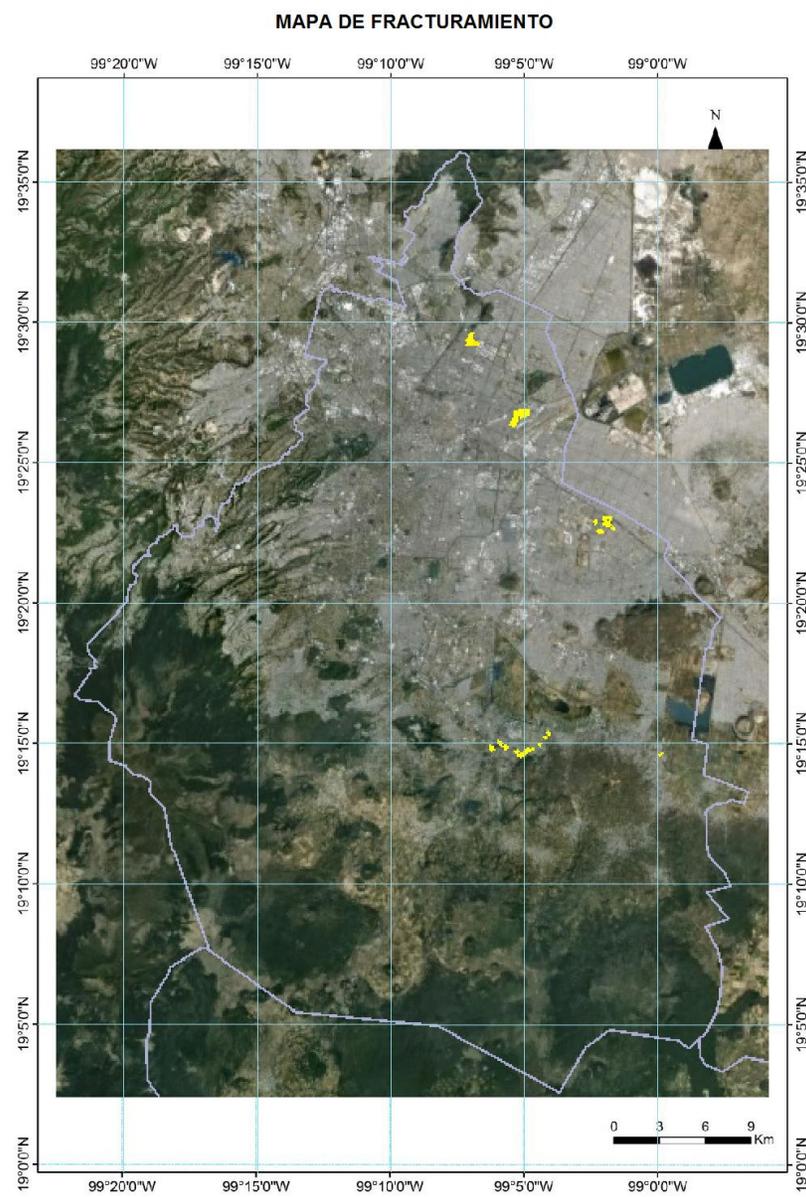


Figura 3.77 Mapa de fracturamiento del Distrito Federal

Capítulo IV.- Vulnerabilidad

Para tener una idea más clara de lo que se expondrá en este capítulo se describirán los conceptos de riesgo y amenaza que van directamente relacionados con la vulnerabilidad.

El riesgo: Es la consecuencia de una amenaza inminente sumado a la vulnerabilidad; es la probabilidad de que ocurra un evento no deseado que pueda ser negativo para la vida. Por ejemplo, las personas se ponen en riesgo al construir casas en terrenos no adecuados, pues la casa podría hundirse o agrietarse. De forma general se puede expresar al riesgo mediante la siguiente relación:

$$\text{RIESGO} = \text{AMENAZA} + \text{VULNERABILIDAD}$$

La amenaza: es el peligro relacionado con algún fenómeno o elemento que escapa del control humano presente en un lugar, se considera como un factor extremo de riesgo. Por ejemplo, en temporada de lluvias las personas que viven sobre cerros o en las proximidades a ellos, se encuentran amenazadas por los derrumbes y ponen en riesgo su integridad física y social.

AMENAZA= Probabilidad de que ocurra un evento con una cierta magnitud.

Vulnerabilidad

El riesgo asociado a un fenómeno natural está en función de dos condiciones: la magnitud del evento y la vulnerabilidad del entorno social donde se desarrolla. De tal manera que para entender el riesgo asociado a la inestabilidad de laderas es necesario no sólo contar con un análisis espacial de dicho fenómeno, sino también analizar la vulnerabilidad de la comunidad involucrada.

La vulnerabilidad es la susceptibilidad o predisposición de un elemento (individuo, vivienda, población, etc.) a ser afectado por un fenómeno, proceso o calamidad, así como de sufrir de una pérdida. Maskrey (1993) considera que existen dos tipos

primordiales de vulnerabilidad: la técnica y la social; la diferencia entre ambas está determinada por la forma de cuantificación. Mientras que la primera se refiere a pérdidas potenciales sobre los servicios y bienes materiales e implica una evaluación cuantitativa. La segunda se enfoca a los aspectos de la población, sólo puede estimarse de forma cualitativa. Dicha vulnerabilidad, está en función de la situación socioeconómica de la población, así como en las herramientas estructurales, culturales y económicas para afrontar un desastre y restablecer las condiciones previas a su ocurrencia. Asimismo, involucra el grado de preparación de la población, a través de su organización o de las instituciones; en particular cabe destacar la protección civil.

La relación existente entre la vulnerabilidad y el riesgo estriba en que la primera es un concepto eminentemente social, en tanto que un fenómeno natural sólo podrá ser catalogado como riesgo cuando se presente en un espacio ocupado por una entidad social. Consecuentemente, la magnitud de dicho fenómeno junto con el nivel de vulnerabilidad determina el grado de riesgo de la población.

Vulnerabilidad social:

Se le otorga relevancia al contexto socioeconómico, cultural e institucional de las poblaciones como determinante de su capacidad para enfrentar y recuperarse de los fenómenos externos. Es importante aclarar que la vulnerabilidad no es sinónimo de pobreza ni de marginación ya que la pobreza es una medida descriptiva de las carencias de las personas, mientras que la marginación es una forma de exclusión social (falta de acceso a bienes y servicios elementales como educación y salud); la vulnerabilidad integra las carencias de la población, su exclusión social y su capacidad para enfrentarse a amenazas (O'Keefe, 1976).

Desde este enfoque, la vulnerabilidad social tiene que ver específicamente con los factores demográficos y socioeconómicos que incrementan o atenúan los impactos de los eventos de riesgo en las poblaciones locales; es decir, la vulnerabilidad social ayuda a definir quién está en riesgo y en que grado puede

verse perjudicado. Cutter (2003) aclara que las características socioeconómicas y demográficas de una población no determinan quiénes se verán afectados por un desastre natural, sino la capacidad que tiene una población para prepararse, responder y recuperarse cuando el desastre golpea.

De acuerdo con los conceptos antes descritos, las zonas recorridas en las inspecciones de campo donde se detectaron sitios con fracturas que afectan la infraestructura urbana, pueden dividirse en zonas:

- Vulnerabilidad estructural: Donde se tienen construcciones que se encuentran en riesgo por el fracturamiento y en algunos casos por derrumbes:
 - Viviendas
 - Banquetas
 - Pavimento

Vulnerabilidad ambiental: Sitios que se encuentran en riesgo por contaminación de hidrocarburos, aguas residuales y basura:

- Suelos
- Drenaje

A continuación se describen las características de las principales zonas fracturadas que son más vulnerables. Se describen por delegación política:

4.1 Delegación Gustavo A. Madero

Vulnerabilidad estructural:

En cerro del Tepeyac, el sitio que se ve más afectado por fallamientos y fracturamientos es el área donde se localiza la Basílica de Guadalupe. En la Figura 4.1 se puede observar una de las fallas que se cruzan la explanada de la Basílica, esta falla tiene fallas y fracturas asociadas de menores dimensiones que

son paralelas entre sí. Los daños en la explanada se pueden percibir por la deformación del terreno y el fracturamiento del adoquín.



Figura 4.1 Fotografía de la explanada de la Basílica de Guadalupe que está afectada por fallamiento y fracturamiento.

Una de las construcciones más afectadas es el templo llamado “El Pocito” (Figura 4.2), en la parte este del cerro del Tepeyac. El templo presenta severos daños estructurales además de que presenta hundimiento diferencial.



Figura 4.2 Fotografía de las diferentes familias de fracturas que se encuentran en el entorno y se extienden al templo “El Pocito”.

Alrededor de la construcción las personas colocaron un tablado para cubrir la abertura de las fracturas que aproximadamente es de 1 metro de extensión horizontal con un aproximado de 2 metros de profundidad (Figura 4.3).



Figura 4.3 Fotografía de las fracturas alrededor de templo “El Pocito”, también se puede observar el hundimiento de la construcción.

El principal riesgo para este templo es que se desplome ya que está afectado estructuralmente por fracturas con metros de longitud, la principal amenaza es el agua ya que tiene la fuerza de socavar el suelo. En la Figura 4.4 se puede apreciar que la construcción se encuentra dañada desde su base hasta la cúpula.



Figura 4.4 Fotografía de las fracturas que se encuentran al interior del templo “El Pocito”.

Otra de las construcciones más afectadas es la del templo de la antigua Basílica de Guadalupe (Figura 4.5). Esta edificación se está hundiendo, lo cual ha ocasionado una separación entre sus cúpulas de aproximadamente 2 metros, mientras que en la base es aproximadamente de 1 metro. En la Figura 4.5 también se pueden identificar con líneas rojas las fracturas más grandes que se encuentran en los muros de la construcción y que se extienden desde la base hasta la cúpula. Existen fracturas de menor longitud que se encuentran asociadas con las más grandes que han ido resquebrajando toda la construcción.



Figura 4.5 Fotografía que muestra las fracturas y separación entre cúpulas en templo de la antigua Basílica de Guadalupe.

El principal riesgo de esta construcción es que el edificio se colapse, considerando adicionalmente que su principal amenaza es el agua ya que socava el suelo y causa inestabilidad, así mismo la actividad sísmica y el hundimiento de la construcción, todo esto favorece la ampliación de las fracturas que constituyen planos de debilidad.

Al interior de la construcción (Figura 4.6) se observan los daños estructurales que han sido causados por el fracturamiento. Las fracturas se encuentran en todos los

muros de la construcción con longitudes variables, las más grandes están desde la base hasta la cúpula.



Figura 4.6 Fotografía de la cúpula de la antigua Basílica de Guadalupe.

Estas son las construcciones que se encuentran más vulnerables debido a que tienen severos daños estructurales, por su posición respecto al arreglo de las familias de fracturas y por su antigüedad.

El cerro no presenta riesgo de derrumbes, ya que ha sido desbastado por la construcción de la Basílica, y los afloramientos que aún existen se encuentran debidamente mallados y apuntalados.

Alrededor del cerro del Tepeyac también se pueden observar algunas construcciones con daños menores, como son bardas, banquetas y pavimentos ligeramente fracturados.

La vulnerabilidad social en el cerro del Tepeyac y sus alrededores es alta, dada la gran cantidad de personas que habitan en el lugar, más las que arriban en múltiples peregrinaciones.

Vulnerabilidad ambiental

Como se puede observar en la Figura 4.7 los principales sistemas de fracturas y fallas que fueron mapeados se cruzan con autoconsumos automotrices y gasolineras, por lo que son una amenaza, lo cual implica un gran riesgo de que los tanques de almacenamiento se encuentren rotos y tengan fugas de combustible que estén contaminado el suelo y el agua, ya sea residual o potable, ya que el sistema de drenaje también debe de cruzarse con los fracturamientos. En este sitio se tiene una alta vulnerabilidad de ser contaminada por hidrocarburos, lo que implica un medio ambiente sumamente vulnerable ya que los combustibles son sumamente complicados de limpiar.

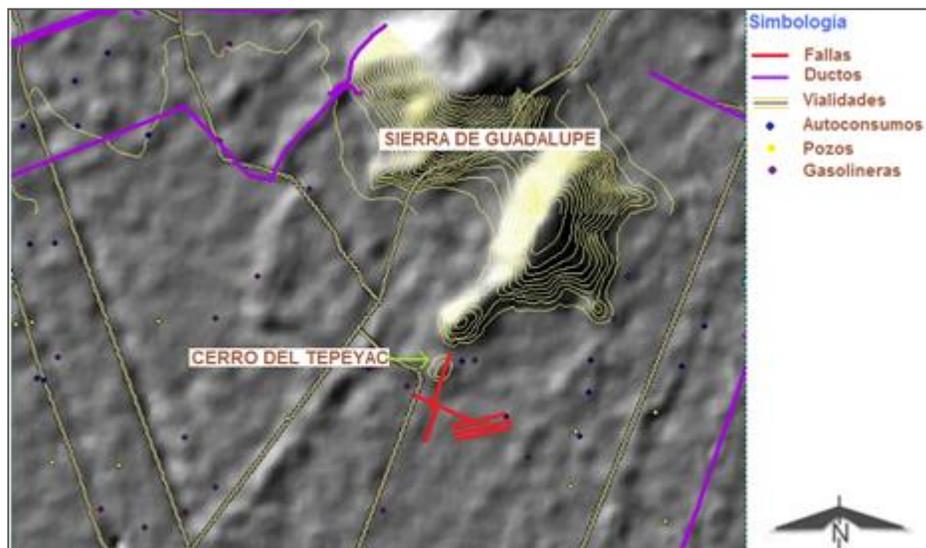


Figura 4.7 Disposición espacial de los riesgos y amenazas del sitio

Un ejemplo de cómo las fracturas se cruzan con el drenaje puede observarse en la Figura 4.8. El hecho de que las fracturas se crucen con el drenaje implica un gran riesgo, no solo por la contaminación sino también por el desperdicio de los recursos naturales, como el agua potable. En este punto en el que se cruzó la fractura con el drenaje lo más probable es que existan fugas de agua potable que también representan una gran amenaza para la construcción de “El Pocito” ya que el agua que se está fugando socava el suelo. Este es un sitio ambientalmente y estructuralmente muy vulnerable.



Figura 4.8 Ejemplo del fracturamiento del drenaje

4.2 Delegación Iztapalapa

Vulnerabilidad estructural

Los sitios más afectados en la Delegación Iztapalapa se encuentran alrededor del Peñón del Marqués, como en la Av. Ignacio Zaragoza y sus calles aledañas, la Facultad de Estudios Superiores (FES) Zaragoza y la unidad habitacional “El Paraíso”. Estos lugares son de alto riesgo estructural, su principal amenaza son las fracturas y fallas además de la acción del agua que al fugarse de los drenajes aunada a la que precipita en la temporada de lluvias, socava el suelo. Su vulnerabilidad estructural es muy alta ya que el grado de destrucción puede ser bastante elevado, esto va directamente ligado con la vulnerabilidad social.

Mediante las inspecciones en las calles se observaron viviendas abandonadas, ya que el riesgo de habitarlas era muy alto. No solo se encontraron viviendas abandonadas sino también con escuelas evacuadas, por los daños estructurales tan severos. Sin embargo hay escuelas que siguen brindando servicio y que también se encuentran altamente dañadas lo que pone en un alto riesgo a los estudiantes y trabajadores que aún utilizan esas instalaciones.

Es claro que la mayoría de las personas ignora la proporción del riesgo en que se encuentran, sin embargo es una obligación de las autoridades informar y prevenir a la población para evitar desastres.

Un claro ejemplo de las pérdidas económicas, es el que ocurrió con las salas de cine de la cadena Cinemex (Figura 4.9), que fueron cerradas por el alto riesgo en que se encuentran de colapsar. En la foto se señala la separación que tiene la plancha de los cimientos, el desplazamiento medido fue de 30 cm. Esta apertura se ha convertido en un foco de infección, ya que fauna nociva como las cucarachas y las ratas la utilizan como madriguera, lo cual es fomentado por las personas que tiran basura en la ranura.



Figura 4.9 Fotografía del Cinemex abandonado al suroeste del Peñón del Marqués, a un costado de la calzada Ignacio Zaragoza.

En la Figura 4.10 se pueden observar las fallas y fracturas asociadas que se visualizan en el estacionamiento del Cinemex abandonado, las cuales son las mismas que están provocando el desplome de las salas de cine. Se midió en el lugar el salto de 0.5 metros de la falla principal que está afectando a la construcción.



Figura 4.10 Fotografía del estacionamiento en el Cinemex abandonado ubicado al suroeste del Peñón del Marqués, a un costado de la calzada Ignacio Zaragoza.

Calzada Ignacio Zaragoza.

Los daños estructurales sobre la calzada son bastante severos y por lo tanto evidentes (Figura 4.11), tanto en el pavimento como en el muro que limita las vías del metro en la línea A. La calzada Ignacio Zaragoza es muy utilizada por vehículos de carga pesada, lo cual propicia pequeñas vibraciones en el terreno, lo que con el largo del tiempo incrementa la apertura de las fallas y fracturas, es decir ocurre su propagación.



Figura 4.11 Fotografía de los fallamientos y fracturamientos sobre la Av. Zaragoza en las inmediaciones del Peñón del Marqués.

Una de las observaciones más impactantes que se pudieron ver sobre la calzada Ignacio Zaragoza fue la de flexiones en el muro de contención de las vías del metro de la línea A (Figura 4.12). Para tener una idea más real del tamaño de los pliegues, pueden tomarse como escala de referencia los automóviles que aparecen en la imagen.



Figura 4.12 Fotografía que muestra la flexión en el muro de contención, que divide la zona de circulación vehicular del metro, en la calzada Ignacio Zaragoza.

El sistema de transporte urbano ha sido severamente afectado por los asentamientos diferenciales del suelo asociado al hundimiento regional. Esto ha sido particularmente crítico en la línea A del metro, por localizarse en la zona de transición, donde además hay compactación diferencial debido a la extracción de agua a través de pozos de bombeo que operan en la zona.

Facultad de Estudios Superiores (FES) Zaragoza.

Los daños estructurales más evidentes se pueden observar en los estacionamientos de la escuela (Figura 4.13), ya que las otras áreas del campus se encuentran cubiertas con adoquín, lo que no permite ver claramente la extensión de las fracturas.



Figura 4.13 Fotografía de fracturas en echelón, en el estacionamiento para académicos de la FES Zaragoza.

En la Figura 4.13 se señalan en color rojo las fracturas que fueron visibles en el estacionamiento. Como se puede apreciar que las fracturas tienen un arreglo en echelón, lo cual es característico de esfuerzos tectónicos.

Mediante los testimonios del personal académico así como del alumnado, nos enteramos de que un edificio de la FES fue demolido ya que presentaba un hundimiento severo; en la actualidad el lugar ese utilizado como jardín. Este es otro ejemplo de las pérdidas económicas que representa construir en zonas de riesgo y vulnerables por fracturamientos.

En la Figura 4.14 se muestran como los edificios que se cruzan con los sistemas de fallas y fracturas, se encuentran considerablemente dañados. En la imagen se señalan con líneas rojas las fracturas visibles en los muros de una de las aulas, así como la separación 30cm en la base y de aproximadamente 1 metro en el techo del mismo edificio. Lo cual pone en riesgo a los alumnos y profesores que utilizan las instalaciones, ya que las construcciones pierden estabilidad al encontrarse fracturadas.



Figura 4.14 Fotografía de las aulas más afectadas por fracturas en la FES Zaragoza.

Unidad Habitacional “El Paraíso”

Es una de mayor riesgo, ya que se encuentra amenazada por derrumbes y por las fallas y fracturas que cruzan al Peñón del Marqués, por lo tanto es una zona de alta vulnerabilidad estructural y social.

Es importante recalcar que de acuerdo con los testimonios recabados de las personas que habitan en el lugar, la Delegación Iztapalapa autorizó los permisos de construcción, de hecho la Unidad Habitacional “El Paraíso” es de carácter social, lo que significa que fue construida por el mismo gobierno y fue vendida a los habitantes por un precio accesible.

En esta zona un daño material podría considerarse de bajo impacto, sin embargo lo más importante a considerar son los posibles daños a la integridad humana.

En la Figura 4.15 se puede observar la disposición espacial de la Unidad Habitacional “El Paraíso” con respecto al Peñón de Marqués. Como se ve la distancia entre el material rocoso es mínima.



Figura 4.15 Fotografía de la Unidad Habitacional “El Paraíso” ubicada en el Peñón del Marqués.

Es importante mencionar que gran parte de los afloramientos del Peñón del Marqués se encuentran mallados para contener del derrumbe de bloques y detritos que ponen en peligro a la población de la unidad habitacional. Sin embargo esto resulta insuficiente en la temporada de lluvias, ya que los bloques son tan grandes que han llegado a romper la malla. En la Figura 4.16 se puede observar el tamaño aproximadamente de 2 metros de altura por 1.5 metros de ancho en uno de los bloques de roca desprendidos.



Figura 4.16 Fotografía que muestra ejemplifica el tamaño de los bloques desprendidos.

Tomando en cuenta la altura de los afloramiento si un bloque de esta dimensiones se desprendiera sería altamente destructivo y mortal, ya que las personas cruzan por estos afloramientos a pie o en automóvil, puesto que es parte del camino que deben tomar para incorporarse a la calle principal que llega a la unidad habitacional.

Vulnerabilidad ambiental

En este sitio la vulnerabilidad ambiental también es muy alta, ya que los riesgos y las amenazas son enormes. Los riesgos principales son la contaminación del suelo y del agua potable por hidrocarburos, así como las fugas de agua potable. Las principales amenazas son los autoconsumos, gasolineras y pozos que se cruzan con las fallas y fracturas.

Las posibles fugas de agua potable se ejemplifican en las Figura 4.17 donde, se puede observar un tanque de almacenamiento de agua potable de grandes dimensiones aproximadamente 30mX30mX30m, los que nos da un total de 27000 m³. Es una enorme cantidad de almacenamiento de agua que seguramente se encuentra fracturado ya que se cruza con los sistemas de fracturas que atraviesan al Peñón del Marqués, lo cual implica una considerable cantidad de agua potable pérdida por fugas de agua.



Figura 4.17 Fotografía del tanque de agua que se encuentra en el Peñón del Marqués.

Los pozos de agua potable son los que principalmente se cruzan con los sistemas de fallas y fracturas (Figura 4.18), esto implica fugas y contaminación de agua potable.

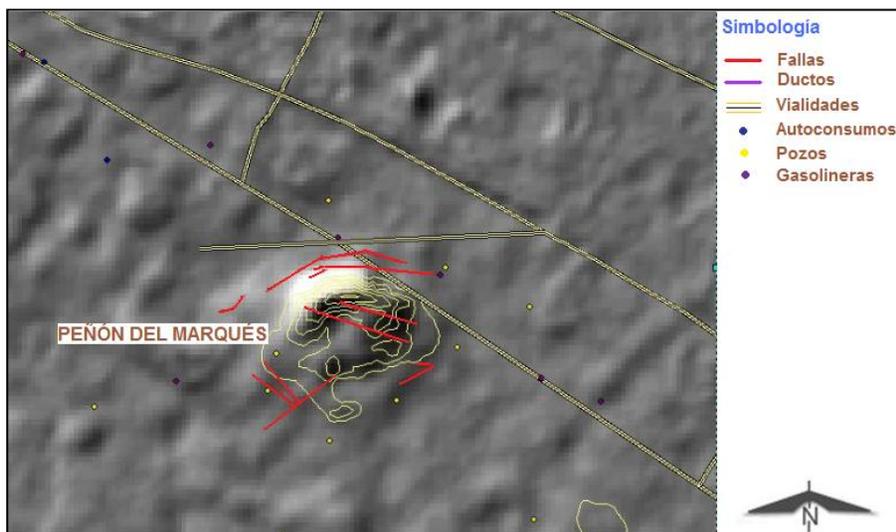


Figura 4.18 Amenazas ambientales en el Peñón de Marqués

Las fugas representan una alta vulnerabilidad ya que el agua se desperdicia y representa una amenaza ya que socava el suelo, por esta causa se generan grandes rupturas en las calles y cimientos de construcciones. En estas rupturas se acumulan desechos provenientes de los sistemas de drenajes de aguas residuales que también deben tener fugas debidas a las fracturas, también se acumula la basura que la gente tira en las calles y que es arrastrada por el viento, agua, o que es depositada por las mismas personas. Todos los desechos contaminan el suelo.

Al no existir gasolineras y autoconsumos en el Peñón del Marqués, el riesgo por contaminación de hidrocarburos es mínimo, pero existente ya que las fallas y fracturas se prolongan en el subsuelo, pudiendo interceptar alguno autoconsumos, como se muestra en la Figura 4. 18.

Se puede concluir que la Delegación Iztapalapa es de alta vulnerabilidad estructural y ambiental.

4.3 Delegación Tláhuac

Vulnerabilidad estructural

El pueblo de San Juan Ixtayopan se encuentra severamente afectado por fallamientos y fracturamientos, esto es ampliamente visible en un terreno que se encuentra entre las calles Del Maestro y Emiliano Zapata (Figura 4.19).



Figura 4.19 Fotografía de la explanada en el pueblo de San Juan Ixtayopan.

Durante las visitas algunos de los habitantes del lugar comentaron que en este terreno se encontraba edificada una escuela que tuvo que ser demolida, ya que se convirtió en una zona de riesgo debido a los potentes fallamientos y fracturamientos que con el paso del tiempo incrementan su tamaño y espesor, principalmente durante la temporada de lluvias. En la Figura 4.20 se pueden ver los principales sistemas de fracturas los cuales son paralelos entre sí. Esta es una de las tantas construcciones que fueron abandonadas y demolidas debido a los problemas estructurales, ya que las fallas y fracturas al ser de gran extensión alcanzaron a las construcciones aledañas como se puede apreciar en la Figura 4.21 en la que se muestra el muro de una casa severamente fracturada, lo cual pone en riesgo a la población del lugar, ya que los habitantes del lugar caminan junto a esta estructura que amenaza con derrumbarse en cualquier momento. Ya

que en el lugar se pudo comprobar que los pedazos de muro se desprendían con un mínimo movimiento.



Figura 4.20 Fotografía del sistema paralelo de fracturas visible en la explanada del pueblo de San Juan Ixtayopan.



4.21 Fotografía de una construcción severamente afectada

En el lugar se observó que la vivienda fue abandonada y puesta en venta (Figura 4.22), debido a que los daños estructurales serán siempre permanentes ya que aunque la casa sea reparada, por encontrarse en una zona de riesgo y vulnerabilidad estructural nunca dejará de dañarse (Figura 4.23).



Figura 4.22 Fotografía de una vivienda abandonada.



Figura 4.23 Fotografía que muestra la separación entre muros de una vivienda abandonada.

Se puede concluir que el pueblo San Juan Ixtayopan se encuentra en una zona de riesgo y alta vulnerabilidad estructural principalmente por localizarse en una zona

de transición entre la zona rocosa de la Sierra de Chichinautzin. Las amenazas principales para esta zona de alta vulnerabilidad estructural son las temporadas de lluvias, ya que el agua que se infiltra por las fracturas socava el terreno y las hace más grandes y profundas.

Vulnerabilidad ambiental

Como se puede observar en la Figura 4.24 en la Delegación Tláhuac existe un gran número de pozos de bombeo, los cuales se han convertido en una amenaza en la localidad debido a la sobreexplotación ya que al abatirse el acuífero se genera hundimiento regional.

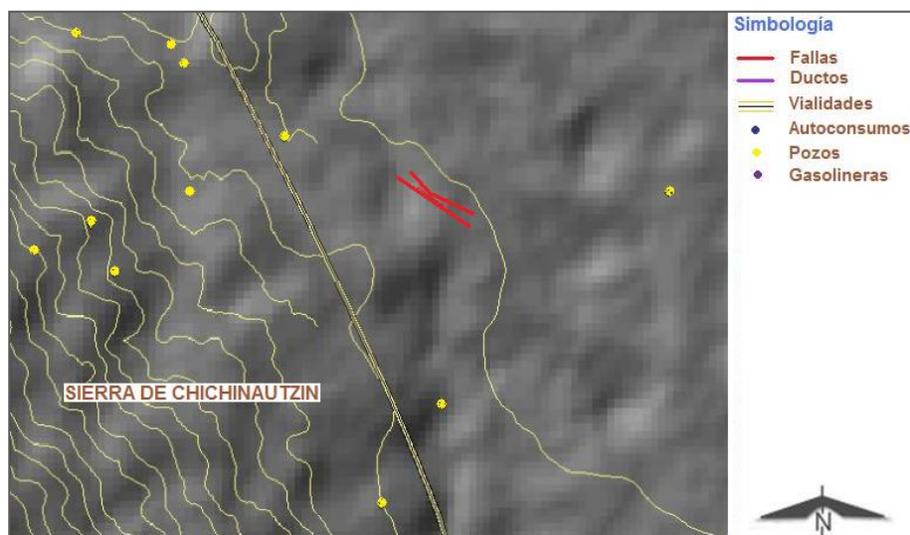


Figura 4.24 Se observan las fallas principales rodeadas de pozos de bombeo.

4.4 Delegación Venustiano Carranza

Vulnerabilidad estructural

Las colonias aledañas al Peñón de los Baños se encuentran severamente afectadas por fracturamientos y fallamientos, para finalidades de este capítulo se describirán solo algunas de las zonas de alta vulnerabilidad estructural.

Como se puede observar en las Figuras 4.25 y 4.26 los muros de una construcción ubicada sobre la calle China se encuentran severamente dañados por un sistema de fallas que son paralelas entre sí. Al parecer esta construcción fue una escuela que tuvo que ser cerrada por representar un alto riesgo, ya que se encuentra localizada por donde cruzan los sistemas de fallas y fracturas asociadas. Las pérdidas económicas de los habitantes cercanos al Peñón de los Baños son incuantificables.

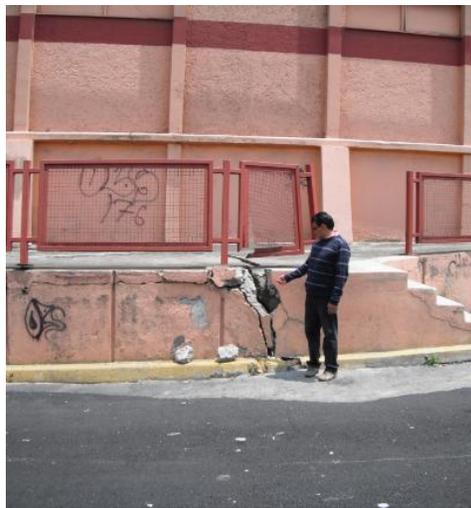


Figura 4.25 Fotografía de las fracturas en los muros de la construcción.



Figura 4.26 Fotografía de que muestra la separación éntrelos muros de la escuela primaria

Las fallas atraviesan la Av. China, fracturando los muros de contención automovilísticos (Figura 4.27), las fallas han provocado un desplazamiento entre los muros de 28 cm, el cual es bastante peligroso ya que los peatones pueden caer en la fractura.



Figura 4.27 Fotografía que muestra la separación entre el muro de contención, de la Av. China.

La falla cruza la calzada China y se prolonga hasta el CENDI “5 de mayo”, el cual también ha sido severamente afectado, como se puede observar en la Figura 4.28 fracturando los muros. En las colonias cercanas al Peñón de los Baños se pueden observar muchos ejemplos similares al antes expuesto. De una manera coincidente varias escuelas primarias han sido dañadas por las fallas y fracturas. En algunas de ellas se han suspendido las clases temporalmente para realizar reparaciones a las construcciones. Sin embargo esto no representa una solución al problema y solo representa una inversión económica perdida, ya que las fallas y fracturas no se pueden mitigar con nada, puesto que están asociadas a fenómenos geológicos. Una solución para que los habitantes dejaran de estar en riesgo sería la reubicación; sin embargo al ser una zona socialmente vulnerable, la mayoría de las personas no cuenta con las posibilidades económicas de comprar una vivienda en una colonia diferente.



Figura 4.28 Fotografía del CENDEI afectado por los fracturamientos

Se puede concluir que las colonias aledañas al Peñón de los Baños son de alta vulnerabilidad estructural, ya que se encuentran en una zona de alto riesgo, por ser una zona de transición entre el material rocoso del peñón y la zona lacustre. La principal amenaza es el agua que se infiltra en las fracturas y socava el terreno, agrandando y propagando más las oquedades.

Vulnerabilidad ambiental

El Peñón de los Baños es una de las zonas del Distrito Federal de mayor vulnerabilidad ambiental, ya que existen amenazas que hacen de esta zona un lugar de alto riesgo.

Las principales amenazas son las gasolineras, autoconsumos y ductos de combustible (Figura 4.29). Como se puede observar en la imagen todas estas amenazas se encuentran muy cerca de la zona de fallas y fracturas que pertenecen al Peñón de los Baños, el aeropuerto internacional "Benito Juárez", también se encuentra dentro de la periferia de este cerro por lo que seguramente sus tanques de almacenamiento de turbosina de encuentran afectados por los fracturamientos, contaminando el subsuelo.



Figura 4.29 Amenazas ambientales

Como se puede observar en la Figura 4.29 algunas de las fallas se cruzan con las gasolineras, las cuales cuentan con tanques de almacenamiento de hidrocarburos, los cuales si se encuentran fracturados representan un severo daño ambiental, ya que los hidrocarburos contaminan el suelo y al infiltrarse contaminan el agua. Los hidrocarburos son sustancias tóxicas y difíciles de limpiar y más aún si el combustible se ha vertido por años propagándose en el subsuelo a través de las fracturas. En el caso de los autoconsumos y los ductos de hidrocarburos el problema es el mismo pero representado de forma exponencial, por su extensión y capacidad de almacenamiento. La fuga de hidrocarburos no solo representa un peligro ambiental sino que ponen en riesgo a la población de estos sitios por ser altamente combustibles.

Sin lugar a duda la Delegación Venustiano Carranza es un sitio de alto riesgo y vulnerabilidad, problemas que deben ser atendidos de forma inmediata para prevenir una catástrofe ambiental o social.

4.5 Delegación Xochimilco

Vulnerabilidad estructural

En los sitios visitados las casas afectadas por las fracturas no son tan numerosas como en se observó en otras delegaciones. Las construcciones más afectadas son las calles y avenidas, (Figura 4.30).



Figura 4. 30 Fotografía de la carretera México-Tulyehualco dañanda por fracturas.

Las calles y avenidas se ven más afectadas debido al paso continuo de transporte de carga que contribuye a que las fracturas se agranden y se propaguen, lo cual se incrementa mucho más en la temporada de lluvias, ya que el agua se infiltra por las oquedades, socavando el terreno.

Las casas que se cruzan con los sistemas de fracturas (Figura 4.31) se ven afectadas en sus fachadas, sin embargo ninguna de las viviendas que se observó se encontraba en alto riesgo de derrumbe. En estas zonas la mayoría de las casas son antiguas, y a pesar de que esto las hace más vulnerables a los daños, aún se encuentran en un riesgo bajo de derrumbe. Esto se debe a que las condiciones del subsuelo son más estables que en otras delegaciones del Distrito Federal, por esto se puede concluir que la vulnerabilidad estructural es baja-media.



Figura 4.31 Fotografía de la fachada de una vivienda afectada por fracturamientos

Vulnerabilidad ambiental

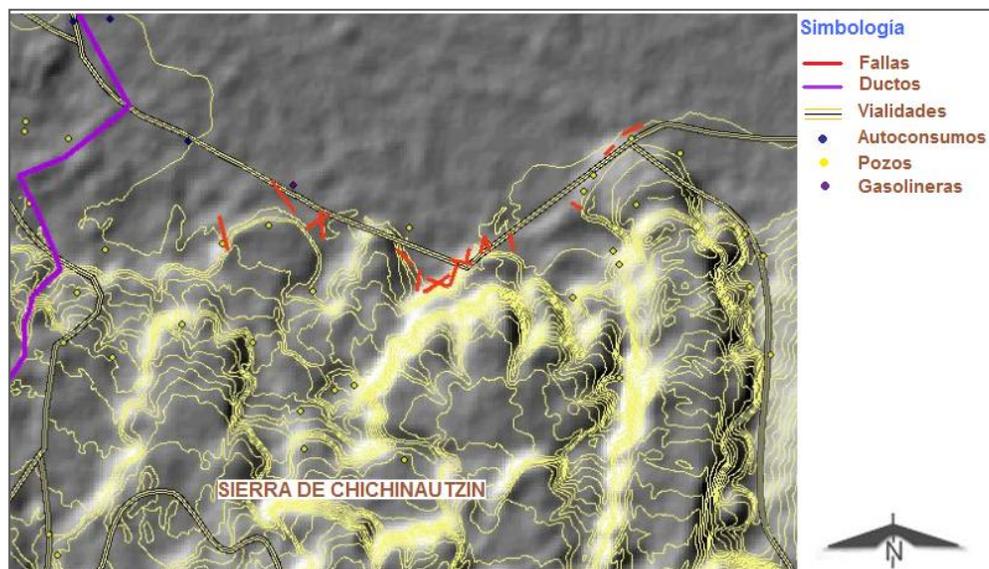


Figura 4.32 Principales amenazas ambientales

Para este sitio las principales amenazas son los pozos de bombeo, ya que son numerosos (Figura 4.32). Un elevado bombeo provoca el abatimiento del acuífero teniendo como consecuencia el hundimiento regional que dispara los fallamientos y fracturamientos de la zona.

En la Figura 4.32 se observa que algunos pozos de bombeo se cruzan con los sistemas de fallas y fracturas, por lo que probablemente se encuentren rotos y con fugas de agua potable, desperdiciándose el recurso.

Capítulo V. Conclusiones y recomendaciones

5.1 Conclusiones

- Para entender el origen y la evolución geológica de la Cuenca de México, es fundamental conocer las principales características de la Faja Volcánica Transmexicana.
- La secuencia estratigráfica de la Cuenca de México consiste principalmente en rocas volcánicas, depósitos aluviales, fluviales y lacustres del Cenozoico y del Cuaternario, que sobreyacen discordantemente a las calizas del Cretácico.
- Para fines de este trabajo se realizó una propuesta de la estratigrafía regional de la Cuenca de México con un total de 23 formaciones, divididas en seis unidades generales. Dichas unidades son: Unidad Sedimentaria Marina, Grupo Balsas, Unidad Volcánica Inferior, Unidad Volcánica Superior, Cuaternario Volcánico y Cuaternario Sedimentario.
- Para un buen análisis de los mecanismos de fracturamiento que afectan al Distrito Federal es necesario conocer los conceptos que se aplican en Ingeniería Geológica y en Ingeniería Civil.
- El fracturamiento debe analizarse con base en la estratigrafía, ya que las zonas de transición son más vulnerables a este tipo de fenómeno, debido al contraste entre los materiales rocosos y los depósitos lacustres. También deben de monitorearse constantemente los mecanismos disparadores de fracturas.
- Las delegaciones más afectadas por fallas y fracturas son: la Delegación Iztapalapa y la Delegación Venustiano Carranza, por lo tanto también son las zonas más vulnerables estructuralmente y ambientalmente.

- Las áreas afectadas por el fracturamiento se encuentran en alta vulnerabilidad estructural.
- Las áreas vulnerables estructuralmente son las más susceptibles a la contaminación ambiental por fugas de hidrocarburos.
- Mediante el análisis de datos estructurales se obtuvieron direcciones preferenciales de fracturamiento, sin una relación entre ellas, ya que todas son diferentes entre sí.
- En las zonas estudiadas los mecanismos que predominan para la generación de fracturas, son de carácter tectónico, y por subsidencia del terreno causada por el bombeo de pozos de agua.
- En el distrito Federal no existe una planeación para prevenir que las personas se asienten en lugares altamente vulnerables estructuralmente y ambientalmente.
- En el Distrito Federal no existe una planeación para la colocación de fuentes potenciales de hidrocarburos, como autoconsumos, gasolineras y ductos, estos últimos pertenecientes a PEMEX.
- Existe un gran número de personas que se encuentran en riesgo, ya que las zonas en las que habitan son altamente vulnerables estructuralmente y ambientalmente.
- Las pérdidas económicas por construir en zonas vulnerables estructuralmente y ambientalmente son muy altas.

5.2 Recomendaciones

- Se deben realizar estudios geofísicos en varios puntos de la Cuenca de México para definir de una forma más precisa los cambios litológicos, para

con esta información hacer una interpretación geológica más exacta de las unidades que forman a la Cuenca de México.

- Se deben actualizar las bases de datos del Sistema de Aguas del Distrito Federal, ya que la información de los cortes litológicos correspondientes a los pozos de bombeo se encuentra incompleta y con información ambigua.
- En los cursos de Geología estructural también se deberían de enseñar los conceptos de fracturamiento aplicados en la Ingeniería Civil, como un complemento importante, para tener una comprensión espacial más amplia.
- Para construir siempre se debe seguir el reglamento de construcciones y zonificación geotécnica
- Debe de prevenirse a las personas los riesgos que corren al establecerse en zonas de escarpes y de transición.
- Se debe dar mantenimiento constante a los tanques de almacenamiento de hidrocarburos y ductos cercanos a las zonas de fracturamiento, para verificar que no haya fugas.
- Caracterización del acuífero de la Cuenca de México para realizar una correlación entre los niveles de abatimiento y los niveles de subsidencia en la Cuenca de México.
- Se debe dar mantenimiento constante al drenaje de las zonas fracturadas para verificar que no haya fugas ya que se desperdicia el agua, misma que socava el subsuelo, se forman cavernas y se contribuye al fracturamiento.
- No rellenar las fracturas con basura, ya que esto fomenta la aparición de fauna nociva.
- Concientizar a las personas sobre las acciones que deben realizar para contribuir a la prevención de la contaminación ambiental.

- Los mapas o atlas de riesgos deben de ser de carácter público para que las personas que se interesen puedan consultar la información y ser más conscientes de las características del lugar en que habitan.

APÉNDICES.

Apéndice 1 Delegación Gustavo A. Madero

DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]
1	203	172	2
2	200	300	3
3	200	80	3
4	280	83	2
5	280	35	2
6	280	50	2
7	115	62	1
8	115	58	5
9	22	39	3
10	200	131	1
11	280	89	4
12	280	37	5
13	250	63	3
14	340	50	2
15	300	66	1
16	320	133	5
17	255	64	3
18	30	105	1
19	110	88	4
20	240	99	1.5
21	260	47	1.5
22	290	52	1
23	300	70	2
24	290	64	3
25	280	37	4
26	345	57	3
27	290	32	1
28	290	22	1
29	220	78	2
30	50	66	3
31	290	42	3
32	290	45	3
33	20	30	1
34	18	88	2
35	190	103	3
36	245	333	3

Apéndice 2. Delegación Iztapalapa.

Sitio1

DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]
1	106	42	1	38	230	195	8
2	110	25	2	39	265	40	4
3	130	40	2.5	40	90	86	4
4	28	66	2	41	150	135	10
5	88	55	2	42	230	100	2
6	98	0.1	2	43	165	170	3
7	19	110	2	44	326	66	1.5
8	100	77	3	45	283	206	2.5
9	136	92	2	46	282	425	1.5
10	88	200	2	47	209	33	1.5
11	157	75	6	48	206	18.5	1.5
12	80	72	1	49	211	40	1.3
13	276	47	2.5	50	213	43	1.4
14	247	50	5	51	107	92	2.2
15	160	58	5	52	180	110	2
16	114	36	2.5	53	228	440	3
17	210	36	1.5	54	216	210	2.2
18	166	130	2.5	55	300	210	2.5
19	112	94	3	56	291	240	1.6
20	160	137	3.5	57	275	50	0.9
21	80	278	5	58	334	64	1.5
22	145	44	1.5	59	313	50	1.3
23	175	26	3	60	204	190	1.9
24	110	64	2	61	250	96	1.3
25	110	160	2.5	62	180	130	1.4
26	145	90	4	63	220	55	1.3
27	95	40	9	64	205	120	1.5
28	185	225	2.5	65	218	94	3
29	140	300	3.5	66	194	323	9.2
30	200	156	4.5	67	247	87	4
31	110	200.05	5	68	290	34	3.5
32	205	122	2	69	247	58	0.4
33	120	390	15	70	248	67	1
34	120	940	20	71	230	40	0.5
35	215	60	2	72	255	59	0.4
36	215	57	2.5	73	214	320	5
37	97	197	2	74	245	94	2

75	206	58	1.5
76	230	87	2
77	265	380	3.5
78	240	380	4
79	274	450	4.5
80	255	150	3
81	290	200	1.5
82	230	200	1
83	215	170	1.8
84	120	114	0.8
85	210	1000	4.5
86	180	140	2.5
87	240	320	4.5
88	170	140	1
89	260	60	1.5
90	90	240	3.8
91	215	72	2.7
92	300	110	1
93	290	335	3.5
94	298	50	2.2
95	280	34	1.2
96	246	96	2.6
97	273	425	3
98	10	76	2.8
99	360	52	1
100	223	73	1.2
101	126	10	2.5
102	90	74	1.3
103	100	535	1.5
104	250	70	0.2
105	205	60	0.2
106	215	31	0.2
107	240	70	0.8
108	215	370	4
109	230	151	1.1
110	265	83	1.8
111	206	780	1.9
112	145	140	3
113	230	52	2

Sitio 2

DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]
1	235	373	10	39	17	59	37
2	178	54	2	40	162	151	3
3	165	97	2	41	222	37	1
4	167	50	2	42	260	478	3
5	168	33	2	43	208	81	1
6	156	20	1	44	190	62	1
7	152	23	1	45	220	113	3
8	160	180	3	46	192	274	2.5
9	230	46	2	47	222	383	3
10	208	20	2	48	40	115	2.5
11	230	98	3	49	225	310	5.5
12	225	22	2	50	368	251	4.5
13	200	215	2	51	260	150	3
14	222	67	1.5	52	52	22	0.5
15	36	118	2	53	240	48	2
16	218	753	8	54	268	62	2
17	218	120	3	55	220	330	3
18	240	147	2	56	218	150	2.5
19	272	56	2	57	242	57	3
20	188	55	1	58	222	103	2
21	286	235	4	59	35	300	3.5
22	28	39	1	60	206	45	1
23	220	42	2	61	183	43	2
24	210	59	1	62	4	45	1.5
25	225	38	1	63	75	36	1.5
26	236	24	3	64	182	46	2.5
27	193	103	4	65	188	61	1
28	235	72	2	66	208	25	0.5
29	181	141	3	67	85	57	2
30	25	403	6	68	221	66	2
31	184	120	3	69	230	20	2
32	216	52	1	70	40	65	2
33	20	89	2	71	210	30	7.5
34	222	65	2	72	230	72	3.5
35	210	195	5	73	228	24	3
36	208	48	3	74	208	15	1.5
37	220	70	3	75	245	54	5
38	185	52	5	76	203	75	5

77	225	52	1.5
78	235	27	1.5
79	212	58	4
80	6	35	2.5
81	46	29	4
82	212	86	2
83	252	258	8
84	232	550	15
85	204	235	3
86	39	180	6
87	238	120	4
88	232	372	4
89	209	74	15
90	75	680	7
91	50	177	1.5
92	41	135	4
93	52	103	4
94	255	73	6

Sitio 3

DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]
1	220	130	4	39	55	256	6
2	235	100	3	40	52	74	6
3	60	110	2	41	35	52	5
4	50	72	5	42	60	35	3
5	45	125	10	43	65	32	2
6	30	35	3	44	47	174	8
7	40	160	1	45	50	65	2
8	55	70	2	46	76	40	2
9	90	90	4	47	45	45	2
10	40	100	6	48	40	94	2
11	50	110	6	49	76	70	2
12	48	300	4	50	80	45	1
13	45	60	3	51	225	29	1
14	48	77	3	52	190	50	2
15	62	65	3	53	65	51	1
16	58	60	1	54	64	62	4
17	43	50	3	55	55	85	2
18	38	83	3	56	47	93	3
19	44	50	2	57	47	30	2
20	48	280	8	58	42	22	3
21	28	230	4	59	52	104	3
22	10	60	4	60	47	37	3
23	15	90	5	61	40	106	4
24	66	110	2	62	72	25	1
25	62	83	2	63	36	25	2
26	3	54	3	64	50	47	2
27	33	64	2	65	60	93	3
28	62	62	3	66	58	60	5
29	33	88	4	67	60	90	1
30	43	100	3	68	42	22	1
31	310	84	3	69	60	49	3
32	310	60	3	70	57	73	3
33	307	70	3	71	67	38	2
34	320	104	3	72	183	56	3
35	310	136	1	73	49	38	2
36	205	89	2	74	61	40	3
37	210	95	2	75	314	130	2
38	45	60	2	76	308	42	4

77	4	205	12	118	65	38	5
78	53	220	5	119	38	146	8
79	48	314	8	120	330	62	2
80	47	105	5	121	10	50	3
81	52	224	4	122	47	194	3
82	5	43	3	123	46	24	2
83	315	167	3	124	25	27	2
84	330	64	1	125	47	22	1
85	323	53	2	126	45	90	2
86	50	55	2	127	52	28	1
87	47	35	3	128	75	64	2
88	50	76	3	129	313	170	5
89	354	40	1	130	332	56	4
90	8	49	2	131	275	20	5
91	72	63	8	132	318	130	5
92	52	47	2	133	41	104	8
93	66	52	4	134	40	83	3
94	72	36	2	135	38	90	4
95	48	190	6	136	42	234	6
96	40	64	6				
97	50	40	3				
98	60	56	2				
99	9	40	4				
100	40	140	5				
101	42	80	1				
102	297	35	2				
103	332	44	1				
104	320	33	2				
105	35	42	1				
106	355	40	2				
107	329	36	1				
108	320	30	2				
109	80	55	2				
110	50	78	4				
111	55	59	5				
112	330	47	2				
113	325	67	5				
114	314	30	2				
115	310	70	2				
116	52	56	2				
117	84	112	2				

Sitio 4

DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]
1	110	570	7	41	130	83	5
2	130	35	4.5	42	114	134	8
3	120	30	7.5	43	135	64	3
4	115	72	3.5	44	122	72	3
5	120	24	3	45	123	43	2
6	127	15	1.5	46	120	21	2
7	121	54	5	47	124	68	1.5
8	120	75	5	48	111	210	7
9	130	52	1.5	49	125	130	7
10	115	27	1.5	50	102	192	5
11	117	58	4	51	120	91	4
12	101	35	2.5	52	127	71	3
13	102	29	4	53	116	59	1
14	95	86	2	54	90	86	9
15	132	258	8	55	110	74	2
16	135	550	15	56	110	34	7
17	117	235	3	57	130	61	1
18	114	180	6	58	98	67	2
19	128	120	4	59	110	178	8
20	123	372	4	60	135	75	6
21	105	74	15	61	105	198	6
22	127	680	7	62	111	154	5
23	121	177	1.5	63	105	153	4
24	97	135	4	64	135	51	4
25	120	103	4	65	105	480	10
26	116	73	6	66	100	121	3
27	118	42	8	67	101	166	4
28	90	23	1.5	68	102	133	3
29	102	25	0.5	69	117	183	2
30	113	24	1.5	70	130	88	2
31	124	17	1	71	146	37	1
32	95	25	0.5	72	135	220	3
33	118	64	3	73	138	34	1
34	117	25	2	74	160	78	5
35	125	328	4	75	156	51	2
36	112	54	2.5	76	158	290	5
37	121	246	3	77	130	58	2
38	90	60	2	78	140	373	10
39	94	34	1	79	129	54	2
40	110	208	5	80	136	97	2

81	138	50	2	124	307	383	3
82	124	33	2	125	320	115	2.5
83	113	20	1	126	325	310	5.5
84	120	23	1	127	315	251	4.5
85	132	180	3	128	307	150	3
86	127	46	2	129	320	22	0.5
87	128	20	2	130	300	48	2
88	131	98	3	131	320	62	2
89	111	22	2	132	315	330	3
90	142	215	2	133	330	150	2.5
91	150	67	1.5	134	340	57	3
92	150	118	2	135	330	103	2
93	138	753	8	136	305	300	3.5
94	176	120	3	137	320	45	1
95	150	147	2	138	310	43	2
96	144	56	2	139	320	45	1.5
97	128	55	1	140	312	36	1.5
98	147	235	4	141	314	46	2.5
99	140	39	1	142	300	61	1
100	128	42	2	143	310	25	0.5
101	137	59	1	144	315	57	2
102	124	38	1	145	320	66	2
103	129	24	3	146	305	20	2
104	134	103	4	147	320	65	2
105	145	72	2	148	313	44	1.5
106	146	141	3	149	296	47	2
107	144	403	6	150	325	67	1
108	155	120	3	151	287	61	1
109	126	52	1	152	320	49	1.5
110	143	89	2	153	310	31	2
111	105	65	2	154	317	31	1
112	152	195	5	155	307	67	3
113	125	48	3	156	310	56	1
114	97	70	3	157	306	471	13
115	56	52	5	158	300	150	2.5
116	25	59	37	159	327	200	5
117	130	151	3	160	315	31	1
118	135	37	1				
119	128	478	3				
120	38	81	1				
121	29	62	1				
122	313	113	3				
123	310	274	2.5				

Sitio 5

DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]
1	40	253	3	39	68	172	2
2	290	38	2	40	69	300	3
3	35	30	1	41	58	80	3
4	65	75	2	42	65	83	2
5	42	38	1	43	49	35	2
6	49	50	1	44	332	50	2
7	29	57	1	45	62	62	1
8	42	60	0.5	46	73	58	5
9	33	42	0.5	47	103	39	3
10	84	80	2	48	50	131	1
11	48	82	3	49	41	89	4
12	55	48	3	50	29	37	5
13	43	45	2	51	85	63	3
14	60	74	5	52	26	50	2
15	24	91	2	53	0	66	1
16	29	51	3	54	91	133	5
17	340	36	1	55	89	64	3
18	90	25	1	56	90	105	1
19	50	22	5	57	75	88	4
20	30	148	3	58	249	99	1.5
21	10	65	2	59	210	47	1.5
22	45	124	3	60	214	52	1
23	28	31	3	61	219	70	2
24	341	58	6	62	210	64	3
25	35	12	2	63	0	37	4
26	51	180	3	64	200	57	3
27	30	103	3	65	122	32	1
28	43	170	1	66	248	22	1
29	34	92	1	67	90	78	2
30	48	30	1	68	218	66	3
31	22	39	1	69	253	42	3
32	44	30	0.5	70	215	45	3
33	42	36	0.5	71	265	30	1
34	43	36	1.5	72	257	88	2
35	44	20	1	73	262	103	3
36	15	30	3	74	205	46	4
37	350	25	7	75	250	66	1
38	15	96	7	76	240	56	3

77	260	333	3
78	188	70	3
79	310	33	1
80	90	65	1.5
81	240	23	3
82	260	22	1
83	250	20	0.5
84	20	47	0.5
85	40	58	1
86	20	203	1.5
87	15	108	3
88	25	42	3
89	25	197	1
90	150	87	2
91	35	86	1.5
92	28	91	1
93	50	45	0.5
94	45	42	1
95	38	51	2
96	115	40	1
97	0	37	1
98	65	70	1
99	45	54	4
100	230	46	0.5
101	265	35	2
102	90	65	2.5

Sitio 6

DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]
1	106	42	1	39	265	40	4
2	110	25	2	40	90	86	4
3	130	40	2.5	41	150	135	10
4	28	66	2	42	230	100	2
5	88	55	2	43	165	170	3
6	98	0.1	2	44	326	66	1.5
7	19	110	2	45	283	206	2.5
8	100	77	3	46	282	425	1.5
9	136	92	2	47	209	33	1.5
10	88	200	2	48	206	18.5	1.5
11	157	75	6	49	211	40	1.3
12	80	72	1	50	213	43	1.4
13	276	47	2.5	51	107	92	2.2
14	247	50	5	52	180	110	2
15	160	58	5	53	228	440	3
16	114	36	2.5	54	216	210	2.2
17	210	36	1.5	55	300	210	2.5
18	166	130	2.5	56	291	240	1.6
19	112	94	3	57	275	50	0.9
20	160	137	3.5	58	334	64	1.5
21	80	278	5	59	313	50	1.3
22	145	44	1.5	60	204	190	1.9
23	175	26	3	61	250	96	1.3
24	110	64	2	62	180	130	1.4
25	110	160	2.5	63	220	55	1.3
26	145	90	4	64	205	120	1.5
27	95	40	9	65	218	94	3
28	185	225	2.5	66	194	323	9.2
29	140	300	3.5	67	247	87	4
30	200	156	4.5	68	290	34	3.5
31	110	200.05	5	69	247	58	0.4
32	205	122	2	70	248	67	1
33	120	390	15	71	230	40	0.5
34	120	940	20	72	255	59	0.4
35	215	60	2	73	214	320	5
36	215	57	2.5	74	245	94	2
37	97	197	2	75	206	58	1.5
38	230	195	8	76	230	87	2

77	265	380	3.5
78	240	380	4
79	274	450	4.5
80	255	150	3
81	290	200	1.5
82	230	200	1
83	215	170	1.8
84	120	114	0.8
85	210	1000	4.5
86	180	140	2.5
87	240	320	4.5
88	170	140	1
89	260	60	1.5
90	90	240	3.8
91	215	72	2.7
92	300	110	1
93	290	335	3.5
94	298	50	2.2
95	280	34	1.2
96	246	96	2.6
97	273	425	3
98	10	76	2.8
99	360	52	1
100	223	73	1.2
101	126	10	2.5
102	90	74	1.3
103	100	535	1.5
104	250	70	0.2
105	205	60	0.2
106	215	31	0.2
107	240	70	0.8
108	215	370	4
109	230	151	1.1
110	265	83	1.8
111	206	780	1.9
112	145	140	3
113	230	52	2

Apéndice 3. Delegación Tláhuac.

DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA [cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA [cm]
1	315	150	3	39	321	265	8
2	340	67	2	40	316	97	0.5
3	312	350	8	41	296	120	3
4	345	540	15	42	290	140	17
5	305	260	7	43	284	123	3
6	125	134	5	44	311	340	8
7	135	107	1	45	310	56	0.5
8	135	510	10	46	320	53	0.5
9	320	43	2	47	285	95	1
10	335	45	2	48	282	46	1.5
11	320	109	3	49	305	66	1
12	325	48	2	50	306	18	1
13	320	77	2	51	287	68	1.5
14	322	75	1	52	290	91	1.5
15	300	43	1	53	280	20	2
16	130	748	10	54	315	72	1
17	110	48	1	55	333	50	1
18	295	45	4	56	295	130	1
19	290	49	1	57	304	140	2
20	50	217	4	58	310	110	4
21	45	440	5	59	305	180	5
22	305	123	1	60	295	244	3
23	135	900	15	61	307	100	2
24	125	310	20	62	292	140	3
25	305	100	8	63	277	70	2
26	290	46	2	64	305	232	3
27	300	57	1	65	304	385	10
28	320	76	2	66	324	80	3
29	305	57	2	67	275	100	3
30	110	60	2	68	255	250	5
31	145	50	2	69	286	61	0.5
32	295	70	2.5	70	299	63	1
33	280	69	3	71	283	91	1
34	310	273	2.5	72	308	57	0.5
35	305	57	2	73	307	200	3
36	265	58	3	74	319	40	1
37	300	54	0.5	75	330	19	1
38	302	49	1	76	330	114	2

77	328	43	1.5
78	314	46	2
79	301	51	1
80	294	60	1
81	321	130	2.5
82	302	60	2
83	294	140	5
84	335	70	1
85	320	61	2
86	345	47	1
87	339	28	1
88	349	30	0.5
89	297	136	3
90	295	80	1
91	329	55	0.5
92	309	76	1.5
93	307	80	1
94	305	140	3
95	313	260	3
96	300	170	3
97	274	42	1
98	310	160	3
99	296	190	1
100	130	160	3
101	120	48	0.5
102	116	310	0.5

Apéndice 4. Delegación Venustiano Carranza

Sitio 1

DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	ABERTURA[cm]
1	205	160	1.7	38	214	300	10
2	3	200	2	39	188	250	7
3	7	200	1.3	40	193	170	5
4	355	130	2	41	3	140	5
5	18	130	2	42	5	120	10
6	325	130	6	43	355	140	6
7	0	160	0.6	44	330	130	10
8	162	80	0.3	45	346	120	4
9	101	200	1	46	186	100	2
10	178	110	2				
11	205	160	2				
12	19	0.3	4				
13	20	160	10				
14	170	410	18				
15	225	128	3				
16	230	140	5				
17	182	300	4				
18	11	58	3				
19	356	400	5				
20	90	290	4				
21	100	153	5				
22	20	230	2				
23	340	126	5				
24	15	80	2				
25	10	135	3				
26	191	100	5				
27	140	140	3.5				
28	220	100	5				
29	175	500	10				
30	21	82	3				
31	353	170	5				
32	194	130	6				
33	202	140	5				
34	211	500	10				
35	47	120	6				
36	215	360	20				
37	10	240	5				

Sitio 2

DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]
1	40	126	1.5	39	65	65	2.5
2	65	920	5	40	83	68	4
3	35	32	4	41	90	60	3
4	55	20	0.7	42	245	170	3
5	85	40	1.5	43	215	44	4
6	115	260	3	44	250	24	1.5
7	70	13	0.2	45	245	40	3
8	190	12	0.7	46	235	900	6
9	115	12	1.5	47	230	154	10
10	70	500	7	48	235	40	3
11	100	20	1	49	164	16	1
12	230	50	6	50	170	40	0.7
13	255	15	2	51	122	145	6
14	35	30	0.5	52	240	40	1
15	58	12	1	53	145	26	1.5
16	12	23	1	54	235	22	1
17	15	25	1.5	55	220	68	2
18	345	25	2	56	215	54	3
19	50	500	3	57	240	770	2
20	35	30	1	58	160	370	8
21	58	30	1.5	59	210	248	3
22	125	40	2.5	60	145	20	1
23	50	350	3	61	255	32	1
24	135	40	3	62	280	35	2
25	125	260	8	63	225	310	5
26	275	51	1.5	64	240	170	10
27	320	38	1	65	235	153	4
28	285	30	1	66	230	120	5
29	315	31	1.5	67	265	96	8
30	100	38	3	68	210	36	2
31	65	40	3.5	69	215	50	6
32	15	36	5	70	230	1610	15
33	90	36	4	71	240	137	14
34	70	100.01	7.5	72	260	110	2
35	240	156	10	73	240	670	12
36	250	19	6	74	245	115	2.5
37	165	40	3.5	75	255	172	12
38	65	22	4	76	240	66	2

77	215	45	3	118	262	30	0.4
78	265	100	2.5	119	240	1600	5
79	175	24	4	120	230	2000	8
80	210	117	6	121	77	56	2
81	165	82	3	122	160	74	4
82	140	50	4	123	238	121	15
83	135	53	3	124	234	300	1.5
84	137	67	3	125	240	620	1.3
85	280	115	8	126	155	150	1.4
86	235	50	4	127	154	130	0.2
87	225	120	10	128	257	100	2.2
88	250	46	0.5	129	238	115	4
89	230	115	10	130	235	200	1.5
90	255	100	3.5	131	224	160	1.6
91	120	80	6	132	222	112	0.3
92	230	132	2	133	240	80	1
93	12	60	4	134	254	300	1.8
94	135	66	6	135	260	168	4
95	200	101	1	136	250	44	0.5
96	205	66	1	137	238	82	3
97	250	26	1	138	223	156	0.4
98	195	80	1	139	330	92	0.3
99	240	390	8	140	70	212	12
100	357	48	6	141	60	212	0.6
101	240	890	10				
102	96	109	1.5				
103	160	46	4				
104	32	35	0.7				
105	155	140	6				
106	17	40	0.8				
107	244	120	0.9				
108	171	82	0.9				
109	65	31	1				
110	235	220	2				
111	126	50	0.1				
112	122	55	4				
113	295	83	0.4				
114	172	56	1.5				
115	233	30	0.3				
116	240	155	1				
117	237	390	0.8				

Sitio 3

DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]
1	228	700	30	39	80	30	1
2	230	560	15	40	225	54	0.2
3	230	340	5	41	90	110	3
4	30	67	0.5	42	315	70	0.2
5	90	100	1	43	90	450	0.2
6	183	45	1	44	240	290	1
7	235	50	0.5	45	294	55	2
8	350	23	0.5	46	15	95	0.3
9	280	30	1	47	0	92	0.4
10	210	66	0.4	48	35	90	0.4
11	218	30	0.3	49	345	26	0.2
12	230	193	2	50	150	50	1
13	130	54	0.3	51	245	38	0.5
14	213	27	0.5	52	185	45	0.5
15	265	35	0.4	53	215	45	1
16	228	360	7	54	105	35	0.2
17	240	60	2.5	55	135	53	0.2
18	230	91	2	56	170	36	0.5
19	215	40	1	57	70	24	0.2
20	115	76	5	58	25	80	0.5
21	135	113	0.5	59	265	47	1
22	20	90	7	60	60	50	4
23	217	54	0.4	61	10	46	1
24	10	87	1.5	62	292	87	3
25	204	29	0.6	63	10	30	1
26	145	62	0.3	64	55	74	0.5
27	320	45	7	65	145	30	0.7
28	165	36	0.5	66	15	20	0.5
29	92	90	0.4	67	235	350	0.3
30	317	34	0.2	68	175	27	5
31	155	59	3.5	69	40	53	0.1
32	322	38	0.3	70	40	30	0.2
33	110	30	0.5	71	155	26	2
34	265	23	0.1	72	43	77	0.4
35	90	34	1	73	120	48	2
36	280	56	0.3	74	55	74	0.2
37	85	58	1.5	75	55	36	0.4
38	215	37	0.1	76	55	77	0.5

77	50	36	1	118	140	89	0.1
78	275	146	1	119	15	48	0.5
79	87	28	0.5	120	140	50	0.1
80	8	87	0.5	121	165	60	0.2
81	335	30	0.5	122	0	67	4
82	185	30	0.7	123	170	55	3
83	325	40	0.5	124	70	40	4
84	92	73	1.5	125	310	100	5
85	240	37	0.5	126	85	46	0.4
86	55	51	0.5	127	20	28	0.3
87	260	62	3	128	215	102	4
88	210	80	4	129	46	41	0.3
89	40	200	0.4	130	165	22	0.2
90	85	55	0.2	131	265	33	0.3
91	210	74	5	132	150	37	0.1
92	70	34	0.2	133	220	66	4
93	150	40	0.2	134	80	32	0.1
94	240	56	1	135	25	24	0.1
95	90	44	0.4	136	60	39	0.2
96	90	70	2	137	155	50	0.5
97	30	165	1.5	138	350	30	5
98	350	43	0.3	139	310	43	3
99	90	80	0.5	140	80	51	0.2
100	325	50	0.3	141	90	70	2
101	165	40	0.5	142	135	37	0.3
102	200	65	0.2	143	65	47	0.3
103	150	90	0.5	144	0	50	0.4
104	210	50	1.5	145	90	46	0.2
105	170	33	0.5	146	310	78	3
106	30	44	0.5	147	40	30	0.3
107	0	58	1	148	45	24	0.4
108	185	163	0.4	149	230	35	0.3
109	185	163	0.4	150	295	54	0.2
110	90	45	0.3	151	238	14	2
111	150	75	0.3	152	205	38	1.5
112	145	40	3	153	228	25	2
113	110	50	0.8	154	195	40	0.5
114	160	77	1	155	208	22	1
115	75	300	0.4	156	160	30	0.2
116	172	76	5	157	225	30	0.3
117	145	76	0.3	158	70	60	2

159	64	156	0.3	200	120	51	0.4
160	85	116	5	201	353	67	2
161	50	110	0.4	202	355	36	3
162	200	50	1	203	160	100	0.6
163	295	36	0.2	204	135	74	0.8
164	54	60	1.5	205	93	125	3
165	160	53	1	206	315	202	1.5
166	40	43	3	207	90	65	2
167	45	43	0.1	208	115	94	3
168	307	45	1.5	209	90	30	1
169	325	35	0.2	210	265	84	0.4
170	112	58	3	211	305	90	0.5
171	110	53	2	212	315	117	3
172	95	50	0.4	213	340	60	1
173	75	42	0.4	214	260	84	0.3
174	50	51	5	215	0	65	1
175	315	40	1	216	140	63	0.4
176	30	47	3	217	300	113	4
177	116	26	0.4	218	160	62	4
178	310	70	3	219	215	38	3
179	75	43	1	220	230	369	13
180	275	104	2	221	120	200	4
181	0	114	0.5	222	320	115	1.5
182	120	39	0.6	223	15	87	7
183	209	50	4	224	326	54	2.5
184	120	33	0.5	225	285	57	3
185	227	157	0.8	226	120	215	2
186	195	29	0.2	227	350	59	3
187	265	64	2	228	315	64	3
188	190	80	3	229	155	68	2
189	150	70	0.4	230	165	51	2.5
190	260	92	0.3	231	120	110	2
191	90	80	0.3	232	165	56	0.5
192	337	72	4	233	100	90	3
193	200	20	2	234	170	55	3
194	235	26	0.2	235	60	40	1
195	264	18	0.2	236	30	45	1.5
196	79	90	3	237	240	13	2
197	102	50	0.2	238	300	38	2
198	90	124	3	239	305	62	1.5
199	355	36	3	240	58	54	2

241	100	230	3
242	20	60	3
243	65	115	1
244	320	83	5
245	100	84	2
246	30	52	1.5
247	347	58	0.5
248	20	154	3.5
249	305	63	2
250	301	80	2
251	250	40	4
252	120	79	5
253	45	88	1
254	50	88	5

Sitio 4

DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD [cm]	ABERTURA[cm]
1	195	70	1	39	20	32	1
2	150	26	2	40	40	21	0.5
3	110	37	2	41	40	28	0.5
4	210	72	2	42	38	25	1
5	210	42	1	43	0	27	2
6	218	40	0.4	44	44	23	0.5
7	210	92	2	45	40	23	1.5
8	228	20	1	46	105	30	4
9	210	17	0.3	47	160	36	4
10	222	30	2.5	48	128	19	2
11	135	30	2	49	12	14	1
12	190	42	2.5	50	78	25	1
13	218	46	1.5	51	40	17	2.5
14	208	28	2	52	28	31	2
15	213	30	2	53	35	18	1.5
16	210	44	0.5	54	28	28	1
17	213	34	0.5	55	105	28	2
18	215	20	2	56	20	39	2
19	260	24	1.5	57	130	26	1
20	225	30	2	58	120	20	1.5
21	305	92	4	59	10	14	1
22	150	80	1.5	60	105	28	1.5
23	58	24	1	61	40	17	2
24	198	25	1	62	78	17	0.5
25	125	23	1	63	65	32	3
26	45	21	2	64	120	52	1.5
27	70	16	0.5	65	135	31	1
28	145	53	0.5	66	125	38	3
29	170	49	1	67	168	12	1.5
30	112	27	0.2	68	190	15	2
31	70	25	1	69	20	3	1
32	60	26	0.5	70	90	33	1
33	65	30	0.5	71	20	20	0.5
34	150	12	2	72	45	32	0.5
35	140	20	1	73	128	30	1
36	35	24	1	74	70	30	1
37	33	28	0.5	75	84	18	0.5
38	40	28	2	76	62	22	1.5

77	5	63	0.5	118	67	40	2
78	12	75	1.5	119	55	36	2
79	315	40	1	120	50	56	1
80	12	374	15	121	110	60	0.4
81	18	200	2	122	238	80	0.6
82	18	220	8	123	200	160	1.5
83	55	30	2	124	212	62	1.2
84	335	33	1.5	125	190	49	6
85	20	25	1	126	236	32	0.7
86	45	45	2	127	174	56	0.7
87	50	50	5	128	212	176	3
88	85	34	1	129	170	24	0.3
89	30	50	3	130	184	23	0.4
90	0	56	1	131	190	39	0.8
91	350	50	1	132	212	108	0.6
92	25	50	2	133	222	29	0.5
93	20	110	4	134	183	50	0.8
94	75	30	0.5	135	8	202	1
95	30	84	5	136	245	52	0.3
96	20	115	5	137	228	32	0.4
97	25	40	3	138	240	50	0.4
98	130	26	0.5	139	232	53	0.8
99	340	30	2	140	240	40	0.3
100	110	40	0.5	141	242	24	0.5
101	0	42	0.5	142	222	75	0.8
102	35	30	0.5	143	186	134	1.2
103	10	27	1	144	185	71	0.4
104	330	28	1	145	227	61	0.6
105	320	28	0.5	146	216	66	0.3
106	17	115	1	147	215	52	0.5
107	10	80	0.5	148	168	32	0.3
108	12	55	3	149	238	64	0.4
109	70	66	3	150	217	63	0.7
110	15	34	3	151	212	33	0.6
111	30	76	3	152	120	29	0.8
112	35	75	1	153	67	92	0.7
113	20	40	1	154	70	125	0.6
114	25	60	1	155	80	66	0.5
115	25	44	1	156	90	79	0.7
116	5	75	1	157	65	31	0.4
117	8	75	2	158	30	38	0.3

159	105	34	0.2	200	68	38	1
160	72	63	0.5	201	80	35	0.5
161	53	42	0.3	202	21	18	0.5
162	42	40	0.7	203	137	26	
163	42	51	0.6	204	100	26	0.2
164	80	36	0.6	205	136	22	1
165	52	51	0.6	206	0	25	0.2
166	50	107	0.6	207	74	48	0.2
167	35	74	1	208	67	73	0.5
168	90	65	0.4	209	330	21	0.3
169	262	104	0.8	210	328	34	0.5
170	252	122	0.4	211	282	48	0.8
171	174	50	0.3	212	284	36	1
172	252	29	0.3	213	67	22	0.6
173	245	86	2	214	60	113	3
174	225	34	0.5	215	50	51	1.5
175	191	80	4	216	54	37	0.5
176	238	36	0.7	217	322	27	2
177	183	66	0.6	218	306	15	1
178	180	62	0.6	219	54	24	2
179	4	35	0.4	220	134	33	2
180	202	48	0.6	221	38	29	0.8
181	218	46	0.3	222	92	25	2
182	54	45	0.5	223	354	40	1
183	134	20	0.5	224	354	41	1
184	179	17	0.5	225	48	44	6
185	148	15	0.5	226	166	19	1
186	74	18	0.2	227	158	50	3
187	48	22	0.5	228	67	30	2
188	40	75	0.3	229	60	29	2
189	152	36	1	230	4	34	2
190	137	34	0.3	231	140	33	2
191	135	21	0.2	232	6	50	2.5
192	150	15	0.2	233	130	18	2.5
193	78	27	0.3	234	17	66	3
194	91	21	0.2	235	6	48	3
195	9	70	0.2	236	32	45	1
196	1	13	0.2	237	58	35	1.5
197	18	13	0.2	238	80	36	0.6
198	50	26	0.2	239	138	16	2
199	27	27	0.2	240	25	23	1

241	324	55	2.5	282	100	45	0.4
242	256	22	1	283	37	120	2
243	27	45	1.5	284	17	42	2
244	108	25	2	285	71	45	0.7
245	98	24	1.5	286	60	30	0.7
246	75	30	2	287	54	50	0.6
247	358	45	1	288	8	26	1
248	25	41	1	289	33	14	0.7
249	98	44	1	290	145	20	1.5
250	10	34	1	291	15	31	0.4
251	94	40	1	292	130	20	3
252	38	34	1.5	293	95	50	0.5
253	80	26	0.5	294	4	34	4
254	100	20	2	295	37	65	4.5
255	122	44	1	296	50	91	2
256	82	29	1	297	20	250	0.5
257	335	28	0.8	298	43	28	0.5
258	25	83	2	299	32	27	0.5
259	352	25	1	300	40	31	0.5
260	43	26	1	301	34	11	0.7
261	87	53	1.5	302	45	31	0.5
262	60	26	2	303	32	28	1
263	118	23	2	304	50	26	0.4
264	24	31	2.5	305	17	84	0.5
265	37	36	2	306	42	47	2
266	60	36	1.5	307	43	70	2
267	98	30	1.5	308	53	14	0.3
268	339	39	2	309	57	55	0.8
269	359	20	2.5	310	38	27	1
270	17	23	0.5	311	43	70	1
271	58	17	0.4	312	38	58	1
272	72	31	0.6	313	171	25	0.8
273	143	25	0.4	314	174	30	1
274	157	24	0.5	315	30	61	1
275	18	54	1	316	34	74	1
276	349	36	1	317	152	18	0.8
277	40	36	1	318	15	86	1
278	13	22	0.5	319	14	62	2
279	12	27	0.3	320	18	20	1
280	1	32	0.5	321	20	100	4
281	1	45	2	322	118	33	0.7

323	110	28	1.5	364	291	24	0.8
324	123	30	1	365	0	44	1
325	35	38	1	366	359	164	4
326	170	33	1	367	347	34	2.5
327	30	34	1	368	337	40	2
328	163	52	1	369	0	94	1.3
329	174	83	1	370	0	63	0.9
330	4	100	2	371	208	42	0.6
331	164	33	2	372	203	39	3.5
332	30	33	1.5	373	25	41	0.3
333	214	153	0.8	374	276	30	0.3
334	0	108	1.1	375	10	49	0.4
335	20	187	0.5	376	22	62	1.5
336	355	35	2.5	377	22	93	0.4
337	323	39	0.6	378	9	253	3
338	303	28	2	379	23	25	1.5
339	345	29	1.5	380	10	68	0.6
340	20	40	3.5	381	240	27	0.3
341	345	29	2	382	190	60	2
342	42	54	2	383	301	33	0.3
343	19	59	2	384	90	62	0.5
344	260	42	1	385	330	39	0.6
345	280	45	2	386	295	35	1
346	278	27	1.5	387	240	47	0.3
347	320	56	1	388	208	57	0.7
348	210	124	1.4	389	230	63	0.2
349	226	88	1.5	390	195	45	0.2
350	200	84	1.5	391	237	35	0.3
351	145	33	0.3	392	218	48	0.3
352	85	50	2	393	207	35	0.6
353	30	40	1	394	210	44	0.6
354	205	24	0.2	395	218	71	1
355	200	61	4	396	192	82	0.6
356	208	69	2	397	192	99	0.6
357	208	67	1.5	398	0	38	0.4
358	151	62	1.5	399	172	76	0.5
359	205	51	1	400	188	74	0.8
360	138	23	0.5	401	202	66	0.7
361	205	57	1	402	100	36	0.2
362	347	34	1.5	403	135	16	0.3
363	0	75	1	404	190	281	0.4

405	215	95	0.2
406	175	91	0.4
407	204	200	1
408	210	194	6
409	190	84	0.4
410	193	64	0.6
411	195	64	0.4
412	175	52	0.7
413	0	39	0.7
414	235	33	0.8
415	242	37	0.6
416	176	50	1
417	95	75	1.5
418	100	70	2
419	39	66	1.5
420	37	31	0.6
421	72	40	0.5
422	69	63	1
423	32	34	0.8
424	86	77	2
425	49	83	0.8
426	105	55	0.5
427	171	70	0.6
428	110	70	0.7
429	202	107	0.8
430	125	65	1
431	35	35	0.6
432	27	34	0.4
433	96	44	2
434	23	42	0.5
435	325	28	0.6
436	40	48	1.5
437	227	57	1
438	88	55	1

Sitio 5

DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	APERTURA[cm]	DATO	RUMBO	LONGITUD[cm]	APERTURA[cm]
1	130	38	1.5	39	78	44	3
2	110	43	2	40	50	26	4
3	112	40	3	41	265	133	10
4	112	26	3	42	33	72	3
5	80	30	3	43	40	36	3
6	100	20	2	44	75	23	1
7	92	70	5	45	115	16	3
8	100	68	3	46	142	37	5
9	65	44	2	47	130	30	0.5
10	80	40	1	48	185	30	0.5
11	75	50	2	49	245	105	5
12	30	35	1	50	245	39	4
13	92	15	2	51	200	16	1
14	55	34	2	52	90	52	2
15	63	20	3	53	320	14	1
16	85	20	3	54	260	23	0.5
17	120	15	3	55	240	30	3
18	85	24	3	56	245	26	0.5
19	60	48	4	57	225	32	0.5
20	90	15	5	58	322	15	0.5
21	46	50	4	59	320	20	1
22	110	24	1	60	180	10	2
23	100	20	1	61	82	30	3
24	40	184	5	62	95	32	3
25	125	87	4	63	95	15	1
26	130	10	1	64	120	12	1
27	140	18	1	65	100	14	1
28	125	58	2	66	70	15	0.5
29	145	15	1	67	120	30	2
30	85	30	1	68	50	30	3
31	65	30	1	69	45	36	3
32	105	34	2	70	90	16	1
33	70	40	1	71	70	16	0.5
34	30	27	0.5	72	90	34	1
35	30	55	3	73	90	30	1
36	300	106	3	74	125	20	4
37	90	44	4	75	285	140	5
38	110	49	3	76	285	87	4

77	90	30	5	118	72	8	0.5
78	258	36	2	119	78	12	1
79	265	53	2	120	98	22	1
80	280	28	1.5	121	101	18	0.5
81	205	20	1	122	68	48	8
82	225	24	2	123	64	22	2.5
83	260	97	2	124	122	38	4
84	265	37	0.5	125	127	52	4.5
85	275	44	1	126	52	15	1
86	258	14	2	127	68	20	2
87	280	33	2	128	118	25	2
88	285	13	1	129	86	16	2.5
89	220	22	2	130	110	30	2
90	240	65	3	131	113	29	0.5
91	145	40	3	132	157	61	0.5
92	230	40	4	133	38	18	0.5
93	355	19	2	134	82	19	3
94	180	19	2	135	89	10	1.5
95	245	25	3	136	92	66	5
96	280	20	0.5	137	49	60	2.5
97	265	30	3	138	98	17	1
98	290	20	2	139	76	44	1
99	190	14	2.5	140	65	31	1
100	190	15	1.5	141	52	22	1
101	275	72	2.5	142	108	24	2.5
102	290	30	4	143	142	24	1
103	320	29	4	144	58	20	1.5
104	90	74	4	145	106	17	1
105	230	24	1	146	43	13	1
106	315	50	4	147	107	17	0.5
107	320	34	2	148	108	16	0.5
108	15	26	7	149	150	29	1
109	30	44	3	150	98	23	1.5
110	35	14	3	151	140	34	3
111	85	30	4	152	122	36	1.5
112	45	38	3	153	165	30	2.5
113	128	29	1	154	122	22	1.5
114	137	28	1	155	53	24	2
115	214	57	6	156	189	13	0.5
116	243	26	6	157	177	17	2.5
117	102	24	1	158	12	24	2

159	127	14	2	200	282	20	3
160	42	48	4	201	252	33	2
161	116	24	15	202	202	37	3.5
162	102	38	4.5	203	218	20	1.5
163	162	31	3	204	212	50	5
164	88	35	2.5	205	272	38	2
165	140	17	0.5	206	190	15	1.5
166	300	20	2	207	248	16	3
167	250	80	3	208	262	53	3.5
168	315	26	1	209	213	20	2
169	280	24	2.5	210	302	20	2
170	307	27	2	211	220	40	6
171	188	178	6	212	230	51	5
172	279	36	2	213	295	40	4
173	288	19	35	214	289	102	3.5
174	282	24	2	215	252	124	2
175	285	24	2	216	292	38	3
176	306	92	5	217	300	19	4
177	320	50	1	218	220	16	1.5
178	310	30	4	219	258	33	2.5
179	233	30	5	220	295	30	1
180	12	26	3.5	221	268	17	1.5
181	313	28	3	222	254	67	6
182	257	28	2	223	273	20	3
183	330	28	0.5	224	188	33	4
184	258	20	1.5	225	200	24	1
185	302	20	3	226	212	30	1
186	253	29	4	227	304	31	2.5
187	306	21	3	228	286	56	2.5
188	305	122	6	229	308	36	1.5
189	275	83	4	230	310	60	3
190	15	15	1.5	231	292	30	4
191	251	22	2	232	335	16	2
192	306	23	5	233	315	42	4
193	274	43	4	234	338	26	5
194	262	67	4	235	138	30	2
195	217	50	2.5	236	208	20	2.5
196	212	29	2	237	169	30	2.5
197	332	28	2.5	238	285	21	1.5
198	290	29	1.5	239	242	20	3
199	256	30	2.5	240	252	13	0.5

241	325	17	2.5	282	78	34	1
242	252	14	3	283	147	40	0.5
243	183	20	2	284	60	17	1
244	178	52	7	285	100	30	2
245	286	42	5	286	130	90	1.5
246	288	100	5	287	195	140	2
247	282	39	2	288	150	14	1.5
248	242	40	1.5	289	85	70	0.5
249	282	40	4	290	126	42	3
250	280	60	3.5	291	83	94	1.5
251	285	104	3	292	32	40	2
252	279	120	4	293	290	62	2
253	90	150	6	294	122	80	1
254	272	110	3.5	295	150	102	0.5
255	268	102	3	296	85	20	1
256	157	102	3				
257	160	16	3				
258	130	15	1				
259	258	20	1.5				
260	258	15	1.5				
261	263	10	1.5				
262	170	37	4				
263	176	18	3				
264	263	17	1				
265	245	105	2				
266	164	93	2				
267	163	15	0.5				
268	151	20	0.5				
269	154	40	1				
270	152	30	1.5				
271	143	20	1				
272	156	59	2.5				
273	144	30	1				
274	175	24	1				
275	220	33	1				
276	132	25	0.5				
277	98	40	0.5				
278	223	16	0.5				
279	205	20	1				
280	105	18	1.5				
281	138	44	1.5				

Apéndice 5. Delegación Xochimilco. (En este sitio no se pudieron medir más características de las fracturas, debido al riesgo que esto presentaba).

DATO	RUMBO
1	345
2	313
3	315.00
4	8.00
5	60.00
6	55.00
7	292
8	289.00
9	289.00
10	20
11	25
12	280
13	9
14	351
15	245
16	245
17	216
18	120
19	160
20	155
21	192
22	235
23	175
24	142
25	143

Bibliografía.

Acevedo-Sandoval, O., Cruz-Sánchez, M., Cruz-Chávez, E., 2002. Distribución de óxidos de Fe, Al y Si en horizontes endurecidos de origen volcánico: *Agrociencia*, 36(4), 401-409.

Aguayo-Camargo, J. E., Marín-Córdova, S., Sánchez-Díaz, F., 1989, Evolución Geológica de la Cuenca de México, Tópicos Geológicos de la Cuenca de México, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p. 25-41.

Aguilar-Pérez, L. A., Ortega-Guerrero, M. A., Lugo-Hubp, J., Ortiz-Zamora, D., 2006, Análisis numérico acoplado de los desplazamientos verticales y generación de fracturas por extracción de agua subterránea en las proximidades de la Ciudad de México, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 23, p. 247-261.

Aguirre-Díaz, G., López-Martínez, M., 2001. The Amazcala caldera, Querétaro, central Mexican Volcanic Belt, México. *Geology and geochronology: Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 111, 203-218.

Alaniz-Álvarez, S., Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., 1998. Effects of strain rate in the distribution of monogenetic and polygenetic volcanism in the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geology*, 26, 591-594.

Alberro J. & Hernández, R. (1990). "*Fuerzas de filtración y fracturamiento hidráulico*", Series del Instituto de Ingeniería, N0 528, UNAM, México, D.F.

Arellano Gil, J, 2002. Ejercicios de Geología estructural. : Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, D.F.

Arellano Gil, J, 2009. Apuntes de Geología estructural. : Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ingeniería, México, D.F.

Arnold, J. R., W. F. Libby, 1951. Radiocarbon Dates. *Science*, 113, 2927, 111-120.

Ashley, G.H., Cheney, M.G., Galloway, J.J., Gould, C.N., Hares, C.J., Howell, B.F., Levorsen, A.I., Miser, H.D., Moore, R.C., Reeside, Jr. J.B., Rubey, W.W., Stanton, T.W., Stose, G.W., Twenhofel, W.H., 1933. Classification and nomenclature of rock units: *Bulletin of the Geological Society of America*, 44, 423-459.

Auvinet, G. & Arias, A. (1991). "*Propagación de grietas*", Memoria, Simposio sobre agrietamiento de suelos, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, México, D.F., pp. 21-32

Auvinet, G. G., Méndez, S. E., Juárez, M. C., 2000, Geotecnia del Valle de México. Evolución de los conocimientos y perspectivas, Instituto de Ingeniería, UNAM.

Auvinet, G. G., Méndez, S. E., Juárez, M. C., 2009, Ingeniería geotécnica en zonas urbanas afectadas por hundimiento regional, Instituto de Ingeniería, UNAM.

Auvinet, G. G., Méndez, S. E., Juárez, M. C., 2010, Soil Fracturing induced by land subsidence, Instituto de Ingeniería, UNAM.

- Bloomfield, K., 1975. A late-Quaternary monogenetic volcano field in central Mexico: *Geologische Rundschau*, 64, 476-497.
- Bloomfield, K., y S. Valastro, 1974. Late Pleistocene Eruptive History of Nevado de Toluca Volcano, Central Mexico. *Bull Geol. Soc. Amer.*, 85, 901-906.
- Bohnenberger, T. O., 1955. Bosquejo Geológico a lo largo de la carretera Iguala-Chilpancingo, Estado de Guerrero, UNAM. Tesis Profesional inédita, 61 pp.
- Bryan, K., 1948. Los Suelos Complejos y Fósiles de la Altiplanicie de México en Relación con los Cambios Climáticos. *Bol. Soc. Geol. Méx.*, XIII, 1-20.
- Cabral Cano E., Lugo Hubp J., Ortega A., Duran V., (Mayo de 2000). Análisis de fallas y fracturas en la Delegación Iztapalapa; Reporte preliminar. Instituto de Geofísica UNAM, 47 p.
- Campa-Uranga, M. F., 1965. Breve análisis petrográfico de la Sierra de Guadalupe: Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 61 p. (Inédita).
- Cantagrel, J., 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.
- Capra, L., Macías, J., Garduño, V., 1997. The Zitácuaro Volcanic Complex, Michoacán, México: magmatic and eruptive history of a resurgent caldera: *Geofísica Internacional*, 36(3), 161-179.
- Carlos-Valerio, V., 2004. Zonificación de peligros por inestabilidad de Taludes en la Sierra de Guadalupe y propuesta geotécnica de mitigación, Tesis de doctorado, Facultad de Ingeniería, UNAM, 248 p.
- Carrasco-Núñez, G., 1985. Estudio Geológico del Volcán Popocatepetl. Tesis de Ing. Geol., Fac. Ing., UNAM (inédita).
- Carrasco-Núñez, G., Ban, M., 1994. Geologic map and structure sections of the summit area of Citlaltepetl volcano, México with summary of the geology of the Citlaltepetl volcano summit area: Mexico D. F. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Cartas Geológicas y Mineras, (9), 1 mapa, texto explicativo.
- Carreón-Freyre, D.C., Gama-Castro, J., Palacios-Mayorga, S., Garnica-Anguas, P., 1998. Propiedades y clasificación de los suelos residuales de México. *Memorias de la XIX Reunión Nacional de Mecánica de Suelos*, 75-80.
- Carreón-Freyre., D.C., Cerca M., Hernández-Marín, M., 2003. Correlation of near-surface stratigraphy and physical properties of clayey sediments from Chalco Basin, Mexico, using Ground Penetrating Radar. *Journal of Applied Geophysics* 53: 121-136.
- Carreón-Freyre., D., Cerca Martínez, M. y Hernández Marín, M., 2005a. Propagation of fracturing related to land subsidence in the Valley of Queretaro, Mexico. *Proceedings of the 7th International Symposium on Land Subsidence SISOLS 2005*, Shanghai, P.R. China. ISBN 7-5323-8209-5. Vol. I: 155-164.
- Carreón-Freyre., D., Cerca M., Luna-González, L., Gámez-González, F. J., 2005b. Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas* 22(1): 1-18.

Carreón-Freyre, D., Hidalgo-Moreno, C. M., Hernández-Marín, M., 2006. Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Número Especial de Geología Urbana Tomo LVII, núm. 2, 2006, p. 237-250.

Carrillo, N., 1947. Influence of artesian wells in the sinking of Mexico City, en Volumen Nabor Carrillo "El hundimiento de la Ciudad de México y el Proyecto Texcoco". Comisión Impulsora y Coordinadora de la Investigación Científica Anuario 47: 7-14.

Castillo-Cerón, J., Cabral-Perdomo, M.A., Carranza-Castañeda, O., 1996. Vertebrados fósiles del Estado de Hidalgo, Universidad Autónoma del Estado de Hidalgo, 68 p.

Cervantes-Medel, A. Armienta, M.A., 2004. Influence of faulting on groundwater quality in Valle del Mezquital, Mexico: Geofísica Internacional, 43(3), 477-493.

Cruz, J., 2003, Estudio y clasificación de riesgos y vulnerabilidad de los asentamientos de la Sierra Santa Catarina, Delegación Iztapalapa, México, D. F.

Cutter Susan 2003. Social vulnerability to environmental hazards. University of South Carolina. USA.

Damon, E. P., M. Shafiqullah y F. K. Clark, 1981. Evolución de los Arcos Magmáticos en México y su Relación con la Metalogénesis. *Rev. Inst. Geol.*, UNAM, 5, 2, 223-238.

De Cserna, Z., de la Fuente-Duch, M., Palacios-Nieto, M., Triay, L., Mitre-Salazar, L.M., Mota-Palomino, R., 1988. Estructura geológica, gravimétrica, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México: México, Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 104, 71 p., 4 mapas.

De Pablo-Galán, L., De Pablo, J.J., Chávez-García, M.L., 2001. Diagenesis and shear rheology of a Recent Pleistocene volcanogenic sequence, Mexican Basin. Implications to swelling and stability: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 18(2), 175-185.

De Terra, H., 1948. Historia del Valle de México en las Postrimerías del Cuaternario con el Hombre Prehistórico. *Soc. Geol. Mex., Bol. V13, Ej. 2*. Inst. Geol.

Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación: *Revista Instituto de Geología*, 2, 172-187.

Díaz-Rodríguez, A., and Santamarina, J.C., 2001. Mexico City soil behavior at different strains: Observations and physical interpretation. *J. of Geotechnical and Geoenvironmental Engineering* 127 (9), 783-789.

Ego, F., Ansan, V., 2002, Why is the central Trans-Mexican Volcanic Belt (102°-99°W) in transtensive deformation?: *Tectonophysics*, 359, 189-208.

Ellstein, A. 1978. Teoría sobre el mecanismo de falla. El subsuelo y la ingeniería de cimentaciones en el área urbana del valle de México, *SMMS*, 177-181.

Erffa, A. Von y W. Hilger, 1975. Geologische Karte des Bagietes von Puebla-Tlaxcala. Das Mexiki-Projekt der Deutschen Forschungs-Gemeinschaft, 1 / 2,000,000.

Ferrari, L., Pasquaré, G., Venegas, S., Romero, F., 2000a. Geology of the western Mexican Volcanic Belt and adjacent Sierra Madre Occidental and Jalisco block, en Delgado-Granados, H.,

Aguirre-Díaz, G., Stock, J. (eds.), Cenozoic tectonics and volcanism of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, 334, 65-84.

Ferrari, L., Vaggelli, G., Petrone, C., Manetti, P., Conticelli, S., 2000b. Late Miocene volcanism and intra-arc tectonics during the early development of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 161-185.

Ferrari, L., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., Hernández-Bernal, M. S., 2003a. Volcanic record and age of formation of the Mexico city basin, *en Reunión Annual 2003, Resúmenes: GEOS*, 23(2), 120.

Ferrari, L., Petrone, C., Francalanci, L., Tagami, T., Eguchi, M., Conticelli, S., Manetti, P., Venegas-Salgado, S., 2003b. Geology of the San Pedro-Ceboruco graben, western Trans-Mexican Volcanic Belt: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 20, 165-181.

Ferrari, L., Rosas-Elguera, J., Orozco-Esquivel, M., Carrasco-Núñez, G., Norato-Cortez, T., 2005a. Digital geologic cartography of the Trans-Mexican Volcanic Belt and adjoining areas: *Digital Geosciences*, Universidad Nacional Autónoma de México, 1 mapa, 2 p. texto.

Ferrari, L., Tagami, T., Eguchi, M., Orozco-Esquivel, M. T., Petrone, C., Jacobo-Albarrán, J., López-Martínez, M., 2005b. Geology, geochronology and tectonic setting of late Cenozoic volcanism along the southwestern Gulf of Mexico: the Eastern Alkaline Province revisited: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 146, 284-306.

Figuerola Vega, G.E., 1989. Mecanismos de producción de grietas inducidos por la explotación del agua subterránea. *Academia Mexicana de Ingeniería. Alternativas Tecnológicas* 29, 371-378.

Frey, H., Lange, R., Hall, C., Delgado-Granados, H., 2004. Magma eruption rates constrained by $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ chronology and GIS for the Ceboruco-San Pedro volcanic field, western Mexico: *Geological Society of America Bulletin*, 116, 259-276.

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

Fries, C., Jr, 1962. Resumen de la Geología de la Hoja Pachuca, Estados de Hidalgo y México. Hoja Pachuca 14 Q-c (11) Esc. 1:100 000. Inst. Geol., UNAM, México, D.F.

García-Palomo, A., Macías, J., Tolson, G., Valdez, R., Mora-Chaparro, J., 2002. Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Transmexican Volcanic Belt: *Geofísica Internacional*, 41, 133-150.

Geyne, R. V., C. Fries, Jr., K. Segerstrom, F. R. Black y F. I. Wilson, 1963. Geología y Yacimientos Minerales del Distrito de Pachuca-Real del Monte, Estado de Hidalgo, Méx., CRNR, México, D.F.

Gilbert, C., Mahood, G., Carmichael, I., 1985. Volcanic stratigraphy of the Guadalajara area, Mexico: *Geofísica Internacional*, 24, 169-191.

Gómez-Tuena, A., Carrasco-Núñez, G., 2000. Cerro Grande Volcano: The evolution of a Miocene stratocone in the Early Transmexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 318, 249-280.

Gómez-Tuena, A., Orozco-Esquivel, Ferrari 2005. Petrogénesis ígnea de la Faja Volcánica Transmexicana. Centro de Geociencias, Universidad Nacional Autónoma de México, Campus Juriquilla. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana. Tomo LVII, núm. 3, 2005, p. 227-285

Hibbard, C. W., 1955. Pleistocene Vertebrates from the Upper Becerra Formation, Valley of Tequexquiac, México, with notes on other Pleistocene forms. Univ. Michigan. Contr. Mus. Paleontology, 12, 5, 47-96.

Holzer, T. L., 1984. Ground failure induced by ground-water withdrawal from unconsolidated sediment. Geological Society of America. Reviews in Engineering Geology VI: 67-105.

INEGI. Marco Geoestadístico Municipal, 2005.

I.S.R.M, 1981. Rock characterization testing and monitoring. Pergamon Press.

Jacobo-Albarrán, J., 1986. Estudio petrogenético de las rocas ígneas de la porción central del Eje Neovolcánico: México, D. F., Instituto Mexicano del Petróleo, Subdirección de Tecnología de Exploración, Reporte Interno, 47 p.

Juárez Badillo, E., 1962. Mecanismos de grietas de tensión en el Valle de México. Tesis doctoral, UNAM. México.

Juárez Badillo., E. y Figueroa Vega, G. E., 1984. Stresses and displacements in an aquifer due to seepage forces (one dimensional case). Journal of Hydrology 73: 259-288.

Kreitler, C. W., 1977. Fault control of subsidence, Houston, Texas. Ground Water 15 (3): 203-214.

Lambert, W., 1986. Descripción preliminar de los Estratos de Tefra de Tlapacoya, *En*: J. L. Lorenzo y L. Mirambell, 35 000 años de Historia del Lago de Chalco. INAH. SEP.

Ledesma-Guerrero, O., 1987. Resumen de la Geología de Calpulapan, Estados de Hidalgo, México y Tlaxcala. Hoja Calpulapan 14 Q-h (3), Esc. 1 : 100 000. Inst. Geol., UNAM, México, D.F.

Limbrej, S., 1986. Análisis de Suelos y Sedimentos. *En*: J. L. Lorenzo y L. Mirambell, 35 000 años de Historia del Lago de Chalco, INAH, SEP.

Loeblich and Tappan, 1964. *En*: R. C. Moore, Treatise of Invertebrate Paleontology, Part C, Protista 2, Sarcadina. *Geol. Soc. Am. Y Univ. Kansas Press*, 1 y 2, 900 pp.

López Marinas J. M, 2006. Geología aplicada a la Ingeniería Civil. Dossat Cie. España.

Lozano-Barraza, L., 1968. Geología de la Sierra de Guadalupe, México, D.F.: Instituto Politécnico Nacional, Escuela Superior de Ingeniería y Arquitectura, Tesis Profesional, 39 p. (Inédita).

Lugo Hubp J., Pérez Vega A., Rojas Salas M., 1991. Formación de grietas en la margen del antiguo lago al oriente de la cuenca de México. Geofísica Internacional, 30 (2): 87-95.

Lugo Hubp, J., y Salinas Mpntes, A., 1996. Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales. Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, volumen 13, número 2, 1996, p. 240-251.

Maskrey Andrew 1993, Como entender los desastres naturales. Red de Estudios Sociales en Prevención de Desastres en América Latina.

Márquez, A., Verma, S., Anguita, F., Oyarzun, R., Brandle, J., 1999c. Tectonics and volcanism of Sierra Chichinautzin: extension at the front of the central transmexican volcanic belt: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 93, 125-150.

- Marsal, R.J., 1992. El Hundimiento de la Ciudad de México. El Colegio Nacional, México, 71 p.
- Marsal, R. J. y Mazari, M. 1959. El subsuelo de la Ciudad de México. Instituto de Ingeniería. U.N.A.M.
- Martín-Del Pozzo, A., 1982. Monogenetic volcanism in Sierra Chichinautzin, Mexico: Bulletin of Volcanology, 45, 9-24.
- Mazari-Hiriart, M, Hernández-Eugenio, C., Rojo-Callejas, F., Lozano-Santacruz, R., 2000. Vertical variability of PCE sorption in the lacustrine clays of Mexico City. Environmental Geology 39(6), 595-602.
- Mesri G., Rokhse A. y Bonor B. F., 1976. Compositive and compressibility of typical samples of Mexico City, Geotechnique 25(3), 527-554.
- Mexico City's Water Supply, 1995. National Research Council, Academia Nacional de la Investigación Científica, A.C. Academia Nacional de Ingeniería, A.C. NATIONAL ACADEMY PRESS Washington, D.C.
- Millan, J., 1993, Estudio geotécnico para el conjunto habitacional que se proyecta construir en la cantera del Peñón Viejo, Iztapalapa, México, D. F.
- Moore, G., Marone, C., Carmichael, I., Renne, P., 1994. Basaltic volcanism and extension near the intersection of the Sierra Madre volcanic province and the Mexican Volcanic Belt: Geological Society of America Bulletin, 106, 383-394.
- Mooser, F., 1963. Historia tectónica de la Cuenca de México: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 15, 239-45.
- Mooser, F., 1972. The mexican volcanic belt structure and tectonics: Geofísica Internacional, 12, 55-70.
- Mooser, F., Montiel A., y Zúñiga A., 1992. Nuevo Mapa geológico del sur-poniente del Valle de México: Simposio Experiencias geotécnicas en la zona poniente del Valle de México. Sociedad Mexicana de Mecánica de Rocas, p. 5-15.
- Mooser, F., Montiel, A., Zúñiga A., 1996. Nuevo mapa geológico de las Cuencas de México, Toluca y Puebla: estratigrafía, tectónica regional y aspectos geotérmicos: México, Comisión Federal de Electricidad. México, 27 p.
- Mora-Álvarez, G., Caballero-Miranda, C., Urrutia-Fucugauchi, J., Uchiumi, S., 1991. Southward migration of volcanic activity in the Sierra de Las Cruces, basin of Mexico? -a preliminary K-Ar dating and palaeomagnetic study: Geofísica Internacional, 30, 61-70.
- Murillo-Fernández. R., 1990. Sobreexplotación del acuífero de la cuenca del Valle de México: efectos y alternativas: En: El subsuelo de la cuenca del Valle de México y su relación con la Ingeniería de cimentaciones a cinco años del sismo. Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, p.109-118.
- Nakamura, K., 1977. Volcanoes as Possible Indicator of Tectonic Stress Orientation Principle and Proposal. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* (Holanda) 2, 1-16.

Nieto-Obregón, J., Delgado-Argote, L., Damon, P., 1981. Relaciones petrológicas y geocronológicas del magmatismo de la Sierra Madre Occidental y el Eje Neovolcánico en Nayarit, Jalisco y Zacatecas, en XIV Convención Nacional, Memoria Técnica, México, Asociación Ingenieros Mineros, Metalúrgicos y Geólogos de México, 327-361.

Nixon, G. T., 1989. The geology of Iztaccíhuatl Volcano and adjacent areas of The Sierra Nevada and Valley of Mexico: Boulder, CO, Geological Society of America, Special Paper, (219), 58 p., 1 mapa.

Nixon, T. G., A. Demant, R. L. Armstrong, J. E. Harkal, 1987. K-Ar and Geologic Data Bearing on the Age and Evolution of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *Geofís. Int.*, Special Volume on Mexican Volcanic Belt, Part 3ª (Ed. S. P. Verma), Vol. 26, 1, 109-158.

O'Keefe, P., 1976. Some Definitions of Disaster. Disaster Research Unit Occasional Paper No. 4. Department of Geography, University of Bradford.

Orozco, J. M. y Figueroa V., G., 1991. Descripción cronológica del desarrollo de los conocimientos sobre el agrietamiento de terrenos. Agrietamiento de suelos, Soc. Mex. Mec. de Suelos, 1-12.

Ortega-Gutiérrez, F., Mitre-Salazar, L. M., Roldán-Quintana, J., Aranda-Gómez, J. J., Morán-Zenteno, D. J., Alaniz-Álvarez, S. A., Nieto-Samaniego, Á. F., 1992, Carta geológica de la República Mexicana: quinta edición escala 1:2.000,000: México, D. F., Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología; Secretaría de Energía, Minas e Industria Paraestatal, Consejo de Recursos Minerales, 1 mapa, texto explicativo 74 p.

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

Pasquaré, G., Ferrari, L., Garduño, V., Tibaldi, A., Vezzoli, L., 1991. Geology of the central sector of the Mexican Volcanic Belt, states of Guanajuato and Michoacan: Boulder, CO, Geological Society of America, Map and Chart Series MCH072, 1 mapa con texto, 22 p.

PEMEX, 1987 Cortes Litológicos y registros geofísicos de los pozos profundos exploratorios Roma-1, Mixhuca-1, Tulyehualco-1 y Coipilco-1. Información Consultada en la Fundación J. Barros Sierra, A.C., México, D.F.

Peralta y Fabi, R., 1989. Sobre el origen de algunas propiedades mecánicas de la formación arcillosa superior del Valle de México. Simposio sobre Tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México.

Pérez-Cruz, G., 1988. Estudio Sismológico de Reflexión del Subsuelo de la Ciudad de México. Tesis de M.I. Inédita. División de Estudios de Posgrado de la Facultad de Ingeniería, UNAM, México, D.F.

Pérez-Venzor, J. A., Aranda-Gómez, J. J., McDowell, F. W., Solorio Munguía, J. G., 1996. Geología del Volcán Palo Huérfano, Guanajuato, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 13(2), 174-183.

Ramírez-Jiménez, H., Hernández, H. F., Rueda-Gaxiola, J., 1983, Origen, tectónica y cronología volcánica de la Cuenca de México, *Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*, v. XXX, num. 2, p. 3-35.

Righi, D. and Meunier, A., (en Velde, B., 1995). Origin of Clays by rock weathering and soil formation, 43-157.

Righter, K., Carmichael, I., Becker, T., Renne, R., 1995. Pliocene to Quaternary volcanism and tectonics at the intersection of the Mexican Volcanic Belt and the Gulf of California: Geological Society of America Bulletin, 107, 612-626.

Robin, C., C. Boudal, 1987. A Gigantic Bezymianny-Type Event at the Beginning of Modern Volcano Popocatepetl. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 31, 115-130.

Rojas González, E., Arzate Flores, J., Arroyo, M., 2002. A method to predict the group fissuring and faulting caused by regional groundwater decline. *Engineering Geology*, 65, 245-260.

Rossotti, A., Ferrari, L., López-Martínez, M., Rosas-Elguera, J., 2002. Geology of the boundary between the Sierra Madre Occidental and the Trans-Mexican Volcanic Belt in the Guadalajara region, western Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 19, 1-15.

Santoyo E., Sánchez B., (1990). Renivelación de un conjunto de edificios. SMMS, México.

Santoyo V. E., (2005). Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México, TGC.

Schlaepfer, C.J., 1968. Hoja México 14Q-h(5), con resumen de la geología de la hoja México, Distrito Federal, Estado de México y Morelos: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Carta Geológica de México, Serie de 1:100,000, 1 mapa con texto al reverso.

Segerstrom, K., 1961. Geología del SW del Estado de Hidalgo y del NE del Estado de México. *Bol. Asoc. Méx. Geol. Petrol.* XIII, 3 y 4.

Segerstrom, K., 1962. Geology of south-central Hidalgo and northeastern Mexico: United States Geological Survey Bulletin, 1104-C, 87-162.

Sheridan, F. M., 1979. Emplacement of Pyroclastic Flow: A Review. *Geol. Soc. Amer.*, Special Paper 180, 125-136.

Sheridan, F. M., H. K. Wholetz, 1983. Hydrovolcanism: Basic Considerations and Review. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 17, 1-29.

Siebe, C., Rodríguez-Lara, V., Schaaf, P., Abrams, M., 2004b. Radiocarbon ages of Holocene Pelado, Guespalapa, and Chichinautzin scoria cones, south of Mexico City: implications for archaeology and future hazards: *Bulletin of Volcanology*, 66, 203-225.

Singer F. & Pytel, A. (1980). "*Strength of materials*" Harper and Row Publishers Inc., USA.

Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., Carrillo-Martínez, M., 2001. Quaternary intra-arc extensión in the central Trans-Mexican volcanic belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113(6), 693-703.

Tapia-Varela, G., López-Blanco, J., 2001, Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogénicas a escala 1:100 000, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, Instituto de Geología, UNAM, v. 19, num. 1, p. 50-65.

TGC Geotecnia S. A. de C. V., 1998, Análisis de la estabilidad de los taludes de la zona norte del conjunto habitacional "Peñón Viejo", localizado en Congreso de Apatzingán No. 266, Iztapalapa, México, D. F.

TGC Geotecnia S. A. de CV., 2005, Análisis de la estabilidad de los taludes de la zona norte del conjunto habitacional "Peñón Viejo", ubicado en Congreso de Apatzingán No. 266, Col. José María Morelos y Pavón.

Trujillo-Candelaria, J.A., 1977. Posibilidades acuíferas en sedimentos continentales terciarios de la República Mexicana: Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 38(2), 34-51.

Tuckwell, G. W., Lonergan, L, and Jolly, R. J., 2003. The control of stress history and flaw distribution on the evolution of polygonal fracture networks. *J. of Structural geology* 25: 1241-1250.

Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989. Geología de la Cuenca de México: Geofísica Internacional, v. 28, p. 133-189.

Velde, B., 1995. Origin and Mineralogy of Clays. *Clays and the environment*. Springer-Verlag.

Wada, K., 1987. Minerals formed and mineral formation from volcanic ash by weathering. *Chemical Geology* 60, 17.28.

Wesley, L.D., 2001. Consolidation behaviour of allophane clays. *Géotechnique* 51(10), 901.904.

White, S. E., 1956. Probable Substages of Glaciation on Iztaccíhuatl, México. *J. Geol.* 64, 289-295.

Zeevaert, L., 1953. Estratigrafía y problemas de ingeniería en los depósitos de arcilla lacustre de la Ciudad de México. *Memoria del Congreso Científico Mexicano* Vol. 5: 58-70.