



**INSTITUTO POTOSINO DE INVESTIGACIÓN
CIENTÍFICA Y TECNOLÓGICA, A.C.**

POSGRADO EN GEOCIENCIAS APLICADAS

**“Estudio de micro-gravimetría urbana en el centro
histórico de Querétaro en relación con el proceso de
subsistencia en el área metropolitana”**

Tesis que presenta
Marcela Guadalupe Espinosa López

Para obtener el grado de
Maestra en Geociencias Aplicadas

**Director de tesis:
Dr. Vsevolod Yutsis**

San Luis Potosí, S.L.P., julio del 2020



Constancia de aprobación de tesis

La tesis “**Estudio de micro-gravimetría urbana en el centro histórico de Querétaro en relación con el proceso de subsidencia en el área metropolitana**” presentada para obtener el Grado de Maestra en Geociencias Aplicadas fue elaborada por **Marcela Guadalupe Espinosa López** y aprobada el **09 de julio del 2020** por los suscritos, designados por el Colegio de Profesores de la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Dr. Vsevolod Yutsis

Director de la tesis

Dr. José Alfredo Ramos Leal

Miembro del Comité Tutorial

Dr. José Tuxpan Vargas

Miembro del Comité Tutorial

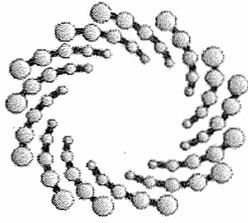


Créditos Institucionales

Esta tesis fue elaborada en la División de Geociencias Aplicadas del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C., bajo la dirección del Dr.

Vsevolod Yutxis.

Durante la realización del trabajo el autor recibió una beca académica del Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología 637565 y del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A. C.



IPICYT

Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C.

Acta de Examen de Grado

El Secretario Académico del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., certifica que en el Acta 059 del Libro Primero de Actas de Exámenes de Grado del Programa de Maestría en Geociencias Aplicadas está asentado lo siguiente:

En la ciudad de San Luis Potosí a los 16 días del mes de julio del año 2020, se reunió a las 16:00 horas en las instalaciones del Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica, A.C., el Jurado integrado por:

Dr. José Alfredo Ramos Leal

Presidente

IPICYT

Dr. José Tuxpan Vargas

Secretario

IPICYT

Dr. Vsevolod Yutxis _

Sinodal

IPICYT

a fin de efectuar el examen, que para obtener el Grado de:

MAESTRA EN GEOCIENCIAS APLICADAS

sustentó la C.

Marcela Guadalupe Espinosa López

sobre la Tesis intitulada:

Estudio de micro-gravimetría urbana en el centro histórico de Querétaro en relación con el proceso de subsidencia en el área metropolitana

que se desarrolló bajo la dirección de

Dr. Vsevolod Yutxis _

El Jurado, después de deliberar, determinó

APROBARLA

Dándose por terminado el acto a las 17:08 horas, procediendo a la firma del Acta los integrantes del Jurado. Dando fe el Secretario Académico del Instituto.

A petición de la interesada y para los fines que a la misma convengan, se extiende el presente documento en la ciudad de San Luis Potosí, S.L.P., México, a los 16 días del mes de julio de 2020.

Dr. Marcial Bonilla Marín
Secretario Académico

Mtra. Ivonne Lizette Cuevas Vélez
Jefa del Departamento del Posgrado



Dedicatoria

A Dios, por guiarme en el camino y presentarme experiencias, circunstancias que me han hecho aprender, crecer y sobre todo entender la vida.

A mi familia, por las difíciles decisiones que han tomado y que al final valieron la pena. Por los sacrificios que pasaron para poder darme una mejor calidad de vida y así darme la facilidad de poder terminar esta etapa. Pero, sobre todo gracias por su amor y apoyo.

A esa persona por darme alas, por impulsarme a crecer y creer en mi capacidad, por ayudarme a superar miedos, por la tolerancia y comprensión que me dio hasta el final.

Agradecimientos

Al Instituto Potosino de Investigación Científica y Tecnológica A.C. (IPICYT) por brindarme la oportunidad de continuar mi formación académica y profesional, sobre todo al Dr. Vsevolod Yutsis por su apoyo, paciencia, conocimiento transmitido y consejos profesionales.

A la División de Geociencias Aplicadas, a todos y cada uno de sus investigadores, en especial al Dr. José Alfredo Ramos Leal y Dr. José Tuxpan Vargas por siempre recibirme y aclararme las dudas que tenía. Además, agradezco el apoyo en campo y gabinete del M. en C. David E. Torres Gaytán.

Este trabajo se realizó a través al proyecto Convenio IMPLAN-UNAM: CV-COSJ-CGEO-0050X/2017, agradeciendo a los alumnos de la UNAM y de IPICYT integrantes que participaron en las campañas para adquisición de datos en campo. A mis compañeros y amigos que además de la amistad me ayudaron a terminar este trabajo, Daniel, Oscar, Cesar Jesús, Joselin y a los que de una u otra manera apoyaron para su realización.

Contenido

Constancia de aprobación de la tesis	ii
Créditos institucionales	iii
Acta de examen	iv
Dedicatorias	v
Agradecimientos	vi
Lista de tablas	x
Lista de figuras	xi
Anexos	xiii
Resumen	xiv
Abstract	xv
CAPÍTULO I. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO	1
1.1 INTRODUCCIÓN	1
1.2 PLANTEAMIENTO DEL PROBLEMA	2
1.3 HIPÓTESIS	2
1.4 OBJETIVOS	2
1.4.1 OBJETIVO(S) GENERAL(ES)	2
1.4.2 OBJETIVOS PARTICULARES	3
1.5 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO	3
1.6 ANTECEDENTES	3
CAPITULO II. SUBSIDENCIA	8
2.1 DEFINICIÓN DE SUBSIDENCIA	8
2.2 CAUSAS DE LA SUBSIDENCIA	9
2.2.1 CAUSAS NATURALES	10
2.2.2 CAUSAS INDUCIDAS	12
2.2.3 TIPOS DE SUBSIDENCIA	14
2.2.4 EJEMPLOS DE SUBSIDENCIA	19
2.2.5 SUBSIDENCIA EN VALLE DE QUERÉTARO	24
CAPÍTULO 3. MARCO GEOLÒGICO DEL ÀREA DE ESTUDIO	27
3.1 ESTRATIGRAFÍA	27
3.2 PAQUETES Y BASAMENTO ROCOSO	29
3.3 PALEOGEOGRAFÍA	34
CAPITULO IV. TECTÓNICA REGIONAL Y LOCAL	39
4.1 OROGENIA LARAMIDE Y PROVINCIAS GEOLÓGICAS.	39
4.2 BASIN AND RANGE	42
4.3 SISTEMA DE FALLAS REGIONALES	45
4.3.1 TAXCO-SAN MIGUEL DE ALLENDE	45
4.3.2 CHAPALA-TULA	46
4.3.3 SISTEMA DE FALLAS IXTLA-LA JOYA	47
4.4 FALLAS LOCALES QUE AFECTAN EL VALLE DE QUERÉTARO Y SU ALCANCE ESPACIAL	47
CAPÍTULO V. CRECIMIENTO DEMOGRÁFICO Y ABATIMIENTO DEL NIVEL FREÁTICO	52

5.1 ASPECTOS DEMOGRÁFICOS	52
5.2 EVOLUCIÓN COMERCIAL E INDUSTRIAL	54
5.3 FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL ACUÍFERO DEL VALLE DE QUERÉTARO	56
5.4 USO HISTÓRICO DE AGUA SUBTERRÁNEA EN LA CAPITAL DE QUERÉTARO	62
CAPÍTULO VI. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE GRAVIMETRÍA, MICROGRAVIMETRÍA Y GPS DIFERENCIAL	65
6.1 MÉTODO GRAVIMÉTRICO	65
6.1.1 CAMPO POTENCIAL	66
6.1.2 GRAVEDAD	67
6.1.2.1 Gravedad absoluta	69
6.1.2.2 Gravedad relativa	69
6.1.2.3 Gravedad teórica	70
6.1.3 UNIDADES	70
6.1.4 GEOIDE	71
6.1.5 REDUCCIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS.	71
6.1.5.1 Corrección por Mareas Terrestres	72
6.1.5.2 Deriva instrumental	72
6.1.5.3 Corrección por latitud	73
6.1.5.4 Corrección por aire libre	73
6.1.5.5 Corrección de Bouguer	74
6.1.5.6 Corrección por terreno	74
6.1.5.7 Corrección topográfica	75
6.1.5.8 Corrección por presión atmosférica	75
6.1.6 ANOMALÍAS DE LA GRAVEDAD	75
6.1.6.1 Anomalía de aire libre	76
6.1.6.2 Anomalía de Bouguer	76
6.1.6.3 Anomalía regional	77
6.1.6.4 Anomalía residual	77
6.2 MICROGRAVIMETRÍA	78
6.3 FILTROS MATEMÁTICOS	78
6.3.1 PRIMERA DERIVADA VERTICAL (1ADz)	78
6.3.2 ALGORITMO TILT DERIVATIVE (TDR)	79
6.3.3 DEPTH TO BASEMENT	79
6.3.4 ESPECTRO DE POTENCIA	80
6.3.5 DECONVOLUCIÓN DE EULER	80
6.4 ASPECTOS GENERALES DE NAVEGACIÓN GPS	81
6.4.1 EVOLUCIÓN DEL GPS	81
6.4.2 DESCRIPCIÓN DE GPS	82
6.4.3 GPS DIFERENCIAL	85
6.4.4 MÉTODOS DE OBSERVACIÓN	86
CAPÍTULO VII. METODOLOGÍA	89
7.1 RECOPIACIÓN DE INFORMACIÓN	89
7.1.1 VALLE DE QUERÉTARO Y MÉTODO GRAVIMÉTRICO	89
7.1.2 PLANEACIÓN DE LOGÍSTICA DE CAMPO	90

7.2 TRABAJO DE CAMPO	91
7.2.1 LEVANTAMIENTO GRAVIMÉTRICO Y TOPOGRÁFICO	91
7.3 TRABAJO DE GABINETE	93
7.3.1 PROCESAMIENTO DE DATOS	93
7.3.2 GENERACIÓN DE MAPAS DE ANOMALÍAS GRAVIMÉTRICAS Y DE RIESGO	94
7.3.3 INTERPRETACIÓN	97
CAPÍTULO VIII. RESULTADOS Y DISCUSIONES	98
8.1 ANOMALÍA RESIDUAL DE BOUGUER	98
8.2 FILTRO TDR	100
8.3 ESPECTRO DE POTENCIA	102
8.4 DECONVOLUCION DE EULER	102
8.5 MODELOS 2D (GM-SYS)	104
PERFIL A-A'	104
PERFIL B-B'	105
PERFIL C-C'	106
PERFIL D-D'	107
8.6 MAPA DE RIESGOS	108
CAPÍTULO IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES	111
CONCLUSIONES	111
RECOMENDACIONES	111
BIBLIOGRAFÍA	113
ANEXOS	128

Lista de Tablas

Tabla 1. Tipos de subsidencia. Tomada de Scott (1979).	14
Tabla 2. Servicio de tiempo y posicionamiento estándar basado en un nivel de probabilidad del 95%. Tomado de Hofmann-Wellenhof et al., 2008.	84
Tabla 3. Parámetros con su respectivo peso de importancia, su valor y referencia de donde se obtuvieron los datos.	95

Lista de figuras

1. Localización del área de estudio.	4
2. Ejemplo de formación de cueva.	9
3. A) Formación de sumidero. B) Subsistencia (sumidero) en Winter Park, Florida.	10
4. Proceso de hinchazón en la expansión de la arcilla.	11
5. Representación de tipos de subsidencia.	17
6. Representación de las configuraciones de las capas que inducen a discontinuidades y patrones de hundimiento alineados en SCDS.	19
7. Frente del Museo Regional y agrietamiento en la azotea.	20
8. A) Fachada del palacio de minería de la ciudad de México.	21
9. Representación del rango de hundimiento del suelo.	22
10. Columna estratigráfica tomada y adaptada de Carreón-Freyre et al., 2005 y Carreón-Freyre et al., 2016.	29
11. Se muestra la cubierta volcánica Cenozoica de México, los terrenos tectono-estratigráficos.	33
12. Representación de la deformación en la parte septentrional y meridional de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) durante el Cenozoico.	36
13. Ubicación de provincias geológicas.	39
14. Superficie de alcance de la provincia Basin and Range al occidente de Estados Unidos y dentro del territorio mexicano.	43
15. Localización de fallas mayores.	48
16. a) MDE de la cd de Querétaro. F1: falla 5 de Febrero; F2: falla Cimatorio.	49
17. Características presentes en las fallas de la zona San Miguel de Allende – Querétaro.	50
18. Representación del sistema de fallas Querétaro, correlacionado con hillshade de la zona de estudio.	51
19. Población del estado y ciudad de Querétaro con representación gráfica.	53
20. Columna estratigráfica tomada y adaptada de Carreón-Freyre et al., 2005 y Carreón-Freyre et al., 2016.	61
21. a) Mapa geológico del Valle de Querétaro con la ubicación de los pozos. b) Retiro de agua subterránea.	64
22. Superficies equipotenciales gravitacionales y campo de gravedad de una esfera con masa.	67
23. Representación de los constituyentes de la aceleración gravitacional en m/s^2 .	68
24. Diagrama que representa la ubicación del geoide con respecto al elipsoide.	71
25. Imagen basada de Dentith and Mudge 2014.	74
26. Representación de adquisición de datos por el método estático rápido	87
27. A) Se muestra el gravímetro utilizado en campo marca Scintrex modelo CG5. B) GPS utilizado marca Trimble modelo R4.	89
28. Mapa de mediciones topográfico, gravimétrico y microgravimétrico en el Valle de Querétaro.	90

29. A) y C) Representación de Gravímetro durante medición. B) y D) Uso de GPS diferencial durante la segunda campaña.	91
30. Mapas gravimétricos del área de estudio.	100
31. Izquierda: TDR (Algoritmo derivado de la inclinación). Derecho: Correlación con fallas regionales.	101
32. Logaritmo natural del espectro de densidad de potencia radial vs número de onda radial para datos de Gravedad Residual.	102
33. Resultados obtenidos a partir de la deconvolución de Euler, a partir de la Anomalía Residual de Bouguer.	103
34. Perfil A-A' ubicado en la parte norte de la zona de estudio.	104
35. Perfil B-B' ubicado en la parte central E-W del área de estudio.	105
36. Perfil C-C' ubicado en la parte sur ENE-WSW del área de estudio.	106
37. Perfil D-D' ubicado en la parte centro del área de estudio con orientación N-S.	107
38. A) Mapa geológico (Carreón-Freyre et al., 2005) con la ubicación de la zona de estudio delimitado con línea de color rojo. B) Ubicación de la zona de estudio con el nombre de algunas avenidas principales, tomada de Google Earth.	108
39. Mapa de Riego de Subsistencia creado a través de la superposición del grosor de sedimentos, anomalía gravimétrica (gradiente horizontal), nivel estático y fallas documentadas con lineamientos inferidos.	109

Anexos

1. Mapa Geológico del Valle de Querétaro.	128
2. Mapas Gravimétricos.	129
3. Parametros para mapa de riesgo.	138

Resumen

La estructura y formación del Valle de Querétaro ha sido motivo de estudio desde los años setenta, esto a causa de las deformaciones superficiales que ha venido presentando y aumentando a lo largo del tiempo. La presencia de fallas regionales que pasan por el Valle, además de las provincias geológicas, favorecieron a la creación de grabens y semigrabens teniendo una estructura con zonas de debilidad.

En los últimos años hemos sido testigos del preocupante crecimiento demográfico de la capital de Querétaro que, junto con el aumento en el suministro de otros servicios, el agua subterránea cada vez ha sido sobreexplotada de una manera inquietante. Este mal uso del recurso, aunado con el basamento irregular de la zona han ayudado a que se generen compactaciones diferenciales en unidades litológicas presentes del área.

En este trabajo se aplicó la Gravimetría teniendo las características adecuadas para poder realizar un levantamiento microgravimétrico y topográfico a detalle. A pesar de que anteriormente ya han utilizado esta herramienta, su alcance no ha sido del todo bueno, llevándose a la tarea de darle un seguimiento entero.

Se construyeron tres representaciones de modelos 2D con base en la Anomalía Residual de Bouguer, con ayuda del software Oasis Montaj™ ubicados en la parte norte, centro y sur del área de estudio con orientaciones E-W. Mapas de anomalías gravimétricas aplicando diferentes filtros en donde se correlacionaron los resultados con estructuras documentadas pudiendo inferir otras nuevas.

A través de la interpolación de datos de gradiente horizontal, nivel estático, grosor de sedimentos, fallas y lineamientos inferidos, se logró hacer un mapa de riesgo de subsidencia teniendo cierta correspondencia de riesgo medio a alto con falla documentada (5 de Febrero). Este mapa puede ayudar y servir de base para planeación en la próxima infraestructura a construir, procurando la prevención y evitar así una costosa remediación.

PALABRAS CLAVE: Hundimientos, deformación, compactación, Geofísica, agua subterránea, fallamiento, sobreexplotación, riesgo.

Abstract

The structure and formation of the Querétaro Valley has been a subject of study since the 1970s, this due to the surface deformations that it has been presenting and increasing over time. The presence of regional faults that pass through the Valley, in addition to the geological provinces, favored the creation of grabens and semigrabens having a structure with areas of weakness.

In recent years we have witnessed the worrying demographic growth of the capital of Querétaro that, together with the increase in the supply of other services, groundwater has increasingly been over-exploited in a disturbing way. This misuse of the resource, together with the irregular basement of the area, have helped to generate differential compactions in lithological units present in the area.

In this work, Gravity Study was applied using the appropriate characteristics to be able to carry out a detailed microgravimetric and topographic survey. Despite the fact that they have previously used this tool, its scope has not been entirely good, leading to the task of monitoring it completely. Three 2D geological-geophysical models were constructed based on the Bouguer Residual Anomaly, with the help of the Oasis Montaj[™] software, located in the north, center and south part of the study area with E-W orientations. Gravimetric anomaly maps applying different filters were constructed too, showing different details of basement and sediment cover structure.

Through the interpolation of data of horizontal gradient, static level, sediment thickness, faults and inferred guidelines, it was possible to make a subsidence risk map having some correspondence of medium to high risk with documented fault (5 de Febrero). This map can help and serve as a basis for planning the next infrastructure to be built, seeking prevention and thus avoiding costly remediation.

KEYWORDS: Sinking, strain, compaction, Geophysics, underground water, failure, overpumping, risk.

CAPÍTULO I. GENERALIDADES DEL ÁREA DE ESTUDIO

1.1 Introducción

En algunos estados del centro de la República Mexicana han tenido presencia de agrietamientos en la infraestructura y del problema posterior en el desarrollo urbano, teniendo que hacer una continua restauración y reconstrucción de edificios sin tener claro la causa de este fenómeno. Desde los años setenta se han reconocido las deformaciones que se han generado en el Valle de Querétaro, a principios de los años ochenta, se desarrolló la primera falla de dicho Valle (Carreón-Freyre et al., 2005).

Uno de los rasgos distintivos que comparten las zonas en dónde se desarrollan asentamientos humanos, son que corresponden a valles y estos valles se ubican en cuencas sedimentarias, cubiertas por materiales granulares favorables para la creación de cuerpos acuíferos. Si bien se sabe, el abastecimiento principal de agua para la capital de Querétaro es a través de agua subterránea, misma que ha sido sobreexplotada debido al preocupante crecimiento de la zona urbana.

Algunos trabajos (Figuroa Miranda et al., 2018; Ochoa Gonzalez y Carreon 2010); Ochoa-González et al., 2013; Carreón-Freyre et al., 2016; Carrera-Hernández et al., 2016) explican, la alta relación que existe en el desarrollo de hundimiento con la extracción desmedida de agua subterránea. Hace algunos años, se publicó un artículo en donde, mencionan que la causa de la subsidencia diferencial y generación de fallamiento del Valle de Querétaro es debido a las irregularidades del basamento hidrológico (Pacheco et al., 2006).

De acuerdo con las publicaciones desarrolladas (Ochoa-González et al., 2015; Carreón-Freyre et al., 2005; Pacheco-Martínez, 2007) en el área urbana de la ciudad de Querétaro, se han tratado de estudiar las causas de los agrietamientos, fracturas superficiales y hasta fallas que se han presentado en dicha zona. El análisis de estas estructuras junto con mapeo de la geología, geotecnia, levantamientos geofísicos como son gravimétricos y magnéticos, nivelación topográfica, monitoreo del nivel freático y la respectiva compactación de capas

litológicas, aunado con modelos y simulaciones numéricas han permitido detectar la subsidencia existente y sus posibles causas.

Es por ello, la trascendencia del continuo estudio y monitoreo del área para poder validar la evolución del fenómeno, su origen, su posible solución, además de servir de fundamento para otras zonas que tengan la misma problemática.

Para el monitoreo y actualización de datos de la zona se decidió hacer uso del método gravimétrico como técnica geofísica, el cual presenta características convenientes para el uso en zona urbana, óptimo para el objeto de estudio de este trabajo, apoyado de levantamiento topográfico con GPS diferencial.

El mapa de riesgos elaborado en base a estas mediciones ayudará a tener actualizaciones en la planeación de desarrollo urbano de la capital.

1.2 Planteamiento del problema

La generación de agrietamientos, fracturas superficiales, fallas y hundimientos del Valle de Querétaro, es un problema actual, que por causas naturales y/o antropogénicas, han afectado la infraestructura de la ciudad.

El cuestionarnos el rango de evolución de este fenómeno, ¿cómo se desarrolla?, ¿qué actividades se pueden evitar para la propagación de este evento?, pueden ayudar a proponer técnicas o estudios nuevos para poder predecirlo o en todo caso mitigarlo. Además, conociendo las características propias y favorables al desarrollo de hundimiento de la zona urbana, ayuda a ubicar áreas con las mismas características y dirigirlos a una planeación apta según el potencial que presente.

1.3 Hipótesis

Los mapas gravimétricos reflejan las densidades del material del área de estudio así como de cambios en la superficie, siendo útil para su representación en mapa de riesgos de subsidencia.

1.4 Objetivos

1.4.1 Objetivo(s) general(es)

- 1) Predecir zonas propensas a desarrollar deformaciones superficiales con la ayuda de mapa de riesgos y conocer la relación existente entre características estructurales, hidrológicas y geológicas con la subsidencia.

- 2) Conocer las características gravimétricas del lugar, apoyándose de la elaboración de mapas de riesgo para poder predecir los efectos futuros que la subsidencia pueda ocasionar.

1.4.2 Objetivos particulares

- Elaborar mapa gravimétrico a partir de levantamiento gravimétrico, microgravimétrico y topográfico.
- Identificación de lineamientos presentes en la ciudad, a través de mapas gravimétricos.
- Conocer con que eventos tectónicos, geológicos y estructurales se relaciona la problemática actual y como afecta en su evolución.
- Correlacionar resultados, con información documentada, para definir los aspectos que favorecen en el desarrollo de subsidencia.
- Definir las zonas en peligro bajo, medio y alto próximos a que puedan desarrollar subsidencia a través de mapa de riesgo.

1.5 Localización del área de estudio

El área de estudio se encuentra delimitada por las coordenadas proyectadas 2,270,000 y 2,285,000 Latitud Norte, 350,000 y 360,000 Longitud Oeste. Se localiza en la capital del estado de Querétaro de la República Mexicana, al noroeste de la Ciudad de México. Corresponde al centro histórico de Querétaro pasando por algunas avenidas principales como son Av. Zaragoza, Av. Constituyentes, Av. Universidad, Av. 5 de Febrero, Av. Corregidora, Av. B. Quintana, entre otras que se mencionan más adelante. Se encuentra dentro de la carta topográfica de INEGI F14C65 (Fig. 1).

1.6 Antecedentes

Existe una amplia información en dónde muestran la relación de subsidencia con la extracción de fluidos ubicados a profundidad de la superficie terrestre. Desde 1961 (Holzer et al., 1979; 1984a, b; 1989) documentaron un escarpe formado al sur de Arizona el cual se encuentra ubicado en una zona de subsidencia causado por el abatimiento del nivel de agua subterránea. Según la investigación, se entiende que el escarpe está relacionado con fallamiento causado por extracción de agua subterránea. Además, el mismo autor expone que las fisuras o grietas son de las únicas estructuras a las que han sido atribuidas a la extracción agua subterránea.

Un aspecto importante es que esta zona de fallamiento ocurre en una cuenca aluvial perteneciente a la provincia de Basin and Range.

El mismo caso para nueve áreas de Estados Unidos, como son Long Beach y Santa Clara Valley, California y Houston-Galveston, Texas (Holzer, 1989), los cuales, no han estado exentos de la presencia del fenómeno de subsidencia, causado por actividades antropogénicas como es la despresurización de recursos de tipo subterráneo. El total de dólares invertidos en el control de éstas tres zonas han sido más de \$300 millones de dólares, lo cual da una idea de lo que implica su restauración. Una de las soluciones que ayudaron en la mitigación del problema fue la aplicación de una ley la cual, requiere unitización y represión del campo de petróleo. Otros factores que ayudaron fue la regulación del bombeo de agua a través de la aplicación de impuesto para su bombeo, reduciendo su uso y su consecuente recuperación del nivel de agua.

En el caso particular del Valle de Querétaro, esta zona ha tenido un fuerte efecto negativo debido a la subsidencia, y es que desde hace tiempo atrás las diferentes actividades agropecuarias como son hortalizas y frutales han requerido el uso de

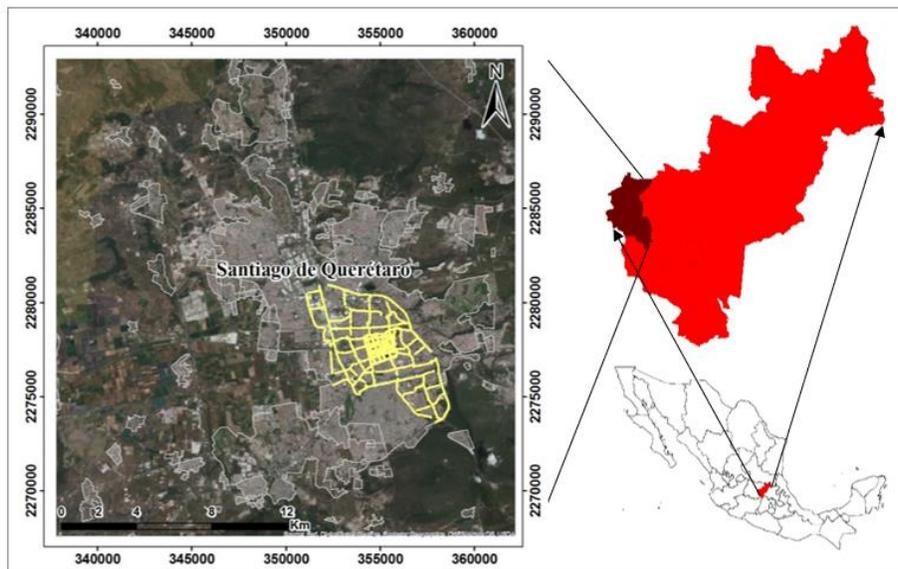


Figura 1. Localización del área de estudio, elaborado con shapes de INEGI. La figura de color rojo representa el estado de Querétaro, de color vino la ciudad de Querétaro. Las líneas de color gris de lado izquierdo delimitan la zona urbana de Querétaro y las de color amarillo el levantamiento total del estudio gravimétrico.

agua de manantiales, y otros cuerpos de agua dulce, alcanzando en los años posteriores su desaparición. Posteriormente se alcanza el abatimiento del nivel piezométrico del sistema acuífero del Valle de Querétaro, causado principalmente por el abastecimiento del preocupante crecimiento demográfico. Este gran retiro de agua subterránea ha sido analizado como uno de los posibles y principales motivos en la generación de subsidencia.

Algunos autores (Figuroa-Miranda et al., 2018; Pacheco-Martínez y Arzate-Flores, 2007) han publicado acerca de los efectos negativos que se han dado a la infraestructura de la ciudad, debido a la subsidencia, tratando de mejorar las técnicas y herramientas de modelamiento, caracterización o en todo caso desarrollar otras nuevas, para conocer las causas, la evolución de esta actividad y su mitigación.

A pesar de que antes del 2000 ya existía investigaciones documentadas, fue hasta años posteriores en dónde surgió un interés mayor en la obtención de respuestas a este fenómeno. Tal es el caso de Aguirre-Díaz et al. (2005), en dónde resaltaron y describieron las fallas presentes en el Valle de Querétaro y sus alrededores, indicando la acción leve de actividad sísmica correspondiente a falla normal con rumbo NNW; así como, los efectos negativos que estas pueden tener para con las zonas urbanas y su infraestructura.

En el mismo año Carreón Freyre y colaboradores (Carreón-Freyre, et al., 2005) realizaron una correlación estratigráfica y geológica, en dónde proponen un modelo multicapa para el acuífero del Valle de Querétaro con sistema de flujo intermedio entre local y regional. Identificaron zonas probables de recarga y algunas unidades hidroestratigráficas que pueden transmitirla. Concluyeron que existe un efecto de fallas y fracturas en el flujo de agua subterránea, definiendo además la Falla Central como una frontera que determina patrones diferentes de flujo de agua.

Para objetivos con enfoque de esfuerzo-deformación, se hizo un estudio a través de elementos finitos (Pacheco et al., 2006) para poder analizar la subsidencia o zonas de debilidad, generada por acuífero no confinado que presenta dimensiones diferentes en el Valle de Querétaro. Se construyó un modelo de subsidencia presente a lo largo de zonas de fallamiento, se obtuvo el desplazamiento de la

superficie y las zonas posibles a desarrollar fallas. Con el método gravimétrico obtuvieron el basamento hidrológico irregular, siendo la causa del hundimiento diferencial presente en la metrópoli. Igualmente, en una tesis de doctorado (Pacheco-Martínez, 2007), se tiene la hipótesis de que el mecanismo de generación de agrietamientos en el Valle de Querétaro es por hundimientos diferenciales, provocados por un piso rocoso con topografía irregular del acuífero granular. Para poder comprobar esta hipótesis, desarrolló una metodología multidisciplinaria para poder localizar zonas que presenten características hidrogeológicas, aptas para la formación de agrietamientos presentes en el Valle de Querétaro, aplicables a cualquier otro lugar con características similares.

Para las propiedades mecánicas de los sedimentos, se realizó un estudio geotécnico y de “*ground penetrating radar*” GPR por sus siglas en inglés (Carreón-Freyre, et al., 2006), para el sistema de fallas en el Valle de Querétaro. Para delinear la geometría de fracturamiento realizaron perfiles GPR que, con apoyo de la estratigrafía, les permitió identificar deformaciones presentes en las capas, cambios en la dirección, espesor y desplazamiento vertical de las fracturas. Concluyeron que el desarrollo de fracturas se encuentra influenciado por las condiciones de materiales geológicos y por actividad antropogénica.

Posteriormente, se logró corroborar (Pacheco-Martínez y Arzate, 2007) que los fallamientos superficiales se dan a lo largo de los límites de las zonas de hundimientos, mostrando que los estratos rocosos son susceptibles de presentar rompimientos súbitos.

En lo que respecta al agua subterránea y su historia de extracción, existe un estudio reciente en donde muestran el rango de incremento en la extracción de agua subterránea en la ciudad de Querétaro (Carrera-Hernández, et al., 2016), de $21 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ en 1970 a $104 \times 10^6 \text{ m}^3/\text{año}$ en el 2010. Desarrollaron un modelo numérico 3D de flujo de agua subterránea, el cuál logra representar una evolución histórica de niveles potenciométricos del acuífero y simula los efectos en 2 escenarios, ya que su objetivo fue el de determinar un rango de extracción para estabilizar el acuífero. Con reducción del 40% en extracción, los niveles de agua potenciométricos al centro del valle se recuperarán por un par de años, después

estos continuarán cayendo y alcanzara los niveles del 2010 para el 2020. Si se implementa el segundo escenario tomara 30 años para alcanzar niveles parecidos a los de 1995.

Capítulo II. Subsistencia

2.1 Definición de Subsistencia

Existen diversos autores que explican en que consiste la subsidencia, contribuyendo al entendimiento a fondo de este fenómeno. Unos lo describen como un asentamiento que se puede dar de manera gradual o bien, de manera repentina (Galloway et al., 1999). Otros la definen como un hundimiento paulatino de la corteza terrestre, continental o submarina (Tomás et al., 2009). De la misma forma se puede traducir como el hundimiento de la superficie que se da de manera diferencial, a causa de la aplicación de esfuerzo normal al subsuelo generando consolidación de poros vacíos presentes en rocas profundas (Muñoz González 2019).

El empleo inicial de este concepto fue utilizado para minería como un hundimiento paulatino del suelo, originado por las cavidades subterráneas producidas por extracciones mineras. Este fenómeno a través de la deformación vertical del nivel de la superficie del terreno genera asentamiento de la superficie terrestre. A pesar de que existen diversas causas de subsidencia que se dan en México y alrededor del mundo, la que se ha presentado en la mayoría de los casos, es por la alta extracción de agua subterránea proveniente de acuíferos.

La subsidencia, aunque no provoca accidentes fatales, debido a su proceso de desarrollo prácticamente lento, si llega a causar daños materiales costosos, sobre todo en zonas urbanas. Tal como la presencia de grietas en superficie, solo por mencionar un ejemplo, que llegan a provocar daños tan importantes como lo es para infraestructuras civiles. Este agrietamiento aparece frecuentemente en muchas zonas dentro del territorio mexicano y fuera de él, a nivel mundial, en donde la necesidad de abastecer agua para diferentes usos ha crecido exponencialmente por motivos como es el crecimiento demográfico e industrial. Al crecer esta necesidad se alcanza un nivel de extracción de agua que supera la recarga necesaria para mantener en equilibrio los acuíferos.

En el capítulo III, se describen las provincias geológicas de la Mesa Central y el Cinturón Volcánico Transmexicano, lugares en donde se suelen ubicar las zonas

propensas a sufrir los estragos de este tipo de fenómeno. A través de estas provincias pasan estructuras con orientaciones NW-SE y/o NE-SW que pueden llegar a estar asociadas con otras provincias, mismas que a su vez presentan cualidades favorables para la formación de valles rellenos de materiales aluviales y posteriormente el desarrollo de asentamientos humanos.

Dentro de este caso en particular se debe tener cuidado al momento de mencionar las estructuras tectónicas que se encuentran asociadas a este tipo de deformación ya que existe ciertas confusiones al momento de referirse a ellas a causa de las diferentes maneras que las nombran. En Figueroa-Miranda (2018), se menciona el uso que se le debe de dar a los conceptos de *ground failure* al referirse a discontinuidades asociadas a subsidencia por extracción de agua en valles aluviales y lacustres. Estas se subdividen en a) *Surface fault* que en términos generales desarrollan un escarpe y b) *earth fissure* las cuales no generan un escarpe.

2.2 Causas de la Subsidencia

En algunas zonas, la subsidencia se da por un colapso repentino, por extracción de agua o de algún fluido, por compactación de sedimentos o por la carga de construcciones de ciudades como son edificios, casas, calles, etc. y aunque puede sonar fácil de entender las causas que lo pueden provocar, la realidad es que llega a ser bastante complejo.

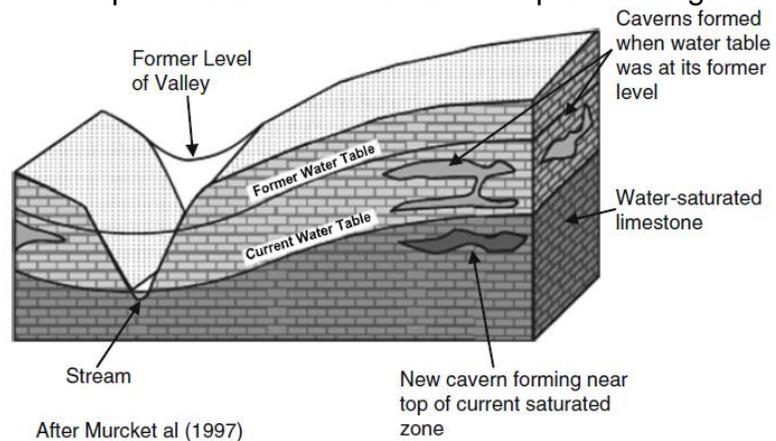


Figura 2. Ejemplo de formación de cueva.

Según (Zeitoun and Wakshal 2013a), las causas de una subsidencia pueden ser naturales o inducidas por el hombre. Las naturales son las correspondientes a las geológicas como son formación de cuevas (Fig. 2), los sumideros y topografía cárstica. Las segundas son, por ejemplo, la construcción de minas subterráneas, así como retiro de fluidos.

2.2.1 Causas naturales

En terrenos cársticos es común la presencia de un alto grado de erosión, además de fallamiento de suelos por la disolución del tipo de roca, característico de este tipo de estructuras geológicas, teniendo las condiciones necesarias para que se dé algún tipo de deformación y subsidencia. En la bibliografía (Waltham, Bell, and Culshaw 2007) se explica este tipo de subsidencia y como es sorprendente que se necesite decenas de miles de años para la creación de estas estructuras y en tan sólo una fuerte tormenta se pueda remover. Igualmente se describen las diferencias del tipo de morfología de las diferentes clases de subsidencia-sumideros (Fig. 3). Por lo regular los sumideros pueden aparecer después de periodos de lluvia fuertes, por una declinación prolongada en el nivel freático, es por ello que es importante el tener información de condiciones meteorológicas; así como, también del nivel freático (Waltham, Bell, and Culshaw 2007).

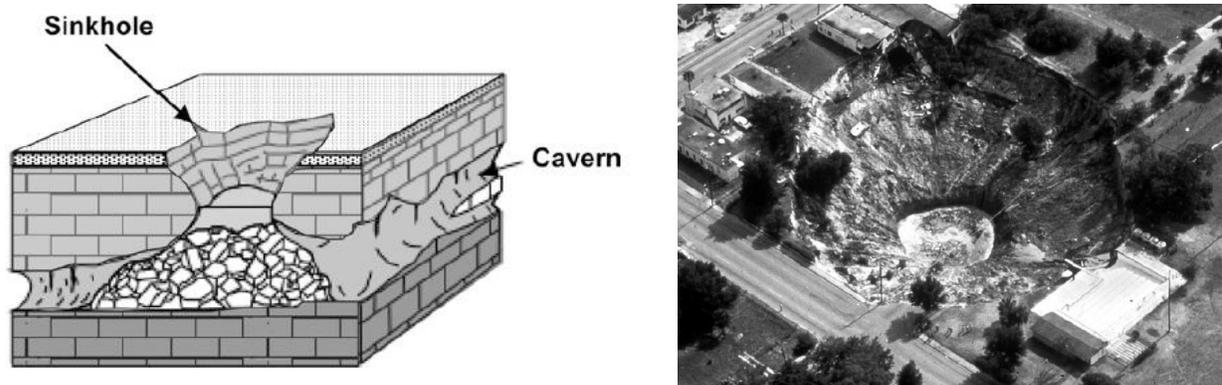


Figura 3 A) Formación de sumidero. B) Subsidencia (sumidero) en Winter Park, Florida justo después de su caída en mayo de 1981.

Otro punto importante es el tipo de roca que se encuentra en la superficie, ya que según las características físicas y químicas de estas pueden ayudar a la deformación de la superficie. Las zonas o ciudades que se encuentran por encima de sedimentos no consolidados, como son areniscas, arcillas (Fig. 3) y limos pueden ser más susceptibles a la subsidencia.

Algunas de las acciones que se pueden aplicar para mitigar este tipo de deformaciones, es mapear las zonas de estudio conociendo así el tipo de roca que

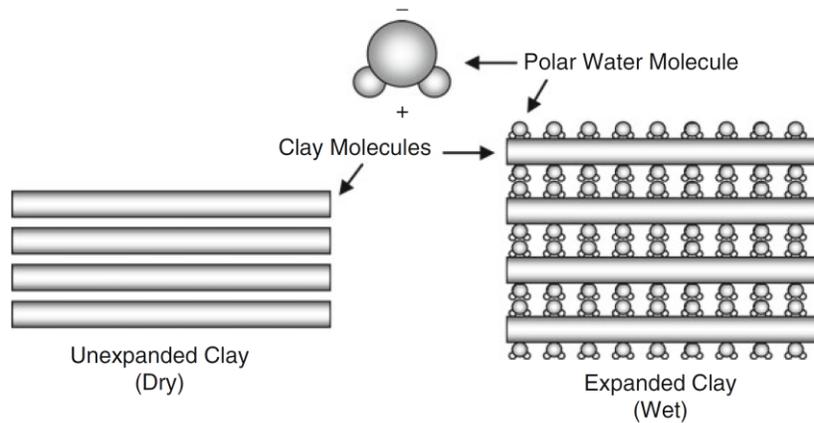


Figura 4. Proceso de hinchazón en la expansión de la arcilla.

se encuentra subyaciendo y si es susceptible a disolución y/o deformación. Además, los mapas de peligro son de mucha ayuda; así como, perforaciones (más costoso) para localizar cavidades abiertas debajo de la superficie. Se recomienda también el tener un extremo cuidado con la detección de nuevas apariciones de grietas localizadas en zonas susceptibles a subsidencia y sobre todo a las que formen un patrón circular (Zeitoun and Wakshal 2013a).

En algunos casos de hundimiento que se han desarrollado en México se ha detectado la influencia que tienen fallas pre-existentes con este fenómeno. Es como algunos autores definen a estas estructuras como fuerzas motrices en la generación de hundimientos (Cabral-Cano et al., 2010; Garduño-Monroy et al., 2009). Aunque la zona de estudio de este trabajo no ha sufrido movimientos sísmicos considerables, puede llegar a generar fallamiento (Padilla-Corona 2004) o en todo caso la presencia de fallas activas puede en algún momento originar movimientos sísmicos de baja intensidad (Pacheco-Martínez y Arzate-Flores 2007). (Pacheco et al., 2006) menciona que en fallas pre-existentes se puede observar diferentes tamaños de grosores resultando en una compactación diferencial. Además, se nombra la gran importancia en hacer estudios directos o indirectos para conocer las posibles y futuras zonas de falla, predecir zonas de subsidencia y/o de riesgo.

2.2.2 Causas Inducidas

En la mayoría de las ciudades, es necesario encontrar una fuente para el abastecimiento de agua, teniendo que realizar el bombeo de acuíferos que se encuentra por debajo de la superficie terrestre. Este bombeo ayuda a la compactación en el acuífero, que no es más que la reducción de sus espacios intergranulares y reducción en espacio de sus granos. Si no se realiza en las óptimas condiciones, puede perjudicar a gran escala la seguridad de la zona urbana.

Según, (Pacheco et al., 2006) se entiende que en la superficie se presentan diferentes movimientos o cambios en la corteza terrestre a causa de diferentes procesos, siendo uno de ellos la compactación en estas zonas y/o movimiento de materiales hacia lugares más profundos. En la bibliografía existen diferentes autores los cuáles explican otras causas de zonas de subsidencia, como es (Holzer y Bluntzer 1984) los cuales mencionan que la compactación del sistema acuífero puede ser una de las causas que lo provoque; otras como el drenaje de suelos orgánicos, extracción de petróleo, hidrocompactación (retiro de agua), derretimiento o fusión del permafrost.

Algunas otras causas en las que se puede dar la subsidencia, además de las que ya se ha mencionado anteriormente, es por la compactación de roca hacia la profundidad a causa de extracción de hidrocarburos. El rango de este nivel de subsidencia depende mucho en el grado de extracción, de las propiedades físicas del depósito y de las capas o tipo de roca sobreyacente (Ketelaar 2009). Este tipo de estimación se ayudó de diferentes técnicas como analítica, semi-analíticas, entre otras, siendo desde un inicio aplicado a través de la medición en la diferencia de alturas de la zona.

Como bien se sabe, es importante el hacer investigaciones y estudios previos para la construcción de edificios esto para poder evitar cualquier tipo de movimiento o cambio anormal de la zona, fallamiento, subsidencia, etc. Para esto se necesita información de lo que se presenta de la zona a construir, existiendo diferentes técnicas de las que se puede ayudar.

Uno de los métodos que se ha llegado a aplicar es el de la Geofísica, debido que es un recurso favorecedor de aplicar, tanto áreas locales como zonas más amplias, además que es barato, a diferencia de otras como el muestreo ya que llega a ser nada práctico, requiere mayor tiempo retrasando los objetivos planteados. Sin embargo, la Geofísica como técnica indirecta, sólo trata de complementar, si es que existen, a los estudios de perforaciones, guiarlos, más no a reemplazarlos (Waltham, Bell, y Culshaw 2007).

Como es el caso de la Gravimetría, correspondiente al método indirecto aplicado por (Holzer 1984) en donde pudieron observar y concluir que los resultados que arrojaban anomalías, correspondían a zonas de falla, esto gracias a ciertas irregularidades que existían hacia la profundidad a causa del bombeo de agua subterránea. En trabajos posteriores, se han aplicado igualmente este tipo de técnicas, coincidiendo en la relación que existe entre zonas de fallamiento a profundidad con zonas de subsidencia en lugares más someros.

Sin tomar en cuenta los factores negativos propios de subsidencia por causas de sobreexplotación de agua, un aspecto a resaltar es el poder mitigarlo a través de la reducción de su extracción y mejor aún al ya no extraerla (Pacheco-Martínez et al. 2015). Otro aspecto importante que igualmente menciona el autor anterior, es que, si el acuífero no está compuesto de sedimentos no consolidados, la subsidencia no existirá, aun si el nivel de agua subterránea se reduce.

En Figueroa-Martínez et al. (2018), exponen un caso en particular de subsidencia conocido como Subsidencia diferencial estructuralmente controlado (SCDS) a causa de la explotación de un campo Geotérmico que, aunque se ubica en un ambiente tectónico complejo, la deformación se da por la recarga y extracción de fluidos geotérmicos.

Otro motivo que puede generar este tipo de fenómenos y que ayuda en su aceleración para desarrollarse, es a través de la reactivación de pozos de bombeo, generando patrones de hundimiento circulares en la mayoría de los casos (Cigna et al., 2012b).

El contenido de material volcánico, como flujos de lava, pueden generar igualmente subsidencia, debido a su peso (Ávila-Olivera, 2008); así como, por eventos

hidrometeorológicos extremos como La Niña y El Niño (Garduño-Monroy et. al., 2001).

De acuerdo con la recopilación de información que realizaron Figueroa-Miranda et al. (2018), el hundimiento que se ha generado en diferentes zonas se seguirá desarrollando hasta que el agotamiento de la capa freática exceda el grosor de sedimentos deformables, o bien se dé la consolidación del grosor total de los sedimentos.

2.2.3 Tipos de Subsistencia

Tabla 1. Tipos de subsidencia. Tomada de Scott (1979).

Existen en la literatura diferentes nomenclaturas para dividir a los tipos de subsidencia. En 1979, de acuerdo con su génesis, se dividió en subsidencia endógena y exógena (Prokopovich 1979). La primera división alude a movimiento de la superficie causado por procesos geológicos como son pliegues, fallas, vulcanismo, entre otros; la segunda división, subsidencia exógena, corresponde a la deformación superficial a través de la compactación natural o antrópica de los suelos.

Scott (1979) clasifica a los tipos de subsidencia de acuerdo con los mecanismos que la originan (Tabla 1; Fig. 5):

Por disolución subterránea	En sal
	En yeso
	En rocas carbonáticas
Por construcción de obras subterráneas o galerías mineras	
Por erosión subterránea (tubificación o piping)	
Por flujo lateral	Rocas salinas
	Arcillas
Por compactación	Por carga
	Por drenaje
	Por vibración
	Por extracción de fluidos
	Por hidrocompactación
Tectónica	

- Minería y túneles: al construir obras subterráneas como son las minas tienen mayor riesgo de subsidencia, si es que no se desarrollan en óptimas condiciones. Durante el desarrollo de minas o de construcción de túneles, existen casos en los que a veces no aplican el método de minado correcto o no lo desarrollan bien. Esto genera el colapso del cielo al presentarse vacíos sin relleno.
- Extracción de fluidos: al momento de que se extrae algún fluido a profundidad como es agua, gas o petróleo puede llegar a causar

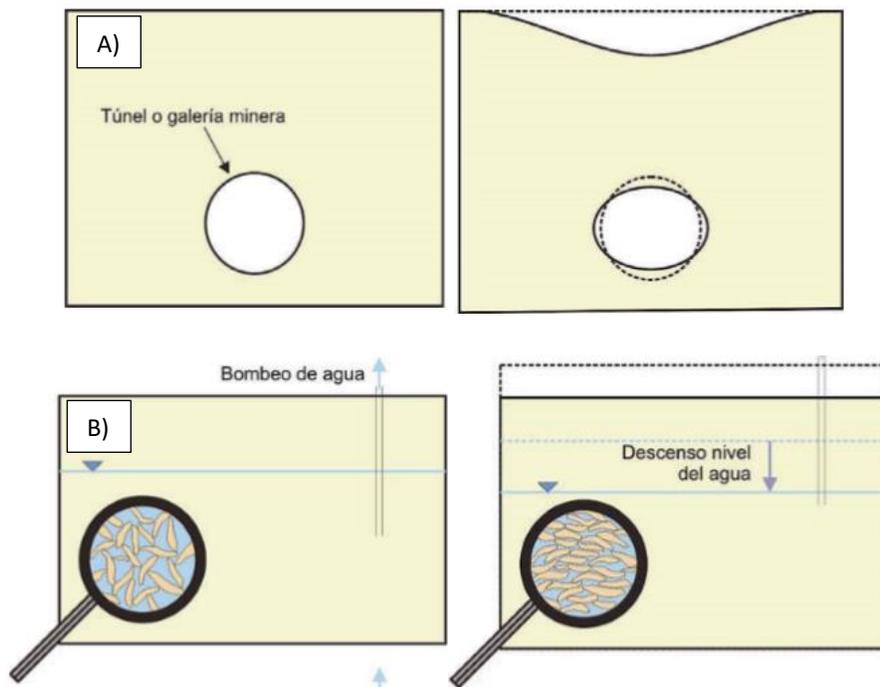
subsistencia. La manera en que se genera es, por ejemplo que, al retirar cierta cantidad de agua, resulta en que los huecos o poros que se encontraban rellenos por ese fluido extraído, ya no lo están generando un cierre gradual de los huecos antes rellenos. Todo esto resultando en el origen de subsistencia.

- Descenso de nivel freático: existen zonas, sobre todo urbanas, en las que su único abastecimiento de agua es la subterránea, teniendo que extraer grandes volúmenes de esta, tan grandes que rebasan el volumen de recarga y así provocando un desequilibrio hidrogeológico. Al extraer tanto volumen puede llegar a desarrollarse hidrocompactación.
- Disolución natural del terreno y lavado de materiales por efecto del agua: Existen ciertos materiales que tienen mayor facilidad a la disolución bajo ciertas condiciones causando huecos interconectados entre sí, resultando en el peor de los casos en subsistencia. Algunos ejemplos de estos materiales son: el cloruro de sodio, yeso y rocas carbonatadas.
- Procesos de consolidación de suelos: en suelos que adquieren una cantidad de humedad bajo, que se ubican por encima del nivel freático pueden sufrir un asentamiento a causa de la hidrocompactación y por consiguiente a la pérdida de las tensiones capilares que sostenían partículas de suelo. Es decir, es la compactación del material geológico por pérdida del agua de saturación. Es el cambio de presión de poro P_{poro} que sufre una disminución de presión hidráulica ($P_{hidraulica}$). Matemáticamente se expresa:

$$P_{total} = P_{poro} + P_{hidráulica}$$

La presión total se mantiene constante, la presión del poro aumenta al disminuir la presión hidráulica resultando en consolidación del material o conocido también como subsistencia. Según (Bouwer 1978), la consolidación se encuentra asociado a cuatro fenómenos físicos: a) reemplazo de agua fría por agua caliente; b) transferencia de agua a otro estrato geológico; c) cambio de dirección del flujo ascendente a flujo descendente o no flujo y d) construcción de infraestructura pesada sobre el suelo.

- Erosión subterránea: el fenómeno conocido como tubificación (piping en inglés) se genera gracias a que el flujo de agua subterránea arrastra partículas provocando la formación de canales que resultan en colapsos del terreno.
- Tectónica: la subsidencia tectónica se da por presencia de fallas y su descenso de la superficie terrestre.
- Por carga: el peso de sedimentos o de construcciones y sus cimentaciones igualmente llegan a generar consolidación del terreno a través de la reducción de huecos del suelo que se da de manera gradual.



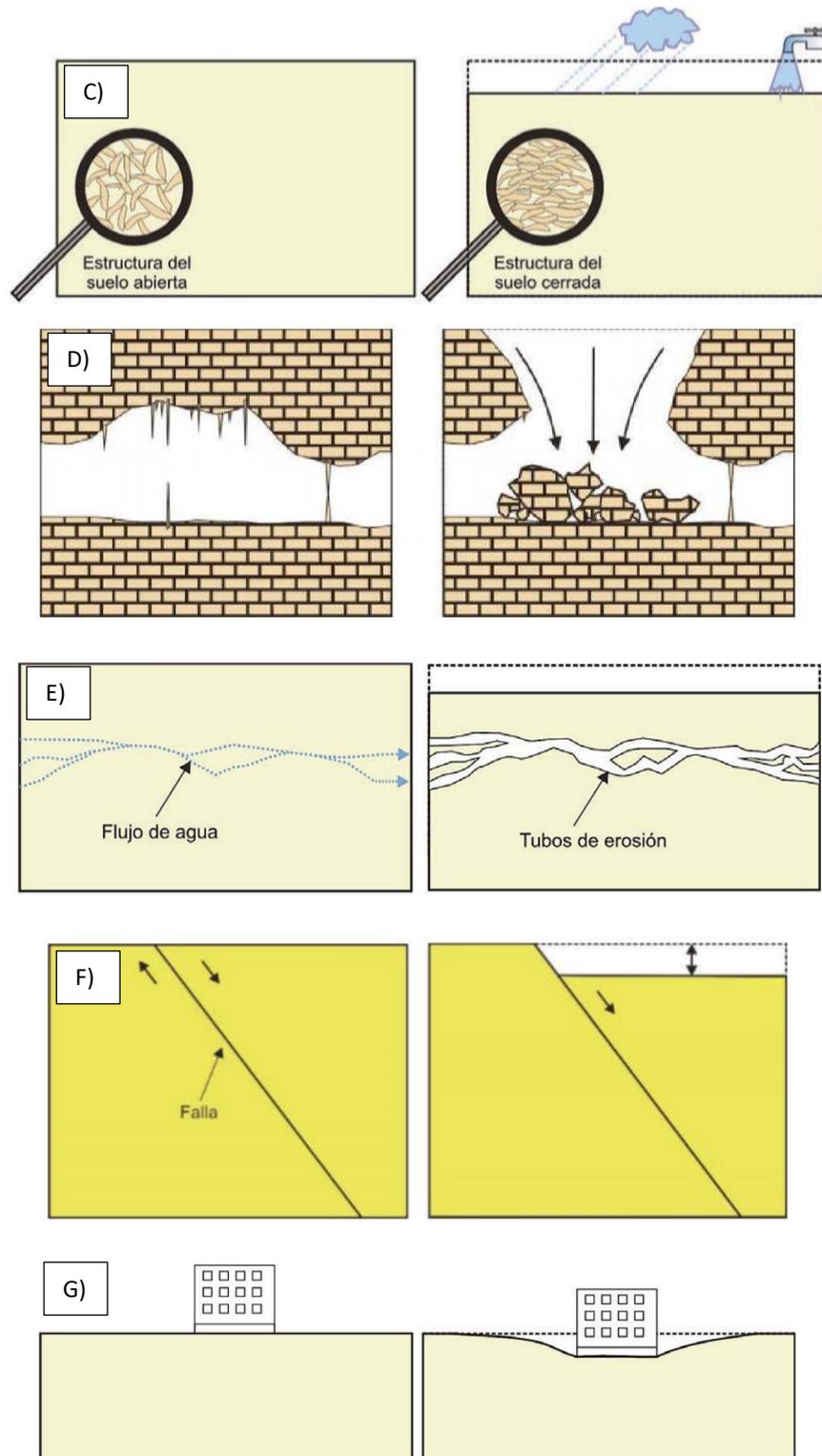


Figura 5. Representación de tipos de subsidencia A) Minera; B) por extracción de agua; C) por hidrocompactación; D) por disolución de rocas carbonatadas; E) por erosión; F) tectónica y G) por carga. Imágenes tomadas de Tomás et al., 2009.

Según Figueroa-Miranda et al. (2018), en México se pueden identificar dos tipos de subsidencia: a) el tipo de subsidencia de la ciudad de México (MCST por sus siglas en inglés) (Gayol, 1925), el cual es característico por la presencia de patrones concéntricos circulares. Estos patrones se llegan a dar a causa de la consolidación de arcillas que forman parte del sistema acuífero de la cuenca de México. B) Subsidencia diferencial estructuralmente controlado (SCDS por sus siglas en inglés) en donde se presentan en grabens y semi-grabens, los cuales se caracterizan por estar rellenos de sedimentos lacustres y fluvio-lacustres. Este artículo se centra en este tipo de subsidencia y se encuentra altamente asociado con la extracción de agua subterránea y con estructuras tectónicas. Aunque el rango de subsidencia de este tipo se puede dar de manera gradual llega a depender de la cantidad de sedimentos propicios a consolidarse, de la cantidad de agua que se bombea y de la recarga que se tenga de la zona.

La tectónica juega un rol importante en lo que respecta al desarrollo de subsidencia, así como suelos no consolidados, pero la extracción desmedida de agua subterránea es uno de los principales factores que ayudan a la generación de este fenómeno de SCDS. Como se describe en el capítulo V, el crecimiento demográfico que se dan en zonas urbanas es otro factor que ayuda a que se dé un aumento de uso de agua subterránea y sobre todo en el desarrollo de parques industriales.

La zona de estudio, como se menciona en el capítulo III, se ubica dentro del Cinturón Volcánico Transmexicano, que junto con la Mesa Central son provincias geológicas representativas en el desarrollo de este tipo de subsidencia. Las ciudades que se han desarrollado y crecido en estas provincias suelen encontrarse sobre valles tectónicos los cuales suelen estar bajo el efecto de deformación. El contenido de sedimentos lacustres y fluvio-lacustres característicamente presentes en estos valles, suelen ser un foco de atención para el grado de hundimiento que puede llegar a sufrir. Según (Chávez Alegría 2008) Querétaro tiene un grosor aproximado de 300 m de este tipo de sedimentos.

Existen tres tipos de capas u horizontes (bedrock en inglés), que se describen (Figueroa-Miranda et al., 2018) a continuación, las cuales se encuentran asociados a discontinuidades y hundimientos, factores comunes en la presencia de SCDS. A)

capas someras con pendiente moderada: en la capa delgada de sedimentos se desarrolla un sistema de fallas, que se encuentran de manera paralela con otras fallas superficiales, esto a causa de que el nivel de agua baja y por lo tanto el hundimiento aumenta. B) capa con protuberancia pronunciada (horst): en zonas donde exista un pilar tectónico (horst) suele presentarse hacia ambos lados un alto grosor de sedimentos, entonces al momento de que exista una sobreexplotación de agua subterránea, en respuesta se genera una compactación de estos sedimentos. Al compactarse actúa un esfuerzo desarrollando fisuras en la cima del pilar y escarpes hacia ambos lados. C) capas con fallas tectónicas sepultadas: como en algunos casos, hacia ambos lados de la traza de una falla, el grosor de los sedimentos puede variar y así el grado de deformación no es la misma ocurriendo fisuras hacia la superficie como se muestra en la figura (Fig. 6).

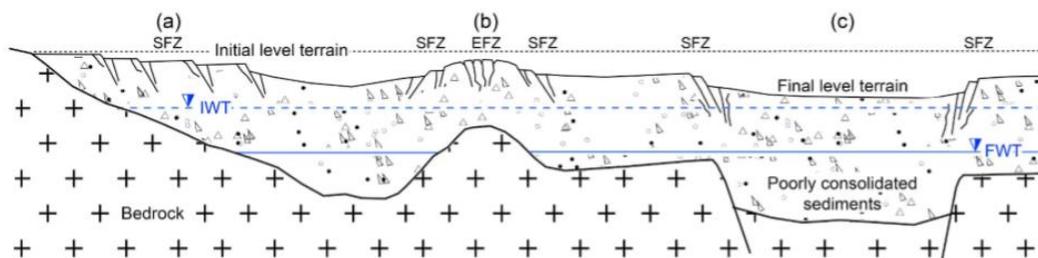


Figura 6. Representación de las configuraciones de las capas que inducen a discontinuidades y patrones de hundimiento alineados en SCDS. SFZ: Zona de fallamiento superficial, EFZ: Zona de fisura, IWT: inicio de capa freática, FWT: fin de capa freática. Tomado de (Figuroa-Miranda et al., 2018).

Dentro de este tipo de subsidencia (SCDS) también se dan “ground failures”, las que se explican al inicio de este capítulo. La orientación de estas estructuras se presenta de manera similar con fallas sepultadas. Por ejemplo, las que se ven en la zona de estudio, se encuentran alineadas con el Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y Chapala-Tula con orientaciones N-S y E-W respectivamente.

2.2.4 Ejemplos de Subsistencia

En la capital del estado de **San Luis Potosí** se presentan deformaciones en el centro histórico y específicamente en edificios de importancia cultural, como es el Museo de la Máscara, El Museo Regional (Fig. 7) y la iglesia del Espíritu Santo (López-Doncel et al., 2006). La presencia de hundimientos y agrietamientos desde

1990 (Barboza-Gudiño et al., 1998) se han hecho más visibles en los últimos años y es por ello por lo que en este caso, han tratado de descubrir con que causas se encuentra asociado. De acuerdo con las estructuras ubicadas en la zona con orientaciones N-S y E-W encontraron que estas tienen una alta relación con los hundimientos antes mencionados. Concluyeron que los agrietamientos tienen un esfuerzo de deformación paralelo a las fallas, además de que su causa es por la subsidencia presente en la zona en respuesta a la sobreexplotación del acuífero. Según Martínez-Ruiz (1997) y Trueba-López (2004), la capital ha sufrido un abatimiento en los últimos 20 años de 20 a 50 m.



Figura 7 Frente del Museo Regional y agrietamiento en la azotea. Tomadas de López-Doncel et al. (2006).

Otras mediciones que se han desarrollado en la ciudad, es a través de la aplicación de la técnica de radar (GPR por sus siglas en inglés) que ayudaron a ubicar la generación de fracturamiento al centro y al este de la capital. Este fracturamiento es ocasionado principalmente por la variación que se da en la estratigrafía (Barajas-Nigoche et al., 2010). De igual modo no hay que olvidar que en esta zona se presente igualmente sedimentos lacustres, además de rocas volcánicas, composiciones favorables en la generación de deformaciones.

Un ejemplo importante dentro del territorio mexicano es el caso de la **ciudad de México**. Desde el año 1325, en su fundación sobre la cuenca de México, la ciudad y su desarrollo, no fue de lo mejor planeada. En esta cuenca antiguamente se ubicaba un lago, que de acuerdo con información documentada y recopilada (Tomas et al., 2009) en la zona se presenta contenido de arcilla con humedad media del 400%, de 30 a 70 m de espesor. De acuerdo con estas características, se

entiende que se encuentra bajo la influencia de una alta deformación resultando en la consolidación natural del contenido arcilloso. En los años posteriores a 1950, donde inicio el crecimiento demográfico, fue creciendo igualmente el desarrollo de la subsidencia.

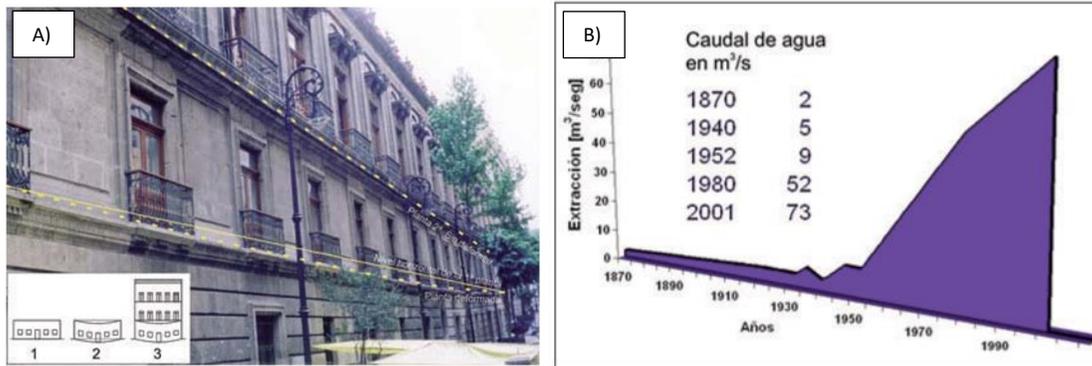


Figura 8. A) Fachada del palacio de minería de la ciudad de México con representación esquemática de la construcción del edificio. B) Representación gráfica del aumento de agua extraída del subsuelo de la ciudad de México. Tomadas de Tomás et al. (2009).

Posteriormente la deformación fue disminuyendo a causa de la consolidación final de los suelos. Sin embargo, años después durante el siglo XX la deformación se hizo presente nuevamente cuando se hizo notable la sobreexplotación de acuíferos. De acuerdo con los estudios alcanzados, analizan que la mejor solución para este caso en particular es alcanzar un equilibrio entre la descarga y recarga del agua. La baja importancia que se le ha dado al diferente comportamiento de edificios antiguos y modernos, en temas de subsidencia ha logrado generar interpretaciones incompletas. Es por lo que en este caso de la ciudad de México, hacen hincapié en que existe subsidencia diferencial a causa del diferente peso de edificios (Fig. 8), de la consolidación total que algunas zonas ya han alcanzado por peso de edificios antiguos, así como otras zonas que se encuentran en el proceso de consolidación (Tomás et al., 2009). Por otra parte, existen otros agentes que afectan en este tipo de comportamiento del terreno, como son la presencia de fracturas y/o fallamiento preexistente (Freyre 2011). En lo que concierne al tipo de roca, se sabe que la presencia de contenido lacustre suele contribuir a la subsidencia, como es el caso de Iztapalapa, el cual además de tener este tipo de contenido, es de los lugares con mayor rango de subsidencia diferencial (Carreón-Freyre, 2011). Al este de la

ciudad de México, se presenta un cambio de propiedades mecánicas del material presente, siendo la causa de fracturamiento y deformaciones. La secuencia lacustre con mayor grado de deformabilidad presenta un alto contenido de agua y una fuerza de cizalla baja (Centeno-Salas et al. 2015). En (Carreón et al., 2015) se aconseja estudiar mejor la deformación causada por la consolidación diferencial que se da entre los tipos de materiales fluvio-lacustres en áreas volcánicas dentro de esta ciudad.

Otro ejemplo dentro del territorio mexicano es en el Valle de Aguascalientes en el cual, gracias a que los últimos 15 años se ha generado una extracción inadecuada de los mantos acuíferos, se ha provocado el hundimiento de dicho Valle (Fig. 9. Desde los años de 1880 se han presentado fallas y fisuras asociadas a subsidencia (Romero-Navarro et al., 2010). A través del abatimiento del nivel freático, se desarrolló un aumento de esfuerzo efectivo por la reducción en la presión de poro,

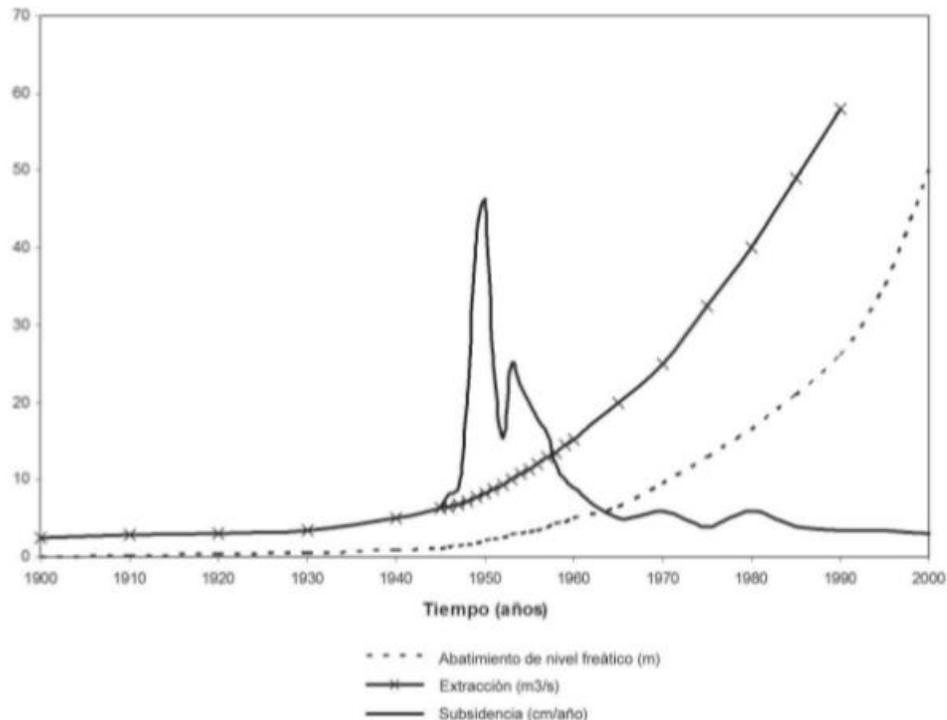


Figura 9. Representación del rango de hundimiento del suelo, el cual disminuyo en el periodo en que la extracción de agua subterránea aumento a escala regional en toda la cuenca. Tomada de (Angeles-Serrano, Perevochtchikova, y Carrillo-Rivera 2008).

generando consolidación del suelo. Además, como el basamento del Valle es irregular también se tiene deformación horizontal, aparte de la vertical. Aplicaron la teoría de pérdida volumétrica y se dieron cuenta que el desplazamiento vertical máximo se da donde el espesor de suelo compresible es máximo (8 m). El desplazamiento de suelo se desplaza verticalmente hacia abajo, pero en la zona de graben los desplazamientos horizontales son mayores. El agrietamiento inicial se da cerca del límite del graben y los posteriores se generan paralelamente hacia el centro del valle. Concluyen que se producen estos agrietamientos cuando el basamento rocoso es irregular, cuando existe abatimiento del nivel freático y cuando

el suelo es compresible (Arroyo-Contreras 2003).

En Xochimilco, o también conocida como Área Natural Protegida de Xochimilco (ANP-X), se han producido problemas ambientales a causa del mal manejo de agua subterránea en donde hace falta una regulación en la extracción de agua subterránea, ya que no se conoce a ciencia cierta el funcionamiento de flujos subterráneos (Angeles-Serrano, Perevochtchikova, y Carrillo-Rivera 2008). ANP-X se ubica en la parte suroriental de la Cuenca de México, representando una zona de descarga natural. De acuerdo con su cercanía con el caso anterior, comparte muchas de las condiciones de ésta. Debido a estos problemas ha sido participe en la generación de consolidación del subsuelo cambio de calidad de agua, así como en su cantidad extraída. Algunas de las medidas que se han implementado para tratar de solucionar este problema es a través de la prohibición de extracción de agua en puntos estratégicos (Santoyo et al., 2005), así como inyección artificial de agua al subsuelo, tratando de estabilizar material compresible. Desafortunadamente la aplicación de estas medidas no ha logrado generar un cambio favorable importante.

Existen casos en donde aplican métodos Geofísicos como la Gravimetría, agregando aplicaciones de geodesia y técnicas de modelado, como es el caso de (Kersten et al., 2017), en dónde tratan de estudiar la evolución y comportamiento de sumideros, dándose cuenta de que estas dos técnicas son capaces de detectar

desplazamientos pequeños en la deformación que se presenta. Un sumidero se puede considerar como un tipo de depresión o colapso a nivel superficial que puede presentar una forma circular o elíptica teniendo diferentes causas como es la erosión o la lixiviación de cierto tipo de roca soluble a nivel subterráneo. Según sus estudios se dieron cuenta de la relación que existe de estas estructuras con translación de masas, deformaciones superficiales inducido por disolución de algunos tipos de roca como es la sal.

Estas técnicas las aplican a dos zonas específicas de Alemania, una de ellas es en Hamburgo-Flottbek, la cual presenta una litología de sal, específicamente un diapiro de esta composición, en la cual ha sufrido una lenta subsidencia debido a la lixiviación. La vía por la cual aplican la Geofísica, es a través del monitoreo de desplazamientos tanto verticales como horizontales, causado por las reubicaciones de masas en la superficie.

Elaboraron una red de monitoreo para poder aplicar las técnicas antes mencionadas cada tres meses, eligiendo de manera muy adecuada los puntos de medición, siendo algunos localizados en área de subsidencia activa, en sumideros y en áreas estables, esto para poder tener evidencia de cambios en la gravimetría y movimientos verticales causados por subsidencia. Se siguió todo un proceso de planeación, selección e instalación de los puntos para poder tener datos confiables, además de los 120 puntos totales de medición, los cuales 13 fueron de gravimetría local, 2 puntos de gravedad distal utilizados como referencia. Con anterioridad se inició la medición de un punto de gravimetría absoluta para monitorear la estabilidad a largo plazo de la gravimetría de referencia anual y así poder medir cambios en la gravimetría regional. Finalmente, los datos arrojaron resultados de un total de 4-5 mm de subsidencia máxima anual en las áreas principales de subsidencia. Para el procesamiento de los datos se tuvo que eliminar diferentes fallas, así como la reducción de mareas, entre otros.

2.2.5 Subsidencia en Valle de Querétaro

El Valle de Querétaro forma parte de un graben tectónico llenado de depósitos volcánicos y lacustres, con la acción de sistemas de fallas de diferentes orientaciones. La presencia de estos sistemas llega a influenciar en el movimiento

de agua subterránea del acuífero de esta zona, representando dinámicas diferentes en su flujo, además corresponden a zonas de riesgo para el desarrollo de hundimientos. Por su parte y de acuerdo con la información recopilada a lo largo de la elaboración de este trabajo, se conoce que una de las causas principales en la generación de subsidencia es por la extracción desmedida de agua subterránea para el abastecimiento de diferentes sectores. El crecimiento demográfico, juega un importante factor para el abastecimiento, así como otros factores que igualmente pueden afectar.

Según los resultados recopilados en Figueroa-Miranda et al. (2018) mostraron los rangos de subsidencia máxima en algunas ciudades de México, para la ciudad de Querétaro presentan los rangos de subsidencia que han monitoreado diferentes autores en diferentes periodos. (Pacheco Martínez 2007) realizó una nivelación durante 9 meses en el 2001 resultando en 7.5 cm/mes de rango máximo de subsidencia; el mismo autor durante el periodo de 1999-2008 aplico el mismo método para monitorear la subsidencia resultando en 7 cm/año; posteriormente Chaussard et al. (2014), utilizó SBAS (InSAR) para monitorear durante el periodo de 2007-2011 concluyendo que existía 5 cm/año de subsidencia; Castellazzi et al. (2016) utilizo el mismo método anterior durante el 2012-2014 teniendo un rango máximo de 0.6 cm/año; finalmente Farina et al. (2008) utilizo el método DI (InSAR) durante el periodo de 2003-2006 teniendo un rango máximo de 6.8 cm/año de subsidencia. Al comparar estos rangos con los valores comunes en la reducción de la capa freática correspondiente a 3 m/año (CNA, 2000), se puede hacer notorio la anormalidad en los rangos de subsidencia del Valle de Querétaro. (Carreón-Freyre et al., 2005) menciona que el nivel de agua en el periodo de 1970 al 2002, descendió aproximadamente 160 m en la parte central del Valle, resultando en la máxima caída conocida hasta el momento.

Castellazzi et al. (2016) menciona que, a través de los años, la ciudad de Querétaro ha presentado una disminución en el rango de subsidencia esto ya que se ha aplicado sistemas hidráulicos que logran obtener agua potable de otras zonas, resultando en la disminución de sobre-explotamiento del sistema acuífero.

Por otro lado y en base a estudios recientes, el nivel freático ha descendido hasta cerca de 120 m en ciertas zonas del Valle, presentándose un incremento en el esfuerzo efectivo. Además, la variabilidad que se da en la dinámica del flujo de agua subterránea se observa con la presencia de fallas provocando asimismo que el nivel freático sea variable (Ochoa-González et al., 2013). Sin embargo, este mismo autor menciona que los rangos mayores de subsidencia no tienen que estar asociados necesariamente con las zonas de mayor extracción de agua subterránea.

Existen dos factores de los cuales depende la distribución del esfuerzo y de la susceptibilidad del cizallamiento de lo que cubre a los pozos: a) desplazamiento en planos de falla y b) deslizamiento en juntas estratigráficas. Por otro lado, también la distribución de gradientes piezométricos podría afectar al cizallamiento.

CAPÍTULO III. MARCO GEOLÓGICO DEL ÁREA DE ESTUDIO

3.1 Estratigrafía

Existe una amplia información acerca de las unidades estratigráficas que se encuentran en el Valle de Querétaro, misma proveniente de diferentes estudios en el cual, todos tienen referencias similares y otras pocas con actualizaciones recientes. De manera general, todos coinciden con la presencia de un basamento con rocas del Cretácico correspondientes a rocas sedimentarias marinas tal como areniscas, calizas, entre otros sedimentos (Carreón-Freyre et al., 2005). Después se observa una cubierta que va del Oligoceno al Cuaternario, predominando rocas continentales como basaltos y andesitas interestratificados con rocas sedimentarias y material fluvio-lacustre.

Enseguida se describen las diferentes unidades que conforman la columna estratigráfica (Fig. 10), en el cual se basó principalmente en algunos trabajos documentados por autores, que se han encargado de exponer suficientemente la estratigrafía de la zona (Carreón-Freyre et al., 2005; Pacheco-Martínez y Arzate Flores, 2007; Pacheco-Martínez, 2007; Xu et al., 2011; Ochoa-González et al., 2015 y Carreón-Freyre et al., 2016).

A nivel superficial se observa 1 m de material antropogénico que se encuentra cubriendo a lo que se conoce como “capa de tierra negra” (arcillas de origen lacustre y de alta plasticidad) con espesores de 1 a 6 m (Trejo-Moedano, 1989). Debajo, a una profundidad de 8 a 40 m se da una secuencia arenosa con algunas capas de grava de pocos centímetros de grosor. En algunas partes centrales del Valle se dan rellenos aluviales del Cuaternario (Q Al) como son arcillas, limos y arenas, además de otros como coluvión.

Después se presenta una unidad importante, ya que es la que rellena el Valle de Querétaro. Es una secuencia sedimentaria continental del Cenozoico (Tp Ar-Cg) con conglomerados y areniscas e intercalación de rocas volcánicas con depósitos piroclásticos y sedimentarios. En trabajos recientes (Carreón-Freyre et al., 2016), esta unidad la dividen en Tmp Lm y Tmp Ar-Cg en donde se da material fluvio-lacustre de grano fino en la cima (limos y arcillas) retrabajado con material volcánico

piroclástico y material grueso en la base (conglomerados y areniscas) con gradación normal respectivamente. Las principales zonas urbanas de la ciudad de Querétaro se encuentran descansando encima de los limos y arcillas de esta unidad.

Subyaciendo al relleno del Valle, se encuentra un flujo de lava con rocas volcánicas basálticas y andesíticas altamente fracturados (Tmt AB), los cuales afloran como derrames fisurales, aparatos centrales y conos cineríticos, presentando en la base brecha volcánica. Según algunos autores (Alaniz-Álvarez et al. 2001, 2002; Aguirre-Díaz y López-Martínez, 2001) corresponde al Mioceno tardío.

Esta unidad (Tmt AB) sobreyace a una secuencia de piroclastos (Tom Py-Lac) como ceniza, lapilli con pómez (Hernández et al., 2009) además de material lacustre y sedimentos arcillosos. Según Aguirre-Díaz y López-Martínez (2001) en esta unidad se presenta un datador conocido como Ezequiel Montes de 7.5 y 7.3 millones de años. En otras publicaciones se conoce igual por TmTg y se explica que el datador contiene rocas piroclásticas no consolidadas con alto contenido de pómez (Xu et al., 2011). Se considera además como la unidad principal hidrogeológica, el cual según investigaciones (Carrera-Hernández et al., 2016) se explotó recientemente. En grosor va desde los 5 m hasta los 100 m.

Subyaciendo a la unidad anterior se presentan rocas del Oligoceno al Mioceno temprano correspondientes a basaltos mismos que sobreyacen a una secuencia de riolitas, tobas y arcillas, además de domos dacíticos (Tmi V y Tmm AB).

Después se presenta una secuencia de rocas volcánicas (To AB, To A) altamente fracturada y alterada del Oligoceno al Mioceno. Con formaciones tobáceas de composición riolítica a dacítica.

En Ochoa-González et al., 2015 documentan la presencia de ciertas unidades que al parecer son las más antiguas en el Valle de Querétaro, las cuales se describen enseguida:

- Ki MsV: secuencia más antigua de rocas volcano-sedimentarias del Cretácico.
- Ki Cz: secuencia de calizas y esquistos del Albiano.

- Ki Cz Ar: esquistos y areniscas interestratificadas con caliza arcillosa del Cretácico tardío. Gracias a algunos estudios geofísicos se entiende que esta unidad se encuentra a 2 km de profundidad en el centro del Valle de Querétaro. Además, corresponde al basamento pre-volcánico del mismo valle de 100 a 110 millones de años correspondiente al Albiano-Aptiano (Chiodi et al., 1988).

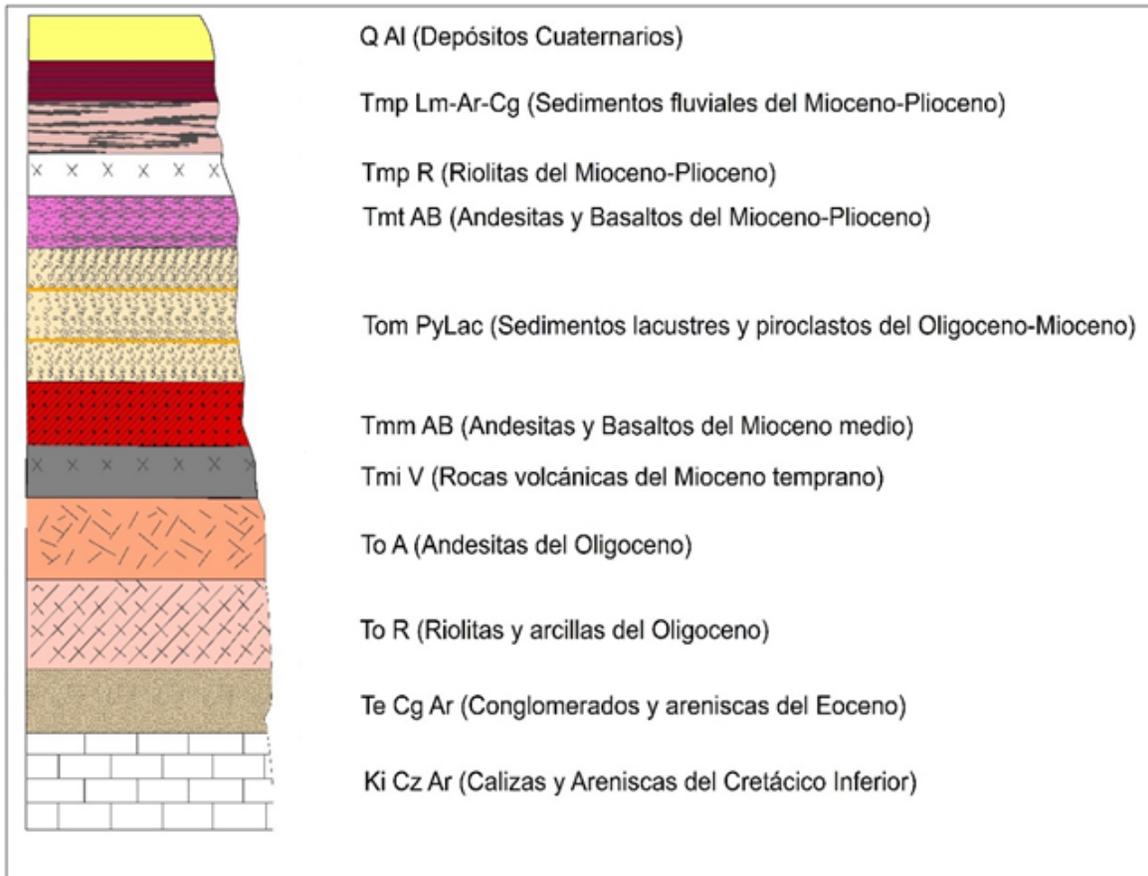


Figura 10. Columna estratigráfica tomada y adaptada de Carreón-Freyre et al., 2005 y Carreón-Freyre et al., 2016.

3.2 Paquetes y basamento rocoso

En los años 80s, no se sabía a ciencia cierta acerca de la paleogeografía de los terrenos que forman parte dentro del territorio mexicano. Se sabía que en la mayor parte oriental de México existía un basamento acrecionado durante el Paleozoico tardío y una extensión de la orogenia Apalache-Ouachita. A su vez se encontraba

cambiado por traslaciones strike-slip del Jurásico asociado a la apertura del Golfo de México. Algo muy interesante es que la distribución de los terrenos puede llegar a controlar los depósitos minerales presentes en México.

Anteriormente (Campa y Coney, 1983) se conocía que los límites, que en su mayoría pueden tratarse de fallas, entre terrenos corresponden a discontinuidades mayores, los cuales pueden llegar a marcar cambios en la edad o bien a litología. De acuerdo con estos autores, los terrenos de basamento de México consistían en 3 subdivisiones tectono-estratigráficas: 1) la zona noroeste, 2) zona este y 3) la zona occidental. Dentro de esta última subdivisión puede entrar la zona de estudio, en donde aparentemente los terrenos de esta zona se acrecionaron y se consolidaron a Norteamérica en lo que se conoce la Orogenia Laramide del Cretácico tardío al Terciario temprano. Algunos sedimentos continentales datados muestran que son del Eoceno tardío al Oligoceno y otras secuencias volcánicas mejor datadas del Terciario medio, mayormente en la SMOcc y debajo del Eje Volcánico Transmexicano, cubre los basamentos terrenos como una superposición de muestra en algunas áreas.

Actualmente la clasificación de los terrenos en México, de acuerdo con su afinidad paleogeográfica, se pueden dividir en 3 grupos que son Terrenos de Laurencia, Terrenos de Gondwana/Atlánticos y Terrenos del Pacífico (Centeno-García, 2017). La zona de estudio puede tener influencia de los Terrenos de Gondwana/Atlántico, específicamente el de Oaxaquia, y de los del Pacífico. Las primeras se caracterizan por tener un basamento del Precámbrico de metamorfismo de alto grado o bien basamento metamórfico del Paleozoico medio. Los segundos presentan rocas más antiguas del Paleozoico al Mesozoico, además pueden llegar a contener rocas ígneas y metamórficas.

Para el caso de Oaxaquia, nombrado bloque Oaxaquia por Ortega-Gutiérrez et al. (1995), presenta rocas metamórficas de alto grado del Proterozoico ubicado al este de México a través de un cinturón con orientación N-S. Las rocas más antiguas reportadas son gneises y anortositas del Mesoproterozoico y Neoproterozoico (Silver et al., 1994; Keppie et al., 2003; Solari et al., 2003), sobreyacidas por sucesiones sedimentarias marinas a continentales del Paleozoico (Robinson y

Pantoja-Alor, 1968; Pantoja-Alor, 1970; Sour-Tovar, 1990; Centeno-García y Keppie, 1999; Sánchez-Zavala et al., 1999). Del Paleozoico medio al tardío, se piensa que el bloque de Oaxaquia fue acrecionado a Norteamérica (Ortega-Gutiérrez et al., 1995; Centeno-García y Keppie, 1999; Centeno-García, 2005).

Las rocas que se mencionan que sobreyacen al basamento metamórfico de este bloque van del Ordovícico al Pérmico en el cual existen ciertos testimonios de estas rocas que indican una zona de subducción a lo largo del lado poniente de Oaxaquia. Para el Triásico temprano, del Carniense al Noriense, se ven sucesiones sedimentarias al poniente de Oaxaquia, conocido como Abanico Potosí (abanico turbidítico) (Centeno-García et al., 2008; Barboza-Gudiño et al., 2010). Este abanico puede llegar a corresponder al límite paleo-continental del Pacífico del Mesozoico temprano. Estas rocas se deformaron en el Jurásico temprano las cuales están sobreyacidas por capas rojas del Jurásico - Cretácico, o bien por rocas sedimentarias/volcánicas marinas interestratificadas con rocas volcánicas félsicas. La última se encuentra cubierta por sucesiones de calizas del Jurásico temprano al Cretácico.

En lo que respecta a los terrenos del Pacífico, estos pueden llegar a ser similares tectónicamente a la Cordillera occidental de EUA y Canadá. Son vestigios de corteza oceánica, de complejos de subducción o de arco oceánico o tras-arco en donde se separó durante el Mesozoico. El terreno Guerrero es un arco intra-oceánico procedente de un dominio paleo-Pacífico, en donde la acreción a México (Cretácico temprano) fue provocado gracias a la subducción y consumo de la placa oceánica Mezcalera (Dickinson y Lawton, 2001). Esta placa Mezcalera corresponde al basamento de la cuenca Oceánica Arperos del Jurásico pre-tardío (Martini et al., 2012).

Talavera-Mendoza et al. (2007) menciona que el terreno Guerrero es un sistema multi-arco intra-oceánico del Jurásico-Cretácico formado en el paleo-Pacífico a lo largo de un límite de subducción.

El Terreno Guerrero Compuesto (Fig. 11) se encuentra a lo largo del margen del Pacífico mexicano en la parte sur-central, representando a uno de los terrenos juveniles más grandes de la Cordillera de Norteamérica occidental (Campa y

Coney, 1983; Centeno-García et al., 2008). Según ciertos análisis de isótopos de plomo del Terreno Guerrero compuesto, se hace mención de que reflejan una aportación de incremento de corteza al magma proveniente del manto tal como el arco avanza hacia el este hacia una corteza continental más gruesa.

Enseguida se mencionan los terrenos más cercanos al área de estudio.

Terreno Teloloapan: de sucesiones de arco submarino del Kimmeridgiense al Aptiano temprano. Este terreno se encuentra compuesto por flujos andesíticos, almohadas basálticas, con rocas intermedias a félsicas, rocas volcanoclásticas ubicadas en la parte del terreno oriental más antiguo (Talavera-Mendoza et al., 1995; Guerrero-Suástegui, 2004). Se presentan igualmente turbiditas siliciclásticas marinas del Turoniano subyacidas por carbonatos de arcos de islas, que a su vez estas sobreyacen a las rocas volcanoclásticas (Guerrero-Suástegui, 2004; Talavera-Mendoza et al., 1995).

Según Mortensen et al. (2008) menciona que las lavas félsicas del arco de Teloloapan hospedan la concentración más larga de los depósitos VMS dentro del terreno Guerrero compuesto.

Potra et al. (2014) menciona que este terreno se encuentra, o bien encima de carbonatos Cretácicos inferior-medio o de sedimentos clásticos del Cretácico Superior los cuales corresponden al terreno Mixteco (Campa y Coney, 1985). Se basa de muestras de un arco marino y volcánico somero-marino (este) y profundo (poniente) (Guerrero-Suástegui et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1995)

Hacia el margen oriental según su columna se encuentra una sucesión de 3000 m de lavas del Hauteriviense al Aptiano, además de brechas almohadilladas de la formación Ayala (Talavera-Mendoza et al., 1995). Esta última está cubierta por rocas sedimentarias que consisten en 1500 m del Aptiano al Turoniano conocidos como Formación Teloloapan y Pachivia (Campa-Uranga y Ramírez-Espinosa 1979; Centeno-García et al., 2008).

Hacia el margen poniente se presentan capas más profundas como el caso de la Formación Villa de Ayala cubierta por secuencias sedimentarias del Aptiano al Cenomaniano pertenecientes a las formaciones Acapetlahuaya, Amatepec y Miahuatepec (Talavera-Mendoza et al., 1995; Centeno-García et al., 2008).

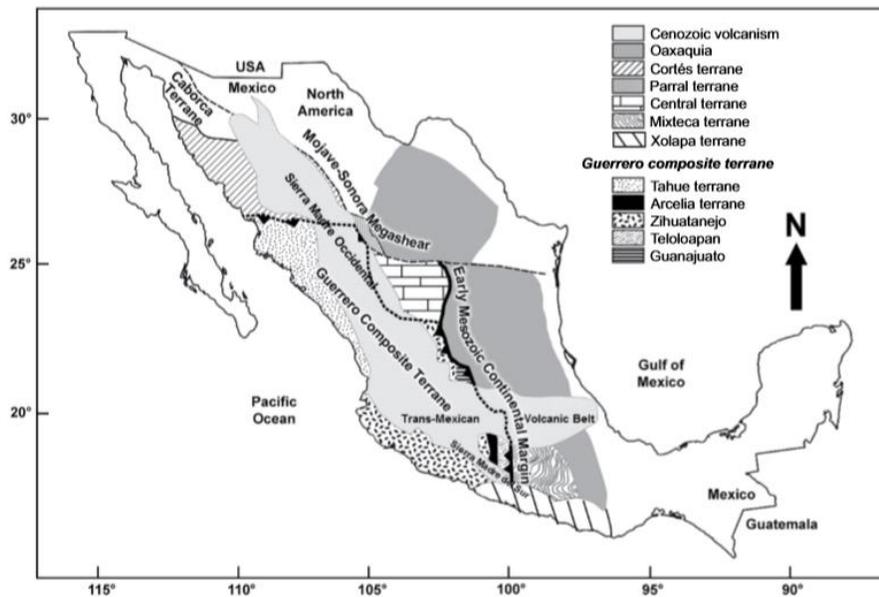


Figura 11. Se muestra la cubierta volcánica Cenozoica de México, los terrenos tectono-estratigráficos, además del Terreno Guerrero compuesto. Tomado de Centeno-García et al., 2008)

- El **Terreno Arcelia** se encuentra formado por rocas ultramáficas lavas-almoahadilladas basálticas, hialoclastitos tapados por esquistos negros, pizarras y turbiditas volcanoclásticas (Ramírez-Espinoza et al., 1991; Talavera-Mendoza et al., 1995). Según ciertos análisis (Dávila y Guerrero, 1990; Elías-Herrera et al., 2000), han ubicado la edad de este terreno siendo del Albiano al Cenomaniano. Gracias a ciertas interpretaciones de algunos autores (Centeno-García et al., 2011; Elías-Herrera y Ortega-Gutiérrez, 1998; Martini et al., 2014) la tectónica de este terreno puede estar asociado a tras-arco intraoceánico y otros lo interpretan como un arco islándico intraoceánico y una cuenca oceánica tras-arco (Talavera-Mendoza et al., 2007).
- El **Terreno Guanajuato** presenta al norte del Cinturón Volcánico Transmexicano en el Estado de Guanajuato, sucesiones arco y tras-arco (Tardy et al., 1994). Se le puede atribuir la misma edad del terreno Teloloapan (Mortensen et al., 2008; Martini et al., 2011). Asimismo, el arco de Guanajuato contiene depósitos VMS (Mortensen et al., 2008). Además, le atribuyen la sucesión tras-arco de

Guanajuato al Cretácico temprano (Chiodi et al., 1988; Quintero-Legorreta, 1992; Tardy et al., 1994).

- **Terreno Zihuatanejo:** este terreno se extiende desde el norte de la FVTM y a lo largo del Pacífico. El basamento corresponde de turbiditas ricas en cuarzo del Noriense las cuales forman una matriz en donde se dan bloques de basaltos almohadillados, diabasa, gabros bandeados, chert y caliza (Centeno-García et al., 1993a, 1993b; Centeno-García et al., 2008). Para más información se pueden consultar las formaciones a las cuáles corresponden como es el caso de la Formación Zacatecas, El Complejo Arteaga, El Complejo Las Ollas y la Formación Río Placeres (Centeno-García et al., 1993^a; Talavera-Mendoza, 2000; Pantoja-Alor y Gómez-Caballero, 2003). Según su metamorfismo Centeno-García et al. (2008) lo relaciona con una subducción asociado a un complejo acrecional del Triásico superior (?) al Jurásico inferior (Fig. 4).

3.3 Paleogeografía

Como se menciona anteriormente, el área de estudio se encuentra ubicada en el límite de ciertas provincias geológicas (Fig. 6), como son La Sierra Madre Oriental, Sierra Madre Occidental, la Mesa Central y la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) en donde, el área de estudio se encuentra dentro de esta última provincia. Además de estas provincias, se agrupan otras más asociadas a rasgos estructurales. Como es el caso del Sistema de Falla Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) la cual se asocia con la provincia extensional conocida como Cuencas y Sierras (Aguirre-Díaz, Nieto-Obregón, y Zúñiga 2005; Pasquaré et al., 1988), en donde autores hacen mención de la relación que existe entre ellas dentro de la FVTM. Sin embargo, otros autores no están de acuerdo con la correlación de la parte sur de Cuencas y Sierras con la parte central de la FVTM. Para poder entender el origen del Valle de Querétaro, ubicado en la parte central y septentrional de la FVTM, se menciona las diferentes hipótesis que autores han documentado tratando de explicar cómo es que se formó esta provincia geológica.

En esta provincia (FVTM) se conoce la existencia de un alineamiento de volcanes monogenéticos, de conos de cinder y diques con fallas normales y ortogonales a la

deformación extensional máxima (Alaniz-Alvarez, Nieto-Samaniego, y Ferrari 1998). El volcanismo y el fallamiento que se dieron en la Mesa Central y en la FVTM se dieron de manera contemporánea; en zonas de máxima deformación es donde se dio el emplazamiento de magmas de composición félsica y máfica, además el volcanismo se emplazó a través de fallas normales y laterales. Todos los eventos de deformación del Cenozoico se dieron de manera sincrónica con el volcanismo. De las actividades iniciales que ayudaron en la formación del arco volcánico dan inicio en el Eoceno y Eoceno tardío, en donde en la Mesa Central y al sur de la FVTM, se presentaron los primeros eventos extensionales post-Laramídicos y un evento de deformación transcurrente (Susana A. Alaniz-Álvarez et al., 2005). Para este mismo periodo inició la formación de la cuenca El Bajío asociado con la deformación de la Mesa Central. Además, se dio una discontinuidad, igualmente en la parte central de la FVTM. La migración de la deformación en la parte norte de la FVTM migro hacia el W y la parte sur hacia el E (Fig. 12).

Durante el Oligoceno temprano se dio deformación extensional de tipo tridimensional al sur de la Mesa Central expresado como fallas normales con diferentes orientaciones NW-SE, NE-SW y N-S y direcciones de extensión hacia el ENE-WSW y al NNW-SSE (Nieto-Samaniego et al., 1999). Para la zona de San Miguel de Allende, se activaron 3 sistemas de fallas con estas orientaciones durante el Oligoceno, como El Bajío, el graben Villa de Reyes y la falla de San Miguel de Allende (Alaniz-Álvarez et al., 2001).

En la parte norte de la FVTM se dio una deformación extensional, mientras que en el sur se dio una deformación transcurrente. Con dirección NW-SE se dio una extensión máxima en la FVTM entre el Oligoceno y Mioceno temprano.

A pesar de que se conoce la presencia de rocas volcánicas del Mioceno en la FVTM, también se han presentado rocas volcánicas del Oligoceno. Gracias a que el estilo de deformación entre la Mesa Central y la Sierra Madre del Sur es diferente durante el Eoceno, se piensa que existe una zona de despegue entre estas (Nieto-Samaniego, Alaniz-Álvarez, y Camprubí í Cano, 2005; Botero-Santa et al., 2015). Una de las explicaciones es que las fallas laterales de la Sierra Madre del Sur en el Oligoceno ocasionaron acortamiento NW-SE lo cual ocasionó a su vez en la zona

de despegue deformación con extensión oblicua a la dirección del arco volcánico además de componente de cizalla izquierda. Para la formación de la zona de despegue ocasionado por eventos de deformación pre-Miocénicos, se dio la cuenca de México en donde igualmente se dio un emplazamiento de magmas correspondiente a la parte central de la FVTM.

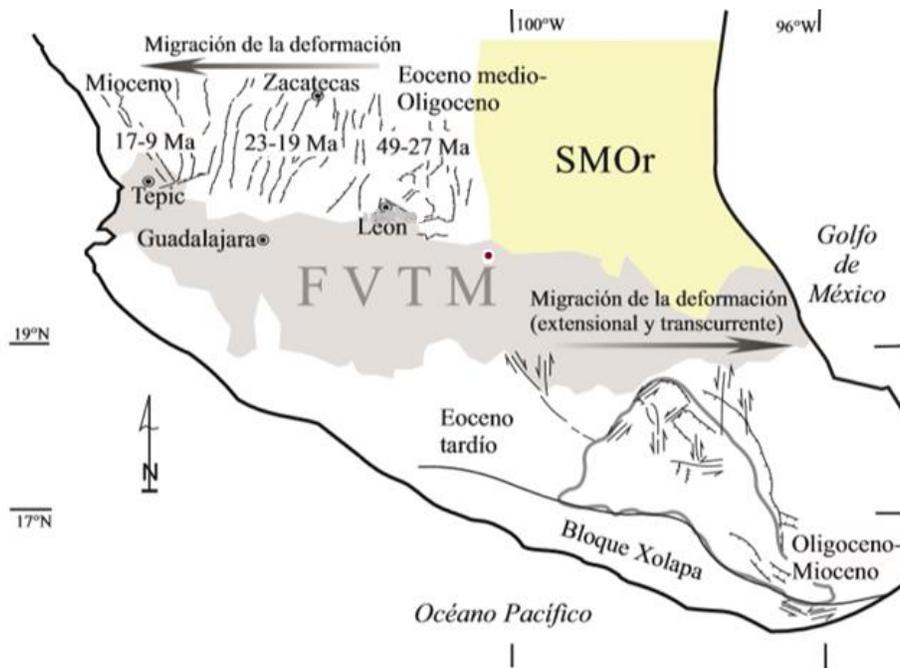


Figura 12. Representación de la deformación en la parte septentrional y meridional de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) durante el Cenozoico. El punto rojo corresponde a la zona de estudio. Tomado y modificado de (Botero-Santa, Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego, López-Martínez, Levrèse, Xu, et al. 2015).

El volcanismo que probablemente se dio inicialmente en la FVTM estuvo controlado por un sistema de fallas transtensionales izquierdas, logrando formar conductos por los cuales ascendió el magma, teniendo así la orientación oblicua de la FVTM (Ferrari et al., 1994).

Esta Faja Volcánica Transmexicana (FVTM) que consiste en un arco volcánico que atraviesa por diferentes estados de la República Mexicana, (Petrone, Orozco-Esquivel, y Ferrari 2014; Ferrari et al., 2012; Ferrari, 2004), y otros describen los diferentes pulsos y actividades que se dieron durante el Mioceno que ayudaron para su formación.

- 1) Aproximadamente de 20 a 10 Ma un arco andesítico inicial se movió hacia el interior reflejando una fusión más madura, después una fusión del bloque, suscitando al achatamiento del bloque subducido.
- 2) De los 11-8.5 Ma al poniente de la FVTM se dio un pulso magmático de composición máfica, dando una migración hacia el este (Ferrari, 2004).
- 3) En toda la FVTM se da una migración hacia la trinchera del frente del vulcanismo (8 Ma) asociado al retroceso de bloque (“slab rollback”) (Luca Ferrari 2004; Luca Ferrari et al. 2012). A pesar de que esta migración hacia la trinchera, con actividad volcánica de composición silícica, ocurre en toda la faja, es menos marcado al poniente que en las partes centrales y orientales (Luca Ferrari et al. 2012). Además, se generó fallamiento extensional a causa del emplazamiento de basaltos intraplaca (desde 5 Ma).
- 4) Después de la formación de un bloque “detachment” y de migrar hacia el este, se generó la descompresión de la fusión del manto en donde el magma máfico alcanzó la corteza y posteriormente el volumen fue disminuyendo con el tiempo.
- 5) Posteriormente, gracias a la densidad alta del magma máfico, una parte le fue imposible emplazarse. Este material al no emplazarse sufrió diferenciación generando composiciones toleíticas ricas en Fe. Este material, a su vez, se situó en la parte media y baja de la corteza, creando lo que se conoce como “gabbro cumulate”.
- 6) Más tarde se dio un retroceso (“rollback”) el cual ayudó a que la corteza sufriera cierto régimen termal alto provocando a que este “gabbro cumulate” se fusionara y además a que se generara el primer episodio de magmatismo silícico efusivo.
- 7) Luego, ciertos procesos cambiaron el magma silícico generando composiciones características de riolitas del Mioceno-Plioceno.
- 8) Gracias al régimen extensional del Plioceno, el magmatismo silícico ha logrado coexistir con cantidades menores de magmas máficos.

- 9) Actualmente el arco se encuentra formado por cinturón frontal (flujo y fusión del bloque) y por cinturón trasero (rocas diferenciadas o por lavas máficas con poco o nada de evidencia de fluidos de subducción).

A pesar de que no existe información suficiente en donde expliquen de forma detallada el origen del Valle de Querétaro, hay bibliografía acerca de la formación de cuencas, calderas y otros alineamientos volcánicos cercanas al Valle. Como es el caso del emplazamiento de una serie de estratovolcanes alineados que se generaron encima de estructuras antiguas en la zona de San Miguel de Allende-Querétaro. Esta generación corresponde a actividades volcánicas que por alguna razón se dieron en cada evento de extensión post-oligocénica. Como en otros casos, concluyen de igual manera la asociación del fallamiento con el volcanismo, explicando que gracias a la deformación extensional fue posible darse el emplazamiento del magma. Este emplazamiento se generó durante el Mioceno medio y para el Mioceno tardío se generaron derrames fisurales de basaltos y volcanes en escudo. Finalmente, del Plioceno al reciente, en la FVTM se emplazaron un número considerable de estratovolcanes ubicados a lo largo de la falla Taxco-San Miguel de Allende.

CAPÍTULO IV. TECTÓNICA REGIONAL Y LOCAL

4.1 Orogenia Laramide y provincias geológicas.

Proceso de formación de montañas ampliamente conocido como Orogenia Laramide ha afectado a casi todo el territorio mexicano. Su edad va desde el Cretácico Tardío en Baja California (Á. F. Nieto-Samaniego, Alaniz-Álvarez, y Camprubí y Cano 2005b) al Mioceno en el Golfo de México (A. F. Nieto-Samaniego et al. 2006), el cual desarrolló un empuje de poniente a oriente (Eguiluz de Antuñano et al., 2000) con el desarrollo de pliegues y cabalgaduras por acortamiento horizontal. (Cuéllar-Cárdenas et al. 2012), estableció la evolución temporal de la Orogenia Laramide con ayuda de datos geocronológicos, indicando que este evento inicio entre ca. 105 Ma en el poniente finalizando ca. 55 Ma en el oriente. Para su zona oriental (San Luis Potosí-SMOr) la actividad contractiva se dio progresivamente entre ca. 62 y 58 Ma con pliegues paralelos, otros de tipo *chevron*, además de fallas en secuencias sedimentarias y otras estructuras quebradizas.

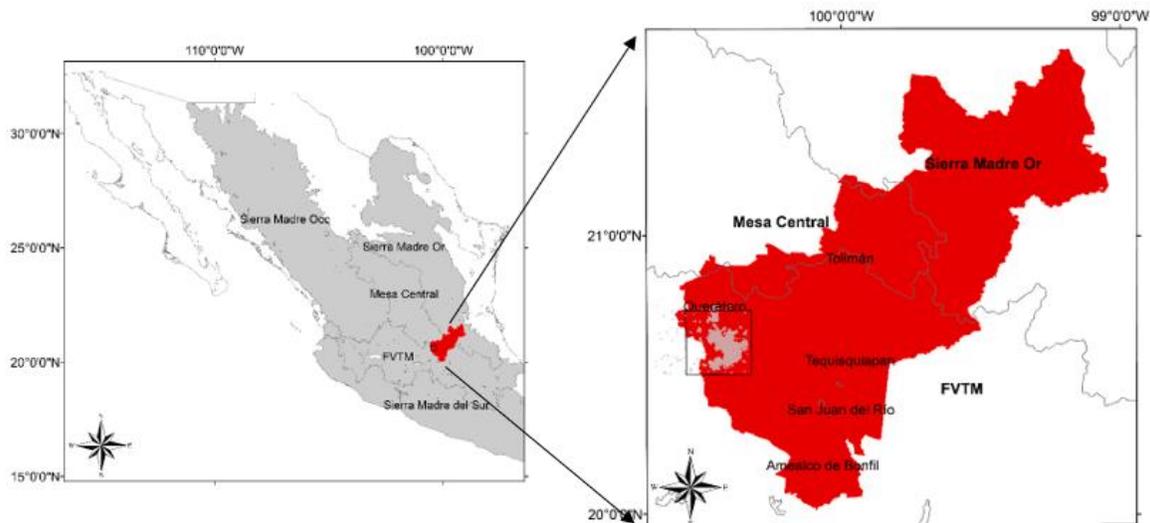


Figura 13. Ubicación de provincias geológicas de lado izquierdo, junto con la delimitación con recuadro de color negro de la zona de estudio dentro del estado de Querétaro (color rojo).

De acuerdo con las diferentes provincias geológicas que se encuentran delimitadas cerca del estado de Querétaro (Fig. 13), puede decirse que probablemente la zona de estudio ha sufrido los procesos o eventos geológicos que han originado a estas

provincias. Esta área interesante, en la parte central de México, se ubican los límites entre la Sierra Madre Occidental, la FVTM, la Sierra Madre Oriental, la Mesa Central y la Sierra Madre del Sur (Raisz 1957).

En el caso de la Sierra Madre Oriental que se encuentra en la parte nororiental de Querétaro, se extiende desde Parral, Chihuahua hasta Tuxtepec, Oaxaca (Eguiluz de Antuñano, Aranda García, y Marrett 2000). Está compuesta de rocas sedimentarias marinas del Mesozoico, deformadas durante la Orogenia Laramide por acortamiento. Se originaron en el Triásico Tardío, constante del Jurásico Superior al Cretácico Superior. De acuerdo con la ausencia de otro tipo de roca sobreyacente, solo ha sido afectada principalmente por la Orogenia Laramide. Al sur de esta provincia se ubica el Sector Transversal de Parras, el cual constituye un sistema montañoso E-W pudiéndose tomar como frontera con la Mesa Central. Sin embargo aún no se ha definido algún sistema de fallas que se tomen como el límite entre la Mesa Central y la Sierra Madre Oriental (Á. F. Nieto-Samaniego, Alaniz-Álvarez, y Camprubí í Cano 2005b).

De acuerdo con la ubicación fisiográfica de la zona de estudio, se tiene que corresponder al límite septentrional de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Este cinturón se ubica en el centro de México, extendiéndose desde Tepic hasta Veracruz, aunque otros dicen que se presenta desde Colima (Botero-Santa, Alaniz-Álvarez, Nieto-Samaniego, López-Martínez, Levresse, y Xu 2015). Se caracteriza por la presencia de numerosos volcanes con actividad reciente, con presencia de alargamiento horizontal máximo hacia el NNW-SSE desarrollando fallas normales ENE-WSW a E-W. Compuesta por rocas volcánicas y sedimentos lacustres que se han formado desde el Mioceno hasta la actualidad (Gomez-Tuena et al. 2007). Aunque una de las principales teorías acerca del origen de la FVTM sobresale la que explica que consiste en una zona de debilidad antigua a través de la cual ascendió magma formando un arco volcánico, debido a su ubicación oblicua con respecto a la Trinchera de Mesoamerica (Mooser, 1972), la realidad es que sigue siendo incierto. Este mismo autor sugirió la presencia de zona de cizallamiento de escala litosférica, al expresar la idea que la FVTM correspondía a una zona de sutura pre-paleozoica reactivada durante el Cenozoico. Apoyando esta idea,

algunos autores (Pindell, 1985; Ross y Scotese, 1988) localizaron una zona de cizallamiento en el sitio actual de la FVTM, teniendo una explicación más clara de la geometría de bloques litosféricos.

Se ha mencionado (Nieto-Samaniego et al., 2005) la existencia de cuencas y/o depresiones ubicadas a lo largo de la FVTM, las cuales se encuentran delimitada por sistemas de fallas, en las que resultan de alta importancia los patrones de deformación que las generó.

(Aranda Gómez, Henry, y F. Luhr 2000) dieron una descripción bastante clara de las estructuras presentes en la parte septentrional de la FVTM. En el límite norte y de este a oeste se observa una plataforma ubicada dentro de la Sierra Madre Oriental, se sigue con la presencia de una cuenca marina ubicada dentro de la Mesa Central. Hacia las partes más occidentales se tiene un ambiente de arcos volcánicos marinos en las limitancias de la Mesa Central con la Sierra Madre Occidental. Además, hacen una deducción en la que menciona que al norte de la FVTM se observa una cuenca marina y al sur una plataforma del Cretácico Inferior pasando a un ambiente de arcos volcánicos marinos.

Algunos autores como (Luca Ferrari et al. 2012), hacen hincapié en que este arco volcánico fue originado gracias a la subducción de Placas litosféricas como la Rivera y la de Cocos por debajo de la Placa Norteamericana. En lo que respecta a su geología se tienen secuencias de rocas volcánicas emplazadas durante el Mioceno y el Cuaternario, como son coladas de lava, domos de lava, conos cineríticos, volcanes en escudo, maares, calderas y volcanes compuestos (Aguirre-Díaz et al., 1998); (Ferrari, 2000). Además, se observa dentro de esta provincia, a lo largo del sistema de fallas Chapala-Tula, una deformación cenozoica de régimen extensional (Martínez-Reyes y Nieto-Samaniego, 1990). Este emplazamiento se dio a través de cuencas tectónicas preexistentes, como es la del Bajío (Ortuño et al. 2015).

Un dato importante es que dentro de esta provincia se han desarrollado algunos sismos gracias a la propagación de fallas (Ortuño et al. 2015). Además, se observa una amplificación poco normal de ondas sísmicas (Ovando-Shelley et al. 2012),

gracias a la cercanía con fallas activas, en ciudades como México, Guadalajara, Toluca y Querétaro.

De manera general, la Sierra Madre Occidental, como su nombre lo indica, se ubica al poniente de México, se considera como una provincia volcánica de ignimbritas silíceas emplazadas durante el Oligoceno-Mioceno. Corresponde a los eventos volcánicos explosivos más grandes conocidos en la tierra (L. Ferrari y Orozco-Esquivel 2006), sobreyaciendo a rocas mesozoicas marinas que se deformaron con anterioridad. Un dato interesante durante el emplazamiento de rocas volcánicas (Oligoceno), fue que se dio junto con un alargamiento horizontal con dirección E-W, desarrollando fallas normales N-S. Este alargamiento fue migrando hacia el poniente, generando la apertura del Golfo de California durante el Mioceno (Alaniz-Alvarez y Nieto-Samaniego, submmited). Abarca una parte pequeña al oeste del estado de Querétaro y aunque la zona de estudio no se encuentra directamente dentro de esta provincia, si pudo haber estado influenciada por ella en algún momento dado.

La Mesa Central y su característico vulcanismo fue emplazado en el Oligoceno a través de domos riolíticos (Orozco-Esquivel, Nieto-Samaniego, y Alaniz-Alvarez 2002). El basamento del Mesozoico que subyace a esta provincia se compone de rocas marinas depositadas en ambiente de cuenca creando a lo que actualmente se conoce como Cuenca Mesozoica del Centro de México (Carrillo-Bravo, 1971). En la zona de estudio, esta provincia se encuentra en su parte norte, cerca de la frontera con la Sierra Madre Oriental.

Dentro de esta provincia se presenta deformación extensional cenozoica representado por el Sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002).

4.2 Basin and Range

Posterior al acortamiento que se generó gracias a la Orogenia Laramide, surge un evento extensional conocido como Cuencas y Sierras (Basin and Range). La estructura de basin-range se caracteriza por la presencia de bloques fallados con alternancia de montañas y cuencas del Cenozoico tardío.

Tiene una longitud aproximada de 1,500 km, la cual se extiende desde Canadá hasta el norte de México (Fig. 14), aunque se encuentra mejor desarrollada dentro de la provincia fisiográfica de Basin and Range al occidente de Norteamérica, desde el sur de Oregon y Idaho hasta Nevada, California, Utah, Arizona y Nuevo México (Stewart, 1978).

Existen algunas discrepancias, de acuerdo con algunos autores que la han estudiado de forma detallada, con la presencia de esta estructura dentro del territorio mexicano, explicando algunos que se extiende hasta el norte de México y otros dicen que hasta el sur de la Sierra Madre Occidental y al oeste de la provincia

fisiográfica de la Mesa Central. Como es el caso de ciertas bibliografías (Henry y Aranda-Gómez, 1992; Jansma y Lang, 1997; Nieto-Samaniego, 2005; Aranda-Gómez et al., 2000) las cuales hacen hincapié en que esta provincia inicia desde el surponiente de Canadá extendiéndose hasta el límite norte de la Faja Volcánica Transmexicana, pudiéndose haberse prolongado hasta el sur de México.

En base a estos últimos autores y a que la zona de estudio se ubica dentro de la Faja Volcánica Transmexicana en su parte

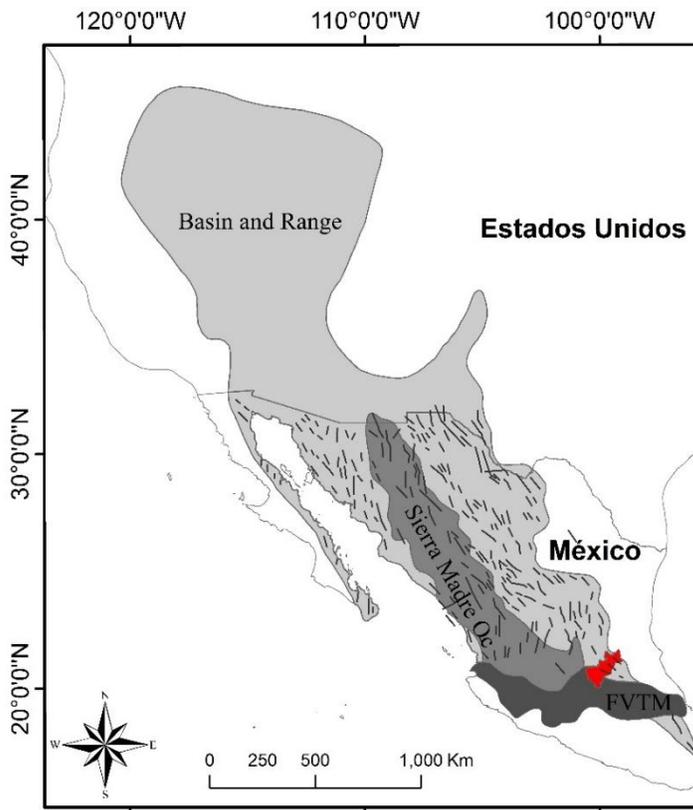


Figura 14. Superficie de alcance de la provincia Basin and Range al occidente de Estados Unidos y dentro del territorio mexicano. El área de color rojo corresponde al estado de Querétaro. Tomado y modificado de Calmus et al., 2011.

nororiental, se puede decir que la provincia de Cuencas y Sierras (“Basin and Range”) ha afectado en la tectónica del Valle de Querétaro.

Aunque existen teorías del origen de la estructura basin-range, se conoce que esta estructura se ha producido por extensión y que además se distingue por manto superior anómalo, corteza delgada, flujo de calor alto y levantamiento regional.

Dentro del territorio mexicano, (Stewart 1978), hace mención de la presencia de esta provincia a ambos lados de la Sierra Madre Occidental con alturas que van desde los 1,800 a 3,000 msnm.

Para explicar la extensión en México, (Henry y Aranda-Gomez 1992) tomaron como ejemplos las estructuras extensionales del sur de la Mesa Central, como son los grabens de Aguascalientes, Guanajuato y San Luis Potosí. Con datación de K-Ar de rocas y vetas de adularia, llegaron a la conclusión que el fallamiento al suroriente de la Mesa Central inicio entre los 32 y 28 Ma. Sin embargo, la extensión oriente-nororiente inicio hace 30 Ma, en México y a los 40 Ma al norte del Cinturón Volcánico Transmexicano. Aunque la falta de información, acerca de la extensión presente en el área de estudio, es clara los mismos autores llegaron a explicar la edad de la extensión oriente-nororiente al sur de Guanajuato, ubicado al poniente del Valle de Querétaro, siendo entre 15 y 5 Ma. Posteriormente sufrió un acortamiento con orientación oriente-poniente, precedida por fallamiento lateral del Plioceno correlacionable con la convergencia de la placa Rivera con la Norteamericana.

(Henry y Aranda-Gomez 1992) explican los eventos de extensión que mejor se desarrollaron en México hace 23 y 12 Ma, siendo parte de episodios de extensión regional en la parte sur y centro de la provincia de Cuencas y Sierras. Además, mencionan que el Cinturón Volcánico Transmexicano y algunas partes de Oaxaca pudieron haber sufrido extensión durante el Mioceno, pero ahora se encuentran en una diferente provincia tectónica.

De acuerdo con (Aranda Gómez, Henry, y F. Luhr 2000), los límites del centro de la Sierra Madre Occidental son o fueron parte de la provincia de Cuencas y Sierras. Toda la provincia de Cuencas y Sierras, desde Canadá hasta la Faja Volcánica Transmexicana presenta una migración de extensión hacia la parte poniente o surponiente (Stewart, 1998).

Es evidente el desacuerdo y confusión que existe con la presencia de esta provincia en México y más específicamente en la parte nororiental de la FVTM, donde se encuentra la zona de estudio. A pesar de esta falta de precisión y de la falta de actualización de estudios de esta índole, es importante el tomar en cuenta el efecto de Cuencas y Sierras dentro de la FVTM.

4.3 Sistema de Fallas Regionales

4.3.1 Taxco San Miguel de Allende

El sistema de fallas que desde su origen se conoce como Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) ha llegado a tener una actualización en los límites en los cuales se extiende, pudiéndose prolongar más allá de lo que anteriormente se conocía. Este sistema de fallas tiene una orientación aproximada de N-S, NNW-SSE, cruza gran parte del centro de México y se caracteriza por representar una frontera entre bloques diferenciables. Tiene una distancia mayor a 450 km, extendiéndose desde la parte septentrional de la sierra de Catorce en el estado de San Luis Potosí hasta el estado de Guerrero. Para la zona de estudio, este sistema de fallas llega a tener cerca de 30 km de ancho (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002), siendo en otras regiones de 15 a 50 km. Alaniz-Álvarez (2002), menciona que su dirección N-S fuera de FVTM cambia a NNW-SSE dentro de ella. Este sistema de fallas se presenta dentro de la FVTM como fallas normales, además otro de sus evidencias es el alineamiento de 12 volcanes poligenéticos (Alaniz-Alvarez, Nieto-Samaniego, y Ferrari 1998). Botero-Santa et al., 2015, menciona que este sistema de fallas crea una estructura semigraben tomándose como contacto de la Mesa Central con la Sierra Madre Oriental; así como, limitante de la parte central y oriental de la FVTM. El movimiento o cinemática que ha sufrido este sistema de fallas ha tenido diferencias en la parte norte y sur de su traza. En la parte norte se caracteriza por fallas normales correlacionables con la Mesa Central y la FVTM, siendo desarrollados desde el Oligoceno al Mioceno reciente (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002). Hacia el sur en Taxco, (Eoceno tardío-Oligoceno temprano) tuvo lugar deformaciones con distintos movimientos que ayudaron a tener ambos

componentes laterales tanto derecho e izquierdo (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002).

(Dávalos-Álvarez et al. 2005) dentro de sus cuatro fases de deformación extensional al sur de Querétaro, en Huimilpan, sugiere que la segunda fase corresponde al SFTSMA activa en el Mioceno tardío (Tortoniano). Siendo la cuarta fase asociada igualmente al SFTSMA durante el Plioceno tardío y reciente.

Este sistema de fallas llega a servir como límite entre corteza con diferentes espesores; así como, el gradiente en la anomalía de gravedad regional en el centro de México, representando una discontinuidad (Aguirre-Díaz, Nieto-Obregón, y Zúñiga 2005).

En lo que respecta a la falla San Miguel de Allende, se entiende que sufrió un par de periodos de activación (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002), siendo el primero durante el Oligoceno y el segundo durante el Mioceno. El segundo periodo se dio en el centro del estado de Querétaro, correspondiendo a las fallas normales. Las principales son Falla 5 de Febrero o Central, Falla Querétaro u Oriental, Fallas Tlacote y San Bartolomé, con desplazamiento aproximado de 100 m (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001). En esta última bibliografía se menciona que en Querétaro este sistema de fallas tiene actividad del Mioceno tardío con rechazos verticales aproximados de 100 m y, con dirección de alargamiento este-oeste.

4.3.2 Chapala-Tula

Suter et al., (1992, 1995) definieron el sistema de fallas Chapala-Tula, el cual se ubica al poniente del SFTSMA dentro de la FVTM. De igual manera son de tipo normal con componente latera izquierda y orientación ENE, inclinadas al norte. Este sistema se puede tomar como frontera del Valle de Querétaro en su parte meridional.

Estos dos sistemas de fallas, SFTSMA y Chapala-Tula coinciden al norte de la parte central de la FVTM, mientras que en zonas intermedias entre Querétaro y Celaya estas fallas junto con Ixtla-La Joya sufrieron una activación contemporánea durante los mismos episodios de deformación (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002). Posteriormente (Dávalos-Álvarez et al. 2005), documentó al sur de Querétaro, en

Huimilpan, que la primera fase de deformación extensional correspondió al sistema de fallas Chapala-Tula entre el Oligoceno y Mioceno medio. La tercera fase corresponde a la reactivación de este mismo sistema de fallas durante el Plioceno temprano.

4.3.3 Sistema de fallas Ixtla-La Joya

Hacia el extremo septentrional del Valle de Querétaro se encuentra como límite el Sistema de fallas Ixtla-La Joya. (Susana A. Alaniz-Álvarez et al. 2005), mencionan que este sistema forma parte de un pilar tectónico NE, importante ya que a través de este pilar se encuentra aflorando rocas mesozoicas con emplazamiento de los volcanes Palo Huérfano, San Pedro, La Joya y el Zamorano del Mioceno medio (Fig. 15). La orientación de este sistema junto con los domos riódacíticos que la constituyen, es hacia el NE con inclinación al suroriente. La mayor parte de este sistema se encuentra cubierto por derrames de basalto de 6.2 y 7.5 Ma (Susana A. Alaniz-Álvarez et al. 2005).

De acuerdo con el rango de deformación tectónica presente cerca de la costa sur de México (algunos cm/año), la deformación presente cerca de Querétaro, en el centro de la FVTM (0.07 mm/año según Suter et al., 2001), es muy pequeña.

4.4 Fallas locales que afectan el Valle de Querétaro y su alcance espacial

El graben de Querétaro se encuentra delimitado y formado por la acción de sistemas de fallas regionales descritos en el apartado anterior. Por su parte, las fallas que tienen un alcance más local, dentro del área de estudio, se pueden dividir de acuerdo con su orientación, las cuales se describen a continuación (Fig. 18).

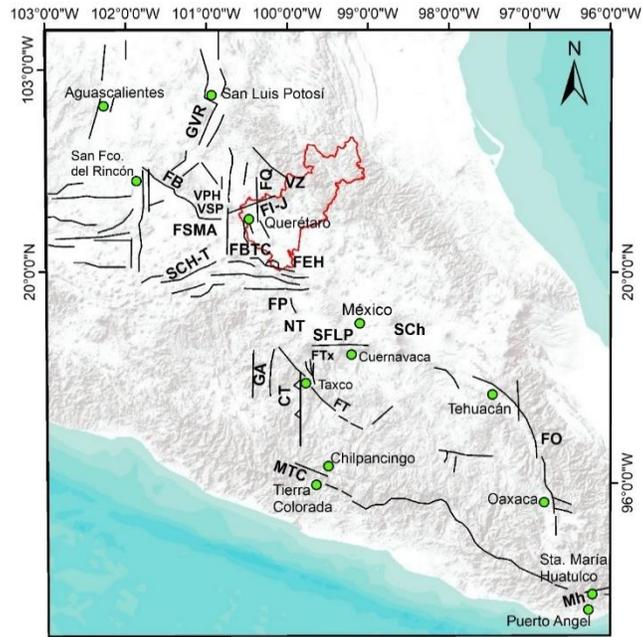


Figura 15. Localización de fallas mayores. GVR: graben Villa de Reyes; FQ: falla Querétaro; FBTC: fallas Bartolomé, Tlacote, La Cuesta y Lagunillas-Huimilpan; FB: falla del Bajío; FI-J: fallas Ixtla-La Joya; FSMA: falla San Miguel de Allende; SCH-T: sistema Chapala-Tula.

El sistema de fallas de Querétaro, la conforman la falla Querétaro, 5 de Febrero, Tlacote y la falla San Bartolomé con orientación N-S (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001). La falla Querétaro (Fig. 15) es de tipo normal con actividad más antigua al norte (10-7 Ma) y más joven al sur (Mioceno tardío) y se compone de tres sectores. Sector norte con escarpe de 10 km de largo; sector central con 15 km de largo; sector sur con 25.5 km de largo, desplazamiento vertical de 80 m y orientación N22°W. Esta falla termina en la falla Huimilpan. La falla Cinco de Febrero (Fig. 16) tiene orientación hacia el NNW con longitud de 37 km con desplazamiento topográfico máximo de 153 m (Xu et al. 2011) y desplazamiento vertical de 100 m (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001). Las fallas Cinco de Febrero y Cimatorio se puede asociar a la provincia de Basin and Range y su esfuerzo (Fig. 14), por su parte las fallas que tienen orientaciones ENE se asocian al régimen del Cinturón Volcánico Mexicano (Aguirre-Díaz, Nieto-Obregón, y Zúñiga 2005).

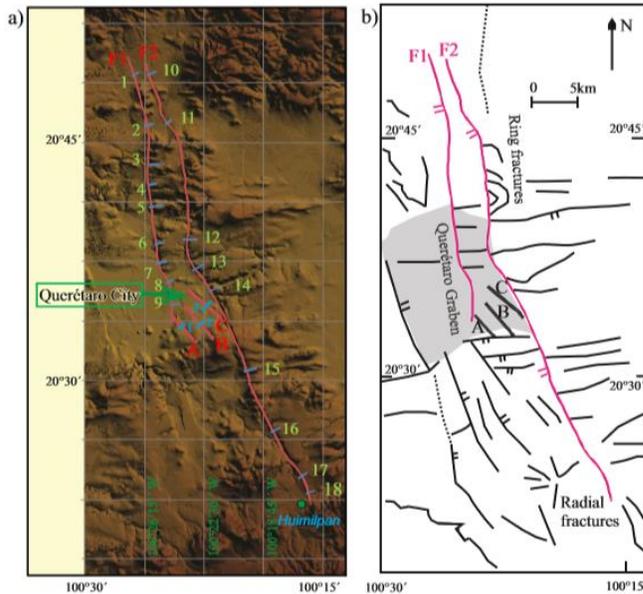


Figura 16. a) MDE de la cd de Querétaro. F1: falla 5 de Febrero; F2: falla Cimatorio. Tomado de Xu et al., 2011.

La falla Tlacote es de tipo normal, desplazamiento vertical de 80 m, con longitud de escarpe de más de 20 km, corresponde a una edad más joven que 7.5 Ma. Además, se constituye por dos segmentos que se encuentran divididos por la falla Central con dirección ENE-WSW.

La falla San Bartolomé (Fig. 17) es de tipo normal y tiene orientación de NNW a N-S. su edad corresponde de manera sincrónica a la falla Tlacote y 5 de Febrero.

Para el sector norte del escarpe se tiene 100 m de altura y al sur de 50 m, los cuales se encuentran separados por la falla Central (ENE-SSW). Además, tiene un desplazamiento máximo de 100 m en el sector norte.

Las fallas con orientación de ENE a NE corresponden principalmente a la falla Huimilpan, falla Sur, falla Central, falla Ixtla, dique El Patol, falla La Joya y falla Palo Huérfano (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001). Son de tipo normal con alineamiento de fuentes de emisión volcánica. A continuación, se explicarán las de mayor relevancia para la zona de estudio.

La Falla Huimilpan (Fig. 17) corta a la falla Querétaro sur, tiene orientación N80°E con buzamiento al N, longitud de 7.5 km. Tiene un desplazamiento aproximado de 100 m o más. La Falla Sur (Fig. 17) corta al volcán Cimatorio y a la falla Tlacote, se ubica al sur de la falla El Nabo. Esta falla se constituye de algunos segmentos con orientaciones de N70°E y longitudes de 5 km con deslizamiento hacia el centro del Valle de Querétaro, además corresponde al sistema de fallas más antiguo y ayudo al emplazamiento del intrusivo del Oligoceno (Ochoa-González et al. 2015).

Tabla 1. Características de las fallas de la región San Miguel de Allende- Querétaro.

Nombre de falla	Edad (Ma)			Desplazamiento vertical (m)	Rumbo Dir. Echado	Longitud (km)	Unidad fechada
	Oligoceno	12-9	7-5				
Sistema N-S							
FSMA Centro	X	12		450	N05°E/W	38	Tig Andesita Allende TmJ
FSMA Sur				¿?	N00°E/W	50*	¿?
5 de Febrero			7-5	100	N00°W/W	14	Volcán Santa Cruz (7.5Ma). TmAB
Querétaro norte		X		>100	N00°E/W	10-40*	TmJ
Querétaro centro			7-5	50	N00°E/W	15	Volcán Santa Cruz (7.5Ma). TmAB
Querétaro sur			<5.3	80	N22°W/W	25.5	Volcán Cimatario. TmAB
Tlacote			X	80	N13°W/E	20	TmAB .
San Bartolomé			X	80	N05°W/E	27	TmAB
Sistema NE-SW							
Palo Huérfano*		12-11		>>150	N58°E/NW	60 *	Riolita Chichindaro. ToCh
Palo Huérfano				<50	N68°E/NW	20	Volcán Palo Huérfano. TmJ
La Joya			9-6	<50	N48°E/SE	40	Volcán La Joya. TmJ
Dique El Patol			6	<<50	N60°E	10	TmAB
Ixtla		X		>>100	N50°E/SE	~30	TDo
Central			7-5	50	N65°E/SE	22	TmAB
Sur			<5.3	50	N70°E/N	16	Volcán Cimatario. TmAB
Huimilpan			<5.3	>100	N80°E/N	7.5	

Figura 17. Características presentes en las fallas de la zona San Miguel de Allende – Querétaro. Tomado de (Alaniz-Alvarez et al., 2001).

La Falla Central (Fig. 17) se encuentra cortada por la falla San Bartolomé y falla Tlacote. Tiene orientación N65°E con buzamiento hacia el SE y termina en donde intersecciona con la falla 5 de Febrero. Esta falla es una de las de mayor relevancia en el graben, ya que es la falla que ha provocado mayor subsidencia de la zona con desplazamientos de hasta 2-3 m en donde se puede observar al sur de la falla Querétaro (Carreón-Freyre et al. 2016). Tiene un desplazamiento normal, afecta el urbanismo del valle, une a fallas que se encuentran al norte y sur del valle. La parte de la falla Central que se encuentra al sur del Cerro de las Campanas sufre un cambio de orientación hacia el poniente (Carreón-Freyre et al. 2005).

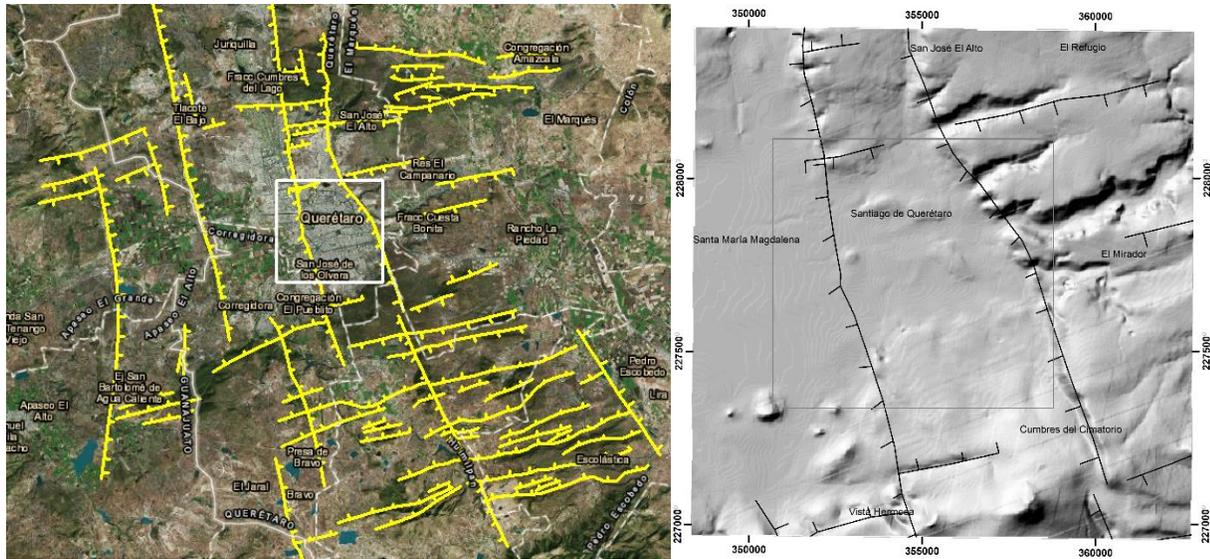


Figura 18. Representación del sistema de fallas Querétaro, correlacionado con hillshade de la zona de estudio. Fallas regionales tomado de (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001).

Para el lado poniente se dan las fallas Obrajuelo y Balvanera (N-S) con inclinación hacia el este. La falla El Nabo se da cerca de la falla Balvanera hacia el norte de la zona de estudio, tiene orientación N-S con inclinación hacia el NE (Ochoa-González et al. 2015). Las fallas Balvanera y El Nabo son más jóvenes y ayudaron al volcanismo del Mioceno (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001). Al oriente se presentan las fallas Querétaro, descrita anteriormente, y Cimatorio con inclinaciones hacia el oeste. Esta última, la Cimatorio tiene orientación hacia el NNW con una longitud de 66 km y desplazamiento topográfico máximo de 158 m (Xu et al. 2011) y desplazamiento de 80 m (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001). Dentro del graben se conoce la cuenca central y la parte oriental, en donde las fallas Balvanera y Querétaro forman a la primera y las fallas Cimatorio y Querétaro forman a la segunda (Carreón-Freyre et al. 2016).

Las fallas con orientaciones NNW y E-W que corresponden al SFTSM y al sistema Chapala-Tula respectivamente, se activaron de manera simultánea durante el Cuaternario desarrollando una extensión oblicua provocado por el campo de esfuerzo del Cinturón Volcánico Transmexicano (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002; 2001).

CAPÍTULO V. CRECIMIENTO DEMOGRÁFICO Y ABATIMIENTO DEL NIVEL FREÁTICO

5.1 Aspectos demográficos

Para la problemática que incide en el Valle de Querétaro, objetivo de este trabajo, es conveniente el tomar en cuenta el crecimiento demográfico que se ha dado en la zona y sobre todo en los últimos periodos, el cual ha sido inquietante. Esto último, ya que se han desarrollado diversas disciplinas en las cuales estudian los estragos que puede provocar el abastecimiento de servicios y recursos para toda la población.

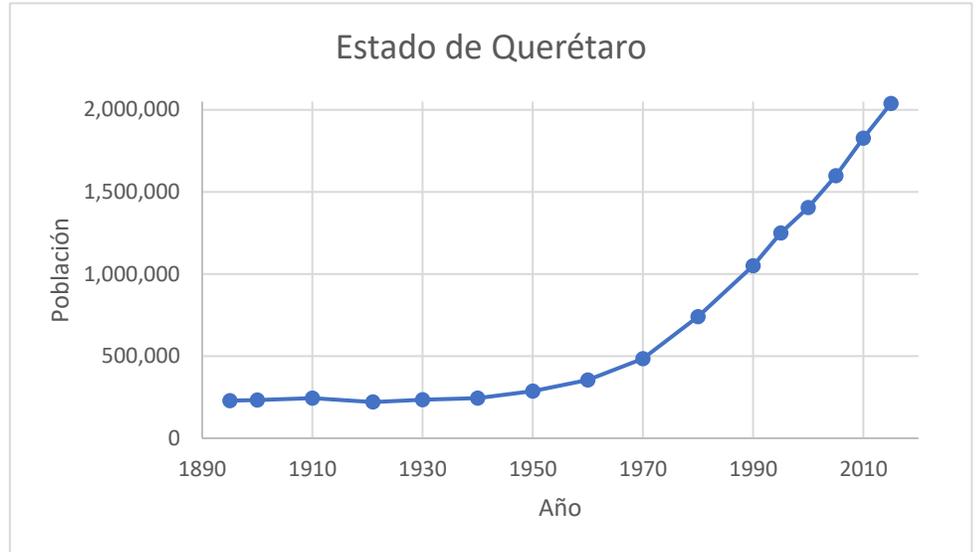
A pesar de que INEGI es una de las instituciones principales de las cuáles proporcionan un panorama estadístico de la población muy íntegro de diferentes áreas dentro del territorio mexicano, existen otras como es el caso de WRI México («WRI Ross Centro para Ciudades Sustentables | WRI México» s.f.) el cuál trabaja con gobiernos locales para transformar las ciudades mexicanas y mejorar la calidad de vida de las personas. Esta institución menciona que en territorio mexicano la gran mayoría de la población reside en ciudades, teniendo una responsabilidad aún mayor de mejorar la calidad de vida en zonas urbanas. Las ciudades producen el 80% del PIB mundial. Siendo la ciudad de Santiago de Querétaro y el área metropolitana en el 2011 las cuales contribuyen con el 67% del PIB del estado la cual, se puede entender como una ciudad rica en el estándar de México ayudando a que se convierta en un lugar atractivo para vivir. En el 2050, más de 2.5 mil millones de personas se sumarán a los centros urbanos. Esto dará como resultado que el 70% de la población mundial vivirá en ciudades.

En el segundo Censo de Población y Vivienda del 2010, que se hizo por parte del Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI) se indica que el estado de Querétaro cuenta o contaba en aquel tiempo con 1,827,937 habitantes de los cuales 887,188 corresponden a hombres y 940,749 a mujeres. La tasa de crecimiento anual del 2005-2010 fue del 2.7%. Para el año del 2015 se contaba con 2,038,372 habitantes (Fig. 19) correspondiendo al 1.7% del total del país, 70% urbana y 30% rural. Para el 2010 el estado de Querétaro cuenta con 120 habitantes

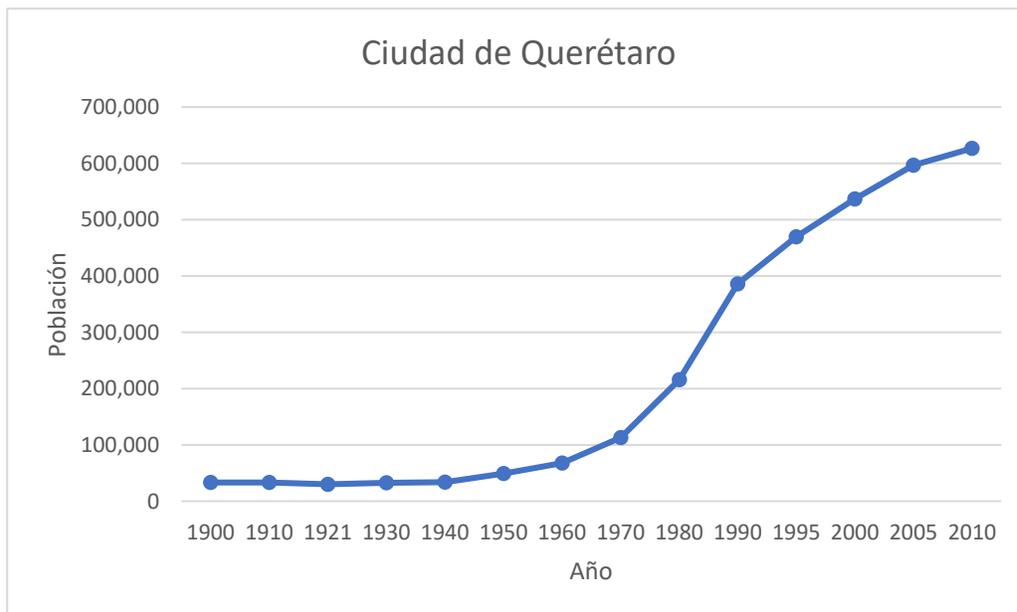
por km^2 . En el 2015 presenta 49% de su población total en la capital, Santiago de Querétaro y

A)

Población histórica	
Año	Pob.
1895	228 551
1900	232 305
1910	244 663
1921	220 231
1930	234 058
1940	244 737
1950	286 238
1960	355 045
1970	485 523
1980	739 605
1990	1 051 235
1995	1 250 476
2000	1 404 306
2005	1 598 139
2010	1 827 937
2015	2 038 372



B)



Año	Pob.
1900	33,152
1910	33,062
1921	30,073
1930	32,585
1940	33,629
1950	49,160
1960	67,674
1970	112,993
1980	215,976
1990	385,503
1995	469,542
2000	536,463
2005	596,450
2010	626,495

Figura 19. A) Población del estado de Querétaro con representación gráfica; B) Población de la ciudad de Querétaro con gráfica. Datos tomados de INEGI (2010; 2017).

zona metropolitana, 54% en otros municipios y un 27% en San Juan del Río que es la segunda ciudad más grande del estado. Sin embargo, CONAGUA en su diario oficial de la federación del 2015 menciona que en la capital se asienta el 62% del total de la población del estado. De manera específica la capital, Santiago de Querétaro, es la ciudad más poblada del estado de Querétaro. De acuerdo con el censo que realizó (Geografía (INEGI) 2016) INEGI en el 2010, la capital contaba con 626,495 habitantes (Fig. 13). Además, el estado de Querétaro es en el cual recibe mayor población a causa de la migración interna.

Una causa de este crecimiento fue probablemente a que en los años cincuenta se inició con el desarrollo industrial dentro de la ciudad, generándose para 1960-1970 la apertura de parques industriales constituyendo el corredor industrial Querétaro-San Juan del Río.

El crecimiento que se dio de 1970 a 1990 se debió al surgimiento de nuevas empresas y universidades que se dieron durante el periodo de 1980 a 1990.

Existen trabajos en los cuales explican el crecimiento drástico de Querétaro, el cual tiene ritmos mayores en comparación con otras áreas; sin embargo, los datos que ofrecen en comparación con los que brinda INEGI presentan algunas discrepancias. Para la capital de Querétaro muestran en 1990 y en el 2010 456,458 habitantes y 801,940 habitantes respectivamente (Obregón-Biosca y Betanzo-Quezada 2015). En lo que respecta a la mancha urbana, creció de 1970 con superficie de 31 km^2 , en 1992 con 101 km^2 y en 2002 con 120 km^2 (Cobo, 2008).

5.2 Evolución comercial e industrial

El desarrollo económico que ha sido partícipe la zona de estudio se ha generado gracias al desarrollo urbano con la creación de nuevos empleos y con la colaboración de otras áreas que han trabajado de manera integral para el beneficio del comercio y la industria que tienen un fin en común, una mejor calidad de vida de la sociedad.

En el apartado anterior se menciona que para el periodo de 1960 a 1970 se dio la apertura de parques industriales generándose el corredor industrial Querétaro-San

Juan del Río. Posteriormente de 1970 a 1990 surgieron empresas y universidades afectando de manera favorable el crecimiento de la zona.

En el trabajo de (Betanzo-Quezada 2011) se hace hincapié en la importancia que se debe empezar a tener con el transporte urbano ya que puede generar efectos nocivos para las ciudades y su población. Aunque el objeto de estudio es diferente a este, no es tan absurdo el pensar que una mala planeación en las vías de transporte puede favorecer, en un alto o muy bajo porcentaje, cierta deformación a nivel superficial.

Es así como el transporte urbano de carga (TUC) ha sufrido una importancia mínima por parte del o los gobiernos, esto gracias a la falta de conocimiento para con su relevancia y su alta asociación con el desarrollo urbano. Dentro del TUC como son grandes camiones de carga pueden llegar a generar aspectos desfavorables para el pavimento. Al momento de que el gobierno sea consciente de los efectos negativos que pueda generar el TUC y su mal desarrollo, es cuando puede recibir mayor atención. Sin embargo, al tener una buena planeación de este, se puede tener un buen desarrollo económico.

El acelerado crecimiento de ciudades, como es el caso de la zona de estudio, ayuda a que cada vez exista un mayor número de vehículos circulando. Estos aspectos influyen a que el TUC tenga que usar zonas más amplias y extensas, teniendo que cubrir aún otras necesidades de la población. En torno a lo que concierne en el crecimiento de zonas urbanas como es su consumo, producción y su distribución, se tiene que tomar en cuenta el transporte como una cualidad para una sostenibilidad de la ciudad adecuada (Kenworthy 2006). Es así, que se tiene que considerar desde un inicio, que las intervenciones correctivas en el TUC son más costosas a diferencia de tener una buena planeación desde un inicio.

La Zona Metropolitana de Querétaro (ZMQ), que incluyen los municipios de Santiago de Querétaro, Corregidora y El Marqués, se ubican en un punto en donde pasan carreteras principales a nivel nacional como son ejes centro-norte y centro-occidente del país. Según este artículo y la Escuela de Graduados en Administración Pública y Política Pública y el Instituto Mexicano para la Competitividad («Índice de Competitividad Estatal 2006: Preparando a Las

Entidades Federativas Para La Competitividad» 2006) (EGAP-IMCO, 2006), el Área Metropolitana de Querétaro a nivel nacional es el lugar número uno del índice promedio integrado de competitividad incluyendo los componentes económico, institucional, sociodemográfico y urbano. En este artículo se concluyó que el transporte de carga requiere de un gran esfuerzo organizacional e institucional para el favorable desarrollo de la ZMQ, además de que cualquier acción que ayude a su mejoramiento corresponde a una área de oportunidad para la zona. Es por ello la importancia de tener una planeación y estudio multidisciplinario, ya que el transporte de carga es una disciplina reciente.

En datos ya documentados (Obregón-Biosca y Betanzo-Quezada 2015) se alude que en Santiago de Querétaro el 44.93% de los desplazamientos que se hacen en la ciudad se hacen en auto privado (conductor o acompañante); Rabaza (2009) menciona que el uso principal de auto para transportarse ayudara a la saturación de las vialidades; Delgado et al. (2003) hacen mención a que la infraestructura vial inadecuada, incompleta y carente de continuidad ayudan a la congestión vial.

Además, la ciudad ha sufrido el mayor crecimiento de toda la entidad. Algunos parques importantes de resaltar son la Zona Industrial Benito Juárez, Parque Industrial Querétaro, Parque Industrial Jurica, Parque Industrial Peñuelas y Parque La Montaña. Por otra parte, la zona de estudio se ubica entre la ciudad de México y el norte de México favoreciendo el intercambio comercial que se pueda dar. En el 2010 la ciudad tuvo un crecimiento económico del 7.20%, comparado con el crecimiento nacional de 4.2%.

5.3 Fundamentos teóricos del acuífero del Valle de Querétaro

El principal abastecimiento de agua para la zona de estudio es de manera subterránea. De acuerdo con información documentada, se entiende que el sistema acuífero del Valle de Querétaro se encuentra afectada por las propiedades hidráulicas que presenta la estratigrafía del lugar, además de la respuesta hidrogeológica, proveniente de los diferentes sistemas de fallas, al flujo de agua subterránea (Ochoa Gonzalez y Carreon 2010).

Además, se menciona (Carreón-Freyre et al., 2005) que gracias al estudio que se hizo con niveles piezométricos cerca de las fallas presentes en la zona del Valle de

Querétaro se pudo concluir que este tipo de estructuras pueden tomarse como una barrera hidráulica como un canal preferencial, dominando los patrones del flujo de agua subterránea. Además, esta última autora menciona que el acuífero de Querétaro se puede describir como un sistema semiconfinado, fallado y multicapa (Carreón-Freyre et al., 2005).

Por otro lado, durante el periodo de 1980 a 1990 el acuífero granular somero no confinado, el cual corresponde a Tmp Lm-Ar-Cg, fue explotado con 40 a 70 m de profundidad (Ochoa-González et al. 2018).

El lecho rocoso del acuífero somero corresponde al Basalto Querétaro el cual contiene derrames de lava de composición basáltica y andesítica (Tmt AB) descrita por (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001). Esta unidad volcánica semi-fracturada fue de donde se explotó agua subterránea durante el periodo de 1990 al 2000 (Carreón-Freyre et al., 2016). Durante este periodo se alcanzó una profundidad en los pozos de extracción de 150 a 200 m. Posterior a este periodo de extracción, durante la primera década de este siglo, se tuvo que iniciar con la extracción del segundo acuífero granular correspondiente a la unidad Tom PyLac (80-120 m de profundidad), esto a causa del agotamiento del primero (Carreón-Freyre et al., 2016). Según este último autor los promedios de las nuevas profundidades de extracción son de 500 a 600 m. Actualmente se tuvo que seguir con la extracción de agua subterránea de la segunda unidad volcánica fracturada Tmm AB, esto a causa del agotamiento del anterior.

Se dice que los valores de extracción más altos de agua subterránea (1970-2002) estaban ubicados al pie de la Falla Central (Carreón-Freyre et al., 2005). En el 2006 cerca de la falla Cimatorio se dio un gradiente piezométrico alto (Carreón-Freyre et al., 2016).

Gracias a pruebas de bombeo (CNA, 2000) el acuífero del Valle de Querétaro se considera como acuífero libre. Se encuentra formado por depósitos aluviales, lacustres; así como, piroclastos no consolidados con permeabilidad media a alta. De manera teórica un acuífero libre se encuentra formado por material granular con permeabilidad de media a alta. El agua en este tipo de acuífero, se presenta en condición hidrostática y su superficie se encuentra sujeta a una carga atmosférica.

Como el objeto de estudio de este trabajo es la subsidencia es importante el aclarar que el incremento de esfuerzo efectivo, es gracias a la pérdida de sustentación hidráulica de material granular drenado y no por la despresurización de sistema.

Además, se hace hincapié (Pacheco-Martínez 2007) en que el relleno del Valle de Querétaro actúa como medio poroso con baja plasticidad y con comportamiento rígido el cual puede llegar a ser un escenario favorable para la generación de fallas frágiles con poca deformación dúctil. Como se conoce, algunas de las unidades de este Valle son porosas, siendo las más compresibles caracterizadas por tener una alta capacidad de almacenar agua (Ochoa-González et al., 2013).

La Comisión Nacional del Agua (CONAGUA) en su actualización de la disponibilidad media anual de agua hacen una excelente descripción de las condiciones prácticamente actuales (2015) del acuífero del Valle de Querétaro. Este se ubica en la parte surponiente del estado en donde entran los municipios de Querétaro, Corregidora y El Marques. Tiene un área de 484 km^2 el acuífero se considera como anisotrópico, esto a causa a que está formado por depósitos granulares, derrames volcánicos, condicionando a que exista una modificación en el paso del agua a través de su estructura.

En lo que respecta al Valle de Querétaro pertenece a la Región Hidrológica No. 12 conocida como Cuenca del Río Lerma, en donde el río Querétaro es una de las corrientes superficiales de mayor relevancia y su afluente principal es el río El Pueblito.

La profundidad del nivel estático en la zona plana del valle es de 100 a 110 m. Lograron interpretar 18 pruebas de bombeo en estado de abatimiento. Entre los resultados, 16 fueron representativas de acuífero libre, 10 de estas de medio fracturado.

Su recarga total del acuífero de valle de Querétaro media anual es de 70 millones de metros cúbicos por año. Su descarga natural comprometida es de 4 millones de metro cúbicos por año. El volumen anual concesionado, de acuerdo con los títulos de concesión inscritos en el Registro Público de Derechos de Agua (REPDA), de la Subdirección General de Administración del Agua, al 30 de abril de 2002 es de 142,316,279 m³ /año.

Asimismo, algunos autores (Carrera-Hernández et al., 2016) documentan la evolución de extracción de agua subterránea en la ciudad de $21 \times 10^6 \frac{m^3}{año}$ en 1970 a $104 \times 10^6 \frac{m^3}{año}$ en el 2010. Resultando en el abatimiento en ciertas zonas del acuífero con 100 m de reducción. Se muestra también que los pozos desarrollados en la ciudad de Querétaro inicio su extracción en algunas partes del acuífero por debajo del estado de Guanajuato a finales de los 70's que se encuentra en el límite poniente del estado de Querétaro.

Para el interés del trabajo se entiende que en la zona de estudio se encuentra el Acuífero del Valle de Querétaro (AVQ) ubicado en los límites de las provincias geológicas de la Mesa Central, Cinturón Volcánico Transmexicano y la Sierra Madre Oriental.

En el apartado de Estratigrafía (cap. III) se describen ampliamente las diferentes unidades que se presentan en el área de estudio. A continuación, se explican (de abajo hacia arriba) nuevamente integrando además ciertas propiedades hidrogeológicas que adquieren, necesarias para la formación de acuíferos (Fig. 20). Según (Carreón-Freyre et al., 2016) la unidad hidrogeológica principal que se ha explotado es la secuencia piroclástica y lacustre.

La información fue obtenida de diferentes autores como son (Carrera-Hernández et al., 2016); (Ochoa-González et al., 2018); (Carreón-Freyre et al., 2005); (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2002).

- KiCzAr: se ubica al norte del AVQ con caliza e interestratificación de esquistos y areniscas. Esta unidad se conoce como la más antigua de las unidades. Según el pozo El Nabo, esta unidad se encuentra entre los 14 y los 1,000 m de profundidad (Fig. 20).
- TeCgAr: lo constituyen conglomerados y areniscas y según su ubicación dentro de pozos de perforación, se presenta al norte con 200 m de profundidad. Es la única de las unidades que no aflora, al menos no en el área estudiada.

Ochoa-González del 2018, en su 7a unidad de arriba hacia abajo, la cual corresponde a TeCgAr se presenta el basamento hidrogeológico,

entendiéndose como una baja permeabilidad y material rígido la cual limita la secuencia compresible de donde se retira el agua subterránea (Carreon-Freyre et al., 2005b).

- ToAB, TomDB y TomGR: que de manera general se ve en la base con secuencia de tobas y lavas silícica; riolitas, tobas y arcillas con espesor aproximado de 200 m (Alaniz-Álvarez et al., 2002); incluye domos silícicos e intrusivos al norte del área de estudio; respectivamente.

Ochoa-González del 2018 describe Tmm AB como una unidad fracturada de andesitas y basaltos antiguos, el cual se encuentra subyaciendo Tom Py-Lac.

El mismo autor pone a ToAB como unidad menos fracturada de andesitas y basaltos.

- TomPyLac: tobas, gravas, areniscas y arcillas con materiales piroclásticos con intercalaciones de andesitas y basaltos. Además, también se pueden encontrar depósitos fluvio-lacustres de material piroclástico retrabajado. Corresponde de 50 m a 200 m de espesor.

Ochoa-González en 2018, menciona que es la segunda más importante o principal unidad porosa con depósitos piroclásticos y lacustres.

- TmtAB: aquí se presentan rocas andesíticas basálticas vesiculares fracturadas. Gracias a los pozos perforados se puede encontrar entre los 60 y 200 m de profundidad.

Ochoa-González (2018) expone que Tmt AB representa una unidad de andesitas y basaltos altamente fracturado.

- TnArCg: esta unidad constituye al relleno del Valle y se encuentra formado de una secuencia sedimentaria. Con espesor promedio de 100 m.

Ochoa González del 2018 describe que en Tp Ar-Cg se presenta rocas volcánicas y sedimentos correspondiendo a la unidad porosa principal.

- Ochoa-González et al. 2018, en sus unidades hidroestratigráficas describe Q Clay: material lacustre del Cuaternario, arcillas superficiales, depósitos delgados de baja permeabilidad.

Según la información documentada en la tesis de Pacheco-Martínez (2007) además de la estratigrafía de pozos, se tiene entendido que no se presenta una unidad arcillosa lo suficientemente extensa como para causar deformación del acuífero. Por su parte la deformación del acuífero se le atribuye a la rapidez con que se abate

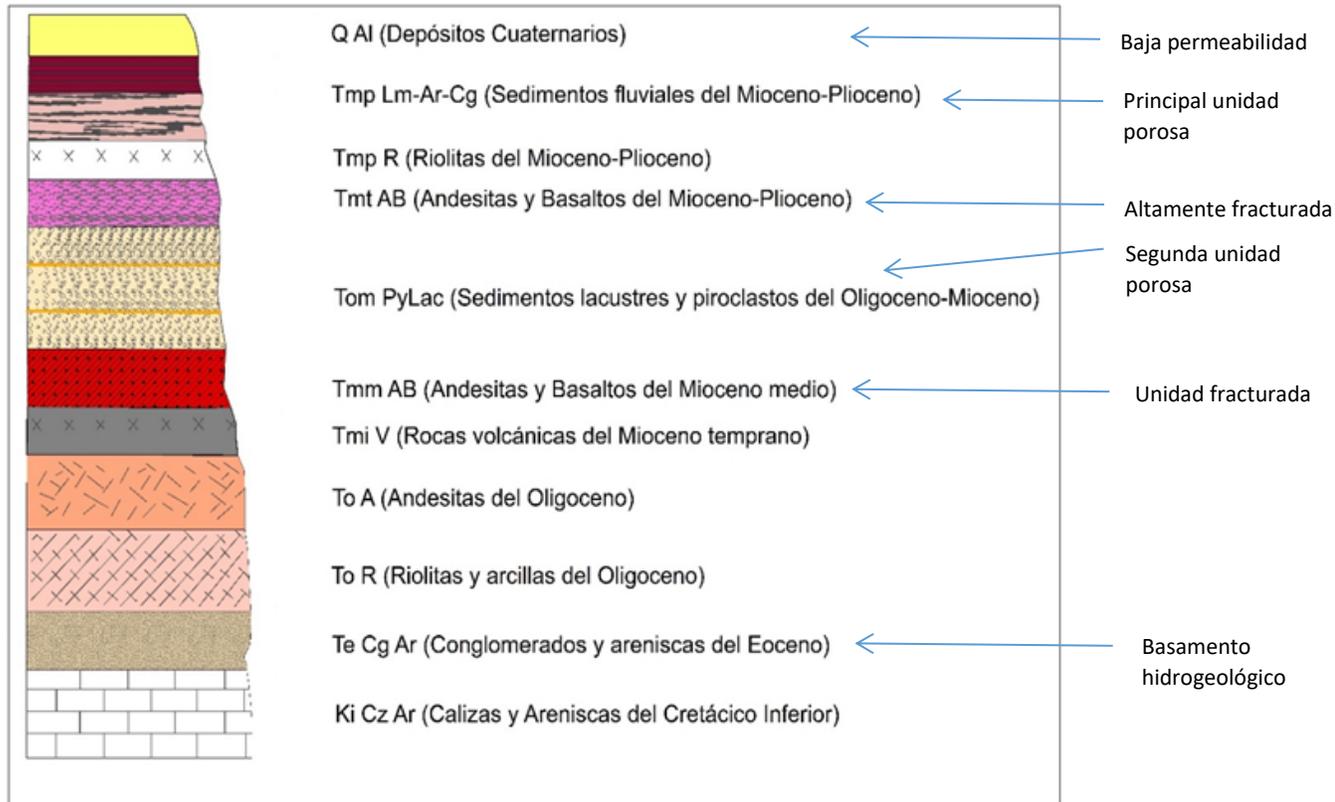


Figura 20. Columna estratigráfica tomada y adaptada de Carreón-Freyre et al., 2005 y Carreón-Freyre et al., 2016.

el nivel piezométrico. Los hundimientos o deformaciones que se generan en el Valle de Querétaro se toman como irreversibles, es decir plásticas.

De igual modo, el nivel piezométrico y sus diversas variaciones pueden estar influenciadas por la presencia de fallas, esto ya que afectan a la dinámica del flujo de agua subterránea. Como ya se ha mencionado antes, la sobreexplotación de agua subterránea en el valle de Querétaro ha generado una declinación piezométrica de 120 m y así la subsidencia (Ochoa-González et al., 2018).

De acuerdo con Carreón-Freyre et al. (2005) las fallas se pueden tomar como un tipo de barrera hidráulica o bien como canales preferenciales según sea el caso.

Por otro lado, y de acuerdo con un modelo 3D realizado (Ochoa Gonzalez y Carreon 2010) a través de una simulación el cual se calibró con datos ya documentados, se entiende que la fallas son menos conductoras en comparación con el material que se encuentra alrededor con dirección ortogonal al plano de la falla, además puede ser más conductivo si esta paralelo al plano de la falla.

Además, según el grosor y desplazamiento de ciertas unidades geológicas del Valle de Querétaro las cuales fueron generadas gracias al fallamiento normal conocido del lugar, ayuda a que se tenga flujos de agua subterránea muy complicados (Carreón-Freyre et al., 2016).

Gracias al análisis isotópico de agua subterránea que se hizo (Levresse, comunicación personal) se logró entender que se dan sistemas de flujo local e intermedio dentro de unidades hidroestratigráficas, las cuales se encuentran dentro de los primeros 500 m de profundidad (Carreón-Freyre et al., 2016). Igualmente encuentran que se da un sistema de flujo regional presente a lo largo de dos sistemas de fallas principales (Aguirre-Díaz y López-Martínez 2001); (Ochoa-González et al., 2015).

La aplicación de técnicas de InSAR ayudaron a confirmar que existen ciertas áreas en las cuales se puede tener una rápida deformación a causa de la presencia de fallas pre-existentes dando como resultado a desplazamiento verticales de 6 cm/año (Farina et al., 2008; Chaussard et al. 2014).

5.4 Uso histórico de agua subterránea en la capital de Querétaro

En el periodo de 1726 a 1738 en la ciudad de Querétaro había 46,500 habitantes, mismo periodo en el cual se construyó el acueducto con un suministro cerca de los 30 L/s (Carrera-Hernández et al., 2016). Después de más de 200 años, para el año de 1960 se perforó, en el Valle de Querétaro, los primeros 7 pozos para el suministro de agua a nivel público. Según la Comisión Estatal de Agua (1999), estos suministraban alrededor de 438 L/s. Más tarde, se hizo notable el crecimiento de la población y así las necesidades de abastecer el agua tanto para la sociedad, como para sectores de la industria y agricultura. Fue entonces donde incrementó el número de pozos perforados con extracción de 2,626 L/s en el 2000 y 3,295 L/s en

el 2010. Todo esto llevado a que exista un abatimiento del nivel freático de 2.5 m/año con 100 m de abatimiento durante el periodo de 1971 al 2010 (Carrera-Hernández et al., 2016).

Ochoa-González et al. (2018), explica que en el Valle de Querétaro se inició en los primeros años de 1970 el retiro de agua subterránea. Según CONAGUA (2003) el abatimiento piezométrico se daba a un rango de 3 a 5 m/año. De 1980 a 1990 se explotaba la unidad Tmp Ar-Cg y era entonces en donde el nivel piezométrico era de 40 a 70 m por debajo de la superficie. Más tarde, durante los años de 1990 y los 2000 el agua subterránea se extraía de la unidad de Tmt AB con profundidades de pozo era entre 150 a 200 m. Fue entonces cuando durante el periodo del 2000-2010 donde el acuífero fue agotado, resultando a que el nivel de agua subterránea alcanzara a profundidades del segundo acuífero granular correspondiente a la unidad Tom Py-Lac ubicado a 80-120 m debajo de la superficie.

En CONAGUA mencionan que la línea equipotencial de elevación del nivel estática del Valle es de 1700 msnm. La curva 1710 corresponde a zonas de entrada y salida subterránea en poblados conocidos como Tlacote El Bajo, Zona Industrial, La Alameda y Villa Corregidora. La principal entrada de agua subterránea al Valle proviene del Valle de San Juan del Río Pedro Escobedo con curvas entre los 1800 a 1710 msnm en dirección del acuífero. En la zona industrial, en la línea equipotencial 1660 msnm es donde se encuentra la máxima depresión piezométrica dentro del acuífero del Valle de Querétaro.

Igualmente, CONAGUA midió los diferentes rangos de abatimiento en donde en el corredor industrial Benito Juárez tiene abatimientos de -1.0 m; en las zonas circundantes de Cerrito Colorado, San Juanico y Casa Blanca se tiene una evolución de -2.0 m; el abatimiento entre Santa María Magdalena y la Unidad Deportiva fue de -3.0 m; para San Pedro Mártir se tuvo un cambio drástico de -113.0 m; el ejido El Castillo tuvo -4 m.

(Ochoa-González et al., 2018) menciona que el bombeo es alrededor de 110 millones de m^3 /año y la recarga de tan solo 70 millones de m^3 /año. Según la metodología aplicada para la obtención de la disponibilidad de agua subterránea,

CAPÍTULO VI. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE GRAVIMETRÍA, MICROGRAVIMETRÍA Y GPS DIFERENCIAL

El que se presente cierto tipo de deformación en la superficie, como es la subsidencia, puede ser causada por diferentes motivos que pueden llegar a ser complicados de detectar. Autores como (Zeitoun and Wakshal, 2013), definen subsidencia como "...un hundimiento de formas de tierra a un nivel más bajo como resultado de un movimiento de la subsuperficie de materiales de la tierra". Como cualquier estudio, se debe de tomar en cuenta cada una de las características que tenga la zona a estudiar; para poder así, tomar una decisión de que técnicas serán las adecuadas a aplicar para su óptimo análisis.

A pesar de que pueden existir diferentes técnicas y/o métodos que se puedan aplicar para la estimación en zonas de subsidencia, en este trabajo se centra en la aplicación de métodos indirectos correspondiente a la Geofísica, específicamente a la Gravimetría y en ciertos casos a la Microgravimetría, debido a que es una herramienta altamente favorable para este tipo de problemática, optimizando costos, tiempo y facilidad para zonas locales y más aún, para zonas extensas.

6.1 Método Gravimétrico

Hemos sido testigos de la rápida evolución en métodos alternos para la estimación de diferentes problemáticas que se puedan suscitar, tanto en áreas urbanas como en rurales. Un ejemplo es la percepción remota, que gracias a la disponibilidad que se tiene de imágenes satelitales, estando muchas de manera gratuita, se puede medir los cambios, de diferentes tipos, que se dan en ciertas zonas a través de los años. A pesar de que es una aplicación, rápida, no costosa (de baja resolución) y prácticamente de libre acceso, una de sus limitantes es la medición solo a nivel superficial. Otras vías son el muestreo y la perforación con recuperación de núcleos, la primera siendo de muy bajo costo, no llega a ser práctico para áreas grandes, mientras que la segunda es de costo muy elevado.

Dentro de los métodos indirectos, la Geofísica es una opción bastante práctica de aplicar para estimar características a profundidad, ya sea para áreas pequeñas, así

como para grandes, como es el caso de la Gravimetría. La Gravimetría terrestre fue aplicada inicialmente para detectar domos salinos, más tarde se aplicó para detectar anticlinales en áreas continentales (Nettleton, 1971). Esta última, según lo dicho por diferentes autores, es una técnica recomendable de aplicar para la problemática, enfoque de este trabajo, que es la subsidencia.

La manera en que trabajan los métodos Geofísicos, es en identificar anomalías, esto de acuerdo con los cambios en las propiedades físicas que presenten las rocas hacia lo profundo. Esto se da gracias a la atracción de la gravedad, con respecto a lo que se presente en la corteza terrestre, teniendo algunas diferencias de acuerdo con la densidad que tenga cada roca o zona de estudio. Estas diferencias se miden debido a la aceleración de la gravedad terrestre, que a pesar de que puede variar de un lugar otro, por lo regular es de 980 cm/s^2 (Blakely, 1996). Esto puede ser a causa de las diferentes composiciones de las rocas, algunas discontinuidades que se den, fallas, entre otras estructuras; también se pueden dar las anomalías extremas relacionadas con vacíos, solos o rellenos de aire, agua, etc. Y otros cambios por el movimiento de agua subterránea (Waltham et al., 2007), pero sobre todo las diferencias se dan por la forma irregular de la tierra.

6.1.1 Campo potencial

En si un campo potencial se encuentra formado por espacio y tiempo. Entre los dos tipos de campos la densidad entra dentro del campo material es decir propiedad física y la atracción gravitacional entra dentro del campo de fuerza. La atracción gravitacional, es el campo potencial gravitacional y corresponde a un campo vectorial (Blakely, 1996), teniendo magnitud y dirección. Un campo potencial también se puede entender como el campo que requiere trabajo para ser gastado o utilizado para mover masas dentro de él (Dentith and Mudge, 2014). Es decir que, de acuerdo con términos de gravimetría, su campo potencial afecta a objetos que tengan masa. Por otro lado, la fuente de este tipo de campo gravitacional son polares o también llamados monopolo, ya que solamente atrae, a diferencia del campo magnético.

El campo gravitacional de la tierra es más fuerte en los polos que en el ecuador. Sin embargo, la fuerza centrífuga, causada por la rotación de la tierra, es más fuerte

en el ecuador. Esto último es gracias a que la aceleración centrífuga se opone a la aceleración gravitacional (Dentith and Mudge, 2014).

Las superficies equipotenciales (Fig. 22) son líneas circulares perpendiculares al campo gravitacional, en el cual cada punto ubicado en la misma superficie tiene la misma energía potencial, el cual disminuye a mayor distancia de la fuente (Dentith and Mudge, 2014).

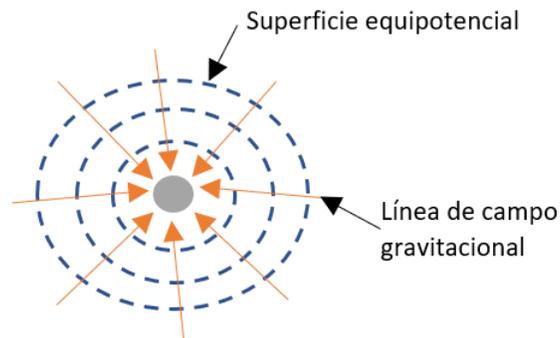


Figura 22. Superficies equipotenciales gravitacionales y campo de gravedad de una esfera con masa.

La aceleración gravitatoria (w) se obtiene a través de la gravitación (v) y a la aceleración centrífuga (c): $w = v + c$. Por otro lado, el potencial de gravedad de la tierra se entiende como $W=V+C$ y la aceleración de la gravedad es $w = \nabla W = \nabla V + \nabla C$ (Blick et al., 2017).

6.1.2 Gravedad

“Cada flecha que vuela siente la atracción de la Tierra.”

(Henry Wadsworth Longfellow).

La fuerza de la gravedad es posible en la Tierra, debido a su masa y a la fuerza centrífuga causada por la rotación de ésta (Blakely, 1996).

El planeta Tierra, de manera interna se comporta como un cuerpo heterogéneo en el cual se generan procesos que dan como resultado diferentes composiciones, diferentes estructuras, además de tener una forma irregular, ayuda a que el campo gravitacional sea bastante complejo. Entendiéndose a campo gravitacional causado por la masa de un objeto. Por otro lado, la fuerza gravitacional terrestre

puede llegar a variar de un lugar a otro, según dónde te encuentres ubicado (Fig.23).



Figura 23. Representación de los constituyentes de la aceleración gravitacional en m/s^2 . Tomada de (Blick et al., 2017).

Las grandes leyes en las que se basa este método fueron publicadas por Newton en 1687, en el conocido *Philosophiae Naturalis Principia Mathematica*, en donde se establecen la Ley de la Gravitación Universal y la segunda Ley de Movimiento o Ley fundamental de la dinámica. La primera Ley expresa que la magnitud de la fuerza gravitacional entre dos masas, es proporcional a cada masa e inversamente proporcional al cuadrado de su separación.

$$F = \frac{GxMxm}{R^2}$$

Donde F es la fuerza, G es la constante gravitacional ($6.67 \times 10^{-11} Nm^2 kg^{-2}$), M es la masa de la Tierra, m es la masa y R es la distancia entre las masas.

La segunda ley expresa que la fuerza es igual a la masa por la aceleración:

$$F = masa (m) \times aceleración (g)$$

$$F = mxg$$

Por lo regular a la Tierra se le atribuye una forma circular, sin embargo, gracias al equilibrio de la aceleración de la gravedad y de la aceleración centrífuga, se conoce que la Tierra tiene una forma de elipse, achatada por los polos, mejor conocida como elipse de rotación.

El estudio del campo gravitacional y de la forma de la Tierra se le conoce como geodesia aplicada para la obtención de ubicaciones geográficas y mediciones exactas de distancias sobre la superficie terrestre (Reynolds, 2011).

Existe un método llamado método de caída libre, el cual ayuda a determinar la aceleración de la gravedad, el cual se basa en observaciones de caída de objetos. Para un objeto que cae de una posición z_0 con velocidad inicial u la ecuación de movimiento da la posición z en un tiempo t como:

$$z = z_0 + ut + \frac{1}{2}gt^2$$

6.1.2.1 Gravedad absoluta

Dentro de un enfoque teórico, para obtener la gravedad absoluta se pueden aplicar dos métodos, conocidos como de caída libre (explicado anteriormente) y el de péndulo. El primero se basa en la aplicación de la fórmula:

$$z = \frac{1}{2}gt^2$$

Que consiste en la medición de la aceleración de la gravedad de un cuerpo que cae en determinado tiempo.

El segundo método de péndulo es a través de colocar un objeto con determinada masa oscilando de un lado a otro a cierta distancia, calculando la aceleración de la gravedad con ayuda de la siguiente fórmula:

$$T = 2\pi\sqrt{L}/G$$

A través de alguno de estos dos métodos se llega a determinar en una estación base, el cual tiene coordenadas conocidas (datum) y que durante cierto periodo de tiempo mide la aceleración de gravedad absoluta.

6.1.2.2 Gravedad relativa

Dentro de la práctica, para poder medir la gravedad relativa se puede hacer a través del péndulo portable, balanza de torsión y a través del gravímetro. En este trabajo se utilizó el gravímetro, el cual mide el gradiente del potencial gravitacional en la vertical. Es así como la gravedad relativa corresponde a la gravedad absoluta de todas las estaciones, sumado a la gravedad absoluta de la estación base fija

(datum) más la gravedad relativa de cada estación menos la gravedad relativa de la estación base. Es decir, los gravímetros relativos se encargan de comparar la gravedad de un punto con otro.

6.1.2.3 Gravedad teórica

La gravedad teórica o también conocida como gravedad normal, es en sí la variación de gravedad con la latitud, es decir la gravedad sobre el esferoide (Dentith and Mudge 2014). Este tipo de gravedad tiene una amplia relación con el achatamiento de los polos, su aumento de la gravedad y la ubicación de las estaciones y por lo tanto del elipsoide de referencia. Este último, se define y redefine por un acuerdo internacional a través de la Asociación Internacional de Geodesia (IAG por sus siglas en inglés) y la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica (IUGG). El elipsoide de referencia utilizado en este trabajo, fue el del Sistema de Referencia Geodésica de 1980 conocida después como Sistema Geodésico Mundial 1984 o mejor conocida como gravedad teórica o gravedad normal:

$$g_0 = 9.7803267714 \frac{1 + 0.00193185138639 \operatorname{sen}^2 \lambda}{\sqrt{1 - 0.00669437999013 \operatorname{sen}^2 \lambda}}$$

6.1.3 Unidades

El valor más común de g que se le atribuye a la superficie de la Tierra es de 980 cm/s^2 . En el SI (Sistema Internacional) la atracción gravitacional se da en $\text{m} \cdot \text{seg}^2$. En el sistema c.g.s. la atracción gravitacional se da en $\text{cm} \cdot \text{seg}^2$. Es así como en este último sistema la unidad de la aceleración debido la gravedad se conoce como Gal (de “Galileo”) (Blakely, 1996). Por lo tanto, 1 Gal es equivalente en el sistema c.g.s. a $1 \text{ cm} \cdot \text{seg}^2$. Dentro del mundo Geofísico, la atracción gravitacional se reporta comúnmente en unidades de mGal.

Actualmente ciertos instrumentos logran tener un alto grado de sensibilidad permitiendo detectar valores hasta de miliGal ($1 \text{ mGal} = 10^{-3} \text{ gal} = 10^{-5} \text{ m/s}^2$) y microGal ($1 \mu\text{Gal} = 10^{-6} \text{ gal}$). En el SI la aceleración debido a la gravedad se mide en $\mu\text{m/s}^2$ (g.u. de gravity unit). Otras igualdades para el mGal son:

- 1 g.u. = 0.1 mGal
- 10 g.u. = 1 mGal

Para poder convertir del sistema c.g.s al SI se utiliza la igualdad de $1 \text{ mGal} = 10^{-5} \text{ m} \cdot \text{seg}^{-2}$.

6.1.4 Geoide

La referencia elipsoidal internacional es muy cercana a la superficie equipotencial (superficie en donde el potencial permanece constante) de gravedad. Pero realmente la superficie equipotencial física de gravedad es llamada geoide

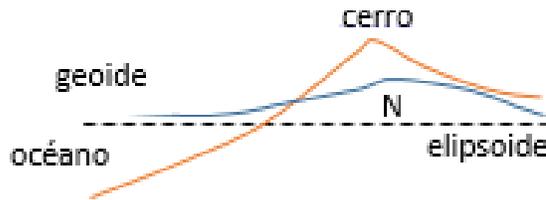


Figura 24. Diagrama que representa la ubicación del geoide con respecto al elipsoide.

(Fig. 24). El geoide se puede definir como el nivel superficial del campo gravitatorio, el cual mejor se ajusta al nivel del mar (Blick et al., 2017).

Este concepto es la verdadera distribución de masa dentro de la tierra, es la forma verdadera, la cual

difiere muy poco de la forma elipsoidal. En los continentes el geoide se encuentra afectado por la masa de tierra, que se encuentran por encima del nivel de mar. Además, la masa que se encuentra dentro del elipsoide causa una atracción gravitacional hacia abajo, es decir hacia el centro de la tierra. Sin embargo, un cerro o una montaña, los cuales tienen su centro de gravedad fuera del elipsoide causa una atracción hacia arriba. Es decir, que la forma del geoide se encuentra influenciado por masas que le subyacen, crece o aumenta encima de un exceso de masa (como montañas, cuerpos de alta densidad) y disminuye encima de deficiencias de masa (como valles, o cuerpos de densidad baja) (Blakely, 1996). Esto causa una elevación local del geoide encima del elipsoide; es así como, la ondulación geoidal es el desplazamiento entre el geoide y el elipsoide (Lowrie, 2007).

6.1.5 Reducción de datos Gravimétricos.

“La reducción de datos gravimétricos es un ejemplo excelente del mejoramiento de la señal a través de la eliminación de ruido”

Robert W. Simpson y Robert C. Jachens.

Las correcciones en estudios gravimétricos, o en cualquier estudio Geofísico son necesarios por el simple hecho de que la tierra no es uniforme, si lo fuera el valor de la gravedad en el elipsoide variaría con la latitud de acuerdo con la fórmula de la gravedad. Realmente, en la práctica, al momento de tomar las mediciones, la altura de las estaciones varía, de cientos de metros por encima del elipsoide o debajo de esta. Además, otros aspectos que pueden afectar un poco las mediciones son la amplitud, periodos, longitud de onda; así como, la presencia de montañas, cerros o algunas otras estructuras geológicas o no geológicas. Es así como, las mediciones que se hacen en campo se deben de procesar para minimizar cualquier tipo de efecto y/o ruido.

6.1.5.1 Corrección por Mareas Terrestres

La atracción gravitacional que se genera gracias a cuerpos extraterrestres tiene dos componentes: la atracción de los cuerpos y la distorsión que provocan a la forma de la tierra llamado como “solid Earth tides” o también conocido como efecto de mareas terrestres, provocando cambios gravitacionales de menos de 3 μg (Dentith and Mudge 2014). La corrección por mareas (tidal) es causada por la luna y el sol, dependiendo del efecto del tiempo y de la latitud. Es mayor en latitudes bajas, además de que tiene un periodo de 12 hrs. En este tipo de correcciones se puede tomar como una cantidad muy pequeña comparado con otro tipo de correcciones ya que nunca excede de 0.3 mGal (Blakely, 1996). Pero como el objetivo de este trabajo requiere de una alta precisión, se obtuvo automáticamente del gravímetro utilizado en el levantamiento, sin embargo, se puede calcular con el método de (Longman, 1959) el cual puede ser consultado de manera libre ya que no se tocará en este trabajo. Este efecto de mareas (tidal effects) se pueden tomar como parte de *instrumental drift* o deriva instrumental que se explica a continuación.

6.1.5.2 Deriva instrumental

Esta corrección también llamada drift es la que ayuda a compensar la deriva en la lectura del instrumento. Es decir que el gravímetro se puede encontrar bajo la influencia de cambios de presión atmosférica y de temperatura afectando a su correcto funcionamiento. Consiste en mediciones repetitivas en la estación base (al

inicio y final del levantamiento), siendo así cómo es posible determinar la deriva y eliminarlo de cada medición de gravedad (Dentith and Mudge 2014).

6.1.5.3 Corrección por latitud

Como sabemos puede existir una variación de gravedad en cada punto de medición y en la estación base, gracias a que se encuentran en latitudes diferentes. Es por ello por lo que se utiliza esta corrección llamada corrección por latitud la cual ayuda a compensarlo (Dentith and Mudge 2014). Este mismo autor menciona que esta corrección se puede obtener del gradiente latitudinal de la gravedad normal, es decir que se encuentra altamente asociado con la gravedad teórica. Este gradiente latitudinal corresponde al cambio en gravedad de la estación base, dada por:

$$g_{\phi(N-S)} = 0.00812 \text{sen} 2\phi \text{ gu}/m_{(N-S)}$$

donde ϕ es la latitud de la estación base. Esta fórmula se puede aplicar para distancias cerca de 20 km hacia el norte y sur de la estación base.

6.1.5.4 Corrección por aire libre

Para poder entender esta corrección podemos imaginar un ejemplo en donde se hace una medición de gravedad en una superficie plana, y después se hace otra medición en el mismo lugar, pero a una altura mayor, los resultados arrojarían una gravedad observada menor en la de mayor altura. Basándonos en la fórmula de corrección de aire libre $g_{FA} \frac{2G}{R} h$, se puede explicar a que simplemente se encuentra a mayor distancia del centro de la tierra. En este tipo de corrección solo se toma la diferencia de alturas, lo que se hace es tratar de reducir al máximo las mediciones a una superficie de referencia y así, corregir los cambios de elevación entre las estaciones.

Lo único que se hizo en este estudio, fue aplicar la fórmula de aire libre, la cual se reduce a la siguiente fórmula:

$$C_{AL} = 0,3086 \times h$$

6.1.5.5 Corrección de Bouguer

Se aplica esta corrección para poder corregir la atracción de un bloque ubicado entre el punto de observación y el geode (Blick et al., 2017).

Además, se entiende que la corrección de aire libre y la gravedad teórica no toma en cuenta la masa ubicada entre el punto de observación y el nivel del mar. Esta masa incrementa el valor de la gravedad y es la que toma en cuenta la corrección por Bouguer (Blakely, 1996), el cual asume que la tierra es plana, no curva y que se tiene una densidad uniforme. Este último autor, también menciona que la corrección de Bouguer simple es la que acerca la masa que se ubica encima del nivel del mar con bloque homogéneo e infinito, de espesor igual a la altura del punto de observación sobre el nivel del mar. Entonces la atracción de este bloque o paquete infinito está dada por:

$$g_{sb} = 2\pi\gamma\rho h$$

En esta corrección si se toma en cuenta el tipo de material que se presenta entre una estación y otra, además de la densidad y atracción que viene de ellas. La fórmula se reduce a:

$$C_{Bouguer} = 0.04191 * h * \rho \text{ mGal/m}$$

En este estudio se aplicó una densidad (ρ) de 2.67 y se tomó la altura (h) ortométrica.

La altura será negativa para las estaciones que se encuentren por debajo del datum resultando en una corrección de Bouguer negativa.

6.1.5.6 Corrección por terreno

Esta corrección se da por el efecto que genera las masas que se ubican por encima de las estaciones que la corrección de Bouguer no toma en cuenta. Es decir, esta corrección trata de reducir mediciones que se realizaron en relieves topográficos moderados a extremos. La corrección por terreno entra cuando existe una variación en la gravedad provocada por montañas y valles.

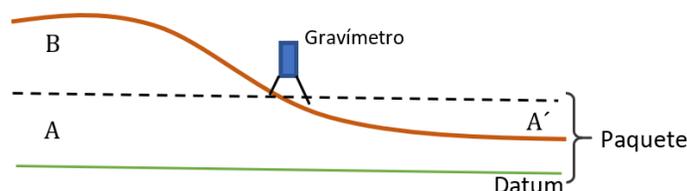


Figura 25. Imagen basada de Dentith and Mudge 2014.

En esta imagen (Fig. 25) se puede entender mejor que la corrección por Bouguer toma como un paquete uniforme al que se encuentra entre la estación del gravímetro y el datum, además elimina el efecto que genera la masa A y A' pero no puede hacer nada para la masa B, siendo donde entra la corrección por terreno. Es una de las correcciones más difíciles en donde se requiere tener la topografía de la zona y la densidad.

6.1.5.7 Corrección topográfica

Para obtener esta corrección, se ayudó del software *Oasis Montaj*, creando algunos grids, MDE y DEM local. El material, por encima de la estación, atrae a la masa M en el sentido opuesto la fuerza de gravedad, mientras el material por debajo actuará en sentido contrario. La corrección total topográfica, siempre se sumara a la gravedad absoluta, ya que el efecto del material del valle se tiene que restar a la corrección de Bouguer y ésta es negativa (Torres Gaytan, 2013).

6.1.5.8 Corrección por presión atmosférica

Para poder realizar la corrección de los datos levantados por presión atmosférica, inicialmente se organizaron las lecturas de la estación base (Cerro de las Campanas) de acuerdo con cada fecha de levantamiento. Para ello se consultó la presión atmosférica en hPa y la humedad relativa en porcentaje antes, durante y después de la medición de la estación base. La estación meteorológica consultada fue el del Aeropuerto de Querétaro Intercontinental (MMQT). Las lecturas de la presión atmosférica se pasaron a kPa. Posteriormente para poder obtener la corrección atmosférica de cada una de las lecturas medidas, primero se obtuvo la diferencia de presiones de cada medición menos la medición de la estación base de su respectivo día de levantamiento. Finalmente se multiplico 3.6 (1 kPa = 3.6 microgales) por este último resultado.

6.1.6 Anomalías de la gravedad

Como se sabe, la gravedad que ejerce la tierra hacia su centro puede llegar a diferir de acuerdo con el lugar o sitio en donde te encuentres, esto de acuerdo con distancias de los polos al centro de la tierra, estructuras, etc. Es por ello, que en la prospección de gravedad es importante utilizar aparatos con sensibilidad

instrumental de 0.01 mgal, esto para poder medir pequeños cambios en la gravedad causado por estructuras subterráneas. Para el estudio gravimétrico se utiliza un gravímetro, el cual determina la variación de gravedad relativa a uno o más lugares de referencia. En estudios de gravedad las variaciones relativas, que se miden con un gravímetro, se deben de convertir a valores absolutos a través de la calibración con medidas absolutas (Lowrie, 2007). En otras palabras, la diferencia entre el valor de la gravedad corregida y el valor teórico de la gravedad en el esferoide para la latitud y la longitud de la estación se conoce como anomalía gravitatoria. Para poder separar las anomalías causadas por la diferencia en densidades de otros campos, implica correcciones a la gravedad observada (Blakely, 1996). Por otro lado, las anomalías que se dan gracias a la variación en densidad son por lo general menores a $10^{-3}m \cdot seg^{-2}$ (100 mGal), ósea menos de 0.001% de gravedad observada (Blakely, 1996).

6.1.6.1 Anomalía de aire libre

Para obtener la anomalía de aire libre se aplica la siguiente fórmula:

$$A_{Aire\ libre} = G_{obs} + C_{AL} - G_{teor}$$

Dónde

G_{obs} es la gravedad observada

G_{teor} es la gravedad teórica

C_{AL} es la corrección por aire libre

6.1.6.2 Anomalía de Bouguer

La anomalía de Bouguer es la que refleja una masa anómala, con densidad mayor o menor de $2670\ kg \cdot m^3$ (Blakely, 1996). Esto tomando en cuenta que es la densidad correspondiente a la corteza terrestre. En otras palabras, esta anomalía refleja el contraste de densidad de masas anómalas respecto a la densidad normal. Existe la anomalía de Bouguer simple y la anomalía de Bouguer completa. La primera es la que no toma en cuenta la forma de la topografía y la segunda es la que se genera después de ciertas correcciones y anomalías, tal como se muestra a continuación.

Para poder obtener esta anomalía, previamente se deben de haber obtenido otro tipo de correcciones como es la obtención de corrección de Bouguer simple, corrección por terreno, etc:

$$AB = G_{obs} - G_{teor} \pm C_{AL} \pm C_B + C_{topo}$$

Dónde:

G_{obs} es la gravedad observada

G_{teor} es la gravedad teórica

C_{AL} es la corrección aire libre

C_B es la corrección de Bouguer

C_{topo} es la corrección topográfica

Dentro de los resultados que puede arrojar la anomalía de Bouguer, se entiende que es negativo cuando el área se encuentra por encima de áreas continentales y positivas cuando se encuentran encima de cuencas oceánicas, esto gracias a la diferencia en grosor de los dos regímenes (Blakely, 1996).

6.1.6.3 Anomalía regional

Se genera a través de las diferencias en las densidades de regiones superiores e inferiores de la corteza terrestre. Por medio de este tipo de anomalía, es posible obtener factores geológicos a gran escala, como por ejemplo discontinuidades, contacto de placas, entre otros. Igualmente, esta anomalía se obtuvo con la ayuda de *Oasis Montaj*, siendo en los siguientes apartados donde se muestre el correspondiente a nuestro estudio.

6.1.6.4 Anomalía residual

A diferencia de la anomalía regional, esta anomalía se produce por diferencias en las densidades de regiones intermedias y superiores de la corteza, además ayuda a determinar efectos someros. Con la ayuda de esta anomalía y la anomalía regional, se suman y se obtiene la anomalía de Bouguer, tal como sigue:

$$A_B = A_{Reg} + A_{Res}$$

6.2 Microgravimetría

En este trabajo, se planeó hacer un levantamiento topográfico, gravimétrico y microgravimétrico a causa del objetivo y problemática a analizar. El elevado detalle de medición que se buscaba conseguir de la zona, fue la causa de elegir este tipo de procedimiento. En el apartado de metodología (Cap. V), se explica a detalle los pasos a seguir durante todo el trabajo de campo y de gabinete. Pero en sí, la microgravimetría entra en las mediciones que se hicieron con el gravímetro y el GPS diferencial cada 10 m y sobre todo cada 5 m, que junto con las mediciones que se hicieron cada 100 m, sumo un total de 3,515 estaciones. Estas mediciones, se hicieron durante la primera campaña en la madrugada, para evitar el ruido lo más posible. Los tiempos de monitoreo para el gravímetro, fueron acerca de 60 segundos y para el GPS de 120 segundos. La corrección por edificios y de presión atmosférica aplicados a los datos recolectados durante el levantamiento, fue ejemplo de la precisión a la que se quiso llegar en este trabajo. La corrección atmosférica, trataba de buscar las variaciones diarias de presión de la misma que se tenían que, aunque el resultado de la corrección fue mínimo, era de alta importancia aplicarla para la correcta obtención de datos gravimétricos y microgravimétricos ya procesados.

6.3 Filtros matemáticos

6.3.1 Primera Derivada Vertical (1aDz)

Al tener la anomalía completa de Bouguer y la Residual de la misma, se logra obtener una respuesta sin la influencia de posibles fuentes profundas; sin embargo, en ocasiones los límites de las zonas anómalas, no se ven claras teniendo una complejidad en su interpretación y correlación. Por ello se utiliza el filtro de la Primera Derivada Vertical (1aDz), el cual ayuda a agudizar márgenes de anomalías gravimétricas, mejorando así su representación a través de la limpieza de fuentes no buscadas. La manera en que trabaja este filtro, es por medio de la sustracción de anomalías con longitud de onda larga, es decir de fuentes profundas, mejorando y amplificando la longitud de onda corta proveniente de fuentes someras.

6.3.2 Algoritmo Tilt Derivative (TDR)

Este algoritmo se aplica para poder identificar ciertos lineamientos que se quieran resaltar como son fallas, fracturas o contactos litológicos con la utilización del grid del residual de la anomalía completa de Bouguer. Lo que se hace es que a través del ángulo de inclinación de la residual mejora las anomalías débiles pasando a segundo plano estructuras más fuertes. TDR calcula la derivada de la inclinación del grid utilizado, la derivada horizontal total de la derivada de inclinación del grid. La aplicación del TDR tiene la importancia de poder correlacionar los resultados con fallas o fracturas documentadas además de inferir otras, logrando poder ubicar áreas débiles y/o zonas propensas a deformaciones. A continuación, se muestra los componentes que se toman en cuenta para su cálculo (Verduzco, 2004):

$$TDR = \tan^{-1} \left(\frac{VDR}{THD} \right)$$

En dónde VDR es la componente de la derivada vertical y THD de la derivada horizontal.

6.3.3 Profundidad del basamento

A pesar de que este menú se utiliza principalmente para ubicar fuentes magnéticas también se puede utilizar en perfiles gravimétricos para ubicar igualmente fuentes gravimétricas. Dentro de las tres opciones de perfilar, la profundidad del basamento (PDepth) que existen en Oasis Montaj, se utilizó la técnica Analytic Signal obteniendo la profundidad de la posible fuente. La manera en que se calcula en Oasis Montaj es a través de la interpolación de perfiles en intervalos de muestreo (“spline”). Entonces el muestreo es la longitud total del perfil dividido entre el número de puntos en el perfil. Para perfiles gravimétricos es recomendable utilizar la derivada horizontal o vertical de la gravedad; sin embargo, al tener ruido en los perfiles es conveniente aplicar ciertos filtros para tener un mejor resultado. Esta técnica está basada en el programa de la USGS PDEPTH (Phillips, 1997), basado en el método publicado por Nabighian (1972, 1974).

6.3.4 Espectro de Potencia

Para poder conocer la profundidad de estructuras geológicas, y/o basamento se aplicó el espectro de potencia promediado radialmente dándonos un aproximado en la profundidad de lo buscado. La técnica que se usó (Spector y Grant, 1970) grafica el dato de espectro de potencia contra la frecuencia angular y zonas donde se dan variantes en las densidades. Al graficarlo surge en respuesta una pendiente, de la cual se puede tomar de base para interpretar segmentos en lo alto y medio de la misma representando las profundidades medias y más profundas (Battacharya, 1996; Spector y Grant, 1970; Mishra y Naidu, 1974). El gris utilizado fue el Residual de la Anomalía Completa de Bouguer, al tener la base de datos de estas profundidades se hizo uso del espectro de potencia radial. Este último, hace un espectro promediado de distintos azimuts utilizando la siguiente expresión matemática (Spector y Grant, 1970; Dimitriadis et al., 1987):

$$h = \frac{S}{4\pi}$$

Donde S es la pendiente de la línea ajustada a los datos en el gráfico del logaritmo del espectro de potencia contra el número de onda (k).

6.3.5 Deconvolución de Euler

Esta técnica sirve para obtener profundidades de ciertos cuerpos geológicos o estructuras, según el índice estructural aplicado, con anomalías gravimétricas o magnéticas; así como, su ubicación. La estimación de estas profundidades, se hace en un mallado bidimensional (Reid, 1990), evaluando automáticamente las profundidades y ubicaciones de lo buscado. Se aplica un índice estructural, según el objetivo a buscar, siendo la medición del rango de cambio respecto a la distancia en el campo físico (Thompson, 1982). Se aplica el método de mínimos cuadrados, dando ciertas soluciones a la ecuación de Euler para cada punto del mallado. Por ejemplo, si en una ventana de 10x10 se mueve a lo largo de cada grid de cada fila, en cada punto del grid habrán 100 ecuaciones, obteniéndose de aquí la ubicación x, y y z, campo total, desviaciones estándares según el índice estructural utilizado.

6.4 Aspectos generales de navegación GPS

6.4.1 Evolución del GPS

La habilidad de poder conocer la ubicación de un punto, no ha sido una tarea reciente para buscar. Desde civilizaciones antiguas, se han conocido ciertas formas, como es la posición de las estrellas, para poder ubicarse y/o guiar, además de saber las temporadas en las cuales tenían que sembrar cierto tipo de plantas. Como es el caso de los egipcios, que fueron de los primeros topógrafos conocidos en la historia en donde utilizaban puntos de control para poder reemplazar las esquinas de ciertos edificios que fueron arruinados gracias a inundaciones ocasionados por el río Nilo (Hofmann-Wellenhof, Lichtenegger, y Wasle 2008). El primer satélite artificial que fue lanzado se dio el 4 de octubre de 1957 llamado como *Russian Sputnik*, más tarde en 1946 se aplicó un método óptico de triangulación estelar el cual se generó en Finlandia.

El posicionamiento satelital consiste en determinar la posición de lugares observables ubicados ya sea a nivel superficial o en el mar, aire o espacio a través de satélites artificiales (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). Estos satélites al dar la posición de un punto lo hacen de acuerdo con su latitud, longitud y altura.

De los sistemas satelitales precesores a los modernos, es el conocido como Navy Navigation Satellite System (NNSS por sus siglas en inglés), el cual se desarrolló en los años de 1960s, por la base militar de los Estados Unidos, ayudando a obtener coordenadas de buques ubicados en mar, además de otras aplicaciones en tierra. Más tarde, este sistema se pudo usar por los ciudadanos.

Actualmente se conocen sistemas como el sistema de navegación con tiempo y rango (NAVSTAR por sus siglas en inglés) Sistema de Posicionamiento Global, fue desarrollado igualmente por la base militar estadounidense, teniendo como objetivo el tener un sistema mejorado y superar los anteriores. Por otro lado, existe otro sistema que puede considerar como el análogo al GPS conocido como Global Navigation Satellite System (GLONASS). Este último sistema es utilizado por la base militar de Rusia y puede llegar a ser diferente al GPS de acuerdo con su segmento de control, de espacio y de señal (Hofmann-Wellenhof et al., 2008).

Existen otros sistemas que aún no se desarrollan totalmente, como es el caso de Compass el cual es un sistema chino de primera generación. Pero el que nos interesa es el GNSS ya que consiste en la aplicación del sistema utilizado en este trabajo que es el GPS, además de GLONASS (Galileo).

6.4.2 Descripción de GPS

El nombre correcto del GPS es NAVSTAR-GPS entendiéndose como un Sistema Global de Navegación por Satélite (GNSS por sus siglas en inglés), el sistema NAVSTAR, se desarrolló en 1973 y es capaz de obtener la ubicación de cualquier objeto, que tratándose de un GPS diferencial poder llegar a tener una precisión de hasta de centímetros.

En si el GPS tiene una red de 27 satélites en órbita, siendo 24 operativos y 3 de respaldo. A partir de un sistema de referencia se obtiene las coordenadas espaciales a través de ondas de radio, estas ondas de radio incluyen información de donde se puede adquirir la hora en que se emitió la señal a través de los satélites, midiendo así la distancia al receptor. Esto se hace a través de una trilateración, que consiste en analizar esta información y después calcular la diferencia que existe de tiempo desde el momento que se emitió la señal hasta el momento en que la recibe el receptor (Torres y Villate, 2004).

La manera en que funciona es que el receptor localiza mínimo cuatro satélites, después la posición y el reloj indicadas por la señal que se recibe, pero ¿por qué es necesario recibir la señal de 4 satélites para que se tenga una correcta posición. Para asegurar que existe un posicionamiento continuo, un solo satélite te afirma que el receptor existe en un punto de la tierra ósea en una esfera con centro en el satélite y radio que es la distancia total al receptor; dos satélites señala que el receptor se ubica sobre la circunferencia al momento de que se intersectan las dos esferas; con un tercer satélite, se observa que una nueva esfera corta la circunferencia en dos puntos, uno no se toma en cuenta ya que genera una posición irreal. A pesar de que ya se tiene una posición 3D, la posición no es precisa porque el reloj suma los receptores GPS, que no están sincronizados con relojes atómicos de los satélites GPS; ya con un cuarto satélite se elimina la falta de sincronización

entre relojes de receptores GPS y relojes del satélite, es entonces cuando el receptor GPS determina una posición 3D con exactitud con información de latitud, longitud y altitud. Después se hace la corrección al ajustar la hora del receptor transformándose en un punto.

Según la tesis de Rodríguez-Escobar (2009) explica que el receptor comprende los satélites gracias a las efemérides, los cuales se entienden como parámetros que son transmitidos por los satélites y consisten en cinco parámetros orbitales Keplerianos. Estas efemérides son guardadas en el receptor del GPS y es completada cada 12 minutos. Entonces se deduce que el receptor GPS trabaja de acuerdo con la medición de la distancia a los satélites utilizando esta información como base para el cálculo de la posición.

Existen tres segmentos que forman parte del sistema GNSS los cuales son el a) segmento espacio, b) segmento control y c) segmento usuario. El a) segmento espacio tiene que ver con la selección de los satélites (envían señales de radio) a usar que pueden dividirse como activos o pasivos; así como, la exactitud en la posición del usuario, la disponibilidad del satélite, la cobertura y la geometría del satélite. Los satélites pueden emitir dos bandas de frecuencia una frecuencia $L=1575.42$ MHz y otra frecuencia $L2=1227.6$ MHz. Debido a la señal que ofrece cada satélite, el usuario tiene la posibilidad de medir el pseudorango R , al satélite en el cual el usuario puede determinar la posición espacial (por instantes) ρ^S del satélite, siendo así como, el usuario puede obtener su posición ρ_r .

El b) segmento control o también conocido como segmento de tierra, es en sí, el que gobierna todo el sistema. Este segmento, se encarga de proteger los datos y los servicios, además del mantenimiento del sistema, esto incluye rastrear los satélites para poder así conocer la órbita y el reloj, monitorea los datos y finalmente sube los datos a los satélites.

Por último, el c) segmento usuario, se clasifica en categorías de usuarios, tipos de receptos y servicios de información. Las categorías de usuarios consisten en usuarios militares, civiles, usuario autorizados y no autorizados, en donde los civiles y los usuarios no autorizados les es imposible tener acceso a todos los servicios que pueda ofrecer el GNSS. Los tipos de receptores son los que rastrean uno, dos

o más frecuencias. Los servicios de información pueden incluir reportes del estado de constelación, apagones e información de las órbitas (efemérides).

El sistema de referencia del GPS, corresponde a World Geodetic System 1984 (WGS-84). Los valores del elipsoide para este sistema de referencia son:

Semi eje mayor: $a = 6,378,137$ metros.

$1/f = 298,257,223,563$

Constante gravitacional= $GM = 6,67392 \times 10^{-11}$ m³/s² kg

Velocidad de rotación= $w = 7292115 \times 10^{-11}$ rd/s.

En lo que respecta al sistema de tiempo del GPS, se encuentra asociado con el sistema de tiempo atómico y se encuentra referenciado al tiempo universal coordinado (UTC por sus siglas en inglés) del Observatorio Naval estadounidense (USNO) (Hofmann-Wellenhof et al., 2008). El tiempo de GPS, tiene una constante de compensación de 19 segundos con TAI (tiempo atómico internacional)

$$TAI = tiempo\ GPS + 19.000^s$$

Por otro lado, el GPS ofrece dos tipos de servicios que son el servicio de posicionamiento estándar (SPS; Tabla 2) para civiles y el servicio de posicionamiento preciso (PPS) para usuarios autorizados.

El punto en la exactitud del sistema es que todos los componentes de la señal se encuentran controlados por relojes atómicos. Los más comunes son relojes Cesio y Rubidio.

Tabla 2. Servicio de tiempo y posicionamiento estándar basado en un nivel de probabilidad del 95%. Tomado de Hofmann-Wellenhof et al., 2008.

Estándar de precisión	Condiciones y restricciones
Precisión de dominio de posicionamiento promedio global error horizontal ≤ 13 m error vertical ≤ 22 m	<ul style="list-style-type: none"> • Basado en un intervalo de medición de 24 horas promedio sobre todos los puntos. • Todos los satélites a la vista.
Peor precisión de dominio de posicionamiento del sitio error horizontal ≤ 36 m	<ul style="list-style-type: none"> • Basado en un intervalo de medición de 24 horas para cualquier punto. • Todos los satélites a la vista.

error vertical ≤ 77 m	
Precisión de tiempo de transferencia ≤ 40 ns de error de transferencia de tiempo	<ul style="list-style-type: none"> Basado en un intervalo de medición de 24 horas en promedio sobre todos los puntos.

¿Cómo se obtiene la distancia entre el receptor y el satélite? Esta distancia se puede obtener al calcular el tiempo que tarda en recorrer la señal de radio desde el satélite hasta el receptor. Esta distancia obtenida se toma como una pseudodistancia o pseudorango, este término ya que los relojes de los satélites son de alta precisión y los de los relojes no lo son tanto, teniendo así una diferencia en el tiempo. Posterior a esto, se debe de determinar la distancia real, la cual se hace a través de la aplicación de un sistema de ecuaciones con cuatro incógnitas. Este número de incógnitas es a causa de los cuatros satélites mínimos necesario para minimizar el error de los relojes. La siguiente fórmula se aplica para calcular la pseudodistancia:

$$P_r^s = \sqrt{(X^s - X_r)^2 + (Y^s - Y_r)^2 + (Z^s - Z_r)^2} + \Delta b * c$$

Donde P_r^s es la pseudodistancia del receptor r al satélite s, Δb es el error de sincronización del tiempo del receptor y c es la velocidad de la luz.

6.4.3 GPS diferencial

Ahora que conocemos en general el funcionamiento del GPS básico, podemos entrar en tema del GPS diferencial o conocido también como Differential Global Positioning System (DGPS por sus siglas en inglés). Este GPS diferencial, consiste en una corrección con mayor precisión que ayuda a que sea la versión mejorada del GPS común.

El DGPS trabaja con dos receptores, al momento de que el GPS monitorea las señales, estas pueden generar ciertas inconsistencias como pueden ser los relojes de los satélites, el recorrido que hacen las señales a través de la atmósfera, entre otros y para poder pronosticar que error será es donde actúa el segundo receptor con ubicación conocida. El trabajo de este receptor consiste en medir la posición en base de datos satelitales comparados con la posición conocida. Por lo tanto, el

error en la señal GPS es la diferencia y por ello se conoce como GPS diferencial. Estos errores, producto de la naturaleza, pueden llegar a ser realmente pequeños, pero se deben de tomar en cuenta para que el levantamiento que se haga llegue a ser de alta precisión.

Un punto importante que se tiene que tomar en cuenta es la distancia que se tiene entre la base y el móvil. Si la distancia entre ellas es muy alta, suponiendo alrededor de 400-500 km, los receptores podrían estar monitoreando satélites diferentes (lo correcto es que monitoreen de los mismos satélites) y hasta podrían experimentar condiciones climatológicas diferentes. Según lo anterior, la magnitud de error podría ser diferente para la base y el móvil teniendo una corrección diferencial inexacta. Es por ello, que se recomienda que la distancia entre ellas no supere los 20 km.

Existe un método aplicado para la corrección diferencial, conocido como post-proceso en el cual solamente se necesita los periodos de recolección de datos. Lo que se hace en este método es que se toman los datos ya corregidos que se recolectaron de la base y estos se aplican a los datos recolectados del móvil. Un punto para destacar es la importancia de que durante el levantamiento y al momento que se monitorean datos del móvil se tiene que estar acompañado de datos de la base. Una vez que el móvil haya finalizado con el monitoreo de datos es recomendable de que también la base finalice con la medición. Posterior al término de la recolección de datos, se puede seguir con su descarga a través del software, el cual utiliza la corrección de vectores de la base de acuerdo con los conjuntos de datos del móvil. Las correcciones de posición real se le aplican al reloj y a las efemérides, teniendo así la posición real.

6.4.4 Métodos de observación

Los métodos de observación se dividen de acuerdo con su sistema de referencia, al movimiento del receptor y la vía de obtención de coordenadas. Los sistemas de referencia se dividen en referencia absoluta y en relativa. La primera es cuando se obtiene la pseudodistancia a través de códigos (C/A o P) con un receptor y la segunda hace uso de más de un receptor, el cual uno de ellos se mantiene en un lugar fijo con coordenadas conocidas.

Otra manera de dividir a los métodos de observación es de acuerdo con el movimiento del receptor, pudiendo ser a) estático y b) cinemático. En el a) estático, como su nombre lo indica los receptores no se mueven y tienen que permanecer mayor tiempo monitoreando para poder tener una mayor precisión y en el b) el receptor se mueve según la necesidad, durante la adquisición de la señal de radio. Durante el levantamiento con GPS diferencial se hizo con el método estático relativo rápido esto a causa del objetivo a seguir y las condiciones de la zona de estudio. Las condiciones pueden ser el grado de precisión que se quiere llegar, tamaño de la zona de estudio, distancia que se tiene entre medición y observación y el costo.

Se recomienda aplicar el método estático para cuando se tengan líneas mayores a 20 km, se conoce también como “post proceso” ya que se requiere hacer una corrección posterior al levantamiento. Durante el levantamiento, el receptor se recomienda colocarlo en un lugar factible para evitar cualquier tipo de obstrucción. Existen además ciertos parámetros que se deben de incluir al receptor en este método los cuales son: altura de la antena, identificación de la estación, descriptor de la estación, tiempo de observación en minutos, intervalo de grabación y máscara de elevación.

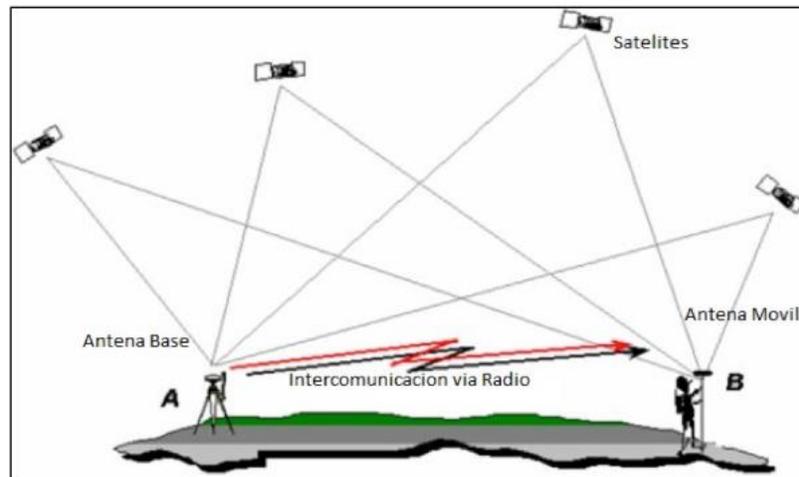


Figura 26. Representación de adquisición de datos por el método estático rápido.

Ahora bien, el estático rápido (Fig. 26) es utilizado para líneas menores a 20 km y es necesario el uso de dos receptores GPS, es decir base y móvil. Las coordenadas X, Y, Z, así como la latitud, longitud y la altura de la base deben de ser conocidas.

El móvil es utilizado para la observación satelital en donde sigue el mismo procedimiento de lectura que el del estático, pero se hace la medición en menor tiempo. Entonces, la base toma lecturas en un punto conocido, y el móvil hace lecturas a través de una triangulación en menor tiempo (2-40 min) y de mayor precisión (hasta milimétrica). Además, se debe de tener cuidado con la sincronía de lectura y grabación de datos del receptor para poder tener una buena corrección post-proceso.

CAPÍTULO VII. METODOLOGÍA

El procedimiento que se siguió para la realización de este trabajo se dividió en tres etapas que son recopilación de información, trabajo de campo y trabajo de gabinete. A continuación, se explican en qué consisten cada una de ellas, teniendo algunas otras subdivisiones.

7.1 Recopilación de información

7.1.1 Valle de Querétaro y método Gravimétrico

Durante la recopilación de información que se trató de hacer previo a la planeación del levantamiento en campo, se hizo una búsqueda de información acerca de la problemática presente en el Valle de Querétaro. La existencia de numerosos trabajos de la zona, ayudaron a entender como ha sido la evolución de esta y cuales técnicas podrían ser favorables de aplicar para monitorear los cambios que experimenta y podría experimentar en un futuro. Sin limitarnos a tener solamente información del área de estudio, se realizó una búsqueda de bibliografía en otras partes de México y fuera de él, en donde existiera condiciones y eventos similares al Valle de Querétaro. Al tomar en cuenta el objetivo buscado y de las características de la zona de estudio, se eligió la Gravimetría y microgravimetría como métodos mejor adecuados de aplicar, junto con el uso simultáneo de GPS diferencial (Fig. 27).

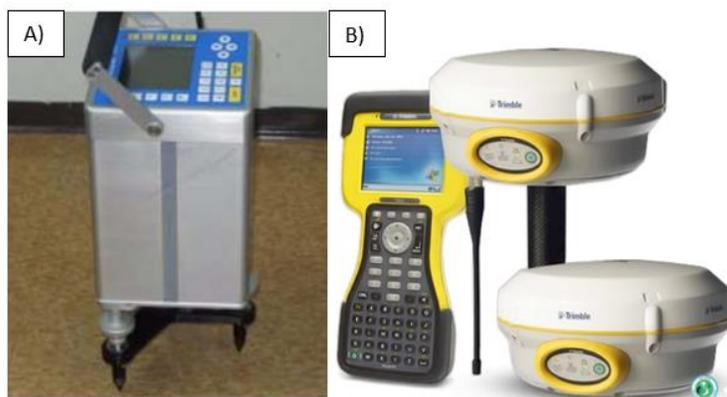


Figura 27. A) Se muestra el gravímetro utilizado en campo marca Scintrex modelo CG5. B) GPS utilizado marca Trimble modelo R4.

7.1.2 Planeación de logística de campo

Todo el proceso de campo se hizo en la ciudad de Querétaro, específicamente en el centro histórico de esta ciudad. Para ello se hizo con anticipación un programa, identificando cuales serían las calles en las que convenía hacer el levantamiento, cuántos puntos serían en total y cuántos por día, a que distancia unos de otros, que días, que hora y sobre todo el contar con apoyo de protección civil para poder prevenir cualquier inconveniente (Fig. 28). Se tuvo el cuidado de elegir fechas en las que el clima no afectara al levantamiento, ya que con presencia de lluvia sería imposible el poder realizarlo.

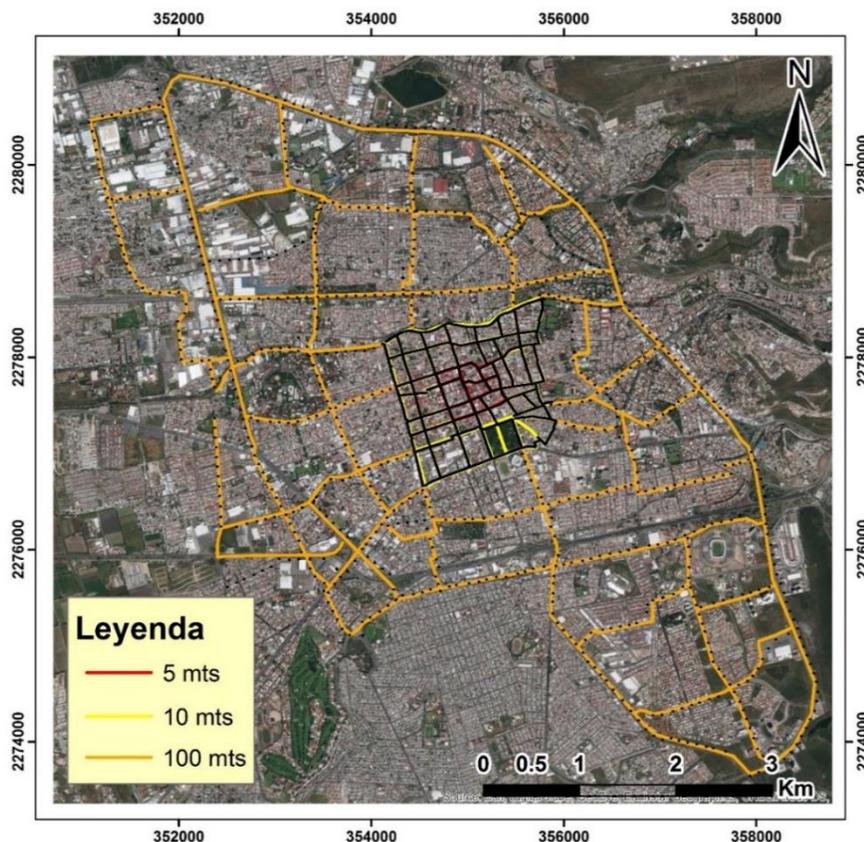


Figura 28. Mapa de mediciones topográfico, gravimétrico y microgravimétrico en el Valle de Querétaro, pasando en su mayoría por avenidas principales de la ciudad. Se representa la planeación del levantamiento, líneas de color naranja se midieron cada 100 mts, de color amarillo cada 10 mts y color rojo cada 5 mts. Los puntos de color negro representan las estaciones medidas, en la parte central los puntos negros se ven como líneas a causa de la cercanía unas de otras.

7.2 Trabajo de campo

7.2.1 Levantamiento gravimétrico y topográfico

El gravímetro utilizado durante la etapa de campo fue de marca Scintrex modelo CG5 con precisión de hasta 0.001 mGal. El GPS diferencial se utilizó de manera simultánea con el Gravímetro. El GPS utilizado fue el conocido Trimble TDL 450H-R4 doble frecuencia, en el cual se eligió el método de observación estático rápido (Figs. 27 y 29). La precisión lateral de posicionamiento fue menor a 10 cm.



Figura 29. A) y C) Representación de Gravímetro durante medición. B) y D) Uso de GPS diferencial durante la segunda campaña.

Para poder hacer el levantamiento de campo, el trabajo se dividió en dos etapas. La primera etapa se inició en el mes de febrero del día 26 del 2018 al 21 de marzo

del mismo año, trabajando durante la madrugada, de 11:00 p.m. a 4-5:00 a.m. con algunas variaciones. En el mapa de levantamiento se puede observar que en esta etapa se inició con la medición de datos de manera local, con una distancia de 5 m de punto a punto siguiendo después con una distancia de 10 y terminando con 100 m entre cada punto. La duración de esta etapa fue de 18 días totales, teniendo algunos días de descanso intercalados. El motivo de trabajar durante la madrugada fue a causa del objetivo que se busca en este trabajo, el cual corresponde a hacer un estudio de microgravimetría, teniendo una alta importancia el evitar lo más posible cualquier tipo de ruido. Eligiendo estas horas del día se buscaba evitar lo más posible el tráfico, movimiento, paso peatonal y vehicular, así como también rapidez en las mediciones.

Para la segunda etapa, se buscaba hacer levantamiento de los alrededores, es decir levantamiento regional. La fecha de inicio de esta etapa fue el 5 de junio del 2018 y finalizó el 11 de junio del mismo año, teniendo 5 días totales de trabajo. Los puntos de las líneas de esta etapa estaban separados 100 m unos de otros, afectando de manera favorable a la rapidez en la realización de esta etapa. El horario que se manejo fue de 5:00 a.m. a 4-5:00 p.m. teniendo algunas dificultades al momento de medir, debido al tráfico que se presentaba durante horas pico.

Para el levantamiento de datos de campo, el equipo de trabajo se dividió, en ambas etapas, en dos brigadas. Cada persona tenía su rol de trabajo pudiendo intercalar, si las condiciones o situaciones lo ameritaban. La brigada de los estudiantes del CGEO tuvieron a su cargo el levantamiento de las líneas impares mientras que a los del IPICYT las líneas pares. Cada brigada contaba con gravímetro y GPS diferencial con sus respectivas baterías extras, así como GPS navegador, odómetro, spray para marcar puntos, libreta de campo para anotar mediciones, mapas físicos y digitales.

Para poder realizar el levantamiento de datos con gravímetro y gps diferencial, es necesario primero establecer una estación base, que en este caso se ubicó cerca de la zona de estudio. Esta estación base es utilizada para hacer mediciones repetidamente para poder monitorear la deriva instrumental y mareas además de que se trata del punto original para obtener el gradiente latitudinal y gravedad

normal. Además de que debe de tener una ubicación idónea en el cual no afecte ni topográficamente ni en cuestión de distancia a las estaciones es decir, que la estación base es la referencia de todas las mediciones de cada estación. Es posible solo utilizar una sola estación base para el estudio total, el cual se encuentra ligado a una estación de gravedad nacional en donde se conocen la gravedad absoluta y la altura (Dentith y Mudge 2014). Para poder medir la gravedad absoluta en la estación base, se debe tener en cuenta el medir la diferencia de la gravedad entre la estación base y de la estación de referencia.

Explicado lo anterior, cada día se medía primero en la estación base, ubicado en el cerro de Las Campanas, para abrir el monitoreo de la zona de estudio. Cada campaña medía con su gravímetro durante 60 segundos en la base y se colocaba la base del GPS diferencial, el cual se dejaba midiendo durante todo el día de campo. Después de hacer esto se iniciaba con el trabajo de campo cada día, con el uso del gravímetro (60 segundos) y GPS móvil (120 segundos) en cada estación. Al finalizar cada día se cerraba la medición en la base, midiendo nuevamente con el gravímetro. Después de finalizadas las dos campañas se sumaron un total de 3,515 puntos o estaciones medidos.

7.3 Trabajo de gabinete

7.3.1 Procesamiento de datos

Después del término de las dos campañas y de recolectados las mediciones totales se siguió con las correcciones de los datos. Para que sea posible este procesamiento es necesario tener el valor absoluto de la gravedad de la base, así como el tiempo de medición y el índice de deriva. Se organizaron los datos totales en hojas de *Excel*, dividiéndolos por campañas y por gravímetro para poder así obtener las correcciones que se explican en el capítulo VI. Posteriormente se hizo uso del *software Oasis Montaj™* para poder procesar los datos corregidos que se lograron representar a través de mapas de anomalías y finalmente analizarlos cualitativamente.

7.3.2 Generación de mapas de anomalías gravimétricas y de riesgo

Los diferentes filtros utilizados en la generación de mapas de anomalías gravimétricas, así como diferentes métodos aplicados para la estimación de ubicación (TDR), profundidades de estructuras (Espectro de potencia, Deconvolución de Euler, Analytic Solutions), relevantes en este trabajo, se trabajaron en el *software Oasis Montaj*TM después de haber realizado la reducción de datos previamente explicado en el capítulo VI. Teniendo la base de datos corregidos se obtuvieron inicialmente grids de la anomalía completa de Bouguer y la Residual de esta última. Partiendo así en la generación de los diferentes mapas en base a estos grids.

Para la creación del mapa de riesgos, se llevó a la tarea de buscar diferentes metodologías adecuadas en la aplicación del fenómeno de subsidencia pero sobre todo que se pudiera integrar diferentes datos en un solo mapa. Existen ciertas metodologías, que no toman en cuenta estructuras geológicas como son, fallas, fracturas, discontinuidades y otras, siendo una variable importante de considerar para el objetivo del mapa a realizar. Para propósitos de este estudio se basó principalmente en el método conocido como SINTACS (Civita and De Maio, 1997), el cual lleva por nombre las siglas del nombre de las variables que toman en cuenta, en donde se les asigna un valor de peso de acuerdo con la importancia de cada uno, generando mayor influencia en el resultado el que tenga mayor peso.

Para el mapa de riesgo de subsidencia del Valle de Querétaro se tomaron en cuenta cuatro parámetros mismos tomados de datos obtenidos a partir del levantamiento gravimétrico y microgravimétrico realizado en este trabajo; así como, de otras fuentes documentadas. Las variables son el gradiente horizontal de la anomalía residual de Bouguer, el grosor de sedimentos obtenido de pozos, el nivel estático y fallas documentadas junto con lineamientos inferidos a partir del filtro TDR aplicado en el *software Oasis Montaj*TM (versión 8.3). Tabla 3.

En la tabla anterior se muestran los pesos (W_i) que se le asignaron a cada parámetro de acuerdo con la importancia considerada según sus características. Es importante mencionar que no existe algún proceso formal para dar estos pesos y

Tabla 3. Parámetros con su respectivo peso de importancia, su valor y referencia de donde se obtuvieron los datos.

Parámetro	Peso	Valor	Referencia de datos
Gradiente Horizontal de Anomalía Residual de Bouguer.	2	1-3 siendo el 1 de riesgo bajo y el 3 de muy alto riesgo.	Este trabajo
Grosor de sedimentos	3	1-3 siendo el 1 de riesgo bajo y el 3 de muy alto riesgo.	CONAGUA (1996) Carreón-Freyre et al., 2016 Carreón-Freyre et al., 2005
Nivel estático	2	1-3 siendo el 1 de riesgo bajo y el 3 de muy alto riesgo.	CONAGUA (1996)
Fallas/Lineamientos	1	1-3siendo el 1 de riesgo bajo y el 3 de muy alto riesgo.	Este trabajo Aguirre-Díaz et al., 2005

solamente se basa en la experiencia y criterio de quien lo elabora. Posterior a esto, se obtuvo el peso efectivo (Napolitano and Fabri, 1996; Ramos 2002) a cada parámetro para utilizar el resultado en la elaboración del mapa en el *software* elegido para su creación:

$$Wx_i = \frac{Xr_i * Xw_i}{\sum_{i=1}^N W_i}$$

Dónde Xr_i y Xw_i son las puntuaciones para cada componente X_i y sus pesos teóricos, W_i es la sumatoria de sus pesos teóricos.

El *software* utilizado para interpolar información y finalmente para la superposición de las cuatro capas fue *Arcmap 10.2*, en dónde se utilizaron y probaron diferentes herramientas de este, logrando obtener al final el resultado esperado.

Gravimetría: el gradiente horizontal de la Anomalía Residual de Bouguer refleja los gradientes, es decir cambios horizontales de la anomalía Gravimétrica. Las zonas de mayor riesgo se ubicaron a partir de la correlación con fallas documentadas y las de menor riesgo con las zonas dónde no se representaban cambios. Al ubicar las zonas de mayor hasta menor riesgo, se digitalizaron en *Arcmap 10.2™*

clasificando cada zona con valores de 1 (menor riesgo) hasta 5 (mayor riesgo). Ver anexo 3.

Grosor de sedimentos: este parámetro se basó en el método AVI (Van Stempvoort et al., 1995) en donde obtiene una razón a partir del grosor de un estrato dividido entre la conductividad hidráulica de ese estrato aplicado para la resistencia hidráulica de una zona vadosa. Sin embargo, la propiedad que nos es de mejor ayuda para este trabajo es la compresibilidad. Por tanto, se obtuvieron los cocientes de los grosores de cada capa litológica de cada pozo entre su respectiva compresibilidad, obteniendo una sumatoria de estos cocientes en cada pozo. Posteriormente se ubicaron en *Arcmap 10.2™* y se hizo una interpolación de puntos a través de la herramienta *kriging*. Finalmente, las áreas obtenidas se reclasificaron en 5 rangos (1 menor riesgo y 5 mayor riesgo), siendo 1 correspondiente a valores mínimos del cociente obtenido previamente y 5 con valores máximos del cociente. Ver anexo 3.

Nivel estático: muy parecido al proceso anterior, se ubicaron los puntos del nivel estático en *Arcmap 10.2™*, se interpolaron puntos con la herramienta IDW. Igualmente se reclasificaron en 5 rangos, siendo el 1 de menor riesgo y de menor valor de nivel estático y 5 de mayor riesgo y de mayor valor de nivel estático. Ver anexo 3.

Fallas/Lineamientos: se digitalizaron las fallas documentadas en el mismo software y los lineamientos se adquirieron a través del software *Oasis Montaj™* con ayuda del filtro TDR los cuáles se digitalizaron de la misma manera. Estos lineamientos junto con las fallas se tomaron como las zonas de mayor riesgo, es decir valor de 5. Posteriormente se obtuvieron áreas de influencia a diferentes distancias a través de la herramienta *Buffer* en donde las áreas de 150 m corresponden al valor de 4, de 300 m al 3, de 400 m al 2 y la zona restante al valor de 1, es decir de riesgo bajo. A pesar de que en este parámetro se tomaron 5 zonas, al final se interpolaron y se centraron en solo 3 rangos, siendo el 3 de mayor riesgo y el 1 de menor riesgo. Ver anexo 3.

Teniendo listas cada una de las capas, se siguió a convertirlos en *raster* para poder finalmente hacer una suma de todas ellas a través de la herramienta de *Arcmap 10.2™* conocido como *Weighted Overlay*, en dónde finalmente se tomaron sólo 3 rangos de menor a mayor riesgo, (1-3), respectivamente.

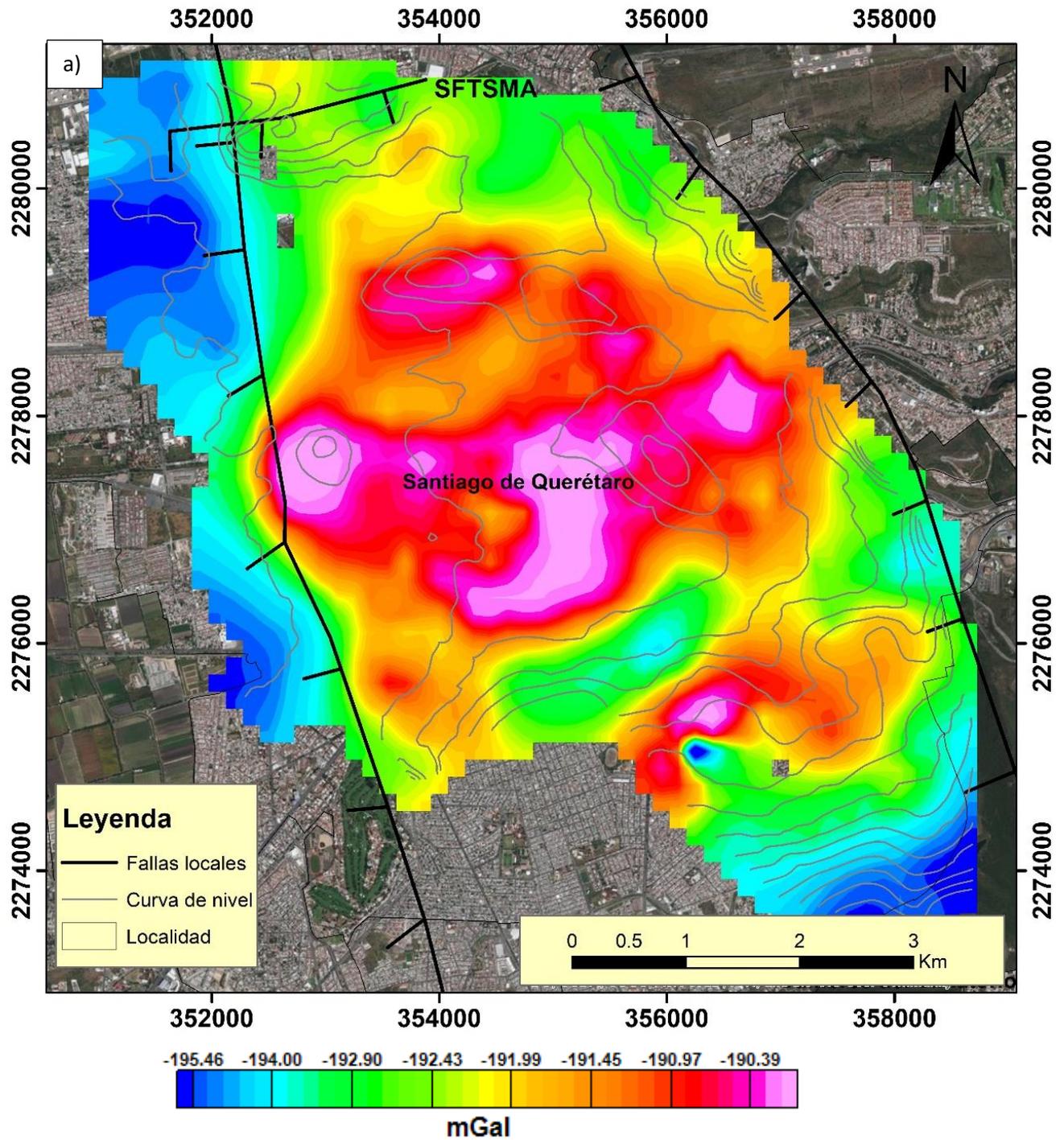
7.3.3 Interpretación

Para la interpretación de mapas gravimétricos se hizo uso de diferentes herramientas como es el caso de TDR para lineamientos inferidos, estereogramas de fallas y lineamientos para conocer sus orientaciones preferenciales, Deconvolución de Euler para las profundidades de estructuras, así como el espectro de potencia. Que junto con el mapa de riesgos elaborado a partir de la o las metodologías descritas en el apartado anterior se logró correlacionar en su totalidad con la geología del lugar, mapas de subsidencia y de hundimientos diferenciables, entre otros para poder así a llegar a un nivel de interpretación útil y de libre acceso para la problemática objeto de este trabajo que se describe en el capítulo I.

Capítulo VIII. RESULTADOS Y DISCUSIONES

8.1 Anomalía Residual de Bouguer

Posterior a la separación del efecto regional de anomalías gravimétricas se puede seguir con la interpretación del efecto de estructuras someras. La figura 30b representa la anomalía Residual de Bouguer Completa en donde se aplicó el método de interpolación de mínima curvatura, esto de acuerdo con la distancia en la que se levantaron los puntos en campo, obteniendo una buena uniformidad en la separación del mallado. El rango de amplitud que presenta se da de -0.77 mGal a 0.70 mGal. Los altos gravimétricos (0.47 a 0.70) se encuentran en su mayoría en la parte central de la zona de estudio formando una zona concéntrica correlacionándose igualmente con la parte central de la anomalía de Bouguer Completa (Fig. 30a). En la parte occidental se tiene una anomalía alta (Cerro de las Campanas) que limita con una falla y con bajos gravimétricos. Recordemos que el Valle de Querétaro consiste en una estructura de grabens y semigrabens, representándose el límite o plano de la falla con el bloque del techo al W (bajos gravimétricos) y del piso al E (altos gravimétricos). Para los bajos gravimétricos (-0.35 a -0.77) se muestra que se ubican en la parte occidental con orientación NW-SE pudiendo asociarse con el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende, infiriendo probablemente la presencia de otras zonas de debilidad en la parte sur-centro en donde se da anomalías con las mismas características, pero con orientación cercano a E-W y NE-SW.



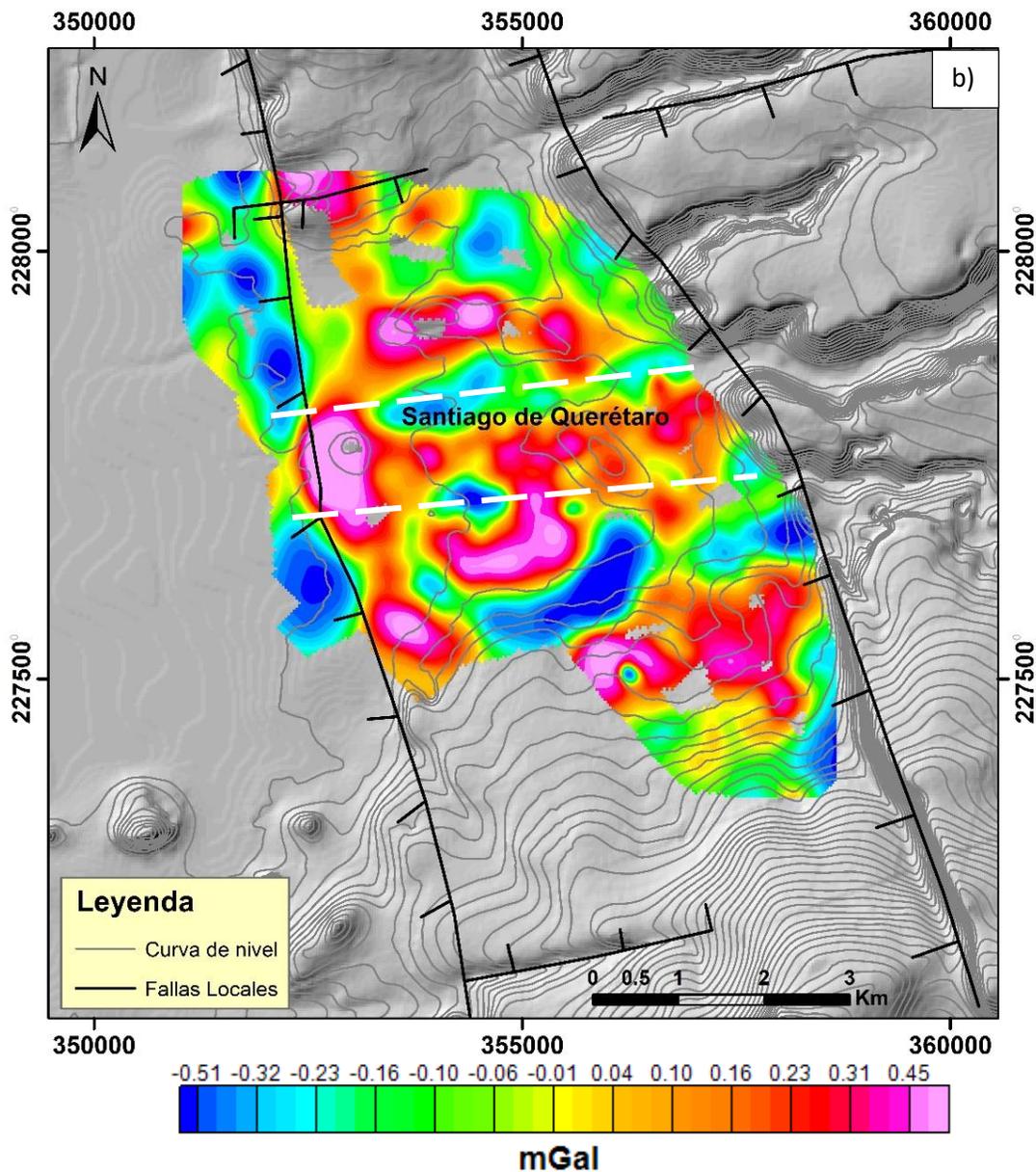


Figura 30. Mapas gravimétricos del área de estudio. A) Anomalía d Bouguer completa con reducción de densidad de 2.67 g/cm^3 en imagen Google Earth. b) Residual de la Anomalía de Bouguer Completa en hillshade. Las líneas de color blanco representan fallas inferidas a partir del modelo 2D visto más adelante (Cap. 8.4). En ambas representando fallas documentadas por Aguirre-Díaz et al., 2005.

8.2 Filtro TDR

A través del filtro aplicado, ya explicado en el apartado de filtros matemáticos, se obtuvieron los lineamientos de la zona de estudio en dónde se representaron en la zona total de estudio, en donde se hicieron las mediciones gravimétricas y topográficos a 5, 10 y 100 metros de distancia unos de otros. Los contornos de color negro corresponden a contrastes en densidades. En la figura 31, aplicado a la

derivada vertical de la residual de la anomalía Completa de Bouguer, se presenta una correspondencia de falla geológica con lineamientos en la parte occidental con orientación NW-SE. A pesar de que no se observa alguna tendencia obvia, si se logra ver delimitaciones alrededor de altos gravimétricos. En base al diagrama de rosetas, se identifica patrones preferenciales NE-SW y algunos de NW-SE, orientaciones mismas del Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y Chapala-Tula. Sin embargo, el vector principal es hacia el NW. Para poder correlacionar estos lineamientos, se utilizó además el diagrama de rosetas de las Fallas regionales observando que su vector principal es hacia el SE.

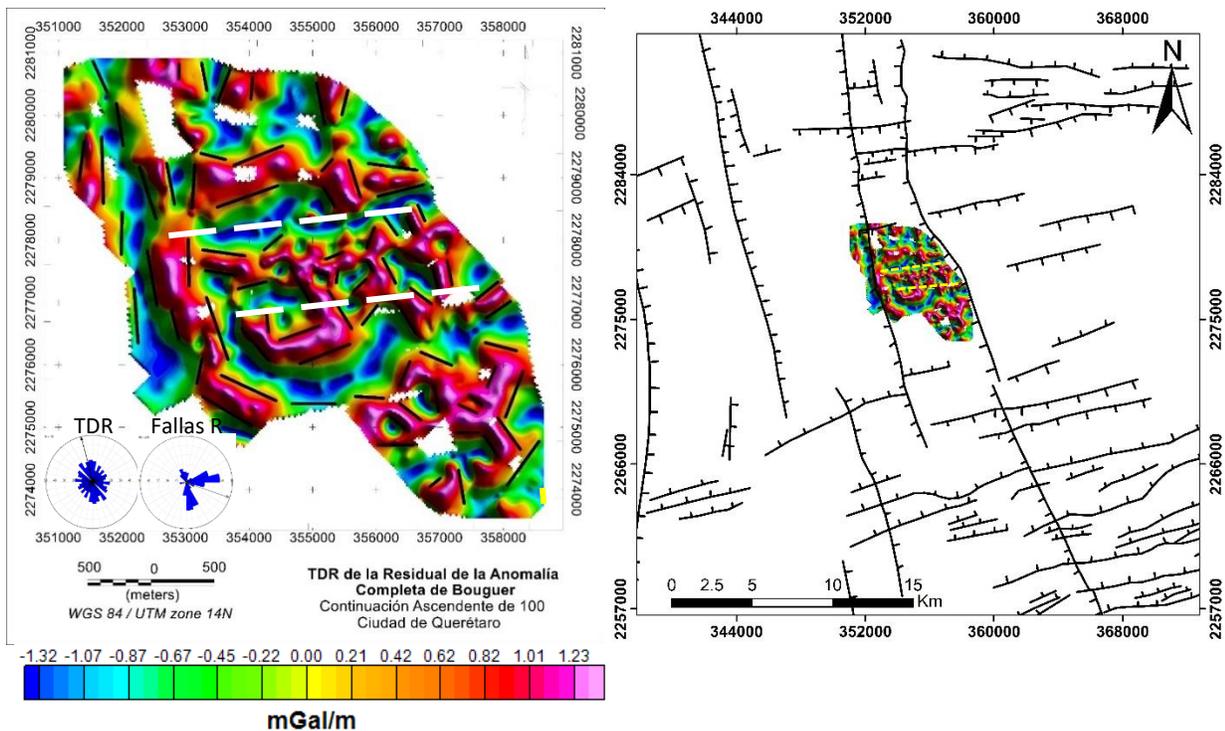


Figura 31. Izquierda: TDR (Algoritmo derivado de la inclinación), por sus siglas en inglés, representado a través del contorno cero (líneas negras) correspondiendo a lineamientos inferidos. Este mapa se encuentra basado en la configuración derivada de la inclinación con continuación ascendente de 100. Los diagramas de rosetas muestran la correlación de los ángulos dispersos de los lineamientos aplicados con TDR y los lineamientos de las Fallas Regionales ya documentadas. Las líneas de color amarillo son fallas inferidas a partir de la creación de los modelos 2D, representados en el apartado de Modelos 2D (Cap. 8.4). Derecho: Correlación con fallas regionales (Susana Alicia Alaniz-Álvarez et al. 2001).

8.3 Espectro de Potencia

Para poder obtener la base de datos del espectro de potencia y así las profundidades estimadas de anomalías gravimétricas, se aplicó la transformada de Fourier al Residual de la Anomalía Completa de Bouguer (Fig. 32). Teniendo la geometría de las fuentes de las anomalías calculadas, se definieron tramos lineales que van conformando una línea. Es así como se tiene que la fuente más profunda es a -0.0539 km y la fuente media a -0.00238 km.

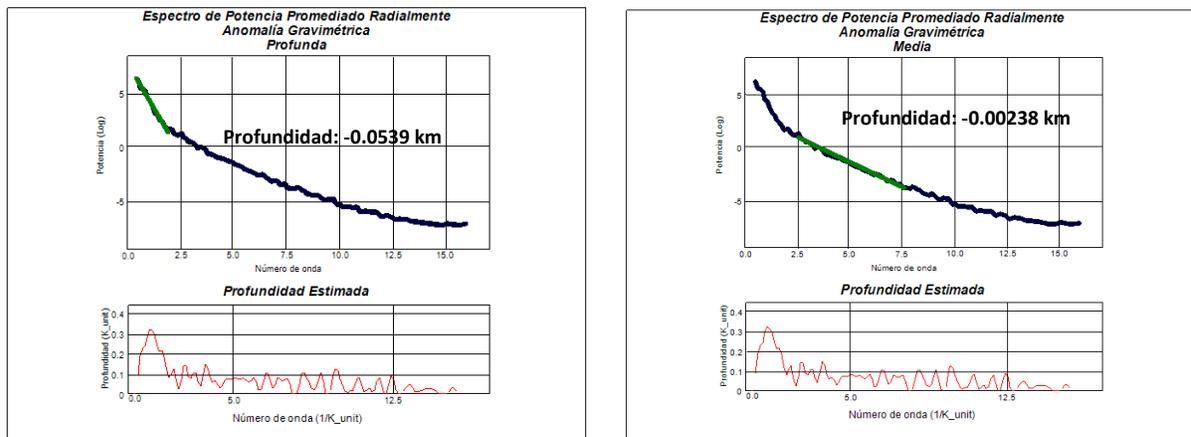


Figura 32. Logaritmo natural del espectro de densidad de potencia radial vs número de onda radial para datos de Gravedad Residual. Las líneas de color verde indican interfaces de superficie para anomalías siendo pendientes de segmentos espectrales de potencia teniendo así una curva de potencia bidimensional estimando la profundidad de anomalías gravimétricas.

8.4 Deconvolucion de Euler

Este procesamiento aplicado, se utilizó para poder obtener tanto la profundidad como la ubicación de estructuras que representan anomalías gravimétricas. Según Reid (1990), la deconvolución de Euler es una interpretación semi-automática para poder obtener las profundidades de estructuras y/o cuerpos geológicos que llegan a representar cambios es decir, anomalías gravimétricas en mado bidimensional a través de estimación en la localización de fuentes así como su profundidad.

Se aplicó la Deconvolución de Euler al mapa Residual de la Anomalía Completa de Bouguer con ventana de 3×3 km, utilizando el método estándar de Euler 3D del software Geosoft™. Se aplicó además un índice estructural de 0 para poder estimar la ubicación y profundidad de estructuras como son lineamientos o fallas (Fig. 33).

En lo que respecta a los resultados que arrojo este procesamiento, se tiene que existe un rango de menores a 20 m a mayores de 370 m. A lo largo de la falla 5 de

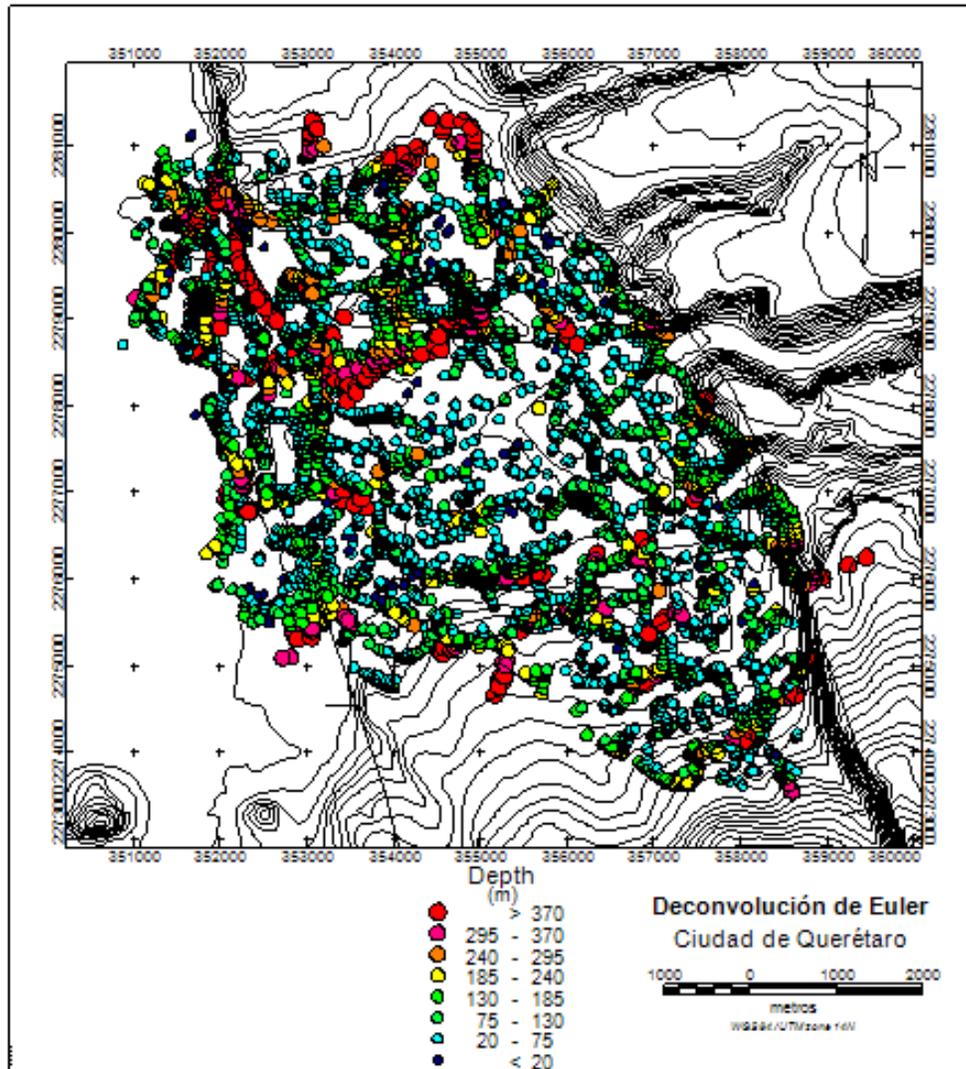


Figura 33. Resultados obtenidos a partir de la deconvolución de Euler, a partir de la Anomalía Residual de Bouguer, utilizando un índice estructural de 0, ventana de 3 x 3 km y error relativo máximo del 15%. Con altura de referencia del nivel topográfico con soluciones de Euler para profundidades 20-370 m. Las profundidades mayores se concentran principalmente en la parte NW de la zona y los valores menores de manera dispersa al centro de la zona.

febrero (al poniente) se tiene profundidades variantes sin embargo, en la parte norte se tiene una alineación de soluciones de Euler mayores a 370 m reduciendo su profundidad hacia la parte sur de esta falla.

8.5 Modelos 2D (GM-SYS)

Perfil A-A'

En este perfil que tiene rumbo E-W, se encuentra ubicado al norte de la zona de estudio con 5,300 m de distancia. La interpretación de la litología se basó con información de pozos procedentes de otras bibliografías como es de Carreón-Freyre et al. (2016) y de CONAGUA (1996). Al ubicar estos pozos en el área se pudo correlacionar esta litología con la respuesta geofísica de los métodos potenciales aplicados.

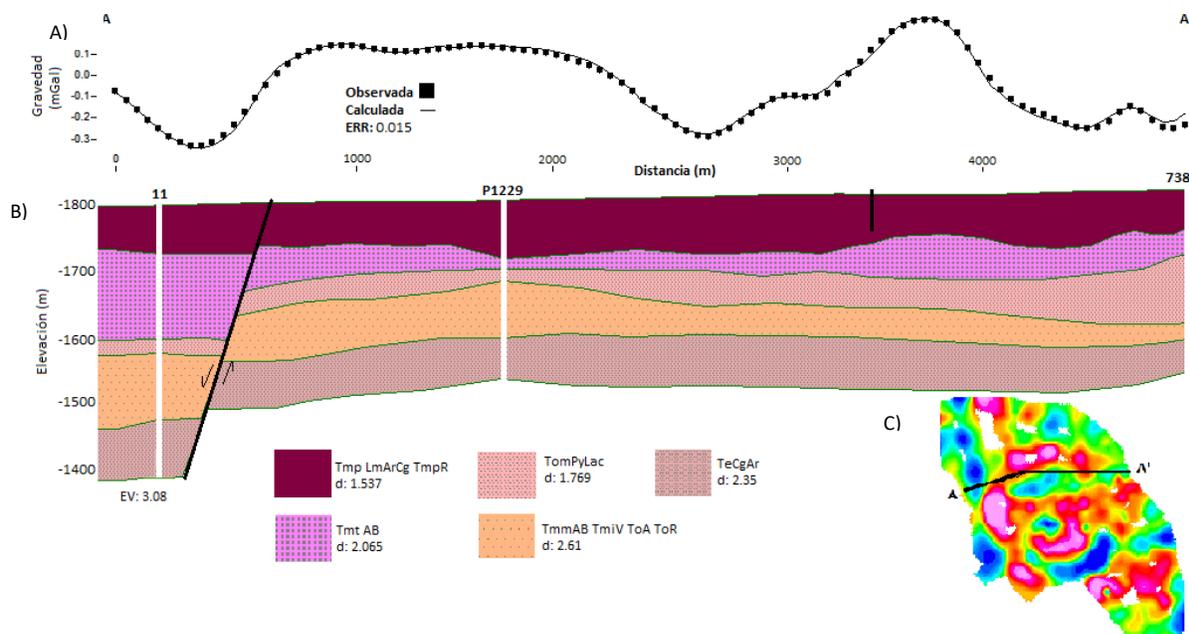


Figura 34. Perfil A-A' ubicado en la parte norte de la zona de estudio. A) Anomalia Residual de Bouguer. B) modelo Geológico-Geofísico. C) Ubicación de perfil en mapa de Anomalia Residual de Bouguer.

En la figura 34 se representa la respuesta gravimétrica que se dio en la anomalía residual de Bouguer Completa (RBC). En el perfil interpretado se tiene un comportamiento de la señal gravimétrica con un rango que va de los -0.3 mGal a los 0.2 mGal con un error de modelo de 0.015 y exageración vertical de 3.08. El resultado máximo negativo puede atribuirse a la presencia de una falla normal ya documentada, que pasa por el lado poniente de la zona con orientación NW-SE y probablemente por un déficit de densidad asociado a un menor espesor de las andesitas y basaltos del mioceno-plioceno (Tmt AB). Además, también se ubicó la

profundidad de lineamiento obtenido a través del filtro TDR y de la Deconvolución de Euler (línea negra) con profundidad de 40 a 50 m. La falla que se tiene del lado poniente corresponde a un lineamiento inferido por Deconvolución de Euler.

Perfil B-B´

El perfil se encuentra ubicado en la parte central del área de estudio, tiene una distancia de 3,500 m (Fig. 35). Para la interpretación de la litología, se tomó información proveniente de pozos, que en este caso correspondieron a 725-A y 725 ambos obtenidos de CONAGUA, 1996. Además, se logró obtener el nivel estático (triángulos inversos de color azul aqua) que van de los 1680 a los 1690 m de profundidad (Carreón-Freyre et al., 2016). En el perfil gravimétrico, se tiene una respuesta en señal gravimétrica con un rango que va de -0.5 a 0.4 mGal con un error en el modelo de 0.015 y exageración vertical de 1.98.

La respuesta gravimétrica negativa de -0.5 mGal representa un déficit de densidad, el cual se le puede atribuir a un grosor mayor en el relleno de sedimentos fluviales y riolitas del Mioceno-Plioceno. Con la ayuda del filtro TDR y la Deconvolución de Euler se pudieron inferir lineamientos (líneas negras) con profundidades que van desde los 30 m hasta los 115 m.

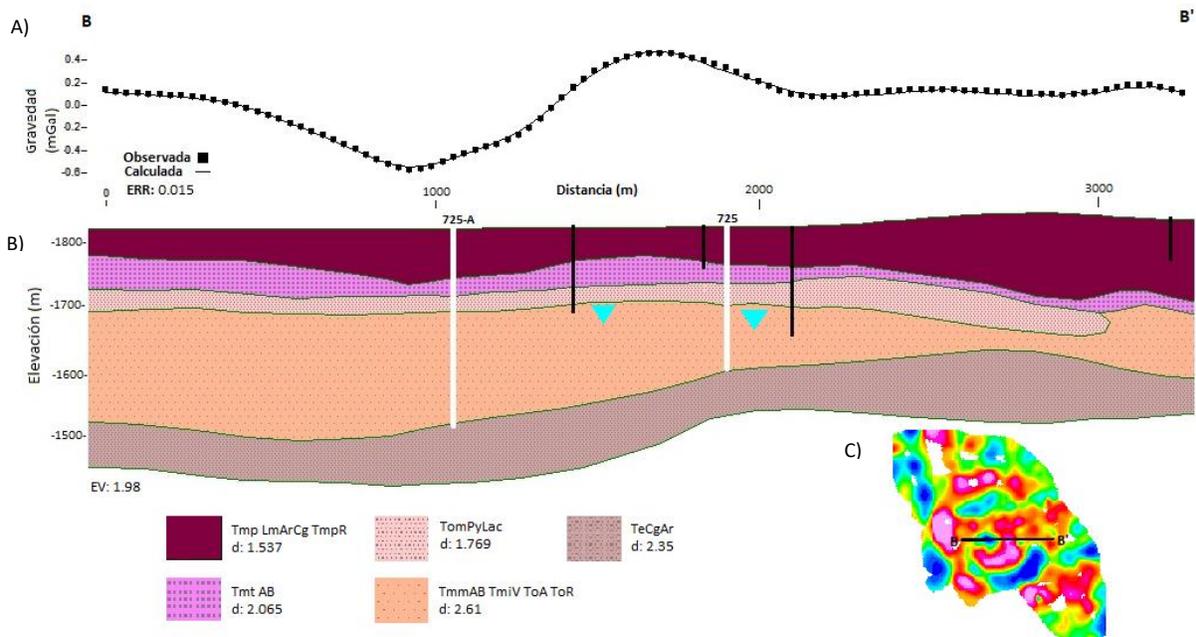


Figura 35. Perfil B-B´ ubicado en la parte central E-W del área de estudio. A) Anomalia Residual de Bouguer. B) modelo Geológico-Geofísico. C) Ubicación de perfil en mapa de Anomalia Residual de Bouguer.

Perfil C-C'

El modelo 2D, perfil C-C' se encuentra ubicado en la parte sur del área de estudio con orientación ENE-WSW, tiene una distancia de 2000 m. De la misma manera que los anteriores, la interpretación de su litología se basó con pozos ya documentados cercanos al perfil, que en este caso corresponde al pozo 988 documentado por Carreón-Freyre et al., 2005. En el perfil gravimétrico (Fig. 36), se tiene una respuesta en señal gravimétrica con un rango que va de -0.2 a 0.4 mGal con un error en el modelo de 0.008 y exageración vertical de 1.08. La respuesta gravimétrica negativa de -0.2 mGal representa un déficit de densidad, el cual se le puede atribuir a un grosor mayor en el relleno de sedimentos fluviales y riolitas del Mioceno-Plioceno. Sus máximos (0.4 mGal) pueden representar una disminución en el relleno de estos sedimentos y aumento de andesitas y basaltos (TmtAB) de misma edad. Con la ayuda del filtro TDR y la Deconvolución de Euler se pudieron inferir lineamientos (líneas negras) con profundidades que van desde los 25 m hasta los 250 m.

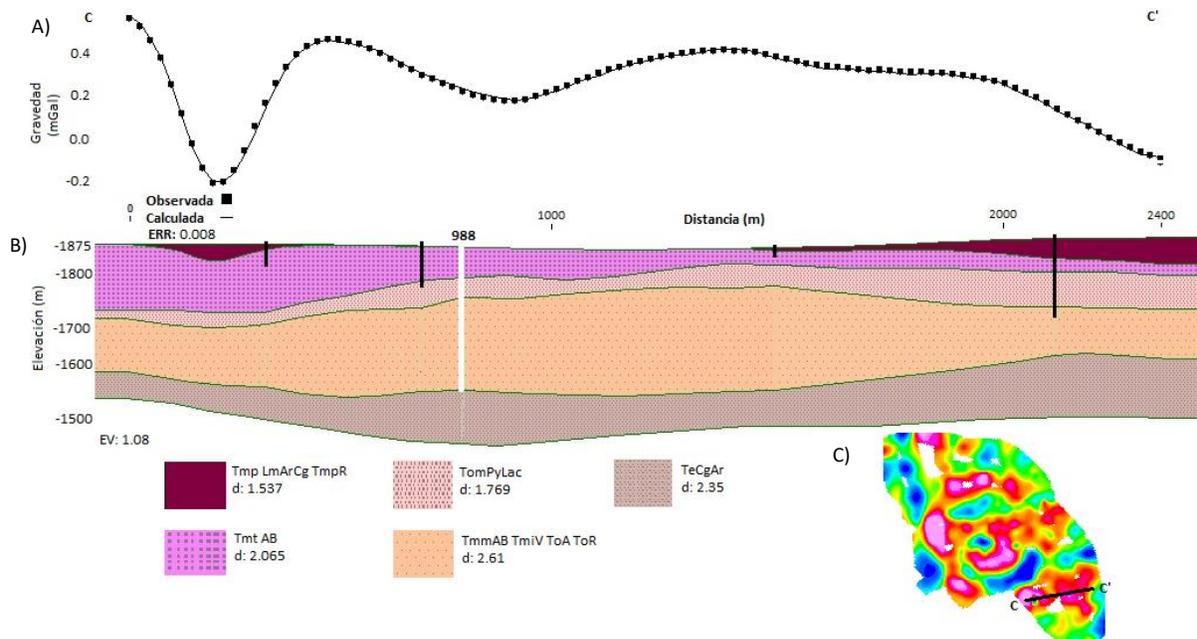


Figura 36. Perfil C-C' ubicado en la parte sur ENE-WSW del área de estudio. A) Anomalia Residual de Bouguer. B) modelo Geológico-Geofísico. C) Ubicación de perfil en mapa de Anomalia Residual de Bouguer.

Perfil D-D´

El último modelo 2D se encuentra ubicado en la parte central del área de estudio con orientación N-S, tiene una distancia de casi 4000 m. Como las anteriores, la interpretación de su litología se basó con pozos ya documentados cercanos al perfil, que en este caso corresponde al pozo 954, 2050 y 730 documentados por Carreón-Freyre et al., 2005. En el perfil gravimétrico (Fig. 37), se tiene una respuesta en señal gravimétrica con un rango que va de -0.6 a 0.6 mGal con un error en el modelo de 0.106 y exageración vertical de 0.43. La respuesta gravimétrica negativa de -0.6 mGal representa la presencia de una falla normal inferida, en donde el bloque que cae corresponde a la zona del centro histórico de Querétaro. De -0.6 a -0.3 se representa otra falla normal inferida (lado izquierdo). Sus máximos (0.6 mGal) pueden representar una disminución en el relleno de sedimentos fluviales y lacustres y aumento de andesitas y basaltos (TmtAB) de misma edad.

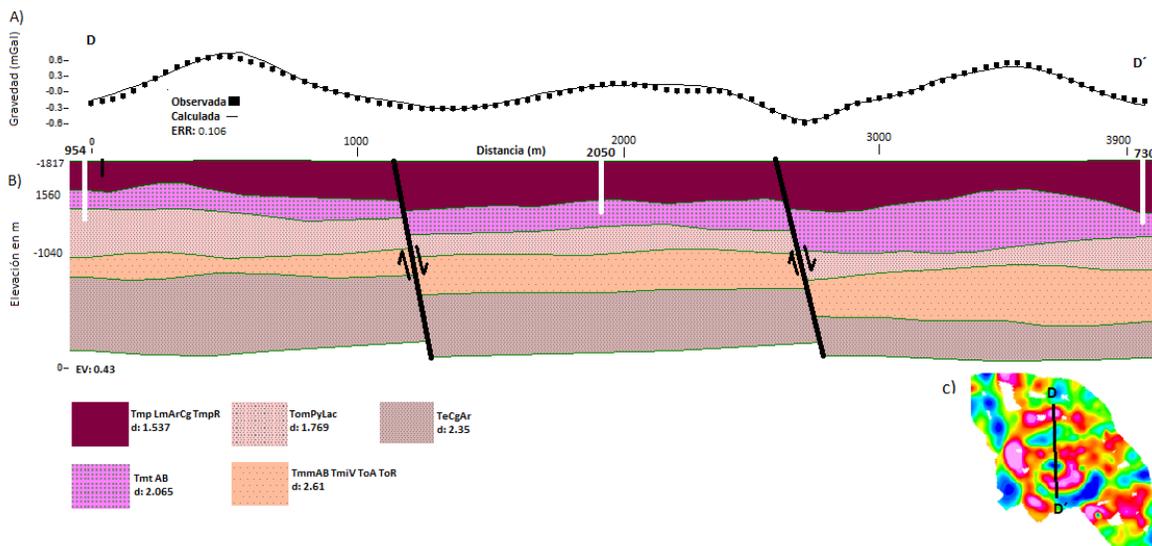


Figura 37. Perfil D-D´ ubicado en la parte centro del área de estudio con orientación N-S. A) Anomalia Residual de Bouguer. B) modelo Geológico-Geofísico. C) Ubicación de perfil en mapa de Anomalia Residual de Bouguer.

Con la ayuda del filtro TDR y la Deconvolución de Euler se pudieron inferir lineamientos (líneas negras) con profundidades que van desde los 75 m hasta los 130 m, en dónde las fallas inferidas en este modelo corresponden a lineamientos obtenidos de este filtro. La representación de estas fallas inferidas dentro del área

de estudio, se colocaron dentro del mapa de Anomalía Residual de Bouguer (Cap. 8.1) y en el filtro TDR (Cap. 8.2), para su correlación con fallas locales documentadas y lineamientos inferidos.

8.6 Mapa de Riesgos

El mapa de riesgo de subsidencia se creó con la superposición de cuatro parámetros dándole el peso adecuado a cada uno según la importancia que se cree considerable para cada uno. Anomalía gravimétrica (2), grosor de sedimentos (3),

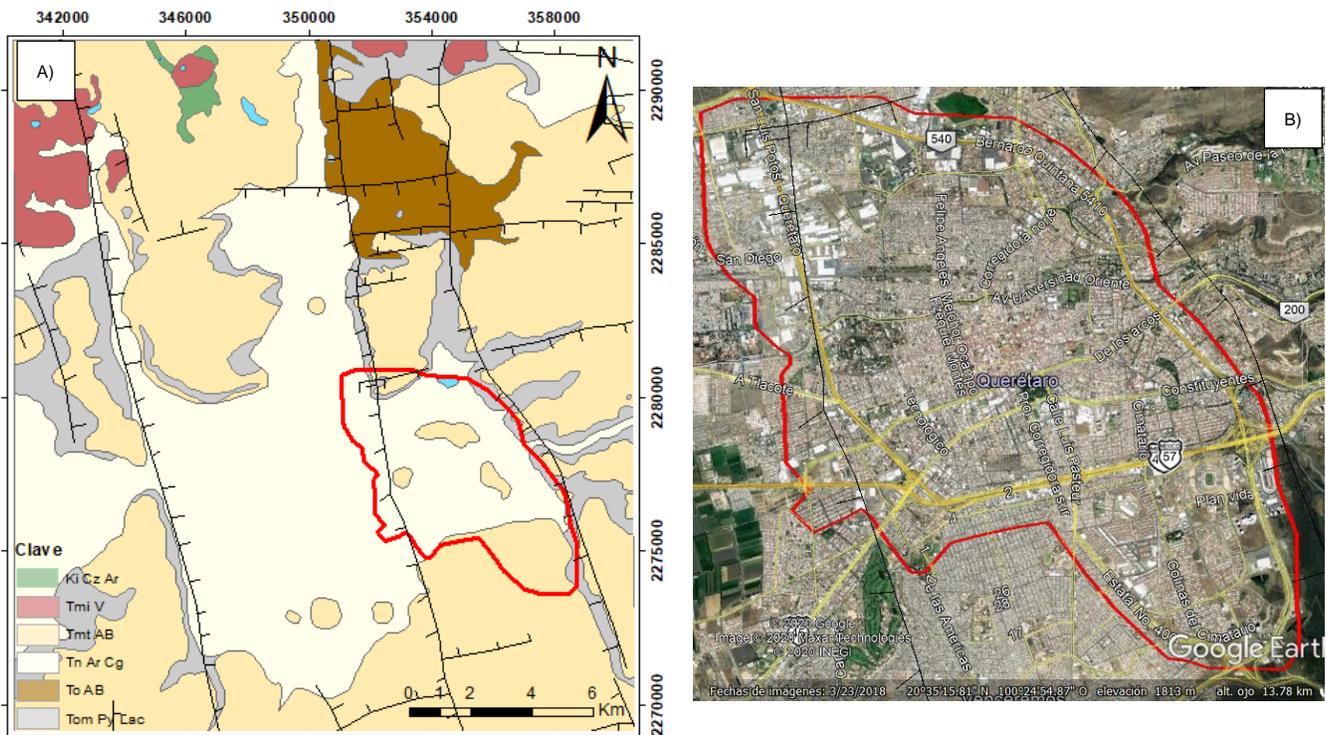
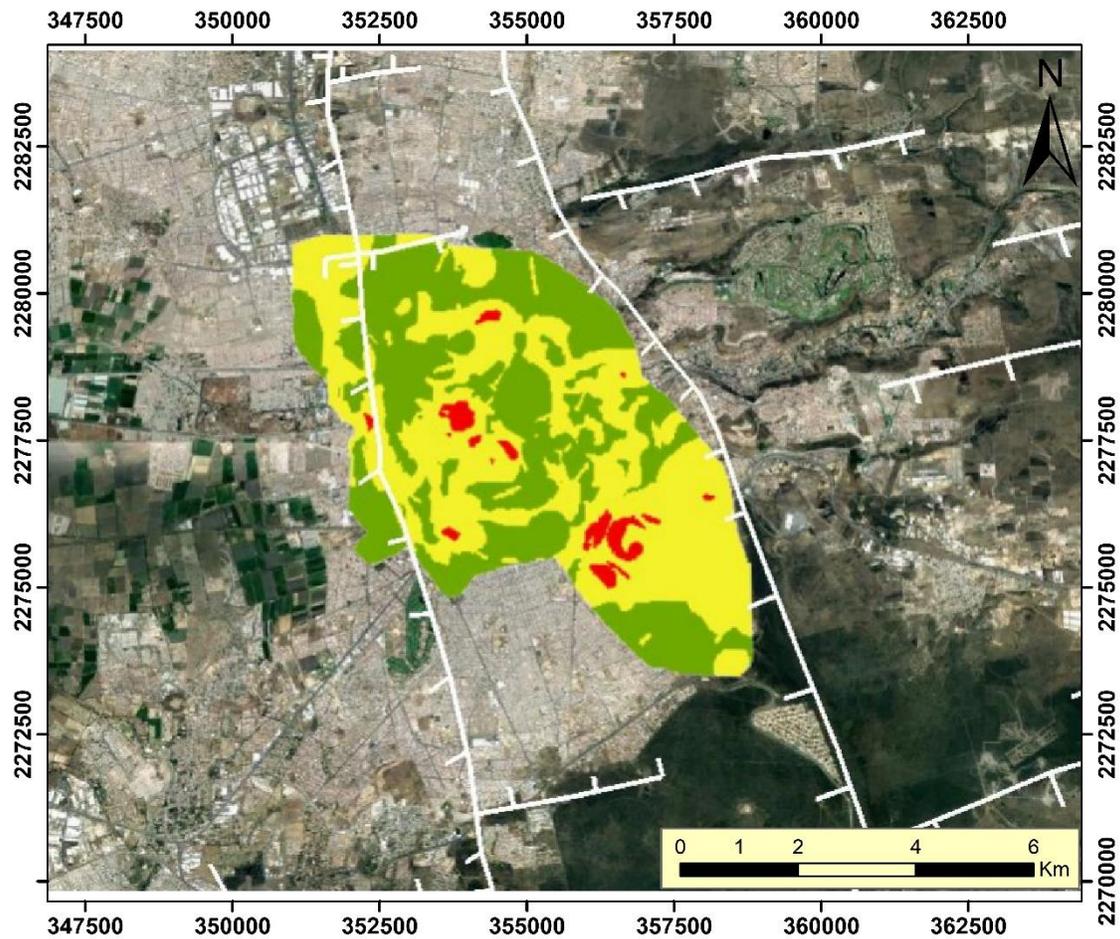


Figura 38. A) Mapa geológico (Carreón-Freyre et al., 2005) con la ubicación de la zona de estudio delimitado con línea de color rojo. B) Ubicación de la zona de estudio con el nombre de algunas avenidas principales, tomada de Google Earth.

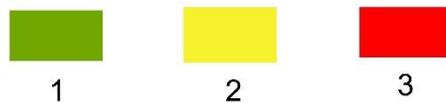
nivel estático (2) y fallas documentadas con lineamientos inferidos (1) obtenidos del filtro tilt derivative (TDR) obtenido del software Oasis Montaj™ (ver capítulo VII). El poder ubicar zonas de mayor debilidad o bien susceptibles a deformarse, sobre todo en áreas urbanas, ayudan a tomar acción en la remediación o en la mejor planeación del lugar. La influencia de estructuras geológicas, cambios de densidad

del relleno sedimentario, su grosor y sobre todo el nivel estático de pozos de agua se puede seguir con una planeación óptima en el crecimiento de la ciudad, que de acuerdo con los resultados que se arrojan a este tipo de mapas se le puede destinar a una infraestructura adecuada a las características que presenten.

El mapa de riesgo creado (Fig. 39) llega a ubicar las zonas más susceptibles a generar cambios en la superficie, relacionado a los procesos que se han venido desarrollando desde los años 1950-1970 hasta la actualidad. Los rangos provocados por ciertos movimientos que actúan en la zona, llegan a ser diferenciables ya que el Valle de Querétaro se encuentra soportado por un basamento irregular, aunado a esto se puede tener espesores diferentes de cada unidad litológica ayudando a esta compresión diferencial. En este caso se pretende correlacionar el mapa de riesgos con la Geología, así como con imagen de Google Earth (Fig. 38) llegando a la conclusión de que la falla 5 de Febrero (al poniente) genera cierta respuesta de riesgo medio a alto, pudiendo servir de base para interpretaciones de otras zonas que presenten resultados similares. Por otro lado, al correlacionar el mapa geológico con la imagen de Google Earth se puede inferir que existe un contacto mal delimitado en la Geología en la parte sur del área de estudio, ya que indica un afloramiento de la unidad Tmt AB, sin embargo, en la imagen Google Earth se infiere que en esa zona sigue perteneciendo a la unidad de Tn Ar Cg sedimento fluvio-lacustres del Mioceno-Plioceno.



Riesgo de Subsidencia



Mapa de Riesgo de Subsidencia
Ciudad de Queretaro

Sistema de Coordenadas WGS 1984 UTM Zona 14N

Figura 39. Mapa de Riesgo de Subsidencia creado a través de la superposición del grosor de sedimentos, anomalía gravimétrica (gradiente horizontal), nivel estático y fallas documentadas con lineamientos inferidos. Las líneas de color blanco representan fallas normales documentadas.

CAPÍTULO IX. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Conclusiones

La representación en mapas, de los resultados obtenidos a través del levantamiento microgravimétrico, ayudaron a inferir cambios superficiales y lineamientos que adquieren una tendencia en su orientación correlacionable con los sistemas de fallas regionales propios de la zona (N-S, E-W); como son el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende y Chapala-Tula, principalmente. La creación de modelos 2D generaron fallas inferidas, altamente correlacionables con estos últimos sistemas de fallas mencionadas.

Los parámetros elegidos para la elaboración del mapa de riesgos ayudaron en la creación de resultados confiables, ya que el nivel estático y grosor de sedimentos se tomaron de CONAGUA principalmente, así como de otros datos ya documentados. En lo que respecta a los parámetros obtenidos de datos Gravimétricos procesados en este trabajo, se lograron obtener lineamientos inferidos, con la aplicación de la herramienta TDR de Oasis Montaj y cambios en la superficie a través del gradiente horizontal, el cual fue de gran ayuda en la elaboración de mapas de este tipo de riesgo.

Con ayuda del mapa de riesgo, se puede observar que en la parte sureste de la zona de estudio (Fig 40.) no corresponde del todo con la Geología (Fig. 39). En la Geología se tiene la unidad Tmt AB de rocas volcánicas basálticas y andesíticas altamente fracturadas, y en el mapa de riesgo se tiene algunas áreas de riesgo alto. Además, el área total de la zona de estudio se encuentra en zona urbana, siendo zonas características de desarrollarse en valles rellenos de sedimentos susceptibles a compactación.

De acuerdo con los resultados generados y con la información demográfica-industrial documentada, se apoya a la idea de que la deformación que presenta el Valle de Querétaro es a causa natural-geológica y antropogénica.

Recomendaciones

Actualizar y ampliar datos de nivel estático, de pozos y por consiguiente grosor de sedimentos en la parte SE del área de estudio, ya que no existía suficiente

información para poder interpolar datos y así obtener un mapa de riesgos óptimo para esa área.

Tomar el mapa de lineamientos inferidos, obtenido con el TDR desde el software de Oasis, de base o guía para poder mapear en campo fallas, fracturas o alguna otra estructura no documentada ubicada dentro del área de estudio para posteriormente poder alcanzar un área mejor abarcada y estudiada.

Regulación del bombeo de agua a través de aplicación de impuestos para su bombeo.

Hacer una actualización en la Geología del área ya que, a través de la correlación del mapa Geológico utilizado tomado de otra fuente, con otros realizados en este trabajo e imágenes de Google Earth, se tuvieron algunas diferencias en la limitación de la Geología.

Hacer un levantamiento topográfico-Geofísico en las mismas estaciones de este trabajo y en tiempos posteriores, para que a través de la aplicación de otras técnicas (Insar-Dinsar) se pueda medir con datos confiables el grado de Subsistencia del área.

Bibliografía

- Aguirre-Díaz, G., J. Nieto-Obregón, y F. R. Zúñiga, 2005; Seismogenic Basin and Range and intra-arc normal faulting in the northern-central Mexican Volcanic Belt, Querétaro, Mexico. *Geological Journal*, (40): 1-29.
- Aguirre-Díaz, G. y López-Martínez, M., 2001; The Amazcala Caldera, Querétaro, México, geology and geochronology: *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, (111): 203-218.
- Aguirre-Díaz, G.J., Ferrari, L., Nelson, S.A., Carrasco-Núñez, G., López-Martínez, M., and Urrutia-Fucugauchi, J., 1998, El Cinturón Volcánico Mexicano: Un nuevo proyecto multidisciplinario: Reunión Anual de la Unión Geofísica Mexicana: *Geos*, v. 18, p. 131–138
- Alaniz-Alvarez, S. A., Nieto-Samaniego, A. F., Orozco-Esquivel, M. T., Vassallo-Morales, L. F., y Xu, S.-S., 2002; El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende: implicaciones en la deformación post-eocénica del centro de México: *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, (55): 12-29.
- Alaniz-Álvarez, Susana A., Ángel Francisco Nieto-Samaniego, Susana A. Alaniz-Álvarez, y Ángel Francisco Nieto-Samaniego. 2005. «El sistema de fallas Taxco-San Miguel de Allende y la Faja Volcánica Transmexicana, dos fronteras tectónicas del centro de México activas durante el Cenozoico». *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57 (1): 65-82. <https://doi.org/10.18268/bsgm2005v57n1a4>.
- Alaniz-Álvarez, Susana A., Ángel Francisco Nieto-Samaniego, y Luca Ferrari. 1998. «Effect of Strain Rate in the Distribution of Monogenetic and Polygenetic Volcanism in the Transmexican Volcanic Belt». *Geology* 26 (7): 591-94. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1998\)026<0591:EOSRIT>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1998)026<0591:EOSRIT>2.3.CO;2).
- Alaniz-Álvarez, Susana Alicia, Ángel Francisco Nieto-Samaniego, María Andrea Reyes-Zaragoza, Ma Teresa Orozco-Esquivel, y Ángel Catarino Ojeda-García. 2001. «Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de Allende-Querétaro, México», 20.
- Aranda Gómez, J.J., Henry, C.D., F. Luhr, J., 2000. Evolución tectonomagmática post-paleocénica de la Sierra Madre Occidental y de la porción meridional de la provincia tectónica de Cuencas y Sierras, México. *Bol. Soc. Geológica Mex.* 53, 59–71. <https://doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a3>.
- Angeles-Serrano, Gabriela., María. Perevochtchikova, y J. J. Carrillo-Rivera. 2008. «Posibles Controles Hidrogeológicos de Impacto Ambiental por la Extracción de Agua Subterránea en Xochimilco, México». *Journal of Latin American Geography* 7 (1): 39-56. <https://doi.org/10.1353/lag.2008.0008>.
- Arroyo-Contreras, M.G. 2003. «Causas y efectos de las grietas y fallas en el Valle de Aguascalientes». *Causas Y Efectos de Las Grietas Y Fallas en El Valle de Aguascalientes*, 1-16.

- Ávila-Olivera, J.A., 2008. Evolución de los Procesos de Subsistencia-Creep Falla, Casos: Morelia, Mich. Y Celaya, Gto, PhD thesis. UNAM.
- Bhattacharyya, B., 1996. Continuous spectrum of the total magnetic field anomaly due to a rectangular prismic body. *Geophysics*, Volumen 31, p. 97.
- Betanzo-Quezada, Eduardo. 2011. «Una aproximación metodológica al estudio integrado del transporte urbano de carga: el caso de la Zona Metropolitana de Querétaro en México». *EURE (Santiago)* 37 (112): 63-87. <https://doi.org/10.4067/S0250-71612011000300004>.
- Barajas-Nigoche, L.D., Dora Carreon, J.L. Mata-Segura, A. Rivera-León, y F. Cafaggi-Félix. 2010. «Geological and geophysical characterization of fracturing in granular deposits associated with land subsidence in San Luis Potosí City, Mexico». *IAHS-AISH Publication* 339 (enero): 201-6.
- Barboza-Gudiño, J.R., Tristán-González, M., Torres-Hernández, J.R., 1998, Dictamen geológico sobre asentamientos del terreno en los fraccionamientos Aeropuerto, San Ángel y Valle de los Cedros: Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Instituto de Geología, reporte no publicado.
- Barboza-Gudiño, J.R., Zavala-Monsiváis, A., Venegas-Rodríguez, G., Barajas-Nigoche, L.D., 2010. Late Triassic stratigraphy and facies from northeastern Mexico: tectonic setting and provenance. *Geosphere* 6, 624-640.
- Blakely, Richard J. 1996. *Potential Theory in Gravity and Magnetic Applications*. Cambridge University Press.
- Blick, C., W. Freedon, y H. Nutz. 2017. «Feature Extraction of Geological Signatures by Multiscale Gravimetry». *GEM - International Journal on Geomathematics* 8 (1): 57-83. <https://doi.org/10.1007/s13137-016-0088-x>.
- Botero-Santa, Paola A., Susana A. Alaniz-Álvarez, Ángel F. Nieto-Samaniego, Margarita López-Martínez, Gilles Levresse, Shunshan Xu, y Carlos Ortega-Obregón. 2015. «Origen y desarrollo de la cuenca El Bajío en el sector central de la Faja Volcánica Transmexicana». *Revista mexicana de ciencias geológicas* 32 (1): 84-98
- Bouwer, Herman. 1978. *Groundwater Hydrology*. New York: McGraw-Hill College
- Cabral-Cano, E., A. Arciniega-Ceballos, O. Díaz-Molina, F. Cigna, A. Ávila-Olivera, B. Osmanoglu, T. Dixon, et al. 2010. «Is there a tectonic component to the subsidence process in Morelia, Mexico?» *En* , 339:164-69.
- Calmus, T., Pallares, C., Maury, R., Aguillon-Robles, A., Bellon, H., Benoit, M., Michaud, F., 2011. Volcanic markers of the post-subduction evolution of Baja California and Sonora, Mexico: slab tearing versus lithospheric rupture of the Gulf of California. *Pure and Applied Geophysics*. Doi: 10.1007/s00024-010-0204-z.
- Campa, M.F., Coney, J., 1983, Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions of México: *Canadian Journal of Earth Sciences*. 20, 1040-1051.

- Campa-Uranga, M.F., 1985. The Tectonostratigraphic Terranes and the Thrust Belt in Mexican Territory. In: Howell, D.G., Jones, D.L., Cox, A., Nur, A.M. (Eds), Stanford University Publications, Geological Sciences vol. 18, pp. 44-46.
- Campos-Enríquez, J., Sánchez-Zamora, O., 2000, Crustal structure across southern Mexico inferred from gravity data: *Journal of South American Earth Sciences*, 13(6), 479-489.
- Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Luna-González, L., y Gámez-González, F. J., 2005; Influencia de la estratigrafía y estructura geológica en el flujo de agua subterránea del Valle de Querétaro, *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, (22), No. 1:1-18.
- Carreón-Freyre, D., and Cerca, M., 2006, Delineating the near-surface geometry of the fracture system affecting the valley of Queretaro, Mexico: Correlation of GPR signatures and physical properties of sediments: *Near Surface Geophysics*, v. 4, p. 49–55, doi:10.3997/1873-0604.2005031.
- Carreón-Freyre, D.: Identificación y Caracterización de los Diferentes Tipos de Fracturas que Afectan el Subsuelo de la Delegación Iztapalapa en el Distrito Federal, Informe Técnico, Ingeniería Geológica, Al México, 3–9, 2011.
- Carreon, Dora, M. González-Hernández, D. Martínez-Alfaro, Sara Solís-Valdez, M. Cerca, B. Millán-Malo, R. Gutiérrez-Calderón, y F. Centeno-Salas. 2015. «Analysis of the variation of the compressibility index (Cc) of volcanic clays and its application to estimate subsidence in lacustrine areas». *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences 372* (noviembre): 273-79. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-273-2015>.
- Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Ochoa-González, G., Teatini, P., Zuñiga, F.R., 2016. Shearing along faults and stratigraphic joints controlled by land subsidence and hydraulic gradient in the Valley of Querétaro, Mexico. *Hydrogeol. J.* 24 (3), 657-674.
- Carrera-Hernández, J.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Levresse, G., 2016. Groundwater Flow in a transboundary fault-dominated aquifer and the importance of regional modeling: the case of the city of Querétaro, Mexico. *Hydrogeol. J.* 24 (2), 373-393.
- Carrillo-Bravo, J. 1971. La Plataforma Valles - San Luis Potosí. *Revista de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros*. 23 (1), 102 pp.
- Castellazzi, P., Arroyo-Domínguez, N., Martel, R., Calderhead, A.I., Normand, J.C.L., Gárfias, J., Rivera, A., 2016. Land subsidence in major cities of Central Mexico: interpreting InSAR-derived land subsidence mapping with hydrogeological data. *Int. J. Appl. Earth Obs. Geo inf.* 47, 102–111. <https://doi.org/10.1016/j.jag.2015.12.002>.
- Centeno-García, E., Ruiz, J., Coney, P.J., Patchett, P.J., Ortega-Gutiérrez, F., 1993. Guerrero terrane of Mexico: its role in the Southern Cordillera from new geochemical data. *Geology* 21, 419-422.

- Centeno-García, E., Keppie, J.D., 1999. Latest Paleozoic-early Mesozoic structures in central Oaxaca Terrane of southern Mexico: deformation near a triple junction. *Tectonophysics* (301), 231-242.
- Centeno-García, E., 2005. Review of Upper Paleozoic and Lower Mesozoic Stratigraphy and Depositional Environments of Central and West Mexico: Constraints on Terrane Analysis and Paleogeography. In: Anderson, T.H., Nourse, J.A., McKee, J.W., Steiner, M.B. (Eds), *The Mojave-Sonora Mehashear Hypothesis: Development, Assessment, and Alternatives*. Geological Society of America Special Paper vol. 393, pp. 233-258.
- Centeno-García, E., Guerrero-Suastegui, M., Talavera-Mendoza, O., 2008. The Guerrero composite terrane of western Mexico: collision and subsequent rifting in a suprasubduction zone. *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 436, 279-308.
- Centeno-García, E., Busby, C., Busby, M., Gehrels, G., 2011. Evolution of the Guerrero composite terrane along the Mexican margin, from extensional fringing arc to contractional continental arc. *Geol. Soc. Am. Bull.* 123, 1776-1767.
- Geografía (INEGI), Instituto Nacional de Estadística y. 2010. «Censo de Población y Vivienda 2010». INEGI. 2010. <https://www.inegi.org.mx/programas/ccpv/2010/>.
- «WRI Ross Centro para Ciudades Sustentables | WRI Mexico». s. f. Accedido 5 de agosto de 2019. <https://wrimexico.org/our-work/topics/sustainable-cities>.
- Centeno-Salas, F., Dora Carreon, W. Flores-García, y R. Gutiérrez-Calderón. 2015. «Application of high resolution geophysical prospecting to assess the risk related to subsurface \hack{\break} deformation in Mexico City». *Proceedings of the International Association of Hydrological Sciences* 372 (noviembre): 267-72. <https://doi.org/10.5194/piahs-372-267-2015>.
- Chaussard, E., Wdowinski, S., Cabral-Cano, E., Amelung, F., 2014. Land subsidence in central Mexico detected by ALOS InSAR time-series. *Remote Sens. Environ.* 140, 94–106. <https://doi.org/10.1016/j.rse.2013.08.038>.
- Chávez Alegría, Omar. 2008. «Modelación física-experimental del fenómeno de subsidencia». Thesis. <http://localhost:8080/xmlui/handle/123456789/4791>.
- Chiodi, M., Monod, O., Busnardo, R., Gaspar, D., Sanchez, A., Yta, M., 1988, Une discordance ante Albienne datée par une faune d'ammonites et de braquiopodes de type Téthysien au Mexique Central: *Geobios*, 21, 125-135.
- Cigna, F., Osmanoğlu, B., Cabral-Cano, E., 2012b. Non-linear land subsidence in Morelia, Mexico, imaged through synthetic apertura radar interferometry. In: *Proc. 'Fringe 2011 Workshop'*, Frascati, Italy. 19–23.
- Civita M. y and De Maio, 1997. SINTACS. Un Sistema Parametrico per la Valutazione e la Cartografia della Vulnerabilità Degli Acquiferi

- All'inquinamento. Metodologia & Automatizzazione. Pitagora Editrice Bologna. pp 191.
- CNA, 2000a; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Querétaro, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua.
- Cobo, Mauricio (2008), "Sistemas de transporte y crecimiento urbano: hacia una ciudad densa y policéntrica", Cuadernos de arquitectura y nuevo urbanismo, edición especial octubre, Instituto Tecnológico de Estudios Superiores de Monterrey, Querétaro, pp. 20-24.
- Comisión Nacional del Agua, (CNA), 1996, Estudio de simulación hidrodinámica y diseño óptimo de la red de observación de los acuíferos de Aguascalientes y Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Reporte inédito, 157 p. Referencia no localizada en el texto.
- Comisión Estatal del Agua (CEA) y Gobierno del Estado de Querétaro (GEQ), 1999, Plan Hidráulico del Estado de Querétaro; I. Agua Potable y Saneamiento: Querétaro, México, Comisión Estatal del Agua, Gobierno del Estado de Querétaro, 229 p.
- Conagua (2003) Plan de manejo integrado del Acuífero del Valle de Querétaro [Integrated management plan of the aquifer of the Valley of Queretaro]. Technical report, Qro. Comisión Nacional del Agua, Querétaro, Mexico, 150 pp. Agua, Subdirección General Técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.
- Cuéllar-Cárdenas, M.A., Nieto-Samaniego, Á.F., Levresse, G., Alaniz-Álvarez, S.A., Solari, L., Ortega-Obregón, C., López-Martínez, M., 2012. Límites temporales de la deformación por acortamiento Laramide en el centro de México. *Rev. Mex. Cienc. Geológicas* 29, 179–203.
- Dávalos-Álvarez, Oscar Gabriel, Ángel Francisco Nieto-Samaniego, Susana A. Alaniz-Álvarez, y Juan Martín Gómez-González. 2005. «Las fases de deformación cenozoica en la región de Huimilpan, Querétaro, y su relación con la sismicidad local». *Revista mexicana de ciencias geológicas* 22 (2): 129-47.
- Dávila, V.M., Guerrero, M., 1990. Una Edad Basada en Radiolarios Para La Secuencia volcánica-Sedimentaria de Arcelia, Estado de Guerrero: Sociedad Geológica Mexicana. 10th Convención Geológica Nacional, Libro de Resúmenes, p. 83.
- Dentith, Michael, and Stephen T. Mudge. 2014. *Geophysics for the Mineral Exploration Geoscientist*. Cambridge University Press.
- Delgado, Javier, Luis Chías, Mauricio Ricárdez, Anuar Martínez y Tonatiuh Suárez (2003), "Vialidad y vialidades en la ciudad de México", *Ciencias*, 70, unam, México, pp. 50-64.
- Dickinson, W.R., Lawton, T.I., 2001. Carbonaceous to Cretaceous assembly and fragmentation of Mexico. *Geol. Soc. Am. Bull.* 113, 1142-1160.

- Dimitriadis, K., Tselentis, G. & Thanassoulas, K., 1987. A basic program for 2-D spectral analysis of gravity data and source depth estimation.. *Comput. Geosci*, 13(5), pp. 549-560.
- Eguiluz de Antuñano, S., Aranda García, M., Marrett, R., 2000. Tectónica de la Sierra Madre Oriental, México. *Bol. Soc. Geológica Mex.* 53, 1–26. <https://doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a1>.
- EGAP-IMCO (2006). Competitividad estatal de México 2006 - Preparando a las entidades federativas para la competitividad: 10 mejores prácticas. Ciudad de México: Escuela de Graduados en Administración Pública y Política Pública e Instituto Mexicano para la Competitividad.
- Elías-Herrera, M., Ortega-Gutiérrez, F., 1998. The Early Cretaceous Arperos oceanic basin (western Mexico): geochemical evidence for an aseismic ridge formed near a spreading center – comment. *Tectonophysics* 292, 321-326.
- Elías-Herrera, M., Sánchez-Zavala, J.L., Macías-Romo, C., 2000. Geologic and geochronologic data from the Guerrero terrane in the Tejupilco área, southern Mexico: new constraints on its tectonic interpretation. *J.S. Am. Sci.* 13, 355-375.
- Farina, P., Avila-Olivera, J.A., Garduño-Monroy, V.H., Catani, F., 2008. DInSAR analysis of differential ground subsidence affecting urban áreas along the Mexican Volcanic Belt (MVB). *Ital. J. Remote Sens.* 40,103–113. <https://doi.org/10.5721/ItJRS20084029>.
- Ferrari, Luca. 2004. «Slab Detachment Control on Mafic Volcanic Pulse and Mantle Heterogeneity in Central Mexico». *Geology* 32 (1): 77-80. <https://doi.org/10.1130/G19887.1>.
- Ferrari, Luca, Teresa Orozco-Esquivel, Vlad Manea, y Marina Manea. 2012. «The dynamic history of the Trans-Mexican Volcanic Belt and the Mexico subduction zone». *Tectonophysics* 522-523 (febrero): 122-49. <https://doi.org/10.1016/j.tecto.2011.09.018>
- 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., López-Martínez, M., González-Cervantes, N., Jacobo-Albarrán, J., and Hernández-Bernal, M.S., 2003b, Volcanic record and age of formation of the Mexico City basin: *Geos*, v. 23, p. 120.
- Ferrari, L., Garduño, V.H., Innocenti, F., Manetti, P., Pasquarè, G., Vaggelli, G., 1994, A widespread mafic volcanic unit at the base of the Mexican Volcanic Belt between Guadalajara and Querétaro: *Geofísica Internacional*, 33, 107-124.

- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, M.T., 2006. Spatial and temporal evolution of the Trans-Mexican volcanic belt. *Geochim. Cosmochim. Acta* 70, A171. <https://doi.org/10.1016/j.gca.2006.06.344>
- Ferrari Pedraglio, L., 2000. Avances en el conocimiento de la Faja Volcánica Transmexicana durante la última década. *Bol. Soc. Geológica Mex.* 53, 84–92. <https://doi.org/10.18268/BSGM2000v53n1a5>.
- Figuroa Miranda, Sócrates, Jose Tuxpan, José Ramos-Leal, Victor Hernandez-Madrigal, y Cecilia Irene Reyes. 2018. «Land subsidence by groundwater over-exploitation from aquifers in tectonic valleys of Central Mexico: A review». *Engineering Geology* 246 (septiembre). <https://doi.org/10.1016/j.enggeo.2018.09.023>.
- Galloway, D., Jones, D.R., Ingebritsen, S.E., 1999. Land Subsidence in the United States, Circular, 1. ed. United States Geological Survey Circular 1182, Reston, Virginia.
- Garduño-Monroy, V. H., Arreygue-Rocha, E., Israde-Alcántara, I., Rodríguez-Torres, G.M., 2001. Efectos de las fallas asociadas a sobreexplotación de acuíferos y la presencia de fallas potencialmente sísmicas en Morelia, Michoacán. México. *Rev. Mex. Ciencias Geol.* 18,37–54
- Garduño-Monroy, V.H., R. Pérez-Lopez, I. Israde-Alcantara, M.A. Rodríguez-Pascua, E. Szykaruk, V.M. Hernández-Madrigal, M.L. García-Zepeda, et al. 2009. «Paleoseismology of the southwestern Morelia-Acambay fault system, central Mexico». *Geofísica Internacional* 48 (3): 319-35.
- Gayol, R., 1925. Estudio de las perturbaciones que en el fondo del valle de México ha producido el drenaje de las aguas del subsuelo por las sobras del desague, y rectificación de los errores a los que ha dado lugar una incorrecta interpretación de los hechos observados. *Rev. Mex. Ing. Y Arquitect.* 3,96–132.
- Gomez-Tuena, A., Langmuir, C.H., Goldstein, S.L., Straub, S.M., Ortega-Gutierrez, F., 2007. Geochemical evidence for slab melting in the Trans-Mexican Volcanic Belt. *J. Petrol.* 48, 537–562. <https://doi.org/10.1093/petrology/egl071>.
- Guerrero-Suástegui, M., 2004. Depositional and tectonic history of the Guerrero Terrane, Sierra Madre del Sur, with emphasis on sedimentary successions of the Teloloapan área, southwestern Mexico. Unpublished PhD dissertation. Department of Earth Sciences, Memorial University, Newfoundland, Canada (600 p.).
- Guerrero-Suástegui, M., Ramírez-Espinosa, J., Talavera-Mendoza, O., Campa-Uranga, M.F., 1991. El desarrollo carbonatado del Cretácico Inferior asociado al arco de Teloloapan, Noroccidente del Estado de Guerrero. *Convención sobre la Evolución Geológica Mexicana, 1er Congreso Mexicano de Mineralogía, Pachuca, Memoir*, pp. 67-70.

- Henry, C.D., Aranda-Gomez, J.J., 1992. The real southern Basin and Range: Mid-to late Cenozoic extension in Mexico. *Geology* 20, 701–704. [https://doi.org/10.1130/0091-7613\(1992\)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0091-7613(1992)020<0701:TRSBAR>2.3.CO;2)
- Hernandez-Marin M, Burbey TJ (2009) The role of faulting on surface deformation patterns from pumping-induced groundwater flow (Las Vegas Valley, USA). *Hydrogeol J* 17:1859–1875. doi:10.1007/s10040-009-0501-8.
- Hofmann-Wellenhof, Bernhard, Herbert Lichtenegger, and Elmar Wasle. 2008. GNSS – Global Navigation Satellite Systems: GPS, GLONASS, Galileo, and More. Wien: Springer-Verlag. <https://www.springer.com/gp/book/9783211730126>.
- Holzer, Thomas L. 1984. Man-Induced Land Subsidence. Geological Society of America.
- Holzer, Thomas L., y Robert L. Bluntzer. 1984. «Land Subsidence Near Oil and Gas Fields, Houston, Texas». *Groundwater* 22 (4): 450-59. <https://doi.org/10.1111/j.1745-6584.1984.tb01416.x.4>
- Holzer, T.L.; Davis, S.N.; Lofgren, B.E. Faulting caused by groundwater extraction in southcentral Arizona. *J. Geophys. Res. Solid Earth* (1978–2012) 1979, 84, 603–612.
- Holzer, T.L.; State and local response to damaging land subsidence in US urban áreas. *Eng Geol*, 27 (1989), pp. 449-466.
- Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática (INEGI), 2004, Carta Imagen Digital de Querétaro: México (en línea), en Instituto Nacional de Estadística, Geografía e Informática, Sistemas Nacionales Estadístico y de Información Geográfica.
- INEGI, 2010. Principales resultados del Censo de Población y Vivienda 2010: Querétaro. Instituto Nacional de Estadística y Geografía, Mexico, 84 pp. Available at:
- Instituto Nacional de Estadística (INEGI). 2017. Anuario estadístico y geográfico de Querétaro 2017.
- Jansma, P.E. and Lang, H.R., 1997. The Arcelia graben-New evidence for Oligocene Basin and Range extension in southern Mexico. *Geology*, 25, 455-458.
- Kenworthy, J. R. (2006). The eco-city: ten key transport and planning dimensions for sustainable city development. *Environment and Urbanization*, Vol. 18, No. 1, pp. 67-85.
- Keppie, J. D., Dostal, J., Cameron, K. I., Solari, I., A., Orteha-Gutiérrez, F., López, R., 2033. Geochronology and geochemistry of Grenvillian igneous suites in the northern Oaxaca complex, southern Mexico: tectonic implications. *Precambrian Res.* 120, 365-389.

- Kersten, Tobias, Martin Kobe, Gerald Gabriel, Ludger Timmen, Steffen Schoen, y Detlef Vogel. 2017. «Geodetic Monitoring of Subrosion-Induced Subsidence Processes in Urban Areas». *Journal of Applied Geodesy* 11 (1): 21-29.
- Ketelaar, V. B. H. Gini. 2009. *Satellite Radar Interferometry: Subsidence Monitoring Techniques. Remote Sensing and Digital Image Processing*. Springer Netherlands. //www.springer.com/gp/book/9781402094279.
- Longman, I. M. 1959. «Formulas for Computing the Tidal Accelerations Due to the Moon and the Sun». *Journal of Geophysical Research (1896-1977)* 64 (12): 2351-55. <https://doi.org/10.1029/JZ064i012p02351>.
- Lowrie, William. 2007. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- López-Doncel, Rubén, José Luis Mata-Segura, Judith Cruz-Márquez, Jorge Arzate-Flores, y Jesús Pacheco-Martínez. 2006. «Riesgo geológico para el patrimonio histórico. Ejemplos del centro histórico de la ciudad de San Luis Potosí». *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 58 (2): 259-63. <https://doi.org/10.18268/BSGM2006v58n2a9>.
- Martínez-Reyes, J., Nieto-Samaniego, A.F., 1990, Efectos geológicos de la tectónica reciente en la parte central de México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 9(1), 33–50.
- Martínez-Ruiz, V. J., 1997, Actualización del Marco Geológico del Nota Técnica Subsuelo del Valle de San Luis Potosí; Universidad Autónoma de San Luis Potosí, Folleto Técnico del Instituto de Geología 123, 19 p.
- Martini, M., Mori, L., Solari, L., Centeno-García, E., 2011. Sandstone provenance of the Arperos Basin (Sierra de Guanajuato, central Mexico): Late Jurassic-Early Cretaceous back-arc spreading as the foundation of the Guerrero terrane. *J. Geol.* 119, 597-617.
- Martini, M., Fitz, E., Solari, L., Camprubí, A., Hudleston, P.J., Lawton, T.F., Tolson, G., Centeno-García, E., 2012. The Late Cretaceous Evolution of the Mexican Fold-Thrust Belt and its Possible Relationship to the Accretion of the Guerrero Terrane. In: Aranda-Gómez, J.J., Tolson, G., Molina-Garza, R.S. (Eds.), *The Southern Cordillera and beyond*, the Geological Society of America Field Trip vol. 25, pp. 20-38.
- Martini, M., Solari, L., López-Martínez, M., 2014. Correlating the Arperos Basin from Guanajuato, central Mexico, to Santo Tomás, southern Mexico: implications for the paleogeography and origin of the Guerrero terrane. *Geosphere* (GES010155-1).
- Mishra D.C. & Naidu P.S., 1974. Two dimensional power spectral analysis of aeromagnetic fields using fast digital Fourier transform techniques. *Geophysical Prospecting*, Volumen 27, pp. 344-361.

- Mooser, F., 1972. The Mexican volcanic belt structure and tectonics. *Geofísica Internacional* 12, 55-70.
- Mortensen, J.K., Hall, B.V., Bissig, T., Friedman, R.M., Danielson, T., Oliver, J., Rhys, D.A., Ross, K.V., Gabites, J.E., 2008. Age and paleotectonic setting of volcanogenic massive sulfide deposits in the Guerrero Terrane of Central Mexico: constraints from U-Pb age and Pb isotope studies. *Econ. Geol.* 103, 117-140.
- Muñoz González, César. 2019. Evaluación de movimientos del subsuelo en San Luis Potosí mediante métodos de sistemas de posicionamiento global (g.p.s. diferencial) y gravimetría, agosto. <https://repositorio.ipicyt.edu.mx//handle/11627/5085>.
- Nabighian, M. N., 1972, The analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: Its properties and use for automated anomaly interpretation: *Geophysics*, v. 37, p. 507-517.
- Nabighian, M.N., 1974, Additional comments on the analytic signal of two-dimensional magnetic bodies with polygonal cross-section: *Geophysics*, v. 39, p. 85-92.
- Napolitano, P. and A. G. FABBRI, 1996. Single parameter sensibility analysis for aquifer vulnerability assessment using DRASTIC and SINTACS in Kova K. And Nachtnebel H. P. (eds) *Proc. HydrolGis Application of Geographic Information Systems in Hydrology and Water Resources Management*. IAHS Publ. 235, 559-566.
- Nieto-Samaniego, A.F., Ferrari, L., Alaniz-Álvarez, S.A., Labarthe Hernández, G., Rosas-Elguera, J., 1999a. Variation of Cenozoic extension and volcanism across the southern Sierra Madre Occidental Volcanic Province, México: *Geological Society of America Bulletin*, 111, 347-363.
- Nieto-Samaniego, Ángel Francisco, Susana Alicia Alaniz-Álvarez, y Antoni Camprubí í Cano. 2005. «La Mesa Central de México: estratigrafía, estructura y evolución tectónica cenozoica». *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana* 57 (3): 285-318. <https://doi.org/10.18268/BSGM2005v57n3a3>.
- Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., Silva-Romo, G., Eguiza-Castro, M.H., Mendoza-Rosales, C.C., 2006. Latest Cretaceous to Miocene deformation events in the eastern Sierra Madre del Sur, Mexico, inferred from the geometry and age of major structures. *GSA Bull.* 118, 238–252. <https://doi.org/10.1130/B25730.1>
- Nettleton, L. L. 1971. *Elementary Gravity and Magnetism for Geologists and Seismologists*. SEG Books.
- Obregón-Biosca, Saúl Antonio, y Eduardo Betanzo-Quezada. 2015. «Análisis de la movilidad urbana de una ciudad media mexicana, caso de estudio: Santiago de Querétaro». *Economía, sociedad y territorio* 15 (47): 61-98.

- Ochoa Gonzalez, Gil, y Dora Carreon. 2010. «Integration of geological and hydrogeological features for subsidence modelling in volcanic zones». IAHS-AISH Publication 339 (enero): 114-19.
- Ochoa-González, G.H., Teatini, P., Carreón-Freyre, D., Gambolati, G., 2013. Modeling the deformation of faulted volcano-sedimentary sequences associated to groundwater withdrawal in the Queretaro Valley, Mexico. In: Piantadosi, J. (Ed.), MODSIM 2013 Adapting to Change: The Multiple Roles of Modelling. The Modelling and Simulation Society of Australia and New Zealand Inc. Publ., pp. 2737–2743 ISBN 978-09872143-3-1.
- Ochoa-Gonzalez G, Carreón-Freyre D, Cerca M, Lopez-Martinez M (2015) Assessment of groundwater flow in volcanic faulted areas: a study case in Queretaro, Mexico. *Geofís Intl* 54(3):199–220, doi: 10.1016/j.gi.2015.04.016.
- Orozco-Esquivel, M.T., Nieto-Samaniego, A.F., Alaniz-Alvarez, S.A., 2002. Origin of rhyolitic lavas in the Mesa Central, Mexico, by crustal melting related to extension. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 118, 37–56. [https://doi.org/10.1016/S0377-0273\(02\)00249-4](https://doi.org/10.1016/S0377-0273(02)00249-4).
- Ortega-Gutiérrez, F., Ruiz, J., Centeno-García, E., 1995. Oaxaquia, a Proterozoic microcontinent accreted to North America during the late Paleozoic. *Geology* 23, 1127.1130.
- Ortuño, M., Zúñiga, F.R., Aguirre-Díaz, G.J., Carreón-Freyre, D., Cerca, M., Roverato, M., 2015. Holocene paleo-earthquakes recorded at the transfer zone of two major faults: The Pastores and Venta de Bravo faults (Trans-Mexican Volcanic Belt). *Geosphere* 11, 160–184. <https://doi.org/10.1130/GES01071.1>
- Ovando-Shelley, E., Lermo-Samaniego, J., Auvinet, G., Méndez-Sánchez, E., 2012. Microtremor measurements to identify zones of potential fissuring in the basin of Mexico. *Geofísica Int.* 51, 143–156.
- Pacheco J., Arzate J.A., Rojas E., Yutis V., Arroyo M., y Ochoa G., 2006; Delimitation of soil fissures zones due to ground subsidence using gravity data and finite element modelling in the Valley of Querétaro, México. *Engineering Geology*, (84): 143-160.
- Pacheco-Martínez, J., 2007; Modelo de subsidencia del Valle de Querétaro y predicción de agrietamientos superficiales. UNAM, Centro de Geociencias Tesis doctoral, 208 pp.
- Pacheco J. y Arzate J. A., 2007; Análisis multicapa de la subsidencia en el Valle de Querétaro. Enviado a *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.
- Pacheco J. y Arzate J.A., 2007; Análisis multicapa de la subsidencia en el Valle de Querétaro. Enviado a *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*.

- Petrone, Chiara Maria, Teresa Orozco-Esquivel, y Luca Ferrari. 2014. «Petrogenesis and Geodynamic Significance of Silicic Volcanism in the Western Trans-Mexican Volcanic Belt: Role of Gabbroic Cumulates». *Contributions to Mineralogy and Petrology* 167 (5): 1006. <https://doi.org/10.1007/s00410-014-1006-6>.
- Pasquare ´ G, Gardun ˜o VH, Tibaldi A, Ferrari L. 1988. Stress pattern evolution in the central sector of the Mexican Volcanic Belt. *Tectonophysics* 146: 353–364.
- Pacheco-Martínez, Enrique Cabral-Cano, Shimon Wdowinski, Martín Hernández-Marín, José Ángel Ortiz-Lozano, y Mario Eduardo Zermeño-de-León. 2015. «Remote Sensing | Free Full-Text | Application of InSAR and Gravimetry for Land Subsidence Hazard Zoning in Aguascalientes, Mexico | HTML». 2015. <http://www.mdpi.com/2072-4292/7/12/15868/htm>.
- Padilla-Corona, E. 2004. «Geotechnical analysis of the formation of earth fissures at Ciudad Guzman, Jalisco». *International Conference on Case Histories in Geotechnical Engineering*. New York, NY, 13-17.
- Pantoja-Alor, J., 1970. Rocas Sedimentarias Paleozoicas de La region Centro Septentrional de Oaxaca. *Sociedad Geológica Mexicana, Libreto-guía de la excursion, México-Oaxaca*, pp. 67-84.
- Pantoja-Alor, J., Gómez-Caballero, J.A., 2003. Geologic features and biostratigraphy of the Cretaceous of southwestern México (Guerrero Terrane). In: Alcayde, M., Gómez-Caballero, A. (Eds.), *Geologic Transects across Cordilleran Mexico, Guidebook for the Field Trips of the 99th Geological Society of America Cordilleran Section Annual Meetin, Puerto Vallarta, Jalisco, Mexico, April 4-7, 2003*. Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Special Paper vol. 1, pp. 229-260.
- Phillips, J. D., 1997, Potencial-field geophysical software for the PC, version 2.2: U.S. Geological Survey Open-File Report 97-725. Available from <http://pubs.Usgs.Gov/of/1997/ofr-97-0725/>.
- Pindell, J., 1985. Alleghenian reconstruction and subsequent evolution of the Gulf of Mexico, Bahamas, and Proto-Caribbean Sea. *Tectonics* 133-156.
- Potra, Adriana, Rosemary Hickey-Vargas, Andrew W Macfarlane, y Vincent J M Salters. 2014. «Pb, Sr, and Nd Isotopic Characteristics of a Variety of Lithologies from the Guerrero Composite Terrane, West-Central Mexico: Constraints on Their Origin» 31: 19.
- Prokopovich, Nikola P. 1979. «Genetic Classification of Land Subsidence». En, 389-99. ASCE. <https://cedb.asce.org/CEDBsearch/record.jsp?dockkey=0029582>.
- Quintero-Legorreta, O., 1992. Geología de la región de Comanja, Estados de Guanajuato y Jalisco. *Rev. Inst. Geol. UNAM* 10, 6-25.

- Rabaza, Jerónimo (2009), "Tamaño vehicular óptimo para el servicio público de superficie", tesis de grado de ingeniería, Universitat Politècnica de Catalunya, Barcelona.
- Raisz, E., 1957. Landforms of New Mexico.
- Ramírez-Espinoza, J., Campa-Uranga, M.F., Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 1991. Caracterización de los arcos insulares de la Sierra Madre del Sur y sus implicaciones tectónicas. Congreso Evolución Geológica de México, Sociedad Mexicana de Mineralogía, Instituto de Geología, UNAM, Memorias, pp. 163-166.
- RAMOS, L., J. A., 2002. Validación de mapas de vulnerabilidad acuífera e impacto ambiental: Caso Río Turbio, Guanajuato. Tesis de Doctorado en Ciencias, DGEP-UNAM, 106 pp
- Reid, A. y otros, 1990. Magnetic interpretations in three dimensions using Euler deconvolution. *Geophysics*, Volumen 55, pp. 80-91.
- Reynolds, John. 2011. *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. 2nd Edition, Wiley.
- Robinson, R., Pantoja-Alor, J., 1968. Tremadocian trilobites from Nochixtlan región, Oaxaca, Mexico. *J. Paleontol.* 42, 767-800.
- Rodríguez Escobar, Fernando. 2009. «Posicionamiento diferencial GPS y transformaciones de coordenadas para el proyecto Pumagua en C. U.» 132.248.52.100:8080/xmlui/handle/132.248.52.100/1069.
- Romero-Navarro, M.A., Pacheco-Martínez, J., Ortiz-Lozano, J.A., Zermeño-de-Leon, M.E., Araiza-Garaygordobil, G., Mendoza-Otero, E., 2010. Land subsidence of the Aguascalientes Valley, México: historical review and present situation. *L. Subsid. Assoc. Hazards Role Nat. Resour. Dev.* 2010 (339), 17–22.
- Ross, M., Scotese, C., 1988. A hierarchical tectonic model of the Gulf of Mexico and Caribbean region. *Tectonophysics* 155, 139-168.
- Sánchez-Zavala, J.L., Centeno-García, E., Ortega-Gutiérrez, F., 1999. Review of Paleozoic Stratigraphy of Mexico and its Role in the Gondwana-Laurentia Connections. In: Ramos, V.A., Keppie, J.D. (Eds), *Laurentia-Gondwana Connections before Pangea*, Geological Society of America Special Paper vol. 336, pp. 211-226.
- Santoyo, V. E., Ovando S. E., Mooser, F., León P., E. 2005. Síntesis geotécnica de la Cuenca de México, TGC, Geotecnia: México.
- Scott, R.F. (1979). Subsidence – A review. En: Saxena, S.K. (ed.). *Evaluation and prediction of subsidence*. Proc. of the Int. Conf., Pensacola Beach, Florida, January 1978, Am. Soc. Civil Eng., New York, 1-25.

- Silver, I., T., Anderson, T. H., Ortega-Gutiérrez, F., 1994. The “thousand million year” orogeny in eastern and southern Mexico. *Geol. Soc. Am. Abstr. Programs* 26 (7), 48.
- Solari, I., A., Keppie, J.D., Ortega-Gutiérrez, F., Cameron, K.F., López, R., Hames, W.E., 2003. 990 and 1100 Ma Grenvillian tectonothermal events in the northern Oaxacan Complex, southern Mexico: roots of an orogen. *Tectonophysics* 365, 257-282.
- Sour-Tovar, F., 1990. Comunidades cámbrico-ordovícicas de la Formación Tiñu, en el área de Santiago Ixtaltepec, Oaxaca. Implicaciones paleoambientales y paleogeográficas. *Rev. Soc. Mex. Paleontol.* 3, 7-23.
- Spector, A. & Grant, F., 1970. Statistical models for interpreting aeromagnetic data. *Geophysics*, Volumen 35, pp. 293-302.
- Stewart, J.H., 1978. 1: Basin-range structure in western North America: A review, in: *Geological Society of America Memoirs*. Geological Society of America, pp. 1–32. <https://doi.org/10.1130/MEM152-p1>.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., Johnson, C.A., 1992, Active faults and state of stress in the central part of the Trans-Mexican volcanic belt, Mexico, 1. The Venta de Bravo fault: *Journal of Geophysical Research*, 97, 11983-11993.
- Suter, M., Quintero-Legorreta, O., López-Martínez, M., Aguirre-Díaz, G., Farrar, E. 1995a, The Acambay graben: Active intra-arc extension in the trans-Mexican Volcanic belt, Mexico: *Tectonics*, 14, 1,245-1,262. Suter, M., Carrillo-Martínez, M., López-Martínez, M., Farrar, E., 1995b, The Aljibes half-graben -Active extensión at the boundary between the trans-Mexican volcanic belt and the Basin and Range province, México: *Geological Society of America Bulletin*, 107, 627-641.
- Suter, M., López-Martínez, M., Quintero-Legorreta, O., CarrilloMartínez, M., 2001, Quaternary intra-arc extension in the central Trans-Mexican Volcanic Belt: *Geological Society of America Bulletin*, 113, 693-703.
- («WRI Ross Centro para Ciudades Sustentables | WRI Mexico» s. f.)
- Talavera-Mendoza, O., Ramírez-Espinoza, J., Guerrero-Suástegui, M., 1995. Petrology and geochemistry of the Teloloapan Subterranean: a lower Cretaceous evolved intra-oceanic island arc. *Geofis. Int.* 34, 3-22.
- Talavera-Mendoza, O., Guerrero-Suástegui, M., 2000. Geochemistry and isotopic composition of the Guerrero Terrane (western Mexico): implication for the tectono-magmatic evolution of southwestern North America during the Late Mesozoic. *J. S. Am. Earth Sci.* 13, 297-324.
- Talavera-Mendoza, O., Ruiz, J., Gehrels, G.E., Valencia, V.A., Centeno-García, E., 2007. Detrital zircon U/Pb geochronology of southern Guerrero and western Mixteca arc successions (southern Mexico): new insights for the tectonic

evolution of the southwestern North America during the late Mesozoic. *Geol. Soc. Am. Bull.* 119, 1052-1065.

Tardy, M., Lapierre, H., Freydier, C., Coulon, C., Gill, J.B., Mercier De Lépinay, B., Beck, C., Martínez, J., Talavera-Mendoza, O., Ortiz, E., Stein, G., Bourdier, J.L., Yta, M., 1994. The Guerrero suspect terrane (western Mexico) and coeval arc terranes (the Greater Antilles and the Western Cordillera of Colombia): a late Mesozoic intra-oceanic arc accreted to cratonal America during the Cretaceous. *Tectonophysics* 230, 49-73.

Thompson, D. T., 1982. A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data. *Geophysics*, Volumen 47, pp. 31-37.

Tomás, R. (2009). Estudio de la ciudad de Murcia mediante Interferometría SAR diferencial avanzada. Tesis doctoral. Universidad de Alicante. 480 pp.

Van Stempvoort, D., L., Ewert and L. Wassenaar, 1995. AVI: A method for Groundwater Protection Mapping in the Praire Province of Canada. PPWB Report No. 114, National Hydrology Research Institute, Saskatoon Saskatchewan, Canada.

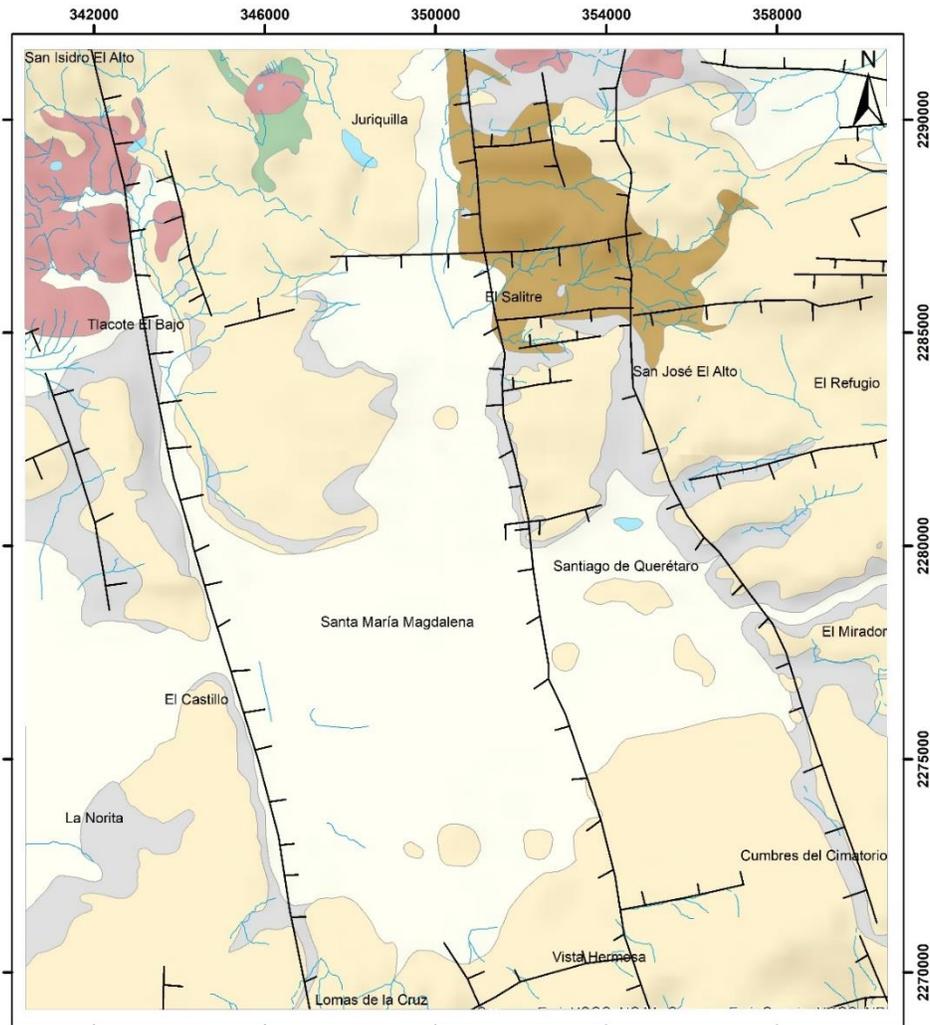
Verduzco, B., Fairhead, F., Green, C. & and MacKenzie, C., 2004. New insights into magnetic derivatives or structural mapping. *The Leading Edge*, Volumen 23, pp. 116-119.

Geografía (INEGI), Instituto Nacional de Estadística y. 2010. «Censo de Población y Vivienda 2010». INEGI. 2010. <https://www.inegi.org.mx/programas/ccpv/2010/>.

«WRI Ross Centro para Ciudades Sustentables | WRI Mexico». s. f. Accedido 5 de agosto de 2019. <https://wrimexico.org/our-work/topics/sustainable-cities>.

ANEXO 1

Mapa Geológico del Valle de Querétaro

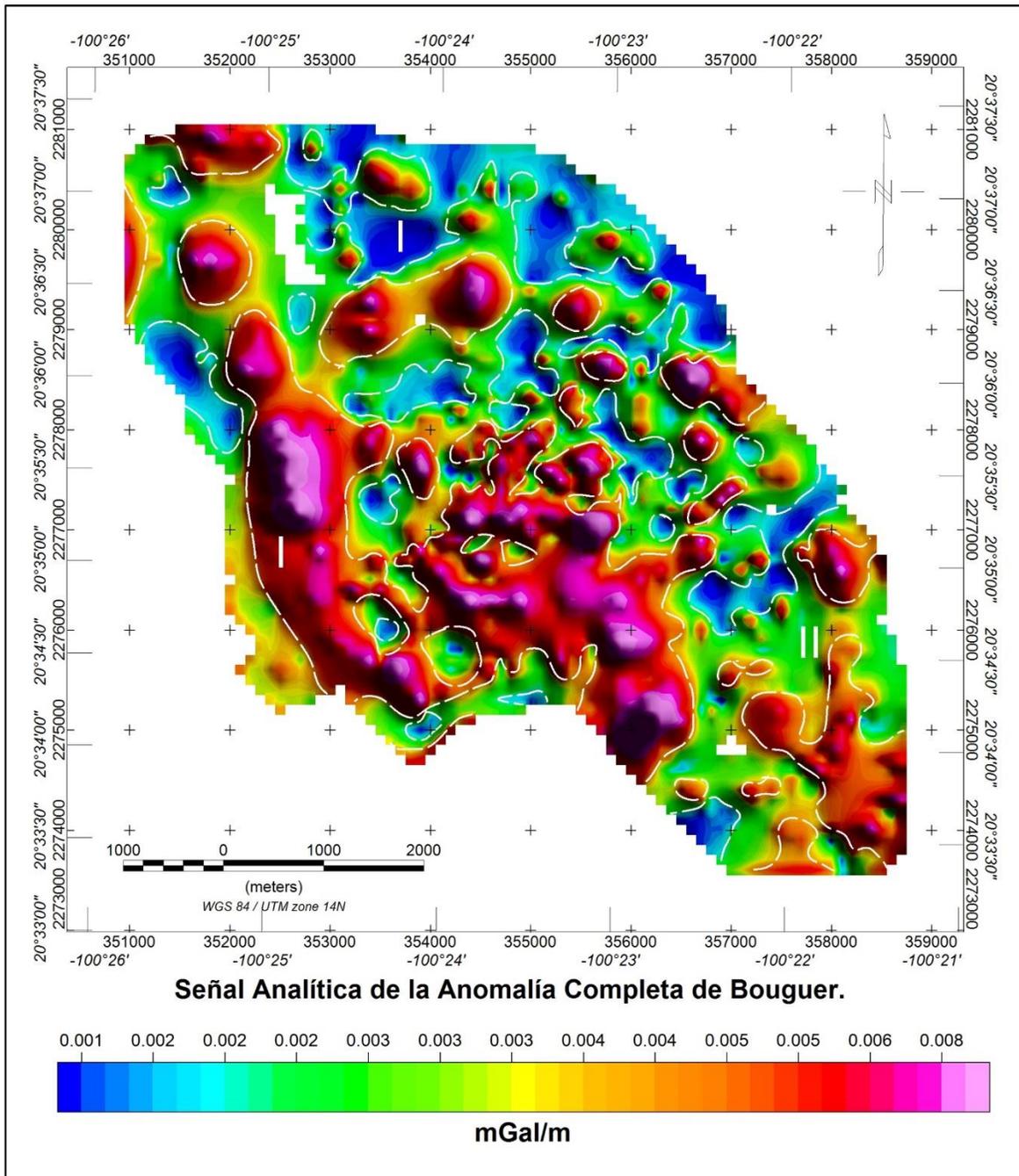


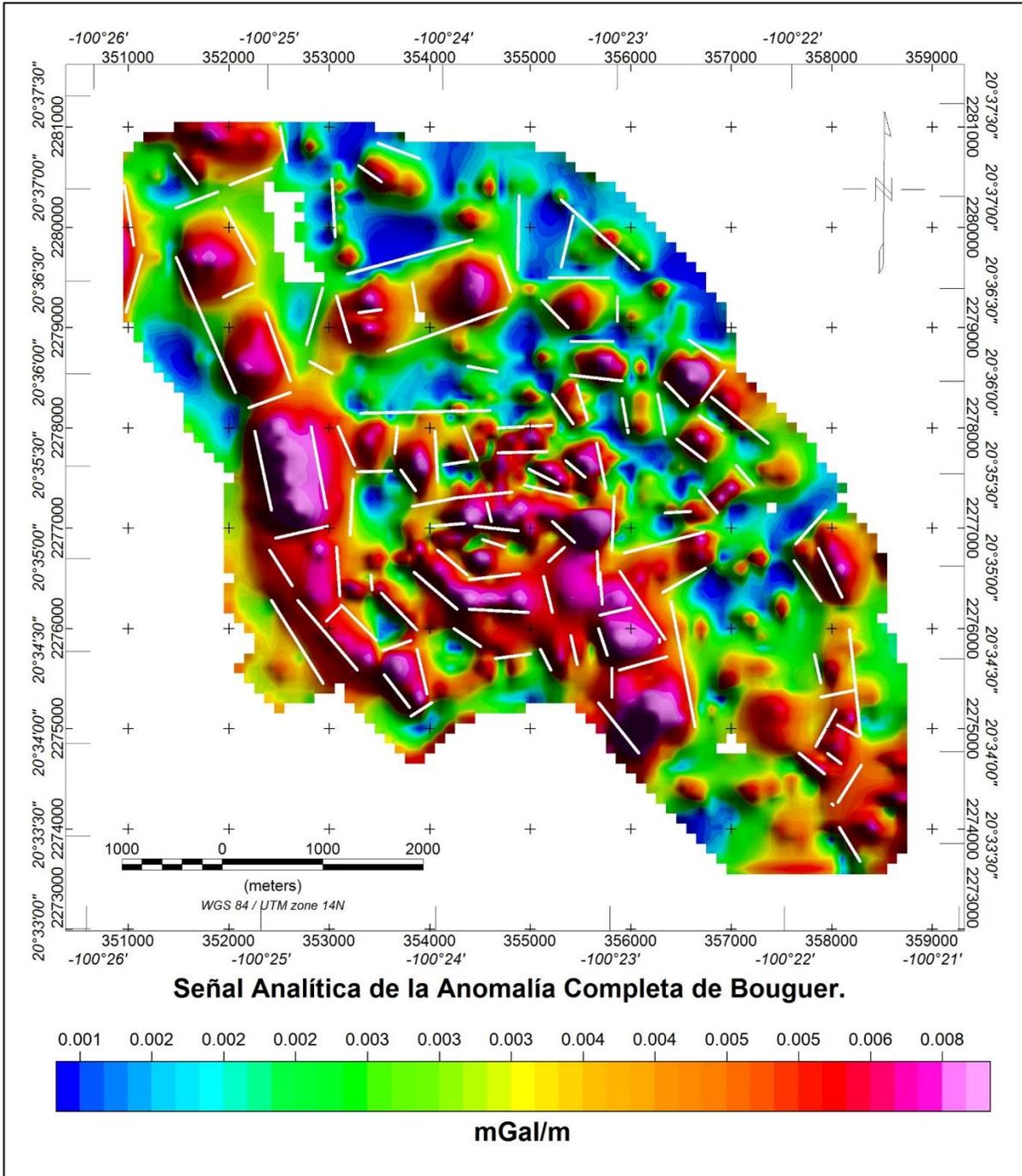
Clave	Leyenda
<ul style="list-style-type: none"> Ki Cz Ar Tmi V Tmt AB Tn Ar Cg To AB Tom Py Lac 	<ul style="list-style-type: none"> Fallas Corriente de agua Cuerpo de agua

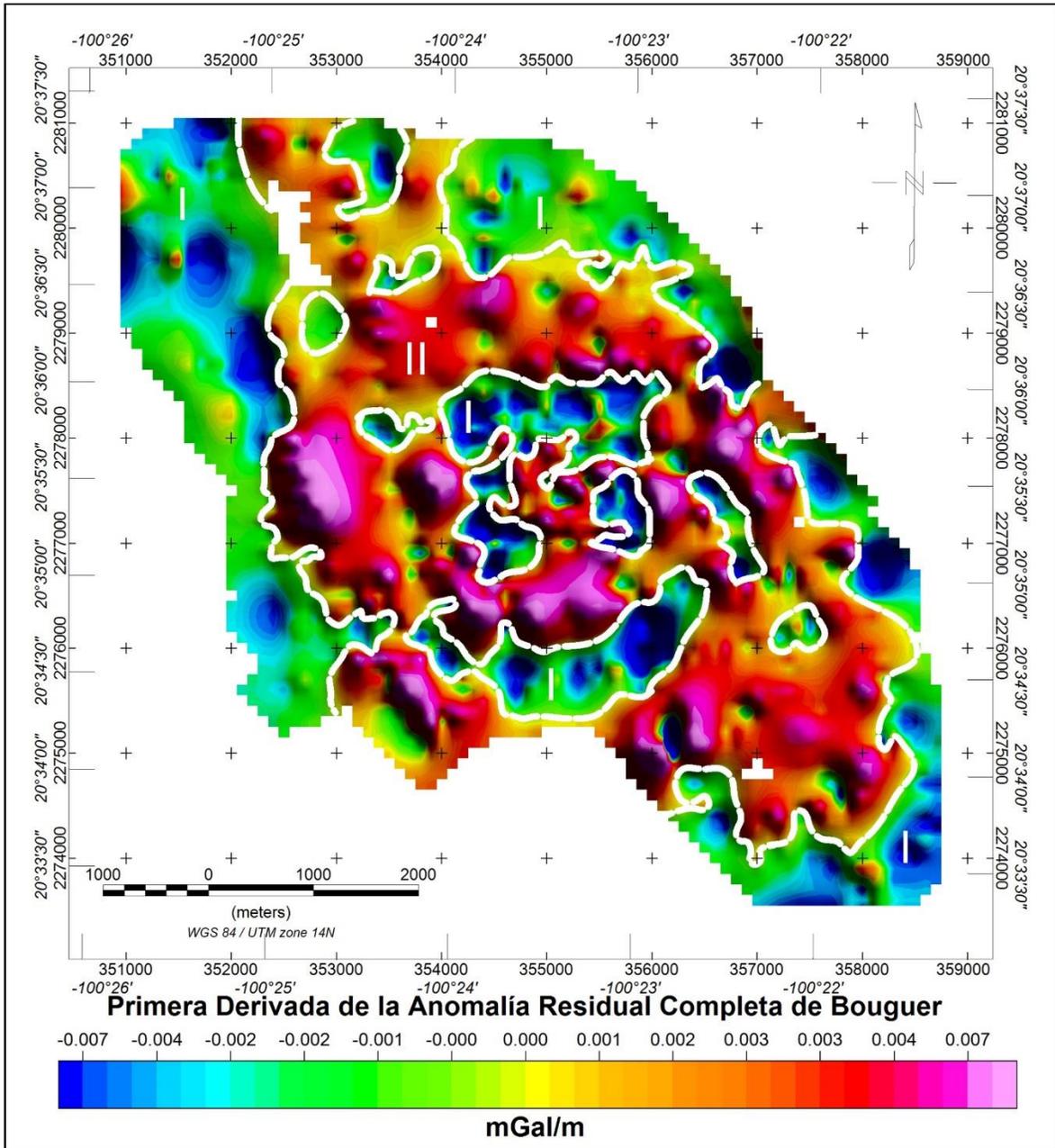


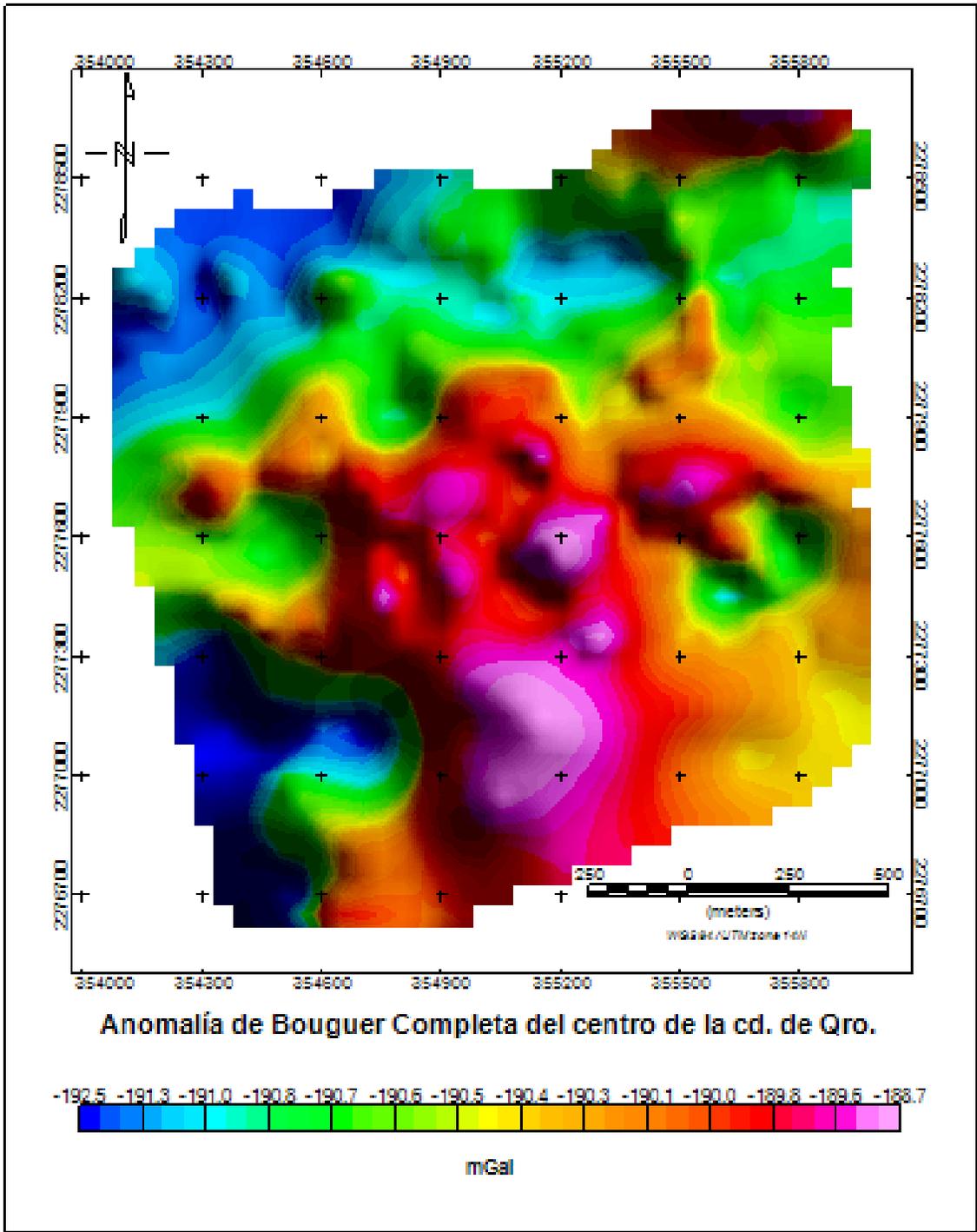
ANEXO 2

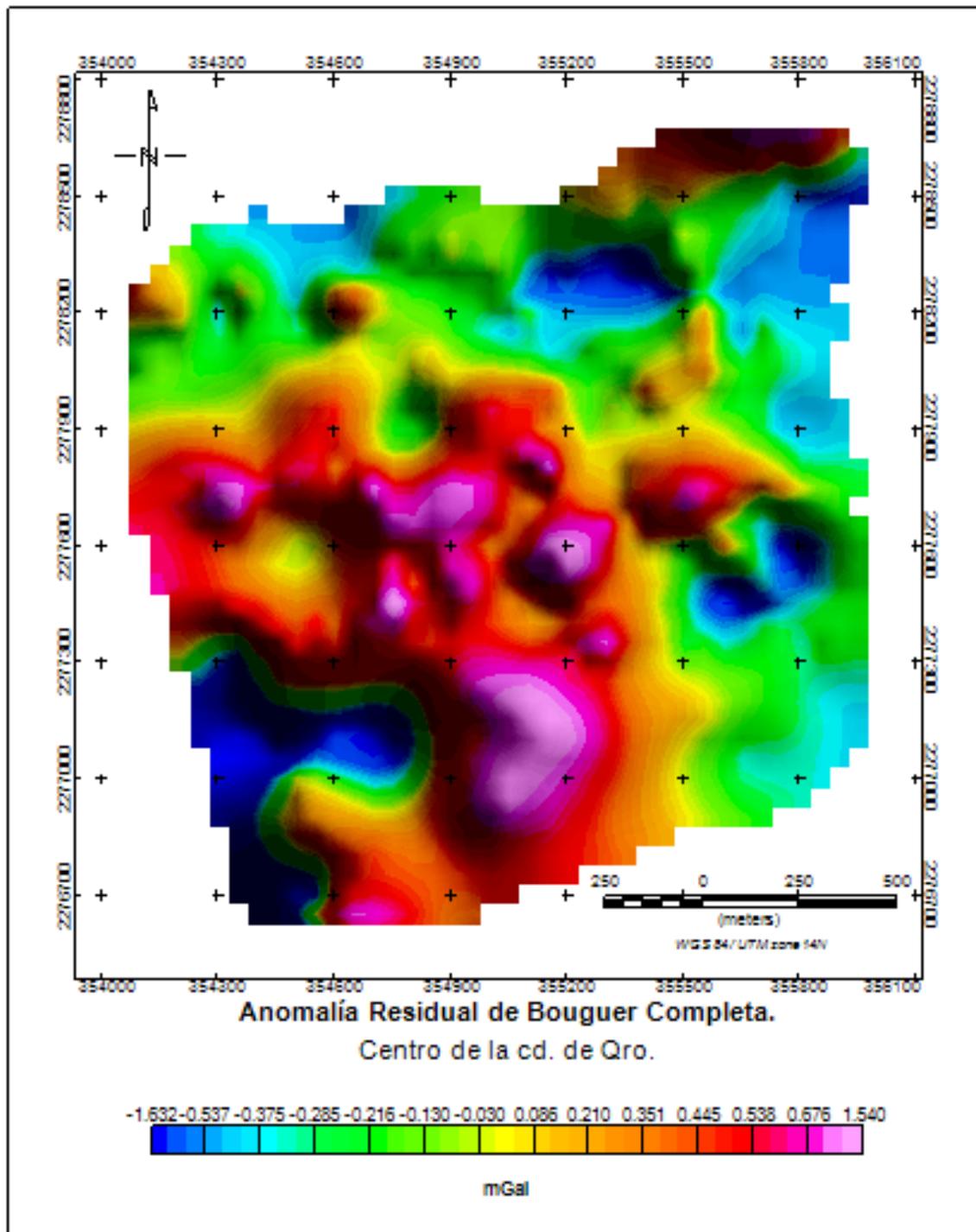
Mapas Gravimétricos

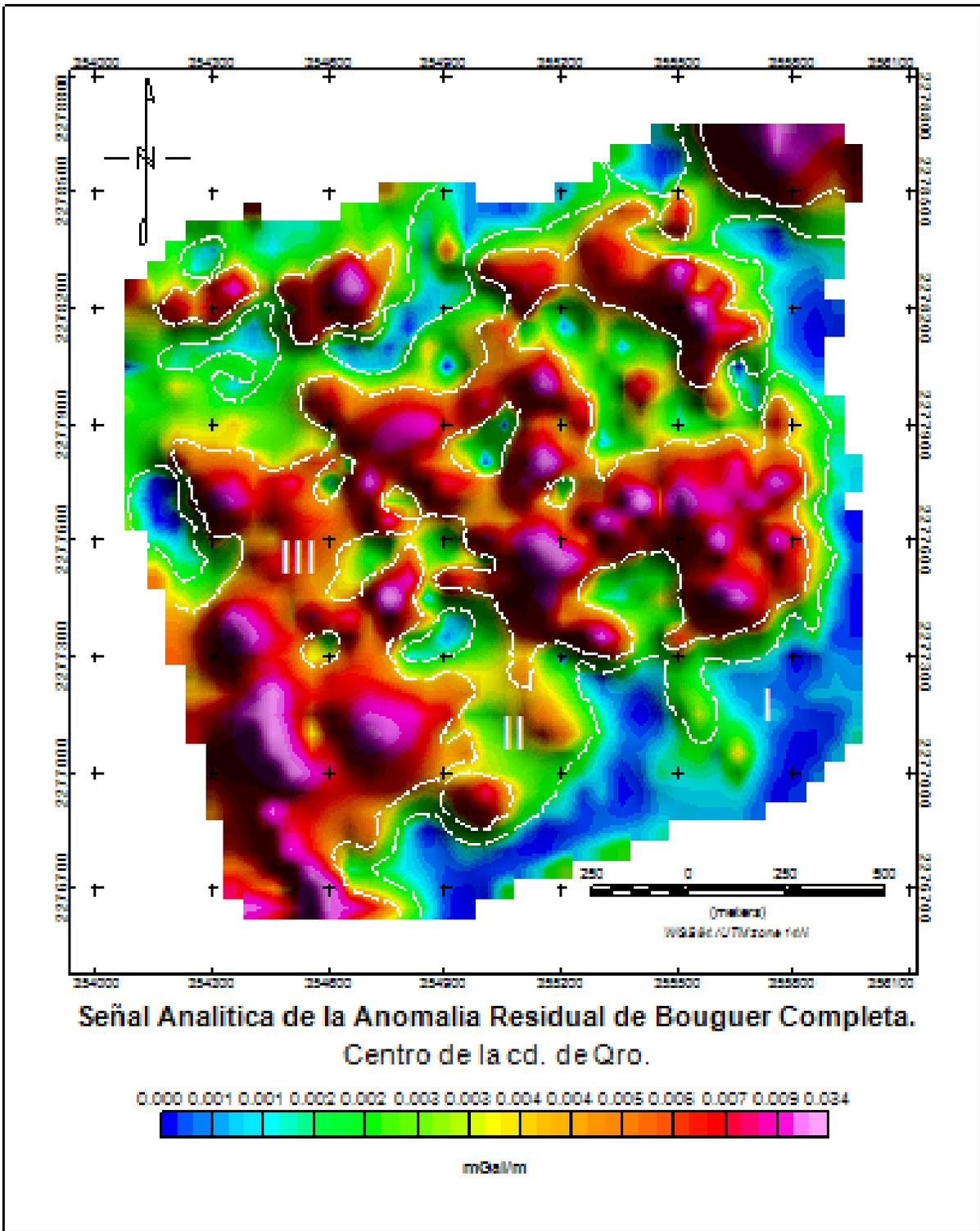


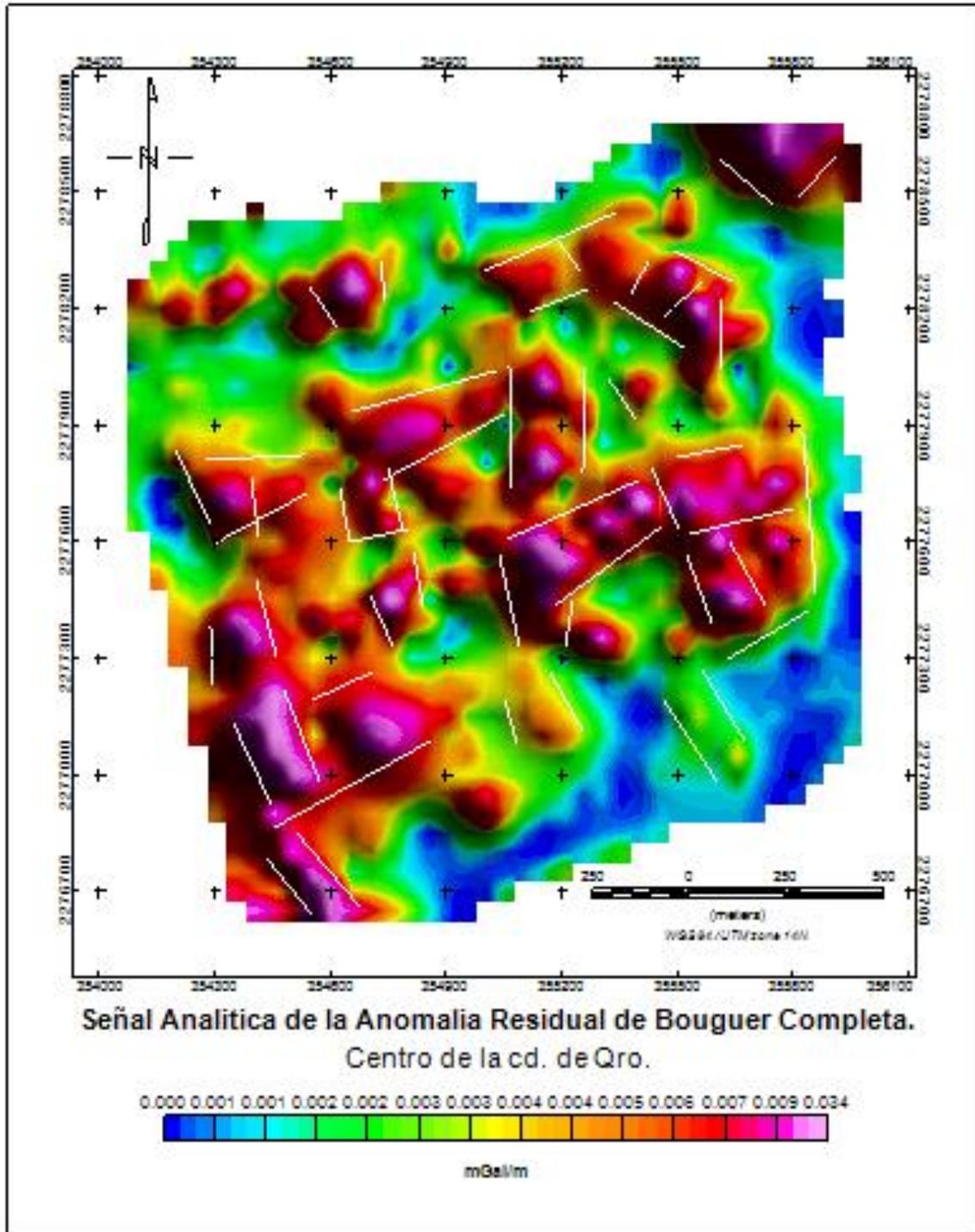


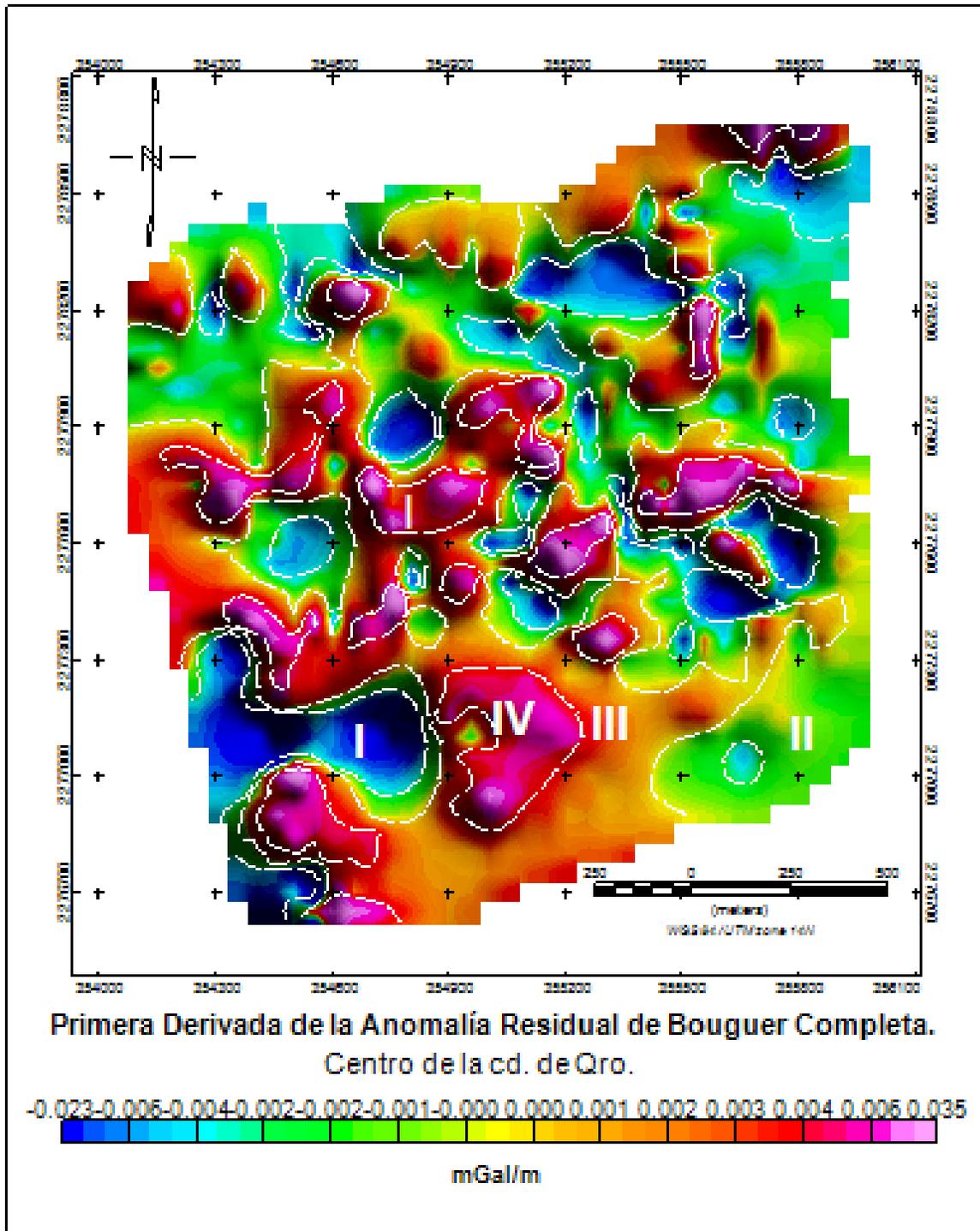


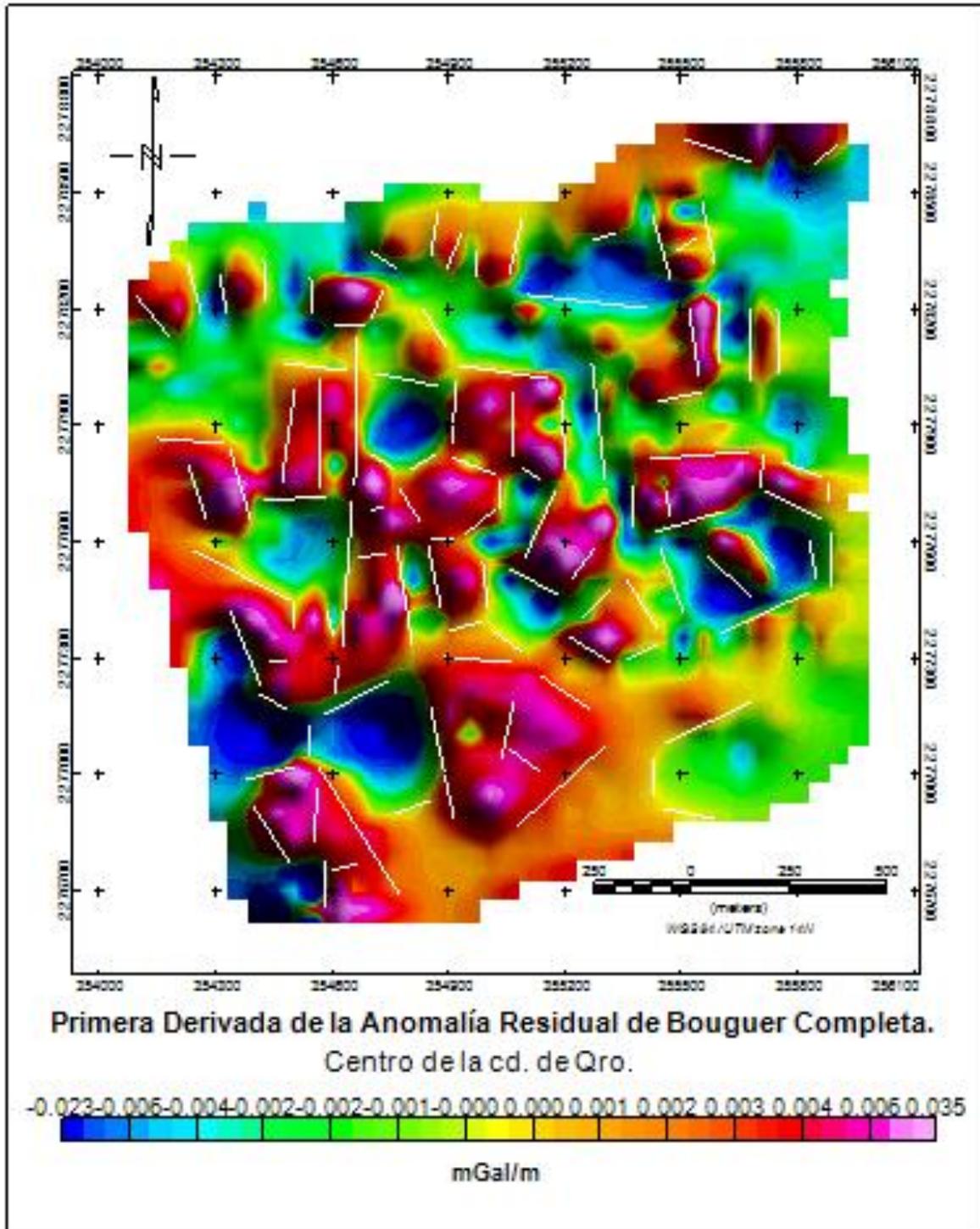






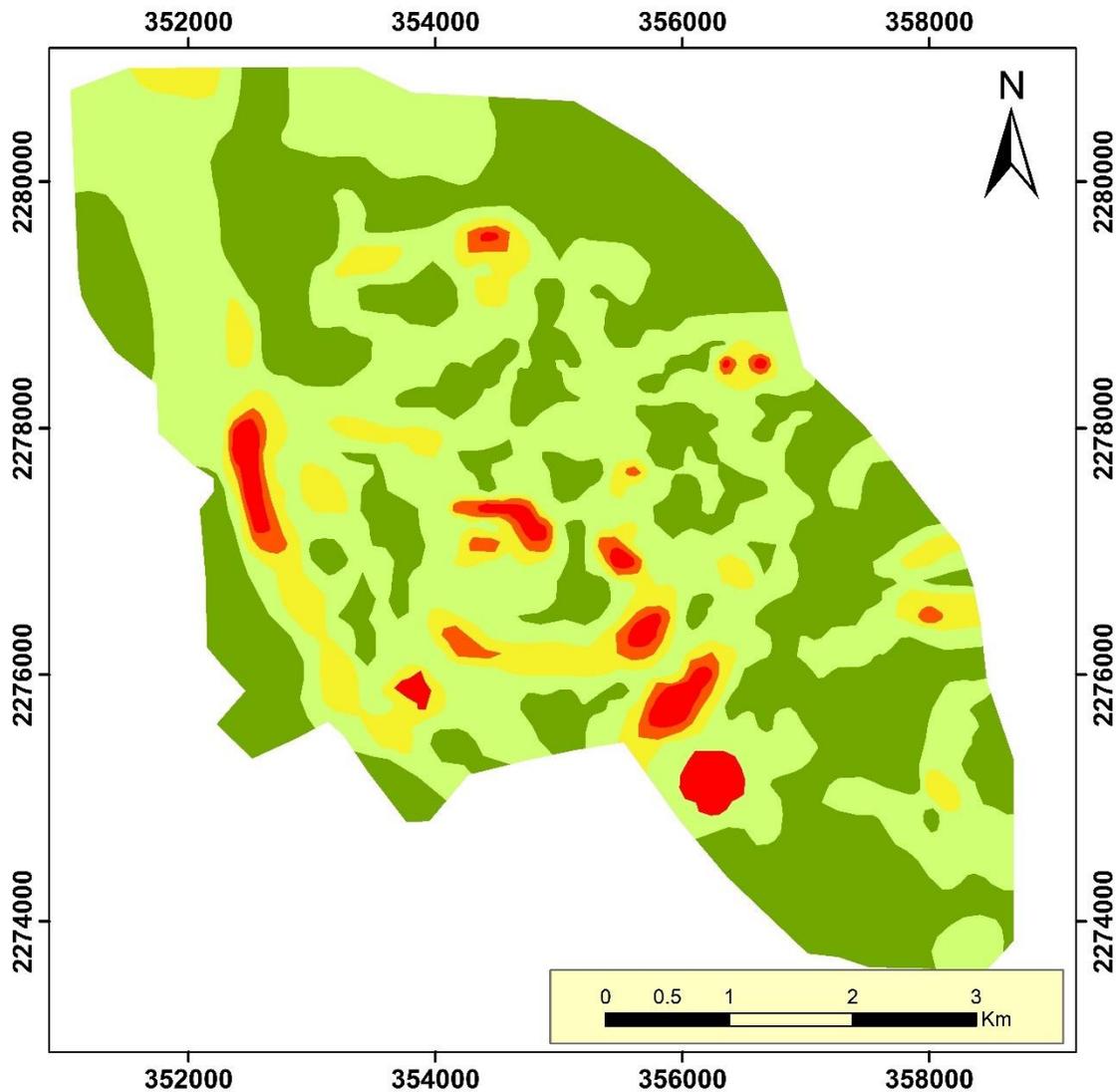






ANEXO 3

Parámetros para mapa de riesgo

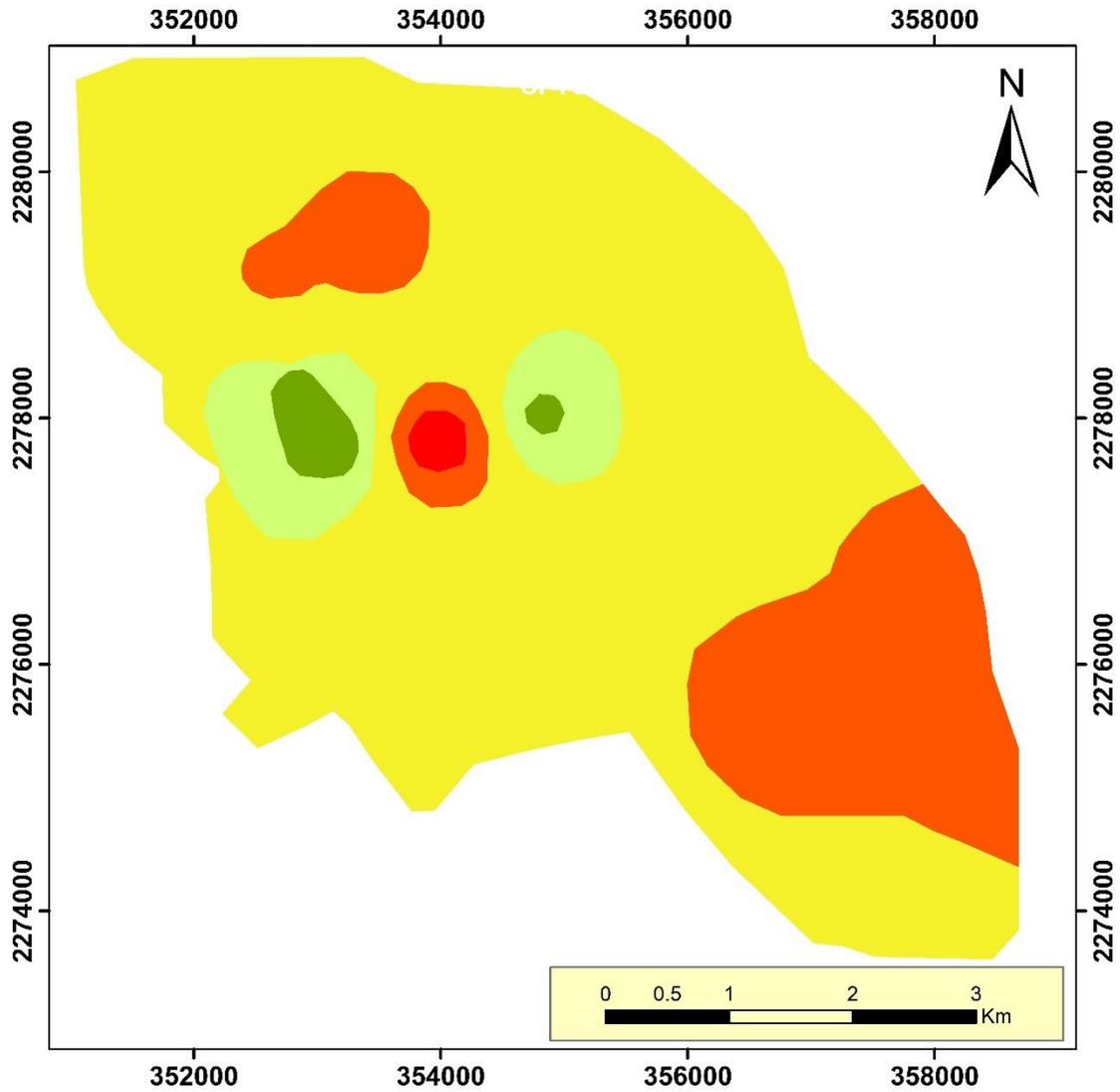


**Parámetro 1: Gravimetría
(Gradiente Horizontal)**

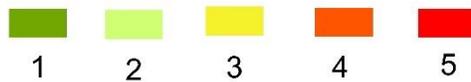


Primer Parámetro para
Mapa de Riesgo de Subsistencia
Ciudad de Queretaro

Sistema de Coordenadas WGS 1984 UTM Zona 14N

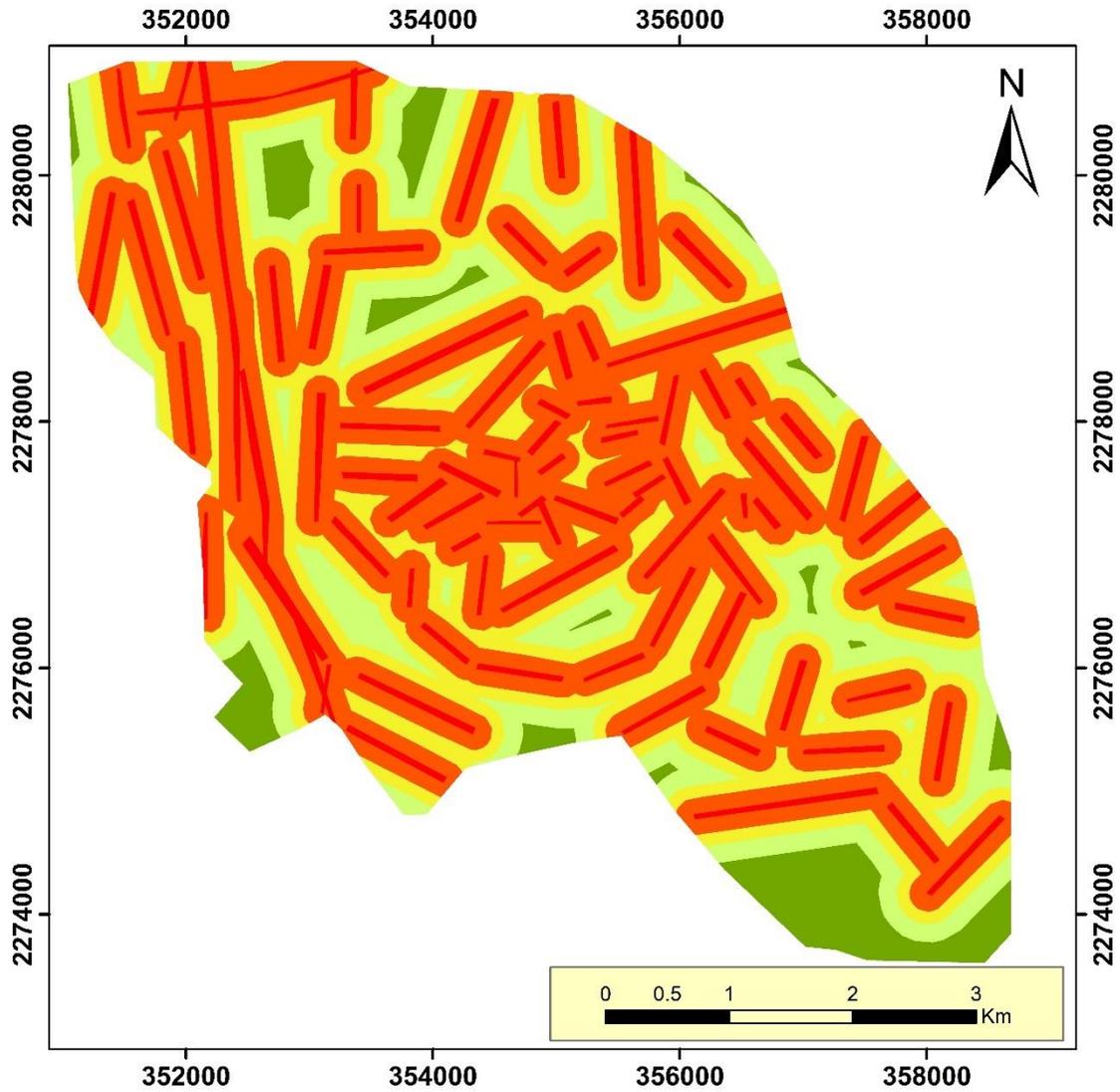


Parámetro 2: Nivel estático

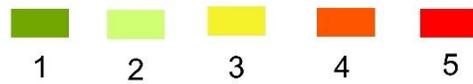


Segundo Parámetro para
 Mapa de Riesgo de Subsistencia
 Ciudad de Queretaro

Sistema de Coordenadas WGS 1984 UTM Zona 14N

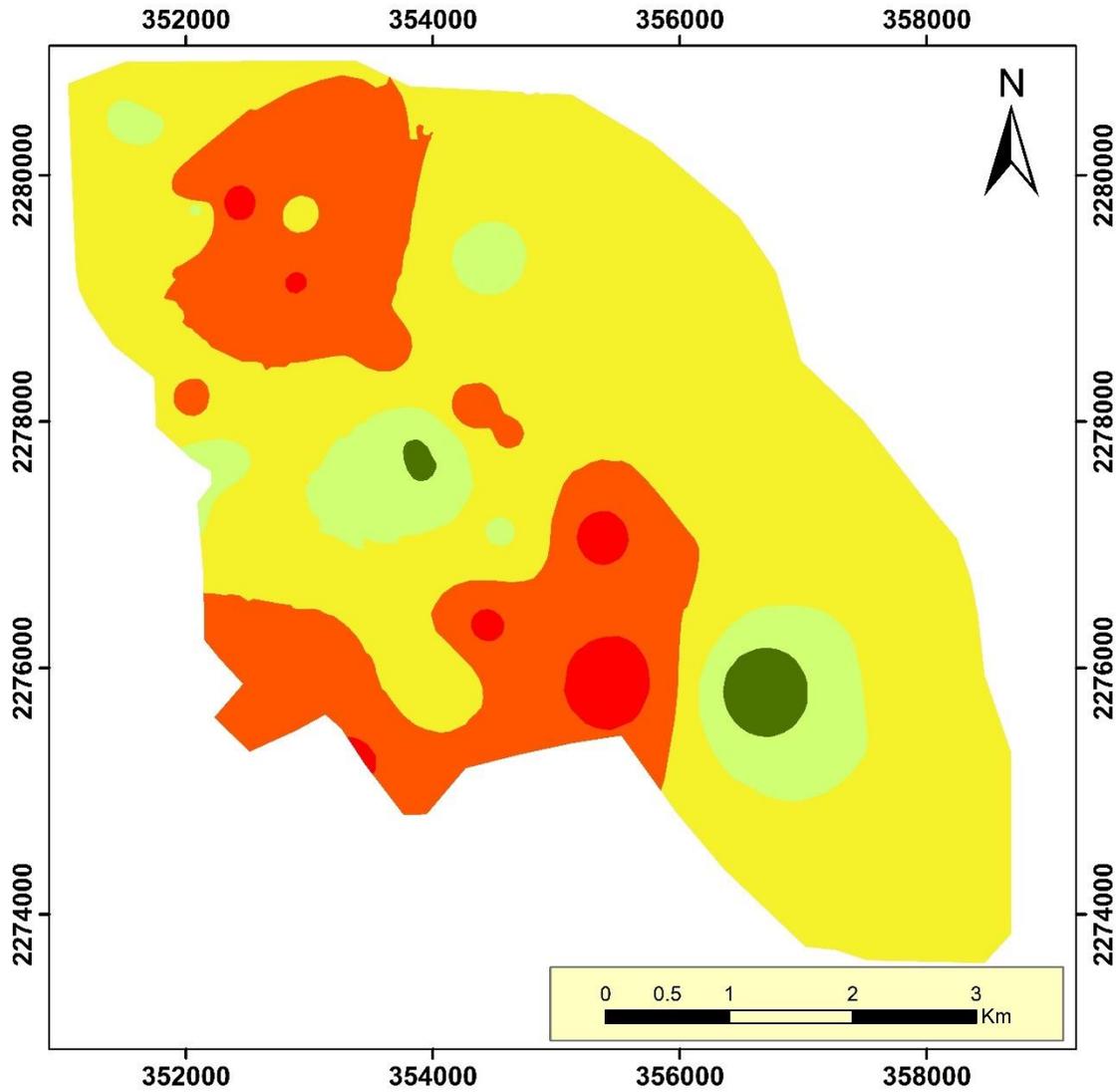


Parámetro 3: Lineamientos

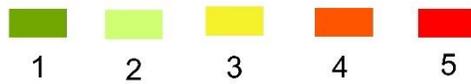


Tercer Parámetro para
 Mapa de Riesgo de Subsidencia
 Ciudad de Queretaro

Sistema de Coordenadas WGS 1984 UTM Zona 14N



Parámetro 4: Grosor de sedimentos.



Cuarto Parámetro para
 Mapa de Riesgo de Subsistencia
 Ciudad de Queretaro
 Sistema de Coordenadas WGS 1984 UTM Zona 14N