



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MÉXICO**

FACULTAD DE INGENIERÍA

**INTERPRETACIÓN ESTRUCTURAL CON SECCIONES
SÍSMICAS DE LA ZONA PONIENTE DEL VALLE DE
MÉXICO**

TESIS

QUE PARA OBTENER EL GRADO DE

INGENIERA GEÓLOGA

PRESENTA:

VANESSA REYES OLVERA



DIRIGIDA POR: ING. JAVIER ARELLANO GIL

MÉXICO, D.F. MARZO 2014

Agradecimientos

A mis padres, gracias por el apoyo durante mi carrera.

A mi padre que desde pequeña creyó en mí para lograr lo que me propusiera. Gracias papá por lo todo lo que me has brindado. Hice uno de nuestros sueños realidad.

A mi madre y sus consejos, su apoyo.

A mis hermanos Gina, Estrella, Hugo, Leo y Jessi.

A mis cinco sobrinas Jaque, Fatis, Monse, Marlen, Renata y mi sobrino Uli, que han sido como mis hijos-hermanos, los amo tanto que me han inspirado ser mejor persona y mejor profesionistas para poder darles un buen ejemplo para que también se esfuercen aun cuando las situaciones puedan ser muy complicadas. Su tía Vani siempre estará para ustedes.

A Darío, gracias por tu inmenso apoyo y tus palabras de aliento, gracias por compartir tu vida y tu espacio conmigo, creo que haberte regalado esos winnis fue la mejor decisión que pude haber tomado. Hemos aprendido el uno del otro hemos sido los mejores amigos, siempre viendo hacia adelante como compañeros, como equipo ayudándonos mutuamente y compartiendo sonrisas, alegrías, ideas, algunos sinsabores pero nada que no podamos superar. Este logro también es tuyo, no sé cómo agradecer tantas cosas tan valiosas que me has brindado que además de tanto cariño, también tu amistad, tu respeto y muchísimas cosas. Gracias bebi.

A mis mejores amigas que son como mis hermanas: Dianita, Lulú, Caro y Tania, este logro también se los debo a ustedes porque desde que las conocí he aprendido mucho de ustedes.

Dianita desde hace 13 años he reído en extremo contigo de incluso de las cosas más simples, sabes de mi vida, sé de la tuya. Ambas siempre apoyándonos en cualquier ocasión, este sueño lo emprendimos juntas y aunque tomamos caminos diferentes, lo cumplimos. Gracias por todo amiga.

Lulú, tan distintas desde un principio, diferentes en gustos, pero en ti encontré a una confidente a una niña que puedo hablarle de todo sin prejuicios. Hemos estado esforzándonos juntas aunque en distintas carreras. Gracias por invitarme siempre a tu casa y conocer a tu familia que ahora también es una familia para mí.

Caro, tan sabia mi amigueta. Siempre aprendo algo de ti, te debo mucho pues me ayudaste en los momentos que más necesitaba, gracias por esas conversaciones tan valiosas y esos mensajes que nos escribíamos en papel. Gracias Carito. Tanis, tan bromista ambas, tan serias cuando se necesita, siempre me sacas una sonrisa y me alegras mis ratos. Agradezco tu confianza, que me sepas escuchar y tus consejos amiga, las cosas que hacíamos en la prepa siempre quedarán en mi memoria, gracias por todo.

Al Ing. Javier Arellano por haberme dado la oportunidad de hacer mi tesis con usted, gracias por su tiempo y su disponibilidad así como su conocimiento; de ello pude sacar lo mejor y proyectarlo en esta tesis. Gracias por su apoyo en el congreso de Puerto Vallarta.

Iza, no tengo cómo agradecerle todo el apoyo que me brindaste desde un principio y hasta el final, creo que no lo hubiera logrado sin ti. Gracias por tu tiempo, por guiarme, aconsejarme, enseñarme, así como todas las risas compartidas y la confianza en esas pláticas en el instituto. También el café y las galletas y los churros de las conferencias. Tampoco olvidaré el viaje a Vallarta, fue muy divertido. En ti encontré una maravillosa persona, inteligente y amable a una amiga en quien puedo confiar. Siempre estaré agradecida contigo.

Dr. Guillermo que desde un inicio mostró una disponibilidad increíble para guiar a los demás en el proyecto de sismica. Su carisma y el respeto brinda inspira mucha confianza y agradezco que me ayudará en los momentos que creí estar perdida. Gracias por su tiempo, disponibilidad, su conocimiento, su amabilidad y su confianza. Tampoco dejaré de agradecerle el habernos apoyado enormemente en la UGM en Puerto Vallarta.

A todos los que estuvieron dentro del proyecto de sismica: Dr. José Antonio Espriú, Dr. Guillermo, Ing. Arellano, Iza, Isabel, José Unda, Gaby, Rodrigo, Poncho gracias por su apoyo y su amistad.

También agradezco a mis compañeros de carrera y otros de otras carreras que estuvieron de principio a fin: Gaby, Luz, Angy, Hatziry, Beto, Lupe, Enrique, Rey, Christopher, Manuel, Chuvy, Garfias, Luis, Edoardo, Dioni, Doris, Karla, Ángel, Omar, Machuca, Irving, Vianey, Joali, Denisse, etc.

Por supuesto a mis maestros del anexo, que hicieron que amar las matemáticas y formarme como una Ingeniera. También a mis profesores de la carrera que fueron los mejores, aprendí de ellos muchas cosas, tanto conocimientos como de la vida. Les agradezco inmensamente porque sin ellos yo no sería lo que hoy soy.

A la UNAM que gracias que dio el conocimiento necesario para poder llegar a ser una buena profesionista, además de las becas otorgadas en distintas ocasiones. Gracias por ser una de las mejores universidades y brindarme todo lo posible para hacer posible uno de mis grandes sueños.

3.4 Geología Estructural	55
3.4.1 Pliegues del Maestrichtiano-Eoceno Temprano	56
3.4.2 Fallas del Eoceno-Oligoceno Temprano	57
3.4.3 Fallas del Oligoceno Tardío-Eoceno Temprano	58
3.4.4 Fallas del Plio-Cuaternario	58
CAPÍTULO 4. MARCO METODOLÓGICO	60
4.1 Interpretación de horizontes y fallas	64
4.1.1 Análisis Estructural	69
4.1.1.1 Sistemas de fallamiento	69
4.1.1.1.1 Plegamiento de las rocas Cretácicas	70
4.1.1.1.2 Sistema de fallas Mioceno Medio-Pleistoceno Temprano	71
4.1.1.1.2.1 Subsistema Mioceno Medio y Tardío	72
4.1.1.1.2.2 Subsistema de fallas del Plioceno Tardío	78
4.1.1.1.3 Sistema de fallas del Pleistoceno Temprano-al Reciente	83
4.1.2 Superficies de referencia en la interpretación de fallas	90
4.1.2.1 Superficies de 5 -1.17 Ma	91
4.1.2.2 Superficies de 1.17 a 0.24 Ma	96
CAPÍTULO 5. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	100
5.1 Conclusiones	101
5.2 Recomendaciones	105
BIBLIOGRAFÍA	106

Resumen

La Cuenca de México ha sido objeto de diversos estudios geológicos debido a que es la capital del país y posee una altísima densidad de población asociada a alto riesgo y geológico (volcánico, sísmico, contaminación, etc.), por lo que es necesario actualizar la información geológica, como un factor clave para el entendimiento del subsuelo, así como una herramienta primaria para un gran abanico de investigaciones científicas relacionadas.

En este trabajo se trata lo relacionado a los aspectos estructurales en la zona poniente del Valle de México usando información sísmica 2D; tomando como base la interpretación de ocho líneas que están distribuidas de norte a sur y de este a oeste en la zona Poniente de la Ciudad de México. Se implementó una metodología que consistió de tres fases. Primero, una interpretación sísmica que incluyó búsqueda de fallas y horizontes de interés en el área a través del uso del atributo sísmico Coseno de la fase. Segundo, la obtención de superficies que nos ayudan a visualizar de una manera más práctica el paleorelieve del Mioceno Medio al Holoceno. Tercero, el análisis de estas superficies así como su respectivo mapa estructural. Estos datos permitieron identificar dos sistemas de fallamiento principales. El primer sistema fue nombrado Sistema de fallamiento Mioceno Temprano-Pleistoceno Temprano y dentro de este mismo, fueron identificados otros dos subsistemas. El primer subsistema denominado Subsistema de fallas del Mioceno Temprano afecta a la unidad de Rocas extrusivas del Mioceno Medio, estas fallas tienen una orientación preferencial E-W con echados promedio de 80° . El segundo subsistema denominado Subsistema de fallas del Plioceno Tardío afecta a los Depósitos volcánicos Plioceno Temprano con orientaciones preferenciales de $N45^\circ W$, E-W y $N20^\circ E$ con echados de 80° a 85° .

El segundo sistema fue designado como Sistema de fallamiento del Plioceno Tardío- Reciente en el que se interpretaron fallas con orientaciones E-W, $N80^\circ W$ y

N-S con echados de 80° en promedio, afectando a la formación Las Cruces, los Depósitos Aluviales y a los Depósitos Lacustres.

Abstract

The Basin of Mexico has been the subject to several geological studies because it is an area of great interest because it is the capital of the country and has a highest population density with high geological risk (volcanic, seismic, pollution, etc.); so it is necessary to actualize the geological information, as a key in the understanding to it is subsurface as a primary tool for a wide range of scientific research.

This work involve the structural framework at aspects western site of the Valley of Mexico using 2D seismic data; eight lines were interpreted from north to south and from east to west on the west side of Mexico City. The technical criteria methodology comprises three phases. First, a search including seismic interpretation related to faulting systems of and horizons through the use of seismic attribute cosine of the phase. Second, by mean of surfaces those aid us to visualize the Middle Miocene to Holocene topographic relief. Third, the analysis of these surfaces on the basin of their structural mapping. These data allowed identify two faulting systems. The first system was named herein as Early Miocene - Pleistocene System faulting and within it two other subsystems. The first subsystem known as Early Miocene faulting subsystem affects the Middle Miocene extrusive rocks, these faults have a preferred orientation E-W 80° . The second subsystem named Late Pliocene faulting subsystem affecting the Early Pliocene volcanic deposits normally orientated $N45^\circ W$, $N20^\circ E$ and E-W- 80° to 85° .

The second system was named as System faulting Late Pliocene oriented E-W, $N80^\circ W$ and N-S- 80° . Those owe affecting the Las Cruces Formation, alluvial deposits and lake deposits.

Capítulo 1

Capítulo 1. Generalidades

1.1 Introducción

La Cuenca de México ha sido tema de varias investigaciones en el área de Ciencias de la Tierra, en las cuales se han hecho estudios geológicos y geofísicos con diversos fines. Uno de los temas de mayor importancia es el fracturamiento y fallamiento que afecta a las secuencias lacustres y volcánicas de las unidades más jóvenes sobre las que se encuentra el desarrollo urbano de la ciudad, así como la repercusión en daños de manera tanto directa como indirecta a la infraestructura.

Aceras rotas y levantadas, desalojo de viviendas por posible derrumbamiento, hasta daño a obras de servicio público como escuelas, edificios, oficinas, etc., son algunos de los numerosos casos donde es evidente la afectación que causan dichas fallas y fracturas.

El fracturamiento de las secuencias vulcano-sedimentarias más jóvenes (relleno lacustre) es generado por distintos factores, uno de ellos corresponde con la sobreexplotación de los mantos freáticos, los cuales han generado subsidencia, además de que el crecimiento poblacional ha aumentado considerablemente a lo largo de los años; esto implica la expansión hacia terrenos que no son propicios para habitar como son las zonas de transición donde se originan asentamientos diferenciales del terreno.

Con base en estas problemáticas, se busca documentar si existe o no una relación entre de las fallas y fracturas presentes en superficie con las existentes a profundidad, proponiendo un modelo estructural donde se pueda visualizar de una mejor manera esta posible relación. Los principales elementos utilizados en el análisis fueron los estudios previos, líneas sísmicas así como la reinterpretación de la estratigrafía.

1.2 Objetivo general

El objetivo general de este trabajo de tesis es realizar un análisis geológico estructural del sector poniente de la Cuenca del Valle de México.

1.2.1 Objetivos particulares:

- a) Realizar una interpretación estructural del sector poniente del subsuelo de la Ciudad de México usando ocho líneas sísmicas de reflexión de diferente longitud tomando como referencia las características estratigráficas de esta región.
- b) Describir los principales elementos geológicos del sector poniente de la Cuenca de México, además de proponer su génesis y su relación con aspectos económicos y sociales que actualmente que afectan a la población.
- c) Identificar y describir los estilos de deformación, que permiten proponer un modelo geológico-estructural del área estudiada.

1.3 Antecedentes

Es importante tomar en cuenta investigaciones previas que se han hecho sobre las características geológicas de la Cuenca de México, ya que diferentes autores han contribuido en el conocimiento geológico con diferentes enfoques, por lo que existe todavía mucha controversia. A continuación se presenta, en resumen, los trabajos que se utilizaron como los principales antecedentes en esta investigación y que están relacionados con el tema que se trata en este trabajo; De Cserna (1987), Pérez Cruz (1987), Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), Mooser F. (1990), Palma-Maya (2012), López Mendoza (2012) y Solano-Rojas (2013).

En el año de 1987, De Cserna publicó su trabajo “Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones geotectónicas regionales de la Cuenca de México” en donde realiza una descripción del marco estratigráfico de la cuenca, siendo ésta la base de su investigación con objeto de asegurar o descartar el papel que pudiera jugar la configuración geológico-estructural y sus relaciones regionales en la localización de las áreas dañadas a raíz de los sismos de 1985.

Capítulo 1

Generalidades

Con este propósito, elaboró la cartografía estructural basada en varios puntos estratégicos en campo, así como secciones que bordean la Cuenca en el poniente y oriente; también se reinterpretó la información gravimétrica existente para así crear perfiles y modelarlos, con lo que propuso un modelo estructural regional. Consideró datos tomados en campo así como gravimétricos, estos le permitieron interpretar la orientación de las principales estructuras a partir de la alineación de conos volcánicos del Cuaternario. Con esto infirió la presencia de 14 fallas normales mayores con orientación NE-SW, también describe un sistema de fallas por cizalleo que corresponden con fallas de desplazamiento lateral cuyo rasgo mayor fue lo que denominó Zona de Cizallamiento Tenochtitlán, que se relaciona con el proceso de subducción oblicua a lo largo de la costa meridional de México.

Las trazas de las fallas son propicias para la localización de los epicentros de los sismos locales y pueden desempeñar el papel de reflectores y refractores de las ondas sísmicas (De Cserna, 1987).

Uno de los trabajos fundamentales para el estudio de la Cuenca de México es el de Pérez Cruz (1987), quien propone un modelo geológico del subsuelo de la Ciudad de México. En su propuesta considera la división de las rocas del subsuelo de acuerdo a sus características litológicas y geocronológicas en cuatro unidades estratigráficas principales: Unidad de Arcillas Lacustres del Cuaternario, Unidad Volcánica Superior del Plio-Cuaternario, Unidad Volcánica Inferior del Oligoceno Medio-Mioceno Superior y Unidad de Calizas del Cretácico. En el modelo realizado mediante la interpretación sísmica, se propone la subdivisión de la Unidad Volcánica Superior en cinco secuencias estratigráficas. Su distribución, espesor, fuente de suministro, relieve y estructura fueron también investigadas, identificando en el subsuelo zonas afectadas por altos, bajos, fallas, fuertes pendientes y mayor o menor espesor de las secuencias volcánicas. Los datos para realizar dicha aportación los obtuvo a partir de la interpretación de datos que fueron obtenidos por un levantamiento sísmico de reflexión y por la información obtenida de la perforación de pozos profundos de sondeo estratigráfico en la

Capítulo 1

Generalidades

Ciudad de México. En total se tomó en consideración 26 líneas sísmicas con longitudes variables de 2 a 28 km.

Otro trabajo que realizó aportes importantes al conocimiento geológico de la Cuenca es el de Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), quienes señalan que la disposición de la geología en la Cuenca de México está dada por el basamento y los sedimentos calcáreos de edad Aptiana - Turoniano Tardío, que posteriormente entre el Cenomaniano y Campaniano Temprano cambia a ser una secuencia de areniscas y lutitas de tipo turbidítico. Durante el Maestrichtiano estas secuencias fueron plegadas por efecto de la Orogenia Laramide, que al finalizar ocasionó fallamiento normal conjugado con desplazamiento lateral derecho.

También describen la presencia de fallamiento normal con desplazamiento lateral derecho con direcciones N35°E y S40°W que se produjo durante el Eoceno Tardío hasta el Oligoceno Temprano. Como evidencias en su interpretación del subsuelo consideran el trabajo de Pérez-Cruz (1989), donde se documenta que existen diferencias de profundidad encontrando la cima de las rocas cretácicas en los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1. Sobreyaciendo a la sedimentación clástica, se depositaron rocas volcánicas calcálicas, estos eventos están asociados a fallas de tipo normal del Plioceno con una orientación preferencial Oeste-Este y con un sistema conjugado de fracturas con dirección N65°E. Al emplazarse la Sierra del Chichinautzin con rocas volcánicas básicas en el Plioceno, se generó una cuenca endorreica que propició la acumulación de las secuencias sedimentarias más jóvenes, de origen lacustre y aluvial del Pleistoceno-Holoceno.

Mooser F. (1990), publicó el trabajo titulado “Estratigrafía y Estructura del Valle de México” donde propone un conjunto de estructuras geológicas que afectan a la secuencia estratigráfica que está por debajo de la planicie fluvio - lacustre de la Ciudad. Donde resalta la existencia de valles sepultados a profundidades de 300 a 400 m y posteriormente sepultados y rellenados que se obstruyeron por actividad volcánica provenientes de la Sierra del Chichinautzin y otros volcanes jóvenes dentro y en la periferia de la cuenca. También señala que a profundidades

Capítulo 1

Generalidades

de 1,500 y 3,500 m los sedimentos marinos plegados del Cretácico forman anticlinales y sinclinales extensos y que estructuralmente el valle está flanqueado, al poniente por la Sierra de las Cruces, al norte por la fosa de Barriento, al sur por la fosa compleja del Chichinautzin.

Los estudios sobre el fracturamiento y fallamiento en la secuencia vulcano-sedimentaria lacustre y volcánica más joven están representadas por los trabajos de Solano-Rojas (2013), Romero-Miranda (2011), Palma-Maya (2012) y López Mendoza (2012), quienes estudiaron el fracturamiento existente en la superficie del Valle de México, es así que proponen que la génesis de las mencionadas discontinuidades estructurales, debido a esfuerzos tectónicos, los cambios de volumen por enfriamiento en las rocas volcánicas y la subsidencia diferencial de los sedimentos lacustres del Holoceno-Pleistoceno.

Palma-Maya (2012) en su trabajo se enfocó en los siguientes tres aspectos: estratigráfico, estructural y de vulnerabilidad. Dentro del análisis estratigráfico explica a grandes rasgos la evolución geológica de la Cuenca para entender mejor el origen de las estructuras geológicas actuales y así proponer la estratigrafía de la región. En el análisis estructural realizó un tratamiento estadístico de los datos estructurales los cuales fueron obtenidos en trabajos de campo para poder explicar las causas que generan las fracturas. También realizó una selección de los lugares en los cuales presenta una alta densidad de fracturamiento y con ello propone qué zonas son más vulnerables estructuralmente y ambientalmente a este tipo de problemática. Los datos recolectados en campo de las fracturas existentes en superficie fueron analizadas con proyecciones estereográficas y rosetas de rumbos, las cuales arrojaron datos de orientación que no muestran tendencias preferenciales a nivel regional, sino que tienen mecanismos locales.

López Mendoza (2012) realizó un análisis del fracturamiento de algunos sectores de la Ciudad de México, lo que le permitió describir las principales características de las mencionadas discontinuidades. Así mismo, realizó un análisis estadístico que incluye un conjunto representativo de datos de rumbo de las fracturas y/o

fallas que permiten explicar lo referente a la génesis de los elementos estructurales presentes. Presenta una zonificación de áreas vulnerables a la contaminación de los acuíferos, describiendo y caracterizando sitios en donde se muestra las zonas vulnerables a daños estructurales y contaminación de agua subterránea por hidrocarburos o aguas residuales

Por su parte Solano-Rojas (2013) realizó un trabajo que fue desarrollado en la zona metropolitana de la Ciudad de México a partir de datos de subsidencia derivados de InSAR que incluyen entre otros: una evaluación de mecanismos de fallamiento asociado a subsidencia, conteos de la vulnerabilidad acuífera asociada, correlaciones entre los abatimientos del nivel estático y series de tiempo de subsidencia, y una valoración del riesgo a fallamiento inducido por subsidencia.

1.4 Método de trabajo

Para la elaboración de este trabajo se realizaron las siguientes actividades: 1) Análisis y síntesis de la información publicada; 2) Análisis estratigráfico; 3) Análisis estructural; 4) Interpretación de la información sísmica; 5) Modelado de estructuras del subsuelo en la zona de estudio.

La etapa de análisis y síntesis de la información publicada consistió en la recopilación bibliográfica de la información geológica y geofísica de la Cuenca de México, tanto en un contexto regional como local.

La segunda etapa consistió en un análisis estratigráfico en el cual se correlaciona la información litológica obtenida de los pozos de PEMEX (1987), con los perfiles derivados de sísmica de reflexión de Pérez-Cruz (1988), identificando las unidades litoestratigráficas que se encuentran en el subsuelo. Esta etapa se realizó dentro del grupo de trabajo del Proyecto de Sísmica de la Ciudad de México

La etapa del análisis estructural se realizó a través del software Petrel 2009, a partir de ocho líneas sísmicas que corresponden al sector poniente de la Ciudad de México, identificando las estructuras principales que afectan a las secuencias del subsuelo.

En la fase de interpretación de la información sísmica se llevó a cabo la caracterización y clasificación de discontinuidades estructurales a partir de la pérdida de los reflectores en las secciones sísmicas.

En la última etapa del modelado de estructuras del subsuelo se utilizó un cubo sísmico de la zona de estudio en donde se muestran los rasgos estructurales, visualizando la morfología de las estructuras en el subsuelo.

1.5 Área de estudio

El área de estudio se encuentra dentro de la porción sur de la Cuenca de México, que se localiza entre los paralelos 19°22' y 19°30' de latitud norte y entre los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud este. Tiene un contorno irregular, alargado de norte a sur, de aproximadamente 125 km de largo y 75 km de ancho.

La Ciudad de México está ubicada en un valle en la porción sur de la Cuenca de México (Fig. 1.1); 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 (Fig. 1.2), (Díaz– Rodríguez, 2006). Tiene una extensión territorial de 1,495 Km² y una población aproximada de 8, 850,080 habitantes.

La zona de estudio se encuentra en la zona poniente de la Ciudad de México, correspondiente a las delegaciones Cuauhtémoc, Benito Juárez y Coyoacán (Fig. 1.2).

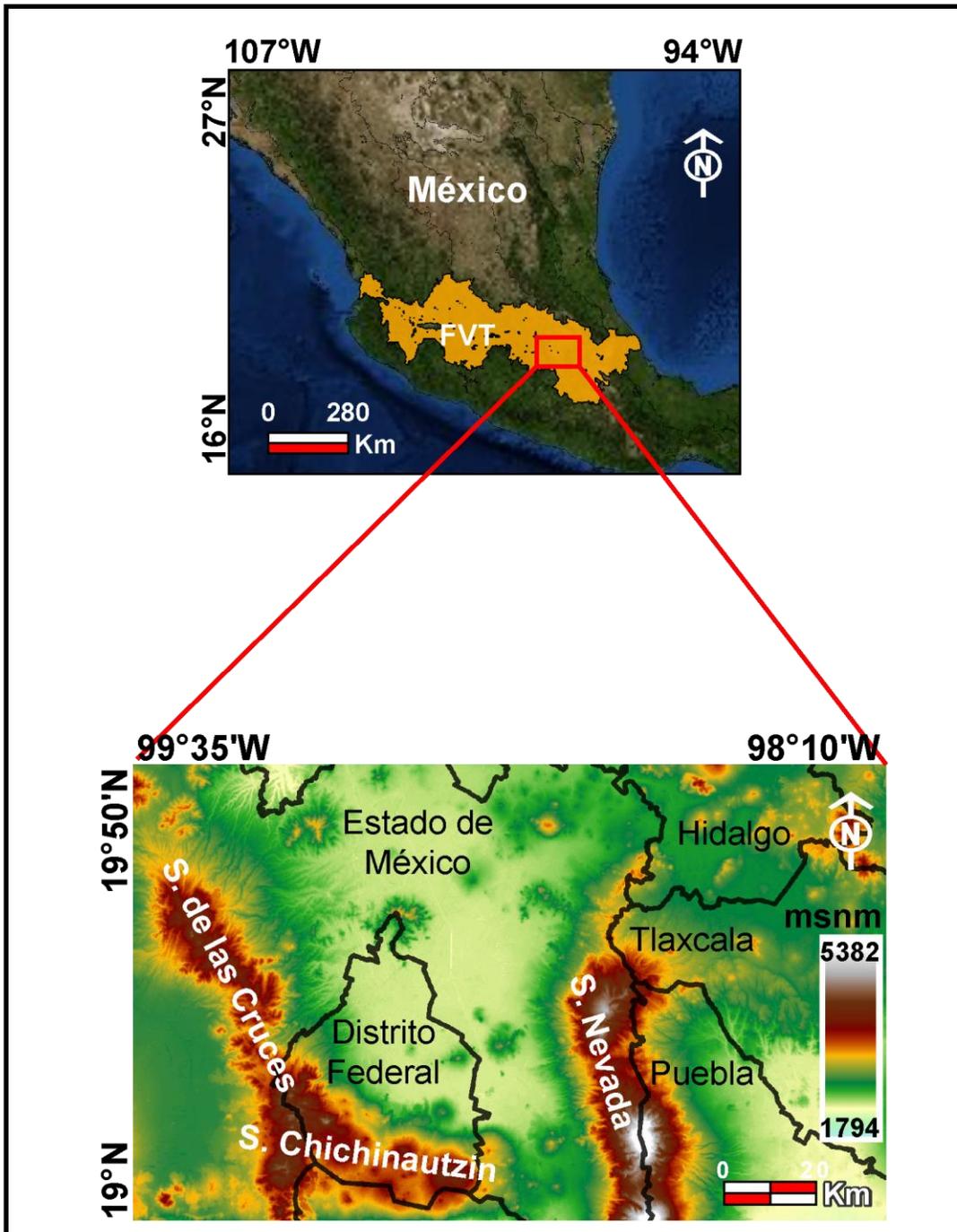


Fig. 1.1. Localización de la porción sur de la Cuenca de México dentro de la faja volcánica Transmexicana (FVT) (modificado de Solano-Rojas, 2013).

Capítulo 1

Generalidades

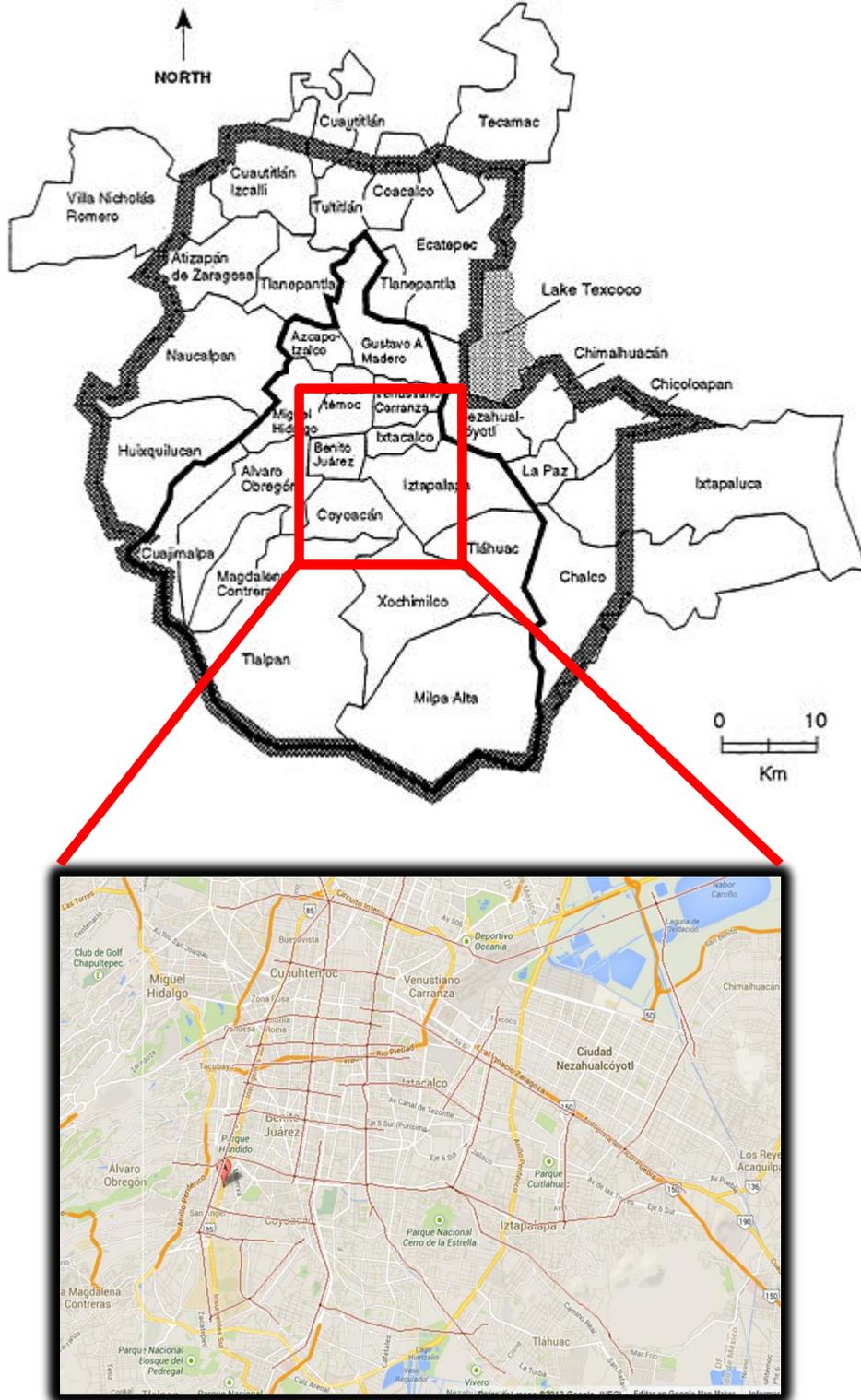


Fig. 1.2. Área de estudio con la distribución de las líneas sísmicas en la Ciudad de México.

Capítulo 2

CAPÍTULO 2. MARCO TEÓRICO

2.1 Estructuras geológicas

Una estructura primaria 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 verticales y horizontales, 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, pueden ser también de interés económico por las sustancias naturales que contienen (Arellano Gil, 2002).

Estructura primaria

Estas estructuras se originan simultáneamente a la formación de las rocas como resultado de su depósito o su emplazamiento. Son características singenéticas de las rocas, porque los elementos 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 forman (Arellano Gil, 2002).

Estructura secundaria

Las estructuras secundarias son aquellas 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 como son la propia naturaleza de la roca sujeta a procesos de deformación. Las fracturas y fallas

pertencen a este grupo, producto de la deformación frágil en cualquier tipo de roca (Arellano Gil, 2002).

2.1.1 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, son rompimientos a lo largo de los cuales la cohesión del material se ha perdido y se registran como planos o superficies de discontinuidad. Cuando se aprecia un desplazamiento a lo largo del plano de fractura, esto es, donde los componentes de la roca han tenido un movimiento relativo a lo largo del plano de la fractura, entonces se forma una falla. Esta distinción es un tanto artificial y depende de la escala de observación; en la práctica la mayoría de las fracturas no muestran, o es insignificante, el desplazamiento y son clasificadas como juntas o diaclasas. Las juntas se originan no únicamente por esfuerzos tectónicos, también se forman durante el enfriamiento de las rocas ígneas y por la contracción y expansión de las capas más superficiales durante la erosión (Arellano Gil, 2002).

2.1.2 Fallas

Las fallas son superficies de discontinuidad que separan bloques de roca donde ha ocurrido desplazamiento de bloques con movimiento paralelo al plano de discontinuidad. Es una estructura planar a través de la cual existe un desplazamiento en una dirección que es generalmente paralela al plano de fractura. Cuando el plano de falla no es vertical, el bloque por arriba de la falla es el *bloque de techo*, mientras el bloque por debajo de la falla es el *bloque de piso*; la inclinación del plano de falla es llamado echado; el desplazamiento a lo largo del plano de falla entre dos bloques puede tomar cualquier dirección en el plano,

de manera ideal, puede ser en la dirección del rumbo o en la dirección del echado. El salto es el movimiento relativo en la falla, medido de un bloque a otro como el desplazamiento de puntos anteriormente adyacentes.

El movimiento de las fallas es en general muy complejo y se produce en etapas distintivas 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, difícil determinar cual es el salto de la falla (Fig. 2.1).

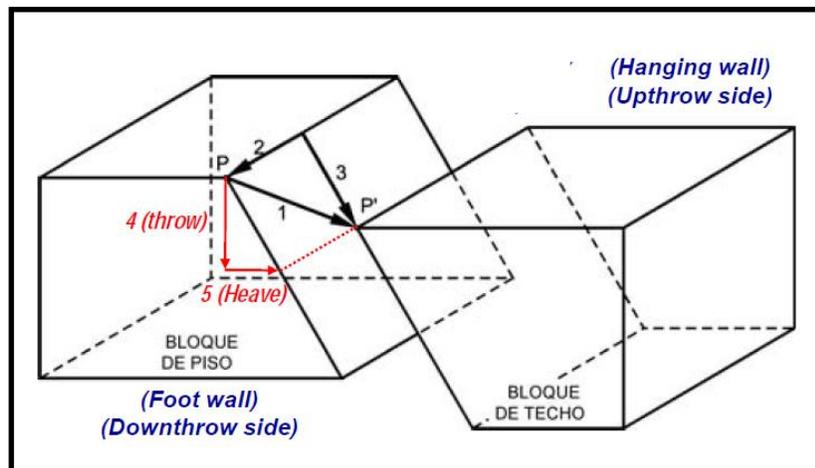


Fig. 2.1 Elementos que caracterizan a una falla: Salto neto (PP'), desplazamiento horizontal (2), salto vertical (3), plano de falla (1) (Hatcher, 1990).

El objetivo principal es definir la actitud de desplazamiento, el sentido de movimiento y la magnitud del desplazamiento neto. Las fallas se describen y clasifican generalmente por el echado de la falla, la dirección y el sentido del movimiento y por las características de los esfuerzos que las originaron.

Las fallas pueden ser normales, inversas, transcurrentes, rotacionales y de crecimiento.

- Las *fallas normales* (Fig. 2.2, 2.3) se forman si el movimiento ocurre conforme a la línea de máxima pendiente; el desplazamiento es tal que el bloque de techo se desliza hacia abajo con relación al bloque de piso.

Capítulo 2

Marco Teórico

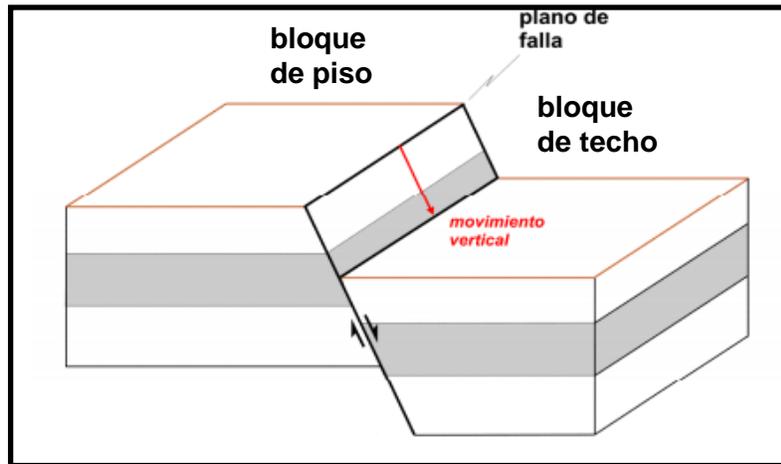


Figura 2.2. Elementos geométricos de una falla normal (Giner Robles, 2010).

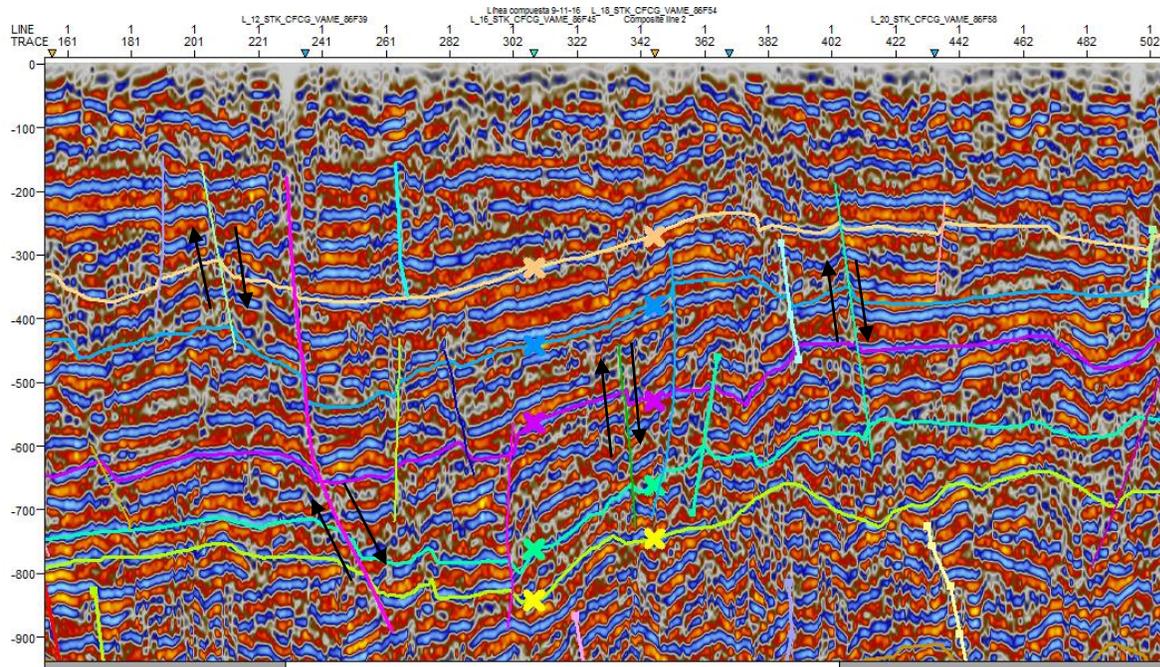


Figura 2.3. Fallas normales en una sección del área de estudio (Zona Poniente del Valle de México).

Las estructuras que se asocian con fallamiento normal son:

- *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
- Las *fallas inversas*. Se producen 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 (Fig. 2.4).

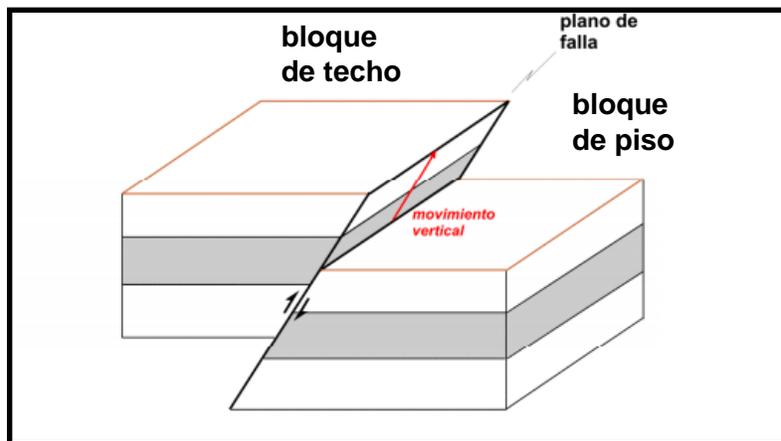


Figura 2.4. Elementos geométricos de una falla inversa (Giner Robles, 2010).

Las estructuras asociadas con fallamiento inverso son:

- *Cabalgadura*. Falla inversa en la cual el desplazamiento neto es de uno a diez Km
- *Sobrecorrimiento*. Falla inversa en la cual el desplazamiento neto es de diez a cuarenta Km.
- *Napa*. Falla inversa en la cual el desplazamiento fue mayor a cuarenta kilómetros.
- *Décollement*. Falla inversa en la cual el desplazamiento se debe a un proceso gravitatorio. También se conoce como décollement a las superficies de despegue.

Capítulo 2

Marco Teórico

- *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.
- Las *fallas transcurrentes* (fig. 2.5) se originan 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. 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 sinestral (Arellano 2009).

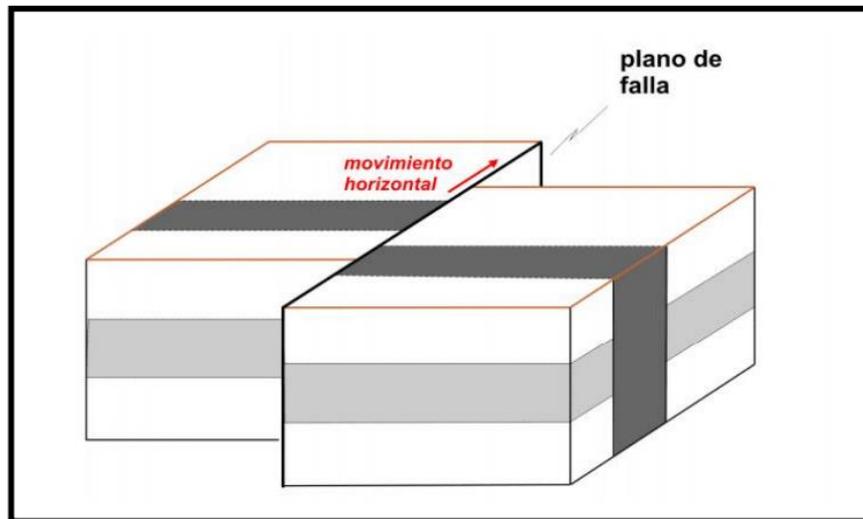


Figura 2.5. Elementos geométricos de una falla transcurrente (Giner Robles, 2010).

Una zona de falla es donde se observa rompimiento y trituración, donde no se observa una superficie en particular. Puede corresponder con una región tabular que contenga varias fallas sensiblemente paralelas.

Asociadas a las fallas encontramos una serie de materiales o indicadores cinemáticos resultado del fallamiento, como son:

- Brechas de falla: Se forman por el rompimiento y trituración de las rocas adyacentes a la falla, en fragmentos de tamaño variado.
- Milonitas: Rocas de grano fino, generadas por el rompimiento y trituración de los materiales durante una recristalización o flujo continuo.
- Estrías: Alineamientos minerales resultado de la oposición de los materiales a ser desplazados.
- Pliegues de arrastre: Son las flexuras resultantes del desplazamiento de una falla.

2.1.3 Plegamiento

Una superficie plegada se caracteriza por su forma continua curvada, cóncava o convexa. Esta estructura será visible en todas aquellas rocas que presenten superficies planares, como es la estratificación en rocas sedimentarias o la foliación en rocas metamórficas que tengan planos, y hayan sufrido una o varias fases de plegamiento (Babín V. y Gómez O., 2010).

Los pliegues son manifestaciones de la deformación en rocas estratificadas en la parte más externa de la corteza terrestre, y se forman en rocas ígneas, sedimentarias y metamórficas como respuesta a los esfuerzos aplicados asociados con movimientos de placas y formación de cinturones montañosos. Su geometría es variable y refleja la geología de la roca, las condiciones de deformación y el radio de la deformación.

El tema de las estructuras geológicas es amplio y complejo, pero en conclusión algunas de ellas son las fallas, pliegues y diaclasas. Estas estructuras se relacionan unas con otras, puesto que todas son producto de los esfuerzos a los cuales se someten las rocas en la corteza terrestre, es por ello que si analizamos

el termino estructura, esta se refiere a la disposición y orden de las partes dentro de un todo, por lo cual se debería considerar entonces como que la estructura geológica está relacionada a un conjunto de eventos tectónicos que originan una particularidad en las rocas (Babín V. y Gómez O., 2010).

Dado que existe variación de curvatura según la orientación del corte efectuado, la dificultad para el análisis de pliegues en tres dimensiones puede ser importante. La proyección estereográfica ayuda a este análisis mediante el estudio de las orientaciones de los distintos elementos determinantes en la descripción de los pliegues, que junto con su forma, van a definir completamente el pliegue. Estos elementos son los siguientes (Fig. 2.6):

- Flancos. Partes de la superficie plegada comprendidas entre dos zonas de charnela sucesivas.
- Línea de charnela. Línea de máxima curvatura de la superficie plegada.
- Eje de pliegue. Línea imaginaria, que moviéndose paralelamente a sí misma en el espacio, genera la superficie plegada. Tiene orientación, pero no localización. En pliegues cilíndricos coincide con la línea de charnela.
- Superficie axial o Plano axial. Superficie que contiene a las sucesivas líneas de charnela de todos los estratos plegados. Para su estudio, se considera un plano.
- Ángulo interflancos. Ángulo que forman entre si los dos flancos del pliegue, medido en un plano perpendicular a ellos. De los dos ángulos posibles, agudos y obtusos, el ángulo interflancos es el que contiene al plano axial del pliegue. Si no se conoce la orientación del plano axial, se considera al plano bisector de este ángulo en una de sus dos posibilidades: mayor o menor de 90°. Se elegirá el que proceda en función de las características del pliegue.

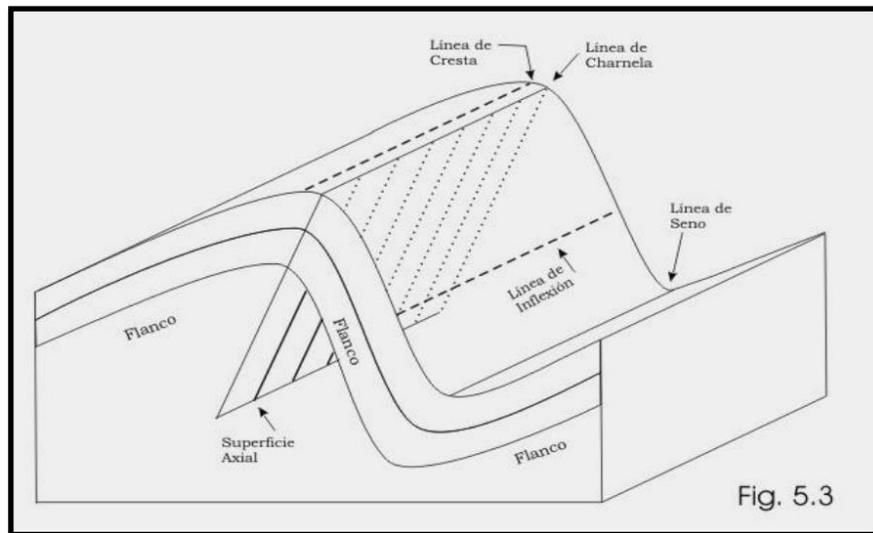


Figura 2.6. Elementos de un pliegue (Hills, 1977).

Conocidas las orientaciones de estos elementos geométricos, podemos definir perfectamente el pliegue, su vergencia, simetría, forma, etc. Es importante tener en cuenta que la proyección estereográfica no va a distinguir entre un anticlinal y un sinclinal que tengan flancos con la misma orientación, simplemente nos va a definir su forma y la orientación de sus elementos en el espacio (Hills, 1977).

2.1.3.1 Tipos de Pliegues

Terminología:

- Antiforme: Pliegue cóncavo hacia abajo (a)
- Sinforme: Pliegue cóncavo hacia arriba (b)
- Anticlinal: Pliegue cóncavo en cuyo núcleo se encuentra en los estratos más antiguos (c).
- Sinclinal: Pliegue cóncavo en cuyo núcleo tiene los estratos más jóvenes (d)

Anticlinal sinforme: Pliegue que presenta las rocas más antiguas en su núcleo y que por inversión aparece cóncavo hacia arriba.

Sinclinal antiforme: Pliegue que presenta las rocas más jóvenes en su núcleo y que por inversión aparece cóncavo hacia abajo.

Monoclinal: Plegamiento a modo de escalón localizado en una zona estrecha, donde la inclinación de los estratos se acentúa o suaviza.

Homoclinal: Término descriptivo que se aplica a estratos con inclinación uniforme. En muchos casos no puede decidirse si se trata de una sucesión estratigráfica normal o existe repetición debida a fenómenos de plegamiento

Por su simetría

- *Simétricos*: la superficie axial divide al pliegue en dos partes iguales, el cual presenta un desarrollo semejante de sus flancos.
- *Asimétricos*: la superficie axial no divide al pliegue en dos partes iguales, el cual presenta un desarrollo desigual de sus flancos.

Por la inclinación del plano axial

- *Horizontal normal*: el plano axial se encuentra en posición vertical.
- *Inclinados o recostados*: el plano axial se encuentra inclinado.
- *Recumbentes*: el plano axial horizontal a subhorizontal. En estos casos se puede producir una inversión del registro estratigráfico.

Por el ángulo que forman sus flancos (ángulo interflancos)

- *Isoclinales*: Los flancos son paralelos, verticales y simétricos. Sus ángulos van de 0 a 2°.
- *Apretados*: Los flancos forman un ángulo agudo de entre 2° a 30°.
- *Cerrado*: Los flancos forman ángulos de 30° a 70°.
- *Abierto*: Los flancos forman ángulos de 70° a 120°.
- *Suaves*: los flancos forman un ángulo obtuso de entre 120° a 180°.

Por el espesor de sus capas

- *Isópacos*: sus capas tienen un espesor uniforme.
- *Anisópacos*: Sus capas no tienen un espesor uniforme.

2.2 Secciones Sísmicas

La exploración sísmica permite analizar e interpretar la información adquirida en campo y encontrar su significado geológico apoyado con datos geofísicos, petrofísicos y de información de pozo; usualmente son utilizadas para la búsqueda de yacimientos en el área petrolera, pero puede emplearse también para otra área de interés en específico, como en este caso el conocimiento del subsuelo en la Ciudad de México.

La exploración sísmica utiliza ondas elásticas que se propagan a través del subsuelo y que han sido generadas artificialmente, con el objeto de conocerlo de forma general y así permitir obtener información geológica de los materiales que lo conforman (Smith Snash, 2002).

La prospección sísmica es una herramienta de investigación del subsuelo, con ella se puede inspeccionar con buena resolución desde los primeros metros del terreno (sísmica de alta resolución o sísmica superficial); hasta varios kilómetros de profundidad (sísmica profunda). Se genera a partir ondas sísmicas provenientes de fuente emisora que luego son registradas en una serie de receptores (geófonos) distribuidas sobre el terreno.

Para obtener imágenes del subsuelo (secciones sísmicas, campos de velocidades, etc.) que posteriormente se relacionan con las capas geológicas, es necesario utilizar la sísmica profunda, la cual utiliza fuentes de energía muy potentes (explosivos o camiones vibradores) capaces de generar ondas elásticas que pueden llegar a las capas profundas de la zona de estudio.

2.2.1 Interpretación de información sísmica

Durante el proceso de interpretación debemos de tomar en cuenta que los eventos sísmicos son reflexiones que provienen de interfaces del subsuelo que presentan contrastes de velocidades o de impedancia acústica; además, que dichos contrastes están asociados con estratificaciones que representan la morfología geológica. Cuando los eventos presentan coherencia, están relacionados con estructuras o cuerpos geológicos, y por último, que las características de los eventos sísmicos tales como la forma de la onda, amplitud del evento, patrones de secuencia, entre otros, dependen de los detalles estructurales, naturaleza de los fluidos intersticiales, así como de la absorción de frecuencias del paquete de rocas que se encuentren en el estrato objetivo y la superficie (Sheriff. - Geldart, 1991).

Es importante mencionar que la interpretación tiene mucho de experiencia y aplicación de conocimientos geológicos específicos, por lo que en algunos casos “pre-creamos” un modelo que está apoyado en la información geológica y geofísica afines con nuestros intereses.

Marcado de secciones: Utilizando lápices de colores se marcan los reflectores o evidencias geológicas más importantes, verificando la continuidad de las secciones, especialmente en los cruces de líneas. Cada reflector marcado con un color distintivo se denomina horizonte, frecuentemente se inicia el marcado desde el horizonte más profundo, pero se puede hacer desde lo más somero; todo depende de la posición de nuestra capa objetivo (Yilmaz- Ozdogan, 2001). No es necesario marcar todos los horizontes reflectores, sino solo aquellos que estén bien definidos o que indiquen diferentes paquetes de rocas, que puedan constituir diferentes unidades geológicas o litológicas (Figura 2.7).

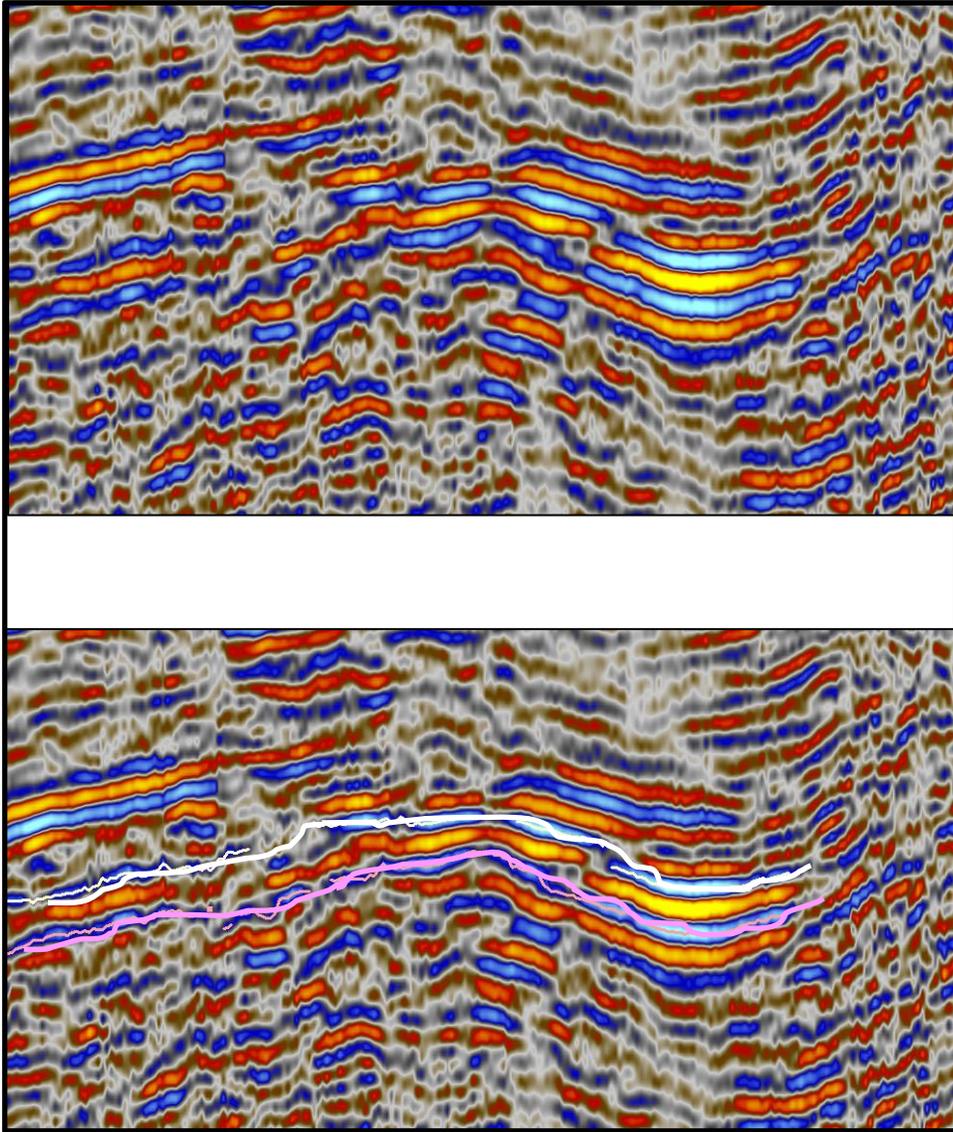


Figura 2.7. Sección sísmica del área de estudio (Zona Poniente del Valle de México) sin interpretar (arriba) y su respectivo marcado de dos horizontes (abajo).

Interpretación y marcado de los aspectos geológicos más importantes: La interpretación comprende la construcción de un modelo geológico del área, tomando en cuenta cual es nuestro objetivo. Los eventos elegidos se siguen a través de toda la región buscando condiciones estructurales, fallas y fracturamientos, que puedan estar asociados o relacionados.

La falta de continuidad de un reflector puede o no indicar la existencia de una falla, por lo cual se buscarán las siguientes evidencias para determinar su existencia:

- Terminación abrupta de reflectores.
- Presencia de difracciones.
- Cambios de echado a los lados de la posible falla.
- Desaparición de eventos coherentes debajo de la zona fallada.
- Desplazamiento de la correlación a través de la falla.

Cuanto más complicadas sean las condiciones geológicas, se debe tener mayor cuidado en los criterios de interpretación; en algunos casos debemos utilizar una técnica denominada estilo estructural, que implica el conocimiento del sistema de esfuerzos y agentes que afectaron la zona de estudio; se debe conocer a la estratigrafía y el marco tectónico regional; los rasgos estructurales encontrados deben ser congruentes con los sistemas de esfuerzos producidos durante la evolución tectónica (Yilmaz- Ozdogan, 2001).

2.2.1 Identificación de características estructurales en secciones sísmicas

Una sección geológica es un corte vertical que se realiza con la finalidad de conocer la disposición de las rocas a profundidad representando la configuración de distintas formaciones, generalmente en una vista en un plano vertical, que para que sea representativa debe construirse de forma perpendicular la estructura (Arellano, 2012).

Las secciones geológicas surgen como modo de proponer solución a uno o más de los problemas que se plantean al leer e interpretar un mapa geológico, que es el de percibir tridimensionalmente las estructuras.

Utiliza todos los datos geológicos disponibles para mostrar con un alto nivel de certeza la configuración del subsuelo.

Tipos de secciones geológicas:

- Secciones geológicas en estado deformado: en ellas se presenta la geometría de las estructuras como se observan actualmente, después de la deformación.
- Secciones geológicas admisibles: sección geológica en estado deformado, que muestra una interpretación en la que se representan las estructuras como pueden ser observadas en un corte carretero.
- Secciones geológicas restauradas: sección que ha sido reconstruida, de modo que el desplazamiento de las fallas ha sido removido y los pliegues han sido desdoblados. Muestran la posición relativa de las rocas antes de la deformación.

Si la sección se realiza para definir problemas de correlación, cambios de facies, discordancias, ambientes de depósito, entonces corresponde a una sección estratigráfica.

Si la sección se realiza con objeto de hacer la interpretación del marco estructural, definir y caracterizar fallas, echados de estructuras planares y correlación, entonces corresponden a una sección estructural.

Cuando se dispone únicamente de información de pozos, se pueden generar secciones de pozos que permitan correlacionar la respuesta de los distintos registros geofísicos en determinada dirección que auxilie en la comprensión del modelo geológico.

Si la interpretación se realiza en dos dimensiones, considerando las características estratigráficas y estructurales a partir de una línea sísmica, entonces se tiene una sección sísmica que al interpretarse se convierte en una sección geológica. En la sección sísmica se tiene en el eje vertical el tiempo y en la sección geológica la profundidad.

El análisis que lleva al establecimiento de un modelo geológico estructural, se realiza considerando primero los aspectos estratigráficos, esto es, identificar litológica y petrofísicamente los horizontes estratigráficos atractivos. Posteriormente identificar las características estructurales en donde se debe de estudiar lo relacionado con la deformación que origina las estructuras geológicas secundarias que influyeron en la modificación de los elementos estratigráficos (Yilmaz- Ozdogan, 2001).

Para poder iniciar el proceso de interpretación, es necesario tomar en cuenta algunos conceptos geológicos, en el caso de este trabajo se consideraron tres:

- Situaciones o ambientes que generen cambios en el subsuelo.
- Condiciones geológicas o mecánicas que propicien acumulación de materiales o su transporte.
- Condiciones estructurales y morfológicas del subsuelo.

Para realizar el procedimiento de interpretación es necesario:

- Identificación de eventos representativos.
- Elaboración de planos de horizontes reflectantes.
- Deducción de la historia geológica o del proceso de evolución de los cambios del subsuelo.
- Integración de datos obtenidos en pozo y observaciones directas.
- Presentación de informes escritos con de los resultados obtenidos.

Una vez tomados en cuenta estos aspectos procedemos a la identificación de evidencias estructurales, que son:

- Fallamiento y fracturamiento.
- Estructuras plegadas y de flujo.
- Discordancias y canales.
- Integración con otros datos geofísicos.

Para la interpretación estratigráfica se requiere:

- Análisis de eventos.
- Análisis de facies sísmicas.
- Interpretación del ambiente geológico.

El proceso de interpretación comprende varios aspectos, entre los cuales destacan conceptos geológicos básicos relacionados con el tipo de ambiente, las condiciones geológicas, las condiciones estructurales asociadas al objetivo buscado y la correlación entre la geología y la geofísica.

2.3 Atributos sísmicos

El estudio de la traza sísmica en una etapa inicial se realizó con la Teoría de Fourier (1822), lo cual resultó insuficiente ya que este análisis solamente proporciona información sobre una porción de traza larga y al calcular propiedades del medio, no se observan variaciones locales (Taner et al, 1979).

Los atributos sísmicos son propiedades medibles de los datos sísmicos (amplitud, frecuencia, fase, polaridad), que pueden ser tomadas en un instante de tiempo o en una ventana específica de tiempo, para una traza, una serie de trazas o una superficie interpretada de la sísmica (Schlumberger, 2011).

Un atributo sísmico también se puede definir como una cantidad extraída o derivada de los datos sísmicos que pueden ser analizados con el fin de mejorar la información en una imagen sísmica tradicional, lo que conduce a una mejor interpretación geológica o geofísica de los datos.

Actualmente, existen más de 50 atributos sísmicos calculados a partir de los datos sísmicos y aplicados a la interpretación de estructuras geológicas, estratigrafía, y propiedades del fluido en la roca, los más usados son los que separan la información de amplitud y de la información de fase. A continuación se presentan sólo aquellos que se tomaron en consideración en este trabajo.

Traza sísmica compleja: Con la traza compleja es posible examinar las variaciones, lo que resulta de utilidad en problemas de interpretación (Barnes, 1996). El análisis complejo de la traza sísmica permite una separación natural entre la amplitud y el contenido de fase de los datos sísmicos, de los cuales se generan los atributos complejos. Estos atributos proporcionan información a partir de información “oculta” en las componentes de los datos sísmicos. Las características interpretadas deben ser compatibles en todos los componentes de la traza sísmica como son: la amplitud, la energía, la frecuencia y la fase.

- **Coseno de la fase instantánea**

Dentro de la clasificación del atributo de sísmica compleja encontramos el atributo calculado a través del Coseno de la Fase Instantánea o de Amplitud Normalizada. Los picos y valles de amplitud permanecen en la misma posición, pero los eventos fuertes y débiles presentan igual resistencia (Partika 2000). Se resultado se presenta en una gama de colores entre -1 (negro) y 1 (blanco) (Fig. 2.8 y 2.9).

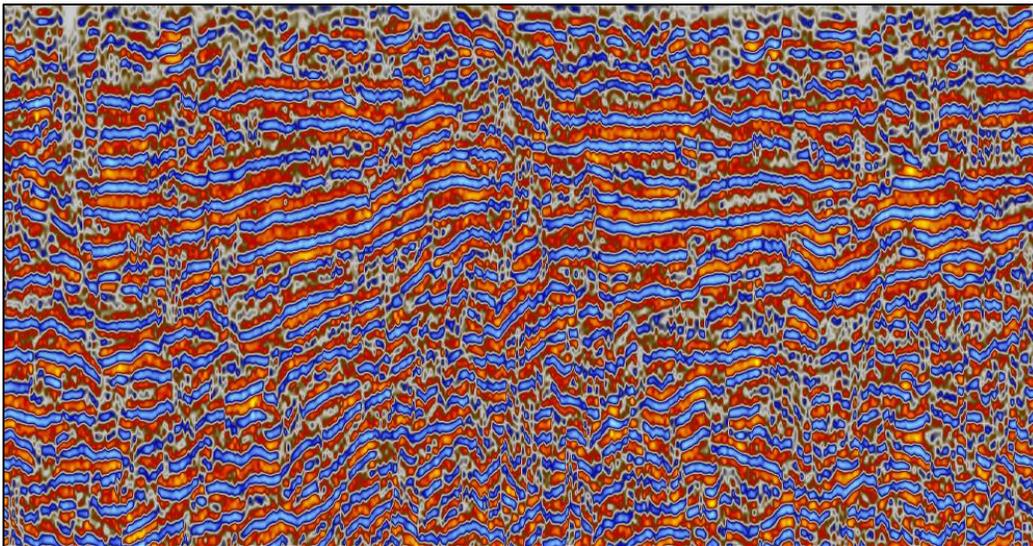


Figura 2.8. Sección sísmica sin interpretar del área de estudio (zona poniente del valle de México), en donde se recomienda aplicar el atributo coseno de fase para visualizar mejor las estructuras.

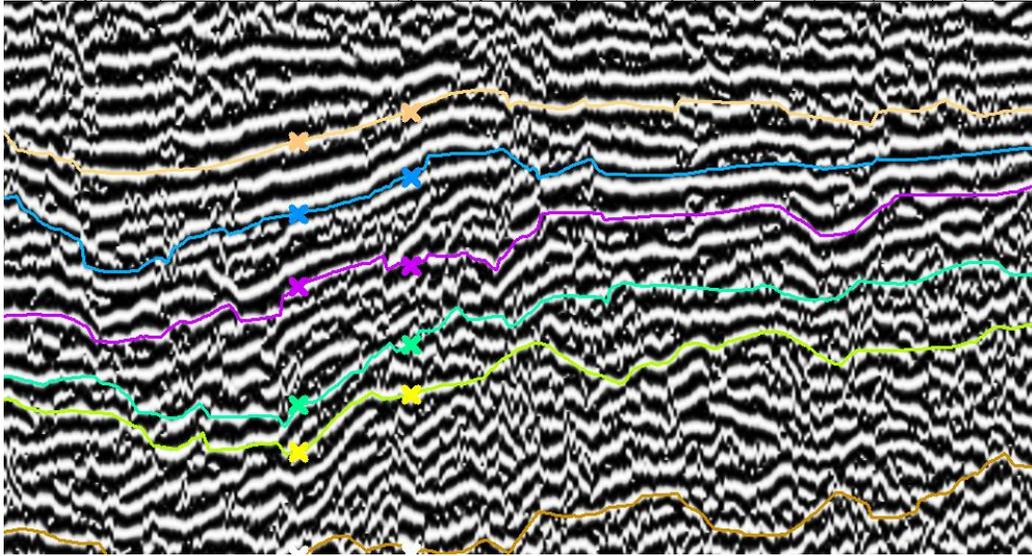


Figura 2.9. Sección sísmica del área de estudio (zona poniente del valle de México), donde se aplica el atributo coseno de fase y se marcan algunos horizontes base.

El coseno de la fase instantánea mejora la continuidad de los reflectores y mejora la apariencia visual de los bordes, tales como fallas y límites estratigráficos. Es un atributo que permite visualizar mejor las terminaciones estratigráficas, las variaciones laterales y las variaciones de facies sísmicas. Dado que la continuidad en los reflectores sísmicos es mejorada, es un atributo excelente para utilizarlo como una herramienta en la interpretación estratigráfica y el reconocimiento de patrones sísmicos; es una de las tareas más difíciles para el intérprete y además ayuda a inferir el régimen de depósito que afectó la cuenca sedimentaria. El análisis estratigráfico se basa a menudo en la interpretación de las terminaciones de los reflectores, los cuales son más fáciles de identificar con la aplicación del coseno de la fase instantánea del volumen sísmico.

Este atributo mejora la continuidad de los reflectores y mejora la visualización de las discontinuidades o fallas. Ayuda en el proceso de interpretación estratigráfica y estructural.

2.4 Software petrel

Petrel es un software que pertenece a la compañía Schlumberger, con el cual se puede realizar interpretación sísmica, que ayuda en diversos campos de investigación del subsuelo, particularmente en la exploración petrolera. Con esta herramienta se pueden desarrollar flujos de trabajo que involucran el trabajo geofísico, geológico y de ingeniería de yacimientos para hacer una representación de una porción del interior de la Tierra, mediante un modelo matemático tridimensional.

Para llevar a cabo la elaboración y el análisis de las estructuras dentro de las líneas sísmicas del área de estudio, fue necesario realizar la interpretación de los datos sísmicos a través de este software, ya que se puede procesar la información para poder interpretar la estructura geológica o la secuencia estratigráfica, en donde es posible no sólo llevar al simulador las características de una estructura geológica referentes a su extensión y dimensión, sino también parámetros como lo son porosidad, permeabilidad y saturación de fluidos, entre otros. También permite construir modelos del yacimiento y a partir de estos visualizar los resultados para que pueda optimizarse de una mejor forma la exploración del yacimiento.

El software se divide en diversos módulos, entre los que encontramos el de exploración geofísica, que ofrece flujos de trabajo que incluyen: interpretación sísmica, modelado estructural, identificación de fallas y fracturas, visualización 2-D y 3-D, atributos de superficie; entre otras herramientas, que permitirán al intérprete construir un marco geológico estructural para realizar una mejor interpretación de las imágenes o de los datos sísmicos que previamente se hayan cargado para su análisis.

Los módulos utilizados fueron los siguientes: interpretación sísmica con el cual se visualizarán e interpretarán los datos sísmicos 2D y 3D de forma manual, además de utilizar las herramientas automáticas; se realizó el análisis de atributos

sísmicos, que permitieron mejorar la información que aparecen de forma sutil en las imágenes tradicionales y finalmente se realizó la interpretación estructural, que implica la elección de un segmento convencional para su interpretación estructural de forma rápida y detallada.

La versión de software que se utilizó en este trabajo fue la 2009, y tiene pocas variaciones de diseño a comparación con las versiones anteriores; la ventaja de esta versión es que se es mucho más amigable para el ámbito de exploración y para quienes trabajan con grandes volúmenes de elementos sísmicos y modelos geológicos. Una de las desventajas es que una vez generados archivos no pueden abrirse para versiones más recientes.

El software de interpretación disponible tiende a ser fácil de usar, proporcionando varios algoritmos automáticos para ayudar al intérprete en el proceso de trabajo geofísico. Las herramientas automáticas, son útiles siempre y cuando el usuario sea capaz de realizar la interpretación adecuada, basada no solo en la continuidad visual del reflector, sino también en su consistencia en términos de amplitud, así la interpretación, es la correlación del registro de los datos sísmicos con la información geológica y otros conjuntos de datos geofísicos, reduciendo el número de errores y permitiendo la identificación dentro de los datos sísmicos de formaciones litológicas conocidas e importantes.

El desarrollo de las nuevas tecnologías y el crecimiento de los datos sísmicos con costos menores, sobre todo después de la década de los 80's, impulsaron el surgimiento de poderosas estaciones de trabajo de interpretación, dejando atrás las limitaciones del hardware para hacer frente a grandes conjuntos de datos. Actualmente con este innovador software comercial para interpretación sísmica, se puede ejecutar el análisis en equipos personales ordinarios y las tareas de interpretación se han vuelto fáciles de manejar, en lo que respecta a medianos y grandes conjuntos de datos.

Existen otros programas de interpretación sísmica, pero los tres más utilizados son: SeisWorks, Kingdom Suite y Petrel.

Capítulo 3

Capítulo 3. CARACTERÍSTICAS GEOLÓGICAS GENERALES

3.1. Faja Volcánica Transmexicana (FVT)

Para poder hablar sobre el subsuelo de la Cuenca de México, es necesario considerar su contexto geológico ya que es importante explicar los eventos que dieron lugar a la cuenca y saber dónde se encuentra ubicada geológicamente; de esta forma se puede brindar un panorama amplio de la zona, entendiendo su estratigrafía, su geología estructural, el vulcanismo, etc., tomando en cuenta que sobre ésta se concentra una gran parte de la población de nuestro país tanto en el Distrito Federal como su zona conurbada.

En este capítulo se empezará por explicar la formación de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) o Cinturón Volcánico Transmexicano, ya que es uno de los elementos principales de la geología de la Cuenca de México, para posteriormente poder explicar la formación de la cuenca.

La actividad volcánica se inició hace aproximadamente 20 Ma, asociado a un arco volcánico que se desarrolló en una zona de debilidad de la corteza, en la cual ascendió el magma; presenta una geometría oblicua y un ángulo de subducción de aproximadamente 16° con respecto a la Trinchera de Mesoamérica, formando así aproximadamente de 8, 000 estructuras volcánicas y algunos cuerpos intrusivos (Gómez-Tuena, Orozco-Esquivel, Luca-Ferrari, 2005); en la FVT se encuentran los volcanes más grandes del país y atraviesa a su vez al territorio mexicano desde el Océano Pacífico hasta el Golfo de México.

La ubicación aproximada de la FVT se encuentra entre las latitudes 18° 30' N y 21° 30' N. Tiene aproximadamente 1,000 km de longitud con ancho variable entre 80 y 230 km, distribuyéndose con una dirección preferencial E-W en su parte central y oriental de acuerdo con sus características geológicas; NW- SE en su parte occidental (Ferrari, 2011).

De acuerdo con Ferrari (2011), la FVT se encuentra construida sobre la parte sur de la Placa de Norteamérica, la cual es subducida por la parte occidental de la

Capítulo 3

Características geológicas generales

placa de Cocos y por la microplaca de Riviera, elementos tectónicos que se encuentran en proximidad del rift continental del Golfo de California. Así mismo puede ser dividida en los siguientes tres sectores de acuerdo a sus características geológicas: 1) Porción Occidental, entre la costa del Golfo de California y la junta triple de los rifts de Zacoalco, Chapala y Colima; 2) Porción Central, comprendida entre dicha estructura y el sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende; 3) Porción Oriental, entre este sistema y la costa del Golfo de México (Gómez-Tuena, 2005), (Fig. 3.1).

La porción central de la Cuenca de México se localiza entre los paralelos 19°22' y 19°30' de latitud norte y los meridianos 98°47' y 98°51' de longitud oeste. Limita al norte con la población de Otumba, el Cerro Gordo y Teotihuacan; al Sur, con la población de Amecameca y la Sierra de Chichinautzin, al Oriente con la Sierra Nevada (hasta el Volcán Iztaccíhuatl) y el Ex Lago de Texcoco.

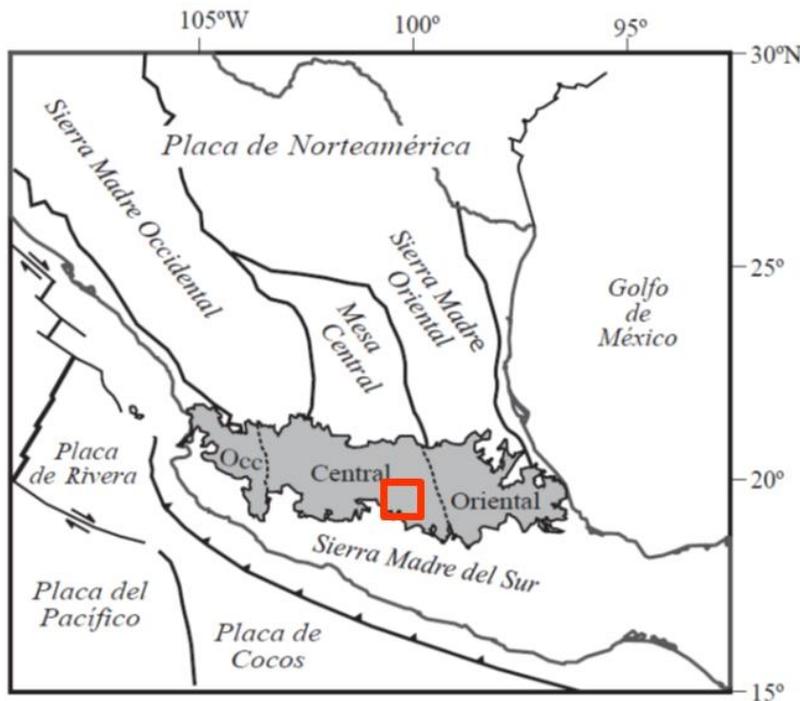


Fig. 3.1. Ubicación del área de estudio dentro de la Faja volcánica Transmexicana así como las placas tectónicas que actualmente interactúan y las principales provincias geológicas. El recuadro rojo representa la porción de la Cuenca de México (Modificado de Gómez-Tuena, 2005).

Capítulo 3

Características geológicas generales

En la parte central de México durante el Cretácico no hubo una diferencia notable entre los bloques ubicados en sur y norte de la FVT, ni el tipo de litología ni en sus estructuras. El establecimiento de este arco volcánico fue a partir del Mioceno medio (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

La mayor parte de las rocas volcánicas a lo largo del sector norte de la Faja Volcánica Transmexicana son rocas volcánicas miocénicas, sin embargo, se ha reportado la presencia de rocas volcánicas oligocénicas en la mitad inferior del relleno de la cuenca de México (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

El basamento es heterogéneo y consta de dos regiones con edad e historia geológica distinta. Bajo la mitad oriental, se encuentran terrenos antiguos de edad Precámbrico (>542 Ma) y Paleozoico (entre 542 y 251 Ma). La parte occidental, está subyacida por el terreno Guerrero, un conjunto de arcos volcánicos marinos y depósitos sedimentarios del Triásico-Cretácico (251 a 65 Ma). En la parte occidental, además, el volcanismo asociado a subducción ha estado activo de manera casi ininterrumpida desde el Cretácico Inferior (135 Ma), mientras que en la parte oriental no hubo volcanismo entre el Jurásico y Mioceno Medio (-165 y 15 Ma), (Ferrari, 2011).

Gómez-Tuena, Orozco-Esquivel, Luca-Ferrari, (2005) hacen una división de la estratigrafía general de la FVT en los que se consideran cuatro eventos principales:

1. *Arco del Mioceno Medio y Tardío*: Ocurre el emplazamiento de un arco volcánico en el centro de México (Morelia –Querétaro). Se caracteriza por el vulcanismo silíceo durante el Mioceno Medio, después se aleja de la trinchera formando estratovolcanes y conos de lava con edades que van de 13 y 10 Ma (Fig. 3.2).

Capítulo 3

Características geológicas generales

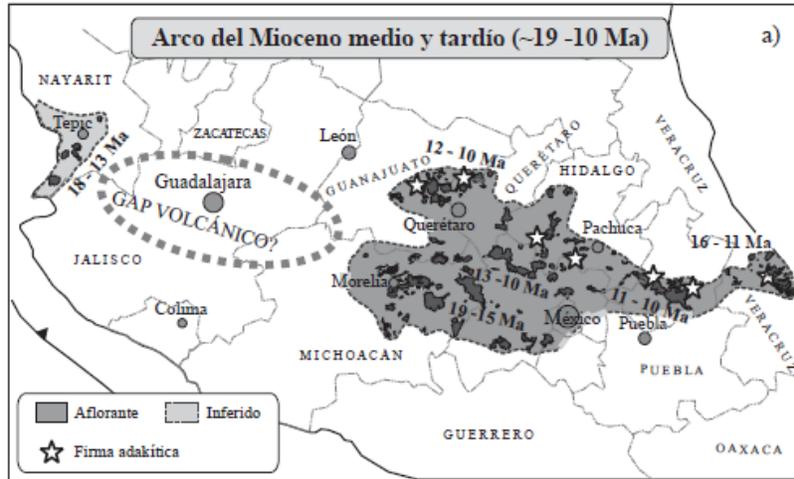


Fig. 3.2. Arco del Mioceno Medio y Tardío. (Gómez-Tuena, 2005).

2. *Episodio máfico del Mioceno Tardío*: donde ocurrió vulcanismo de arco normal de composición intermedia en el Mioceno Tardío, emplazado en la FVT de costa a costa (de Nayarit a Veracruz). Básicamente conformado por mesetas basálticas, emplazadas a través de fisuras con edades que van de 11 hasta 7 Ma; su distribución se muestra en la Figura 3.3.

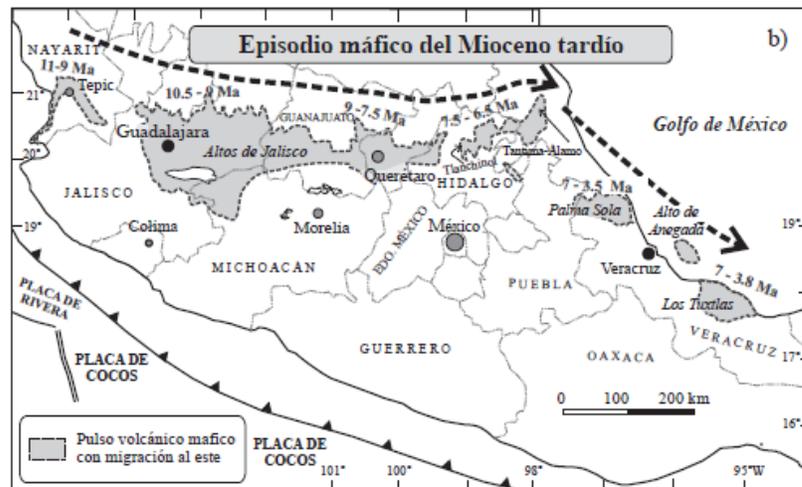


Fig. 3.3. Episodio máfico del Mioceno Tardío, (Gómez-Tuena, 2005).

3. *Vulcanismo silíceo del final del Mioceno y vulcanismo bimodal del Plioceno temprano*: donde el vulcanismo decrece significativamente después del magmatismo máfico, emplazándose para finales del Mioceno complejos de domos dacíticos y riolíticos así como grandes volúmenes de ignimbritas

Capítulo 3

Características geológicas generales

emitidas por calderas regionales, ubicándose al sur del episodio máfico anterior (Fig. 3.4). Las primeras manifestaciones posteriores al vulcanismo silíceo del Mioceno Tardío se presenta en el área de Guadalajara y en la parte norte del rift de Colima. Rocas de este tipo siguieron siendo extruidas durante todo el Plioceno temprano, en conjunción con complejos de domos y algunas ignimbritas silíceas.

En la porción central del FVT dominan las grandes calderas que producen tobas pumicíticas e ignimbritas con volúmenes de decenas de kilómetros cúbicos.

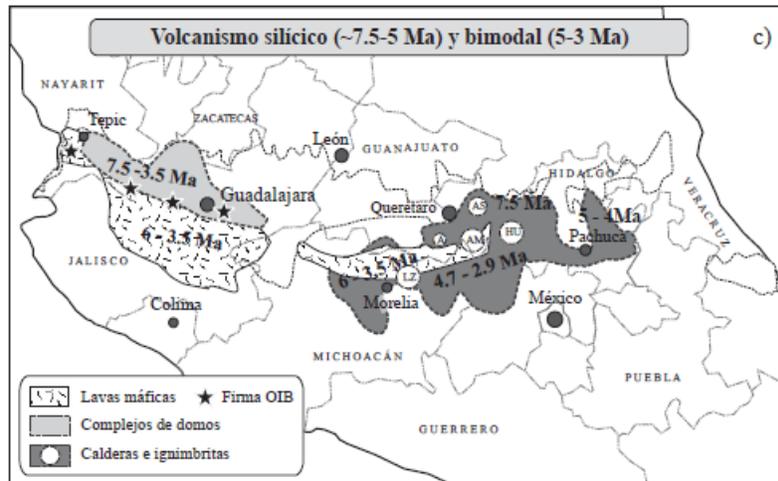


Fig. 3.4. Vulcanismo silíceo y bimodal, (Gómez-Tuena, 2005).

4. *Arco del Plioceno Tardío - Cuaternario*: ocurre una reinstauración de un arco con gran variabilidad composicional a partir del Plioceno tardío. A partir del Plioceno, el frente volcánico está dominado por campos de volcanes monogenéticos y durante el Cuaternario se construyen los principales volcanes de la FVT occidental (complejo volcánico de Colima), oriental (Sierra de Chichinautzin y Apan) y al centro (Sierra Nevada, Iztaccíhuatl y Popocatepetl), (Fig. 3.5).

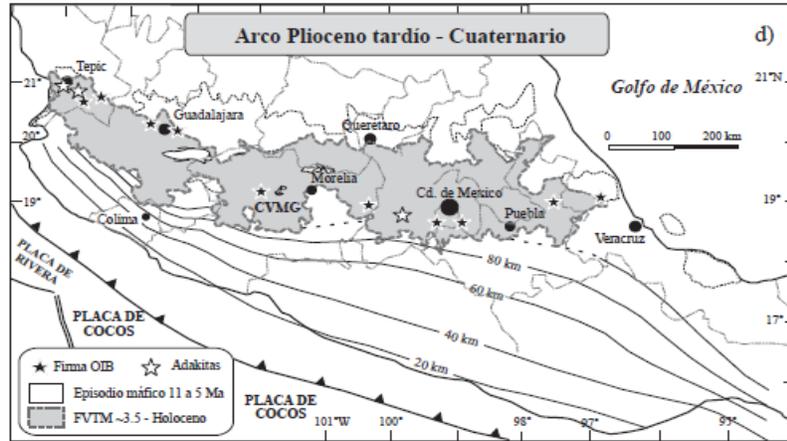


Fig. 3.5. Arco Plioceno tardío- Cuaternario, (Gómez-Tuena, 2005).

3.1.1 Geología Estructural Regional

En la porción occidental de la FVT, Demant (1981) fue el primero en señalar la existencia de tres depresiones tectónicas organizadas en una junta triple al sur de Guadalajara. Demant (1981) nombró a estas estructuras como graben Tepic-Chapala (Tepic-Zacoalco), graben de Colima y graben de Chapala. Posteriormente Allan (1986) estudió con detalle el volcanismo de la región de la junta triple, y proporcionó numerosos fechamientos que permitieron establecer que el fallamiento había iniciado en el Plioceno temprano.

En un estudio detallado de los distintos sistemas de fallas entre Guadalajara y la boca del Golfo de California, Ferrari y Rosas-Elguera (2000) concluyen que el *rift* Tepic-Zacoalco está constituido por una serie de grábenes y semigrábenes desarrollados en distintos episodios a partir del Mioceno Tardío.

El *rift* de Colima había sido descrito esencialmente como un graben con una burda orientación N-S de edad Plioceno-Cuaternario dividido en tres segmentos (norte, centro y sur), (Allan, 1991). Sin embargo, algunos estudios estructurales y geofísicos cuestionaron la existencia de un fallamiento normal del Plioceno-

Capítulo 3

Características geológicas generales

Cuaternario en el segmento sur del *rift* (al sur del volcán de Colima), donde sólo hay evidencias de una deformación transgresiva previa al Plioceno.

Posteriormente, Rosas-Elguera (1996) y Garduño-Monroy (1998) documentaron la existencia de la denominada falla Tamazula, que consta de un conjunto de estructuras transcurrentes y normales de orientación NE-SW pasando por el complejo volcánico de Colima y que llegaría hasta la costa en el área de Manzanillo, dicha falla representa el límite oriental del bloque Jalisco, al sur del volcán de Colima.

Así mismo propusieron que los *rifts* Tepic-Zacoalco y Colima representan los límites continentales del bloque Jalisco que fueron parcialmente reactivados durante el Plioceno-Cuaternario con movimientos esencialmente extensionales, como consecuencia de los esfuerzos aplicados en el límite de las placas de Rivera y de Norteamérica.

El brazo oriental de la junta triple de Guadalajara lo conforma el *rift* de Chapala, que fue definido inicialmente como un graben de dirección E-W formado en respuesta a una extensión ~N-S durante el Plioceno-Cuaternario, posteriormente se documentó que se trata en realidad de una estructura compuesta por dos semigraben con vergencia opuesta: sur en la parte oeste y norte en la parte este (Urrutia-Fucugauchi y Rosas-Elguera, 1998). Las fallas maestras de estos semigraben cortan a rocas de 3.4 Ma en el área de Chapala (Rosas-Elguera y Urrutia-Fucugauchi, 1998) y 3.3 Ma en Pajacuarán-Ixtlán de los Hervores, aunque la morfología de los escarpes de fallas sugiere que la tectónica no fue activa durante el Cuaternario. Un fallamiento de edad cuaternaria se sugiere, en cambio, en el graben de Citlala, una estructura paralela ubicada inmediatamente al sur de la Laguna de Chapala (Garduño-Monroy 1993). Más al sur, el semigraben de Cotija es una estructura extensional de dirección WNW-ESE convergencia al SSW que corta a las rocas del Mioceno Tardío (Rosas-Elguera, 2003).

Capítulo 3

Características geológicas generales

Hacia el sector central de la FVT, el extenso vulcanismo del campo volcánico Michoacán-Guanajuato enmascara la posible existencia de un fallamiento anterior al Plioceno. Sin embargo, existen fallas normales de dirección WNW-ESE y WSW-ENE cortando rocas del Plioceno en los extremos occidental y oriental del campo, respectivamente. Así mismo, un análisis estadístico de la orientación que siguen los centros de efusión magmática muestra que la mayor parte de los alineamientos de 3 a 6 conos monogénéticos tienen una orientación paralela a estos sistemas de fallas. Existen también sistemas de fallas normales con una pequeña componente lateral izquierda afectando a basaltos del Mioceno Tardío en la región de los Altos de Jalisco (Ferrari, 2000). Estas fallas tienen dirección WSW-ENE y son paralelas al alineamiento de algunos conos de lava de la parte central de la meseta de Los Altos (Figura 3.6). Por este motivo, Ferrari (2000) consideran que estas fallas deben haber iniciado su actividad durante la fase final del vulcanismo máfico, hace ~8 Ma.

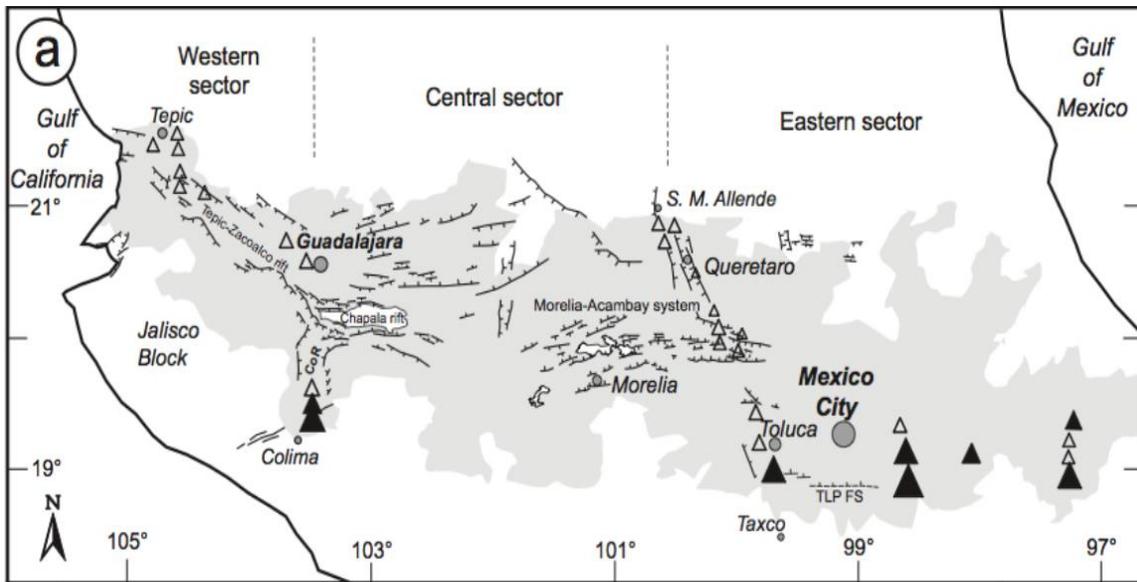


Figura 3.6. Principales sistemas de fallas Mioceno-Holoceno de la FVT y la distribución de volcanes poligenéticos (en triángulos negros y blancos) (Ferrari, 2005).

Más al oriente, entre la longitud donde se encuentran los estados de León y Querétaro, el vulcanismo plio-cuaternario de la FVTM ocupa una gran depresión

Capítulo 3

Características geológicas generales

asimétrica limitada al norte por el sistema de fallas normales del Bajío y al sur por el sistema de Morelia-Acambay. El sistema del Bajío tiene una longitud mayor a los 70 km y un desplazamiento mínimo superior a los 2 km. Estas fallas estuvieron activas durante el Eoceno y el Oligoceno, principalmente, pero también existió un desplazamiento de por lo menos 500 m después del Mioceno Medio (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

El análisis cinemático indica que se trata de fallas que empezaron su actividad posiblemente en el Plioceno Temprano con movimientos laterales izquierdos a transtensivos, para luego volverse progresivamente más extensionales (Ferrari, 1995). La mayoría de las fallas de la parte occidental del sistema tienen una inclinación hacia norte y basculan al sur a las secuencias volcánicas del Mioceno y Plioceno. La parte oriental del sistema se caracteriza por una estructura tipo graben asimétrico, formado por las fallas Epitacio Huerta y Acambay-Tixmadeje, al norte, y las fallas Venta de Bravo y Pastores, al sur, que exhiben una pequeña componente lateral izquierda.

La cuenca donde se encuentra la Ciudad de 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, 2005). En el resto de la FVTM oriental las únicas estructuras tectónicas evidentes son el semigraben de Aljibes, el graben Mezquital y las fallas normales del campo volcánico de Apan (García-Palomo, 2002).

El semigraben de Aljibes está conformado por cuatro fallas normales de dirección E-W ubicadas en el límite norte de la FVTM, a ~140 km al NNW de la Ciudad de México. El régimen débilmente transtensivo se explica considerando que la convergencia entre las placas de Cocos y de Norteamérica es ligeramente oblicua, además de 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.

La alineación de los grandes estratovolcanes mexicanos con una orientación general N-S debe estar relacionada con un sistema de fallamiento normal que sigue esa orientación.

3.2. Origen de la Cuenca de México

La formación de la Cuenca de México ha sido objeto de estudio para muchos investigadores y a lo largo de los años se han hecho numerosas investigaciones para poder explicar su origen. A continuación se tratarán los rasgos más importantes que caracterizan a la cuenca.

La Cuenca tiene una extensión aproximada de 5,297 km² y un intervalo altitudinal que va de los 2,240 hasta los 5,300 msnm (SEMARNAP, 1996), está alargada en dirección NE – SW con longitud de unos 100 km y anchura de unos 30 km; delimitada en el norte por la Sierra de Pachuca, en el oriente por la Sierra del Río Frío y por la Sierra Nevada, en el sur por la Sierra de Chichinautzin y en el poniente por la Sierra de Las Cruces (De Cserna, 1987). 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 permaneció abierta hasta hace 700, 000 años cuando una gran actividad volcánica formó una enorme cortina natural: la Sierra de Chichinautzin, que cerró la cuenca (Mooser, 1963) y obstruyó el drenaje que drenaba al Río Balsas. El drenaje natural fue interrumpido, desde la región de la Sierra de Pachuca hacia la cuenca hidrográfica del Río Amacuzac en el sur, lo que propició la formación de un lago al norte de la Sierra de Chichinautzin y su azolvamiento paulatino (De Cserna, 1987). Fue así que el relleno de la cuenca fue formándose de diferente granulometría así como el tipo de material que varía de material volcánico retrabajado, hasta depósitos que son totalmente lacustres distribuidos sobre la parte central de la cuenca.

Capítulo 3

Características geológicas generales

La formación de la cuenca se debe a procesos volcánicos y tectónicos que cubrieron las secuencias sedimentarias del Jurásico, Cretácico y las rocas volcánicas del Paleógeno.

De acuerdo con Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (1998), la parte central de México durante el Cretácico no hubo una diferencia notable entre los bloques ubicados al sur y norte de la FVT, ni el tipo de secuencia ni es su estructura. Existió un ambiente marino de plataforma hacia el oriente con arcos volcánicos localizados hacia el extremo poniente. La orogenia Laramide estuvo presente prácticamente a finales del Cretácico e inicios del Paleoceno, por lo que el estilo y edad de deformación al norte y sur de la FVT no presentan grandes diferencias en los estilos de deformación (plegamiento y fallamiento inverso). Después de la emersión de una gran parte de México y de haberse plegado la corteza, se levantó y se fracturó en muchos sitios permitiendo la salida de material magmático (Mooser, 1963). Esta actividad ígnea efusiva fue abundante considerando que los volcanes crecían con más rapidez y cubrían sus inmediaciones bajo depósitos lávicos y piroclásticos y clásticos (Mooser, 1963).

Durante el Mioceno Temprano, la actividad magmática y tectónica propició la formación de rocas volcánicas y un fracturamiento de orientación W-E. En este período predominaron las erupciones de andesita y dacita, con un espesor promedio de 600 a 700 m. Parte de estas rocas fueron erosionadas antes de que se presentaran las manifestaciones volcánicas del final del Mioceno (De Cserna, 1988).

El fracturamiento y fallamiento ocasionó el ascenso de magma dando origen a los volcanes de la Sierra de las Cruces y de la Sierra de Río Frío. Posteriormente se depositaron abanicos aluviales y pie de monte procedentes de la erosión de estos volcanes, además de que ocurrió hundimiento lento de la parte central de la cuenca. Estos abanicos aluviales y depósitos fluviales constituyen la formación Tarango.

Durante el Plioceno Cuaternario se presentaron fallas y fracturas en el poniente de la Cuenca, que Tapia-Valera, López-Blanco (2001), describen como arco cóncavo hacia el sur, afectando a la Sierra Nevada y formando una fosa en el flanco poniente del Cerro Tlálloc.

La cuenca se cerró durante el último millón de años de forma contemporánea a la última fase de desarrollo de la FVT, con los volcanes más jóvenes como son: los volcanes Zempoala, Ajusco, Popocatepetl, Iztaccíhuatl. En el Cuaternario ocurrieron abundantes erupciones de ceniza provenientes de los volcanes de la Sierra Ajusco – Chichinautzin (Aguayo-Camargo, 1989), esto ocasionó una enorme cortina natural ya que obstruyó el drenaje que alimentaba al Río Balsas. Este conjunto montañoso interrumpió el drenaje existente, debido a la acumulación de lavas que formaron una represa natural. Estas condiciones favorecieron la existencia de lagos y el asolvamiento paulatino de todo este territorio.

Los ríos que descendían de las sierras circundantes depositaron sedimentos que formaron abanicos aluviales, materiales clásticos de muy diversos tamaños al confluir a dichos lagos. La parte central de la cuenca se fue llenando con materiales limo-arenosos, limo-arcillosos y emisiones de cenizas y pómez provenientes de los volcanes del sur.

La Cuenca de México, además de la actividad volcánica y el drenaje fluvial-aluvial, también estuvo afectada por periodos glaciales e interglaciares en los últimos 500 mil años, con abundantes cambios en la precipitación pluvial; estos fenómenos meteorológicos formaron grandes lagos que se comunicaban entre sí en las temporadas cuando crecía esta precipitación (Aguayo – Camargo, 1989).

3.3 Estratigrafía

La estratigrafía dentro de la zona de estudio, se obtuvo mediante la información publicada por diferentes autores, así como de la interpretación de registros geofísicos de pozo y de las líneas sísmicas de reflexión de Pérez-Cruz (1988).

La clasificación estratigráfica que se describe a continuación toma como base la propuesta por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), así como la información proporcionada y reinterpretada en los pozos profundos Copilco-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y Mixhuca-1 (PEMEX, 1987) y que ayudan en gran parte a definir las características estratigráficas del subsuelo. A continuación, se hace una descripción de las unidades estratigráficas de la más antigua a las más jóvenes:

3.3.1 Cretácico

3.3.1.1 Formación Cuautla (Kc)

Fries (1960) describe facies de carbonatos, de banco y de litoral con edades que van del Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. Los espesores varían entre 200 y 750 m y está conformada por calizas, calcarenitas de estratificación gruesa y abundantes biostromas de rudistas.

Los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 (PEMEX, 1987) penetraron la Formación Cuautla a profundidades de 1,575 m y 2,100 m respectivamente; son calizas con microfósiles *Dicyclina* sp. y *Valvulomina*. Las diferencias en altitud de la formación Cuautla pueden ser atribuidas al desplazamiento de las fallas normales que ocurrieron durante el Paleógeno, Neógeno y Cuaternario (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

De acuerdo con Fries (1960) la formación consta de tres facies de carbonatos que corresponden con: (1) una potente sucesión de capas de caliza de estratificación mediana a gruesa, del tipo de banco calcáreo o de “bahamita”, (2) una sucesión más delgada de capas de calizas laminadas de estratificación delgadas a mediana y (3) una sucesión muy delgada de capas de caliza clástica de estratificación delgada a mediana. Estas facies son de edad Cenomaniano Tardío al Turoniano Tardío. Los espesores varían entre 200 y 750 m y está conformada por calizas principales grainstone de estratificación gruesa, con abundantes biostromas de rudistas (Fries, 1960).

Los sondeos de sismica 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 y descansa directamente encima de la unidad denominada Formación Morelos.

3.3.2 Cenozoico

3.3.2.1 Grupo Balsas (*Teob*)

El nombre de Grupo Balsas se propuso para un grupo de rocas que comprende una variedad grandes de tipos litológicos de espesor variable, que aflora en la cuenca hidrológica del Río Mexcala-Balsas en el centro y el suroeste de México (Fries, 1960).

La diversidad de rocas del grupo Balsas incluye yeso, caliza lacustre, conglomerado calizo, conglomerado volcánico, areniscas tobáceas, limolita tobácea, arcilla, brecha y toba volcánica; además de coladas de lava interestartificadas (Fries, 1960). Este grupo sobreyace discordantemente a las rocas marinas cretácicas (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Consta de un conglomerado oligomígtico calizo generalmente compacto, con matriz limo-arcillosa cementada por calcita y óxido de fierro, de estratificación masiva y espesor máximo de 500 m. Además los derrames lávicos basálticos se presentan con intercalaciones de tobas a partir de los 2, 680 m de profundidad en el pozo Roma-1 (PEMEX, 1987).

La distribución espacial y temporal del Grupo Balsas representa un depósito continental fluvial y con depósito de talud en laderas de fuerte pendiente (De Cserna, 1988).

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

Son secuencias volcánicas que por sus características litológicas, 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)

Esta secuencia está constituida por diferentes materiales piroclásticos como tobas líticas, cristalinas y vítreas; así como brechas tobáceas y aglomerados. Contienen capas de clásticos acumulados en ambiente fluvial con un espesor promedio de 6 m, indicando tiempo de reposo en la actividad volcánica (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

En el subsuelo de la Cuenca de México, estas rocas volcánicas cubren localmente en forma discordante a unidades cretácicas y son discordantes al Grupo Balsas subyacente; también se encuentran cubiertas discordantemente por rocas volcánicas del Mioceno Medio y Tardío y localmente por formaciones del Plio-Cuaternario (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

La composición varía de andesítica a riódacítica, aunque en los pozos Copilco-1, Mixhuca-1 y Roma-1, se reporta la presencia de derrames lávicos basálticos.

3.3.2.3 Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv).

Son llamadas así a las rocas volcánicas que difieren en composición litológica y posición estratigráfica con respecto a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano. 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 de Guadalupe, la base de la Sierra de Las Cruces, el Cerro Patlachique y en algunos afloramientos en el norte de Texcoco.

En el subsuelo de la porción sur de la Cuenca de México, esta unidad se distribuye ampliamente. Se encontró en el pozo Texcoco-1 a profundidades entre 814 y 920 m; en el pozo Roma-1 a profundidades entre 633 y 60 m; en el pozo Mixhuca-1 a profundidades desde 880 m hasta los 1,190 m; en el pozo Tulyehualco a profundidades entre 930 y 1,740 m y en el pozo Copilco a profundidad entre 1,180 y 1,580 m.

Estas rocas se encuentran discordantemente por arriba de las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano; en lugares donde no se acumularon estas rocas, cubren al Grupo Balsas y a las rocas cretácicas.

3.3.2.4 Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv)

Representan un conjunto de rocas extrusivas de que se formaron por un segundo período magmático de la FVT, que por su posición estratigráfica incluye a la Toba Don Guinyó. Se encontró a esta unidad en los pozos Roma-1 y Copilco-1, a profundidades comprendidas desde 315 a 648 m y 550 a 1,150 m respectivamente. Los afloramientos exponen espesores del orden de 650 m. Sobreyace discordantemente a las rocas volcánicas del Plioceno Tardío y Cuaternario (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Por la interpretación del subsuelo se infiere una relación interdigitada con depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno. La composición varía de andesítica a dacítica; las secuencias piroclásticas observadas generalmente no son consolidadas, constituyen tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumícticas; en gran medida se formaron por flujos piroclásticos. Se encuentran cubiertas por intercalaciones de derrames lávicos, algunos autobrechados, con brechas de flujo. Los flujos lávicos más máficos tienen exfoliación regular horizontal con vesículas alargadas en dirección del derrame (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

3.3.2.5 Formación Las Cruces (Tpc)

Son depósitos piroclásticos congénitos de las secuencias efusivas de la Formación las Cruces; fueron descritas sin cartografiar por Bryan (1961) como la Formación Tarango, a 4 km al suroeste de Mixcoac que según Segerstrom (1961), se correlaciona con la Formación Atotonilco el Grande del Plioceno; estos corresponden con secuencias aluviales con productos piroclásticos del norte de la Cuenca de México, los cuales no se relacionan genéticamente con los depósitos de la Formación Las Cruces.

Esta formación se distribuye en el límite sudoccidental de la Cuenca de México, en donde se tiene un lineamiento de tres estratovolcanes, con abundantes depósitos piroclásticos; estas estructuras se orientan de NW a SE y dividen las Cuencas de México y del Río Lerma.

Los depósitos piroclásticos pertenecientes a esta unidad consisten en: pómez, secuencias de “surges”, ya sean planares o masivos, cristalinos, vítreos y en ocasiones con pómez, cubiertos por flujos piroclásticos generalmente no soldados de cenizas cristalina vítreas y de pómez, con o sin fragmentos y bloques accidentales y/o juveniles; en la mayoría de los casos de composición heterogénea. Los flujos piroclásticos están cubiertos a su vez por cenizas vítreas y en algunas partes estos piroclásticos están cubiertos o interestratificados con material aluvial y por relleno de paleocanales fluviales (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989). Los derrames de lava observadas se encuentran intercaladas con brechas en las partes altas de la Sierra de Las Cruces, en algunos casos culminados con domos. Se reporta también, una brecha lítica andesítica originada por un flujo piroclástico, la cual consiste en fragmentos líticos de andesita porfirítica, cuyo tamaño varía de lapilli a bloques; en la matriz cloritizada y desvitrificada existen fragmentos de andesina, pómez, horblenda alterada y escasos microlitos de plagioclasa (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

El espesor de esta unidad es variable, estimado en el Cerro de San Miguel un máximo de 990 m. En el pozo Copilco-1 se le encontró entre las profundidades 250 y 510 m. Cubre discordantemente las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Mioceno Tardío y las rocas volcánicas del Plioceno Temprano; se encuentra cubierta por depósitos aluviales y lacustres del Cuaternario; así como también por derrames lávicos y piroclásticos de las Formaciones Chichinautzin y El Pino.

3.3.2.6 *Depósitos aluviales (Qal)*

Material clástico fluvial acumulado penecontemporáneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario. Bryan (1948) y De Terra (1948)

Capítulo 3

Características geológicas generales

propusieron varias formaciones, sin cartografiar, dentro de este cuerpo aluvial, habiendo relación con períodos glaciares y postglaciares del Pleistoceno-Holoceno. Las características litológicas, posición estratigráfica y génesis de estos depósitos indican que se trata de una sola unidad sedimentaria, de modo que las formaciones serían miembros. En el subsuelo de la porción meridional se encuentra extensamente distribuidos rellenando amplios valles socavados en depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno (Tpc), así como depresiones tectónicas como el graben de Chalco (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Los espesores máximos son de alrededor de 500 m, los que se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura. En los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tlyehualco-1 (PEMEX, 1987), se encuentran a profundidades de 74 a 330, 167 a 520 y 300 a 550 m respectivamente. En el pozo Mixhuca-1 se cortaron conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas, tobas e inclusive derrames lávicos basálticos y andesíticos. En el valle localizado al suroeste de Pachuca, los pozos para explotación de agua igualmente penetraron derrame lávicos basálticos intercalados con aluvión (Fries, 1962).

A profundidades entre 80 y 480 m en los pozos Texcoco-1 y P-3 se cortaron arenas, limos y arcillas con interestratificaciones de tobas de grano fino y lapilli, en la base se encontraron margas y calizas lacustres con espesores entre 40 y 60 m, lo cual indicaría el tiempo de depósito aluvial y piroclástico entre el Plioceno y el Pleistoceno (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

En el subsuelo se encuentran encima y de forma discordante de los depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno y localmente en la misma forma, sobre rocas volcánicas más antiguas. La acumulación de grandes espesores de aluvión se puede explicar debido a un bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos y/o por el fallamiento normal Cuaternario, que favorecieron los cambios en la velocidad y dirección de los cauces fluviales, con la consecuente distintiva distribución del tamaño de grano en estos depósitos.

3.3.2.7 Depósitos lacustres (Q_{la}).

Los sedimentos de esta unidad son el producto del depósito de materiales terrígenos y por el retrabajo de rocas derivados de la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la Sierra Chichinautzin, los cuales se depositaron en un ambiente lacustre llenando con materiales limo-arenosos y limo-arcillosos. Se acumularon sedimentos aluviales de composición muy variable, con estratos de espesor irregular, rellenos de canal y estratificación cruzada o lenticular, evidencia de una dinámica erosiva asociada a periodos de lluvia intensa. Estos depósitos forman una gran altiplanicie lacustre, extendida con una altitud promedio de 2, 200 m. Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en los centros de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuye hacia las márgenes de las planicies.

Los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y P-3 cortaron su base a profundidades de 167, 300, 74 y 80 m respectivamente.

Bryan (1948) describe que la unidad se compone 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) indican que se compone de una secuencia piroclástica, basáltica y andesítica de caída, con materia orgánica e intercalaciones de arena de playa de lago, turba, suelos y horizontes con diatomeas; los materiales piroclásticos están compuestos por cenizas vítreas, cristalinas y líticas, además de varios horizontes formados por lapillis angulosos, pumicíticos 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. Su origen está íntimamente relacionado con la obstrucción definitiva del desagüe de la Cuenca de México, causando por la intensa actividad

volcánica que edificó la Sierra Chichinautzin (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

3.4 Geología Estructural Regional

El notable alineamiento oblicuo de la FVT con respecto a la trinchera, y su orientación transversal con respecto a las principales provincias geológicas y tectónicas de México, propició que muchos investigadores sugirieran la existencia de una importante estructura tectónica por debajo del arco volcánico. Humboldt (1808), Mooser (1972) y Jensky (1973) sugirieron que la FVT representaba una antigua zona de sutura o de cizalla que se reactivó durante el Terciario. Los trabajos geológicos estructurales de los últimos 15 años han permitido definir la geometría, cinemática y edad de los principales sistemas de fallas que afectan a la FVT. Estos estudios han puesto de manifiesto que en buena parte de la FVT ha existido una estrecha relación espacio-temporal entre el fallamiento y el vulcanismo (Gómez-Tuena, 2005).

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 regionales. El conjunto de estructuras que caracterizan al relieve de esta provincia evolucionaron sobre una paleogeografía constituida por secuencias mesozoicas plegadas, las cuales están en el subsuelo y se extienden a la Sierra Madre Oriental.

Las manifestaciones volcánicas más trascendentales para el entorno geológico actual de la Cuenca de México, aun cuando no son lo más espectaculares, se formaron durante los últimos 700, 000 años y consisten en unos 220 conos volcánicos monogenéticos de andesita basáltica, que presentan en dos campos volcánicos mayores (Chichinautzin y Tezontepec), además de veinte conos en las partes meridionales del vaso de la Cuenca. Estas manifestaciones reflejan la

orientación NE-SW del esfuerzo tectónico en la región, estrechamente relacionado con el marco geodinámico del sur de México (De Cserna, 1987).

Los datos geológicos-estructurales de campo y gravimétricos permiten interpretar cual fue la orientación del esfuerzo tectónico, sobre todo si se considera la alineación de conos volcánicos monogenéticos cuaternarios. Se pueden inferir 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-sureste están asociados a los esfuerzos que causaron extensión, estos afectaron a las rocas del Mioceno (Vázquez-Sánchez y Jaimes, 1989). Según Fries (1960) los pliegues en las rocas Mesozoicas que se desarrollan en las zonas más sobresalientes del subsuelo la Cuenca de México son pliegues simétricos y recostados al poniente, los ejes de los pliegues son sinuosos y generalmente orientados noreste-sureste producto de la Orogenia Laramídica de finales del Cretácico y principios del Cenozoico.

A continuación se realizan las descripciones de las principales estructuras geológicas en el subsuelo de la Cuenca de México, que incluyen rocas del Mesozoico y Cenozoico.

3.4.1 Pliegues del Maestrichtiano-Eoceno Temprano

El ancho de estos pliegues es de aproximadamente de 2 y 3 kilómetros. El anticlinal más grande es el Ticumán que posee más de 40 km de longitud.

En el pozo Mixhuca-1 se infiere la presencia de un sinclinal recostado hacia el occidente ya que existen algunas evidencias que así lo sugieren, por ejemplo, la repetición de la Formación Cuautla debido a las evidencias líticas y paleontológicas separadas por la Formación Mexcala, así como el echado de las capas al poniente, obtenido por medio del registro de echados (Pérez-Cruz, 1988). Los pliegues pertenecen al a provincia tectónica de rocas jurásicas y cretácicas plegadas que componen a la Sierra Madre Oriental (Fries, 1960). Posiblemente los

esfuerzos que originaron por fuerzas compresivas de dirección suroeste-noreste durante el intervalo de tiempo de la orogenia Laramide.

3.4.2 Fallas del Eoceno-Oligoceno Temprano

Existen dos fallas fuera de la Cuenca que Fries (1960) considera importantes: Las fallas Jojutla y Cañón de Lobos, que se localizan en La porción centro meridional, ambas con desplazamiento lateral derecho. Al sur de la FVT se encuentra la falla Jojutla, la cual esta sepultada por aluvión, tiene una distancia de más de 35 km con rumbo noroeste en donde se observa características cinemáticas de desplazamiento lateral. Se interpreta como la terminación abrupta de los pliegues de rocas cretácicas.

La falla Cañón de Lobos, también al sur de la FVT, es una falla normal que está ubicada al sureste de Yautepec, Morelos. Tiene ramificaciones de fallas normales divergentes y un desplazamiento de 1,500 m ya que se encuentran en contacto las formaciones Mexcala y Morelos, influyendo en su parte noroccidental; su inclinación de 45°. La falla en general, tiene una longitud de 15 km extendiéndose hacia el noreste.

En el subsuelo de Cuenca de México, en los pozos Mixhuca-1 y Roma-1 se sugiere la presencia de una falla normal con rumbo N15°W y un desplazamiento de aproximadamente 1,500 m debido a que presenta un bloque hundido hacia el poniente. Mediante la interpretación de líneas sísmicas de reflexión y gravimétricas (Pérez-Cruz, 1988) se infirió su longitud de al menos 25 km. Las características citadas indican que posiblemente esta falla pertenece al sistema de fallas Jojutla-Cañón de Lobos, al igual que las fallas normales inferidas, los que además presentan desplazamiento lateral derecho. Estas fallas muestran un arreglo conjugado, el cual se interpreta por esfuerzos compresivos de dirección S85°W, posiblemente generado por la paleosubducción de la placa oceánica Farallón, por debajo de la Norteamericana, causando de esta forma esfuerzos de transtensión en dirección N5°W (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

3.4.3 Fallas del Oligoceno Tardío-Eoceno Temprano

Este grupo de fallas disloca al Grupo Balsas y solo se han reconocido en la zona meridional de la cuenca. Fries (1960) describe dos fallas importantes pertenecientes a este sistema; una de estas es una falla normal localizada al noreste de Ticumán, tiene un rumbo N45°N con una longitud de aproximadamente 15 km, la cual se ramifica por el lado noroccidental, en otras fallas normales con la misma dirección sólo que con una longitud más corta que la principal; en promedio miden 3 km. La otra falla tiene un rumbo noroeste se encuentran ramificaciones de 2 km, se localiza al oriente de Xalostoc.

3.4.4 Fallas del Plio-Cuaternario

Las fallas de este grupo tienen un desplazamiento que puede ser de centímetros o puede llegar a cientos de metros, presentan echados en varias direcciones y tienen ángulo de echado grande, que varía entre 60° y 80°, algunas fallas forman pequeños grabens. El rumbo preferencialmente es este-oeste, pero se observan fallas dirigidas tanto al noroeste y en otras partes muestran arreglos conjugados definidos.

Se infieren otras fallas con base en claros alineamientos de conos cineríticos monogenéticos que son indicadores de zonas tensionales, como ejemplos de estos alineamientos están los conos de escoria de los cerros La Estrella, Peñón de Marqués y Chimalhuacán; los cuales se alinean en superficie con la falla inferida de Contreras. También se tienen a los lineamientos de la Sierra Santa Catarina con el Volcán El Pino; los numerosos conos de tefra y de lava de la Sierra de Chichinautzin, etc.

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 Iztaccíhuatl y al oriente con el estratovolcán La Malinche.

Capítulo 3

Características geológicas generales

La falla Tenango, en el Estado de México, tiene desplazamiento al norte y corta rocas volcánicas del Mioceno-Tardío, tiene un arreglo escalonado lo que indica zonas de transferencia a lo largo de una longitud aproximada de 15 km. Se puede observar un alineamiento con varios conos cineríticos entre ellos Chichinatuzin y Sierra Zempoala al igual que el estratovolcán Nevado de Toluca.

También existe el patrón estructural Chapala-Acambay que está conformado por fallas con dirección este-oeste, con longitud en conjunto de 200 km. Se alinea con varios volcanes del Plioceno Tardío de las sierras Las Cruces y Monte Alto, esto implica una edad Plio-Cuaternario. Existen varios grupos de fallas de diferentes zonas que se incluyen en este patrón estructural, entre ellos: las fallas normales regionales del Distrito minero Pachuca-Real del Monte y la subcuenca de Apan.

A nivel superficial, Solano-Rojas (2013) señala que, tras un análisis estadístico de mediciones de fallas y fracturas, los patrones de fracturamiento y fallamiento en las secuencias lacustres arcillosas presentan mecanismos de formación atribuibles a factores locales y no regionales, debidos a la consolidación de sedimentos arcillosos por pérdida de agua. Esto genera la aparición de zonas de debilidad en regiones de cambio abrupto entre zonas de lago y zonas de lomas, acentuando el efecto en las zonas de piedemonte de los cuerpos volcánicos de la porción central y oriental de la Ciudad de México. Dichas condiciones propician la formación de fracturas con orientaciones variables que no reflejan una tendencia regional definida.

Capítulo 4

CAPÍTULO 4. MARCO METODOLÓGICO

Para realizar la interpretación fue necesario utilizar información sísmica de reflexión (la cual se encuentran en el dominio del tiempo) así como la ubicación de pozos: Copilco-1, Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1, los cuales fueron proporcionados por el Grupo de Sísmica del Valle de México de la Facultad de Ingeniería y del Posgrado de Ingeniería, coordinado por el Dr. Guillermo Pérez Cruz.

La información sísmica se basó en secciones que están distribuidas por toda la Ciudad de México (Figura 4.1). El trabajo de sismología fue realizado a lo largo de 243 km de calles y avenidas de la ciudad, seleccionando aquellas que por su ubicación, orientación y accesibilidad garantizan un estudio apropiado del subsuelo; presentando especial atención a las zonas más dañadas por los sismos de Septiembre de 1985 (Pérez-Cruz, 1988). Estas secciones sísmicas contienen información que permite la interpretación de la estratigráfica, estructura y origen del subsuelo de la Ciudad de México.

Pérez-Cruz (1988) considera las siguientes características de las líneas sísmicas resultantes:

- La información sísmica entre 0.2 y 1.2 segundos es buena identificándose sin dificultad eventos de reflexión de amplitud media y alta, con buena correlación.
- Entre 1.2 y 1.4 segundos, la información sísmica varía de regular a pobre; se observan eventos de amplitud media y baja, de difícil correlación.
- La respuesta fue buena en las observaciones realizadas dentro de la llamada Zona del Lago y mala e las zonas Transicional y de Lomas.

De las 28 líneas sísmicas existentes, para este trabajo se seleccionaron solo ocho, las cuales corresponden con la zona Poniente de la Ciudad de México. La ubicación de cada una de las ocho líneas se muestra en la Figura 4.2.

Capítulo 4

Marco Metodológico

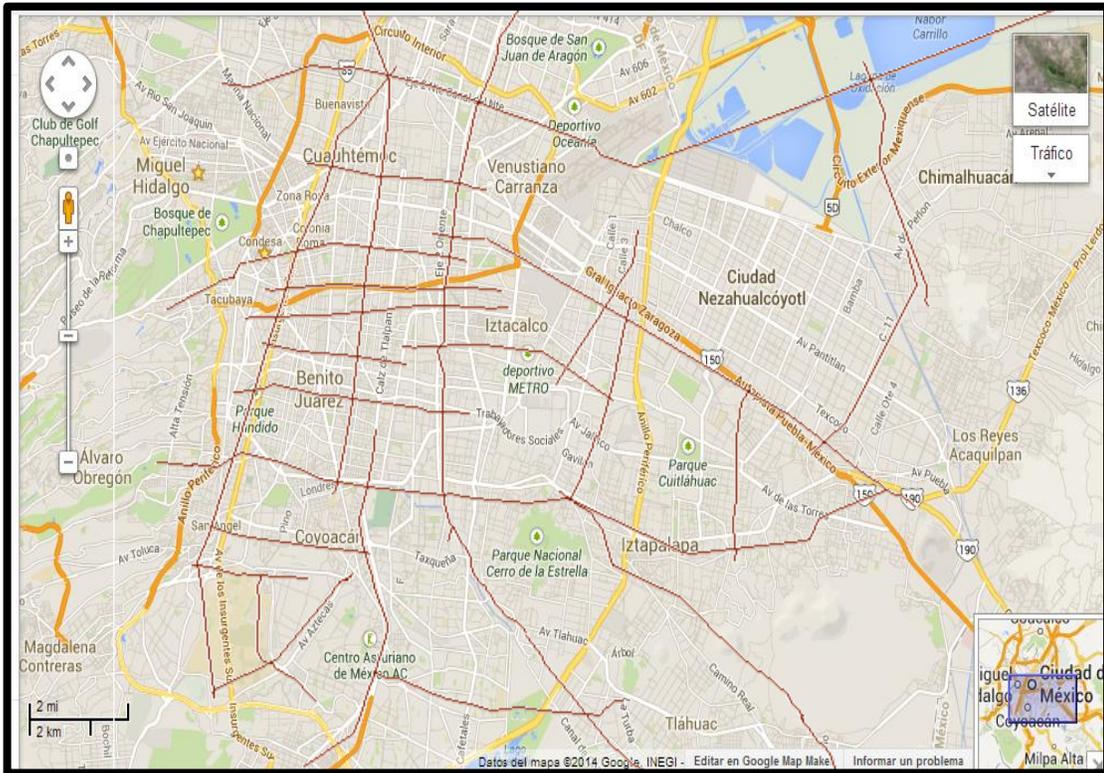


Figura 4.1. Ubicación de las 28 líneas sísmicas ubicadas en diferentes avenidas y calles del Valle de México (Modificada de Google Maps).

Secciones con dirección Norte-Sur

- Línea 5: Ubicada sobre el Eje 2 Oriente (Congreso de la Unión)
- Línea 13: Ubicada sobre el Eje Central
- Línea 11: Ubicada sobre la Av. Insurgentes Sur

Secciones Este – Oeste

- Línea 18: Ubicada sobre la Avenida Dr. Río de la Loza, Avenida Chapultepec y Avenida Constituyentes
- Línea 16: Ubicada sobre Eje 2 Sur (Dr. Balmis) y Av. del Taller
- Línea 26: Ubicada sobre la Avenida Xola
- Línea 6_F11: Se ubica sobre eje 8 sur y Barranca del Muerto

Secciones con dirección NE-SW

- Línea 9_F32: Ubicada sobre Avenida del Imán
- Línea 9_F28: Ubicada sobre Avenida Aztecas

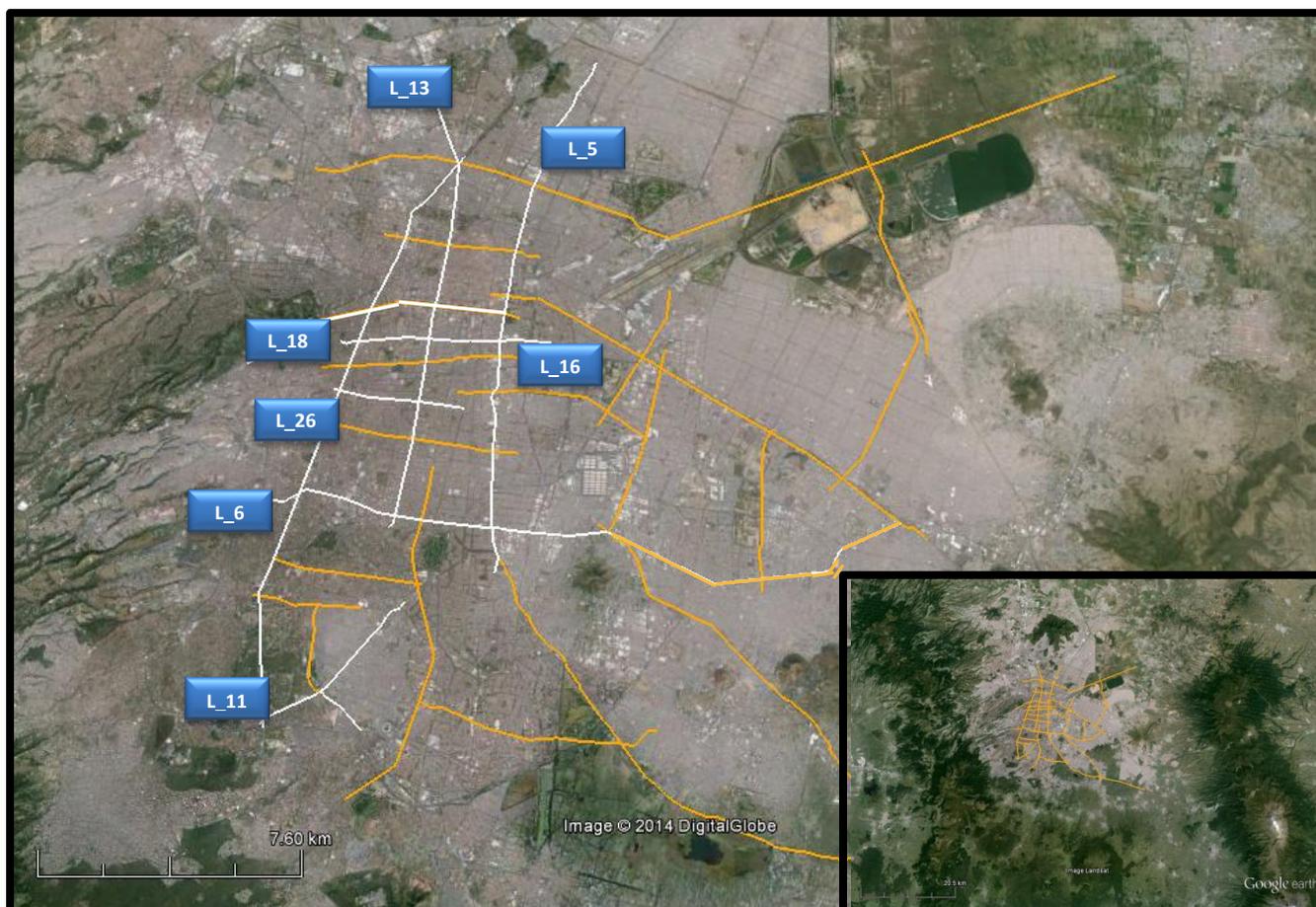


Figura 4.2. Imagen satelital donde en blanco se muestra la distribución de las líneas sísmicas en la Cuenca de México. En la parte inferior derecha se muestran los aparatos volcánicos que le rodean (modificada de Google Earth, 2013).

4.1 Interpretación de horizontes y fallas

Líneas compuestas

La interpretación de los horizontes y fallas se realizó con el módulo *Interpretation* de Petrel. Con la finalidad poder tener una mejor visualización del comportamiento estructural en el subsuelo se trazaron sobre las ocho líneas sísmicas, ocho horizontes siguiendo los estilos estructurales predominantes sobre las reflexiones que tuvieran más continuidad, tal como se discutió en el Capítulo 3.

Es importante mencionar que los horizontes y fallas fueron trazados a criterio del intérprete y que la información sísmica presenta una relación señal/ruido muy baja, por lo que en algunas zonas no era posible seguir el reflector, aun así se trató de seguir lo mejor posible a las reflexiones. Una vez definidos los horizontes, se realizó el trazado de fallas dentro de las ocho líneas sísmicas; el criterio que se utilizó se explica más adelante. Posteriormente se elaboraron cuatro líneas compuestas con el fin de cubrir las áreas más representativas de la zona de estudio. Una línea compuesta se refiere a que se puede visualizar una línea formada por otras que se cruzan entre sí, de esta manera se puede dar una idea de cómo se ve el objeto de estudio en tres dimensiones, cabe aclarar que la calidad de estas imágenes es mucho menor que la que se podría obtener de un cubo sísmico 3D y que por lo tanto las interpolaciones realizadas para obtener los horizontes interpretados como superficies también tienen desventajas. Para completar este proceso se utilizó la herramienta de Petrel *Composite Section*.

Las 23 líneas sísmicas tienen un número que las identifica, por ello, las líneas compuestas llevan por nombre la relación entre las que se ha hecho la unión, estas son: 13-26, 5-6, 11-9 y 18-5, que se pueden ver claramente en la Figura 4.3, 4.4, 4.5 y 4.6 respectivamente, donde también aparece de lado derecho, el croquis de ubicación de cada una de ellas.

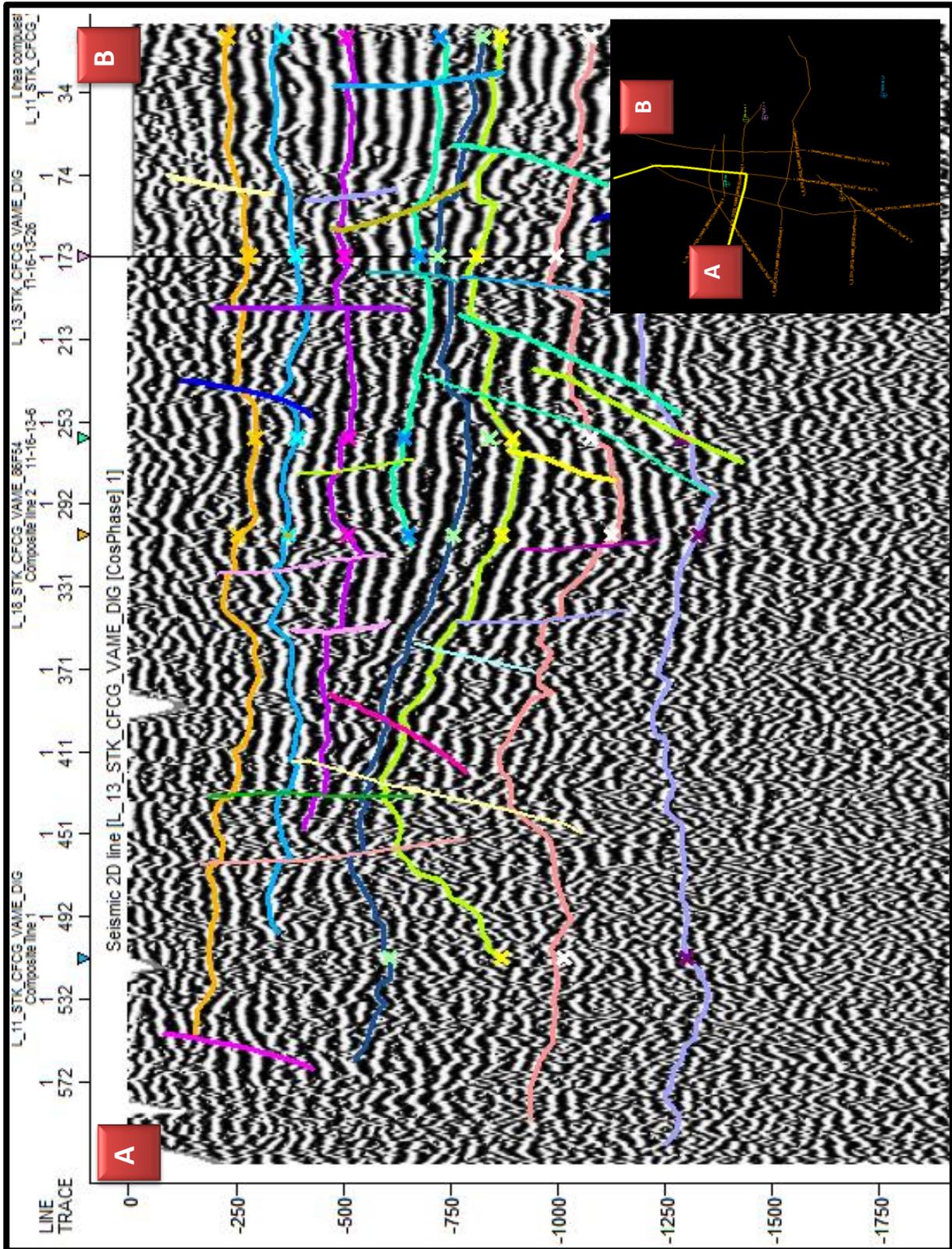


Figura 4.3. Línea compuesta 13-26, donde se muestran los horizontes y fallas interpretadas. En la parte superior derecha se muestra una imagen de su ubicación.

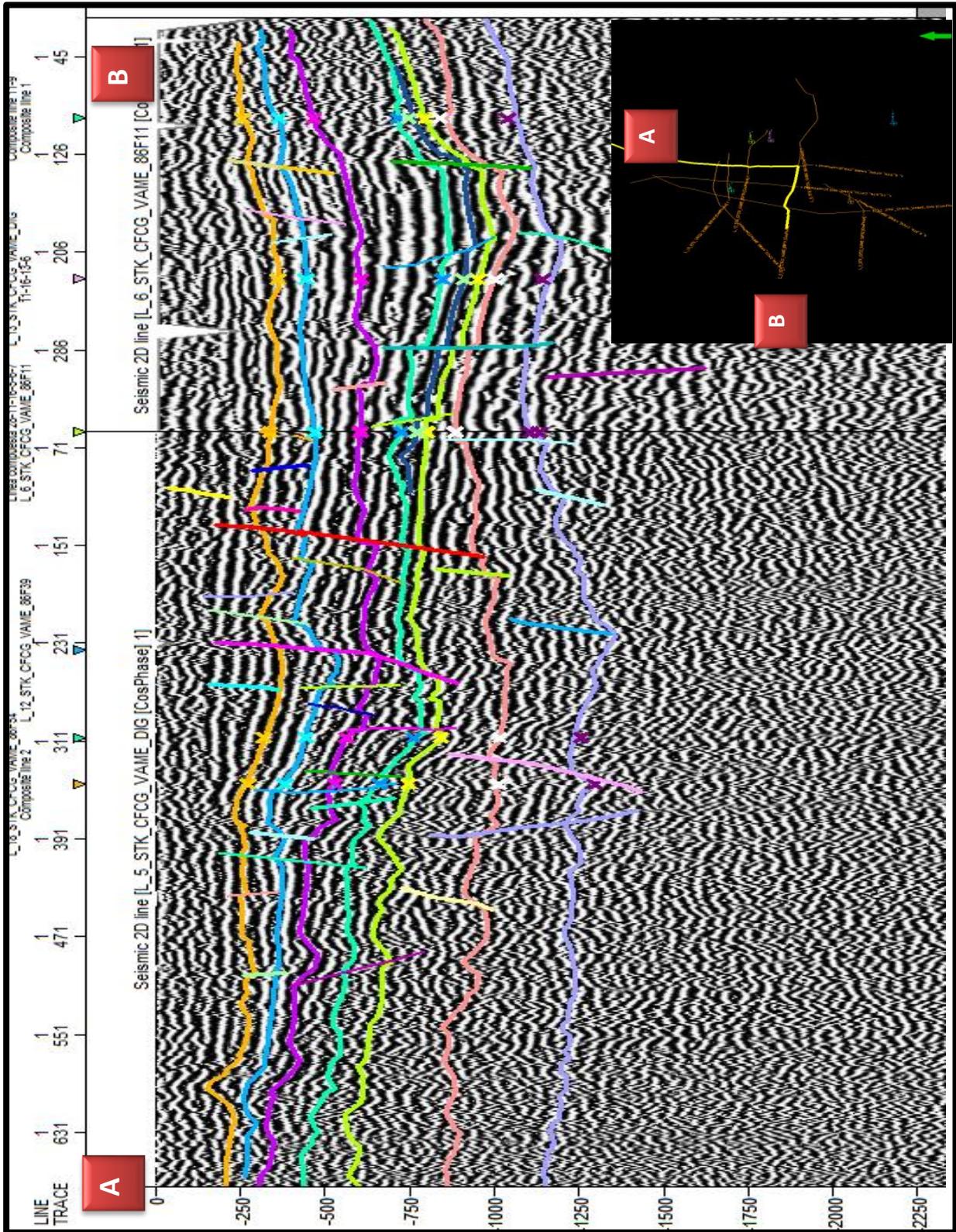


Figura 4.4. Línea compuesta 5-6, donde se muestran los horizontes y fallas interpretadas. En la parte superior derecha se muestra una imagen de su ubicación.

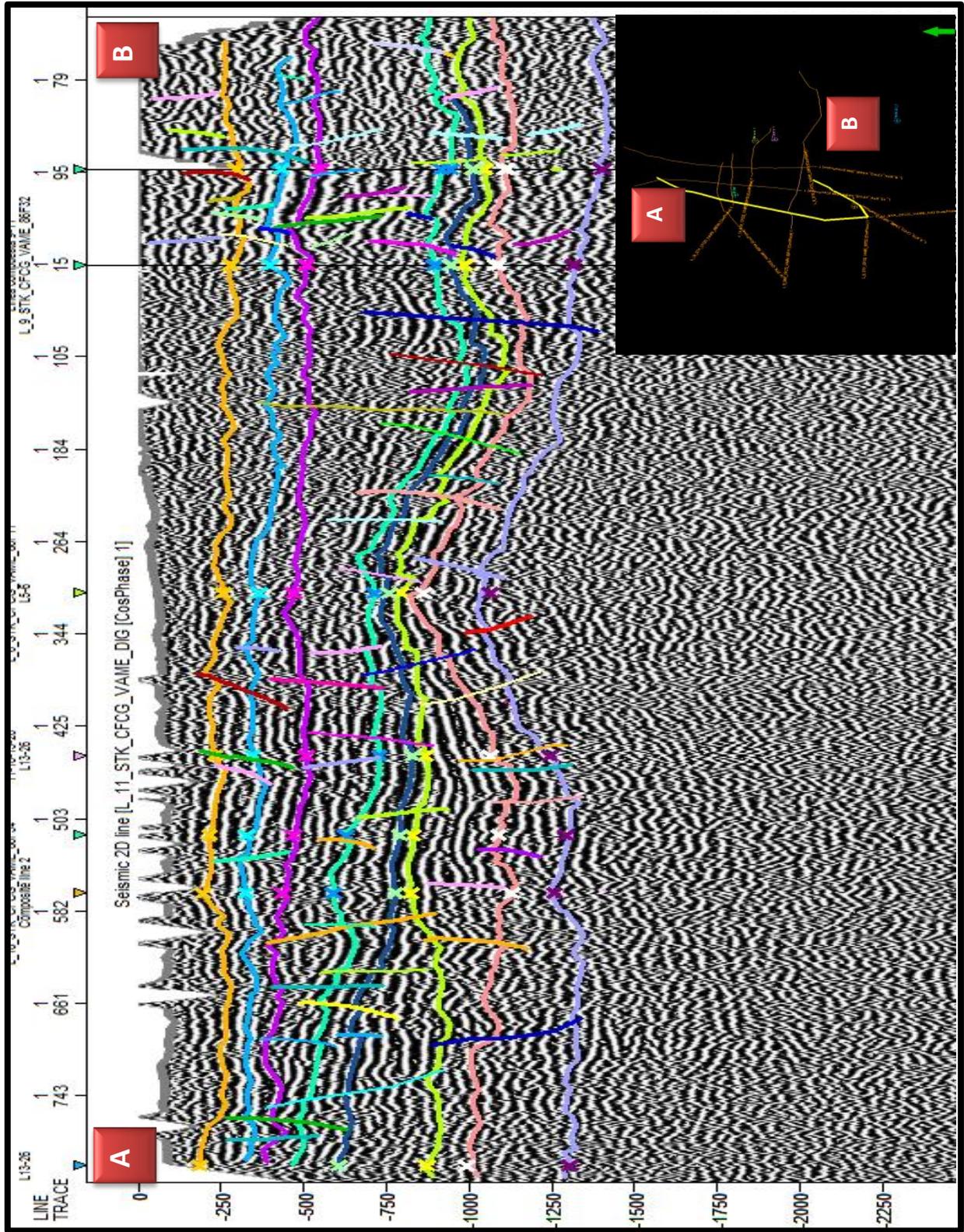


Figura 4.5. Línea compuesta 11-9, donde se muestran los horizontes y fallas interpretadas. En la parte superior derecha se muestra una imagen de su ubicación.

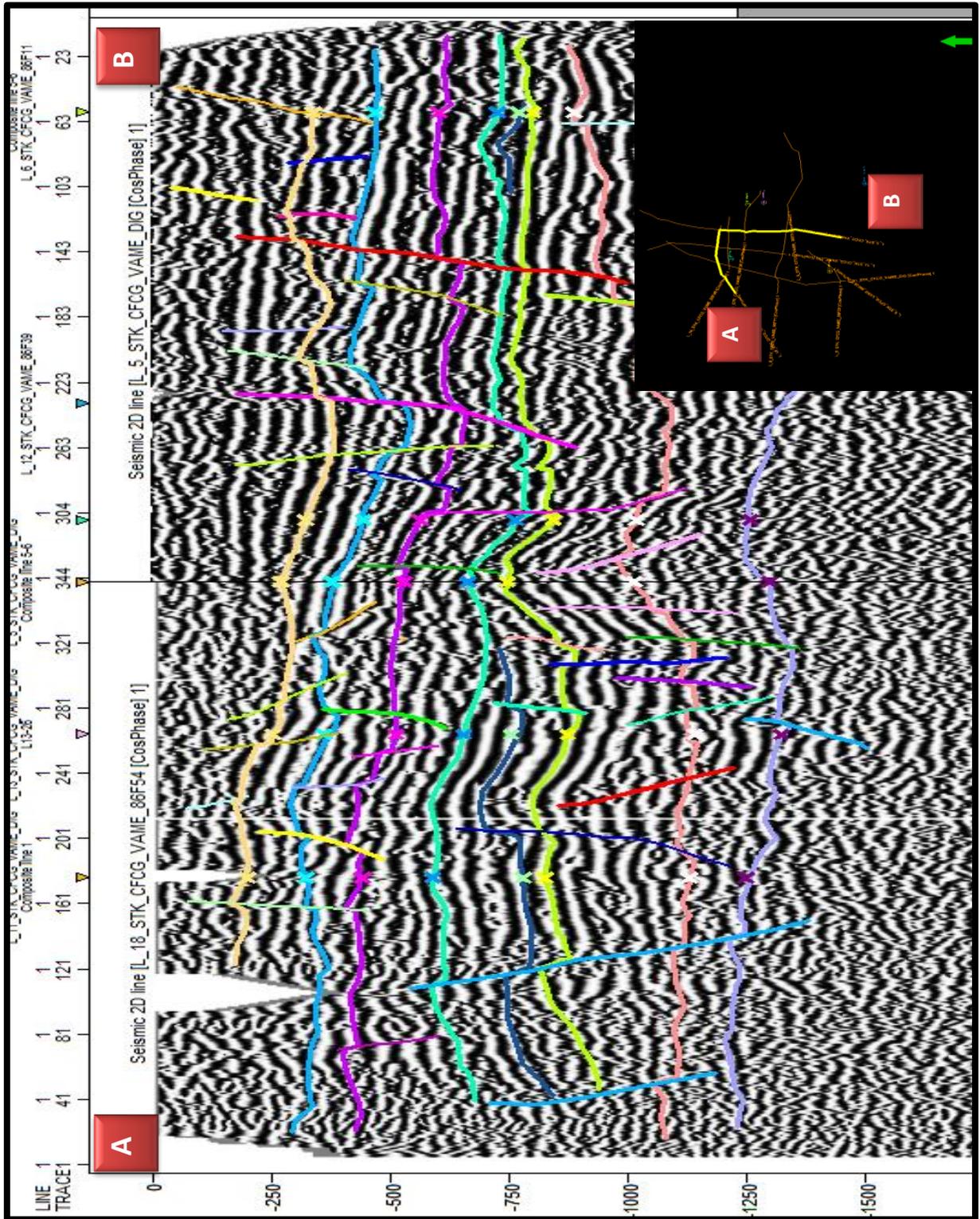


Figura 4.6. Línea compuesta 18-5, donde se muestran los horizontes y fallas interpretadas. En la parte superior derecha se muestra una imagen de su ubicación.

4.1.1 Análisis Estructural

Se trazaron alrededor de 230 fallas dentro de las ocho líneas sísmicas. El trazado de fallas fue sobre el atributo sísmico Coseno de la fase instantánea aplicado a las secciones sísmicas y para la interpretación se usó el módulo *Interpret Fault*, herramientas de Petrel que permiten el reconocimiento de patrones sísmicos-estructurales y estratigráficos.

Al trazar las fallas se trató de definir la geometría de éstas, tomando en cuenta y respetando lo mejor posible los estilos estructurales del área. Las fallas interpretadas se identificaron como fallas de tipo normal.

Las características de las fallas se explican a continuación, describiendo los aspectos generales de las cuatro líneas compuestas base.

4.1.1.1 Sistemas de fallamiento

Para mejores fines dentro de este apartado, se realizó la división de dos zonas principales designadas sistemas de fallamiento dentro de las líneas compuestas, en donde cada una de estas zonas está representada por sus horizontes correspondientes, esto se hizo con el fin de observar el comportamiento y distribución de las fallas. Las dos zonas están divididas de acuerdo a las edades asignadas por el grupo de sísmica del Valle de México.

Antes de describir estas zonas, es importante considerar que la zona profunda correspondiente a las rocas Cretácicas y el plegamiento que éstas tienen así como las causas que la originaron, produciendo configuraciones y geometrías que guardan una relación con las rocas que le sobreyacen.

4.1.1.1.1 Plegamiento de las rocas Cretácicas

La interpretación de fallas fue nula para las rocas cretácicas, ya que la información sísmica en esta zona no está muy definida ya que el “ruido” presente y existe discontinuidad de los reflectores, sin embargo, es posible esperar la presencia de fallas inversas. A partir de los -1500 ms la información tiende a ser muy caótica, lo que impide realizar una interpretación más precisa. Por esta razón la edad de esta zona no ha sido precisada y dentro de este trabajo, no se consideró interpretar un horizonte base, aunque la información disponible indica que los pozos Mixhuca-1 y Tlyehualco-1 (PEMEX, 1987) penetraron la Formación Cuautla a profundidades de 1,575 m y 2,100 m respectivamente. La litología corresponde a calizas con microfósiles *Dicyclina* sp. y *Valvulomina*. En esta formación existen diferencias en altitud de la formación Cuautla pueden ser atribuidas al desplazamiento de las fallas normales que ocurrieron durante el Paleógeno y Neógeno y Cuaternario (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Los cortes de la cima de las rocas mesozoicas en los pozos Roma-1 y Copilco-1 localizados en el alto de la falla Mixhuca-1 muestran un desnivel de 210 m inclinándose hacia el sur, mientras que los cortes de la cima de las rocas mesozoicas en los pozos Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 localizados en el bajo de la falla Mixhuca muestran un desnivel de 525 m también inclinándose hacia el sur.

La distribución de las rocas mesozoicas y los desniveles entre sus afloramientos al sur de la FVTM en las inmediaciones de Cuernavaca, y en el subsuelo de la Cuenca de México indican la presencia de fallas orientadas este-oeste, localizadas hacia el límite sur de dicha cuenca.

La evolución sedimentaria y distribución de facie, tuvieron una influencia directa sobre el posterior desarrollo de plegamiento regional. Las evaporitas del Oxfordiano, en la Cuenca Mesozoica del Centro de México y las evaporitas del Cretácico permitieron el desarrollo de deformaciones producidas por la orogenia Laramide; la deformación inició en el occidente y gradualmente se desplazó al

oriente hasta alcanzar la zona de la Sierra Madre Oriental y las rocas sedimentarias del subsuelo de la Cuenca de México en el Cretácico Tardío.

La vergencia general de los pliegues (recostados hacia el norte y noreste) indica que la dirección de movimientos del total de la cadena montañosa fue hacia el noreste (Padilla y Sánchez, 1985). Aunque Eguiluz (2000) menciona que la onda de deformación migró de SW a NE y de W a E, por lo que la deformación de la secuencia sedimentaria del Jurásico y Cretácico se efectuó en el área de estudio a finales del Cretácico e inicios del Paleógeno.

Este último autor menciona que, los depósitos occidentales representan zonas internas de una cuenca sedimentaria, que pudiera ser un tipo pull apart, ubicada en el centro de México, mientras que el relleno sedimentario del oriente representa el relleno de las facies relacionadas a la apertura del Golfo de México. En ambos casos representan faunas que indican la posible invasión marina relacionada con el ancestral Océano Pacífico.

Las secuencias cretácicas fueron plegadas en el transcurso del Mestrichtiano al Eoceno, como consecuencia de la Orogenia Laramide. Finalizado este plegamiento, durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano; posteriormente ocurrió fallamiento normal conjugado con desplazamiento lateral derecho.

Contemporáneamente hubo sedimentación clástica continental y con efusiones fisurales basálticas alcalinas, rocas volcánicas calci-alcalinas de composición andesítica y riolítica del Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano.

4.1.1.1.2 Sistema de fallas Mioceno Medio – Pleistoceno Temprano

La edad estimada para esta zona va de aproximadamente 15 Ma a los 1.17 Ma, y se encuentra a una profundidad en tiempo que va desde los 1,500 a los 500 ms. Estos datos, que aunque no está en profundidad, concuerda con los reportes de los pozos perforados por PEMEX (1987).

Las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano (Tomv) como les designan Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), cubren discordantemente al grupo Balsas que es subyacente a las rocas cretácicas.

Le sobreyace la unidad Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tpv), que se distribuye ampliamente pudiéndose encontrar en los pozos Roma-1 a profundidades entre 633 a 60 m y en el pozo Copilco-1 a profundidades entre 1,180 y 1,580 m, esta unidad está representada con el horizonte VIII en color morado claro y corresponde a una edad de 15 Ma (Fig. 4.7).

A su vez, cubriendo a esta unidad, se encontró en el pozo Roma-1 desde 315 a 648 m y en el pozo Copilco-1 desde 550 a 1,500 los Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv). Estas rocas se encuentran discordantemente por debajo de la formación *Las Cruces* (Tpc), la cual se encontró en el pozo Copilco-1 a las profundidades 250 y 510 m.

Para representar este sistema de fallamiento Mioceno Medio-Pleistoceno Temprano, se seleccionaron los horizontes (VIII-IV) que coinciden con las edades correspondientes a ese tiempo. Dentro de este sistema se interpretaron fallas de tipo normal y cortan a las unidades anteriormente mencionadas (Fig.4.7).

4.1.1.1.2.1 Subsistema Mioceno Medio y Tardío

Dentro de este sistema, se interpretó un subsistema de pequeñas fallas que solamente cortan a la unidad Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (horizontes VIII y VII) (Fig.4.8). Para poder visualizar las orientaciones predominantes en este sistema fue preciso general una superficie en 3D y un mapa estructural en 2D.

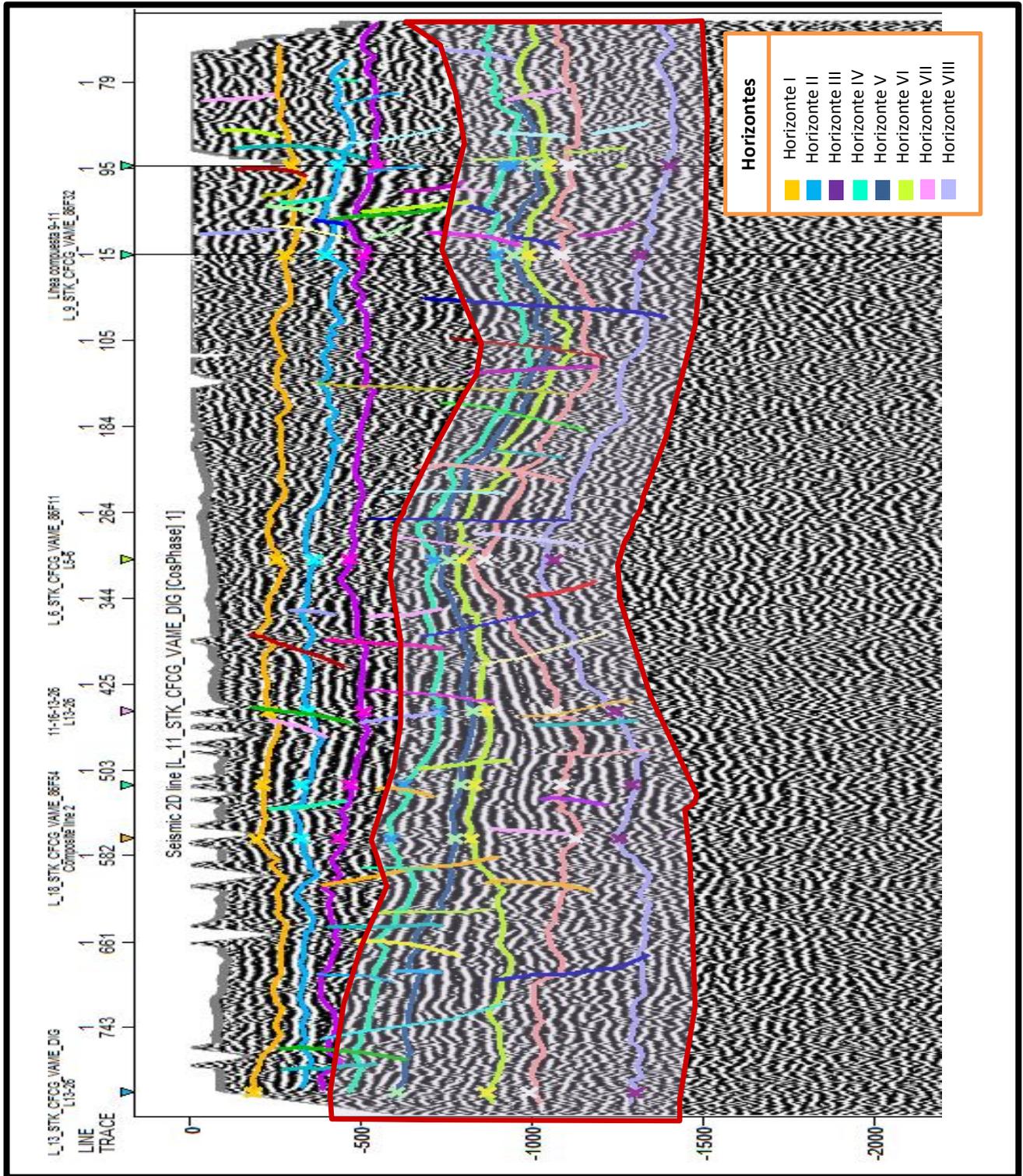


Figura 4.7. Línea compuesta 11-9, donde se representa el sistema de fallamiento Mioceno Medio-Pleistoceno Temprano por los horizontes VIII al IV y donde se muestra las fallas que los afectan.

Para generar la superficie de 15 Ma, fue necesario utilizar el horizonte VIII que se encuentra en una profundidad en tiempo de 1250 a 1500 ms dentro de las líneas compuestas.

Como se puede observar en la Figura 4.9, la superficie generada presenta los valores de tiempo que van entre -950 a -1400 ms, donde los negativos topográficos esta representados por colores morados y las partes altas por azules claros. La superficie VIII también nos deja apreciar que la mayoría de las fallas se agrupan en el centro, tendiendo más a estar sobre las áreas con mayores valores de tiempo o mayor relieve, y algunas de ellas se acercan al flanco izquierdo de la depresión que se encuentra hacia en norte

Este relieve generado puede estar relacionado con los pliegues del Maestrichtiano-Eoceno Temprano que afectaron rocas jurásicas y cretácicas con plegamiento que se relaciona con la Sierra Madre Oriental donde Eguiluz (2000) propone que la onda de deformación que originó este plegamiento migró de SW a NE y de W a E.

Para determinar la dirección preferencial de las fallas se generó un mapa en 2D. En este mapa estructural en tiempo (Figura 4.10) se muestra la distribución de los bloques de caída de las fallas y la posible correlación entre estas. Esta correlación muestra la dirección de las fallas normales, la cual tiende a ser E-W con echados de aproximadamente 80° y longitudes en tiempo que van de los -350 ms y -550 ms (Fig. 4.9 y 4.10).

Algunas de estas fallas pueden estar afectando a las rocas volcánicas del Oligoceno Tardío al Mioceno Temprano que se encuentran por debajo de esta unidad.

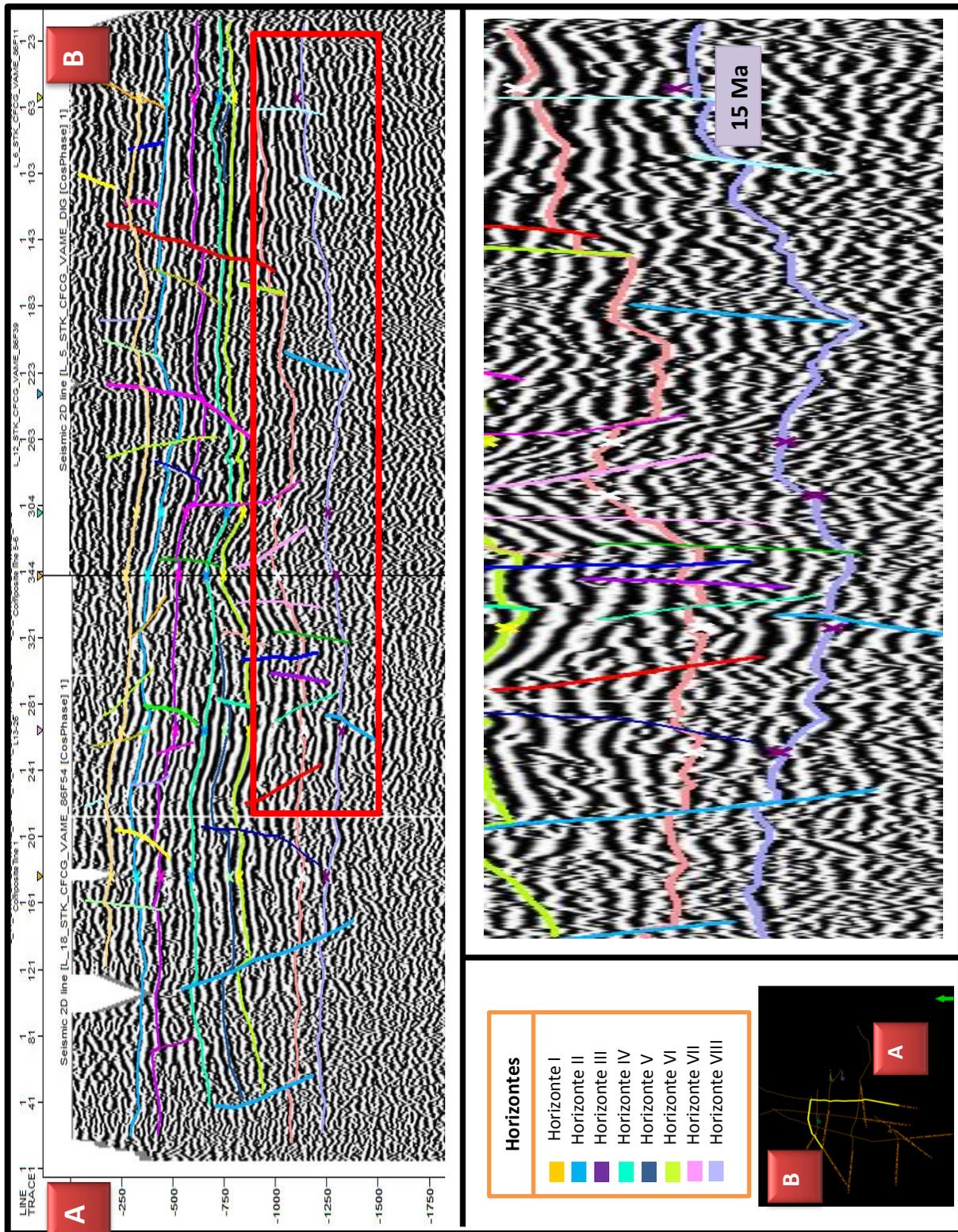


Figura 4.8. Línea compuesta 18- 5 donde se muestra un subsistema de fallas en la unidad Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (horizontes VIII y VII) con longitudes en tiempo que van de los -350 ms y -550 ms.

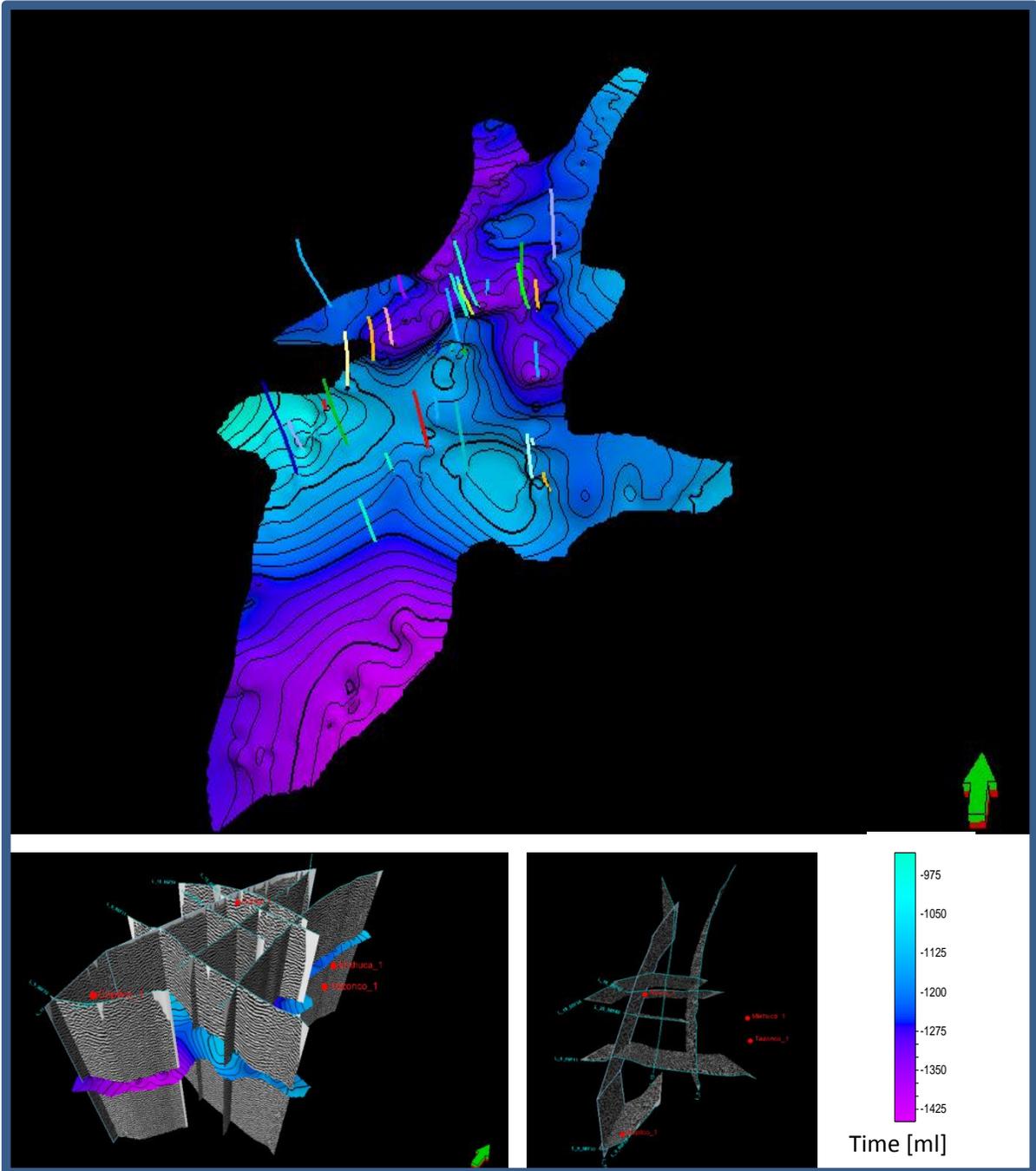


Figura 4.9. Representación del horizonte VIII en superficie en 3D donde se muestra la distribución de las intersecciones de fallas.

Capítulo 4

Marco Metodológico

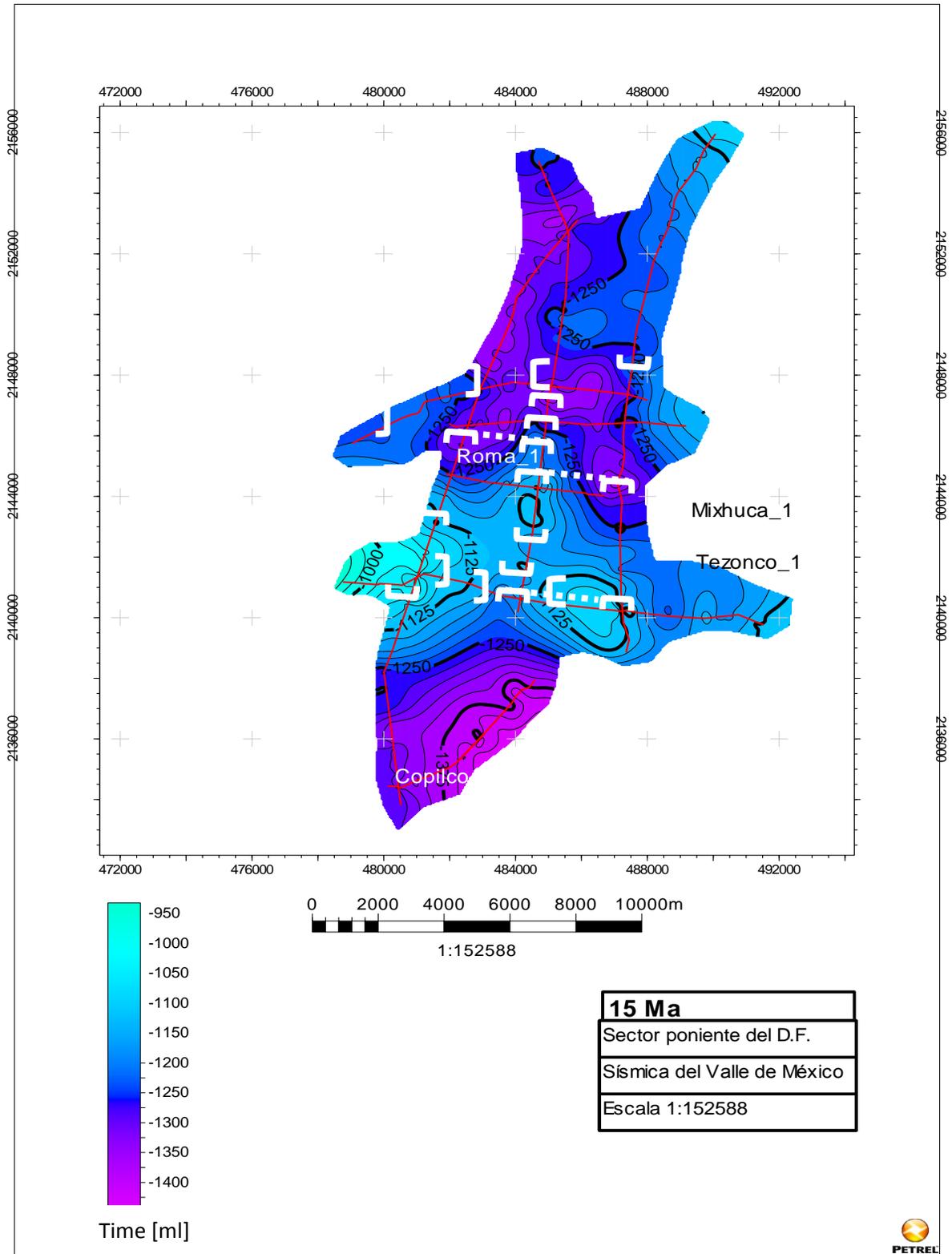


Figura 4.10. Mapa estructural en tiempo de la superficie VIII, donde se indica hacia donde caen los bloques de techo de las fallas normales interpretadas. En líneas punteadas se muestra la posible correlación de entre estas, con orientación preferencial E-W y echado de 80°.

4.1.1.2.2 Subsistema de fallas del Plioceno Tardío

Existe otro subsistema de fallas interpretado, que cortan a los Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (correspondientes a los horizontes VI, V y IV) y posiblemente a la formación Las Cruces (Fig. 4.11)

La unidad como los Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv) se encontró en el pozo Roma-1, desde 315 a 648 m y en el pozo Copilco-1 desde 550 a 1,1500 (PEMEX, 1987), infiriendo una relación interdigitada con depósitos piroclásticos y clásticos. Estas rocas se encuentran discordantemente por debajo de la formación Las Cruces (Tpc), la cual se encontró en el pozo Copilco-1 a las profundidades 250 y 510 m.

Para este subsistema se generó una superficie representada por el horizonte IV, el cual corresponde a los 1.17 Ma hacia finales del Plioceno e inicios del Pleistoceno. En la figura 4.12 se muestra la superficie generada y las fallas que intersectan esta superficie, así como altos y bajos topográficos. Las depresiones se caracterizan por tener los valores más bajos en tiempo representadas en colores azules y que indican una profundidad en tiempo de - 1160 ms, mientras que las curvas de nivel con valores más altos tienen colores verdes y amarillentos con una profundidad en tiempo de -760 ms. Por otro lado, se puede notar que existe un grupo mayor de fallas que están distribuidas principalmente en la zona central-norte y un grupo más pequeño se encuentra en la zona sur. El grupo más grande de fallas está en una zona donde los valores en tiempo son más bajos, es decir en una depresión; algunas otras fallas que se encuentran dispersas pero cercanas se encuentran en zonas donde hay valores de tiempo más altos. Para determinar la orientación de estas fallas se realizó su respectivo mapa estructural, cuya interpretación se basa en la superficie generada para este subsistema. Dentro de este mapa estructural fue posible correlacionar algunos bloques de caída de las fallas interpretadas. Las orientaciones preferenciales que se obtuvieron a partir de esta correlación son: N45°W con un echado de 80° a 85° aproximadamente, E-W con echados de 85°, aunque también es posible observar

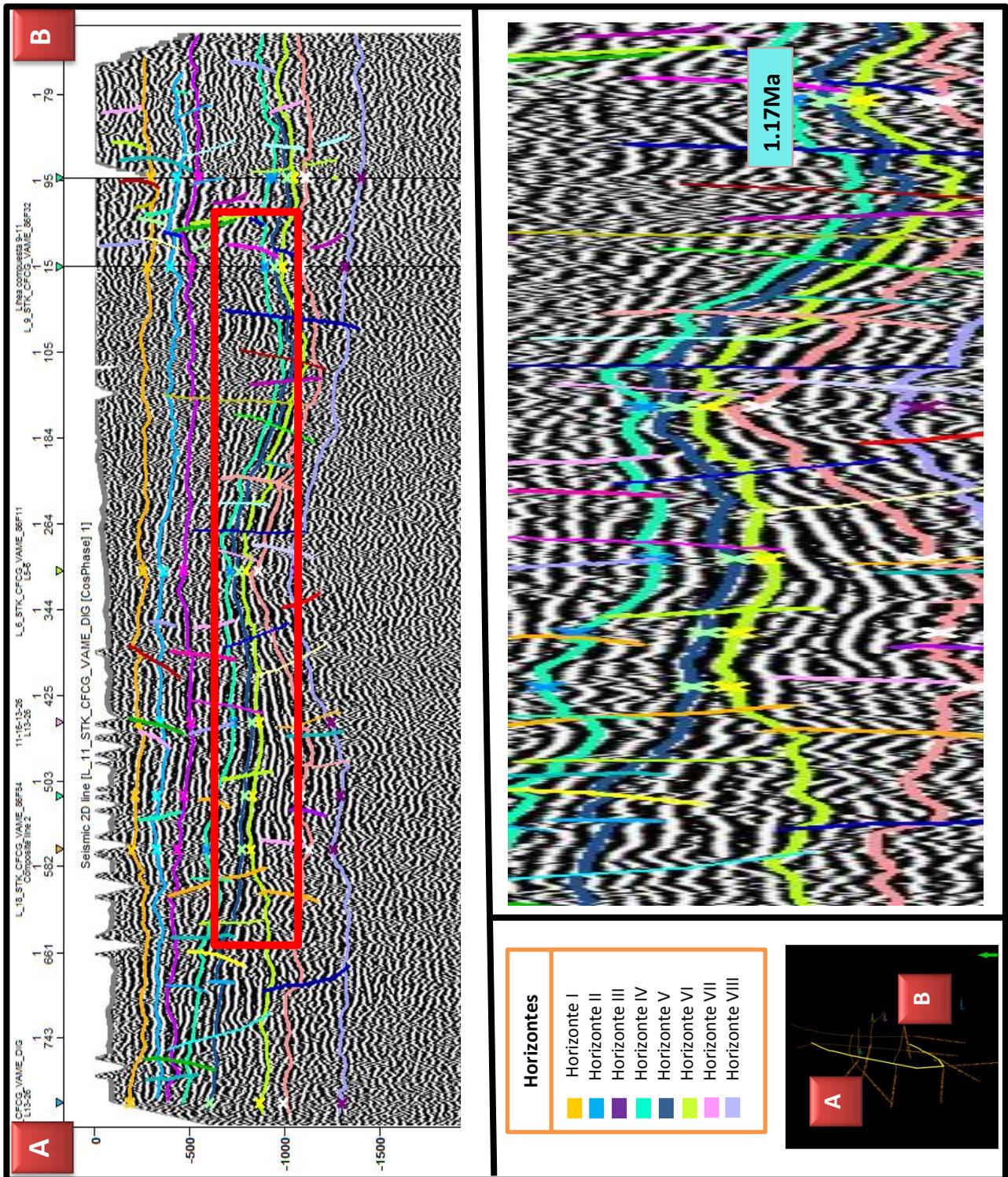


Figura 4.11. Línea compuesta 11-9 donde se muestra el subsistema de fallas los Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (correspondientes a los horizontes VI, V y IV) y posiblemente a la formación Las Cruces.

algunas fallas con orientaciones N20°E con echados similares a los anteriores (Fig. 4.13).

Es importante mencionar que existen fallas más jóvenes que cortan a todo el sistema del Mioceno Temprano al Pleistoceno Temprano manteniendo una orientación y echado similar a las fallas antes mencionadas: N45°W 80°. Las longitudes en profundidad tienden a ser más grandes llegando hasta -900 ms.

La tendencia de las orientaciones en la cuenca de México pueden deberse a los eventos post-laramídicos. Estos eventos según Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego (2005), nos dicen que durante el Oligoceno en la Mesa Central ocurrió deformación extensional en dos direcciones ~ E-W y ~ N-S y en la Sierra Madre Oriental, al norte de la FVT, no hubo deformación cenozoica significativa. Mientras tanto, en la Sierra Madre del Sur hubo dos fases de deformación, en ambos casos de tipo transcurrente, una de edad Eoceno – inicio del Oligoceno con dirección de alargamiento horizontal ~ NW-SE y acortamiento ~ NE-SW, y la segunda de edad Oligoceno-Mioceno con dirección de alargamiento ~ NE-SW y dirección de acortamiento NW-SE.

En el análisis estructural realizado por Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera (1989) nos muestra obtención estadística de la dirección preferencial de las fallas normales del Plio-Cuaternario elaborado en un diagrama de roseta de fallas sepultadas inferidas así como las de superficie, observando un sistema conjugado de rumbo N65°E. También realizó un análisis estadístico de fracturas de rocas volcánicas con edades del Mioceno a Cuaternario, mostrando que un alto porcentaje indica dos sistemas de fracturas conjugadas, unas con rumbo N70°E y otras con orientación N25°E. Probablemente estos patrones de debilidad se relaciona con los esfuerzos generados por la convergencia entre la placa oceánica de Cocos y la Placa continental Norteamericana.

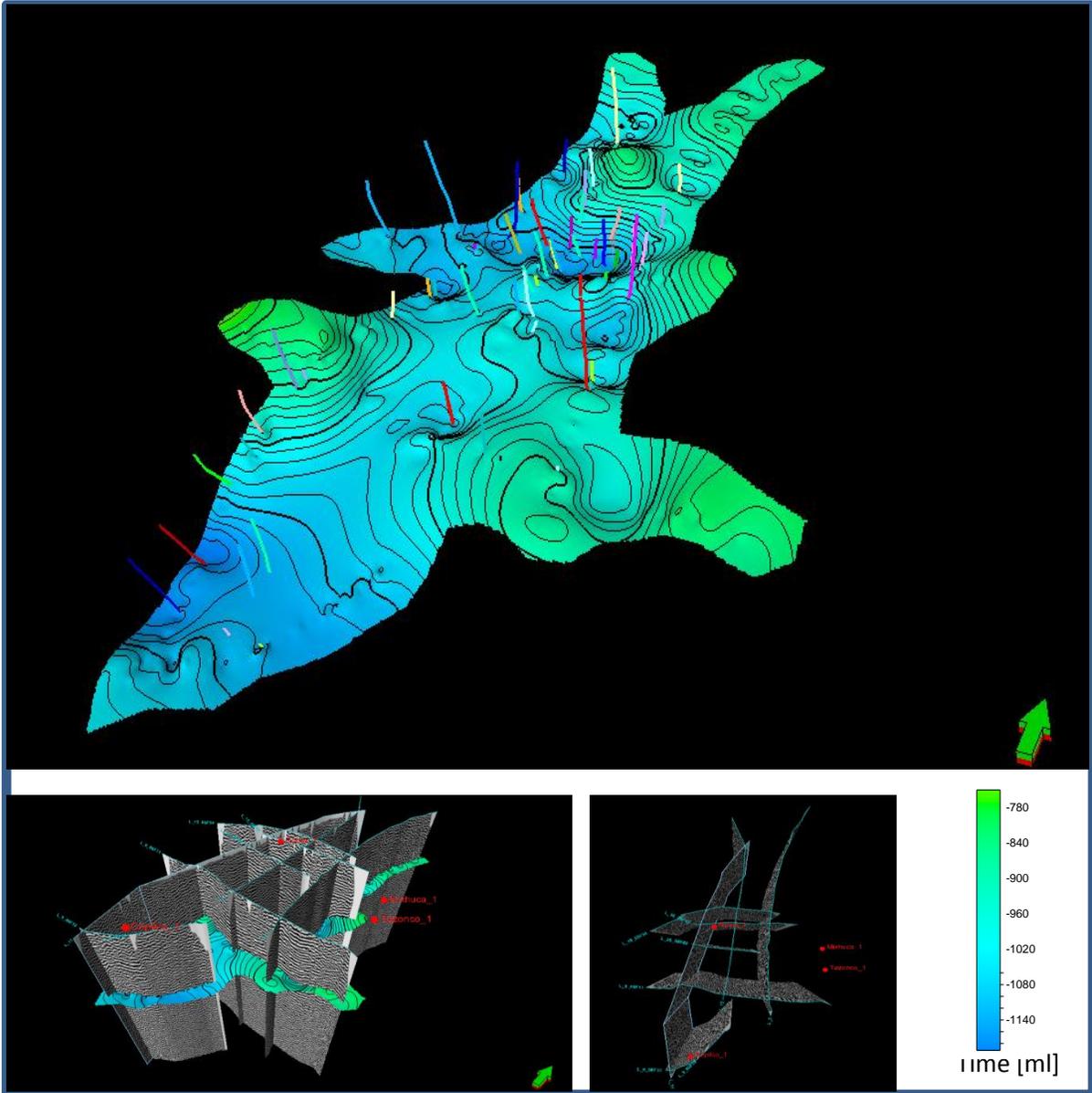


Figura 4.12. Modelo se la superficie VII donde se muestra la intersección de las fallas interpretadas.

Capítulo 4

Marco Metodológico

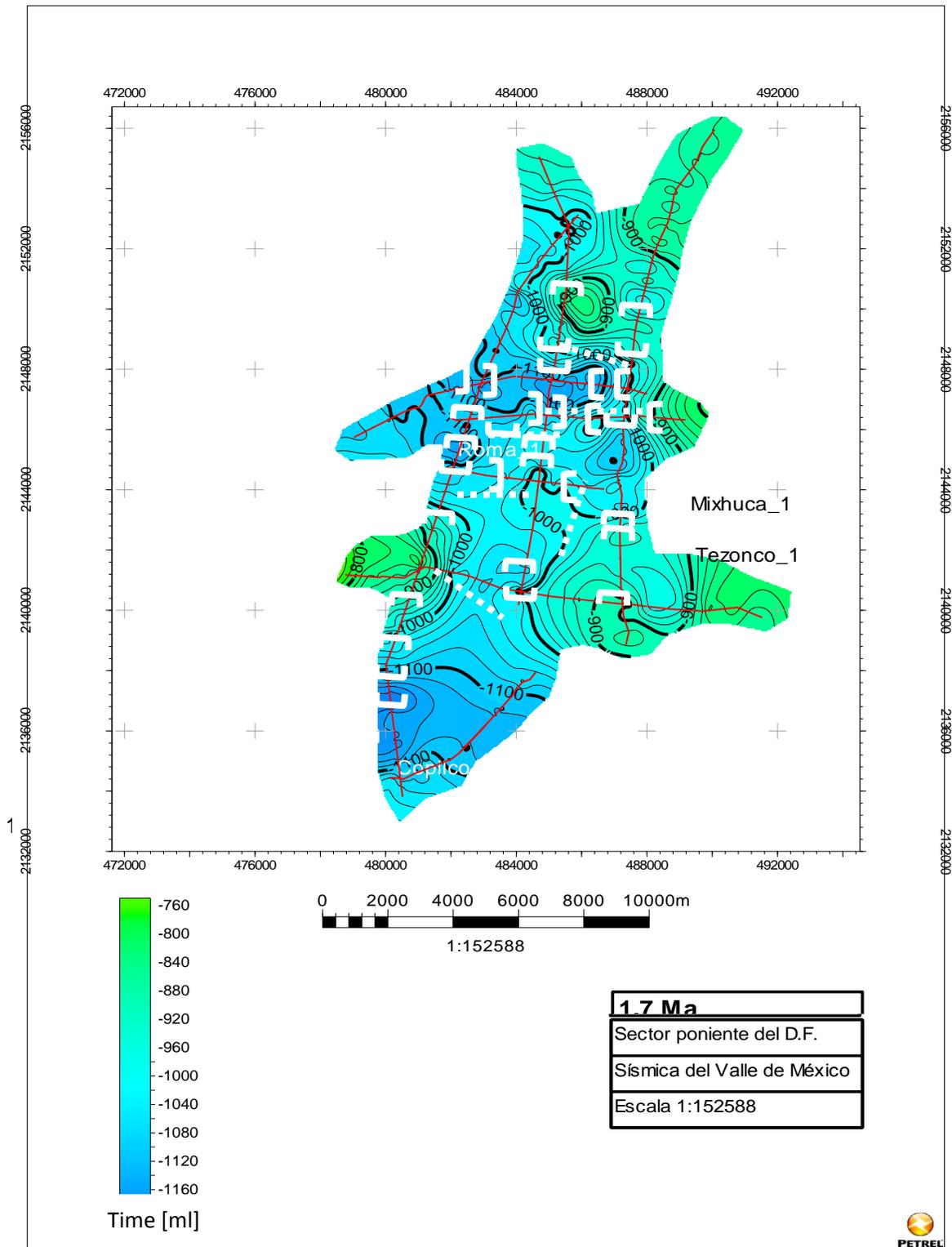


Figura 4.13. Mapa estructural en tiempo de la superficie VII, donde se aprecia hacia donde caen los bloques de techo de las fallas normales interpretadas. En líneas punteadas se muestra la posible correlación entre estas mostrando orientaciones preferenciales de N45°W, E-W y N20°E con echados de 85° preferencialmente.

4.1.1.1.3 Sistema de fallas del Pleistoceno Temprano – al Reciente

Tiene una profundidad en tiempo de 0 a 500 ms aproximadamente. La edad aproximada de esta zona va de los 1.17 a 0.24 Ma. La interpretación de fallas en esta zona presentó la misma problemática (discontinuidad en los reflectores), ya que se vio afectada por efectos de “ruido” dentro de las líneas sísmicas, por lo que este sistema presenta una menor cantidad de fallas interpretadas en comparación al sistema de fallamiento del Mioceno Medio-Pleistoceno Temprano.

De acuerdo con la información de PEMEX (1987), en el pozo Copilco-1 se encontró la formación Las Cruces a una profundidad de -250 a -500 m, la cual se encuentra cubierta por los Depósitos Aluviales (Qal) nombre designado por Vázquez- Sánchez y Jaimes-Palomera (1989); estos depósitos se encontraron en los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a profundidades de 74 a 330, 67 a 520 y 300 a 550 m respectivamente. A esta unidades le sobreyace a los Depósitos Lacustres (Qla) en los cuales los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1, Roma-1 y P-3 cortaron su base a profundidades de 167, 300, 74 y 80 m respectivamente.

Los espesores máximos son de alrededor de 500 m los que se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura. En el pozo Mixhuca-1 cortaron conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas, tobas e inclusive derrames lávicos basálticos y andesíticos.

Los Depósitos Aluviales (Qal) y Lacustres (Qla) forman una gran altiplanicie lacustre, extendida con una altitud promedio de 2, 200 m. Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en los centros de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco y disminuye hacia las márgenes de las planicies.

Dentro de este sistema se interpretaron algunas fallas que en general cortan a estas unidades (horizontes I, II y III en colores anaranjado, azul claro y rosa respectivamente). De igual forma, dentro de la Figura 4.14 y 4.15 se puede apreciar que eventualmente existen fallas que sólo afectan a la unidad Qal

Capítulo 4

Marco Metodológico

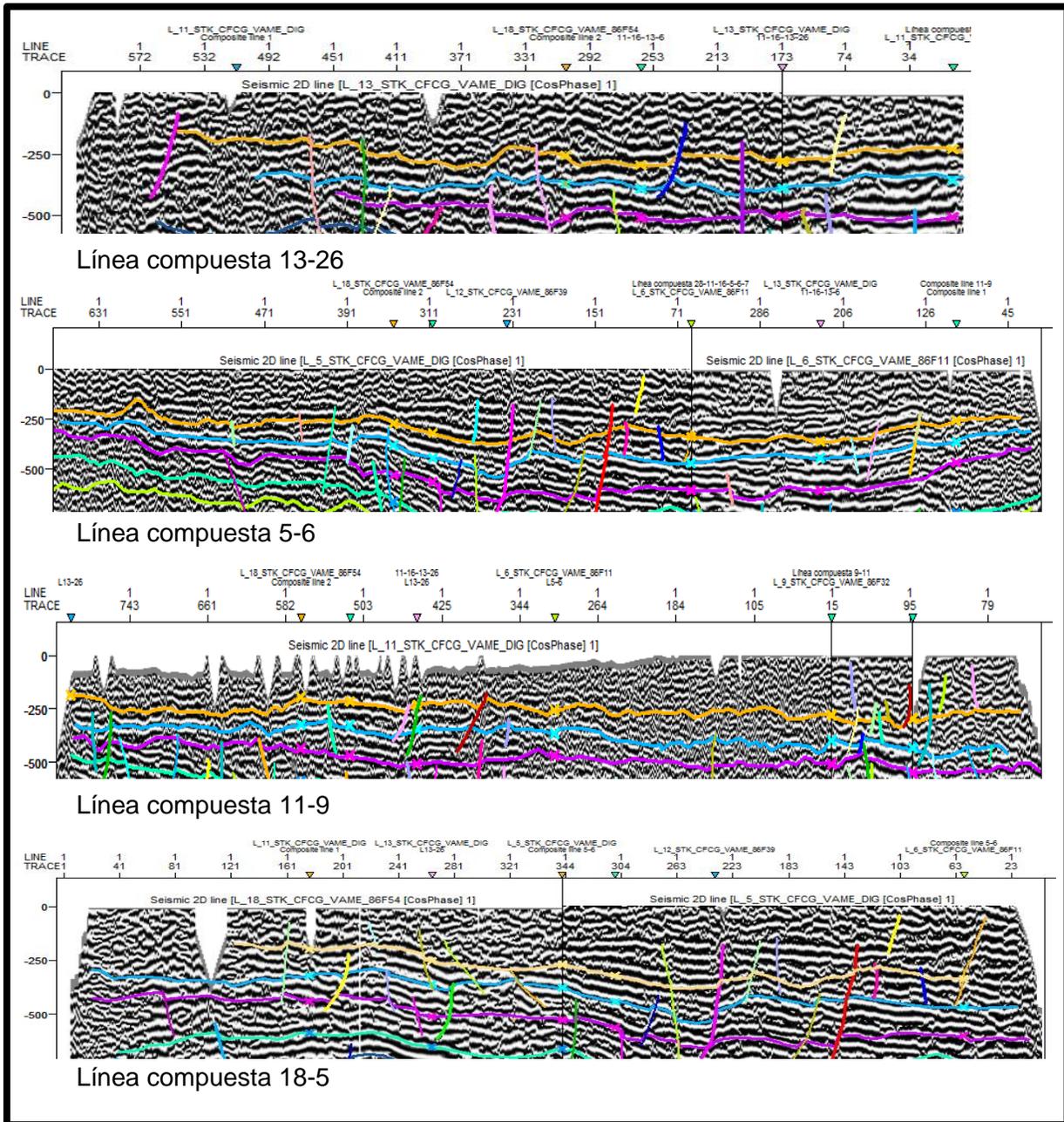


Figura 4.15. Líneas compuestas que muestran la orientación preferencial NW-SE con echados de 80°, NE-SW con 80° y E-W con echados de 80-85^a.

Capítulo 4

Marco Metodológico

(horizonte II en color azul claro), así como a la formación Las Cruces (horizonte III en color fiucsa). De forma más independiente hay algunas fallas que sólo afectan a los depósitos lacustres (horizonte I, en color anaranjado).

También se observan algunas fallas, probablemente del Plioceno, que afectan principalmente a los depósitos aluviales representado por el horizonte III (en color fiucsa). Así mismo, existen fallas más recientes que llegan a afectar a las rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío ya que tienen un alcance entre horizontes que va del I al V, algunos otros van del horizonte II a VI con longitudes grandes de hasta -800 ms aproximadamente y saltos de fallas que van de -10 a -90 ms.

La superficie generada para este sistema de fallas corresponde a la edad del Cuaternario – Holoceno y tiene como base el horizonte III. En este caso, se registran los valores de tiempo más alto con -640 ms en colores rojos-anaranjados, mientras que los más bajos se designan con -280 ms en colores verdes claro, siendo la parte norte donde el relieve tiende a formar altos y al noreste donde se forman depresiones (Figura 4.16).

En cuanto a las fallas que intersectan a la superficie, la mayoría se encuentran principalmente en la parte central y se nota un alineamiento de estas de norte a sur. Otro grupo pequeño de fallas aparecen en la zona sur donde el mapa indica valores de tiempo de aproximadamente -520 ms y parecen tener un cierto alineamiento.

El mapa estructural para este sistema de fallas se generó a través de la superficie III (Fig. 4.17), donde se observa la intersección de las fallas en esa superficie, mostrando hacia donde caen los bloques de techo de las fallas normales y la posible correlación entre estas.

Las correlaciones que se realizaron sobre este mapa muestran las direcciones que las fallas interpretadas presentan, teniendo por orientación preferencial E-W con echado de 80° aproximadamente.

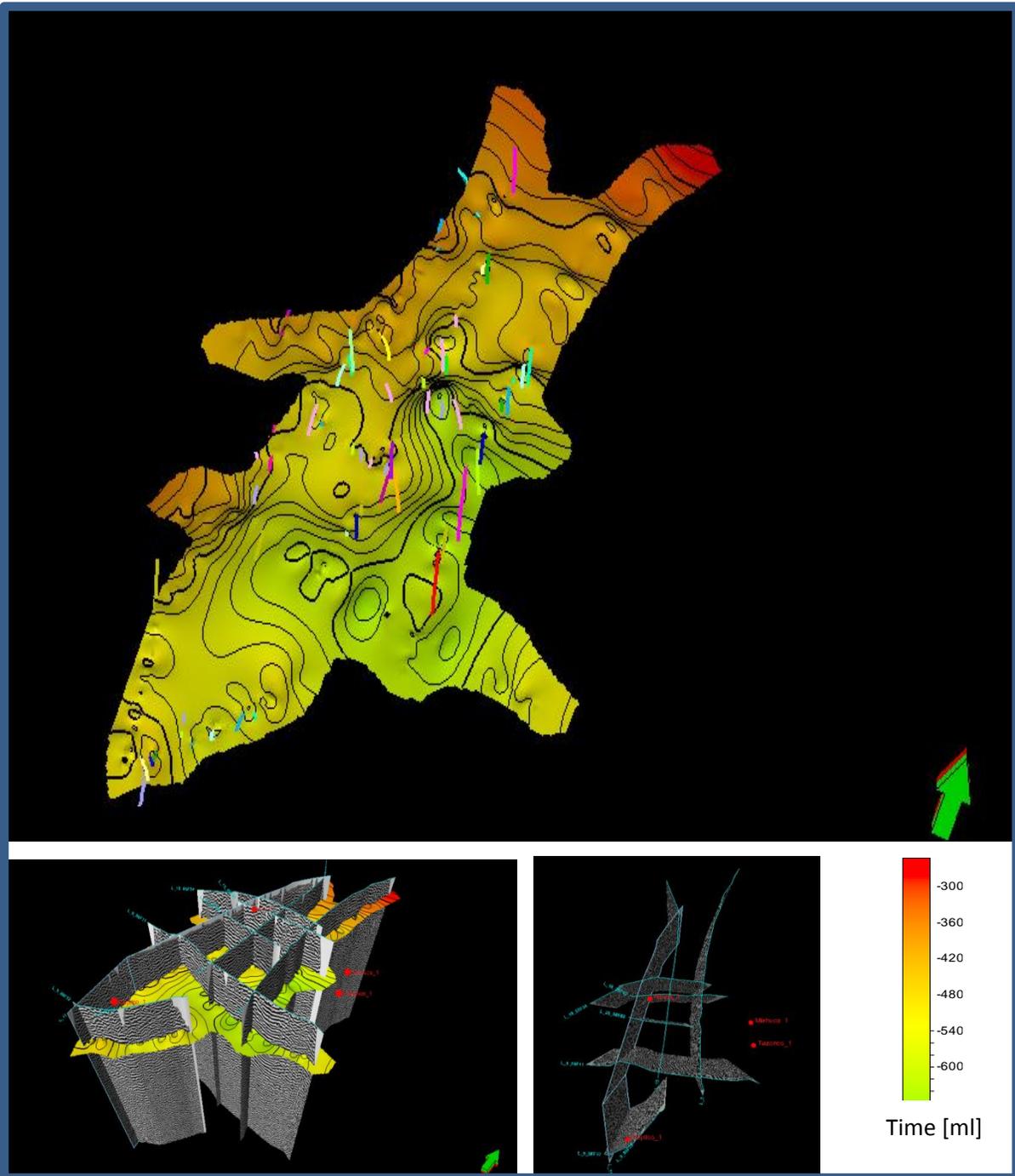


Figura 4.16. Modelo se la superficie IIII donde se muestra la intersección de las fallas interpretadas.

Capítulo 4

Marco Metodológico

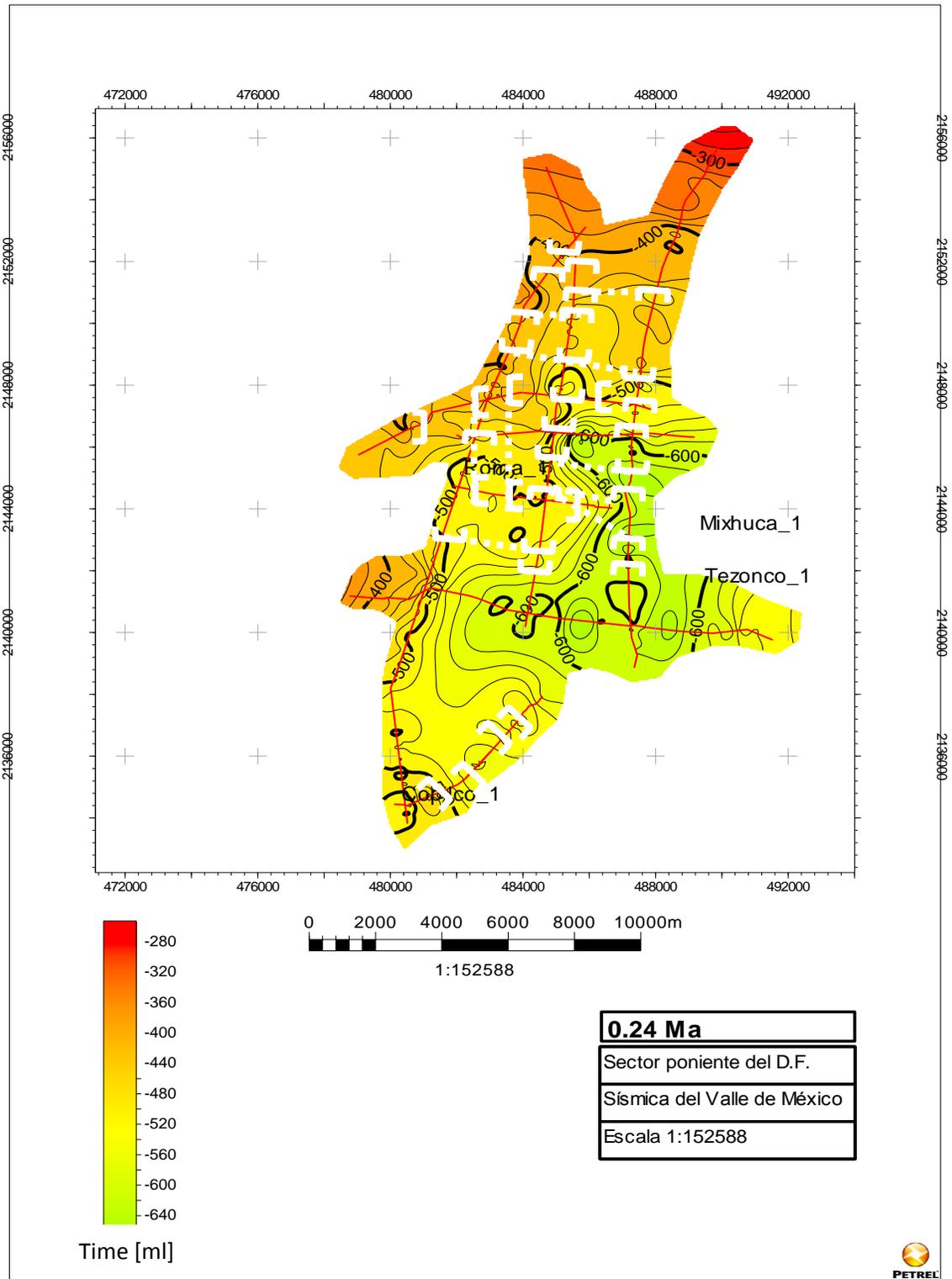


Figura 4.17. Mapa estructural en tiempo de la superficie VII, donde se indica hacia donde caen los bloques de techo de las fallas normales interpretadas. En líneas punteadas se muestra la posible correlación entre estas con orientaciones preferenciales E-W, N80°W y N-S con echados de 80°.

Las características de las fallas es que guardan relación con las descritas en el sistema de fallamiento del Mioceno Medio- Pleistoceno Temprano ya que tienen orientaciones preferenciales N80°W-SE con echados de 80° y longitudes de entre -200 ms a -600 ms. También existen algunas fallas que tienden a ir al N-S y E-W con echados de 80° en promedio (Fig. 4.11). Cabe mencionar que muchas de estas fallas tienden a ser verticales por lo que no se descarta la idea que puedan ser fallas laterales.

Desde el Mioceno Medio se ha concentrado la deformación extensional a lo largo de la Faja Volcánica Transmexicana contemporáneamente con un gran pulso magmático. La deformación ha sido liberada principalmente por fallas normales con rumbos NE-SW en el sistema Chapala-Tula, aunque también se han activado fallas normales con rumbo NW-SE del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y NE-SW en la región de Apan, Hidalgo (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 2005).

Sin embargo, existen fallas normales de dirección NW-SE y SW-NE cortando rocas del Plioceno en los extremos occidental y oriental del campo, respectivamente. Así mismo, un análisis estadístico de la orientación que siguen los centros de efusión magmática muestra que la mayor parte de los alineamientos de 3 a 6 conos monogenéticos tienen una orientación paralela a estos sistemas de fallas. Estas fallas tienen dirección SW-NE y son paralelas al alineamiento de algunos conos de lava de la parte central de la meseta de Los Altos. Por este motivo, Ferrari (2000) considera que estas fallas deben haber iniciado su actividad durante la fase final del volcanismo máfico, hace ~8 Ma.

Dentro de la región superficial, las fallas y/o fracturas pueden ser atribuibles a factores locales y no regionales debidos a la consolidación de sedimentos arcillosos por perdida de agua. La extracción de agua ha producido la consolidación de dichos materiales y subsidencia en la superficie con tasas cercanas a los 40 cm/año.

En regiones en donde la extracción de agua es agresiva y genera conos de abatimiento pronunciados, este fenómeno se acentúa. A nivel local existen otros componentes del fallamiento por gradiente de subsidencia como la diferencia de densidades entre litologías, conos de abatimiento locales, pérdida de fluidos en las rocas, dilatación por cambios de temperatura, heterogeneidad en la composición de los sedimentos, presencia de cargas inducidas, entre otros. El gradiente de subsidencia afecta a estructuras civiles de particulares (casas, fábricas, unidades habitacionales, etcétera) así como a obras de infraestructura pública (Sistemas de Transporte Colectivo, sistemas de desagüe, vialidades) y edificios de patrimonio cultural (Solano-Rojas, 2013).

4.1.2 Superficies de referencia en la interpretación de fallas

El marco estructural del sector poniente de la Cuenca de México está caracterizado por un conjunto de estructuras de tipo extensional.

Las fallas principalmente tienen un rumbo preferencial E-W, N40°W, N20°E y N-S con echados de 80° a 85° y donde algunas llegan a ser casi verticales en profundidad, y otras tienden a ser hacen menos verticales hacia la superficie.

Una vez realizado la interpretación de las fallas, se llevó a cabo el análisis de las estructuras que se asocian al fallamiento normal ya que como ya se mencionó anteriormente, por ser una zona sujeta a deformación por extensión, las de estructuras características son fallas normales que en conjunto forman horsts y grabens.

A continuación se realizará una breve descripción de cada uno de los mapas estructurales de los horizontes interpretados, divididos por conveniencia en dos apartados, el primero que va de los 15 Ma a los 1.7 Ma y de los 1.7 Ma a los 0. 24 Ma.

Dentro de los mapas sólo se mostrarán 5 de las 8 de las superficies realizadas, esto con el fin de tener una mejor visualización de su comportamiento. En general, estas superficies, son representativas

4.1.2.1 Superficies de 5 – 1.17 Ma

Los rasgos más notables, presentes en la configuración del Horizonte VII marcado en color rosa y en su correspondiente superficie, se pueden observar en la Figura 4.18, ya que la forma del relieve generado nos permite distinguir tres rasgos importantes: la depresión que se encuentra al sur perteneciente a la zona de Copilco y un horst y graben en la parte de norte con fallas normales de N40°W-SE y E-W con echados de 80° con longitudes de entre -350 a - 750 ms.

El mapa estructural de este horizonte agrupa reflexiones subparalelas y frecuencia baja. Corresponde a una fase negativa donde los valores de tiempo se encuentran entre -750 a -1160 ms, presentando los valores más bajos en la parte sur.

La distribución y variación del relieve muestran como las superficies tienden a ser paralelas y adelgazándose hacia el sur y sureste y crecen hacia el norte en donde se interpretaron acuñamientos hacia abajo. La edad aproximada es de 5 Ma hacia finales del Mioceno y principios del Plioceno.

El bajo topográfico (Fig. 4.18) en la zona de Copilco es denominado por Pérez-Cruz (1988) como la depresión Copilco-Coapa, donde el relieve muestra una gran pendiente con fallas normales con echados de 80° con longitudes de entre -350 a - 750 ms aunque las direcciones de las fallas no pudieron ser correlacionables en esta zona.

La litología podría corresponder a una relación interdigitada con depósitos piroclásticos y clásticos, donde las secuencias piroclásticas observadas generalmente no son consolidadas, constituyen tobas cristalinas, vítreas, líticas y pumícticas; en gran medida se formaron por flujos piroclásticos (Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera, 1989).

Capítulo 4

Marco Metodológico

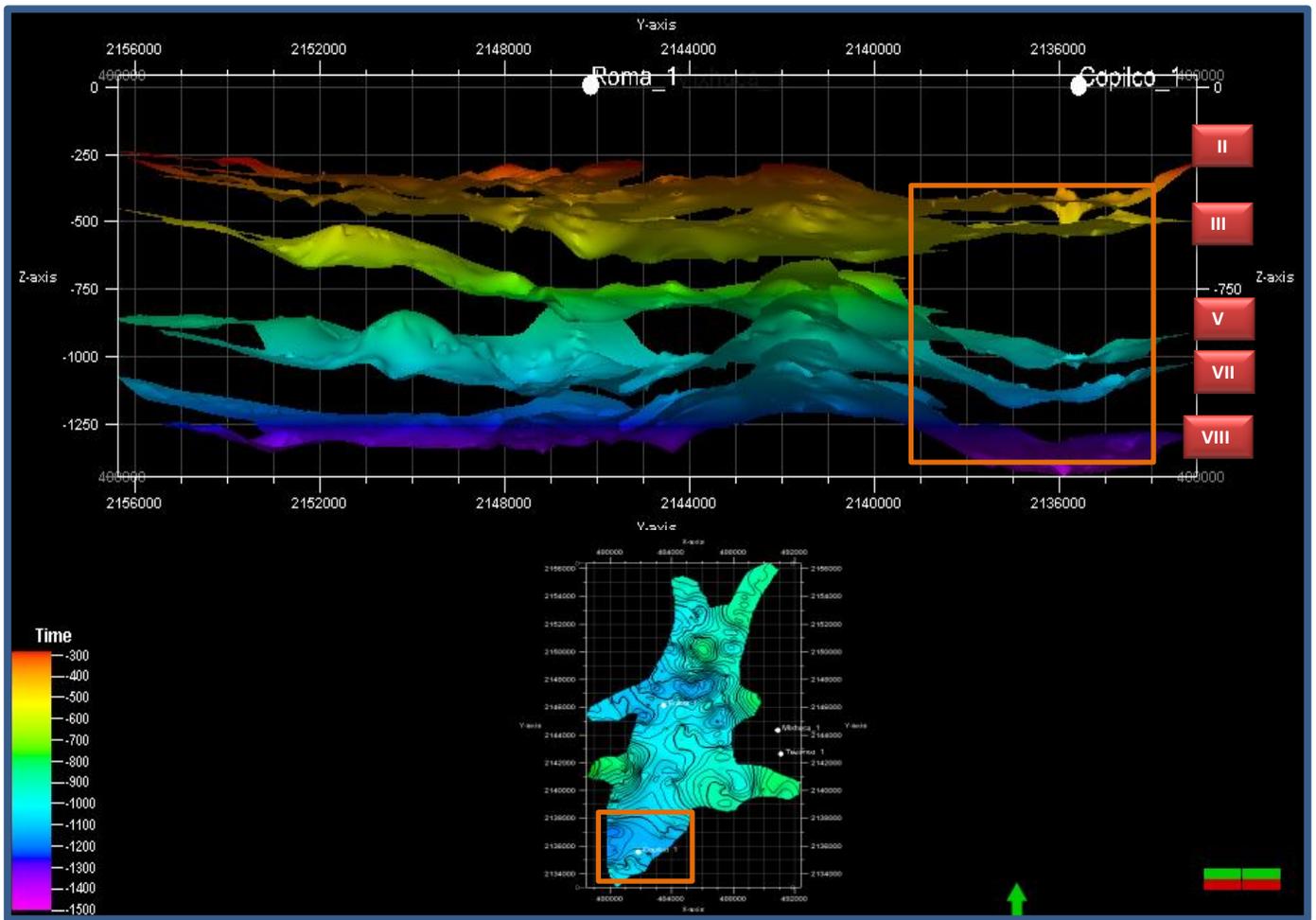


Figura 4.18. Arriba se muestra dentro del recuadro anaranjado, la evidente depresión en la zona de Copilco. Debajo, el mapa que representa el horizonte V.

En el norte de la zona de estudio se encontraron dos estructuras correspondientes a un horst y un graben como ya se había mencionado, Pérez Cruz (1988) le denomina Alto Tepeyac y graben Tenochtitlán cuyos bloques están delimitados por fallas normales $N45^{\circ}W-SE$ y $E-W$ con echados de 80° aproximadamente, con longitudes de entre -300 a -750 ms, hasta -820 ms.

Capítulo 4

Marco Metodológico

En la Figura 4.19 se puede observar claramente como el relieve marca un alto que tiene la característica de ser semicircular, está orientado hacia el Noreste. En seguida, con dirección hacia el sur existe una depresión o estructura tipo graben

Estas estructuras fueron interpretadas por una fase negativa con patrones de reflexión subparalelos y de baja amplitud. Dentro de esta área fue difícil interpretar algunos horizontes ya que presentan acuñamientos, lo que indica variaciones laterales de facies.

Geológicamente esto puede explicarse debido a que existieron acumulaciones de material volcánico muy locales, provenientes de aparatos como la Sierra de las Cruces o aunado con las fuerzas extensionales regionales.

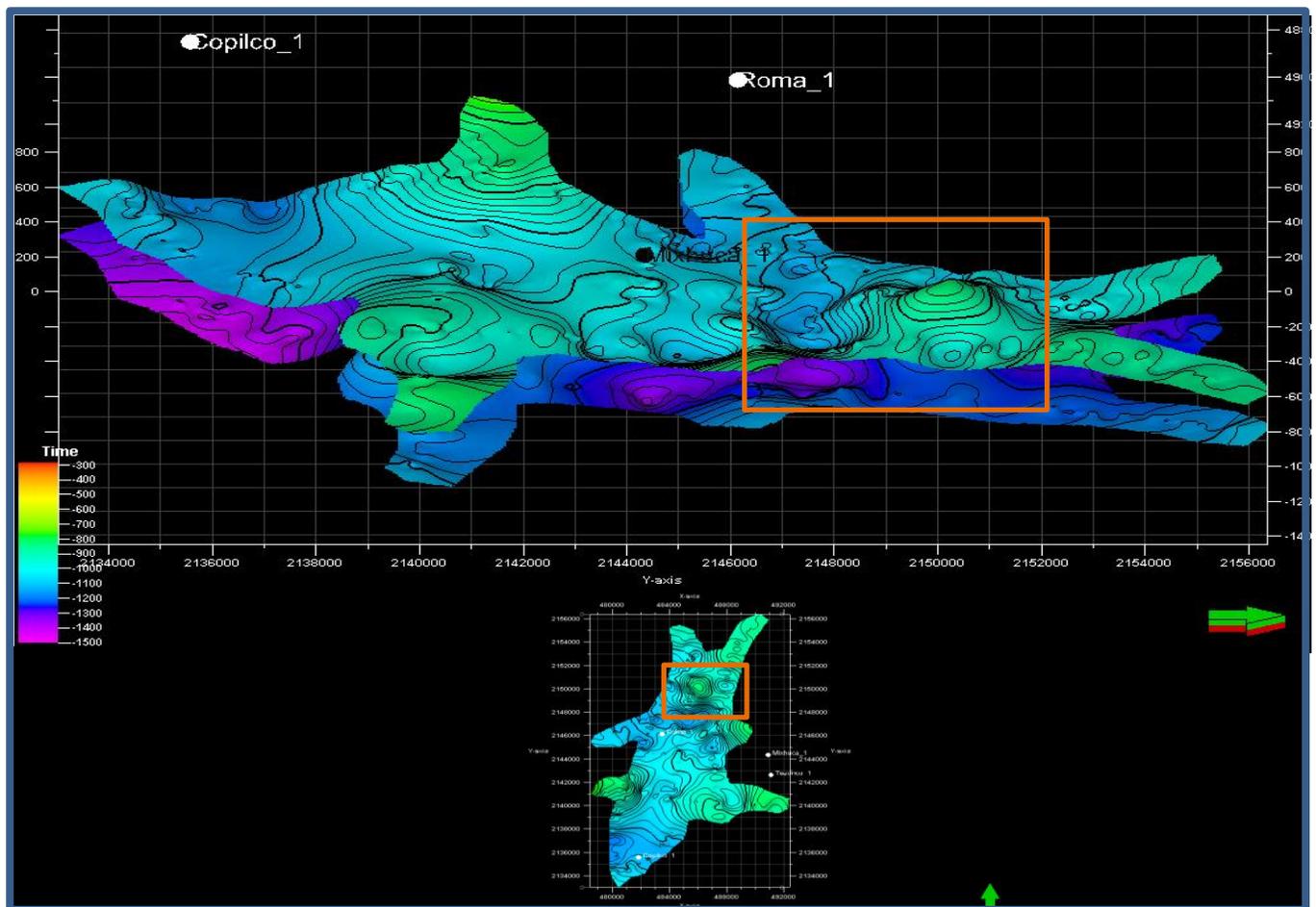


Figura 4.19. Imagen en 3D que muestra el relieve generado con los horizontes VII y VIII en donde, el recuadro anaranjado, muestran la depresión o bajo de Tepeyac y el alto Tenochtitlan.

Capítulo 4

Marco Metodológico

Otra de las estructuras que se identificaron es un alto topográfico (Figura 4.20) que se encuentra ubicada hacia el suroeste del área de estudio, alrededor de la localidad de Mixcoac a la que Pérez Cruz (1988) denomina Alto de Mixcoac. Esta estructura puede observarse en los mapas anteriores. El completo patrón de fallamiento en esta estructura puede ser observado en el mapa de atributos la dirección de las fallas, la zona donde se encuentra así como la similitud entre alguna de ellas.

Las principales fallas normales en el alto topográfico, se encuentran en los flancos de la estructura con orientaciones E-W con echados de 80 a 85° aproximadamente, y que de acuerdo a su geometría y por el desplazamiento de bloques, se asocian con procesos extensionales ya que corresponden con fallas normales.

El conjunto de fallas normales interpretadas en las secciones sísmicas, controlan el paleorelieve en diferentes tiempos geológicos, ya que esto se puede interpretar en cinco de los ocho horizontes estudiados (II, III, V, VII y VIII).

Se generó un mapa estructural del horizonte V en el cual se puede observar el alto topográfico (Figura 4.21). El mapa fue interpretado en una reflexión negativa y tiene valores de tiempo entre los -480 ms -1020 ms e incrementa hacia el norte y al NE. Al sur se observa los valores de tiempo más bajos, esto corresponde a un bajo topográfico, otra estructura que se describirá más adelante. La edad que representa el mapa estructural es de aproximadamente 1.7 Ma correspondiente al término del Plioceno e inicio del Pleistoceno.

Capítulo 4

Marco Metodológico

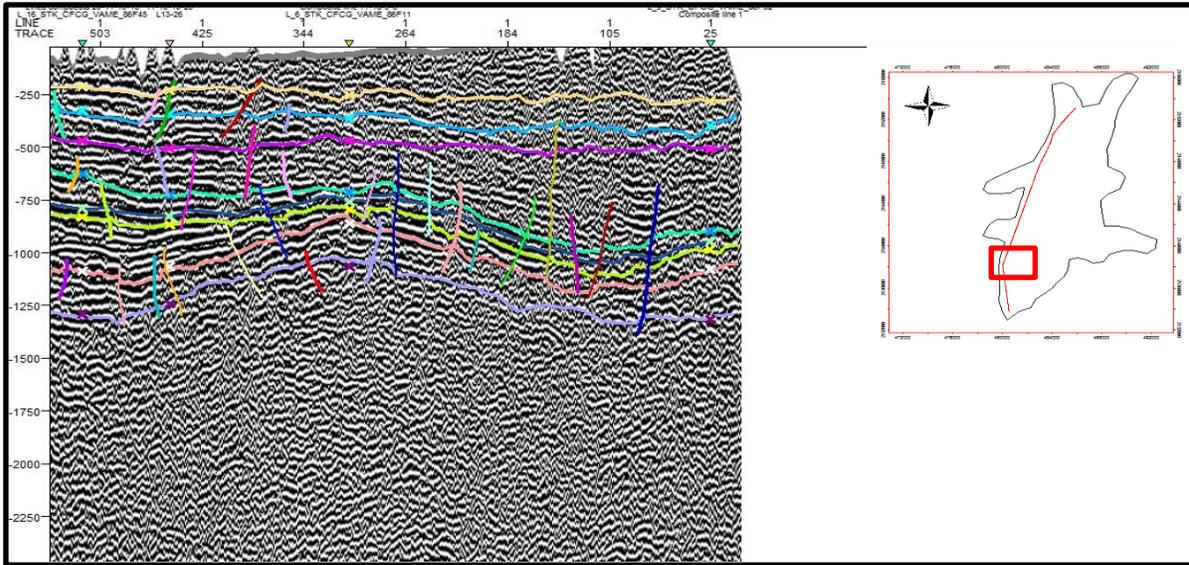


Figura 4.20. Interpretación de fallas normales en los flancos del alto topográfico (Alto de Mixcoac).

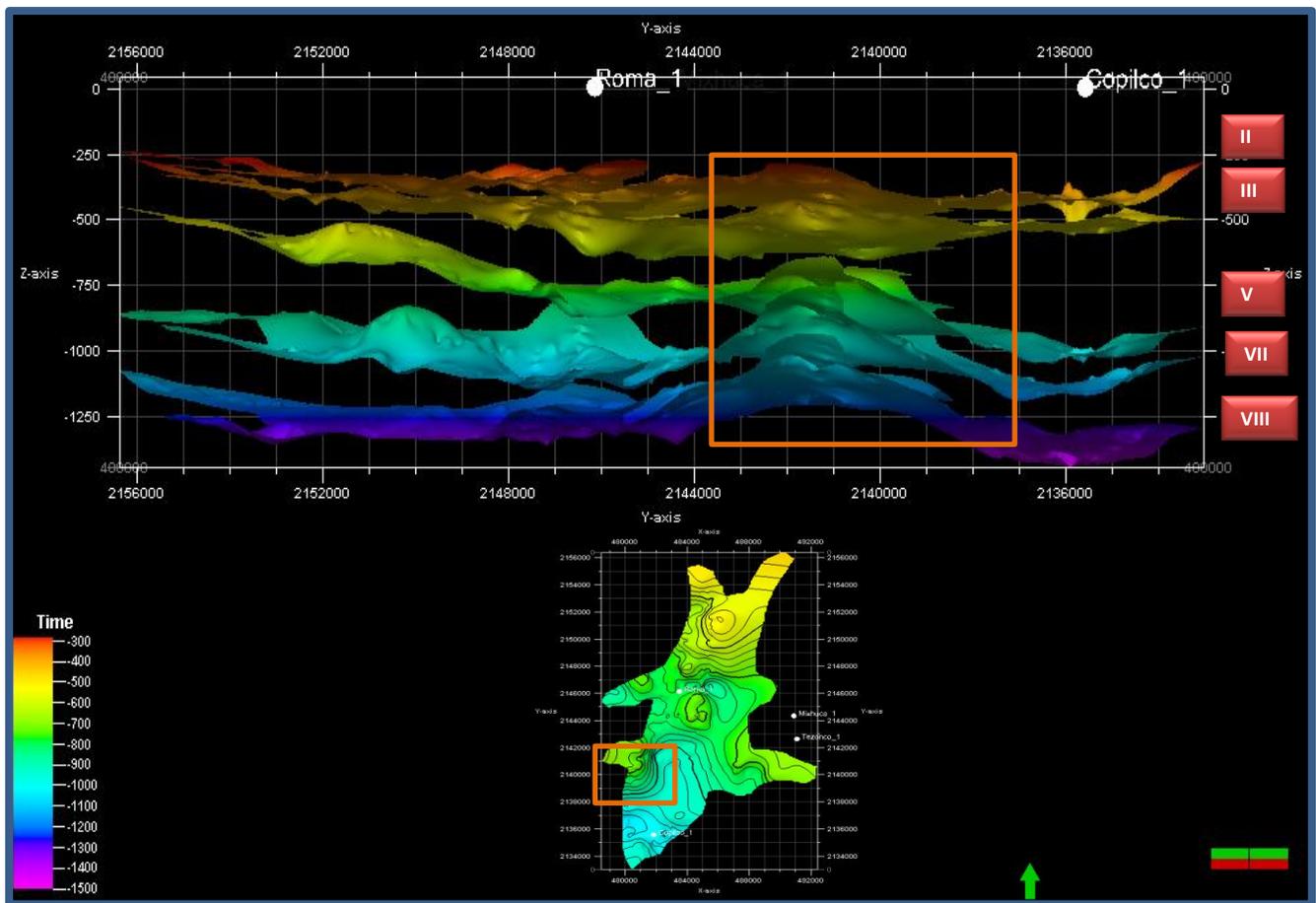


Figura 4.21. Mapa estructural en tiempo para el alto de Mixcoac. El recuadro anaranjado encierra la zona donde se puede visualizar la estructura.

4.1.2.2. Superficies de 1.17 - 0.24 Ma

En estas superficies separan sísmicamente las unidades a finales del Plioceno al Holoceno. En general se pudieron interpretar como una fase sísmica negativa, que agrupa reflexiones subparalelas y de baja a mediana amplitud. El mapa estructural en tiempo presenta valores entre -280 y -640 ms.

La Figura 4.22 muestra como la superficie II descansa sobre la V pero no sigue el relieve que esta última tiene, lo que nos habla de un posible relleno de material clástico fluvial acumulado con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario. En la parte central aparece una depresión cerca del pozo Roma-1 y la Calzada la Viga, así también se presentan rellenos similares en otras estructuras como el graben Tenochtitlan; por otro lado, la pendiente hacia el graben de Copilco-Coapa que aunque no es tan fuerte, es visible y el alto de Mixcoac también presenta un relieve alto para esta secuencia. En el pozo Mixhuca-1 se cortaron conglomerados y brechas con intercalaciones de arcillas, tobas e inclusive derrames lávicos basálticos y andesíticos a profundidades de 67 a 520.

En la Figura 4.23 y 4.24 se nota que existe más acumulación hacia la parte sur de Copilco y Coapa. Esto nos lleva a pensar a que existió acumulación de grandes espesores de aluvión; lo que se puede explicar debido a un bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos y/o por fallamiento normal del Cuaternario que controlaron los cambios en la velocidad y dirección de los cauces fluviales.

El mapa estructural de la superficie II (Figura 4.25) que representa al horizonte de igual asignación muestra patrones de reflexión subparalelos y corresponde con valores de tiempo de -280 a -540 ms. En general, se observó una configuración paralela o sub-paralela de los reflectores asociados a los horizontes I y III lo cual sugiere periodos más estables durante la depositación de los materiales vulcanoclásticos. De este modo se puede observar que en la parte norte existen periodos un poco más uniformes y tiende hacerse un relieve más horizontal.

Capítulo 4

Marco Metodológico

Las estructuras que se pueden interpretar son el graben cerca del pozo Roma-1 y de la Calzada la Viga y el Graben Tenochtitlan que corresponden con el sistema de fallas normales del Pleistoceno Temprano al Reciente; son fallas con orientaciones E-W y N40°W con echados de 80 a 85° aproximadamente. Estas también pueden observarse en el mapa estructural correspondiente a los 0.24 Ma.

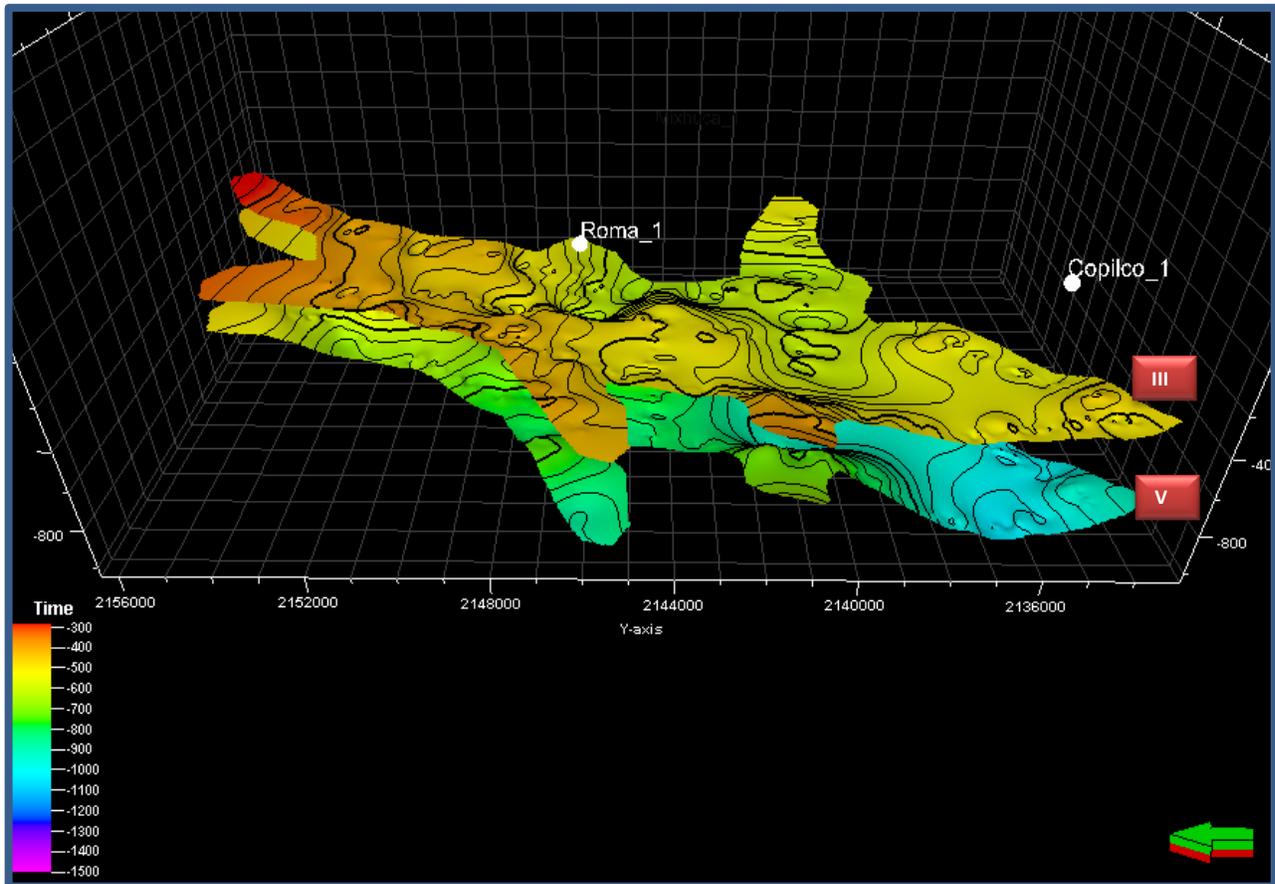


Figura 4.22. Vista Oeste de las superficies II y V donde se muestra la discontinuidad del relieve entre dos discontinuidades.

Capítulo 4

Marco Metodológico

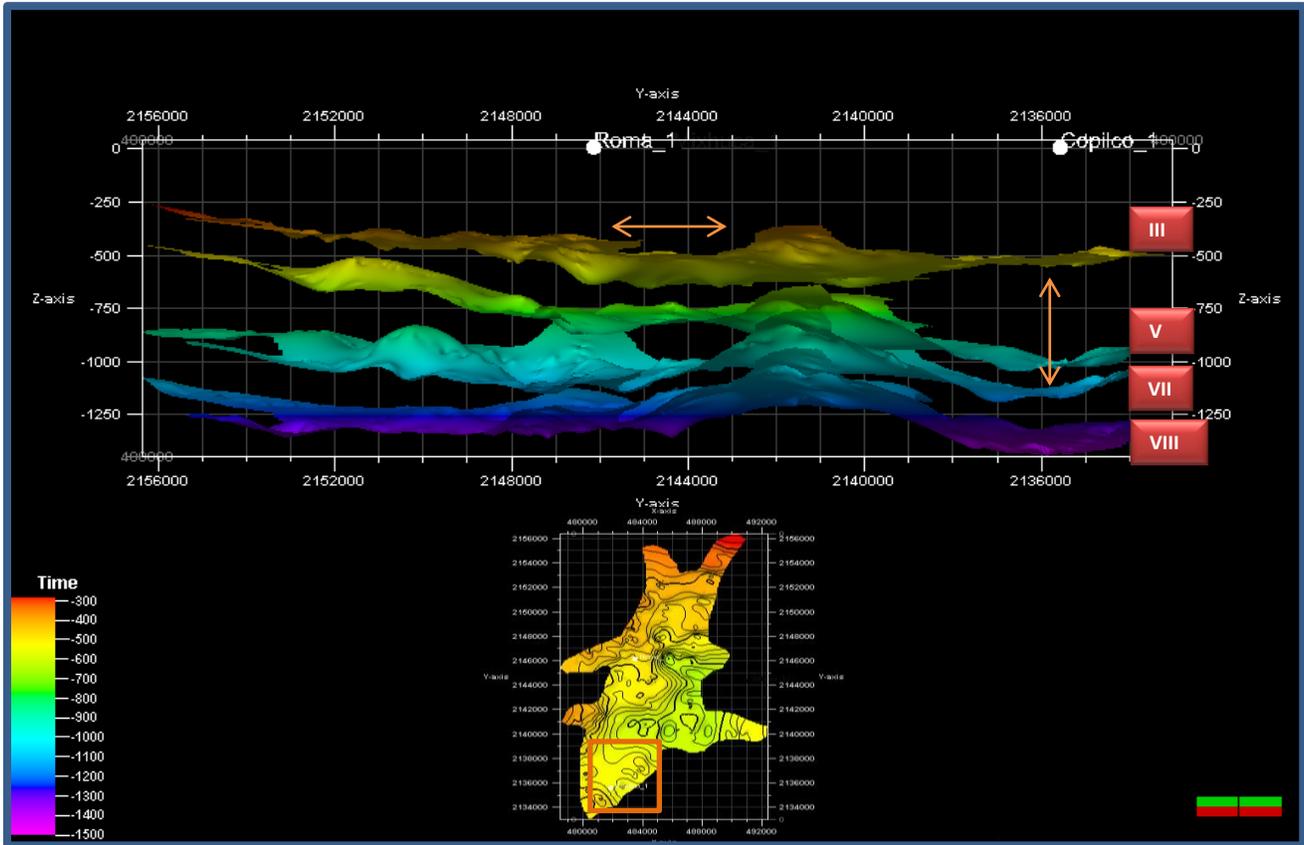


Figura 4.23. En la imagen de arriba se muestra las superficies III, V, VII y VIII. La superficie III tiende hacerse más horizontal. Abajo esta su correspondiente mapa estructural donde se visualizan los altos y depresiones predominantes.

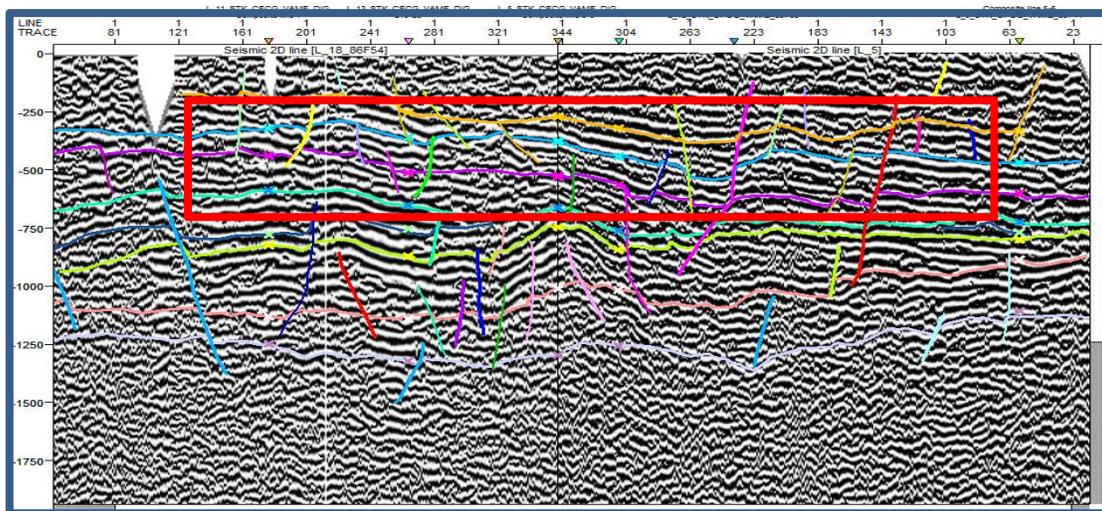


Figura 4.24. Línea compuesta 18-5. Que muestra dentro del recuadro rojo el subparalelismo entre los horizontes I, II y III marcados con anaranjado, azul y morado respectivamente. Se puede ver que también ya no se presentan acuñamientos.

Capítulo 4
Marco Metodológico

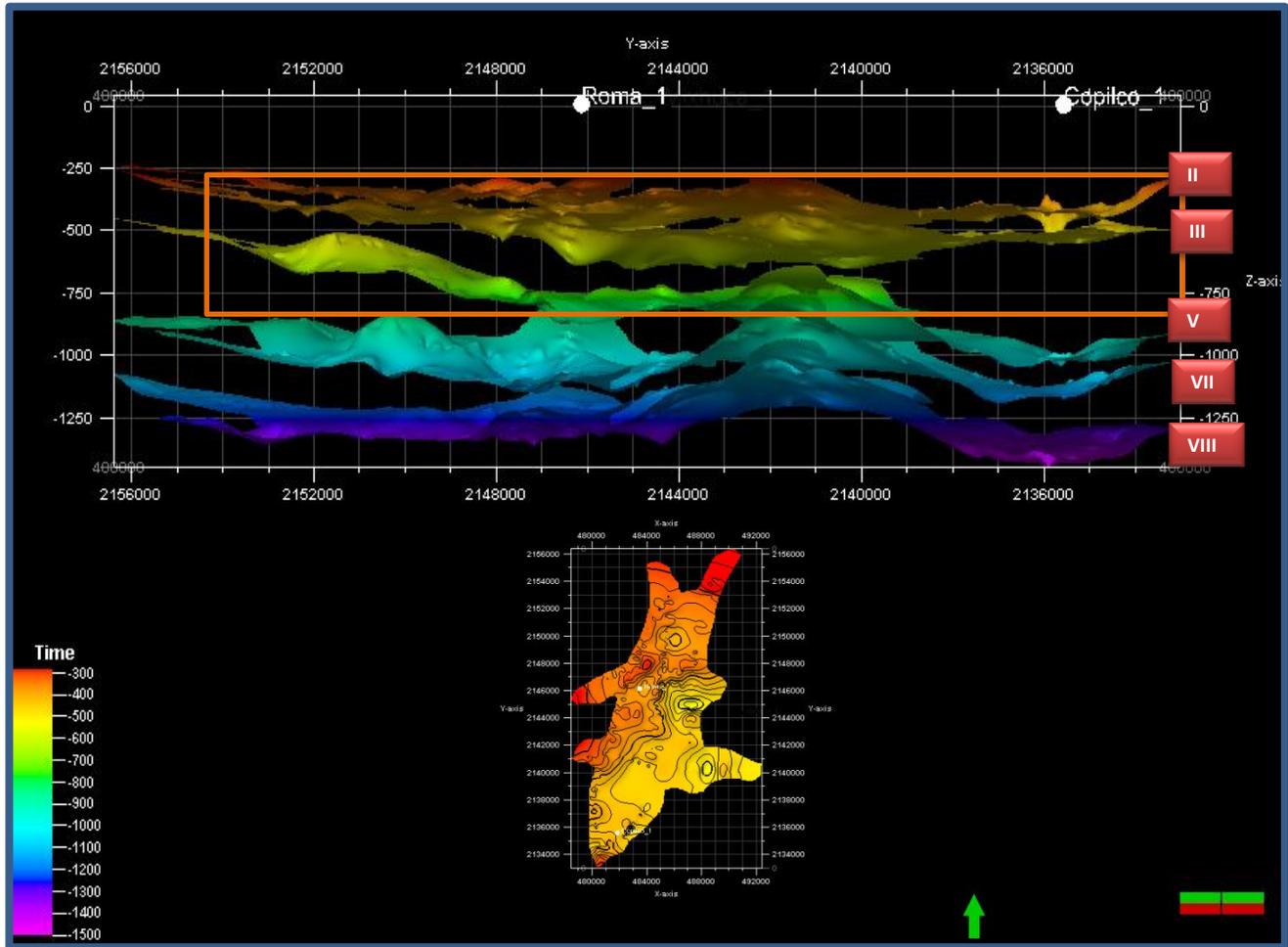


Figura 4.25. Vista Oeste de las superficies II y II donde se aprecia que ya que ya no sigue el relieve alto, ya que tiende hacerse más horizontal, aunque sigue conservando un contraste de relieve positivo que corresponde con el Alto de Mixcoac.

Capítulo 5

Conclusiones

- Mediante la aplicación del atributo sísmico de coseno de fase fue posible identificar y correlacionar los sistemas de fallas y lineamientos estructurales a lo largo de todo el mallado sísmico.
- Estratigráficamente, las principales unidades que aparecen en la zona de estudio tienen edades que van de Cenomaniano al Holoceno y estas son: la Formación Cuautla (Kc), Grupo Balsas (Teob), Rocas volcánicas del Oligoceno Tardío Temprano (Tomv), Rocas extrusivas del Mioceno Medio y Tardío (Tmv), Depósitos volcánicos del Plioceno Temprano (Tpv), Formación Las Cruces (Tpc), Depósitos aluviales (Qal) y Depósitos lacustres (Qla).
- Regionalmente existen varios patrones de fallamiento importantes, los más representativos están en dirección E-W afectando rocas mesozoicas. Asociados a esfuerzos que originaron extensión, están los sistemas de fallas intraformacionales norte-sur y noreste-suroeste que afectan rocas del Mioceno Medio hasta el Pleistoceno y se deben a procesos de acomodo por subsidencia de la cuenca.
- Respecto al fallamiento y fracturamiento que afecta la secuencia lacustre, se trata del grupo de fallas más jóvenes las cuales pueden funcionar como rutas de migración de agua que conforma el acuitardo de la cuenca del Valle de México, sin embargo, se tiene que estudiar el grado de cementación de dichas estructuras.
- Se interpretaron fallas que se clasificaron como normales aunque no se descarta la posibilidad de que existan fallas laterales ya que todas tienen ángulo de echado grande, que varía entre 60° y 80°; algunas fallas forman

pequeños grabens, el rumbo preferencial es este-oeste, pero se observan fallas con dirección N45°W y N20°E.

- Se identificaron dos sistemas de fallas dentro de las líneas compuestas base: sistema de fallamiento Mioceno Temprano-Pleistoceno Temprano y sistema de fallamiento del Plioceno Tardío-al Reciente.
- El primer sistema de fallamiento Mioceno Temprano-Pleistoceno Temprano y dentro de este mismo, fueron identificados otros dos subsistemas. El primer subsistema denominado *Subsistema de fallas del Mioceno Temprano* afecta a la unidad de Rocas extrusivas del Mioceno Medio, estas fallas tienen una orientación preferencial E-W con echados promedio de 80°. El segundo subsistema denominado *Subsistema de fallas del Pleistoceno Temprano* afecta a los Depósitos volcánicos Plioceno Temprano con orientaciones preferenciales de N45°W, E-W y N20°E con echados de 80° a 85°. Estos eventos pueden relacionarse con la deformación extensional que ocurrió en tres eventos relativamente discretos durante el Eoceno, Oligoceno y Mioceno-Reciente. Los tres eventos originaron extensión en dos direcciones principales horizontales y acortamiento vertical.
- El segundo sistema fue designado como sistema de fallamiento del Pleistoceno Temprano-al Reciente en el que se interpretaron fallas con orientaciones E-W, N80°W y N-S con echados de 80° en promedio, afectado a la formación Las Cruces, los Depósitos Aluviales y a los Depósitos Lacustres. Este sistema puede relacionarse con la deformación extensional que ocurrió a lo largo de la FVT a partir del Mioceno Medio y contemporáneamente con un gran pulso magmático. La deformación fue liberada por fallas normales con rumbos ENE-WSW y también se han activado fallas normales con rumbo NNW-SSE, del sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y NE-SW en la región de Apan, Hidalgo.

- La distribución de las fallas dentro del sistema del Mioceno Temprano-Pleistoceno Temprano se relaciona con la tendencia de las orientaciones sobre la cuenca de México pueden ser debido a eventos post-laramídicos.
- Los mapas estructurales correspondientes a edades de 15, 1.17 y 0.24 Ma muestran una posible correlación entre fallas, mostrando las direcciones preferenciales descritas anteriormente.
- La generación de superficies correspondientes de 15, 1.17 y 0.24 Ma permitieron correlacionar series de fosas con altos estructurales que afectan de manera diferencial a la columna estratigráfica.
- El comportamiento de las superficies generadas controló la distribución y el espesor de cada unidad, con lo cual podemos explicar las diferencias en espesor de material volcánico, así como acumulaciones con geometrías diferentes en distintos puntos del área de estudio.
- La alineación de los grandes estratovolcanes mexicanos con una orientación general N-S como ocurre con los volcanes Popocatepetl e Iztaccíhuatl, están relacionados con una zona de debilidad cortical que causó el sistema de fallamiento normal que sigue esa orientación.
- En las superficies generadas representativas del Mioceno Medio al Pleistoceno Temprano, se observaron un conjunto de altos y bajos topográficos. Al norte de la zona de estudio fueron visibles estructuras correspondientes a un horst y un graben denominados Alto Tepeyac y graben Tenochtitlan respectivamente, delimitados por fallas normales

Capítulo 5

Conclusiones y Recomendaciones

N45°W-SE y E-W con echados de 80° aproximadamente, con longitudes de entre -300 a - 750 ms, hasta -820 ms.

- Se identificó también, un alto topográfico que se encuentra ubicado hacia el suroeste del área de estudio, denomina Alto de Mixcoac. En los flancos de la estructura se encuentran fallas normales con orientaciones E-W y echados de 80° a 85°.
- Existe otra depresión en la zona sur en el área de Copilco, donde el relieve muestra una gran pendiente con fallas normales con echados de 80° con longitudes de entre -350 a - 750 ms aunque las direcciones de las fallas no pudieron ser correlacionales en esta zona.
- En las superficies correspondientes a los 1.17 Ma a 0.24 Ma, se identificó el graben cerca del pozo Roma-1 y de la calzada la Viga y el graben Tenochtitlan que corresponden con el sistema de fallas normales del Pleistoceno Temprano al Reciente; son fallas con orientaciones E-W y N40°W con echados de 80 a 85° aproximadamente.
- El relieve en estas superficies tiende a ser más subhorizontal por lo que puede pensarse que existió acumulación de grandes espesores de aluvión debido a un bloqueo del desagüe, causado por el emplazamiento de derrames lávicos y/o por fallamiento normal del Cuaternario.
- A pesar de los diversos estudios geológicos y geofísicos realizados en la cuenca, es de gran relevancia geotécnica el hecho de conocer los sistemas de fallas y fracturas, ya que afectan a los sedimentos y rocas del subsuelo, lo que impacta directamente en la infraestructura de la ciudad.

Recomendaciones

- Se deben realizar más estudios específicos de geología y geofísica, como registro de pozo, mecánica de rocas, así como mejorar la sísmica para generar imágenes de mejor calidad del material, lo que será de utilidad para interpretar el subsuelo del Valle de México, con la que se obtendrá una mejor interpretación tanto en la zona profunda como somera.
- Realizar más pozos profundos distribuidos estratégicamente por el Valle de México con un buen control de la información geológica y geofísica que incluye una descripción de núcleos más precisa y toma de registros geofísicos con las nuevas herramientas y tecnologías.
- Realizar la transformación de la información que está en tiempo a profundidad y de esta forma poder saber con mayor precisión a cuantos metros se encuentran las estructuras, los cambios litológicos y eventos importantes.
- Generar modelos, con base a profundidad para realizar cálculos volumétricos sobre recursos naturales útiles a la sociedad específicamente se debe de conocer mejor la distribución y características de los acuíferos profundos.

Bibliografía

Bibliografía

Aguayo, J., Marín, S., Sánchez, F., 1989, Evolución geológica de la Cuenca de México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Memorias del Simposio sobre tópicos Geológicos de la Cuenca del Valle de México, pp. 25-41

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.

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

Arellano Gi, J., 2002. Apuntes de Geología estructural. Universidad Nacional Autónoma de México. Facultad de Ingeniería, México, D.F.

Babín V. y Gómez O., 2010. Problemas de Geología Estructural: Pliegues. Serie Geológica Estructura, UAM, Departamento de Geodinámica, Madrid, p. 95-98.

Brown, A., 1991. Interpretation of Three Dimensional Seismic Data. Society of Exploration Geophysicists.

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.

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

Damon, E. P., M. Shafigullah 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.

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

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

Díaz-Rodríguez, A., and Santamarina, J.C., 2001. Mexico City soil behavior at different strains: Observations and physical interpretation. J. of Geotechnical.

Ferrari, L., 2004. Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico: Geology, 32(1), 77-80.

Ferrari, L., Garduño, V., Pasquaré, G., Tibaldi, A., 1991. Geology of Los Azufres caldera, Mexico, and its relations with regional tectonics: Journal of Volcanology and Geothermal Research, 47, 129-148.

Ferrari, L., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Carrasco-Núñez, G., 1999. Space-time patterns of Cenozoic arc volcanism in central Mexico: from the Sierra Madre Occidental to the Mexican volcanic belt: Geology, 27, 303-306

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, 65-8

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.

Fries, C., Jr., 1960. Geología del estado de Morelos y de partes adyacentes de México y Guerrero, región central meridional de 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

Fries, C., Jr., 1966. Resumen de la Geología de Cuernavaca, Estado de Morelos, Hoja Cuernavaca 14 Q-h (8), Esc. 1:100 000. Inst. Geol. UNAM, México, D.F.

García-Palomo, A., Macías, J. L., Tolson, G., Valdez, G., & Mora, J. C. (2002). Volcanic stratigraphy and geological evolution of the Apan region, east-central sector of the Trans-Mexican Volcanic Belt. *GEOFISICA INTERNACIONAL-MEXICO-*, 41(2), 133-150.

Gastil, R. G., & Jensky, W. (1973). Evidence for strike-slip displacement beneath the Trans-Mexican volcanic belt. *Stanford Univ. Publ. Geol. Sci*, 13, 171-180.

Giner Robles, 2001, Riesgo sísmico. Madrid, UAM, Departamento de Geología y Geoquímica, p.1-3.

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.

Hatcher, R. D., 1990. *Structural geology: principles, concepts, and problems* (pp. 1-531). Merrill Publishing Company.

López Mendoza, E., 2012. Análisis del fracturamiento de las zonas topográficas bajas del Distrito Federal para evaluar áreas vulnerables a la contaminación de los acuíferos. [Tesis de licenciatura]: UNAM, Facultad de Ingeniería.

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.

Bibliografía

Mooser, F., 1975. Historia Geológica de la Cuenca de México, en Memoria de las Obras de Drenaje Profundo del Distrito Federal: México D.F., Departamento del Distrito Federal, 38 p.

Mooser F., 1978. Geología del Relleno Cuaternario de La Cuenca de México. In: Simposio. El subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en el área Urbana del Valle de México. Valdes-Llamas, P. (Editora). Sociedad mexicana de mecánica de suelos, pp 9-13.

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

Nieto-Samaniego, A. F., Alaniz-Álvarez, S. A., & Camprubí, A. (2005). La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica. Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana, 57(3), 285-318.

Palma Maya T. D., 2012. Análisis Estructural de las zonas topográficamente altas del Distrito Federal para evaluar áreas susceptibles de contaminación. [Tesis de licenciatura]: UNAM, Facultad de Ingeniería.

Partyka, G., 2000. Seismic attribute sensitivity to energy, bandwidth, phase and thickness. SEG Expanded Abstracts 19. Recuperado el 2 de Noviembre de 2013
<http://www.freeusp.org/RaceCarWebsite/TechTransfer/OnlineTraining/AttrSens/AttrSens.html>.

PEMEX, 1988. 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.

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.

Robin, C., and Boudal, C. 1987. A gigantic Bezymianny-type event at the beginning of modern Volcan Popocatepetl. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 31(1), 115-130.

Romero-Miranda, E., 2011, Importancia de las fracturas en diferentes aplicaciones de la Geología, [tesis de licenciatura]: UNAM, Facultad de Ingeniería.

Solano Rojas D. E., 2013. Evaluaciones de riesgo por fallamiento asociados a subsidencia derivados de INSAR. [Tesis de licenciatura]: UNAM, Facultad de Ingeniería

Schlumberger, 2011. Oilfield Glossary. Consultado el 10 de Noviembre 2013 de <http://www.glossary.oilfield.slb.com/Display.cfm?Term=attribute>

Santoyo V. E., 2005. Síntesis geotécnica de la Cuenca del Valle de México, TGC.

Tapia-Valera, G., López-Blanco, J., 2001. Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: unidades morfogenéticas a escala 1: 100 000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. Instituto de Geología, UNAM, v. 19, núm. 1, p. 50-65.

Urrutia-Fucugauchi, J., Del Castillo, L., 1977. Un modelo del Eje Volcánico Mexicano: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 38, 18-28.

Urrutia-Fucugauchi, J., Böhnell, H., 1987. Tectonic interpretation of the Trans-Mexican Volcanic Belt: *Tectonophysics*, 138, 319-323.

Vázquez-Sánchez, E., y Jaimes-Palomera, R., 1989, Geología de la Cuenca de México: *Geofísica Internacional*, v. 28, p. 133–190.

Bibliografía

Yilmaz, Ozdogan, 2001. Seismic data analysis Volume I y II: Processing, inversion and interpretation of seismic data, Ed. SEG, USA, 2027 págs. ISBN: 978-1560800941.