



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA
DE MEXICO
Centro de Geociencias
Posgrado en ciencias de la tierra



MODELO DE SUBSIDENCIA DEL VALLE DE QUERÉTARO Y PREDICCIÓN DE AGRIETAMIENTOS SUPERFICIALES.

TESIS

Que como parte de los requisitos para obtener el grado de:

DOCTOR EN CIENCIAS DE LA TIERRA (EXPLORACIÓN)

Presenta:

JESÚS PACHECO MARTÍNEZ

Dirigida por:

DR. JORGE ARTURO ARZATE FLORES

**Centro de Geociencias, UNAM campus Juriquilla, Querétaro, Agosto del 2007,
México**



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

DEDICATORIAS

Con todo el amor que se es capaz de dar... a Lili, Isaac y Juliana...

A mi “aguelita yiya”

AGRADECIMIENTOS

¡Dios mío gracias!

Con todo mi corazón a mi madre... Gracias Gollita por apoyarme incondicionalmente en todo lo que he hecho... Eres mi ejemplo para salir adelante en los momentos de trabajo, presión y sacrificio.

A Lili... Muchas gracias por tu paciencia, comprensión, consuelo y apoyo en esta etapa de nuestra vida... gracias amor.

A mi tutor... Muchas gracias Jorge... Gracias por dejarme aprender a tu lado más que cuestiones académicas... Muchas gracias amigo.

De forma muy especial al Dr. Moisés Arroyo, mi maestro dentro y fuera de las aulas... Muchas gracias por introducirme al ambiente académico y de investigación.

Agradezco al Dr. Eduardo Rojas el tiempo dedicado a la revisión de este trabajo... muchas gracias por sus valiosos comentarios.

A mi comité de grado: Dr. Jorge Arzate, Dr. Moisés Arroyo, Dr. Sevolod Yutsis, Dr. Mario Eduardo Zermeño, Dr. Gerardo Aguirre, Dr. Jorge Aranda, Dr. Gabriel Auvinet... Gracias por sus comentarios los cuales sirvieron para la mejora de este trabajo... Les agradezco su disposición y tiempo dedicado. A todos muchas gracias.

Al Dr. Rafael Urzúa, Maestro Mario Andrade y Dr. Mario Zermeño, todos ellos funcionarios y profesores de la UAA... gracias por el apoyo y la ayuda recibida... Gracias por recibirme en su grupo de trabajo y por las facilidades que otorgadas para la elaboración de este documento.

Al maestro EMO por “descubrirme” y brindarme su amistad... Gracias EMO por la ayuda recibida, por las incontables horas de agradable discusión académica y no académica.

A mis amigos Ienisei Peña, Antonio del Rosal, Gil Ochoa, William Herrera, todos ellos estudiantes del centro de geociencias y del posgrado de la facultad de ingeniería de la UAQ. Gracias por la ayuda en la adquisición de los datos de campo... muchas gracias por su amistad.

Con mucho cariño a mis amigos del posgrado: Norma Cervantes, Martín Hernández, Rodolfo Díaz, Oscar Dávalos.

A todos los profesores del posgrado con los cuales tuve la fortuna de interactuar, gracias por permitirme aprender un poco de todos ustedes... Gracias Román, gracias Harald.

Marta te agradezco el apoyo recibido en toda la cuestión de los trámites escolares... gracias por tu disposición y paciencia. Gracias Sol por tu ayuda en mis “apariciones” por la biblioteca. Gracias Lupita Hernández, Juanita, Dionisio, por las facilidades otorgadas en los asuntos administrativos.

Gracias “Moi”, “Barni”, “Rayo”, Edilberto por facilitarme las salidas a campo y mi estancia en el Campus.

Quiero agradecer al CONACYT por la beca otorgada para los primeros tres años de la etapa predoctoral, y a la Universidad Autónoma de Aguascalientes por la beca recibida para la etapa de preparación del examen predoctoral.

INDICE

CAPÍTULO I. INTRODUCCIÓN	Página
1.1 Objetivos	2
1.2 Metodología empleada.	2
1.3 Plan de trabajo desarrollado	3
CAPÍTULO II. ANTECEDENTES	
2.1 Introducción	5
2.2 Estado del arte que guarda las investigaciones sobre subsidencia.	7
2.2.1 Modelado analítico y numérico de hundimientos	7
2.2.2 Mecanismos de generación de agrietamientos	10
2.2.3 Predicción de agrietamientos	16
2.2.4 Técnicas de monitoreo de hundimientos	18
2.3 Aplicación de los métodos geofísicos en problemas de subsidencia	22
2.4 Discusión y comentarios	24
CAPÍTULO III. CONSIDERACIONES SIMPLIFICADORAS E HIPÓTESIS GENERALES	
3.1 Fenomenología de generación de hundimientos superficiales por extracción del agua del subsuelo.	29
3.2 Efecto de la escala en que se desarrolla el fenómeno.	32
3.3 Tiempo del desarrollo del fenómeno	33
3.4 Sobre el mecanismo de generación de agrietamientos.	33
3.5 Sobre las fuerzas que intervienen en el fenómeno de subsidencia y generación de agrietamientos.	36
3.6 Sobre la reología del material que conforma al acuífero.	36
3.7 Hipótesis generales.	37
CAPÍTULO IV. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFÍSICOS.	
4.1 Datos gravimétricos	39
4.2 Datos magnéticos	41
4.3 Datos sísmicos.	42
4.4 Discusión y comentarios	45
CAPÍTULO V. INFORMACION GEOFÍSICA Y GEOLOGICA DEL VALLE DE QUERÉTARO	
5.1 Introducción	47
5.2 Geología del valle de Querétaro	47
5.3 Geofísica regional del valle de Querétaro	53
5.3.1 Gravimetría	54
5.3.2 Magnetometría.	63
5.4 Caracterización geofísica de las zonas de agrietamiento.	67

5.4.1 Gravimetría.	67
5.4.2 Magnetometría.	81
5.4.3 Refracción sísmica.	83
5.5 Modelado 2D de los datos gravimétricos.	85
5.6 Geometría 3D del basamento del acuífero superficial granular.	94
5.7 Discusión y comentarios.	99
CAPÍTULO VI. MONITOREO DE LA SUBSIDENCIA DEL VALLE DE QUERÉTARO	
6.1 Introducción	110
6.2 Levantamiento de agrietamientos	113
6.3 Nivelaciones topográficas	119
6.4 Discusión y comentarios.	123
CAPÍTULO VII. PROPUESTA DE MODELOS DE SUBSIDENCIA Y GENERACIÓN DE AGRIETAMIENTOS.	
7.1 Introducción	126
7.2 Fuerzas actuantes en el proceso de subsidencia.	127
7.3 Modelo de hundimientos por pérdida de la sustentación hidráulica.	138
7.4 Modelos conceptuales de la generación de agrietamientos	141
7.5 Discusión y comentarios.	149
CAPÍTULO VIII. SIMULACIÓN NUMÉRICA	
8.1 Consideraciones y limitaciones	151
8.2 Resultados de la simulación de la subsidencia del valle de Querétaro	158
8.3 Simulación 2D de los sitios de calibración.	167
8.4 Simulación 2D con Elementos Finitos de secciones sintéticas de generación de agrietamientos.	174
8.5 Discusión de resultados y comentarios.	179
CAPÍTULO IX. CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS	
9.1 Resultados generales	182
9.2 Conclusiones generales	183
9.3 Perspectivas	185
ANEXOS	
A) Fundamentos teóricos de los métodos geofísicos empleados	187
B) Listado del programa para calcular la anomalía simple de Bouguer	213
C) Listado del programa para calcular la anomalía completa de Bouguer.	215
D) Listado del programa para calcular la densidad de acuerdo con Nettleton (1976)	217
E) Litología de pozos empleados para la determinación del lecho rocoso del acuífero superficial.	219
REFERENCIAS	225

RESUMEN.

En el valle de Querétaro, al igual que otras regiones del territorio nacional y del mundo con condiciones hidrogeológicas similares, se ha desarrollado un fenómeno asociado a la sobreexplotación del agua subterránea de acuíferos granulares compuestos por depósitos aluviales y lacustres del cuaternario. A este fenómeno se le ha llamado subsidencia y se caracteriza por la generación de hundimientos y fracturamientos superficiales.

Los agrietamientos asociados a la subsidencia causan grandes pérdidas económicas por la afectación a la infraestructura urbana que ha edificado sobre su traza. Uno de los grandes problemas para los encargados de la planificación del desarrollo y crecimiento urbano en zonas de subsidencia, es el de definir las zonas futuras de fracturamiento para evitarlas o darles otro uso dentro de los planes de desarrollo.

En la actualidad no hay una metodología para predecir las zonas de fracturamiento asociados a la subsidencia, que sea económicamente factible y que arroje elementos para la toma de decisiones en cuestiones de planificación urbana. En este trabajo se presenta una metodología para definir los sitios con las condiciones geohidrológicas para que se desarrollen dichos agrietamientos. La metodología fue desarrollada desde un enfoque multidisciplinario, integrando elementos de geofísica, geología, geotecnia, geohidrología y simulación numérica.

La metodología fue desarrollada a partir del análisis y estudio del fenómeno en el valle de Querétaro, sin embargo es posible aplicarla en otros lugares con condiciones hidrogeológicas similares. En una primera etapa se estudió la fenomenología del proceso de subsidencia y las teorías más aceptadas sobre el mecanismo de la generación de los fracturamientos asociados. Esta primera etapa condujo a la propuesta de los conceptos de “peso volumétrico aparente” e “incremento aparente del peso volumétrico” los cuales simplifican la simulación del proceso de subsidencia para acuíferos libres granulares.

Una segunda etapa de este trabajo consistió en determinar, con base en la fenomenología de la subsidencia y en mediciones con diferentes métodos geofísicos sobre agrietamientos ya identificados en el valle, que método geofísico de exploración aportaba más y mejores elementos para la solución del problema. En esta etapa del trabajo se identificó al método gravimétrico como el proporcionó más elementos para el entendimiento y estudio del problema. Además su rápida implementación, así como la posibilidad de hacer mediciones aún dentro de la zona urbana del valle, hizo que se decidiera por esta herramienta para abordar el problema.

Con base en las mediciones gravimétricas e información litológica de pozos, se elaboró un modelo del subsuelo del valle, en el cual se definió la topografía del piso rocoso subyacente a los rellenos granulares que forman el acuífero superficial granular que se está deformando. Este modelo geométrico del piso rocoso se usó como condiciones de frontera en una simulación del proceso de subsidencia del valle. Las características geomecánicas de los rellenos fueron determinadas con el método sísmico de exploración. Además de la simulación del proceso de subsidencia de todo el valle, se hizo un análisis con elementos finitos de la deformación y de los esfuerzos de varias secciones 2D del acuífero en las

zonas de fracturamientos, elaboradas a partir de un modelado de los datos gravimétricos. Los resultados de la simulación de la subsidencia del valle y del análisis de deformaciones y esfuerzos, muestran que los agrietamientos se asocian a las zonas donde se presentan hundimientos diferenciales los cuales generan esfuerzos de tensión horizontal en la masa de rellenos granulares.

De las mediciones de gravimetría sobre los fracturamientos del valle de Querétaro se observó que existe una asociación espacial entre los máximos locales del gradiente horizontal de la anomalía y los agrietamientos. Con base en esta relación se propuso el uso del gradiente de la anomalía gravimétrica como una herramienta para identificar de una forma cualitativa las zonas con potencial para que se desarrollen fracturamientos.

Finalmente se formuló la metodología para identificar espacialmente los sitios propensos a que se generen nuevos agrietamientos, integrando los trabajos de simulación, análisis de esfuerzos y deformaciones, y los mapas del gradiente de la anomalía gravimétrica. La metodología permite definir las zonas con el mayor potencial para que los fracturamientos se desarrollen.

CAPÍTULO 1 INTRODUCCION

La sobreexplotación de un sistema acuífero de una cuenca sedimentaria que contiene rellenos granulares con potencial de ser consolidados, tiene como consecuencia la generación de hundimientos graduales del suelo. En la literatura este fenómeno es conocido como subsidencia por extracción de agua subterránea.

Debido a que la magnitud de los hundimientos puede ser de solo unos cuantos centímetros por año, y a que afectan superficies muy extensas (del orden de varios kilómetros cuadrados) éstos son casi imperceptibles, sin embargo al cabo de algunos años tienden a generar problemas tales como cambios en el drenaje natural del área que se hunde. Asociado a los hundimientos se puede presentar un fenómeno más espectacular y destructivo: la aparición de grietas en la superficie del valle afectado, las cuales pueden dañar todo tipo de infraestructura civil, desde edificaciones hasta tuberías de agua potable, drenaje, gas, etc.

Los hundimientos y grietas que se presentan como consecuencia de la sobreexplotación del agua del subsuelo (y de cualquier sólido o fluido) traen consigo problemas, no solo económicos por los daños que causan directamente sobre las propiedades de los particulares y en la infraestructura urbana, sino también sociales y legales por el riesgo que conlleva habitar en una zona donde los hundimientos provocan cada vez más frecuentes inundaciones, y donde la aparición de una nueva grieta es latente.

La geología y la ubicación de la zona es el principal factor para determinar que tan severos serán los problemas de hundimientos y por consiguiente de que magnitud serán las implicaciones económicas y sociales. Las zonas costeras que son valles o planicies inicialmente 1 a 5 metros arriba del nivel medio del mar, son muy susceptibles de sufrir daños severos por inundaciones, si es que se llegan a desarrollar hundimientos importantes que las pongan bajo el nivel medio del mar. Por su parte en las zonas alejadas de las zonas costeras donde se desarrolla el fenómeno, el principal riesgo es el relacionado con la generación de grietas superficiales, y al cambio en los niveles de los drenajes superficiales naturales. Esto último provoca que estas zonas se inunden en las épocas de lluvias. En la literatura se reportan infinidad de casos documentados alrededor de todo el mundo (p.e. UNESCO, 1984; SMMS, 1985; IAHS, 1991; USGS, 1999; SISOL, 2005)

Los costos económicos ocasionados por la subsidencia son muy difíciles de evaluar y cuantificar, debido principalmente a la dificultad de mapear la totalidad de las zonas que son afectadas, además de lo difícil de identificar los daños directos e indirectos que causan los hundimientos que son muy poco perceptibles. Se suma también a esto la dificultad de evaluar los daños al medio ambiente y lo subjetivo que es determinar la pérdida del valor de los predios afectados por el fenómeno entre otros muchos parámetros no muy fáciles de cuantificar.

En el caso del valle de Querétaro, la subsidencia se ha generalizado a tal grado que en la actualidad se tiene conocimiento de cuatro diferentes sistemas principales de grietas. Aunque no existen datos del área afectada por la subsidencia, por medio de la distribución de las grietas y la ubicación de los espesores más potentes de rellenos aluviales y lacustres se estima un área con problemas de subsidencia de aproximadamente 100 km². Actualmente no existe un padrón de propiedades afectada por el fenómeno por lo cual es difícil estimar sus implicaciones económicas, pero con base a la longitud de las grietas

conocidas que se localizan dentro de la mancha urbana de la ciudad de Querétaro se estima que al menos 400 edificios, principalmente casas habitación de diferentes tipología, han sido dañados directamente por ubicarse sobre la traza de las grietas.

Un problema que enfrentan las autoridades encargadas de planificar el desarrollo urbano de las ciudades asentadas sobre los valles que son afectados por subsidencia, es el de conocer los sitios afectados por grietas para definir el crecimiento de la ciudad de tal manera que se evite la construcción sobre la traza de estas. Cuando las grietas ya se han desarrollado y son evidentes en la superficie el problema se resuelve con cartografiarlas y evitar construir sobre su traza. Pero cuando las grietas aún no se desarrollan o estas no son evidentes en la superficie, el problema no es trivial.

El problema de definir los sitios donde se puede generar una grieta por subsidencia en el futuro, ha sido estudiados por diversos autores en todo el mundo (p.e. Holzer, 1984; Suleiman, 1994; Bell and Helm, 1998; Rojas et al., 2002). En la actualidad se reconoce que la principal línea de investigación en problemas de subsidencia es el estudio de la generación de grietas con fin de predecirlos (Burbey, 2002).

1.1 Objetivos

En este trabajo se pretende implementar una metodología que sea técnica y económicamente aplicable, para la predicción de grietas originadas por subsidencia debida a la sobreexplotación de acuíferos granulares. El método deberá tener la precisión necesaria para la toma de decisiones en cuestiones de desarrollo urbano y aplicaciones de ingeniería civil en zonas donde se presente el fenómeno.

Un objetivo particular es el de implementar dicha metodología en el estudio de la subsidencia y generación de grietas en el valle de Querétaro con el fin de calibrarla y determinar las zonas de riesgo de generación de nuevas grietas.

1.2 Metodología empleada

El manejo ordenado de la información fue parte fundamental en el estudio y entendimiento del problema, por lo que se procedió a:

- Concentrar la información de los trabajos previos que tratan el problema en una base de datos digital, que en el futuro facilitará su acceso, lectura e impresión.
- Generar un plano vectorial digital único para ordenar la información geográfica, geofísica, geológica, de grietas existentes y de probables grietas futuras etc., así como la información espacial generada y permitir el estudio global del fenómeno y la consulta puntual en zonas específicas de interés dentro del valle de Querétaro.

La descripción cuantitativa del fenómeno fue parte importante en la calibración del modelo propuesto, por lo que se procedió a:

- Monitorear el proceso del hundimiento general del valle y los hundimientos relativos entre un lado y otro de las grietas mediante mediciones topográficas de precisión.
- Cartografiar las grietas existentes.

La caracterización geofísica del fenómeno fue fundamental para la propuesta de una metodología cuya aplicación fuera factible en tiempo y costo para las extensiones del área involucrada en el fenómeno, para lo cual se procedió a:

- Hacer una revisión de los principios físicos de los métodos de exploración geofísica para evaluar cual método pudiera aportar información para la solución del problema, y poder caracterizar de manera óptima, cualitativa y cuantitativamente, el fenómeno en toda la extensión del valle de Querétaro.
- Realizar mediciones geofísicas de calibración sobre las grietas conocidas para evaluar cual de los métodos geofísicos disponibles tiene una respuesta con más definición ante la presencia de las grietas y caracterizar esa respuesta.

El entendimiento del problema y la revisión de las teorías que se involucran en el estudio del fenómeno fueron una parte importante para abordar el problema críticamente y tener elementos para poder aportar mejoras y soportar teóricamente el trabajo de simulación desarrollado, para ellos se procedió a:

- Realizar una revisión de los principios físicos del fenómeno de subsidencia para evaluar cuales hipótesis acerca de su origen son aplicables en concordancia con las condiciones del suelo del valle de Querétaro.

Para entender el comportamiento de la generación de grietas fue clave la simulación del fenómeno mediante modelos numéricos por lo que se procedió a:

- Realizar un análisis de esfuerzos y deformaciones que se producen en el proceso de subsidencia usando el método de elementos finitos, tomando como datos de entrada la configuración del lecho rocoso inferida a partir de datos geofísicos medidos en las grietas existentes.
- Hacer un análisis de la subsidencia con modelos sintéticos para identificar los parámetros geométricos y geomecánicos de mayor influencia en la generación de grietas.

Finalmente, una vez que se propuso el modelo analítico de subsidencia, se implementó en un programa de computadora para simular la subsidencia del valle. El modelo fue calibrado y validado con los datos observados y medidos en campo.

1.3 Plan de trabajo desarrollado

El trabajo presentado se desarrolló en las siguientes etapas:

- Recopilación, organización y estudio de información relacionada con el tema (Estado del arte).
- Adquisición, análisis y modelado de datos geofísicos (gravimétricos, magnéticos, sísmicos).
- Monitoreo del fenómeno de subsidencia y grietas asociadas.
- Recopilación y organización de información geológica, geomecánica y litológica del valle de Querétaro.
- Elaboración de modelos conceptuales de generación de grietas.

- Análisis de modelos sintéticos de la generación de grietas.
- Simulación del proceso de subsidencia y de generación de grietas.
- Calibración de modelos propuestos.

CAPITULO 2 ANTECEDENTES

2.1 Introducción

En los últimos 100 años se ha registrado a nivel mundial un crecimiento acelerado en las actividades agrícolas e industriales ocasionado por el constante aumento de la población. Las áreas urbanas han crecido y se han extendido, ocupando zonas que fueron de uso agrícola. Debido a tal crecimiento demográfico mucha de la superficie inactiva hasta entonces tuvo que ser utilizada y abierta a usos agrícolas, ganaderos e industriales. Como consecuencia, se generó un aumento en la demanda del abastecimiento del agua para satisfacer las necesidades básicas tanto de la población, de la industria y del riego de los campos de cultivo. Al agotarse las fuentes de agua superficiales naturales (lagunas, lagos y manantiales) y al rebasar la capacidad de aprovisionamiento de los cuerpos de agua artificiales (represas, presas y bordos), se recurrió a la explotación del agua del subsuelo mediante la perforación de pozos.

Las zonas con mayor potencial para la explotación del agua del subsuelo, y por tal razón las que presentan un mayor desarrollo y crecimiento, son los valles formados en cuencas que en un proceso de millones de años han sido cubiertas por materiales granulares, usualmente de origen aluvial y lacustre, los cuales son un excelente medio para la formación de depósitos de agua susceptibles de ser aprovechados.

Cuando la cantidad de agua que se extrae del subsuelo es más grande que la cantidad de agua que entra al acuífero por infiltración, se dice que el acuífero está siendo sobreexplotado. La sobreexplotación del acuífero de una cuenca que contiene rellenos granulares, aluviales y lacustres con potencial de ser consolidado, tiene como consecuencia la generación de hundimientos, asentamientos y acomodamientos graduales de los rellenos, y la generación de grietas en la superficie del terreno.

En el valle de Querétaro se diferenciaron dos tipos de grietas, con base a su morfología en superficie, provocadas por la subsidencia:

Grietas que presentan movimiento relativo entre los dos bloques que se generan por el agrietamiento en la masa de rellenos, con una dirección paralela predominantemente vertical al plano de agrietamiento por lo que en superficie se observa un escarpe de altura y longitud de desarrollo variable. A lo largo de este trabajo a este tipo de grietas les llamaremos *fallamientos superficiales* o simplemente *fallamientos*

Grietas que presentan movimiento relativo entre los bloques generados, con una dirección predominantemente horizontal y normal al plano de agrietamientos, por lo que en superficie no presentan escarpe. A este tipo de grietas les llamaremos a lo largo de este trabajo *fracturamientos superficiales* o simplemente *fracturamientos*

En este trabajo usaremos *grieta*, o *agrietamiento* como el término genérico para referirnos tanto a fallamientos como a fracturamientos.

Usaremos el término *falla geológica*, *falla tectónica* o simplemente *falla* para referirnos a las discontinuidades de origen tectónico.

Los hundimientos del suelo no sólo se asocian a la sobreexplotación de los acuíferos subterráneos; otras actividades humanas también son causantes de que se presente este fenómeno. Actividades tales como la minería en túneles, la explotación petrolera,

explotación de yacimientos de gas natural y el aprovechamiento de fuentes termales, entre otras, también ocasionan la aparición de hundimientos del suelo y la generación de agrietamientos en la superficie.

El término *subsistencia* describe este fenómeno y fue empleado primero en minería, la Real Academia de la lengua Española define como subsistencia al “*Hundimiento paulatino del suelo, originado por las cavidades subterráneas producidas por las extracciones mineras.*”

Para fines técnicos y particularmente para los fines de este trabajo, una definición más precisa de subsistencia será:

“El fenómeno que tiene lugar debido a la extracción de sólidos (minerales) o fluidos (e.g. gas, petróleo, vapor, agua) del subsuelo, que se manifiesta en hundimientos paulatinos o súbitos de la superficie y en la generación de agrietamientos en la masa del relleno granular.”

En este trabajo abordaremos únicamente el estudio de la subsistencia y la generación de agrietamientos originados por la sobreexplotación del agua subterránea, y en particular la ocurrencia de estos en el valle de Querétaro, sin embargo, las técnicas desarrolladas en este trabajo pueden ser empleadas para otros valles aluviales que presentan subsistencia y que tengan condiciones geológicas e hidrológicas similares al valle de Querétaro

En lo que se refiere al estudio de los agrietamientos superficiales se reconocen dos líneas de investigación: una encaminada a la detección del fenómeno cuando este ya ha comenzado a formarse aunque no sea aún evidente, y otra dirigida a la predicción del fenómeno es decir, a zonificar el riesgo de que se genere. En este trabajo se aborda la última línea de investigación.

2.2 Estado del arte que guarda las investigaciones sobre subsidencia.

2.2.1 Modelado analítico y numérico de hundimientos.

Existen tres trabajos básicos reportados en la literatura de los cuales se desprenden varios modelos que explican el proceso de subsidencia:

La teoría de la consolidación unidimensional de Terzaghi (1956), en la cual se retomó el concepto de esfuerzos efectivos formulado por Boussinesq (1876), es la referencia de partida para trabajos de cálculo de hundimientos. De acuerdo con la ecuación de esfuerzos efectivos, el esfuerzo que soporta el esqueleto del suelo, es decir el esfuerzo efectivo (σ_e) es igual al esfuerzo total en la masa de suelo (σ^T) menos la presión de poro (u), esto es:

$$\sigma_e = \sigma^T - u \quad (2.1)$$

La presión total por peso propio, σ^T , para una profundidad z dentro de los sedimentos está dada por:

$$\sigma^T = \gamma_m z \quad (2.2)$$

En el caso de que los sedimentos se encuentren bajo el nivel de agua de un acuífero libre, es decir, el agua se encuentra en condición hidrostática, la presión total por peso propio para una profundidad z bajo el nivel de agua esta dado por:

$$\sigma^T = \gamma'_m z \quad (2.3)$$

Donde γ_m y γ'_m son el peso volumétrico de la masa de rellenos sedimentarios en condición parcialmente saturada y sumergida respectivamente.

A partir del concepto de esfuerzo efectivo Terzaghi desarrolló su teoría la cual se resume en la ecuación diferencial del proceso de consolidación unidimensional con flujo vertical. Dicha ecuación establece una relación entre la presión de poro, la profundidad y el tiempo:

$$\frac{k(1+e)}{a_v \gamma_w} \frac{\partial^2 u}{\partial z^2} = \frac{\partial u}{\partial t} \quad (2.4)$$

Donde k es el *coeficiente de permeabilidad* de la masa de suelo, e es la relación de vacíos, a_v es el coeficiente de compresibilidad del suelo, γ_w es el peso específico del agua, u la presión de poro y z el espesor del estrato de suelo estudiado. Esta ecuación permite calcular la distribución de presiones en cualquier profundidad del estrato y en cualquier tiempo del proceso de consolidación.

La consolidación que tiene lugar en una columna de suelo de espesor H ante un incremento de carga Δp actuante sobre la columna está dada por la ecuación 2.5.

$$\Delta H = \frac{e_1 - e_2}{1 + e_1} H \quad (2.5)$$

Donde e_1 y e_2 son la relación de vacíos antes y después de aplicar Δp respectivamente, ΔH es el acortamiento de la columna.

La teoría de consolidación unidimensional ha sido adaptada para su aplicación en problemas de hundimientos por extracción de agua, por ejemplo Helm (1975, 1976) ,

Trescott (1975); Meyer y Carr (1979); Rivera y Ledoux (1991); Mishra et al. (1993); Shimizu (1998).

El modelo del drenaje del acuitardo explicado ampliamente en Poland (1984), es una aplicación del concepto de esfuerzos efectivos para estimar hundimientos originados por una disminución en el nivel piezométrico. El modelo considera que los hundimientos son causa de una despresurización resultado de la disminución en el nivel piezométrico. Tal despresurización ocasiona una disminución del volumen de vacíos en los estratos de material granular fino no consolidados e intercalados en el cuerpo del acuífero, a estos estratos se les llamó acuitardos (Poland et al., 1972). La figura 2.1 muestra esquemáticamente este concepto.

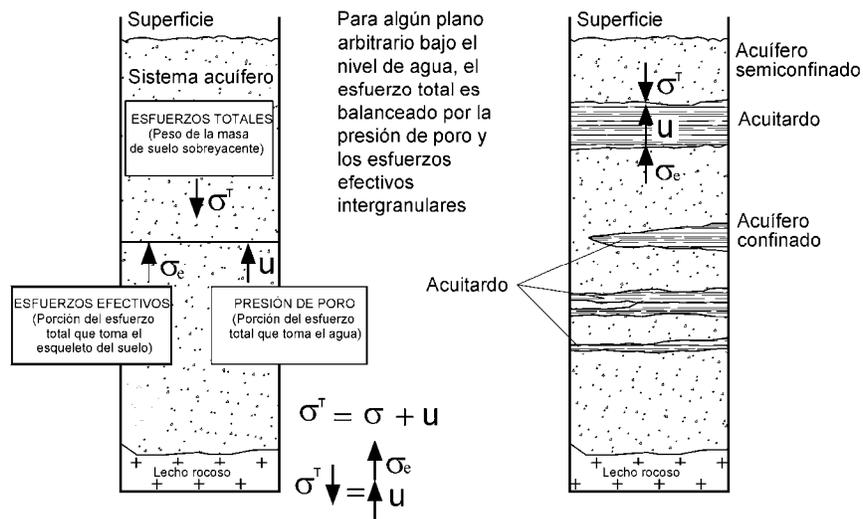


Figura 2.1 Esquema del principio de esfuerzos efectivos. (adaptado de U.S.G.S. 1999).

Biot (1941) desarrolló la teoría general de la consolidación tridimensional para medios porosos en donde se plantea una relación constitutiva esfuerzo-deformación para un medio poroso elástico dada por las ecuaciones (2.6).

$$\begin{aligned}
 G \nabla^2 u + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial e}{\partial x} - \alpha \frac{\partial u}{\partial x} &= 0 \\
 G \nabla^2 w + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial e}{\partial y} - \alpha \frac{\partial u}{\partial y} &= 0 \\
 G \nabla^2 w + \frac{G}{1-2\nu} \frac{\partial e}{\partial z} - \alpha \frac{\partial u}{\partial z} &= 0 \\
 k \nabla^2 u &= \alpha \frac{\partial e}{\partial t} + \frac{1}{Q} \frac{\partial u}{\partial t}
 \end{aligned}
 \tag{2.6}$$

donde $\nabla^2 = \frac{\partial^2}{\partial x^2} + \frac{\partial^2}{\partial y^2} + \frac{\partial^2}{\partial z^2}$, G es el módulo de cortante, e es el incremento de volumen de el suelo por volumen unitario inicial, ν es la relación de Poisson, α es una constante dada por $\alpha = \frac{2(1+\nu)}{3(1-2\nu)} \frac{G}{H}$, u es el incremento en la presión en el agua, k es el coeficiente de permeabilidad, $\frac{1}{Q}$ es un parámetro que mide la cantidad de agua que puede contener el suelo bajo presión mientras el volumen de la masa de suelo se mantiene constante, el coeficiente $\frac{1}{H}$ es una medida de la compresibilidad del suelo por un cambio en la presión del agua, finalmente u , v y w son las componentes ortogonales de desplazamiento en la masa de suelo.

Con la teoría de Biot fue posible implementar simulaciones del proceso de subsidencia más apegadas a la realidad. Con adaptaciones hechas a las ecuaciones constitutivas básicas se reportan trabajos simulando no solo las deformaciones verticales si no también las horizontales, por ejemplo Rice y Cleary (1976); Hsieh, (1997); Burbey (2002).

Por otra parte, Sagaseta (1987) presenta un desarrollo teórico para obtener el campo de desplazamientos en la superficie debido a una “pérdida volumétrica” en el subsuelo próximo a la superficie. Los desplazamientos finales en la superficie debidos a la extracción de un volumen puntual para el caso bidimensional son:

$$u = -2 \frac{a^n}{n} \frac{x}{(x^2 + h^2)^{n/2}} \quad (2.7)$$

$$w = 2 \frac{a^n}{n} \frac{h}{(x^2 + h^2)^{n/2}} \quad (2.8)$$

Donde u y w son los desplazamientos horizontales y verticales en la superficie respectivamente, x y h es la distancia horizontal y vertical respectivamente, entre el punto donde se quiere calcular los desplazamientos y el punto de extracción de un volumen de suelo, a es el radio del volumen extraído y finalmente, n es igual a 2 para el caso bidimensional.

A partir de estas ecuaciones Rojas et al. (2002) hicieron un análisis de subsidencia de un acuífero con geometría sinusoidal para determinar las zonas donde se concentran los esfuerzos de tensión en la masa de suelo para determinar las zonas propensas a desarrollar grietas.

2.2.2 Mecanismos de generación de grietas

En cuanto al mecanismo que conduce a la generación y propagación de grietas, en la literatura se reportan varios modelos conceptuales para tratar de explicarlo, sin embargo debido a la complejidad del problema, en la actualidad no existe la metodología con la cual sea posible predecir con la exactitud requerida para aplicaciones prácticas, el lugar donde va a aparecer un grieta y hacia donde se propagará. Consecuentemente esta es la línea principal de investigación en subsidencia caracterizándose por la existencia de un desacuerdo entre los diferentes grupos que trabajan el tema, sobre cuales variables juegan un papel primordial en el fenómeno y cuales variables pueden ser omitidas en los modelos por su poca influencia en el desarrollo de las grietas.

A continuación se mencionan los trabajos más importantes acerca de la génesis de las grietas:

Jachens y Holzer en 1982 realizaron estudios geofísicos sobre grietas en el Sur-Oeste de Arizona, con base a los resultados obtenidos propusieron como mecanismo para explicar la generación de las grietas estudiadas, un modelo con un lecho rocoso en forma de *horst* (figura 2.2) y, en donde el espesor de suelo que le sobre yace, se está deformando diferencialmente de tal manera que produce una configuración de flexión. Si la zona de la superficie adopta una forma cóncava, entonces la masa de suelo experimenta un acortamiento; y si adopta una forma convexa, la masa de suelo experimenta extensión. Las grietas tipo fracturamiento según este modelo se generarán en las zonas donde se presenta la deformación de extensión. Este mismo mecanismo ya había sido descrito por Lee y Shen (1969).

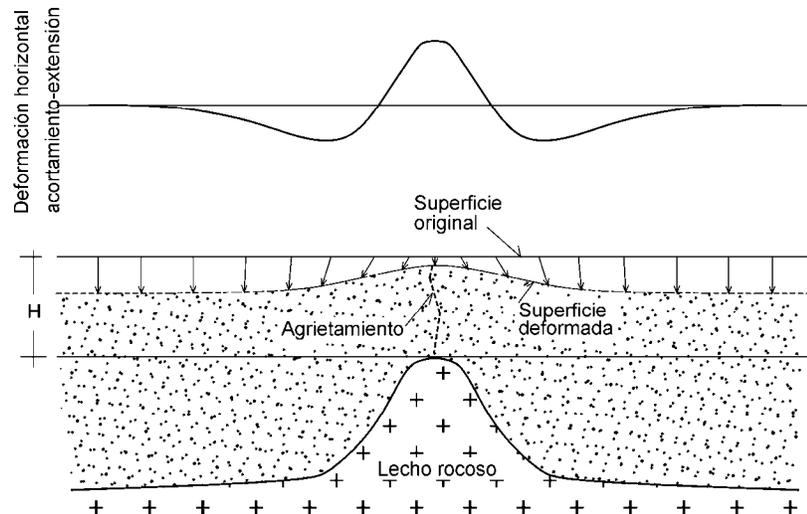


Figura 2.2 Mecanismo de generación de fracturamientos según Jachens y Holzer (1982). H es el espesor de suelo sin deformar sobre la protuberancia basal.

Otro escenario en el que se pueden generar grietas del tipo fallamiento, según estos autores, es cuando se tienen irregularidades en el lecho rocoso que quiebran abruptamente en forma de talud generando hundimientos diferenciales y consecuentemente un fallamiento (figura 2.3).

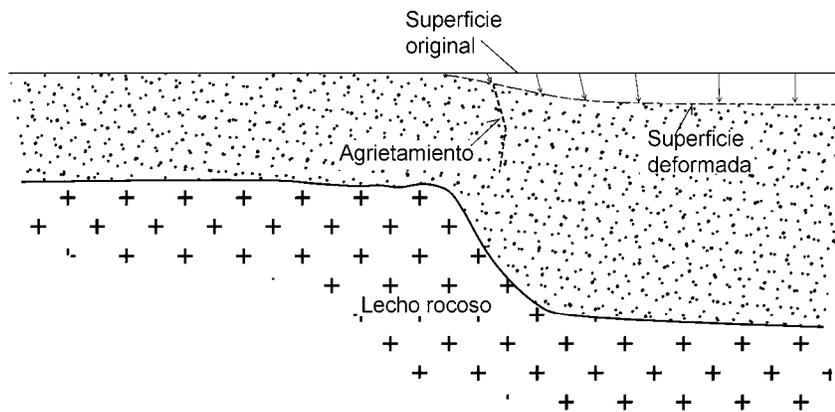


Figura 2.3 Mecanismo de generación de fallamientos sugerido por Jachens y Holzer (1982).

Sheng y Helm (1995) presentaron varios modelos conceptuales de escenarios donde se puede originar agrietamientos cuando ocurre un abatimiento del nivel piezométrico. A continuación se describen cada uno de ellos.

Modelo 1: Este modelo considera que las interfases de los diferentes estratos que conforman el cuerpo del acuífero actúan como planos de debilidad (figura 2.4). También proponen que se generan fuerzas hidráulicas por el flujo del agua hacia el pozo que drena al acuífero, que inducen esfuerzos de cortante en los planos de debilidad y provocan un deslizamiento sobre el plano de contacto entre estratos (figura 2.4b). A cierta distancia del punto de bombeo el deslizamiento entre los estratos ya no continúa, en este punto se generan esfuerzos de tensión sobre un plano vertical que pueden ser mayores que la resistencia de los diferentes estratos y provocar que se genere y propague un fracturamiento.

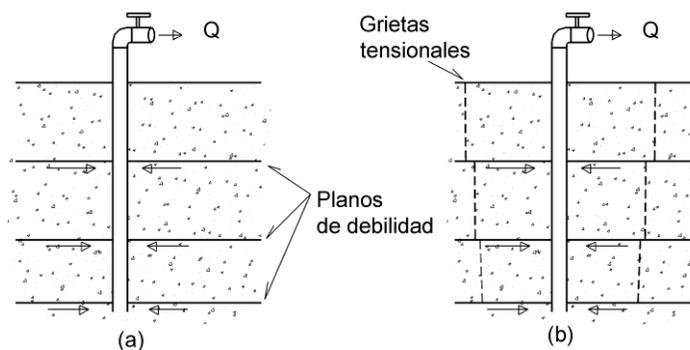


Figura 2.4 Modelo conceptual 1. El fracturamiento es el resultado de la transmisión de esfuerzos de cortante en las interfases de los estratos hacia la superficie, según Sheng y Helm (1995).

Modelo 2: Se considera que el cuerpo del acuífero es discontinuo debido a la presencia de una falla preexistente de origen no especificado (figura 2.5). Las fuerzas hidráulicas generadas por el bombeo de agua pueden ocasionar desplazamientos entre los dos bloques definidos por la falla, tales desplazamientos pueden hacer que la falla se abra en superficie y genere nuevos fracturamientos secundarios similares a fallas sintéticas y antitéticas.

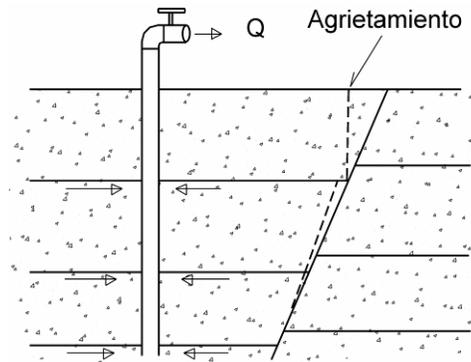


Figura 2.5 Modelo conceptual 2. Los fracturamientos son controlados por una falla preexistente, según Sheng y Helm (1995).

Modelo 3: Considera un acuífero con cambios abruptos en el espesor del relleno granular o con heterogeneidades (figura 2.6) debido a esto se provoca rotación del material, esfuerzos cortantes y deformación de extensión a diferentes profundidades, provocando la falla de la masa de suelo que se manifiesta en superficie como un fallamiento.

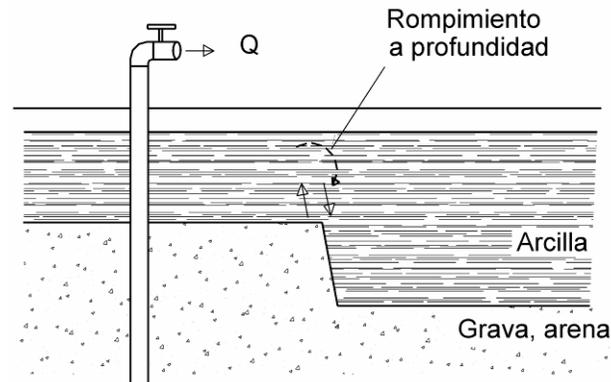


Figura 2.6 Modelo conceptual 3. Se generan rompimientos a profundidad debido a heterogeneidades o cambios súbitos en el espesor del acuífero, según Sheng y Helm (1995).

Por otra parte a partir del modelo de generación fallamientos y fracturamientos por hundimientos diferenciales Carpenter (1999), presentó una explicación al hecho de que los agrietamientos se generan casi de forma instantánea después de una lluvia torrencial (figura 2.7). Carpenter considera que los agrietamientos generan una zona de debilidad en la superficie; y que cuando se presenta una lluvia torrencial, el agua se infiltra a través del agrietamiento erosionándolo y haciendo que su tamaño aumente en cuestión de minutos.

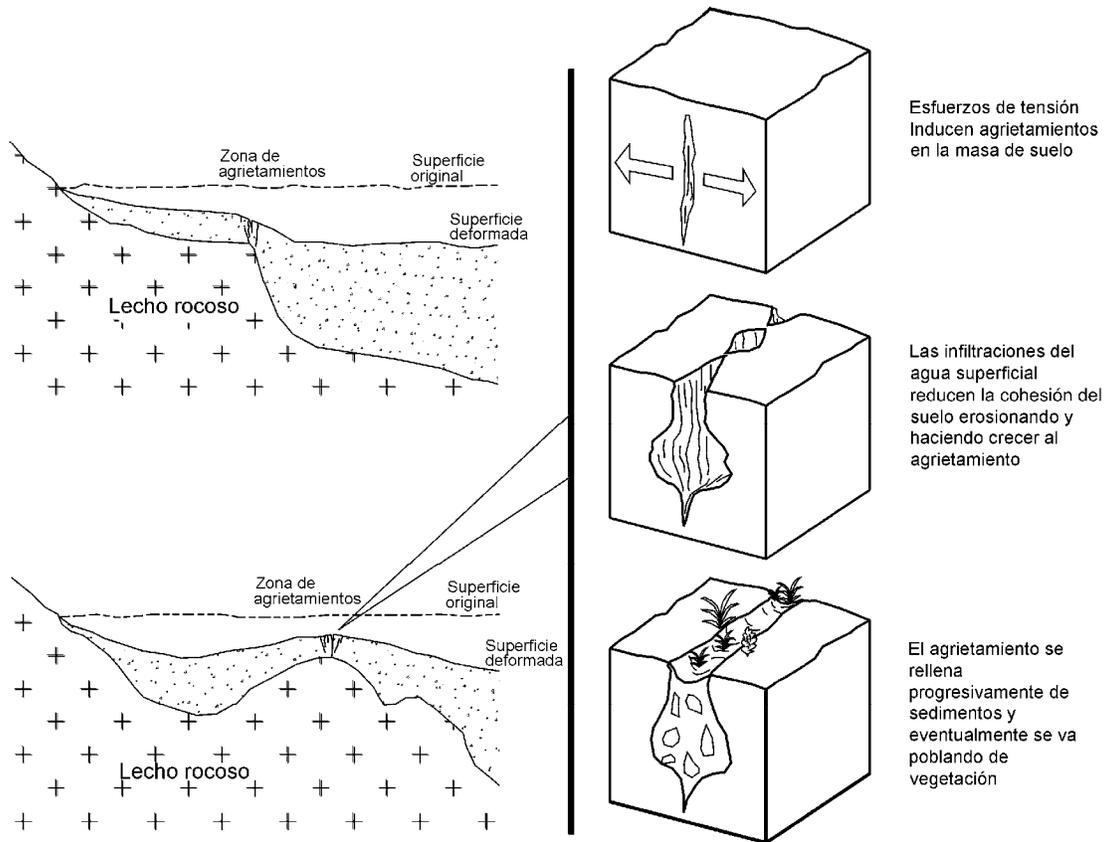


Figura 2.7 Esquema que explica la generación rápida de fallamientos y fracturamientos después de una lluvia abundante. Adaptado de Carpenter (1999).

Posteriormente Burbey (2002) describió otro escenario en donde se pueden originar fallamientos y hace un análisis numérico de su comportamiento ante un descenso en el nivel piezométrico. El escenario consiste en un acuífero con fallas preexistentes en los materiales granulares. En la simulación que se hizo, las fallas funcionan como discontinuidades al flujo horizontal, provocando un abatimiento no uniforme del nivel de agua subterránea, y por consiguiente, generando hundimientos diferenciales y un fallamiento en la superficie (figura 2.8).

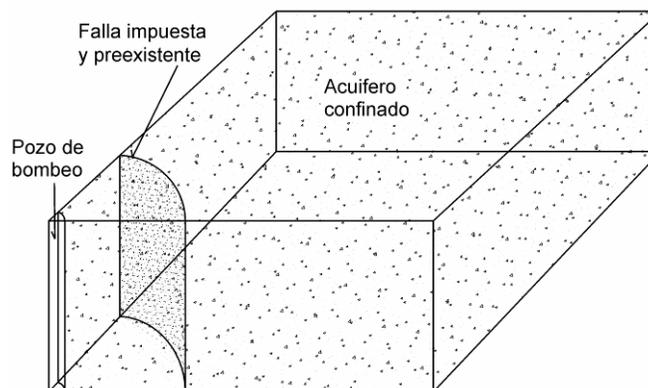


Figura 2.8 Escenario en el cual se pueden generar agrietamientos según Burbey (2002).

Un problema de especial importancia, no resuelto en el estudio de los agrietamientos superficiales es el de determinar el ancho de influencia de las grietas.

Definimos el *ancho de influencia* de una grieta como la distancia a ambos lados de esta, en donde las deformaciones son tales que pueden afectar la estabilidad de las construcciones e infraestructura.

Sobre este problema Raisbeck y Pedler (1985) presentaron una figura que esquemáticamente muestra el ancho de influencia, muestra también que los hundimientos diferenciales se propagan a partir de un punto en el subsuelo hacia la superficie con un ángulo de 70° . (figura 2.9). Los autores no explican los criterios para determinar desde que profundidad se propaga a la superficie la influencia de los hundimientos diferenciales, ni tampoco por qué se propaga con un ángulo de 70° .

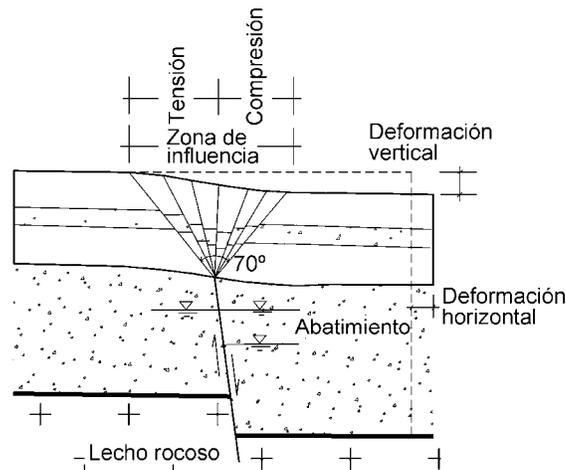


Figura 2.9 Ancho de influencia de un fallamiento. Adaptado de Raisbeck y Pedler (1985).

En el valle de Querétaro, el mecanismo de formación de agrietamientos ha sido poco estudiado. Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991) propusieron dos mecanismos probables para explicar los agrietamientos del valle. Uno que supone que el fenómeno se genera por una combinación de la deshidratación de la capa superficial y la consolidación no uniforme por efecto de las construcciones y de la extracción de agua subterránea de un acuífero heterogéneo.

El otro mecanismo propuesto es por consolidación diferencial en un acuífero formado por rellenos aluviales depositados sobre un cauce, canal sepultado o fosa tectónica. La hipótesis principal para este modelo es que la magnitud de los hundimientos es función de la compresibilidad y espesor de los sedimentos afectados por el incremento de esfuerzos efectivos. Resalta en esta propuesta la hipótesis de que se forman dos estratos con comportamiento diferente, uno que incluye al material que una vez que ha sido drenado su deformación se considera nula, y el otro compuesto por el material bajo el nivel de agua que sigue consolidándose. La consolidación diferencial de la capa bajo el nivel de agua induce flexión a la capa superior drenada. La flexión se traduce en tensiones perpendiculares a la depresión en la que yace la masa de suelo aluvial que se está drenando que se manifiestan en agrietamientos paralelas al eje de la depresión (figura 2.10). Los autores destacan que la formación de grietas se acelera en donde existe una zona de

abatimiento del nivel de aguas o en los contactos entre materiales con diferente comportamiento.

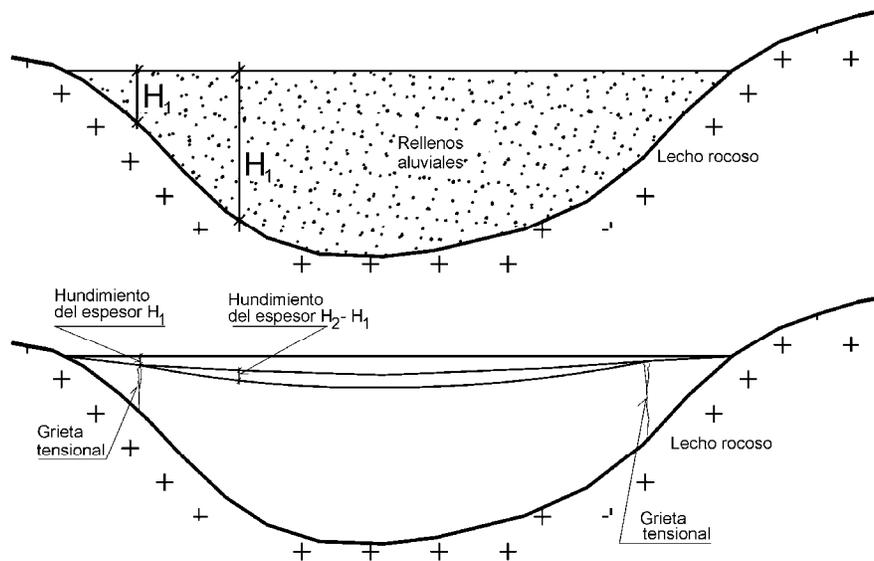


Figura 2.10 Mecanismo de formación de agrietamientos propuesto para las condiciones del valle de Querétaro. Adaptado de Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991)

En un trabajo inédito (Álvarez-Manilla 1999) presentó un modelo de generación de agrietamientos para el valle de Querétaro. En este trabajo se consideró que la variación en la profundidad del nivel piezométrico, dada por la configuración de los conos de abatimiento, es suficiente para producir hundimientos diferenciales e inducir fallamientos en la superficie. (figura 2.11).

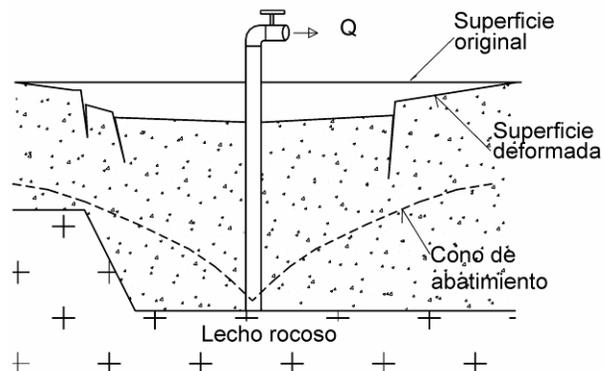


Figura 2.11 Mecanismo de Generación de fallamientos adaptado de Álvarez-Manilla (1999).

2.2.3 Predicción de agrietamientos

Para los fines de este trabajo, *predicción de agrietamientos es la ubicación espacial y temporal del fenómeno antes de que este ocurra.*

Sobre esta línea de investigación existen pocos trabajos reportados, uno de los de mayor trascendencia es el de Jachens y Holzer (1979). Estos investigadores realizaron mediciones gravimétricas y magnéticas sobre agrietamientos en el Centro-Sur de Texas, las cuales les permitieron observar que los agrietamientos se asocian espacialmente con las anomalías (figura 2.12). Con base en la relación entre anomalías y agrietamientos concluyeron que estos se generan en zonas donde el lecho rocoso del acuífero deformable se configura como un alto o una irregularidad topográfica. En sus conclusiones indican que el método gravimétrico es particularmente útil para delinear la geometría del lecho rocoso y de esta forma identificar las zonas con riesgo de generación de agrietamientos.

Las conclusiones de Baldyga (2001) respaldaron esta propuesta. Este autor también realizó mediciones de gravimetría y magnetometría en otras zonas de agrietamiento en el sureste de Arizona, concluyó que las fallas geológicas sepultadas por sedimentos consolidables son uno de los factores para que se generen agrietamientos superficiales.

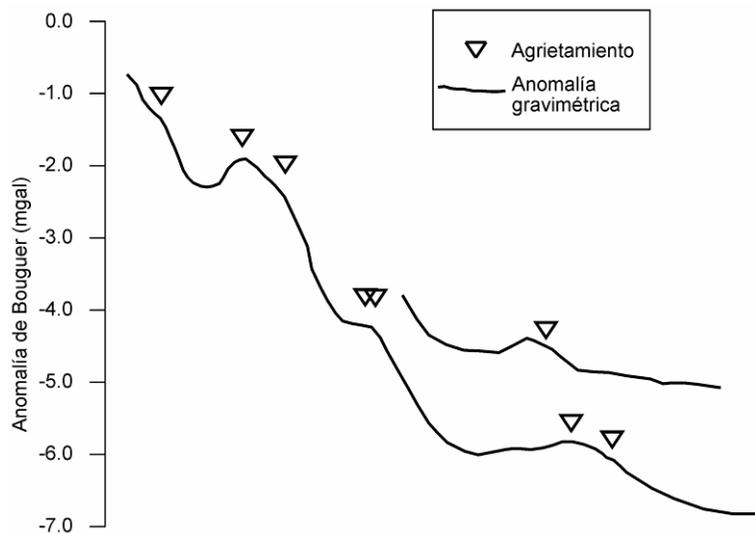


Figura 2.12 Anomalía gravimétrica sobre agrietamientos representados por los triángulos (Tomado y adaptado de Jachens y Holzer (1979).

Posteriormente, Jachens y Holzer (1982) realizaron más mediciones gravimétricas sobre agrietamientos conocidos y a partir de ellas infirieron la geometría del lecho rocoso. La configuración del lecho rocoso fue empleada para hacer un análisis con elementos finitos de la distribución de deformaciones en la superficie, causadas por la consolidación diferencial del sistema acuífero. El resultado principal que arrojó el análisis fue que las deformaciones horizontales de extensión corresponden espacialmente con los agrietamientos y con los altos topográficos del lecho rocoso. Concluyeron que es posible predecir la aparición de agrietamientos causados por hundimientos diferenciales siempre que se conozcan las condiciones del subsuelo. La figura 2.13 resume el trabajo realizado por los autores.

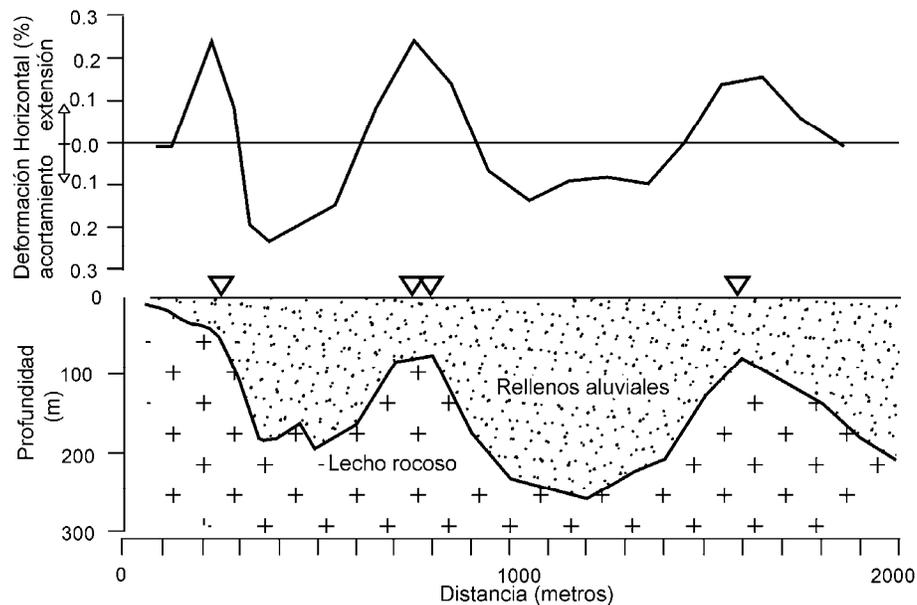


Figura 2.13 Deformaciones horizontales ocasionadas por hundimientos diferenciales y configuración del lecho rocoso inferida mediante gravimetría. Los triángulos corresponden con la ubicación de los agrietamientos registrados. (Jachens y Holzer, 1982).

Figuroa-Vega (1989) presentó un resumen de las soluciones teóricas para los diferentes mecanismos de generación de agrietamientos propuestos hasta esa fecha. En sus conclusiones reconoció el atraso que existe en este tema. Menciona dos alternativas para el tratamiento del problema: una con la cual se podría obtener soluciones cerradas usando la teoría de la elasticidad, y otra con la cual se podrían obtener soluciones aproximadas usando métodos numéricos.

Por otro lado Auvinet y Arias (1991) presentan un trabajo orientado a determinar los patrones de propagación de las fracturas ya generadas. Concluyeron que las teorías de la mecánica de fracturas (Rankine, Saint Venant y Griffith) ofrecen el marco teórico para abordar este problema. Concluyeron también, con base en la aplicación de estas teorías, que el crecimiento de grietas puede presentarse en forma brusca por la generación de tensiones en la punta de las grietas, por efecto del empuje hidrostático del agua que puede acumularse dentro de ellas.

Por otra parte Ivanich et al. (2003) realizaron mediciones gravimétricas de precisión sobre un agrietamiento en Arizona generando un mapa de contornos y observaron que las isóneas de la anomalía gravimétrica seguían la misma dirección del agrietamiento. Además el mapa de anomalía gravimétrica generado tuvo una correspondencia con un interferograma de la misma zona, concluyeron que la subsidencia y los agrietamientos son controlados por las estructuras geológicas sepultadas.

Rojas et al. (2002) partieron de la hipótesis de que los agrietamientos se generan por hundimientos diferenciales e hicieron un análisis de las deformaciones en un acuífero sujeto a un abatimiento del nivel piezométrico el cual tiene como condiciones de frontera un lecho rocoso sinusoidal. El análisis muestra la existencia de una zona donde es más probable que se forme un agrietamiento en la superficie, la cual corresponde a una zona de tensión en el borde de la depresión sinusoidal, con los valores máximos sobre su hombro a la derecha del punto de inflexión. En este trabajo los autores abordan además la evolución e influencia

de un agrietamiento ya desarrollado sobre la generación de nuevos agrietamientos secundarios y paralelos al primero. Consideran que al formarse un agrietamiento, la masa de suelo se divide en dos bloques (figura 2.14), y que se pueden generar más agrietamientos en el bloque sobre la parte profunda del graben si el nivel piezométrico continúa descendiendo.

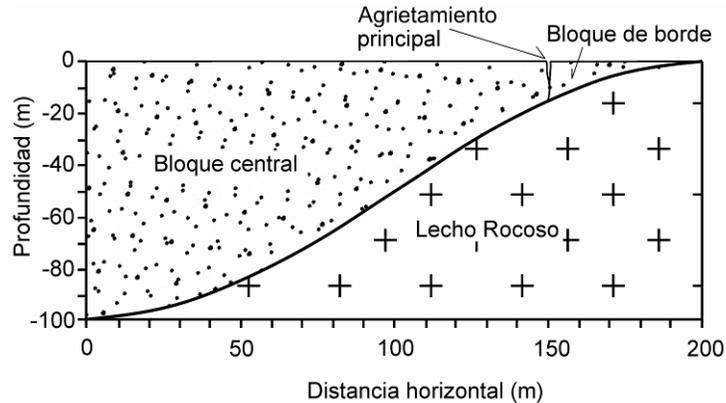


Figura 2.14 Bloques generados después de que se desarrolla un agrietamiento, adaptado de Rojas et al., (2002).

Ochoa-González (2003) aplicó la misma técnica de pérdida volumétrica al análisis de la subsidencia en valles lacustres. Usa como condiciones de frontera líneas y curvas sinusoidales para ajustar el modelo a la forma del lecho rocoso de los valles. Analiza perfiles de los valles de Querétaro y Aguascalientes que cruzan agrietamientos bien definidos en donde la geometría del lecho rocoso se infirió mediante gravimetría e información litológica de pozos. En sus resultados reporta que hay una coincidencia notable de los agrietamientos observados con las zonas de tensión obtenidas con la aplicación de este método, sin embargo también observó que no en todos los casos se presenta esta coincidencia, ya que en algunos de los perfiles analizados se observó un corrimiento de las zonas de tensión con respecto a la ubicación de los agrietamientos.

2.2.4 Técnicas de monitoreo de hundimientos

Cuando en una zona se presenta agrietamientos superficiales, seguramente el proceso de subsidencia ya se ha desarrollado durante varios años.

Debido a que los agrietamientos son consecuencia de hundimientos diferenciales, cuando se estudia el riesgo de generación del fenómeno, se deben ubicar las zonas donde se localiza los mayores hundimientos y cual es su velocidad de desarrollo. Para dar respuesta a lo anterior se necesita una red de monitoreo con la cual se obtienen datos cuantitativos del fenómeno, básicamente se necesita medir desplazamientos verticales y horizontales en la superficie del suelo.

Las mediciones de movimientos verticales se realizan sobre monumentos (testigos), generalmente contruidos de mampostería o concreto. Se debe tener algunas precauciones colocándolos a una profundidad tal que se asegure que se medirá el hundimiento de la zona y no movimientos locales provocados por perturbaciones como cambios volumétricos de la capa superficial, movimientos por crecimiento de raíces de árboles, cuarteaduras por desecación del suelo, actividad animal, vandalismo y cualquier actividad natural o antropogénica. Los testigos consisten generalmente en postes colados “in situ” con una

placa de acero en su parte superior para protegerlos y para grabar en ella el nombre del testigo, la fecha en que se colocó y una marca de un punto que será sobre el que se tomen las lecturas de las nivelaciones cada que estas se realice. La figura 2.15 muestra un ejemplo de testigo usado por el Servicio Geológico de los Estados Unidos para monitorear hundimientos superficiales.



Figura 2.15 Testigo tipo usado en trabajos de monitoreo de hundimientos superficiales por el USGS.
Tomado de Galloway et al., 1999.

Los testigos se pueden colocar formando perfiles o distribuidos en las áreas de interés formando redes, y deben estar referenciados a “testigos base” los cuales se colocan fuera de la zona que se está hundiendo, generalmente sobre un afloramiento rocoso, el cual se considera como fijo y fuera del efecto de la zona de subsidencia

Para llevar a cabo las nivelaciones de los testigos hay varias técnicas, las que se han usado en algunas zonas de subsidencia son las siguientes:

a) Nivelaciones geodésicas de precisión. Estas se realizan con aparatos de topografía (e. g. niveles de precisión, estaciones totales, distanciómetros). Arroyo et al. (2002) monitorearon con esta técnica el hundimiento del valle de Querétaro lo que ha permitido definir la zona que se está hundiendo más rápido en el valle.

b) Mediciones con GPS (Global Positioning System), Se realiza con GPS de precisión, el cual funciona sincronizado un GPS móvil con un GPS base inmóvil, el primero es el que se pasa sobre los testigos a nivelar y el segundo proporciona una lectura que se supone constante y con la que se realizan las correcciones a las lecturas tomadas sobre los testigos. Ikehara (1995, 1997), Sneed et al. (2001), han aplicado esta técnica para medir hundimientos en California. La precisión estimada que se obtiene con esta técnica es similar a una nivelación de segundo orden.

Una nivelación de segundo orden es aquella que se hace entre dos puntos de ida y de regreso y la discrepancia entre una medición y otra no excede de $6\sqrt{k}$ mm, donde “k” es la distancia entre testigos en kilómetros. Para una nivelación de primer orden la discrepancia no debe ser mayor de $3\sqrt{k}$ mm,

Otra forma de medir los desplazamientos verticales en una zona que se está hundiendo es por medio de “pozos extensómetros” los cuales son un dispositivo implementado por los japoneses en la década de los treinta. Existen diferentes variantes de este dispositivo pero, en general, consiste en un pozo perforado a través del estrato de sedimentos consolidable,

hasta el estrato no deformable que le subyace, el pozo es revestido con un tubo y dentro de este se coloca un poste. El poste va desde el estrato no compresible hasta 1 o 2 metros sobre la superficie (figura 2.16). Al consolidarse el sedimento, el poste aparentemente emerge del suelo, la distancia que el poste resurge sobre la superficie es la magnitud del hundimiento acumulado. El revestimiento del pozo es para evitar fricción entre el poste y la masa del suelo. Al pozo-extensómetro se le puede agregar sensores para medir deformaciones a diferentes profundidades y de esta forma conocer que estratos dentro del relleno granular no consolidado son los que se deforman más rápidamente y en que magnitud lo hacen.

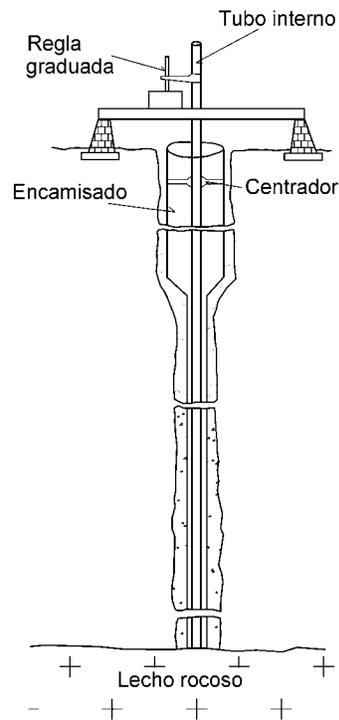


Figura 2.16 Esquema de un pozo-extensómetro para medir el hundimientos del terreno.

Para monitorear el comportamiento de los agrietamientos se utilizan también testigos colados “in situ” a un lado y otro de la zona de influencia del agrietamiento. Es posible determinar si existen desplazamientos verticales u horizontales relativos entre los bloques formados por el agrietamiento. Para ello se colocan cuatro testigos dos a cada lado del agrietamiento, de forma que desde cualquiera de ellos se pueda observar sin interferencia cualquiera de los otros tres. Los testigos se colocan a una distancia suficiente del agrietamiento para que las deformaciones de este no los afecten. Generalmente basta con unos 50 metros. El monitoreo consiste en hacer triangulaciones y nivelaciones entre ellos en intervalos de tiempo de algunos meses, esta técnica fue empleada por Trujillo (1985) en la ciudad de Celaya, Gto. Este autor reportó hundimientos relativos de testigos a un lado y otro de un agrietamiento de hasta 3.5 cm en 8 meses.

Los movimientos horizontales en las cercanías de los agrietamientos se miden con extensómetros horizontales. Estos dispositivos consisten en un cable atado en ambos extremos a monumentos colados a un lado y otro del agrietamiento. El dispositivo tiene un

micrómetro adaptado al centro del cable por medio del cual se registran las deformaciones horizontales (figura 2.17).

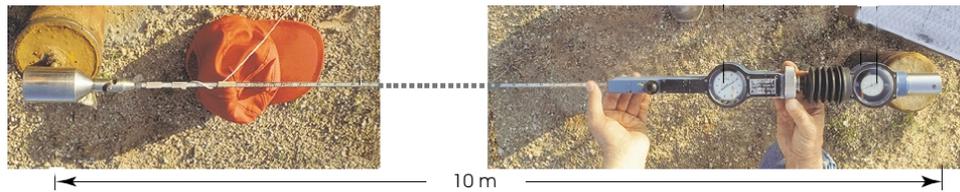


Figura 2.17 Extensómetro usado para medir deformaciones horizontales en la vecindad de los agrietamientos (Tomado de Galloway et al., 1999).

La Interferometría de radar es otra alternativa para monitorear hundimientos en una zona. Consiste en procesar imágenes satelitales de una misma zona pero tomadas con alguno lapso de tiempo de diferencia. El procesado que se realiza permite ver la variación de la altitud del terreno hasta con precisión de milímetros en cualquier punto del área estudiada sin necesidad de tener testigos en la superficie. Por ejemplo Carnec y Fabriol (1999), y Hoffmann y Zebker (2001, 2003), usaron esta técnica para monitorear zonas de subsidencia con una precisión de una nivelación de primer orden. Esta técnica tiene el inconveniente de que no se puede implementar en zonas con maleza o campos de cultivo donde la superficie puede variar por el crecimiento de las plantas o las actividades propias de la agricultura, limitando su uso a las zonas urbanas y desérticas.

2.3 Aplicación de los métodos geofísicos en problemas de subsidencia

Tradicionalmente, los métodos geofísicos se han empleado para la localización de recursos naturales explotables como yacimientos minerales, cuerpos de agua subterránea, zonas geotérmicas y yacimientos de hidrocarburos. La profundidad de exploración para localizar estos recursos naturales generalmente es de varios cientos de metros, inclusive de varios kilómetros.

En los últimos años se ha desarrollado una nueva rama de la geofísica de exploración: la geofísica ambiental. El objetivo de esta rama de la geofísica es la exploración de la capa superficial del subsuelo donde la actividad antropogénica puede alterar las condiciones naturales del subsuelo, y donde las condiciones geológicas afectan a la actividad antropogénica. Generalmente las profundidades de exploración no van más allá de los 300 metros.

Uno de los objetivos particulares de la exploración ambiental es la de localizar escenarios geológicos potencialmente riesgosos para las actividades humanas tales como fallas geológicas activas (Demant et al. 2001, Healy y Press, 1969, Benson y Floyd, 2000) y cavernas en el subsuelo (Butler, 1984, Miller y Steples, 1991).

En cuanto a la aplicación de los métodos geofísicos para investigar el fenómeno de hundimientos por extracción de agua subterránea, Poland (1984) mencionó la utilidad de los registros de resistividad en la determinación del número, espesor y ubicación en profundidad de los acuitardos de un acuífero en un relleno sedimentario. Como los acuitardos son estratos de materiales finos con un potencial alto de consolidación, su determinación en número, espesor y ubicación es de importancia para el cálculo de los hundimientos totales en un acuífero en medios granulares.

Por su parte, Jachens y Holzer (1979 y 1982) realizaron mediciones magnéticas y gravimétricas sobre agrietamientos conocidos en la zona Picacho y Casa Grande en Arizona, encontraron que los agrietamientos de la zona estudiada correspondían espacialmente con las anomalías magnéticas y gravimétricas observadas. Concluyeron que los agrietamientos son el resultado de hundimientos diferenciales provocados por un lecho rocoso irregular sepultado por los sedimentos, que inducen deformaciones de extensión en la superficie. Los autores resaltaron la utilidad del método gravimétrico para detectar las irregularidades del lecho rocoso, y definir las zonas potenciales de que se generen agrietamientos superficiales. Este es quizás el primer trabajo reportado que trata de establecer, aunque cualitativamente, una metodología para la predicción de la generación de agrietamientos.

Hasbrouck (1991) evaluó la utilidad del método de refracción sísmica para la detección de agrietamientos que ya se han generado, pero que la erosión los hace pasar desapercibidos a simple vista. Hasbrouck realizó mediciones sobre una zona en Arizona donde se ubica un agrietamiento bien definido y otro difícil de ubicar a simple vista. Propuso una metodología de adquisición de datos en la que la fuente se va moviendo entre los geófonos, y sólo el geófono más próximo en la dirección del recorrido de la fuente permanece activo. En sus observaciones encontró que se producen cambios en fase, frecuencia y amplitud en las trazas de los geófonos que se encuentran en las proximidades del agrietamiento. Concluyó que es posible por observación simple de los cambios en las trazas de los geófonos identificar las zonas donde se encuentran agrietamientos no visibles a simple vista.

Rucker y Keaton (1998) también reportaron la utilidad del método de refracción sísmica para la detección y localización de agrietamientos superficiales. Los autores realizaron el mismo experimento que Hasbrouck (1991) sobre un agrietamiento en Arizona, con la variante de mantener todos los geófonos activos, encontrando resultados similares a los reportados por Hasbrouck (1991).

En un estudio para caracterizar un agrietamiento superficial en el Oeste de Arabia Saudita, Bankher y Al-Harhi (1999) reportaron el uso de mediciones magnéticas y de resistividad aplicadas en la determinación del relieve del lecho rocoso. Reportan que la combinación de los dos métodos usados permite inferir tanto las variaciones laterales como verticales. Los datos de resistividad permitieron inferir la variación de la estratigrafía a profundidad, mientras que los datos magnéticos permitieron inferir la presencia de estructuras geológicas en el lecho rocoso, las cuales representan discontinuidades laterales del medio. Con base en los datos magnéticos concluyeron que el agrietamiento estudiado se genera sobre una falla sepultada por el relleno sedimentario.

En 1983, el “National Geodetic Survey” (NGS) creó el plan de monitoreo de subsidencia para el estado de Arizona, en el cual se planteó de la necesidad de conocer los límites, forma y dimensiones del sistema acuífero donde se presenta el fenómeno de hundimientos y agrietamientos. Para hacer frente a esta necesidad se propone la compilación y organización de la información geofísica existente además de un programa para la obtención datos de gravimetría (Carpenter, 1999).

Ivanich et al. (2003) realizaron mediciones gravimétricas en Arizona en una zona de hundimientos superficiales con la finalidad de determinar la geometría del lecho rocoso. Encontraron que existe una correspondencia entre la profundidad al lecho rocoso y la magnitud de los hundimientos detectados en la zona de estudio mediante interferometría de radar. Concluyeron que la presencia de agrietamientos superficiales se relaciona con los cambios abruptos en la profundidad del lecho rocoso.

A la fecha no se ha reportado una metodología integral encaminada a la predicción de agrietamientos superficiales. Los trabajos de Jachens y Holzer (1979, 1982) son quizás lo que más se acerca a este fin. Sin embargo, la escala del contexto geológico en el que desarrollaron sus mediciones gravimétricas es muy grande para la escala de los escenarios geológicos en los que se pueden generar agrietamientos superficiales. La separación entre las estaciones gravimétricas medidas por Jachens y Holzer (1979, 1982) fue en promedio de 100 metros. Esta distancia es demasiado grande para detectar en el lecho rocoso rasgos locales que pueden influir en la formación de los agrietamientos.

De los trabajos de Hasbrouck (1991) y Rucker y Keaton (1998) se desprende un problema diferente al de predicción de agrietamientos que no se han generado: el de detección de agrietamientos existentes. Ambos problemas, constituyen hoy en día los temas de mayor interés en las investigaciones sobre subsidencia por extracción de agua subterránea. En este trabajo se abordará únicamente el de predicción.

En este trabajo, para la determinación de la profundidad del lecho rocoso del valle de Querétaro se usaron mediciones gravimétricas y magnéticas, complementándose con información litológica de pozos, y para inferir las propiedades geomecánicas del medio deformable se empleó refracción sísmica.

2.4 Discusión y comentarios.

De la revisión de la literatura se observa que existe una heterogeneidad en cuanto a la concepción de la génesis del problema, inclusive en lo referente a los términos empleados para nombrar al mismo fenómeno. Esto refleja en gran medida que esta línea de investigación está en los inicios de su desarrollo como un campo nuevo en la que diferentes áreas del conocimiento y la técnica involucran. Debido a lo interdisciplinario del problema es necesario homogeneizar por un principio de cuentas el lenguaje. Las definiciones de los conceptos elementales para abordar el tema se dieron en este capítulo y se presentan en un glosario al final de la disertación.

Respecto a las teorías empleadas para cuantificar la deformación por extracción de agua de un acuífero, estas fueron inicialmente formuladas para el tratamiento de otros problemas. Por ejemplo, la teoría de la consolidación unidimensional y de esfuerzos efectivos fue desarrollada para explicar y cuantificar la deformación vertical de un estrato saturado por efecto de una presión aplicada en la superficie. Las consideraciones básicas bajo las cuales fue formulada esta teoría no se cumplen en el proceso de subsidencia salvo en casos particulares. Por ejemplo, en un acuífero confinado donde existe una presión de poro mayor que la hidrostática y la disminución en la presión no implica necesariamente un cambio de estado saturado a parcialmente saturado en el relleno sedimentario; o por ejemplo en las lentes arcillosas, las cuales tienen un coeficiente de permeabilidad pequeño y provocan un retardo en el proceso de equilibrio de presiones cuando en el agua de los alrededores del lente arcilloso hay una variación de presión.

La teoría general de la consolidación tridimensional al igual que la unidimensional considera que la masa de suelo se encuentra confinada, o que las propiedades hidráulicas del suelo son tales que un incremento en la presión del agua, se transmite a la fase sólida del suelo. Esta teoría está sustentada por el acoplamiento que se produce en una masa de suelo entre las presiones del fluido y las deformaciones en la parte sólida del suelo. Se reconocen dos tipos de acoplamiento:

- a) Acoplamiento del sólido al fluido. Ocurre cuando un cambio en el esfuerzo aplicado sobre la masa del suelo produce un cambio en la presión del fluido.
- b) Acoplamiento del fluido al sólido. Ocurre cuando un cambio en la presión del fluido produce un cambio de volumen en la masa de suelo.

Para que el acoplamiento exista y se cumplan las consideraciones de la formulación de la teoría de Biot en un proceso de subsidencia, es necesario que el cuerpo del acuífero se encuentre saturado en su totalidad y que exista un confinamiento que permita variaciones de la presión en el fluido. Es posible hacer adaptaciones a las ecuaciones constitutivas de esta teoría para aplicarlas a un suelo parcialmente saturado (Biot 1941) para lo cual se considera que las burbujas de aire pueden desarrollar una presión igual a la del agua que las rodea; sin embargo la condición del confinamiento del medio es necesaria para el acoplamiento fluido-suelo se genere.

Debido a lo anterior, la aplicación de la teoría de Biot a problemas de subsidencia por extracción de agua del subsuelo se limita a acuíferos confinados y/o acuitardos en las cuales las propiedades hidráulicas locales del relleno sedimentario permiten el desarrollo de un gradiente de presión del agua dentro acuitardo con respecto a la del relleno sedimentario permeable que le rodea

Para la teoría de la pérdida volumétrica (Sagaseta, 1987), no es necesario que la masa de suelo esté confinada. Sin embargo, aplicada a problemas de subsidencia también tiene la limitante de que sólo funciona cuando el suelo se mantiene saturado.

En su formulación original se considera que el volumen de suelo “perdido” a una profundidad cualquiera, es ocupado por suelo con las mismas características, lo que obliga a la masa de suelo a experimentar un acomodo que se manifiesta como desplazamientos horizontales y verticales en la superficie. Lo anterior implica que en la adaptación de esta teoría al problema de subsidencia, el volumen del agua que es drenada del acuífero es igual a la reducción del volumen del suelo. Esto no se cumple cuando el nivel de agua desciende y se genera una zona parcialmente saturada. La zona drenada experimenta un reacomodo por el incremento de esfuerzos manifestándose en una reducción de su volumen, pero este volumen no es de la misma magnitud que el volumen de agua drenado.

En general en la literatura se aborda el problema de los hundimientos del terreno como un problema causado por la despresurización del acuífero o de los acuitardos intercalados en el material permeable del acuífero, para este enfoque del problema existe el marco teórico para una solución cuantitativa del problema, por ejemplo las tres teorías descritas en este capítulo. Sin embargo queda aún sin resolver el problema para un acuífero libre, considerando los dos estados del suelo que interactúan durante el proceso de subsidencia, el estado saturado bajo el nivel piezométrico en donde el agua no tiene presión mayor de la presión hidrostática, y el estado parcialmente saturado que se genera cuando el nivel piezométrico desciende y se drena una parte de la masa de suelo.

Como se discutirá en el capítulo seis el acuífero superficial granular del valle de Querétaro es de tipo libre, y el estado saturado y el parcialmente saturado de la masa de suelo coexisten durante proceso de subsidencia, por lo que este enfoque es una de las hipótesis de este trabajo y consiste en considerar las deformaciones verticales como consecuencia de un incremento de esfuerzos efectivos en la masa de suelo por una pérdida de la sustentación hidráulica al presentarse el drenado de la masa de suelo.

Para proponer el modelo de subsidencia del valle de Querétaro, fue necesario proponer expresiones para el cálculo de hundimientos que tomaran en cuenta la estratigrafía de la secuencia de rellenos sedimentarios que conforman el acuífero, además de los dos estados del suelo el parcialmente saturado y el saturado.

Por otra parte el desacuerdo aparente en cuanto al mecanismo de generación de agrietamientos en los trabajos reportados en la literatura, parece obedecer a que los agrietamientos estudiados y de los cuales se desprenden tales mecanismos, son producto de fenómenos diferentes. Figueroa-Vega (1989) presenta un resumen de los mecanismos propuestos para explicar la aparición de agrietamientos. Este autor resumió en cinco los mecanismos de generación de agrietamientos.

- a) Fracturamientos por secado de un estrato arcilloso superficial.
- b) Fracturamientos causados por fuerzas de infiltración
- c) Fallamientos controlados por una depresión piezométrica,
- d) Fracturamientos controlados por variaciones en la inclinación del piso rocoso del acuífero.
- e) Fallamientos debido a la presencia de un piso rocoso en forma de escalón.

Recientemente se llevó a cabo el simposio internacional de subsidencia en Shanghai, China (SISOL, 2005). Los trabajos reportados que presentan mecanismos para explicar la génesis de los fracturamientos (e.g. Jinqi et al., 2005) son variantes de los mencionados arriba.

En este trabajo se manejó la hipótesis de que la generación de los agrietamientos es controlada por la forma del lecho rocoso que subyace a la masa de sedimentos que forman el cuerpo del acuífero granular. En el capítulo seis se discuten con más detalle las implicaciones de cada uno de los mecanismos generadores de agrietamientos y porqué se propone el del lecho rocoso irregular como el que mejor explica el fenómeno en el valle de Querétaro, además se hace una valoración de los parámetros que hay que considerar en la generación del fenómeno.

En otro orden de ideas, de acuerdo con la literatura revisada, teóricamente es posible determinar, con la precisión necesaria para la toma de decisiones, la ubicación de las zonas de riesgo de que se generen agrietamientos, (e.g. Jachens y Holzer, 1979,1982; Orozco y Figueroa-Vega, 1991; Rojas et al., 2002; Ochoa-González, 2003).

Como el fenómeno de la generación de agrietamientos, es asociado con la deformación del acuífero por efecto de un incremento de esfuerzos en la fase sólida del suelo inducido por el drenaje del acuífero, su estudio nos condujo de forma natural a abordarlo en términos de un problema de esfuerzos. Para plantear el problema se tuvieron que determinar tres aspectos fundamentales:

- a) Las condiciones de frontera del acuífero es decir los límites no deformables o no consolidables dados por la forma del lecho rocoso,
- b) Propiedades mecánicas del material que forma el acuífero, es decir la relación esfuerzo-deformación del sistema acuífero) y
- c) Las fuerzas que fluctúan sobre el acuífero, es decir cuales son las fuerzas que intervienen y que generan el incremento de esfuerzos en la estructura sólida del suelo.

Cada aspecto se discute con más detenimiento en el capítulo seis.

De acuerdo con la literatura revisada, en cuanto a predicción de agrietamientos se refiere, es posible definir dos líneas de trabajo: Una teórica que hipotetiza un mecanismo de generación de agrietamientos para la zona de estudio y mediante una simulación del fenómeno, alimentada con datos colectados en la zona estudiada, pretende definir las zonas críticas para la generación de agrietamientos. Otra cualitativa que hace primero una caracterización de los agrietamientos mediante algún método geofísico, para conocer la respuesta o “firma” del fenómeno en los registros levantados, para después identificar las zonas donde el método usado tiene la misma respuesta o “firma” las cuales son consideradas como zonas con gran probabilidad de que desarrollen agrietamientos.

Ambas líneas de trabajo se pueden complementar, puesto que a través de los métodos geofísicos es posible inferir la forma del acuífero y las propiedades esfuerzo-deformación de los materiales que lo componen, los cuales son datos para la simulación, y esta puede emplearse para una evaluación cuantitativa del riesgo en las zonas detectadas con probabilidad de que se generen agrietamiento a través de las mediciones geofísicas.

Esta forma de retroalimentar un método de predicción con el otro, es la base de la metodología propuesta en este trabajo, para poder disminuir la incertidumbre en la localización de los sitios donde se pueden presentar agrietamientos.

Uno de los problemas a resolver fue el de elegir el método geofísico que pudiera aportar mayor información para los objetivos de este trabajo. Se necesitó del método mediante el cual se pudiera inferir de mejor manera la topografía del lecho rocoso que subyace a los sedimentos deformables, además de que la implementación de este resultara económicamente factible. Debido a la disponibilidad de equipo los métodos evaluados fueron radar de penetración terrestre (GPR por sus siglas en inglés), magneto-telúrico (MT), sísmico, magnetometría y gravimetría.

Las mediciones con GPR tuvieron la desventaja de la poca penetración, menor a 4 metros con una antena de 100 MHz por lo que se descartó inmediatamente. Sin embargo este método puede ser útil para la detección de las zonas de debilidad provocadas por los agrietamientos a lo largo de su traza.

Con las mediciones MT se pudo explorar a profundidades de hasta 2000 metros, sin embargo el tiempo necesario de muestreo que es necesario para este método es demasiado grande (por lo menos 12 horas para tener la suficiente resolución), además de la susceptibilidad del método ante el ruido que le producen las líneas de energía eléctrica hicieron que también se descartara para este trabajo de investigación. No obstante este método puede ser de utilidad para inferir las variaciones verticales del tipo de material en el subsuelo.

Debido a las condiciones estratigráficas de la zona de estudio, inicialmente el método sísmico parecía que pudiera arrojar datos útiles en la determinación de la geometría del lecho rocoso. Sin embargo la fuente de energía requerida para generar ondas elásticas que no se atenuaran para alcanzar la profundidad del lecho rocoso fue una limitante para emplearlo, no obstante el método resultó de utilidad en la determinación de las propiedades esfuerzo-deformación de la masa de sedimentos deformables.

La magnetometría resultó de utilidad para identificar algunas estructuras asociadas con la topografía del lecho rocoso. Sin embargo la sensibilidad del método ante el ruido electromagnético lo limitó a zonas libres de líneas de conducción eléctrica. Una ventaja de este método es la rapidez de la adquisición de datos y su rápido procesado.

El método gravimétrico resultó ser el que más información proporcionó (corroborando las conclusiones de Jachens y Holzer (1979 y 1982) para la determinación de la topografía del lecho rocoso debido a la relación directa que existe entre los valores de la anomalía con la profundidad al piso rocoso. Adicionalmente, en los perfiles de prueba medidos sobre agrietamientos, se observó una relación espacial entre el agrietamiento y la anomalía (reportada ya en la literatura por Jachens y Holzer (1979 y 1982), lo cual permitió proponer una zonificación de riesgo de generación de agrietamientos de forma cualitativa que será discutida en el capítulo cuatro. El método es ventajoso además porque se puede implementar tanto en zonas urbanas como en zonas despobladas, y el tiempo invertido en la adquisición de datos es relativamente corto.

Respecto al monitoreo del fenómeno, si bien las técnicas más modernas para medir hundimientos (GPS diferencial o Interferometría de radar) reducen el tiempo de obtención de datos, su implementación requiere una inversión económica inicial alta, además la

interferometría está sujeta a la disposición de datos. En el caso del GPS diferencial para tener la precisión de una nivelación de primer orden se tiene que tener una estación base a no más de 10 km, y en el caso de la interferometría es necesario que se tengan al menos dos imágenes disponibles de la zona en estudio con las fechas entre las cuales se quiere cuantificar el hundimiento. La dependencia de datos que uno no puede generar, limita el uso de estas técnicas para un monitoreo de algún tiempo en particular. Sin embargo si se cuentan con los datos necesarios son quizás las herramientas más poderosas para este fin.

En el caso del valle de Querétaro, para monitorear el hundimiento general del valle se hicieron nivelaciones con aparatos de topografía de precisión sobre un perfil de testigos. El perfil monitoreado cruza el valle de Este a Oeste y los testigos en los extremos del perfil están ubicados sobre afloramientos rocosos, fuera de la zona de hundimientos. Se hicieron además, nivelaciones de precisión sobre testigos a un lado y otro del fallamiento 5 de Febrero (figura 6.5). Los resultados se muestran y discuten en el capítulo 5.

No se implementó con algún tipo de extensómetro el monitoreo de las deformaciones horizontales en la vecindad de algún fallamiento, ni la medición de las deformaciones en los diferentes estratos del acuífero a profundidad. Si bien es cierto que esta información pudo haber sido relevante para una mejor comprensión del fenómeno, su costo económico la dejó fuera de la metodología usada.

CAPITULO 3 HIPÓTESIS GENERALES

Una vez hecha la revisión de la literatura y apoyado en la información y datos colectados sobre la subsidencia y generación de agrietamientos en el valle de Querétaro, además de observaciones de campo y mediciones geofísicas de calibración sobre los sitios de agrietamientos, es posible formular las hipótesis generales y consideraciones sobre las cuales se soporta el trabajo desarrollado.

3.1 Fenomenología de generación de hundimientos superficiales por extracción del agua del subsuelo.

Se considera necesaria una discusión detallada sobre la fenomenología de los hundimientos superficiales, dado que el cálculo de los esfuerzos efectivos que generan la deformación del la masa de suelo, se hicieron con expresiones diferentes a las tradicionales (ecuaciones 2.1 a 2.3) con las cuales se obtienen los mismos valores de esfuerzo efectivo, pero la implementación de las propuestas en esta disertación (capítulo siete) permiten un análisis alternativo del fenómeno de hundimientos cuando el acuífero es libre y se genera una zona parcialmente saturada cuando el nivel de agua del acuífero se abate.

El análisis de la fenomenología del proceso de subsidencia, que es diferente a la del proceso de consolidación por efecto de una carga externa de la cual se derivó la ecuación 2.4, permite establecer una relación para calcular el incremento del esfuerzo efectivo, que produce las deformaciones verticales de los rellenos sedimentarios, que se manifiestan como hundimientos en la superficie del terreno.

Considérese la columna de un acuífero libre formado por una secuencia de material permeable depositado sobre un lecho rocoso y con intercalaciones de estratos lenticulares arcillosos (figura 3.1a).

Si se genera un abatimiento del nivel piezométrico (figura 3.1b) en el material permeable de la zona drenada, el suelo experimentará la pérdida del efecto ascensorial del agua sobre los sólidos, lo que se traduce en un aumento del esfuerzo efectivo que variará de cero en la superficie a un valor máximo a la profundidad del nuevo nivel piezométrico.

En el acuitardo que quedó en la zona drenada (sección A-A), el agua no se drena inmediatamente por efecto de su baja permeabilidad. Dentro del acuitardo el agua tiene una presión igual o muy parecida a la que tenía el agua en el material permeable que rodea al acuitardo antes del abatimiento, lo que hace que el agua fluya lentamente hacia afuera del acuitardo para disipar esta presión y que se genere un acoplamiento agua-suelo que puede causar deformaciones en la parte sólida del acuitardo. Además en el acuitardo se produce un incremento de presión por efecto de la columna de material permeable drenado que hay sobre él, y que experimentó una pérdida de la sustentación hidráulica. Se observa entonces que para el acuitardo en la zona drenada se genera un incremento del esfuerzo efectivo por efecto del cambio de presión del medio que lo circunda, y como consecuencia de la pérdida de la sustentación hidráulica en las partículas de material permeable que yacen sobre del acuitardo.

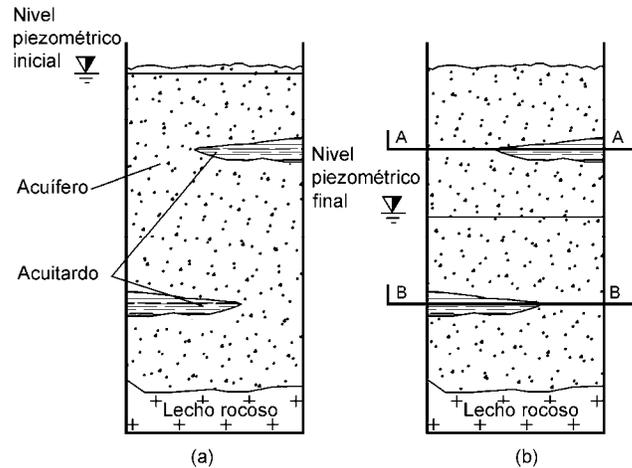


Figura 3.1 Fenomenología del proceso de subsidencia.

Por su parte, en la sección B-B abajo del nuevo nivel piezométrico, en la zona permeable el esqueleto de los sedimentos experimentará un aumento del esfuerzo efectivo a causa de la pérdida de la sustentación hidráulica del material drenado localizado arriba de la nueva superficie piezométrica. El aumento del esfuerzo efectivo será constante para cualquier profundidad y será igual al que se tiene en el material drenado a la profundidad del nuevo nivel piezométrico.

El acuitardo en sección B-B en la zona no drenada experimenta un cambio de esfuerzos similar que el acuitardo ubicado en A-A. Es decir, hay un aumento del esfuerzo efectivo por una variación de presión entre el agua dentro de él y el agua del medio permeable que lo rodea. Además experimenta un incremento de presión sobre de él por efecto de la pérdida de sustentación hidráulica en el material drenado.

El incremento de esfuerzos que se produce tanto en el material permeable como en los acuitardos producirá deformaciones verticales que se manifestarán en hundimientos en la superficie. La deformación aportada por cada material dependerá de la relación esfuerzo-deformación que posean y de las dimensiones del espesor total del estrato analizado. Sin embargo el patrón de hundimientos observado en el valle de Querétaro, sugiere que está controlado por el espesor total de sedimentos sobre el lecho rocoso. Esto se desprende de las observaciones de que los hundimientos diferenciales mayores se asocian más bien a irregularidades del lecho rocoso que a la presencia de algún acuitardo.

La pregunta a contestar es ¿Cuál es la participación de los acuitardos en la deformación asociada a la subsidencia del valle de Querétaro? Se tratará de contestar esta pregunta en función de la rigidez de los estratos permeables y arcillosos, entendiéndose como rigidez de un suelo la capacidad de este para oponerse a la deformación.

Los materiales sedimentarios que rellenan la fosa Querétaro y forman el valle del mismo nombre, tienen una cohesión que hace que se comporten como un medio poroso en lugar de un medio granular, además salvo en el caso de los estratos arcillosos, las secuencias de rellenos se caracterizan por su baja plasticidad, lo que les confiere un comportamiento rígido que se caracteriza por una falla frágil, con poca deformación dúctil (en comparación con el material arcilloso) antes que esta ocurra.

Consideremos un acuitardo rodeado por el material permeable del acuífero. Al descender el nivel piezométrico el incremento de esfuerzos efectivos causado por ello producirá deformaciones tanto en la zona permeable como en el acuitardo. Debido a que para una profundidad determinada, el incremento de esfuerzos es el mismo tanto para el acuitardo como para el material que lo rodea, la deformación en el medio permeable será menor que en el acuitardo debido a su mayor rigidez. Se pueden presentar dos escenarios probables.

El primer escenario es en el cual el espesor de material permeable sobre el acuitardo, es lo suficientemente delgado comparado con el espesor del acuitardo para que se presente una ruptura gradual e incipiente del espesor permeable (figura 3.2a). Los hundimientos observados en superficie sobre la ubicación del acuitardo son causados por la deformación del acuitardo y los desplazamientos se transmiten en el material permeable hacia la superficie. En este escenario los hundimientos se presentarán en un área pequeña, siguiendo la proyección sobre la superficie del acuitardo. Los agrietamientos se generarían en los bordes de las zonas de hundimiento, y tendrán una longitud limitada por el tamaño del acuitardo que los produce. Este escenario se ha observado en algunos fallamientos muy localizados del valle de Querétaro, los cuales no desarrollan longitudes mayores a los 100 metros, y no se asocian a anomalías gravimétricas o magnéticas que sugieran la presencia de una irregularidad del lecho rocoso bajo el agrietamiento en cuestión.

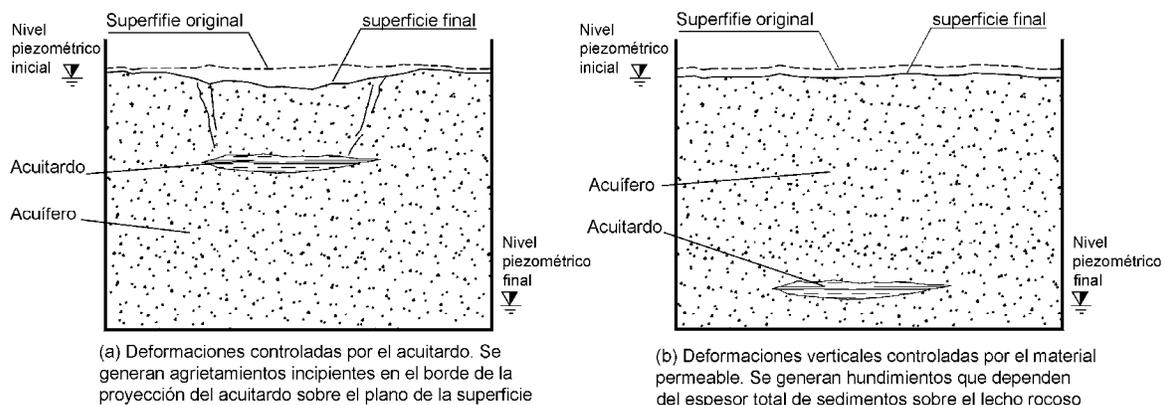


Figura 3.2 Diferentes escenarios que se pueden presentar en la interacción de las deformaciones verticales de un acuitardo con el material permeable que lo rodea.

El segundo escenario es cuando el espesor de material permeable sobre el acuitardo es lo suficientemente grande, comparado con el espesor del acuitardo o tiene la rigidez suficiente para que la deformación vertical del acuitardo sea controlada por la deformación del material permeable (figura 3.2b). En este caso los hundimientos observados en superficiales se generarán no solo por efecto de los acuitardos, sino por efecto de la deformación de todo el cuerpo del acuífero. Este escenario parece ser el que se ha observado en el valle de Querétaro donde los hundimientos parecen ser proporcionales al espesor total de sedimentos sobre el lecho rocoso, por lo que los hundimientos diferenciales se presentan en las zonas donde existe una variación rápida en la profundidad del lecho rocoso.

En el primer escenario las deformaciones del acuitardo son las dominantes, mientras que para el segundo caso las deformaciones del material permeable son las que controlan el hundimiento total.

3.2 Efecto de la escala en que se desarrolla el fenómeno.

La discusión de la fenomenología de la subsidencia nos lleva un análisis sobre el efecto de la escala en que se desarrolla el fenómeno. Auvinet y Bouvard (1983) demostraron que algunas propiedades físicas de los suelos, tales como la relación de vacíos, porosidad, peso volumétrico, y porcentaje granulométrico, varían dentro de un rango de acuerdo al tamaño de la muestra usada para su determinación, concluyen que la dispersión para suelos gruesos es mayor. Sus conclusiones sugieren que la consideración de homogeneidad en una masa de suelo, depende de la escala en que se examine. Para el valle de Querétaro el área afectada por la subsidencia se estima en alrededor de 100 km². Por tanto el problema debe abordarse desde una perspectiva macroscópica. Para esta escala las unidades geológicas que forman el cuerpo del acuífero pueden considerarse homogéneas, y las propiedades geomecánicas de una unidad geológica pueden tomarse como las propiedades promedio de todos los materiales que conforman dicha unidad.

En los trabajos que describen la estratigrafía del valle de Querétaro (p. ej. Trejo-Moedano, 1989; CNA, 2000; Carreón-Freyre et al. 2005) se reconoce una capa arcillosa superficial extendida a lo largo y ancho del valle con espesores variables de hasta 10 metros en la parte central, sin embargo la litología de pozos analizada muestra que no existe una unidad arcillosa a profundidad concentrada en alguna zona del valle en particular, por lo que para la escala en la que se desarrolla el fenómeno, los acuitardos que están embebidos en el acuífero permeable pueden suponerse distribuidos homogéneamente. Esta consideración es congruente con la hipótesis discutida en el punto anterior, en la cual se postula que la deformación del acuífero está controlada principalmente por los sedimentos permeables.

La consideración de homogeneidad debida a la escala, junto con la discusión de la contribución de un acuitardo en el hundimiento final hecha en el punto 3.1, implica que puede haber acuíferos en los cuales el volumen de los acuitardos, o el tamaño de estos sean lo suficientemente grande tal que los hundimientos son controlados por la deformación de los acuitardos. Este parece ser el caso del acuífero del valle de la ciudad de México (Figuroa-Vega (1984), Ortega-Guerrero et al. (1993, 1999), Aguilar-Pérez et al. (2006)), o el valle de San Joaquín en California EU. (Poland 1984). En este caso se produce un acoplamiento agua-suelo debido a la despresurización de los acuitardos, sin que estos pasen a una condición parcialmente saturada. Por lo tanto el fenómeno puede ser explicado a través de las teorías de la consolidación unidimensional (Terzaghi, 1956), la teoría general de la consolidación tridimensional (Biot, 1941), o la teoría de la pérdida volumétrica (Sagaseta, 1987).

La misma consideración de homogeneidad y la escala en que se desarrolla el fenómeno, implica también que en algunos acuíferos los acuitardos son un porcentaje menor del volumen total del acuífero, de tal manera que la deformación vertical total del acuífero está controlada por la deformación del material permeable, tal como fue explicado en el punto 3.1. En este caso el incremento de esfuerzos en el esqueleto de los rellenos permeables se produce por una pérdida de la sustentación hidráulica y no por efecto de una despresurización del sistema, por lo que no se produce ningún tipo de acoplamiento por lo que es necesario hacer un análisis de deformaciones y esfuerzos alterno.

La discusión de los puntos 3.1 y 3.2 nos conducen de manera natural, a la necesidad de encontrar un modo de medir las propiedades esfuerzo-deformación medias de los materiales granulares que forman el cuerpo del acuífero.

3.3 Tiempo de desarrollo del fenómeno

En zonas áridas y semiáridas como el valle de Querétaro donde no se dispone de otra fuente de agua más que la subterránea, no se vislumbra una solución inmediata para evitar la sobreexplotación de los acuíferos, por lo que se espera que el abatimiento del nivel de agua subterránea continúe, y por consiguiente el hundimiento del valle y crecimiento de agrietamientos seguirá teóricamente hasta que se alcance un equilibrio después de que se drene por completo el acuífero. Resulta entonces de interés predecir “el dónde” se presentarán los agrietamientos debido a que “el cuando” parece inevitable. Para la predicción espacial del fenómeno es más importante entonces calcular la magnitud final del incremento de los esfuerzos efectivos que deformarán al acuífero, más que el tiempo en que se alcanzarán dichos niveles del incremento en los esfuerzos efectivos. Esto nos permite hacer la consideración simplificadora de que el incremento de esfuerzos efectivos en los rellenos granulares que forma el acuífero causado por el abatimiento del nivel piezométrico se genera en forma instantánea.

Esta simplificación se cumple en gran medida en los estratos permeables del acuífero, donde el incremento de esfuerzos efectivos se produce al tiempo que el nivel piezométrico desciende y se genera una zona parcialmente saturada. En los estratos permeables no se produce el acoplamiento agua-suelo y los esfuerzos efectivos dependen sólo de la pérdida de la sustentación hidráulica. Esta es quizás la hipótesis más importante para la simulación del fenómeno y se discutirá con todo detalle en el capítulo 7

La consideración de que el incremento de esfuerzos se genera en forma instantánea, al presentarse el abatimiento del nivel de agua, permite reducir el problema a un análisis estático de las deformaciones que produce el incremento de esfuerzos efectivos.

3.4 Sobre el mecanismo de generación de agrietamientos.

En cuanto al mecanismo de generación de agrietamientos, la anomalía observada en los perfiles gravimétricos de prueba que se hicieron sobre agrietamientos, sugiere que estos tienen un origen similar a los estudiados en Arizona por Jachens y Holzer (1979 y 1982), es decir parecen ser controlados por un lecho rocoso irregular que propicia una subsidencia diferencial.

La orientación de la traza de los agrietamientos corresponde con la orientación de las fallas geológicas principales que formaron el graben de Querétaro (figura 6.5), lo cual sugiere que su ocurrencia está ligada a la presencia de estructuras geológicas sepultadas, esto refuerza la hipótesis de la génesis por subsidencia diferencial.

La hipótesis del origen tectónico es descartada por el hecho de que en los afloramientos rocosos que rodean al valle afuera de la zona de rellenos aluviales, no se han reportado movimientos recientes en fallas. El fallamiento asociado a subsidencia se limita a las zonas donde existen rellenos granulares que forman parte de acuífero parcialmente drenado. Además no se ha reportado actividad sísmica contemporánea al crecimiento de los agrietamientos dentro del valle de Querétaro (Aguirre-Díaz et al. 2000 y 2005; Zúñiga et al. 2003). Sin embargo, el monitoreo sísmico del valle es muy reciente, por lo que no se

descarta que algunas fallas tectónicas preholocénicas hayan contribuido a la formación de algún fallamiento asociado a subsidencia, y que en la actualidad haya sido reactivado por efecto del drenado parcial del acuífero. En todo caso el estudio de la probable generación de agrietamientos en el acuífero por tectonismo antiguo queda fuera del alcance de esta investigación.

La hipótesis de que los agrietamientos se asocian con los conos de abatimiento en donde el gradiente del nivel piezométrico es mayor (Álvarez-Manilla, 1999,) no explica adecuadamente los fallamientos y fracturamientos observados en el valle de Querétaro.

Ciertamente existe una relación directa entre piezometría y hundimientos superficiales que ha sido documentada en otras zonas de subsidencia y agrietamientos (Zermeño et al. 2006), pero esta hipótesis implica que los agrietamientos se generarían siguiendo las formas concéntricas de la piezometría alrededor de las zonas mayores de abatimiento, y además se tornarían itinerantes siguiendo el gradiente de la piezometría conforme esta cambiara, y este comportamiento no se ha observado en los agrietamientos del valle de Querétaro. Se propone como explicación a la observación en campo de la no asociación de agrietamientos al gradiente de la piezometría en el valle de Querétaro, el que este no sea suficiente grande como para generar hundimientos diferenciales de la magnitud como para que se presenten agrietamientos superficiales. Lo anterior nos permite considerar que para la escala en que se desarrolla el fenómeno el efecto de los conos de abatimiento es mínimo y el nivel piezométrico se puede considerar que corresponde a un plano sobre la zona de subsidencia.

Por todo lo anterior el mecanismo de generación de agrietamientos que mejor explica la generación del fenómeno en el valle de Querétaro, es el que postula la génesis de estos por efecto de hundimientos diferenciales provocados por un lecho rocoso con topografía irregular.

Morfológicamente se han diferenciado dos tipos de agrietamientos. Uno que desarrolla un escarpe al presentarse desplazamiento vertical relativo entre los dos bloques generados por el plano de ruptura, el cual es atribuido a un lecho rocoso en forma de escalón (figura 3.3), y otro que no desarrolla escarpe en superficie, simplemente se presenta como un fracturamiento de suelo. Este tipo de agrietamiento se asocia a los altos del lecho rocoso (figura 3.4).

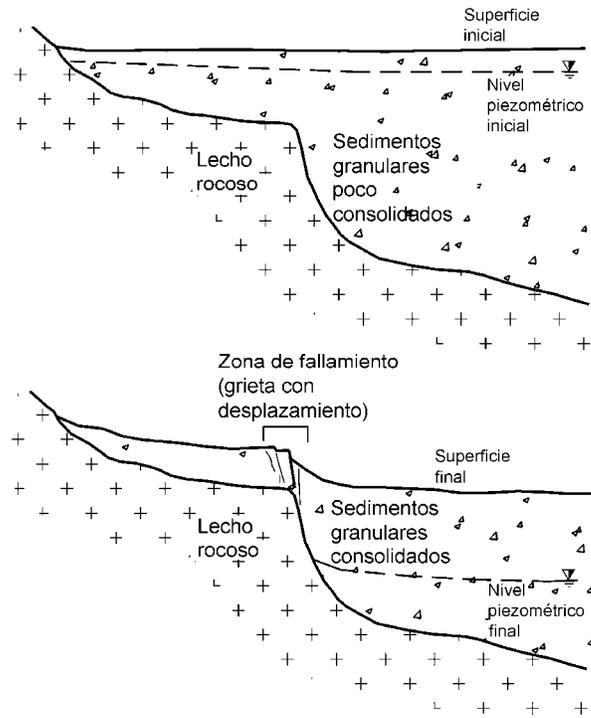


Figura 3.3 Lecho rocoso en forma de escalón asociado a fallamientos superficiales

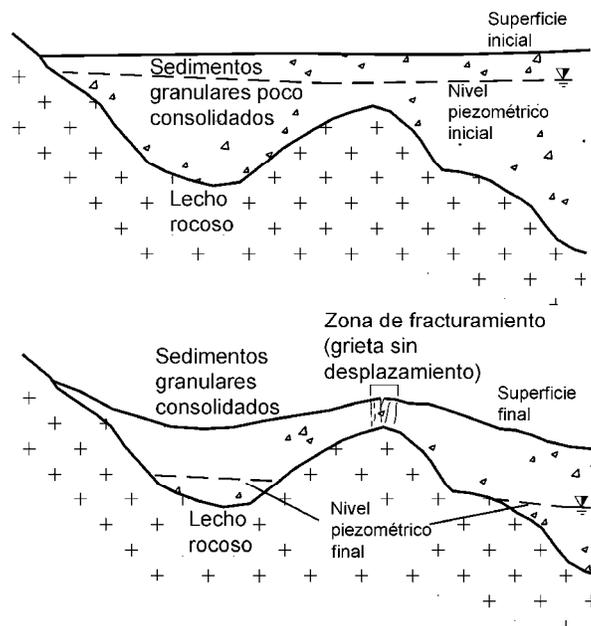


Figura 3.4 Lecho rocoso en forma de protuberancia basal asociado a fracturamientos superficiales.

3.5 Sobre las fuerzas que intervienen en el fenómeno de subsidencia y generación de agrietamientos.

Como se discutió en el punto 3.1 sobre la fenomenología del proceso de subsidencia, las deformaciones del medio granular estarán regidas por el incremento de esfuerzos efectivos que se produce por una pérdida de la sustentación hidráulica en el material permeable del acuífero. Partiendo de esta hipótesis, se considera entonces que no existen fuerzas externas al sistema que lo afecten; las únicas fuerzas que actúan sobre el esqueleto del relleno sedimentario son las fuerzas de cuerpo producidas por las masas de las partículas sólidas y del agua cuando se encuentra de manera discontinua, en forma de humedad del suelo, afectadas por la gravedad. Además se debe considerar también como fuerza actuante sobre el esqueleto del relleno el efecto de flotación que ejerce el agua sobre el volumen de los sólidos.

Dada la característica de acuífero libre y la suposición de que el material permeable es el que rige la deformación del acuífero, se considera que el agua siempre se mantiene en condición hidrostática, y su única aportación es la que proporciona por el efecto de flotación sobre los sólidos.

Por simplificación del problema se considera que el nivel piezométrico coincide con el nivel de agua, por lo que se despreja la existencia de la zona donde el suelo está saturado por efecto de la capilaridad. El estudio del comportamiento del sistema en esta zona queda fuera del alcance de esta disertación.

Las fuerzas de infiltración y del flujo natural subterráneo, así como las generadas por el bombeo de pozos se consideran despreciables comparadas con las de cuerpo y del efecto de flotación, por lo que no son consideradas en el cálculo de las deformaciones del acuífero.

3.6 Sobre la reología del material que conforma al acuífero.

La determinación de que modelo reológico de los existentes describe de manera adecuada la deformación del acuífero del valle de Querétaro en el proceso de subsidencia no es trivial. Existen varios modelos reológicos que se emplean para describir el comportamiento de un suelo en cuanto a deformación. Esto parece deberse a que cada modelo describe el comportamiento del suelo para un problema en particular. Teóricamente, por tratarse de un mismo material (rellenos granulares), debería existir un modelo general del cual se desprenderían como particularidades modelos de aplicación en problemas concretos. Sin embargo factores como la granulometría, mineralogía, geometría y proporciones relativas de acuitardos y acuífero en el sistema, influyen en el comportamiento de un suelo por lo que usualmente se usa un modelo reológico para suelos finos (limos, arcillas) y otro para suelos gruesos (arena y grava). Además el paso de un estado saturado a uno parcialmente saturado también va acompañado de un cambio en el comportamiento del suelo. Aunado a todo esto, si se considera la heterogeneidad de los materiales sedimentarios que conforman una masa de suelo del tamaño del acuífero del valle de Querétaro, estos tienen un comportamiento esfuerzo-deformación diferente el cual contribuye al comportamiento macroscópico del acuífero como un todo.

Los modelos más aceptados para describir el comportamiento de los suelos son los elastoplásticos, en los cuales se considera que la deformación total es la suma de una deformación elástica más una deformación plástica. Para suelos finos arcillosos los modelos visco-elásticos y elásticos-viscosos son los más usados.

En el proceso de subsidencia del valle de Querétaro los hundimientos se producen de manera gradual. En la literatura (Poland (1984), USGS (1999), SISOL (2005)), se ha atribuido este comportamiento a la despresurización por efecto de la expulsión del agua de los acuitardos. Sin embargo, en el valle de Querétaro la información de la estratigrafía de pozos indica que no existe una unidad arcillosa suficientemente grande y extendida a profundidad, como para atribuirle la deformación del acuífero. En este caso los hundimientos graduales parecen estar ligados a la rapidez con que se abate el nivel piezométrico. Esto es congruente con la fenomenología de la subsidencia discutida en el punto 3.1, donde el incremento de esfuerzos se produce en forma instantánea por una pérdida de la sustentación hidráulica; en este caso dada la permeabilidad alta del medio que se está deformando, la velocidad del abatimiento del acuífero es proporcional a la velocidad del incremento de esfuerzos y por tanto a los hundimientos superficiales. Además la misma fenomenología del proceso de subsidencia discutida arriba plantea el escenario para que se genere una deformación tipo “*creep*”. El abatimiento del nivel piezométrico genera un incremento en los esfuerzos efectivos, si el nivel piezométrico no se recupera, el incremento de esfuerzo efectivo se mantiene actuando sobre el suelo provocando deformación en forma de *creep*.

Esta discusión breve hace evidente la complejidad para determinar que modelo reológico de los existentes se puede aplicar, o en su caso proponer uno (lo cual queda fuera del alcance de este trabajo) que describa adecuadamente la manera en que se deforma el sistema, por lo que sólo se discutirá acerca de las características esfuerzo-deformación que de acuerdo a la escala y a la fenomenología de la subsidencia, se deben considerar en el material granular para la simulación del fenómeno.

Al hacer uso del método sísmico para la determinación de las “constantes elásticas” del material granular (Capítulo 5), implícitamente se está aceptando que este es elástico y lineal. Esto es cierto sólo en un rango en que las deformaciones del suelo son pequeñas, lo cual se cumple en la implementación del método sísmico. Sin embargo las deformaciones que se producen en el acuífero son irreversibles, es decir plásticas, por lo que las constantes elásticas solo pueden tomarse como constantes de proporcionalidad de la relación esfuerzo-deformación, siempre y cuando las deformaciones plásticas se consideren lineales. Esta consideración puede introducir un error en el análisis cuantitativo del fenómeno, sin embargo los niveles de deformación que resulten en la simulación serán proporcionales a los que realmente se estén generando, por lo que cualitativamente se pueden encontrar las zonas más esforzadas y deformadas.

Todo lo anterior nos permite postular las siguientes hipótesis generales:

3.7 Hipótesis generales.

Las hipótesis generales para este trabajo son:

1. El incremento de esfuerzos efectivo en la masa de suelo que se manifiesta en la deformación del acuífero se produce por una pérdida de la sustentación hidráulica.
2. El incremento de esfuerzos efectivos se genera de manera instantánea al presentarse un abatimiento del nivel de agua en el subsuelo

3. 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
4. El sistema acuífero en el valle de Querétaro está formado por depósitos de piroclásticos intercalados con materiales aluviales y lacustres. Estos materiales para la escala en que se desarrolla el fenómeno de subsidencia se consideran como un cuerpo homogéneo, isótropo y lineal.

CAPITULO 4 ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS GEOFÍSICOS

Se presenta la metodología usada en campo para adquirir los datos geofísicos, y una breve discusión del tratamiento que se les dio para su presentación en los mapas y gráficas del capítulo cuatro.

4.1 Datos gravimétricos

a) Adquisición de datos: Los datos se adquirieron en diversas campañas entre los años 2001 y 2006, midiendo un total de 4121 sobre perfiles cortos en zonas de agrietamientos, y perfiles regionales que cruzaron el valle por completo. Estas 4121 mediciones se sumaron a 725 mediciones que Arroyo et al. (2002) levantaron para un estudio geohidrológico del valle. La separación entre estaciones en los perfiles cortos fue desde tres metros (Zona 5 de Febrero sur, figura 5.19), hasta 50 metros (Zona Jurica, figura 5.4). La separación entre mediciones en los perfiles regionales fue de 200 metros en promedio (figura 5.18).

Cada una de las estaciones gravimétricas fue acompañada de una nivelación, así como del posicionamiento (latitud y longitud) con un navegador GPS (figura 4.1). Esta información forma parte de los parámetros requeridos para realizar las correcciones y reducciones (anexo A) a los datos adquiridos.



Figura 4.1 Algunos aspectos del levantamiento de datos gravimétricos. (a) y (e) Trabajos de nivelación con estación total sobre los puntos de medición gravimétrica. (b) Gravímetro Scintrex CG-3 empleado para las mediciones de gravimetría. (c) Mediciones de gravimetría. (e) GPS usado para el geoposicionamiento de los puntos de medición gravimétrica

Todas las mediciones se ligaron a una estación base a partir de mediciones al inicio y al final de cada jornada de trabajo. La recurrencia promedio a la estación base fue de 8 horas. La estación base se ubica en el Centro de Geociencias y es una estación gravimétrica de segundo orden. El valor de la gravedad de este punto fue determinado en 1999, mediante mediciones recurrentes entre la estación gravimétrica de primer orden ubicada en el Instituto de Geofísica de la UNAM y el punto base en Juriquilla, Qro. El valor de la gravedad determinado para la estación base fue de 978098.2752 mgales.

El instrumento usado para la nivelación fue una estación total marca SOKIA modelo SET3, la cual tiene un a precisión de ± 40 mm/km, y para el posicionamiento diferentes navegadores, todos con una precisión de ± 12 metros (según datos del fabricante). Todas las mediciones de gravimetría fueron realizadas con un gravímetro marca Scintrex, modelo CG-3, cuya precisión es de 0.01 mgal.

La cota de cada punto se obtuvo asociando a cada punto inicial de cada una de las campañas, el valor de la elevación sobre el nivel del mar que le correspondió de acuerdo a sus coordenadas, en un modelo de elevación digital construido con los datos vectoriales de la carta topográfica escala 1:50000, F14C65 del INEGI, la cual contiene en su totalidad al valle de Querétaro.

b) Procesamiento de datos y elaboración de mapas: Para obtener la anomalía residual, los datos fueron corregidos y reducidos siguiendo el procedimiento descrito en el anexo A. Para tal efecto se desarrollaron tres rutinas en MatLab para el procesamiento automatizado de los datos las cuales son descritas en los anexos B, C y D.

Para la representación de las anomalías en mapas se usó el software de representación y visualización de datos surfer versión ocho. En esta parte del trabajo se encontró con un problema: La concentración de datos en algunas zonas en el área de estudio y la ausencia de los mismos en otras partes, producía una anomalía ficticia de altas frecuencias en las zonas sin información. Esto motivó el que se implementara una doble interpolación para obtener anomalías suaves en las zonas sin datos, sin que en las zonas donde si se hicieron mediciones se perdiera información por un filtrado de los datos. La doble interpolación consistió en el proceso siguiente:

Con los valores de Latitud, Longitud y valor de la anomalía de todos los datos medidos se genera un primer archivo de datos 0.DAT, con el cual se hizo una primera interpolación usando el método kriging. El Software genera un archivo 1.GRD el cual es un mallado regular con puntos equiespaciados calculados de acuerdo al método de interpolación usado (en este caso kriging). Este primer archivo (1.GRD) se exportó a formato ASCII generando un archivo 1.DAT el cual contiene una lista de datos de Latitud, Longitud y Valor de la anomalía de cada uno de los puntos del mallado regular del archivo 1.GRD. Al archivo 1.DAT se le adicionan los datos originales de las mediciones y se genera un archivo 2.DAT. Con este archivo que contiene la información original (puntos medidos) y la información interpolada en la zonas sin mediciones se hace una segunda interpolación usando el mismo método de kriging, el resultado es un archivo 2.GRD que contiene los datos de un mallado equiespaciado de valores de longitud, latitud y valor de la anomalía. Este proceso elimina las frecuencias altas (anomalías ficticias) en las zonas sin datos pero conserva la información de las zonas que si tienen datos, que de otra forma se perdería con un filtrado de las frecuencias altas del mapa completo.

Por otra parte en los perfiles de prueba realizados sobre zonas de agrietamientos se observó que los agrietamientos se asocian a las anomalías gravimétricas. Un análisis con más detalle mostró que los agrietamientos se presentan en donde el gradiente de la anomalía tiene un máximo local o muy cerca de estos máximos en la curva del gradiente de la anomalía.

Cuando se trabaja con perfiles basta determinar la derivada (pendiente) de la curva en cada punto con la expresión:

$$|\text{Grad}(\Delta g_{RS})_i| = \frac{(\Delta g_{RS})_{i+1} - (\Delta g_{RS})_i}{(X_{i+1} - X_i)} \quad (4.1)$$

Donde $|\text{Grad}(\Delta g_{RS})_i|$ es el valor absoluto de gradiente de la anomalía residual correspondiente a la i -ésima estación gravimétrica sobre el perfil. En algunas ocasiones, sobre todo en perfiles medidos en la zona urbana, fue necesario filtrar previamente la curva de la anomalía para eliminar las frecuencias altas consideradas como ruido producido por el tráfico, para ello se empleó un promedio flotante con una ventana de cinco datos. Este filtro generó una curva más suave de la anomalía lo que permitía el cálculo de curvas del gradiente también más suaves.

La representación de la anomalía en mapas motivó también la elección de un algoritmo que permitiera calcular el gradiente de la anomalía para valores representados en el plano. Se utilizó para este fin el operador gradiente el cual aplicado a puntos discretos, como los del archivo 2.GRD se define por la siguiente expresión (SURFER V8):

$$|\text{Grad}(\Delta g_{RS})| = \sqrt{\left(\frac{Z_E - Z_W}{2\Delta X}\right)^2 + \left(\frac{Z_N - Z_S}{2\Delta Y}\right)^2} \quad (4.2)$$

En donde Z_E , Z_W , Z_N y Z_S son los valores de la anomalía residual de los puntos de la retícula regular alrededor del punto donde se quiere calcular el gradiente (figura 4.2). El valor determinado es la máxima razón de cambio del incremento en los valores de la anomalía asociado al punto en cuestión.

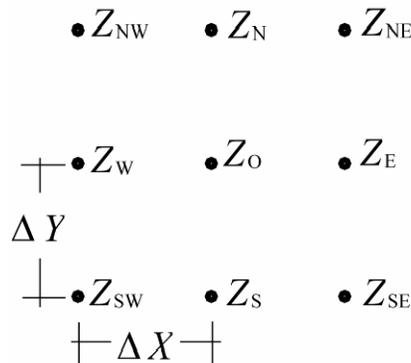


Figura 4.2 Nomenclatura de los puntos para calcular el gradiente horizontal en un mapa de anomalía gravimétrica.

4.2 Datos magnéticos

a) Adquisición de datos: Los datos magnéticos fueron medidos en diversas campañas entre 2003 y 2004. La zona estudiada se limitó al área SW del valle de Querétaro debido a que en esta zona el ruido que las líneas de energía eléctrica generan para la implementación del método es mínimo, por ser una zona no urbanizada y alejada de las líneas de alta tensión. Además, en esta área se ubicó una de las familias de agrietamientos reportadas en el capítulo seis, lo que sirvió para caracterizar la firma magnética de los agrietamientos. Se midieron un total de 748 estaciones, todas las mediciones fueron referidas a un punto base ubicado dentro de la zona de estudio, en el cual se hicieron mediciones con un promedio de dos horas de recurrencia. En cada medición se tomó posición de latitud y longitud con un

GPS. El equipo usado fue un magnetómetro marca GEM Systems, modelo GSM-19T. En la figura 4.3 se presentan algunos de los aspectos del levantamiento de datos magnéticos

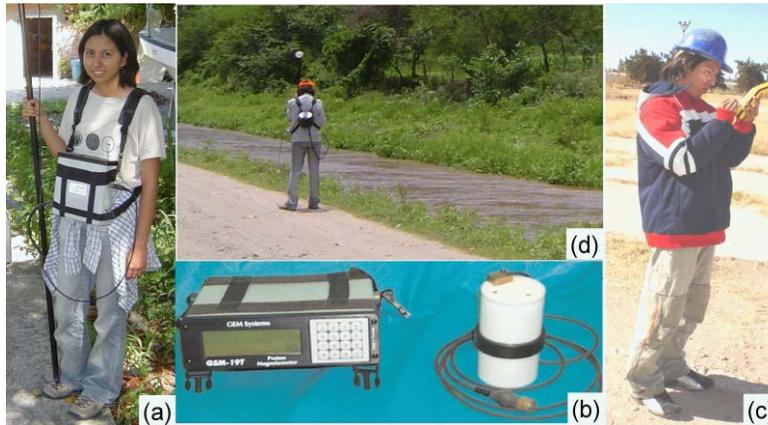


Figura 4.3 Algunos aspectos del levantamiento de datos magnéticos. (a) Equipo de magnetometría con operadora (b) Magnetómetro GSM-19T de GEM Systems usado para las mediciones de magnetometría. (c) Trabajo de geoposicionamiento con GPS de los puntos de medición de magnetometría. (d) Medición recurrente en un punto base.

b) Procesamiento de datos y elaboración de mapas: El procesamiento de los datos consistió en hacer las correcciones por variaciones periódicas. Las mediciones en la base fueron usadas para este fin y para reducir los datos a un mismo tiempo. Se consideró una variación lineal con respecto al tiempo de los valores de las mediciones tomadas en la base. La corrección por variaciones periódicas y la reducción a un mismo tiempo, se hicieron de acuerdo a lo expuesto en anexo A y los mapas elaborados se muestran en el capítulo siguiente.

Para la elaboración de los mapas de anomalía se hizo una interpolación doble usando el método Kriging, la cual es explicada en anexo A.

4.3 Datos sísmicos

a) Adquisición de datos: Los datos sísmicos fueron adquiridos en diferentes campañas durante los años 2002 al 2004, realizándose mediciones en siete sitios diferentes en los cuales se midió sobre un total de 30 líneas sísmicas. Adicionalmente se consiguió un informe técnico donde se reporta la información de 16 líneas sísmicas medidas en un sólo punto del valle (UAQ 1998).

El equipo usado para los datos medidos fue un sismómetro marca Geometrics, modelo Geode ES-3000 con 24 canales. Se hicieron mediciones en tendidos de 12 geófonos. La fuente sísmica usada fue para la medición de ondas P un martillo neumático de 50 libras (figura 4.4).



Figura 4.4 Algunos aspectos del levantamiento de datos sísmicos. (a) Equipo de exploración sísmica usado en la determinación de las constantes elásticas. Sismómetro Geode ES-3000 marca Geometrics. (b) y (c) Colocación de geófonos. (d) Fuente de onda elástica. Martillo neumático de 50 lb.

Para medir la velocidad de propagación de la onda S se enfrentó al problema de que como esta se propaga con una velocidad menor a la onda P, en los registros fue difícil identificar su arribo. La identificación en los registros del arribo de la onda P no representa problema puesto que es el primer pico en los registros, pero el arribo de la onda S queda embebido en la señal de sismograma y su identificación la mayoría de las veces fue imposible. Esto motivó a implementar un arreglo diferente para medir la velocidad de dichas ondas. La solución fue la implementación de una fuente sísmica que produjera principalmente ondas S y que estas se propagaran con mayor energía en la dirección del tendido de geófonos, además de usar geófonos que detectan sólo ondas S.

La figura 4.5 ilustra de forma esquemática el procedimiento de campo para medir ondas S. Las ondas S son producidas cuando se golpea un madero en la dirección normal a la línea de geófonos, que está bajo el peso de un camión de tal forma que el golpe se transmite al suelo. Se genera una onda elástica que se propaga en la dirección de la línea de geófonos, y con la componente S con más energía que la componente P. Mientras que en la dirección normal (en dirección al eje longitudinal del madero) las ondas más energizadas son las P. Esta forma de generar la onda sísmica y el uso de geófonos sensibles al movimiento de las ondas de corte permitió estimar la velocidad de propagación de estas ondas.

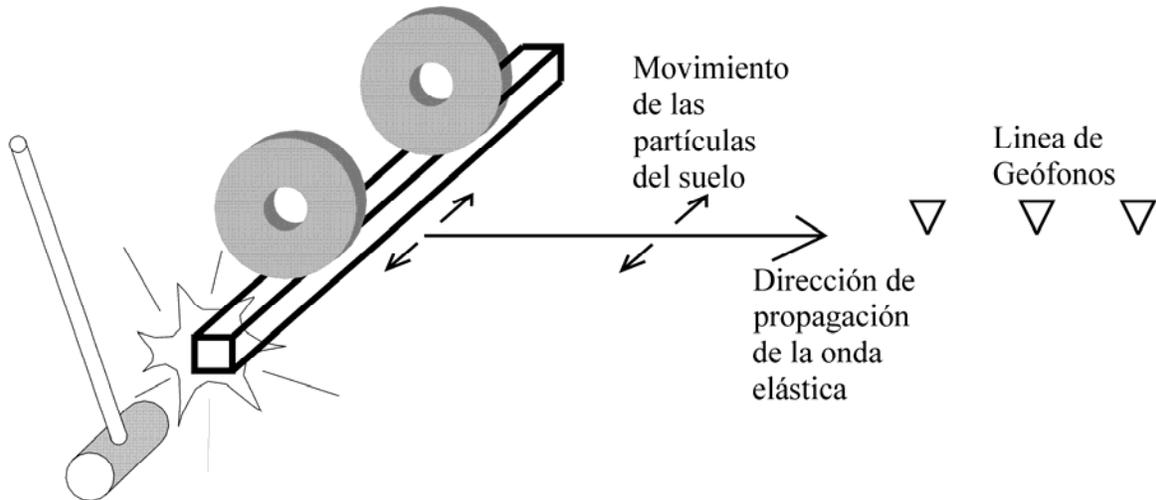


Figura 4.5 Esquema del procedimiento para generar y medir ondas S en campo. La separación entre la fuente y el primer geófono fue la misma que entre dos geófonos de la línea sísmica (de dos a 5 metros para diferentes líneas)

b) Procesamiento de datos y elaboración de mapas: El procesado de los datos sísmicos consistió en identificar los primeros arribos en cada geófono de la onda S y P, según fuera el caso y calcular las velocidades asociados a estos arribos. Se utilizó el software StrataVisor versión 8, el cual controla la adquisición de datos y tiene un módulo de interpretación. El producto final que arroja el módulo de interpretación de datos es un modelo de capas de velocidad de propagación de la onda. Los resultados de las mediciones sísmicas se muestran en el siguiente capítulo.

4.4 Discusión y comentarios

Las deformaciones que se producen por la extracción del agua del acuífero somero del valle de Querétaro tienen lugar en la masa de sedimentos granulares que forman el relleno parcial del mismo. El lecho rocoso sobre el que yacen los sedimentos se considera para fines prácticos indeformable por lo que en este trabajo es de interés determinar su geometría, ya que su forma condiciona de manera dominante al campo de deformaciones en los sedimentos granulares.

Las estructuras geológicas más profundas (i.e. en el basamento del valle) que se encuentran a una profundidad mayor que la interfase acuífero-lecho rocoso no influyen en el comportamiento en cuanto a deformaciones del acuífero granular, por lo que la anomalía residual gravimétrica (anexo A) es de interés especial para este trabajo. Los mapas de la anomalía residual permiten inferir de forma cualitativa la geometría de la cima del lecho rocoso, si se considera que existe una correspondencia directa entre su elevación con respecto a un datum y los valores de la anomalía.

La correspondencia es mayor en la medida en que no existan variaciones laterales en la densidad dentro de los rellenos granulares o en el piso rocoso. Afortunadamente la secuencia de sedimentos se acumuló en capas, por lo que las principales heterogeneidades en cuanto a densidad son en la dirección vertical por lo que la relación entre anomalía y profundidad al lecho rocoso se mantiene. Además dado que el piso rocoso del acuífero superficial granular está formado por rocas ígneas, basalto y andesita principalmente (Carreón-Freyre et al. 2005 y Alaniz-Álvarez et al. 2001), las cuales tienen una densidad muy similar, por lo que una variación lateral entre un material y otro no implica una variación lateral en la densidad del lecho rocoso.

Una hipótesis de trabajo para esta investigación (Capítulo tres) es que el mecanismo de generación de agrietamientos es causado por la subsidencia diferencial propiciada por la topografía del lecho rocoso. Esta hipótesis y el hecho de que la anomalía residual y la topografía del lecho rocoso se relacionan directamente permiten hacer uso de los mapas de anomalía gravimétrica residual para ubicar de forma preeliminar las zonas de riesgo que serán aquellas regiones donde el valor de la anomalía cambia rápidamente y donde las curvas de isovalores que limitan la anomalía se alinean en una dirección preferente.

Además, en los perfiles gravimétricos de prueba medidos a través de agrietamientos ya existentes, se observó que dichos agrietamientos se ubican en los máximos locales del gradiente horizontal de la anomalía o muy cerca de estos valores, por lo que los mapas del gradiente horizontal de la anomalía (anexo A) son importantes para definir las zonas de mayor riesgo. Estos mapas pueden usarse directamente como para estimar de forma cualitativa el riesgo de agrietamiento. Para ser más precisos los valores altos del gradiente horizontal de la anomalía se asocian a fallamientos por subsidencia. Debido a esto se debe de hacer una interpretación más minuciosa apoyado con la carta de la anomalía residual, dado que las zonas sobre un alto del lecho rocoso tienen un gradiente igual a cero o muy cercano a ello, y sin embargo son zonas donde se pueden generar fracturamientos por subsidencia.

La zonificación de riesgo con estos mapas será más acertada en la medida en que se disponga de una densidad mayor por unidad de área del número de mediciones y que las mediciones estén lo más homogéneamente distribuidas.

Los datos de gravimetría además permitieron inferir de forma cuantitativa la forma del lecho rocoso a través de un modelado (anexo A). El modelo resultante puede ser más preciso en la medida que se tengan más elementos de “amarre”, tales como la estratigrafía de pozos y valores promedio de los materiales en el subsuelo.

Para determinar las propiedades promedio del material granular, el método propuesto por Nettleton (1976) y el uso del método sísmico para determinar la densidad (anexo A) proveen valores de la densidad de los materiales de la zona de estudio acorde con la escala en que se desarrolla el fenómeno. La densidad encontrada de esta forma, es la densidad media de todo el volumen de material arriba del datum usado en el caso aplicar el método de Nettleton, o de los rellenos granulares por la cual se propagó la onda sísmica en el caso del método sísmico, tomando en cuenta las heterogeneidades del material. Se eligieron estos método sobre las pruebas tradicionales de mecánica de suelos debido a su rápida implementación, el aprovechamiento de los datos gravimétricos ya generados y porque el valor obtenido es más representativo que el valor que se puede determinar mediante un número finito de muestras del material.

Por otro, lado no obstante la ambigüedad inherente en la interpretación del método magnético (anexo A), la rapidez de su implementación permite la elaboración de mapas de regiones grandes mediante el análisis de magnetometría aérea. Estos mapas permiten conocer de forma cualitativa la geología estructural regional de la zona haciendo continuaciones hacia arriba o hacia abajo.

En lo que se refiere al método sísmico para la determinación de las constantes elásticas del relleno sedimentario “in situ” a partir de las velocidades de propagación de la onda elástica (anexo A), este proporciona, para la escala en que se desarrolla el fenómeno, un valor medio y más representativo de los rellenos granulares que el que se obtiene mediante pruebas tradicionales de mecánica de suelos, además su implementación es mucho más rápida y menos engorrosa en comparación con los métodos convencionales.

Para los volúmenes de material que se involucran en el proceso de subsidencia, la caracterización de los rellenos granulares por medio de pruebas de mecánica de suelos convencionales implicaría un volumen de trabajo inmenso, además la heterogeneidad del material se manifestaría en una dispersión muy grande de los valores. Se puede considerar que esta heterogeneidad es tomada está implícita en la determinación de la densidad y las constantes elásticas por medio de los métodos geofísicos, puesto que la velocidad de propagación de la onda elástica en el caso del método sísmico, y la gravedad de Bouguer en el caso del método gravimétrico, es producto de toda la masa de sedimentos en su conjunto.

CAPITULO 5 INFORMACION GEOFÍSICA Y GEOLOGICA DEL VALLE DE QUERÉTARO.

5.1 Introducción

Es importante señalar que este trabajo no pretende aportar nuevos elementos al conocimiento de la geología de la zona. La aportación de la tesis es en dirección del entendimiento, simulación y cuantificación del fenómeno de subsidencia por efecto de la extracción del agua subterránea del valle de Querétaro. El objeto del trabajo es establecer una metodología para predecir o identificar las zonas con potencial de que se generen nuevos agrietamientos, tanto en el valle estudiado como en otros valles donde se presente el mismo fenómeno y se tengan condiciones hidrogeológicas parecidas. Sin embargo el conocimiento del entorno geológico regional es esencial para el entendimiento conceptual de la génesis de los agrietamientos superficiales.

De igual forma, los métodos geofísicos empleados son solamente la herramienta que nos permitió la caracterización del fenómeno y la definición de las condiciones de frontera del acuífero estudiado, las cuales son necesarias para una simulación más real del fenómeno.

5.2 Geología del valle de Querétaro

El valle de Querétaro se localiza dentro del graben complejo del mismo nombre formado por la intersección de los sistemas de fallas regionales Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA) y el sistema Chapala-Tula (Aguirre-Díaz et al. 2000 y 2005). Los límites Oriente y Poniente del graben de Querétaro están bien definidos (figura 5.1), son al poniente la falla San Bartolomé (No 58, N10°W) al oriente la falla Querétaro Norte (No 67, N5°W), Querétaro Sur (No 68, N25°W) y Huimilpan Norte (No. 69, N26°W). Los límites norte y sur no están claramente definidos, al norte el volcán la Joya es considerado el fin del sistema de falla Taxco-San Miguel de Allende (Valdez-Moreno et al. 1998), por lo que puede ser considerado el límite norte del graben de Querétaro. Al sur se presentan una serie de fallas normales con rumbo (ENE-WSW) con echados generalmente hacia el norte, por ejemplo las fallas No. 42,43 y 44. El nombre y número de las fallas se presenta en la tabla 5.1

Dentro del Graben de Querétaro se encuentra una depresión, fosa o graben secundario, que para fines de referencia le llamaremos fosa Querétaro. Esta fosa es definida en su hombro poniente por las falla Tlacote (No. 61, N19°W), y en la parte oriente por la falla 5 de Febrero (No 65-66, N12°W); al norte lo limita la falla Jurica (No 5, N85°W) y al sur la Falla Lourdes (No. 44, N65°W). La fosa está rellena con sedimentos granulares de origen aluvial y lacustre no consolidados con intercalaciones de derrames de lava de espesores variables. Sobre la fosa se ubica la parte poniente del valle de Querétaro y es donde se ha registrado el fenómeno de subsidencia y generación de agrietamientos.

Todas las fallas se presentan en la superficie como altos topográficos con excepción de la falla 5 de Febrero en la parte central del valle entre las fallas No. 14 y 45, donde es sepultada por los rellenos granulares (figura 5.1). Justo sobre el escarpe de la falla sepultada se ha observado un fallamiento superficial, lo cual apoya la hipótesis de que el mecanismo de generación de los agrietamientos es por hundimientos diferenciales causados por la variación del espesor de sedimentos.

Alaniz-Álvarez et al. (2001) con base en los estratos cortados por las fallas y el grado de erosión de los escarpes infieren que el periodo de tiempo durante el cual se registró la mayor actividad de las fallas ocurrió hace 5.3 a 10 millones de años. El sistema de fallas que delimita la fosa Querétaro no ha presentado actividad sísmica en años recientes, sin embargo en la zona de Sanfandila, aproximadamente 20 km al Sur-Este de la ciudad de Querétaro se registró actividad sísmica en 1998, consistente en una secuencia de eventos sísmicos con magnitud de hasta tres (Aguirre-Díaz et al. 2000 y 2005, Zúñiga et al. 2003). Esta actividad sísmica no ha sido relacionada con la subsidencia y la generación de agrietamientos en el valle de Querétaro, lo cual refuerza la hipótesis de que los hundimientos y agrietamientos son efecto de la pérdida de sustentación hidráulica en el sistema acuífero por causa del abatimiento en el nivel piezométrico.

Falla Número	Nombre de la Falla	Azimut (grados)	Longitud (km)
1	Ixtla	71	11.2
2	Ojo Zarco	75	4.3
3	La Estacad	77	1.4
4	San Ignacio	67	6.5
5	Jurica	86	7.2
6	El Salitre	86	8.9
7		90	2.3
8	San José El Alto	82	8
9		90	1.5
10		69	3
11		88	4
12		90	7.5
13	Menchaca	79	6
14		77	6
15	Saldarriaga	77	6
16		76	4.5
36		256	2.1
37		253	2.3
40		254	3.1
42		256	6.8
43		252	4.6
44	Lourdes	246	9.2
45		256	3
46		72	3.5
47		249	4.1
48	Cimacuático	77	13
49	Los Cues	76	10.8
50	Boliche	249	1.8
51		258	2.5
52		261	1.6
53		261	2.1
55	San Vicente Ferrer	276	10
56		346	4.8
58	San Bartolomé Norte	352	13
60		6	3.6
61	Tlacote	348	25.6
62	El Batán Norte	339	7.6
64a	El Milagro Oeste	256	22.9
64b	El Milagro Este	165	4.1
65	Cinco de Febrero Norte	171	16.4
66	Cinco de Febrero Sur	162	9.8
67	Querétaro Norte	171	12.1
68	Querétaro Sur	156	10
69	Huimilpan Norte	155	14
72		270	1.7
74		270	3.9

Tabla 5.1 Azimut y longitud de las fallas que se muestran en la figura 5.1. Tomado de Aguirre-Díaz et al. (2005)

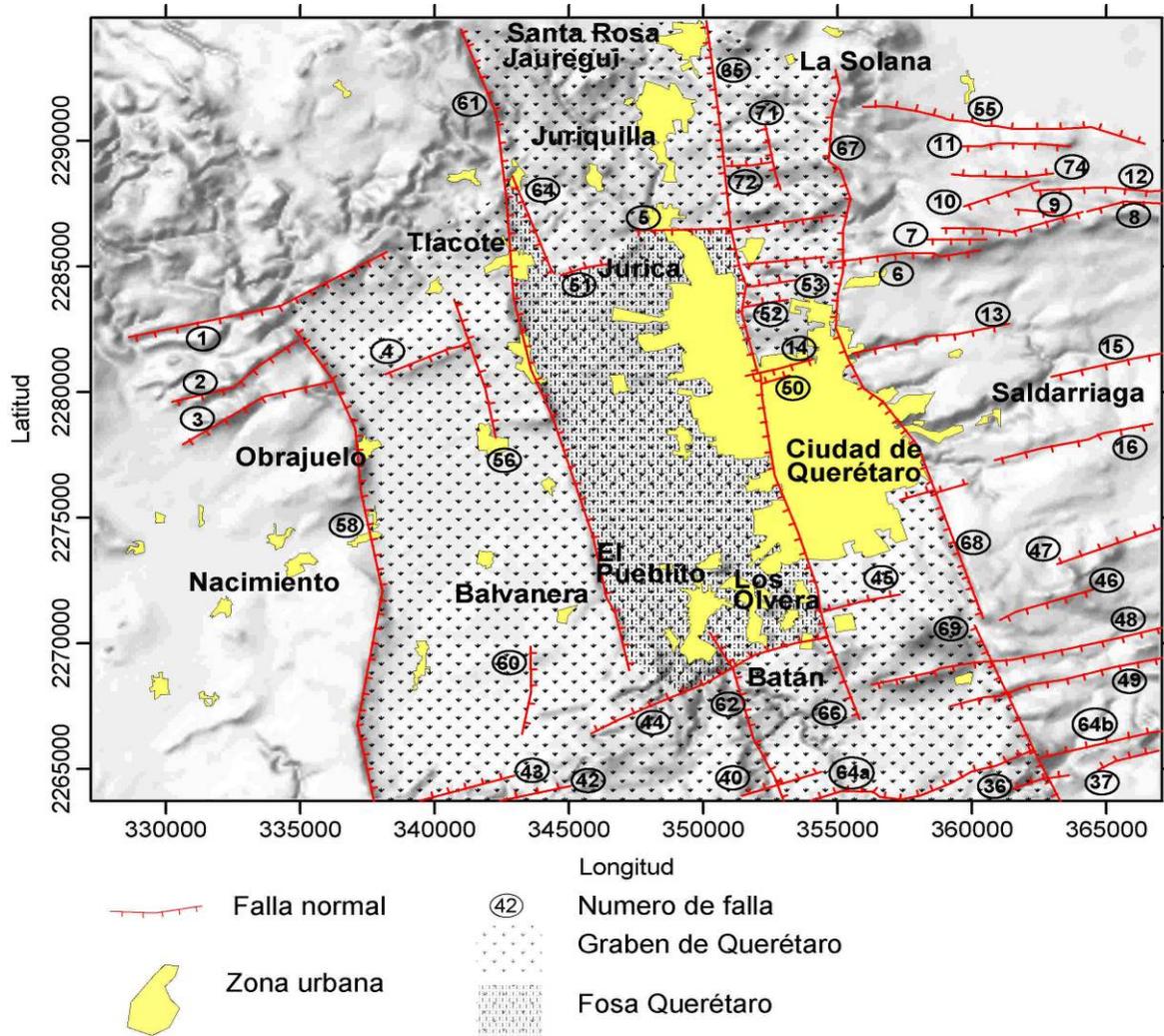


Figura 5.1 Fallas que delimitan y dan forma al graben del valle de Querétaro el cual es indicado por la zona achurada. Adaptado de Aguirre-Díaz et al. 2005

Para los fines de este trabajo son de interés las propiedades geomecánicas de las diferentes unidades geológicas (densidad y relación esfuerzo deformación, principalmente). Las edades de las diferentes unidades, lo mismo que las características mineralógicas de las diferentes rocas no son trascendentales para los fines de la modelación de los datos gravimétricos y la simulación numérica de la subsidencia, lo que permite hacer una simplificación de la geología y de la columna estratigráfica de la zona de estudio, tomando como referencia propiedades tales como densidad promedio similares y rangos de comportamiento esfuerzo deformación parecidos. La figura 5.2 muestra la columna estratigráfica reportada por Carreón-Freyre et al. (2005) y la columna simplificada para los fines de la modelación de datos gravimétricos y de la simulación numérica.

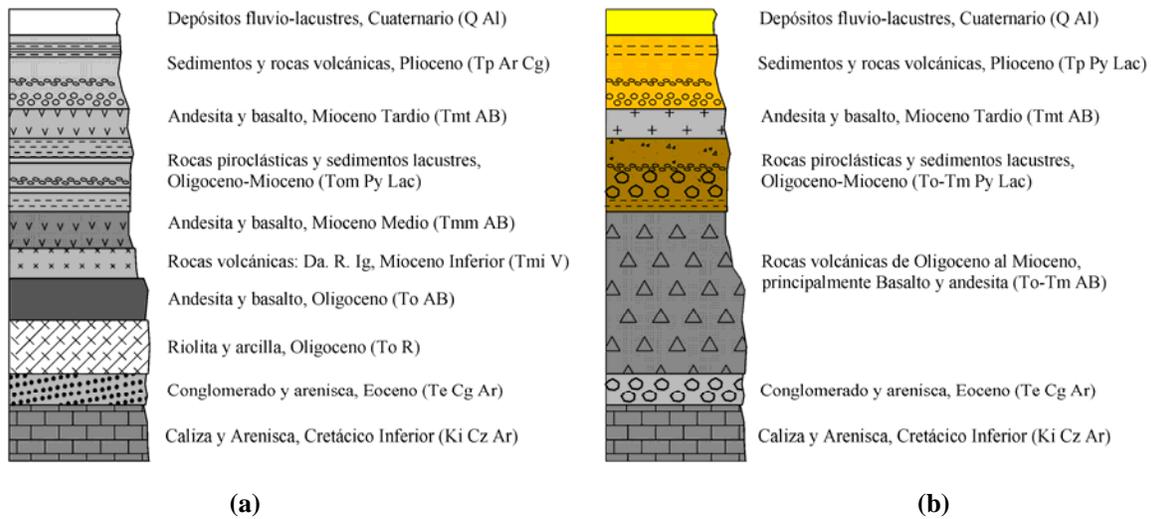


Figura 5.2 (a) Columna estratigráfica reportada por Carreón-Freyre et al. (2005) para el valle de Querétaro, (b) simplificación de la columna geológica para fines del modelado de datos gravimétricos y de simulación de la subsidencia del valle de de Querétaro. Da: Dacita, R: Riolita e Ig: Ignimbrita. La nomenclatura de la columna simplificada se explica en el texto.

La secuencia estratigráfica en el valle de Querétaro fue descrita por CNA (2000) Alaniz-Álvarez et al. (2001), Arroyo et al. (2002) y Carreón-Freyre et al. (2005).

La unidad más antigua está formada por rocas lutita y arenisca del Mesozoico, sobre las cuales yace una unidad de rocas calizas del Cretácico inferior (Ki Cz Ar). La edad de esta unidad es de 100 a 110 millones de años del Albiano-Aptiano (Chiodi et al., 1988). Esta unidad forma el basamento pre-volcánico del valle de Querétaro debido a que no se conoce que espesor tiene y que tipo de roca hay bajo de ella. La caliza aflora en el norte del valle (figura 5.3), aunque los pozos perforados en el valle no la cortan, a través de sondeos Magnetotelúricos (MT) se ha inferido esta unidad de caliza a una profundidad aproximada de dos km en el centro del valle.

Es posible hacer una simplificación de la columna estratigráfica reportada por Carreón-Freyre et al. (2005) agrupando las litologías en seis unidades que yacen sobre el basamento calcáreo. La primera unidad es un paquete de sedimentos continentales del Eoceno (Te Cg Ar), que yacen sobre el basamento Mesozoico y está formado por arenisca y conglomerado intercalados con derrames de basalto e ignimbrita. La segunda unidad corresponde a una secuencia de rocas volcánicas del Oligoceno al Mioceno, principalmente derrames de andesita y basalto (To-Tm AB) con intercalaciones de toba y presencia de ignimbrita hacia la base de la unidad. Sobre este paquete se encuentra la tercera unidad litoestratigráfica conformada por una secuencia de sedimentos lacustres y piroclastos del Oligoceno y del Mioceno (To-Tm Py Lac) medianamente consolidados; en esta unidad se presentan principalmente horizontes de conglomerado y arenisca con intercalaciones de toba de caída y material piroclástico re trabajado (Alaniz-Álvarez et al. 2001). Estos sedimentos están intercalados con derrames de basalto. El espesor de esta unidad puede alcanzar los 450 metros en el centro del valle (CNA, 2000).

La cuarta unidad está constituida por derrames de lava de composición basáltica y andesítica (Tmt AB). A esta unidad se le conoce como “Basalto Querétaro” y ha sido encontrada en casi todo el valle de Querétaro en afloramientos en los límites del valle o en estratos de diversos espesores en las perforaciones de pozos. El Basalto Querétaro yace sobre los depósitos del Oligoceno-Mioceno y su espesor observado en el valle de Querétaro por medio de los registros de pozos varía desde unos pocos metros hasta 210 metros. El espesor mayor observado para esta unidad es de 400 metros en un pozo perforado en el valle de Obrajuelo. Carreón-Freyre (2005) identificó este estrato como la secuencia volcánica que divide las dos principales secuencias fluvio-lacustres terciarias del valle de Querétaro. El basalto se intercala con capas de material lacustre, aluvial y piroclástos. Esta unidad geológica es considerada el basamento hidrológico del acuífero somero, y para este trabajo se considera como los límites de la masa de material que se está deformando.

El acuífero superficial está formado por la quinta y sexta unidades geológicas que consisten en una secuencia de origen aluvial y lacustre de material granular del Cuaternario (Q Al), que consiste en un paquete compuesto por arcilla, limo y arena fina que se presenta en espesores variables de hasta 50 metros en la parte central del valle. Bajo de los rellenos del Cuaternario se encuentra una secuencia de depósitos fluviales, aluviales, lacustres y piroclástos no consolidados (Tp Py Lac), compuesta por arcilla, arena, grava, toba y otros piroclástos no consolidados intercalados con conglomerado. Carreón-Freyre et al. (2005) asignan una antigüedad del Plioceno a este paquete de sedimentos.

El cuerpo del acuífero granular superficial está formado por estos dos paquetes de sedimentos (CNA, 2000 y Arroyo et al. 2002) de donde se ha drenado la mayoría del agua que se ha extraído del acuífero del valle de Querétaro (Álvarez-Manilla, 1999).

Los registros de pozos muestran que los espesores del paquete de sedimentos granulares pueden sobrepasar los 120 metros, pero de acuerdo con sondeos MT puede alcanzar los 300 metros en la parte central del valle.

Por otra parte la CNA reportó 18 pruebas de bombeo para caracterizar el acuífero, dieciséis de las cuales resultaron representativas de un acuífero libre y dos de un acuífero semiconfinado. Las pruebas de bombeo revelaron también que el basamento hidrológico es un acuífero en medio fracturado (CNA, 2000).

La geología simplificada del valle de Querétaro se muestra en la figura 5.3.

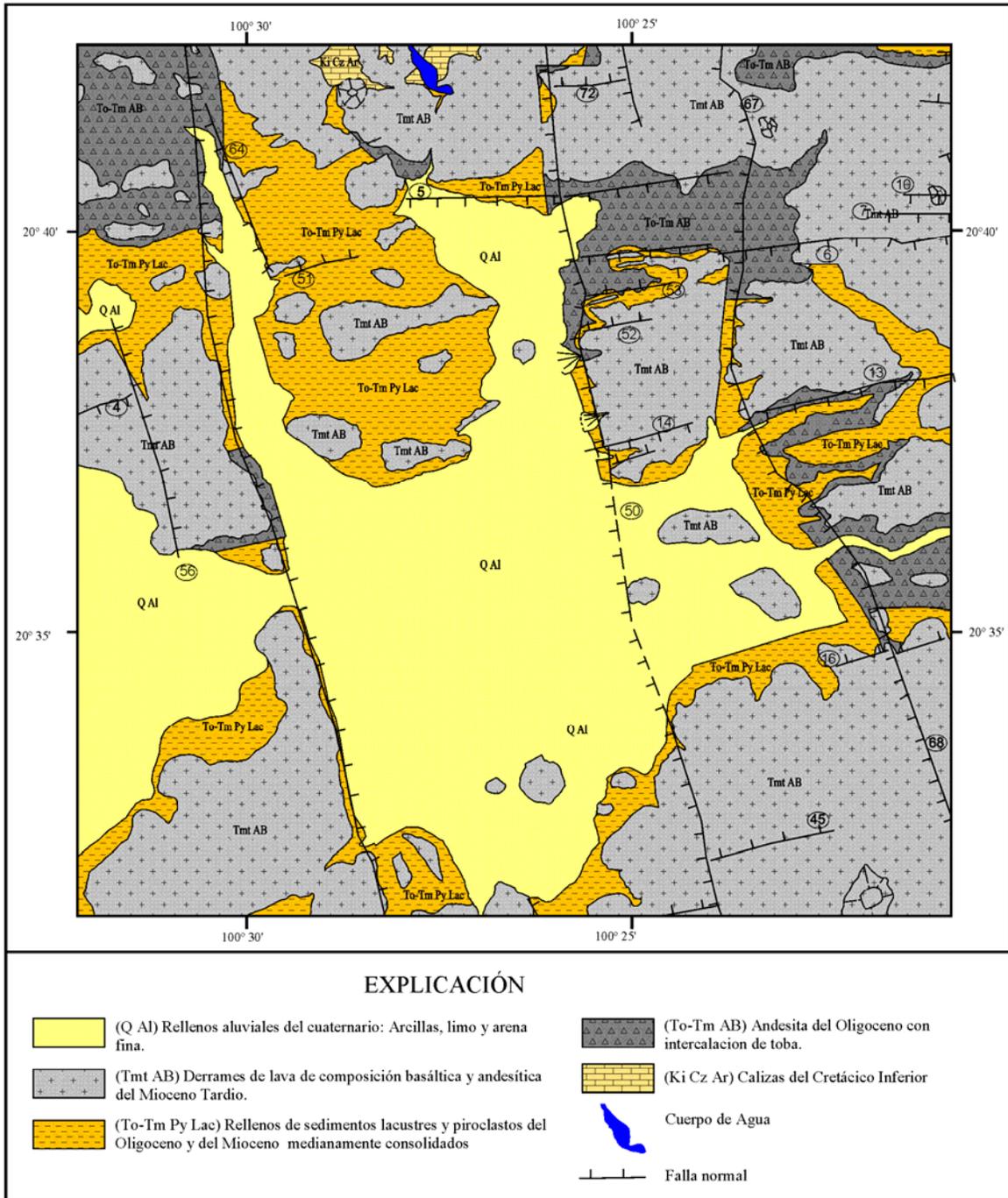


Figura 5.3 Carta geológica simplificada del valle de Querétaro. Tomada y adaptada de Arroyo et al., 2002. La nomenclatura de fallas es la usada por Aguirre-Díaz et al. (2005) y que se muestra en la Tabla 5.1

5.3 Geofísica regional del valle de Querétaro

De acuerdo con diversos autores (Jachens y Holzer, (1979 y 1982); Raisbeck y Pedler, (1985); Carpenter, (1999); Rojas et al., (2002); Burbey, (2002)), la topografía del lecho rocoso que subyace a la masa de sedimentos que conforman el cuerpo de un acuífero es uno de los factores clave en la generación de agrietamientos cuando el nivel piezométrico experimenta un descenso.

A pesar de que se conoce en cierta medida la geometría del basamento hidrológico somero del valle de Querétaro a partir de información litológica de pozos, es necesario definirlo con mayor detalle con la finalidad de realizar una simulación de la subsidencia y generación de agrietamientos, que refleje con mayor precisión la evolución del fenómeno. Para este fin se realizaron mediciones de gravimetría y magnetometría. Con los datos obtenidos se infirió la geometría del lecho rocoso la cual fue un dato de entrada para la simulación del proceso y para la calibración del modelo de subsidencia y el mecanismo de generación de agrietamientos propuesto.

Por otra parte, el método sísmico fue de gran importancia en la determinación de las propiedades mecánicas de la masa de suelo que se está deformando, así como para estimar la densidad promedio de la secuencia de materiales más superficiales. Se midió la velocidad de propagación de la onda sísmica a través de la masa de suelo, con lo cual se calculó la relación esfuerzo-deformación de la misma.

A partir de las anomalías gravimétrica y/o magnética medidas u observadas en campo y conociendo las densidades y/o susceptibilidad magnética de los materiales del subsuelo, es posible inferir la geometría del cuerpo que produce tales anomalías. Si se tiene información en algún punto de la profundidad del cuerpo que produce la anomalía, el modelo se restringe en este punto y se pueden proponer distribuciones y configuraciones de los diferentes estratos del subsuelo que generen una anomalía igual a la medida en campo, y que reflejen con más precisión las condiciones reales bajo la superficie.

La zona de hundimientos en el valle de Querétaro está limitada por las fallas normales, al poniente por la falla Tlacote y al este por la falla 5 de Febrero (figura 5.1). De acuerdo con Aguirre-Díaz et al. (2005) estas fallas tienen un desplazamiento máximo vertical de 120 y 40 metros. La fosa que forman estas dos fallas está parcialmente rellena por una secuencia de sedimentos aluviales y lacustres intercalados con piroclastos poco consolidados. De acuerdo a la información litológica de pozos perforados en el valle hasta ahora la profundidad mayor al lecho rocoso es de alrededor de 130 metros. Considerando lo anterior, las irregularidades verticales del lecho rocoso que producen agrietamientos son del orden de decenas de metros pero estas pueden variar horizontalmente a lo largo de una longitud mayor, por lo que fue necesario realizar mediciones gravimétricas y magnéticas lo suficientemente continuas para no perder detalle de la variación lateral de la topografía del lecho rocoso.

Teóricamente un lecho rocoso sepultado por 130 metros de sedimentos, con forma de escalón con altura de 40 metros y con un contraste de densidades similar a los materiales del valle de Querétaro produce una anomalía con una amplitud de 0.7 mgal. El gravímetro que se utilizó es un SCINTREX CG-3 con resolución de 0.01 mgal. Con la resolución de este aparato, se garantizó que las variaciones del lecho rocoso que pueden ser determinantes en la generación de agrietamientos fueron detectadas en las zonas de medición.

5.3.1 Gravimetría

a) **Datos existentes disponibles:** Arroyo y colaboradores (2002) realizaron mediciones gravimétricas en el valle de Querétaro. En diferentes campañas midieron seis perfiles con un promedio de 20 kilómetros de longitud cada uno y una separación entre estaciones de 250 metros en promedio (figura 5.4).

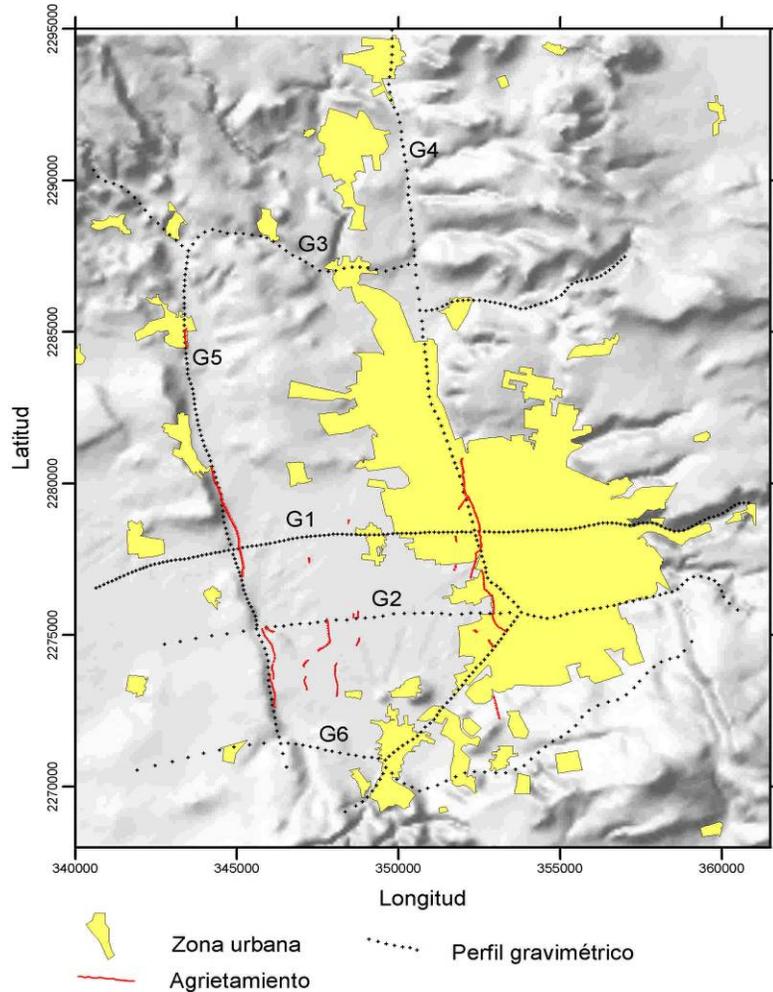


Figura 5.4 Ubicación de perfiles y estaciones gravimétricas medidas por Arroyo et al. (2001) en la carta topográfica digital del valle de Querétaro.

Los mapas de anomalía de aire libre y de Bouguer generados a partir de las mediciones realizadas sobre los seis perfiles se presentan en las figuras 5.5 y 5.6 respectivamente. Las curvas de igual anomalía que se observan fueron interpoladas y dibujadas manualmente por los autores.

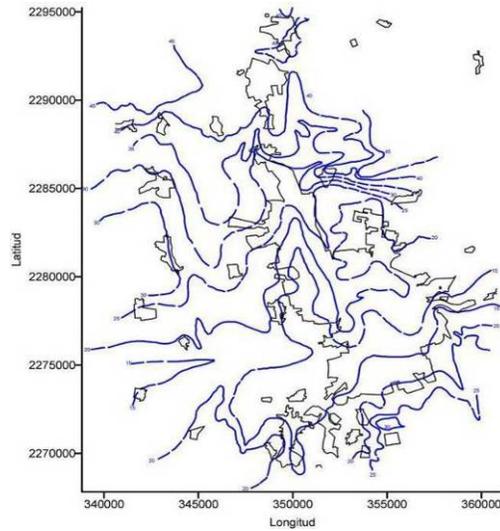


Figura 5.5 Isocurvas de anomalía gravimétrica de aire libre en el valle de Querétaro. Adaptado de Arroyo y colaboradores (2001).

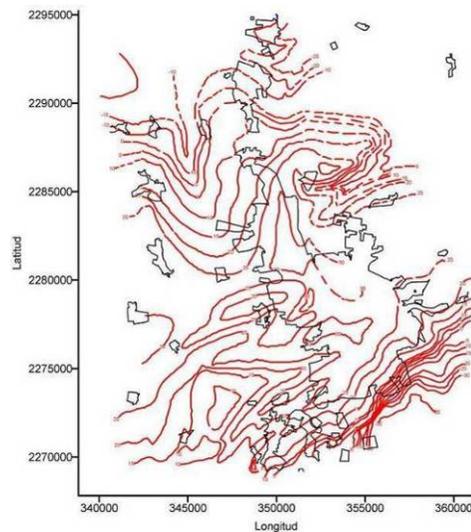


Figura 5.6 Isocurvas de anomalía gravimétrica de Bouguer en el valle de Querétaro. Adaptado de Arroyo et al. (2001).

b) Datos generados: Adicionalmente para este trabajo de investigación se tomaron mediciones en perfiles regionales con separación promedio entre estaciones de 250 metros, y en perfiles sobre los agrietamientos identificados con separación promedio entre estaciones de 10 metros. Todas las mediciones de gravimetría, incluyendo las medidas por Arroyo y colaboradores (2001) se muestran en la figura 5.7.

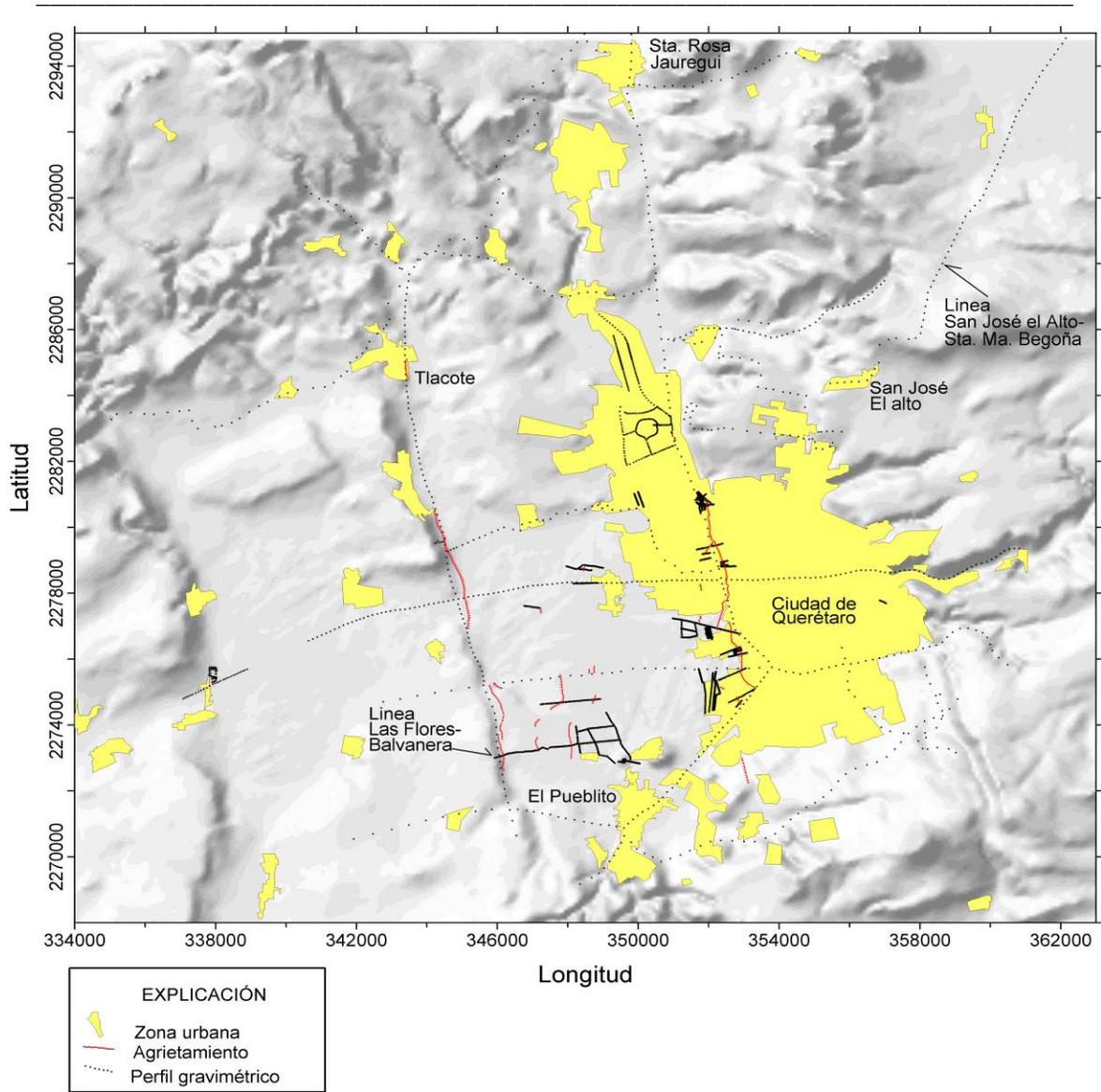


Figura 5.7. Ubicación de las zonas de mediciones gravimétricas realizadas en perfiles regionales y zonas de agrietamientos

Todos los datos fueron procesados atándolos a la estación gravimétrica de segundo orden ubicada en el Centro de Geociencias, cuyo valor de gravedad es de 978098.2752 mgal. Fueron corregidos de acuerdo a lo expuesto en el capítulo 3. Para tal efecto se generaron dos programas, los cuales se enlistan y explican en los anexos B y C.

Las densidades usadas en la corrección por losa de Bouguer y topográficas fueron determinadas de acuerdo al método sugerido por Nettleton (1976). La figura 5.8 muestra la línea gravimétrica San José El Alto-Santa María Begoña, la cual fue usada para el cálculo de la densidad promedio para la corrección por losa de Bouguer. Para este caso la estimación de la densidad promedio en la zona fue de 2.5 gr/cm³. Como el perfil es regional y la altura usada para el cálculo de la gravedad simple de Bouguer es la referida al nivel del mar, la densidad encontrada es densidad media del material que existe entre el nivel medio

del mar y la zona de estudio. El programa para el cálculo de la densidad de acuerdo con Nettleton (1976) se enlista en el anexo D

En el mismo orden de ideas, la figura 5.9, muestra el perfil gravimétrico medido sobre la falla Tlacote en la zona de Vanegas (figura 5.7). Estas mediciones fueron usadas para calcular la densidad media de la capa más superficial para el cálculo de las correcciones por topografía. La densidad media estimada es de 1.6 gr/cm^3 . El datum de referencia fue la cota 1780 m.s.n.m. con lo cual se garantizó que la densidad encontrada corresponde al material que se encuentra sobre esta cota.

La corrección por topografía se realizó con un programa desarrollado para tal efecto y que se explica en el anexo C.

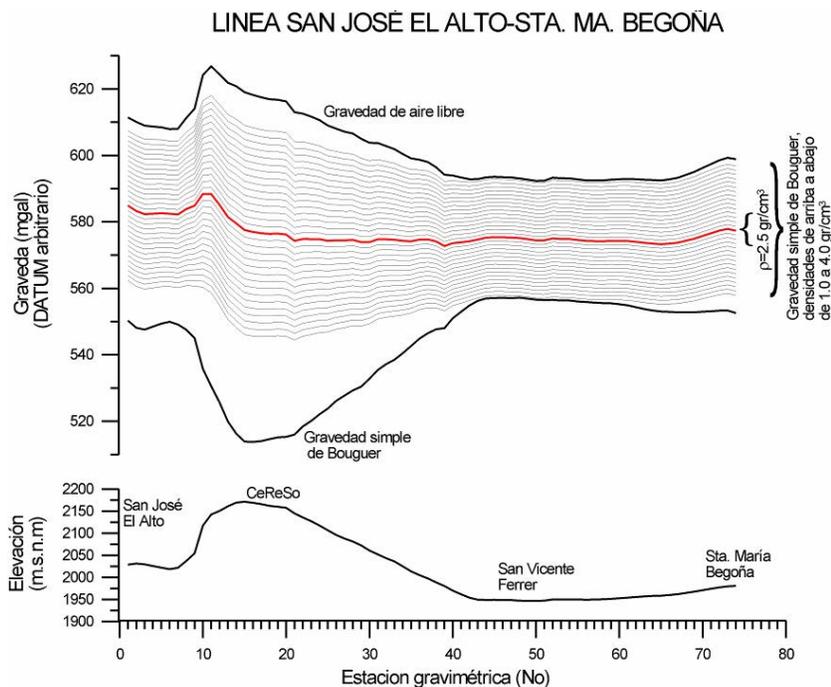


Figura 5.8- Cálculo de la densidad para la corrección por losa de Bouguer de acuerdo con Nettleton (1976). Se empleó para tal efecto las mediciones gravimétricas tomadas entre San José El alto y Santa María Begoña. La densidad media estimada para la zona de estudio es de 2.5 gr/cm^3 indicada con la línea en rojo.

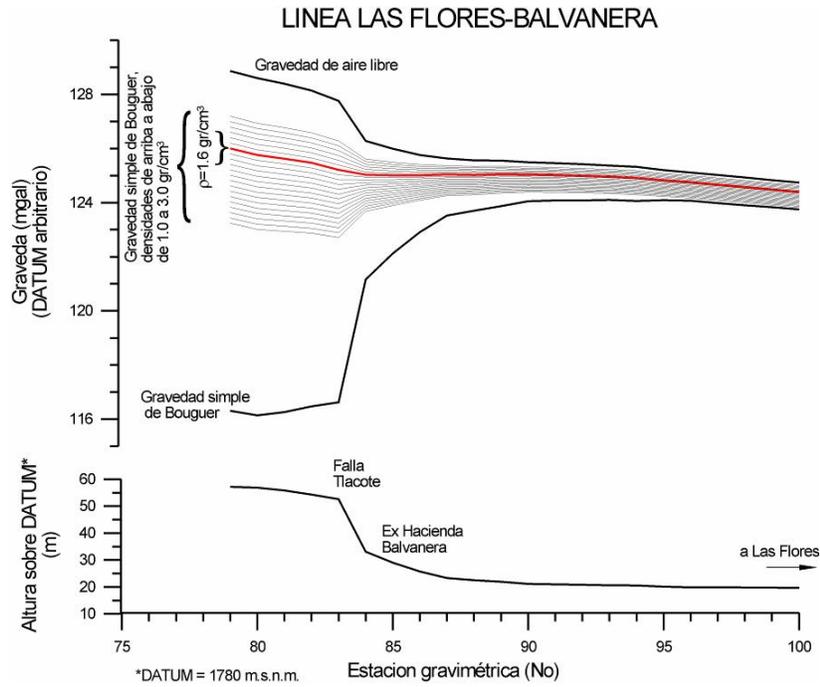


Figura -5.9 Cálculo de la densidad para la corrección topografía de acuerdo con Nettleton (1976). La densidad media estimada para el material sobre la cota 1780 en la zona de estudio es de 1.6 gr/cm^3 .

Con los datos gravimétricos colectados y los que Arroyo y colegas (2002) levantaron, se integró una base de datos, con las coordenadas del punto medido, el valor de la gravedad observada y las anomalías calculadas, tanto la de aire libre como la completa de Bouguer. Con estos datos se construyó el mapa de anomalía completa de Bouguer para el valle de Querétaro (figura 5.10).

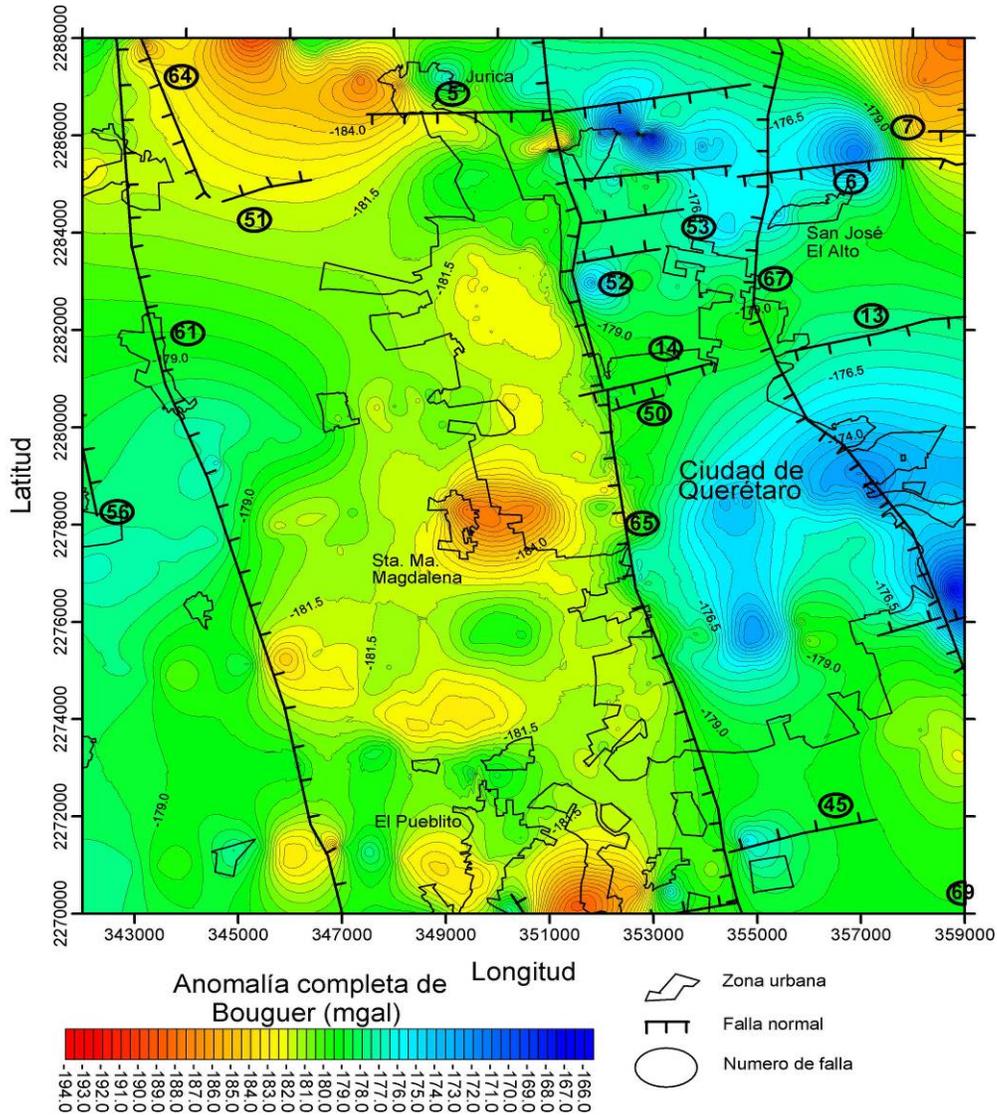


Figura 5.10 Mapa de anomalía Completa de Bouguer para el valle de Querétaro generado a partir de los datos reportados por Arroyo et al. (2002) y los medidos sobre los agrietamientos. La nomenclatura de fallas es la usada por Aguirre-Díaz et al. (2005)

La anomalía regional (figura 5.11) fue estimada haciendo una continuación hacia arriba a 3000 metros de los datos de la anomalía completa de Bouguer. El resultado es la anomalía gravimétrica que producen las estructuras más profundas y que no tienen influencia en el proceso de la deformación del acuífero superficial granular.

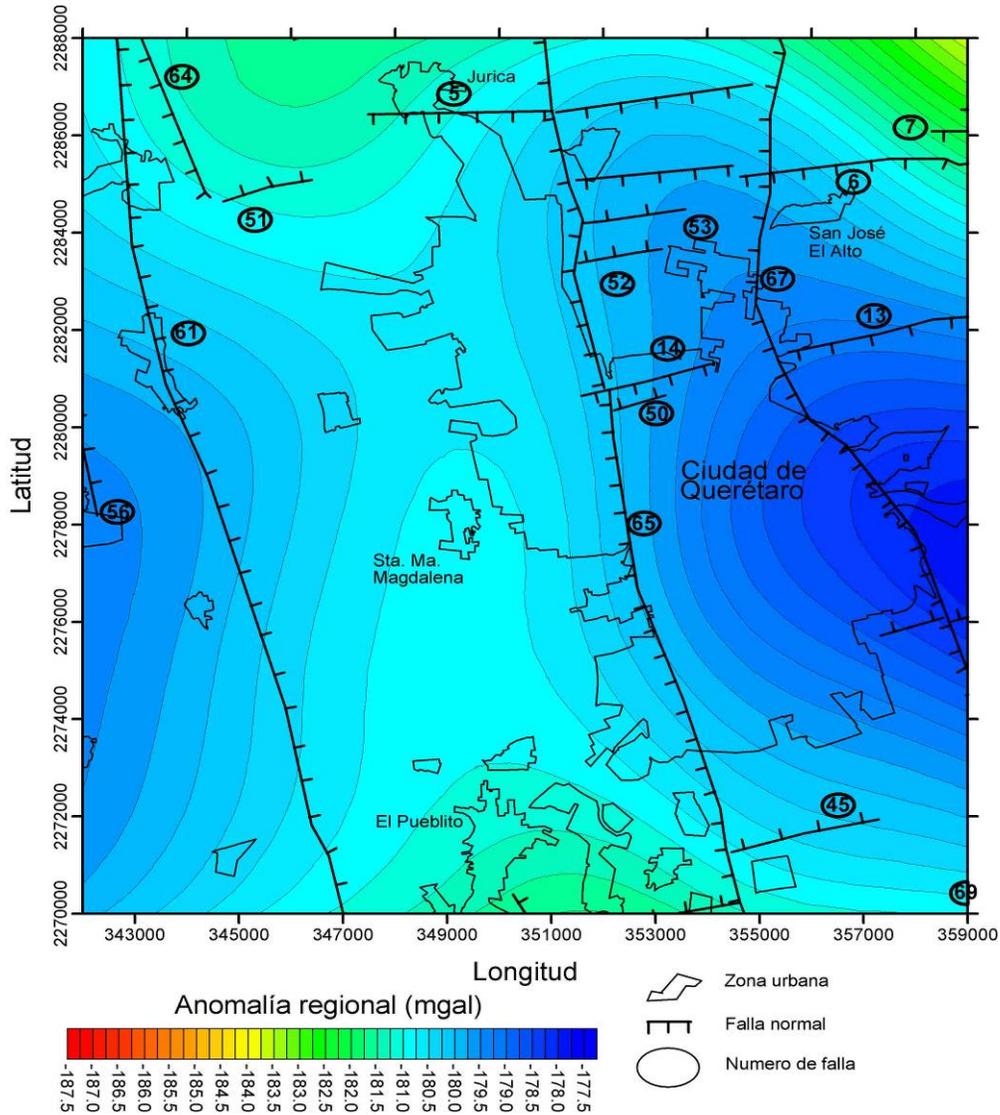


Figura 5.11 Mapa de anomalía regional para el valle de Querétaro. La anomalía regional fue obtenida mediante una continuación hacia arriba a 3000 metros de la anomalía completa de Bouguer mostrada en la figura 5.10.

Como se requiere estimar la geometría del lecho rocoso del acuífero superficial, es necesario aislar la anomalía que este produce y que está sumada a la anomalía que generan las estructuras más profundas (anomalía residual). Para lograr esto a la anomalía completa de Bouguer se le resta la anomalía regional. El resultado es la anomalía residual la cual refleja de forma cualitativa la geometría del lecho rocoso del acuífero superficial granular.

El mapa de la figura 5.12 muestra la relación que existe entre la anomalía completa de Bouguer con los agrietamientos cartografiados, mientras que en la figura 5.13 se presenta la anomalía residual también con los agrietamientos identificados hasta el 2005.

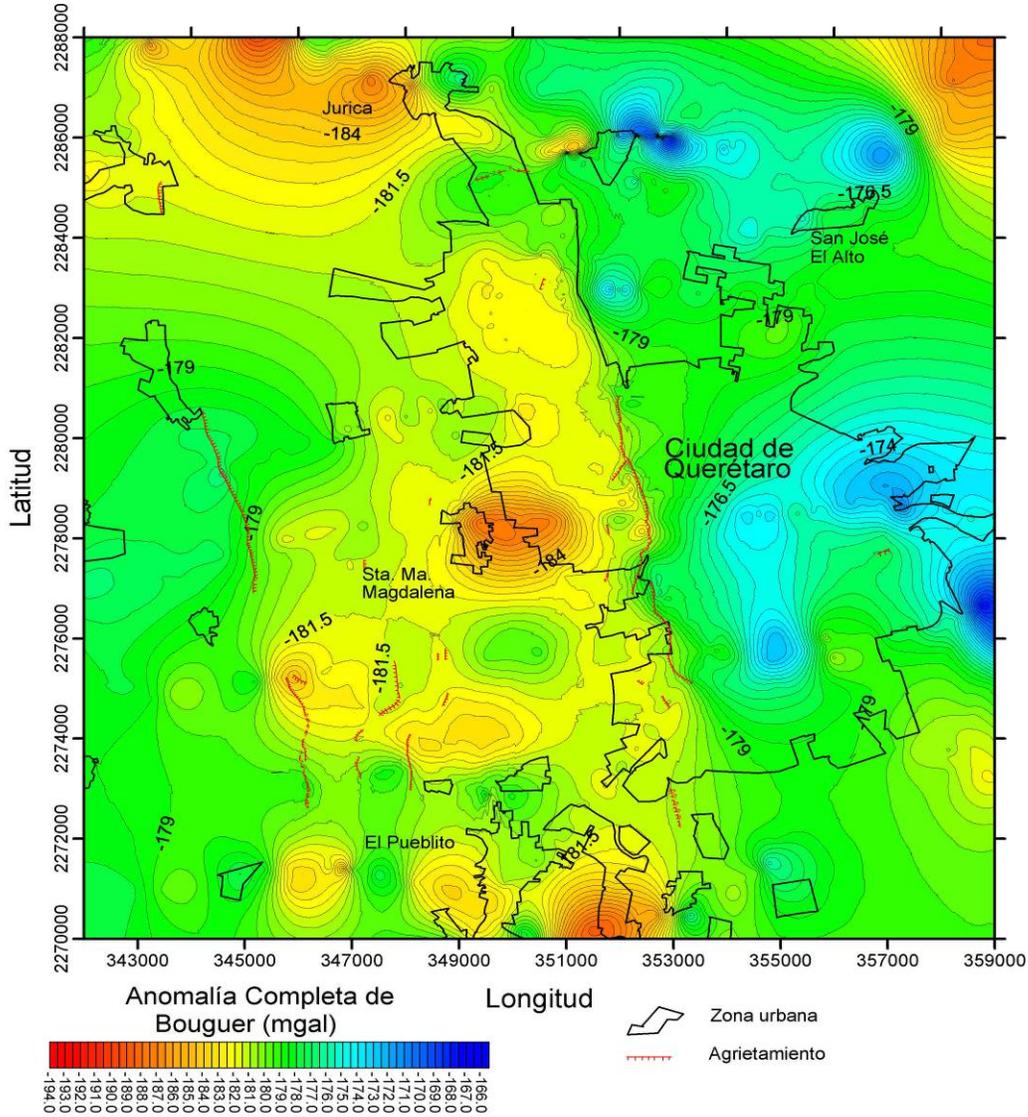


Figura 5.12 Anomalía completa de Bouguer para el valle de Querétaro y agrietamientos cartografiados hasta el 2005.

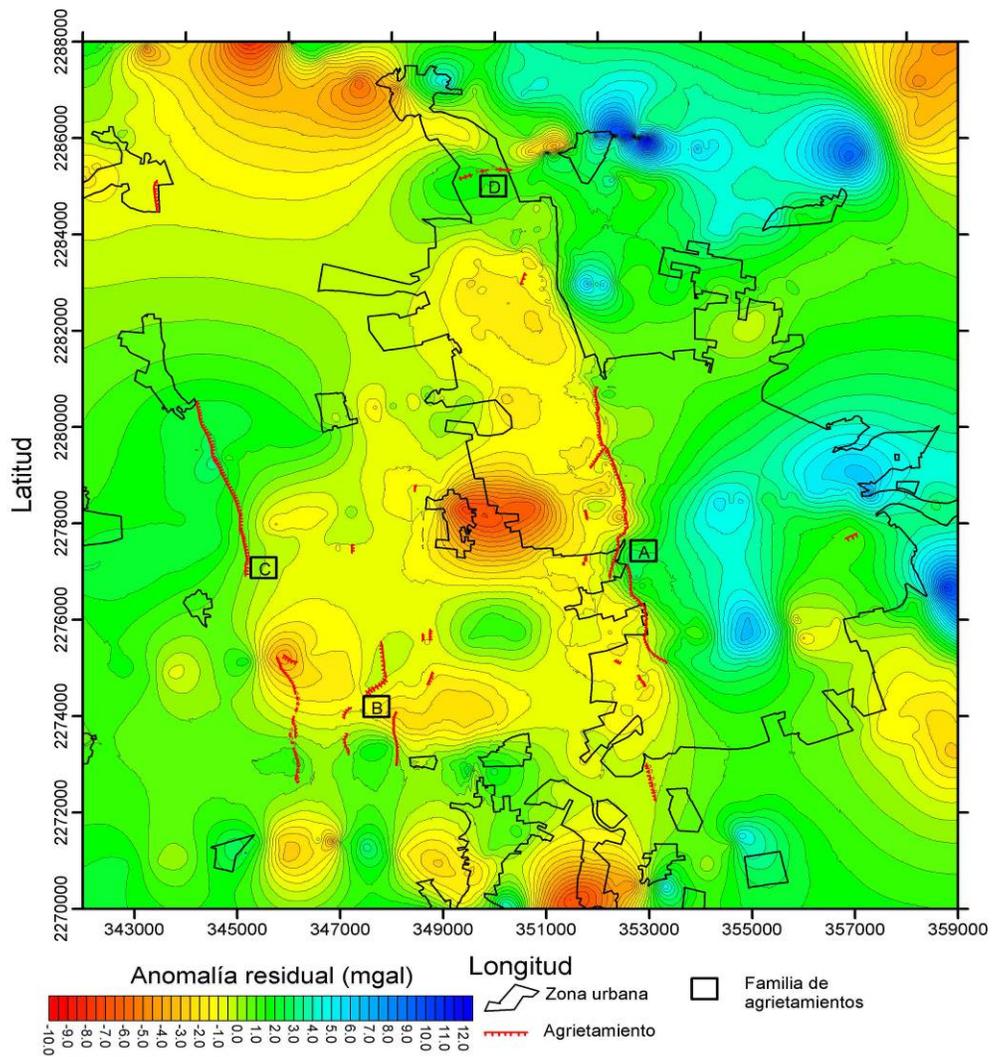


Figura 5.13 Mapa de anomalía residual para el valle de Querétaro y agrietamientos cartografiados hasta el 2005. Familias de agrietamientos: A=fallamiento 5 de Febrero, B=agrietamientos Vanegas, C=fallamiento tlacote, y D=fracturamiento Jurica.

5.3.2 Magnetometría

a) **Datos disponibles:** La carta aeromagnética de campo total del valle de Querétaro escala 1:50 000 (CRM-SECOFI, 1998) versión impresa fue digitalizada para su manejo e interpretación. Se generó una base con valores de longitud, latitud y campo magnético para facilitar la manipulación. En la figura 5.14 se muestra el mapa de campo magnético total reducido al polo con la geología estructural del valle de Querétaro reportada por Aguirre-Díaz et al. (2005).

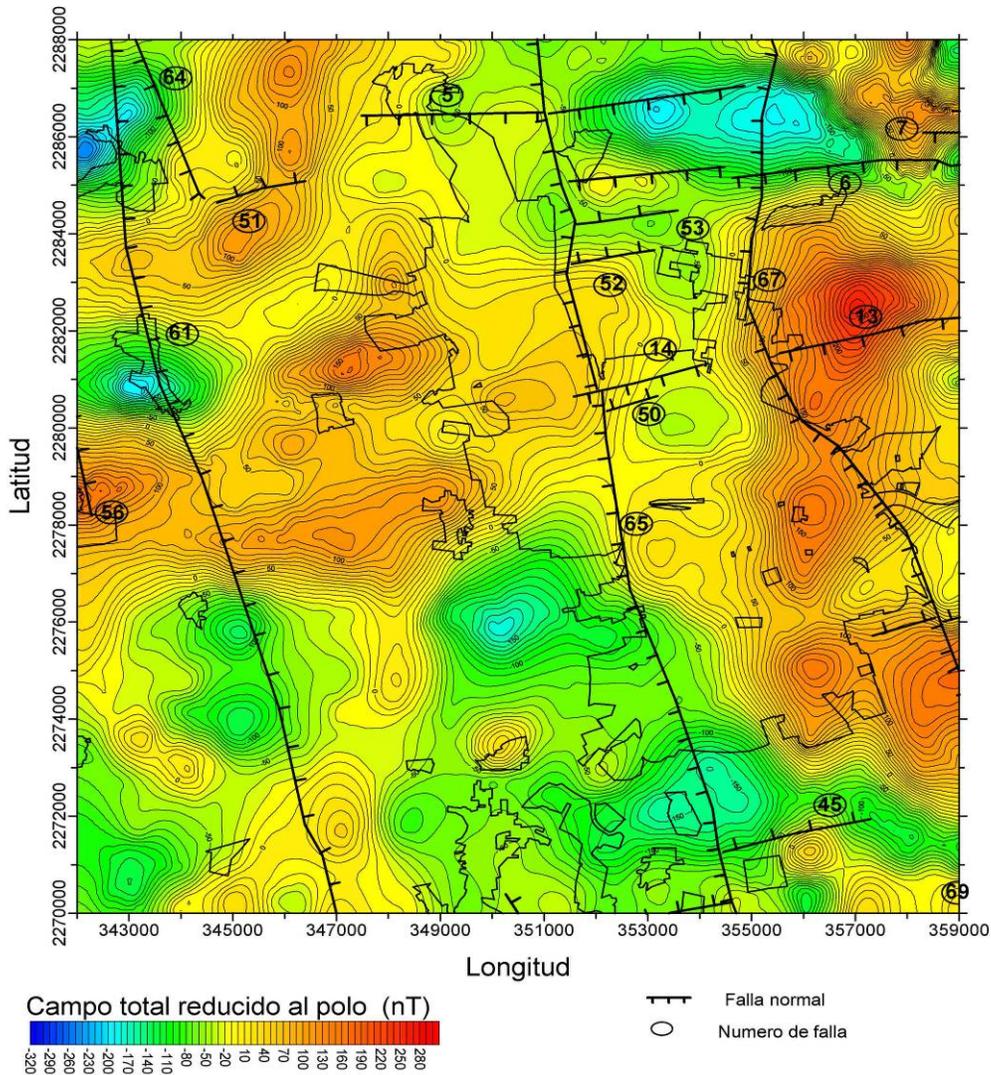


Figura 5.14 Mapa magnético de campo total reducido al polo. Digitalizado de CRM-SECOFI, 2000. Las fallas son las reportadas por Aguirre-Díaz et al. (2005).

Se aplicó una continuación hacia arriba de 1000 metros a los datos aeromagnéticos, con la finalidad de eliminar las frecuencias altas asociadas a fuentes pequeñas y poco profundas, permitiendo ver la anomalía producida por las estructuras geológicas regionales y más profundas (figura 5.15). Los datos originalmente fueron tomados a una altura de 300 metros

sobre el terreno, por lo que el mapa de la figura 5.15 representa la intensidad del campo total a medido a una altura de 1300 metros sobre el terreno.

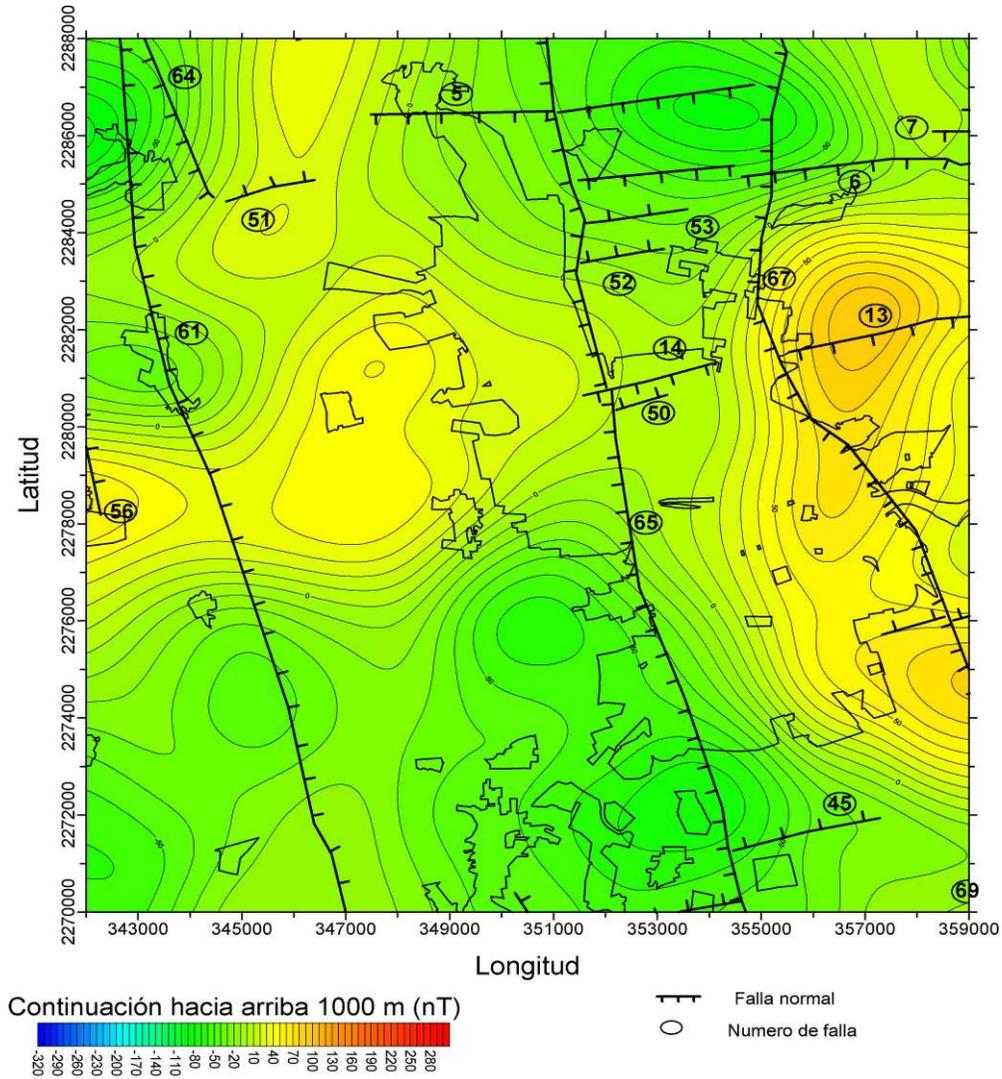


Figura 5.15 Continuación hacia arriba (1000 metros) de la carta del campo magnético reducido al polo del valle de Querétaro. Las fallas son las reportadas por Aguirre-Díaz et al, 2005.

La figura 5.16 muestra el mapa magnético de campo total reducido al polo con los agrietamientos cartografiados hasta el 2005. Para visualizar el efecto de las estructuras más someras en el campo magnético hizo una continuación hacia abajo de 75 metros. Es decir la anomalía mostrada es la que se hubiese medido a una altura de 225 metros sobre el terreno.

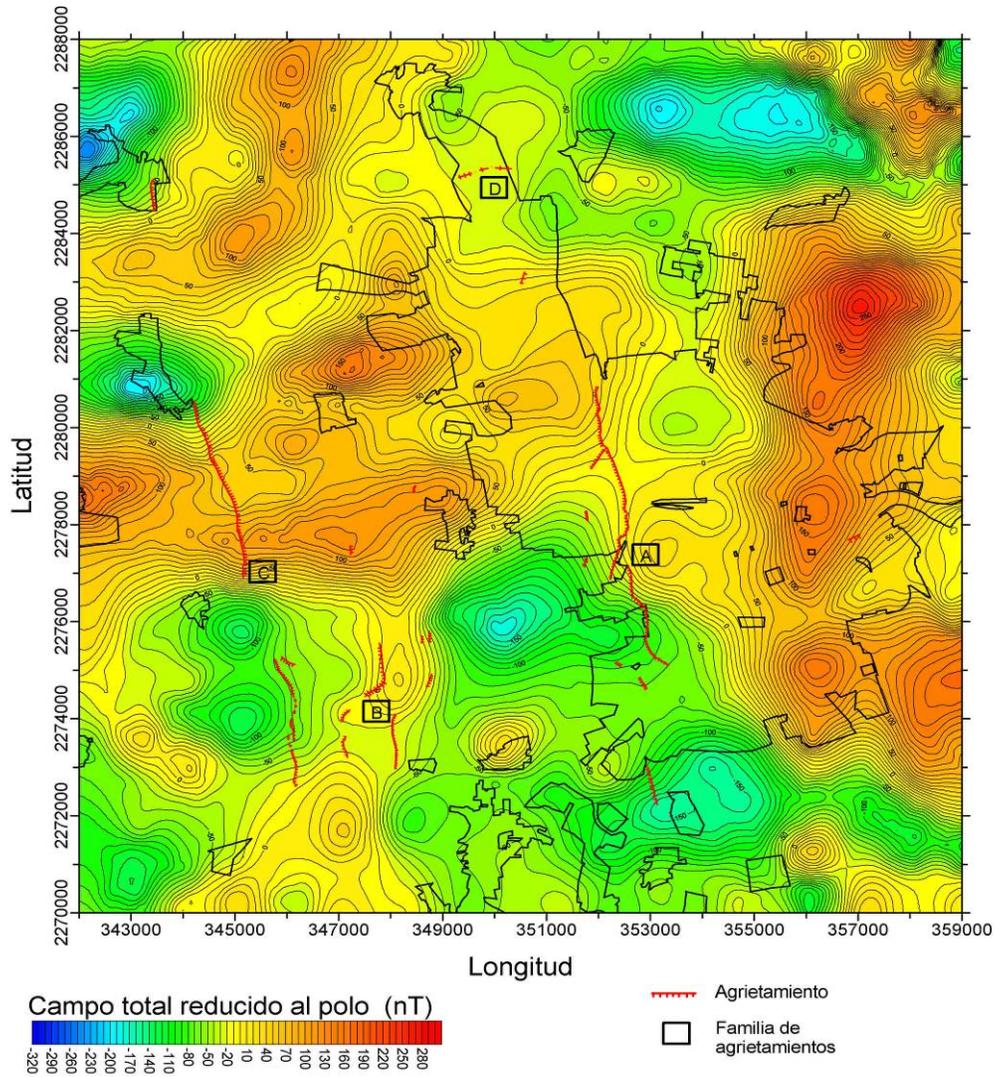


Figura 5.16 Carta del campo magnético reducido al polo del valle de Querétaro, con los agrietamientos cartografiados hasta el 2005. Familias de agrietamientos: A=fallamiento 5 de Febrero, B=agrietamientos Vanegas, C=fallamiento Tlacote, y D=fracturamiento Jurica.

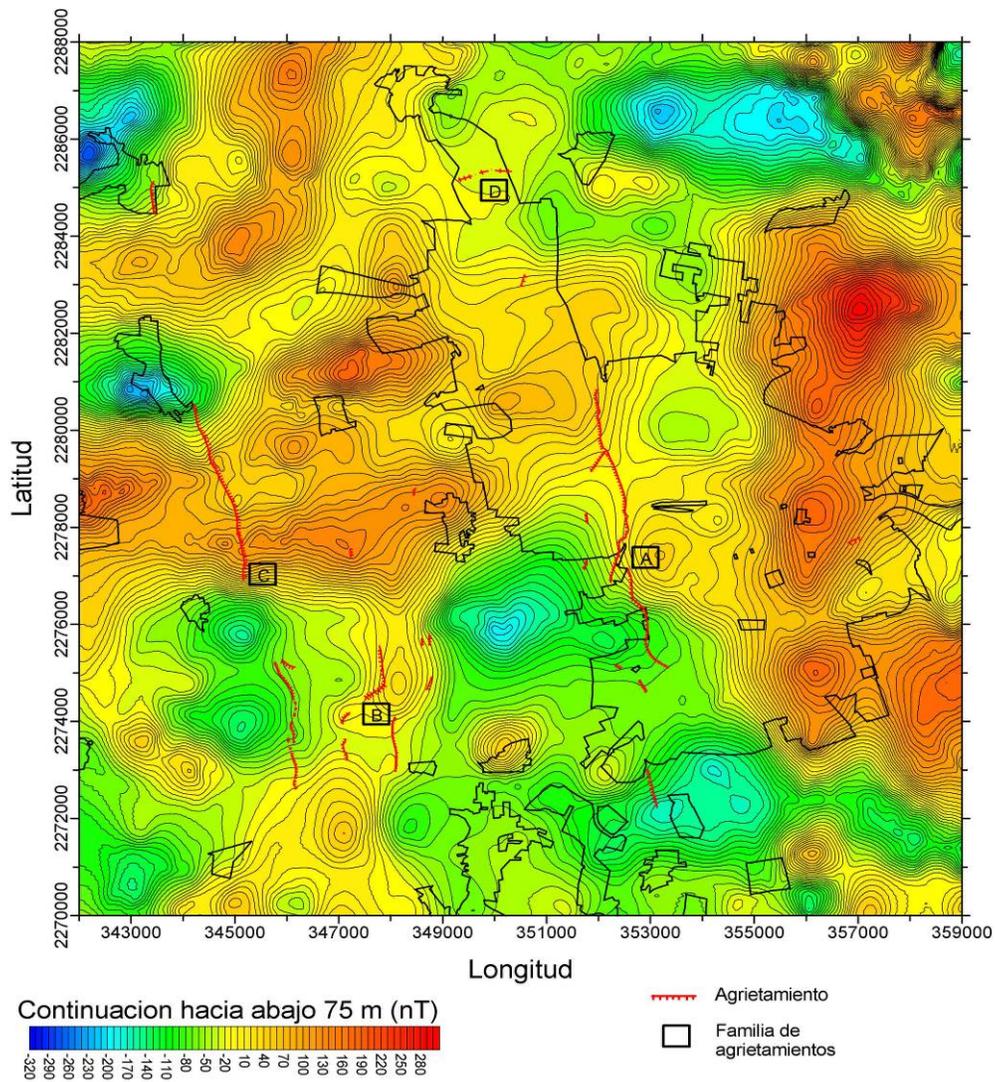


Figura 5.17 Continuación hacia abajo (75 metros) de la carta del campo magnético reducido al polo del valle de Querétaro, con los agrietamientos cartografiados hasta el 2005. Familias de agrietamientos: A: 5 de Febrero, B: Vanegas, C: Tlacote, y D: Jurica.

5.4 Caracterización geofísica de las zonas de agrietamiento.

La carta de anomalía residual (figura 5.13) permite asociar las estructuras geológicas regionales que forman el graben con las anomalías observadas, permite también delimitar la zona con espesores de sedimentos mayores (tonos rojos), esta zona corresponde a los sitios donde se presentarán los hundimientos más grandes. Sin embargo a esta escala no es posible hacer una caracterización de los agrietamientos con la anomalía gravimétrica. La caracterización gravimétrica fue parte clave en esta investigación, debido a que la anomalía asociada a las irregularidades que generan agrietamientos, puede ser usada como “firma” de los sitios del lecho rocoso sobre los cuales se pueden generar agrietamientos. Para esto se elaboraron perfiles y mapas de anomalía gravimétrica y magnética con mediciones tomadas en la vecindad de los agrietamientos, con el fin de identificar parámetros cuantitativos tales como forma, razón de cambio y amplitud de la anomalía y relacionarlos con las características de los agrietamientos observados tales como rumbo y ancho de la zona de influencia. A continuación se presentan los mapas y perfiles elaborados.

5.4.1 Gravimetría.

Los perfiles son compuestos por puntos de medición con separación variable desde tres metros hasta 50 metros. Para facilitar del manejo de la información las mediciones se agruparon por zonas (figura 5.18). Por facilidad de visualización se dividió el agrietamiento 5 de Febrero en dos regiones: sur y norte.

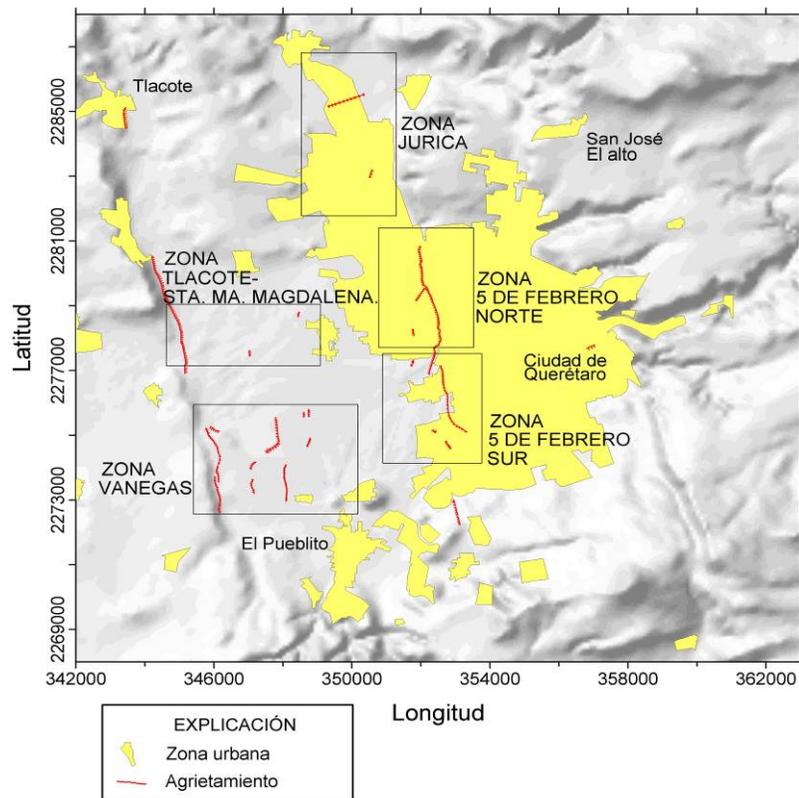


Figura 5.18 Ubicación de las zonas de mediciones gravimétricas sobre agrietamientos.

a) Zona de agrietamientos 5 de Febrero (región sur).

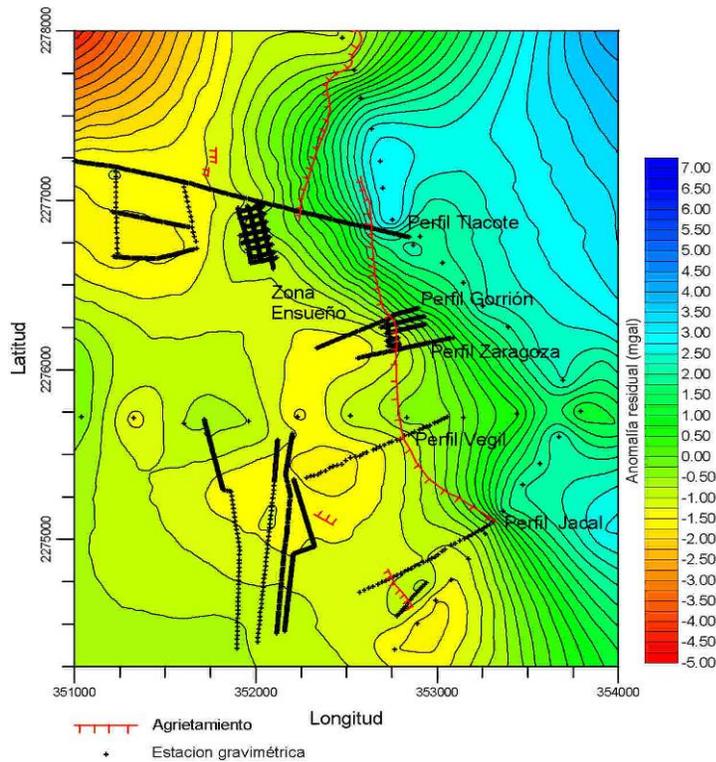


Figura 5.19 Mapa de anomalía gravimétrica residual en la zona de agrietamientos 5 de Febrero región sur

En esta zona son de interés los perfiles Tlacote, Gorrion, Prolongación Zaragoza, Vegil y Jacal (figura 5.19) debido a que cruzan de forma perpendicular a la traza del fallamiento 5 de Febrero. Las gráficas de estos perfiles se muestran en las figuras 5.20 a 5.24.

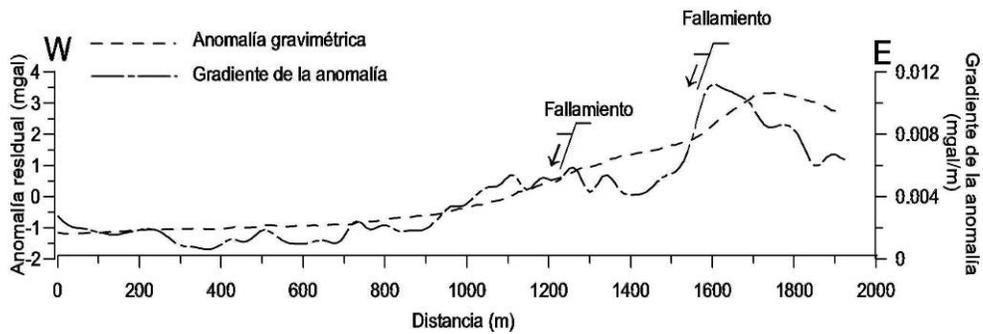


Figura 5.20 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Tlacote

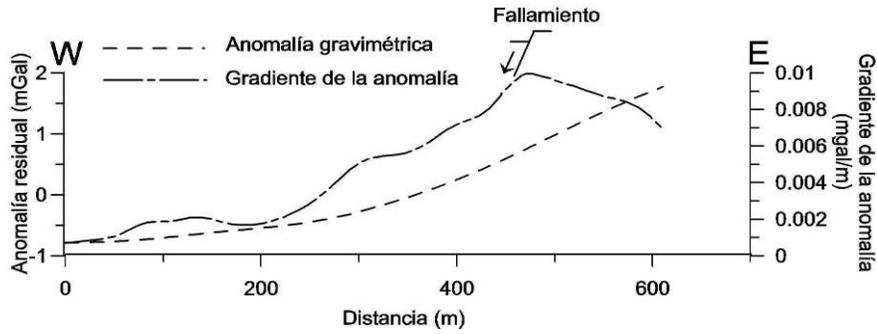


Figura 5.21 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del Perfil Gorrión

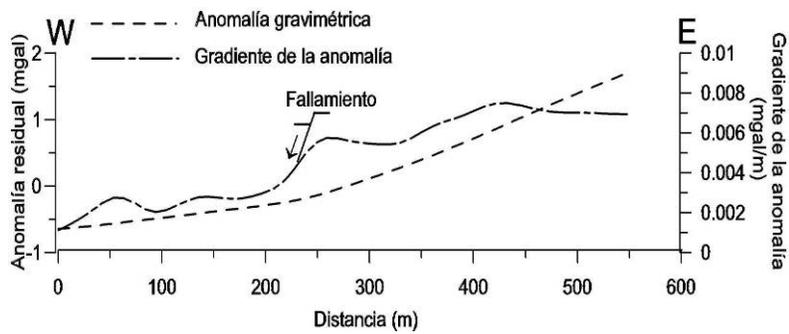


Figura 5.22 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Zaragoza

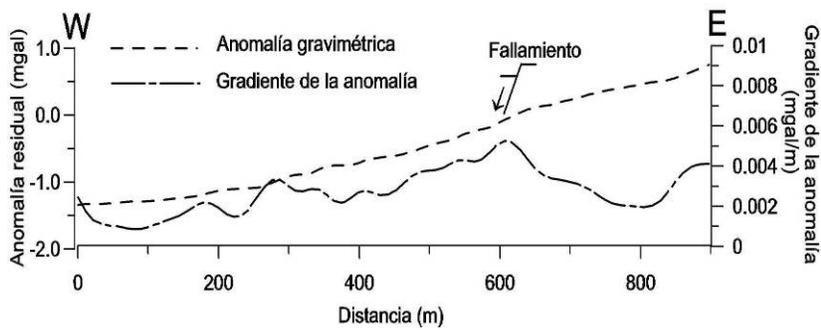


Figura 5.23 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Calle Hacienda del Vegil

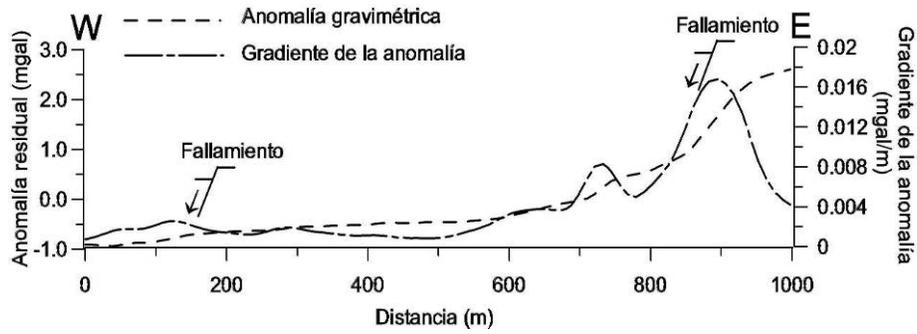


Figura 5.24 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Boulevard del Jacal

La zona Ensueño (figura 5.19) es interesante ya que se realizaron seis perfiles sobre el fallamiento lo que permitió construir mapas de anomalía gravimétrica y gradiente de la anomalía a una escala que permite caracterizar de una forma más precisa el fenómeno. Los mapas para esta zona se muestran en las figuras 5.25 y 5.26.

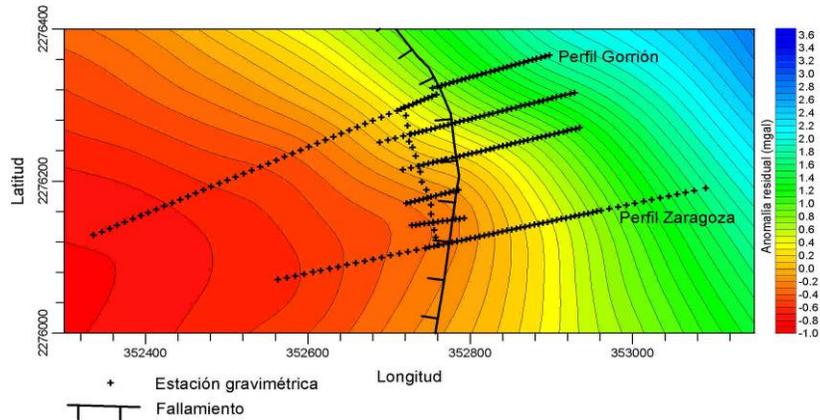


Figura 5.25 Mapa de anomalía residual de la zona Ensueño

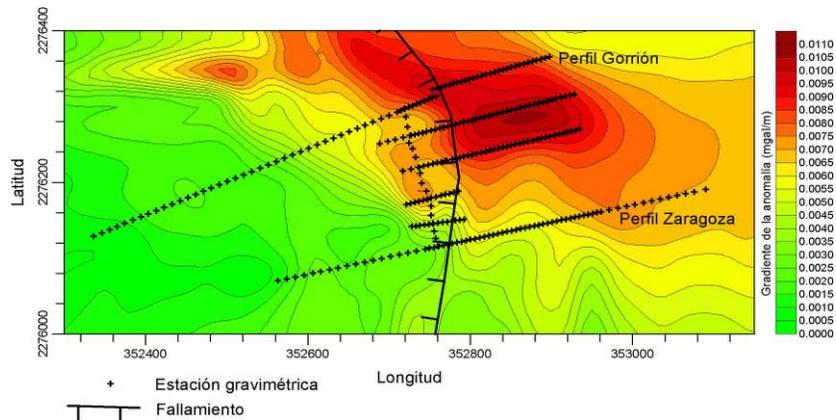


Figura 5.26 Mapa del gradiente horizontal de la anomalía residual de la zona Ensueño

ib) Zona de agrietamientos 5 de Febrero (región norte).

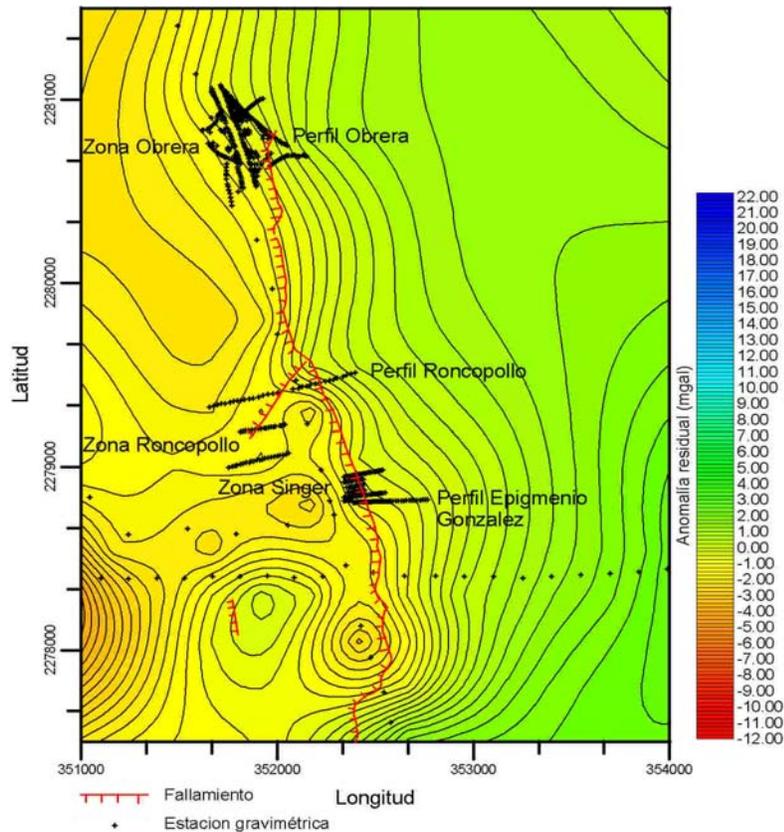


Figura 5.27 Mapa de anomalía residual en la zona de agrietamientos 5 de Febrero región norte

En la zona 5 de Febrero norte los perfiles Obrera, Roncepollo y Epigmenio González cruzan el fallamiento (figura 5.27). Las gráficas de estos dos perfiles con la anomalía residual y su gradiente se muestran en las figuras 5.28, 5.29 y 5.30.

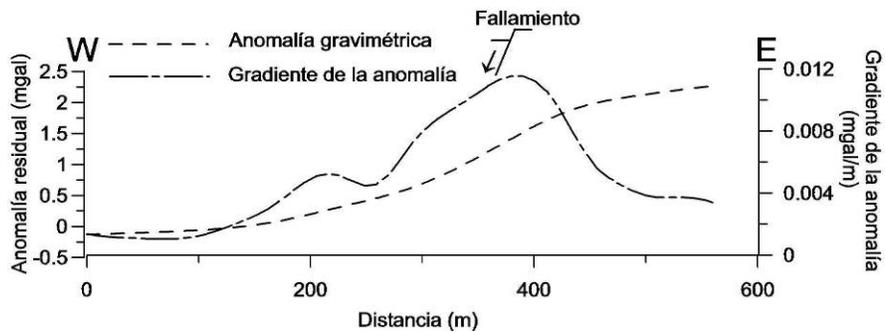


Figura 5.28 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Obrera

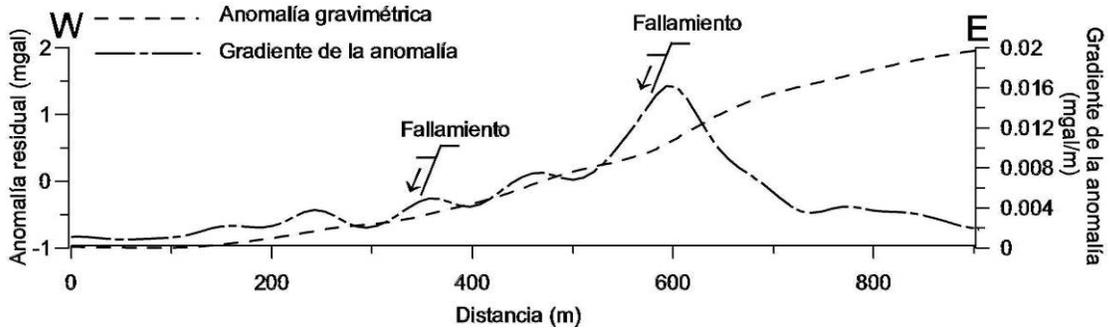


Figura 5.29 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Roncopollo

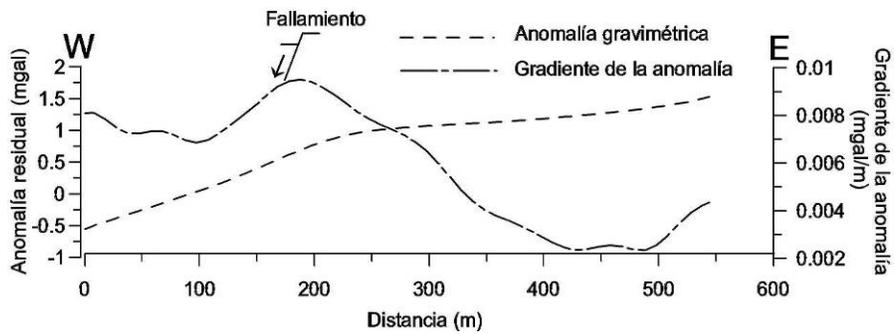


Figura 5.30 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Epigmenio González

En las tres zonas indicadas en la figura 5.27 se tomaron suficientes mediciones para elaborar mapas a una escala que permite observar de una manera más precisa la forma de la anomalía en esta zona de fallamiento. Tales mapas se muestran por zona a continuación:

Zona Obrera

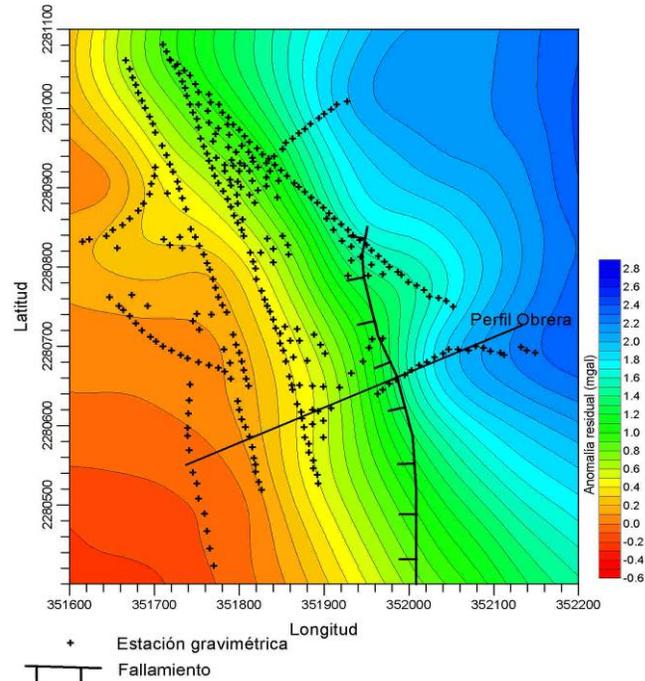


Figura 5.31 Mapa de anomalía residual en la zona Obrera

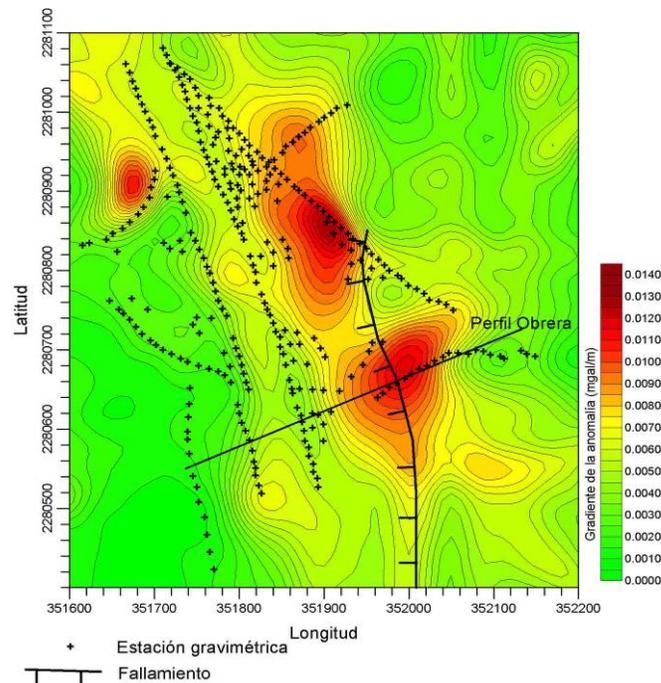


Figura 5.32 Mapa del gradiente horizontal de la anomalía residual en la zona Obrera

Zona Roncopollo

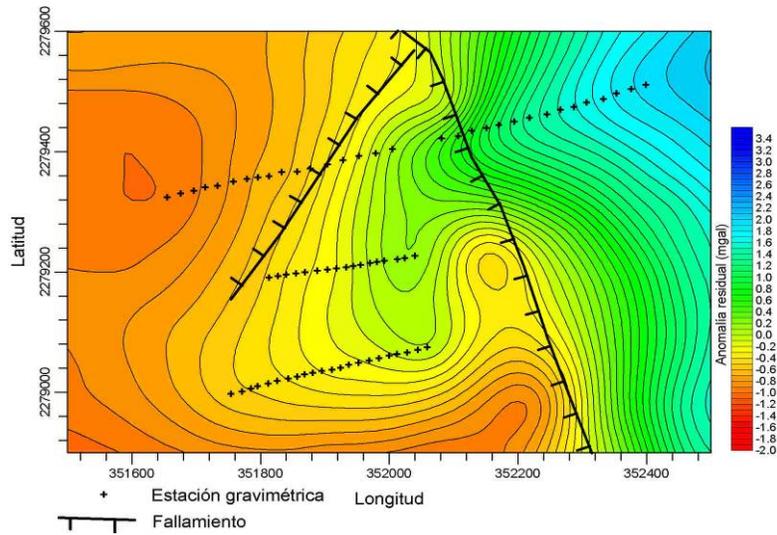


Figura 5.33 Mapa de anomalía residual de la zona Roncopollo

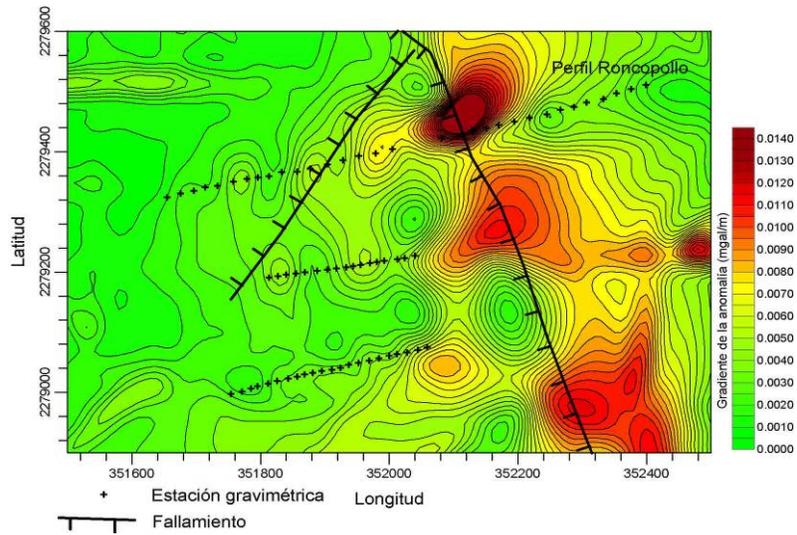


Figura 5.34 Mapa del gradiente horizontal de la anomalía residual de la zona Roncopollo

Zona Singer

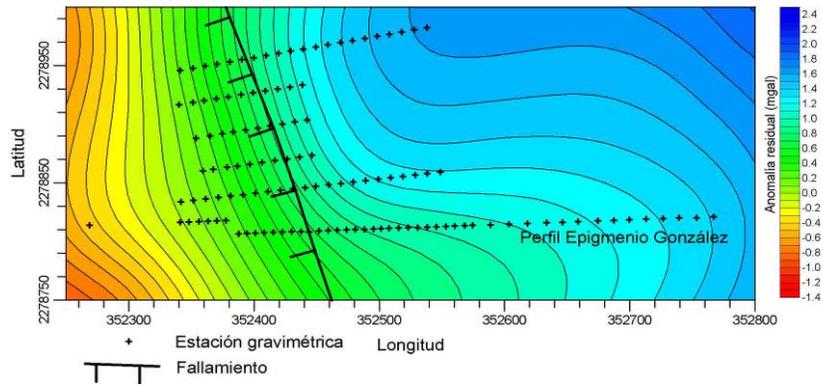


Figura 5.35 Mapa de anomalía residual de la zona Singer

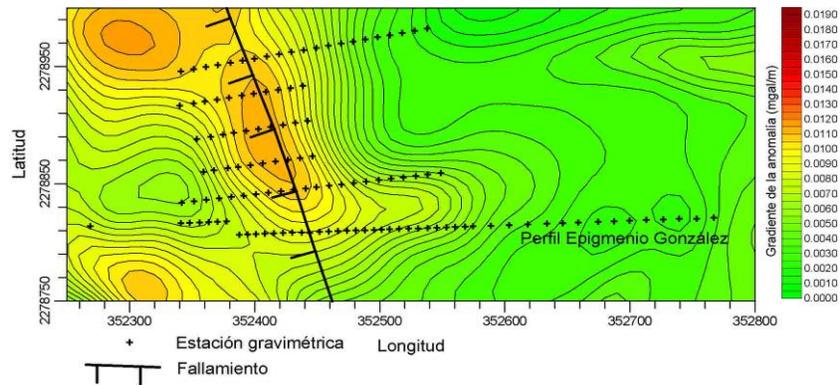


Figura 5.36 Mapa del gradiente de la anomalía residual de la zona Singer

b) Zona de agrietamientos Vanegas

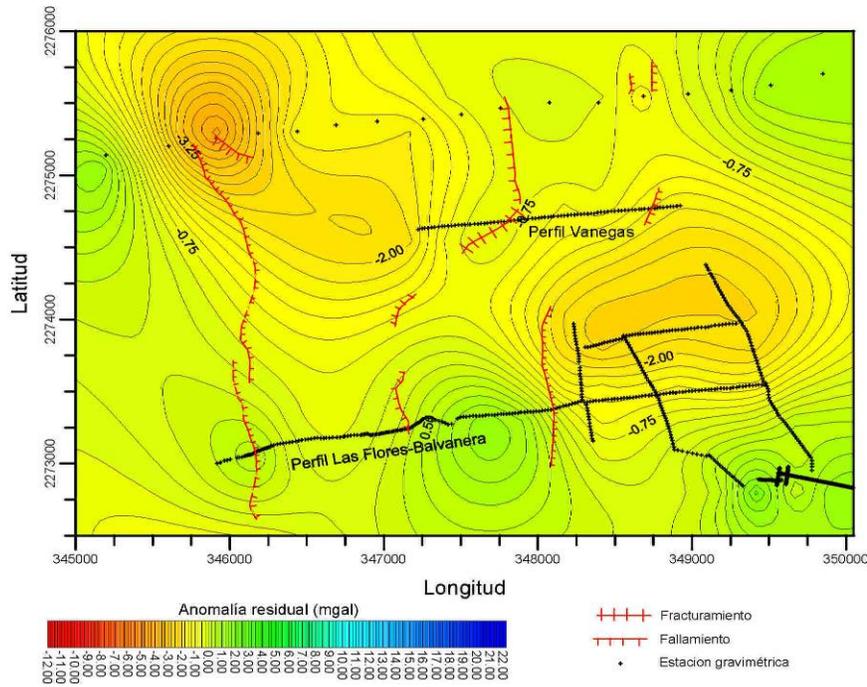


Figura 5.37 Mapa de anomalía residual en la zona de agrietamientos Vanegas.

En las figuras 5.38 y 5.39 se muestran la anomalía residual y gradiente de la anomalía de los perfiles Vanegas y Las Flores-Balvanera, con la ubicación de los fallamientos observados sobre estos perfiles.

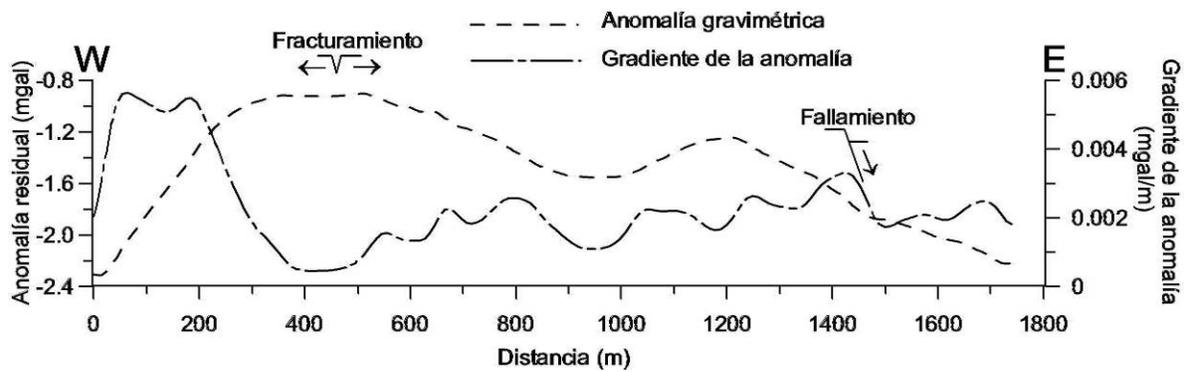


Figura 5.38 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Vanegas

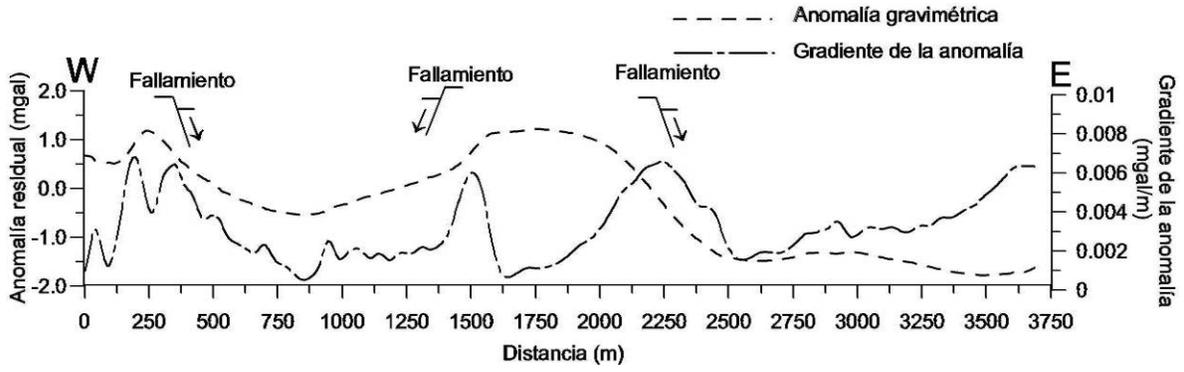


Figura 5.39 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Las Flores-Balvanera

c) Zona de agrietamientos Jurica

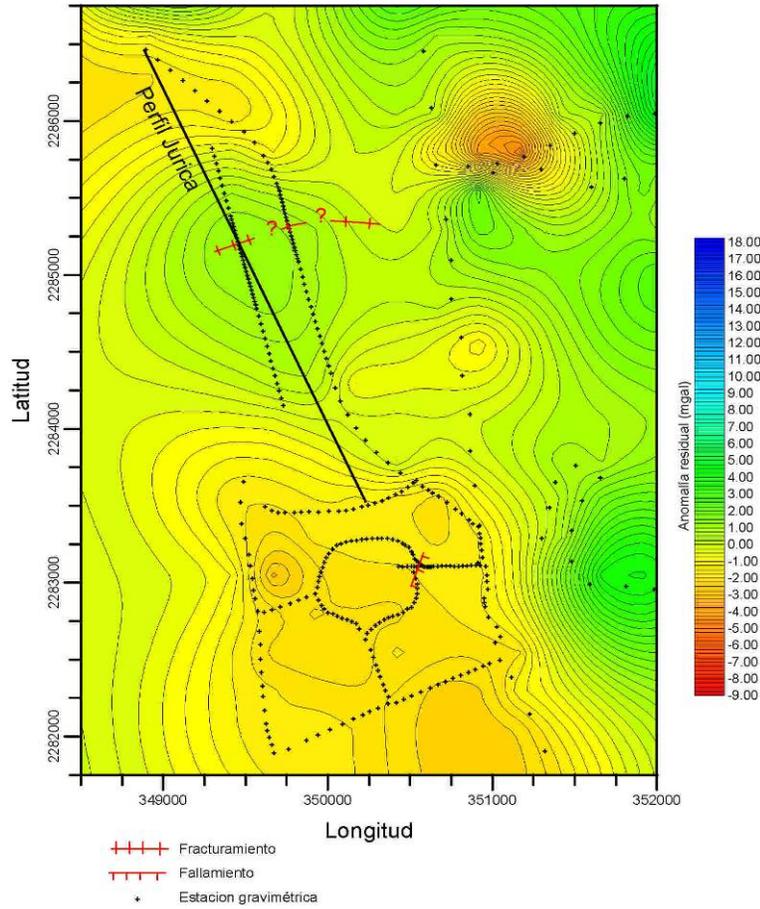


Figura 5.40 Mapa de anomalía residual de la zona Jurica.

En la zona Jurica se ha detectado la existencia de un fracturamiento mediante los daños que ha causado en las construcciones y calles. El perfil Jurica (figura 5.40) cruza la traza del fracturamiento, la anomalía residual asociada a este fracturamiento así como el gradiente horizontal de la anomalía se muestran en la figura 5.41.

Se ha identificado también en esta zona, al centro sur, un fallamiento de longitud menor a 15 metros, de acuerdo a la gravimetría este agrietamientos no parece ser generado por el lecho rocoso irregular, las mediciones gravimétricas analizadas a una escala apropiada, sugieren que la génesis de este fallamiento pudiera estar ligada a la presencia acuitardo cercano a la superficie.

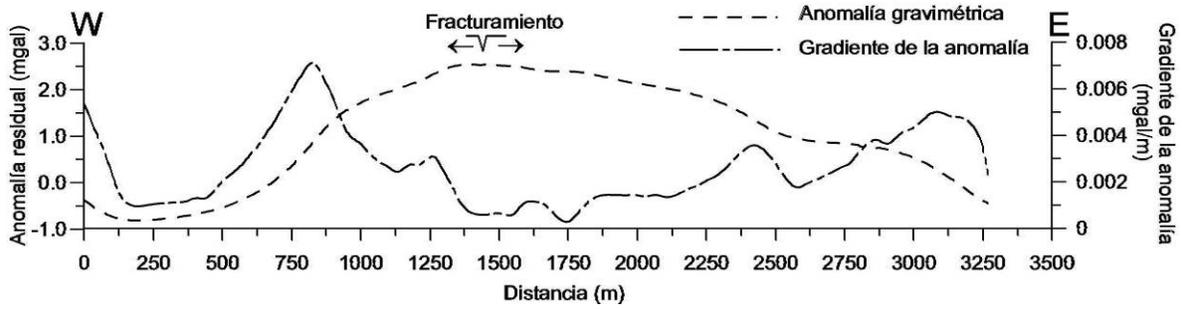


Figura 5.41 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Jurica

d) Zona de agrietamientos Tlacote-Sta. María Magdalena

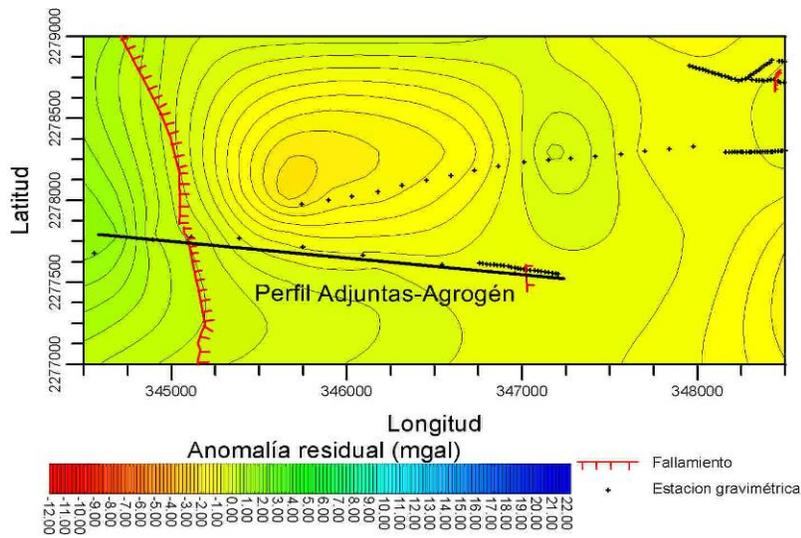


Figura 5.42 Mapa de anomalía residual de la zona Tlacote-Sta. María Magdalena.

El perfil Adjuntas-Agrogén se muestra en las figuras 5.43

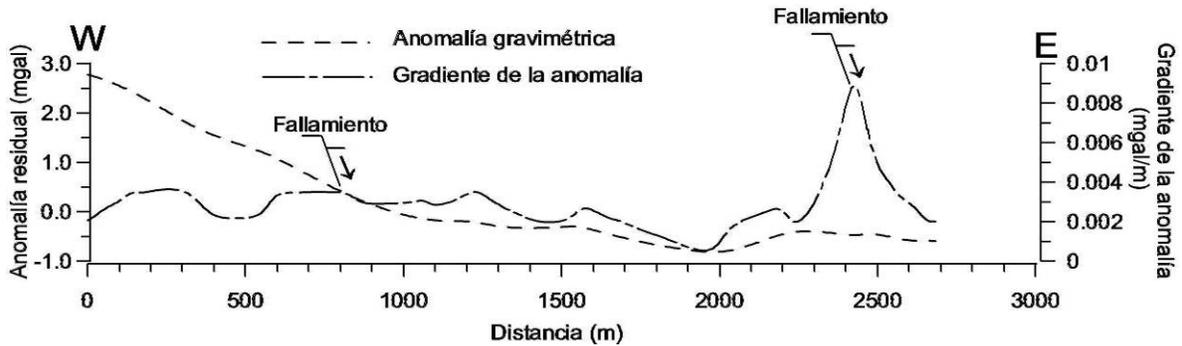


Figura 5.43 Gráfica de la anomalía residual y su gradiente horizontal del perfil Adjuntas-Agrogén

De acuerdo con perfiles medidos a través de agrietamientos conocidos en las diferentes zonas de agrietamientos, la amplitud de la anomalía varía desde -2.4 mgal en el caso del perfil de Agrogén, hasta 5.51 mgal en el perfil Tlacote. La figura 5.44 muestra la amplitud de la anomalía de cada perfil y el valor del gradiente de la anomalía asociado a cada perfil.

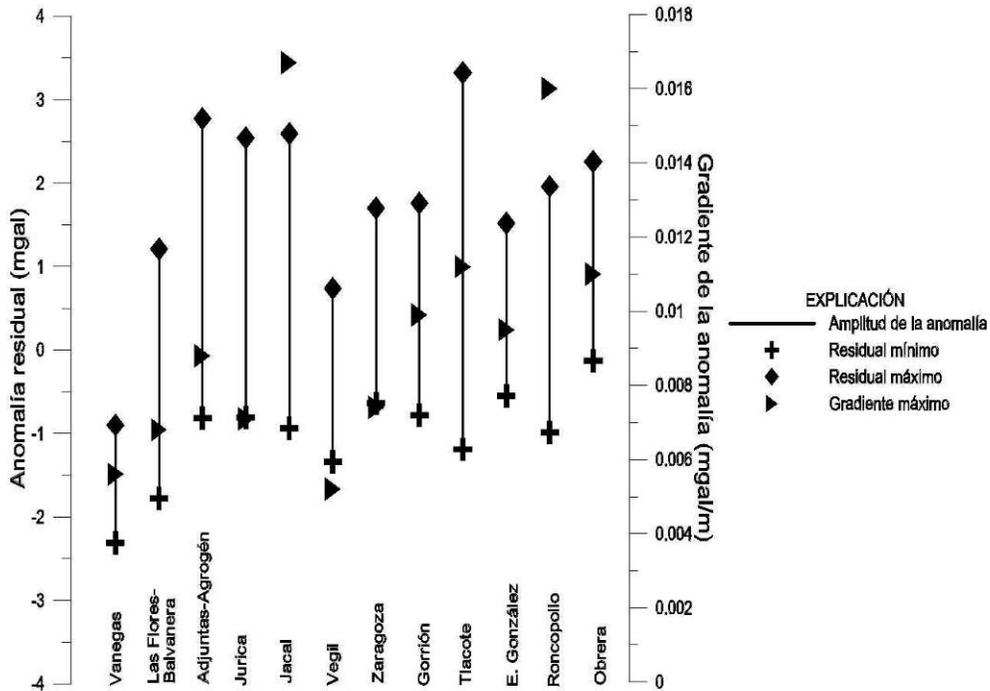


Figura 5.45- Valores máximos y mínimos de la anomalía residual y valor del gradiente asociado a cada perfil.

5.4.2 Magnetometría

Con el fin de caracterizar los agrietamientos existentes se hicieron 747 mediciones en la zona Sur-Oeste del valle, en la región de Vanegas-El Pueblito. Esta zona fue elegida para realizar mediciones de magnetometría debido a que está casi libre de líneas de conducción eléctrica y en la zona se encuentra un grupo de agrietamientos. Los datos fueron corregidos por variación diurna y reducidos al polo. El mapa de campo total reducido al polo elaborado con los datos se muestra en la figura 5.45.

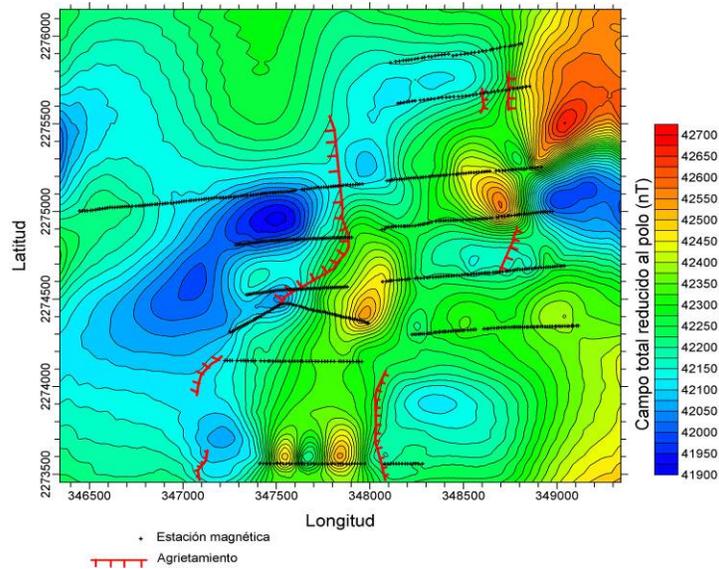


Figura 5.45 Mapa magnético de campo total reducido al polo de la zona de Vanegas-El Pueblito

Se le aplicó a los datos magnéticos una continuación hacia arriba a 100 y otra a 500 metros, las cuales se presentan en las figuras 5.47 y 5.48 respectivamente.

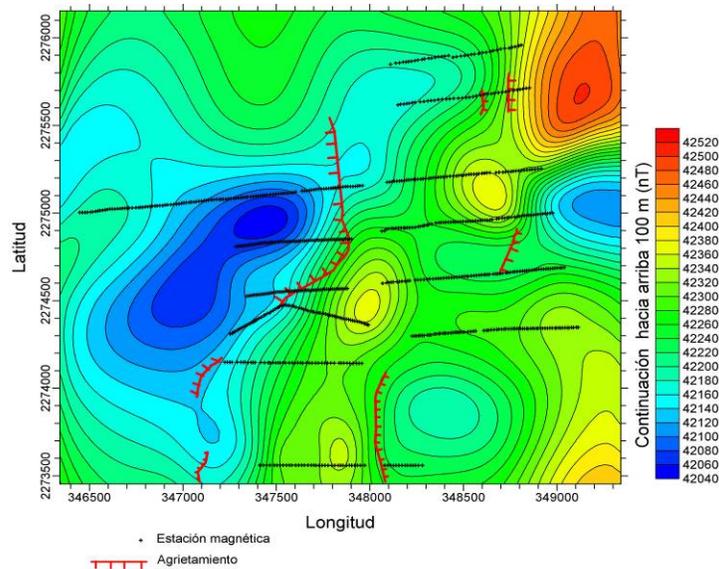


Figura 5.46 Mapa magnético (continuación hacia arriba 100 metros) zona Vanegas-El Pueblito

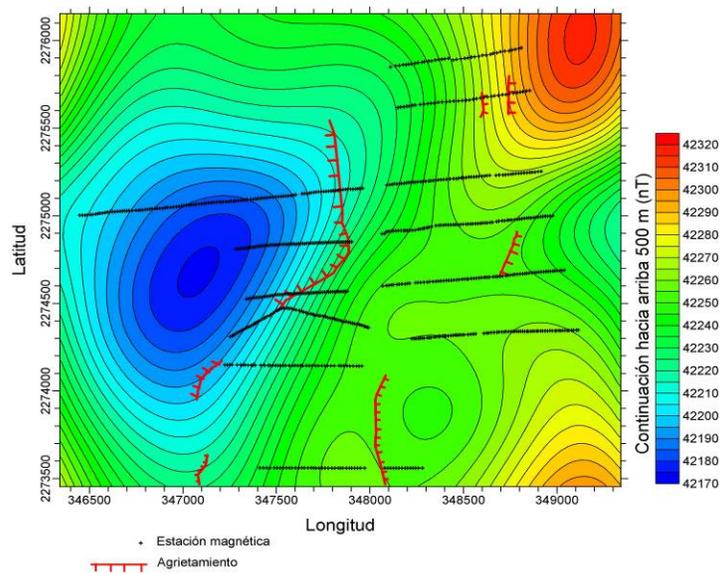


Figura 5.47 Mapa magnético (continuación hacia arriba 500 metros) zona Vanegas-El Pueblito

5.4.3 Refracción sísmica

En cuanto a mediciones de velocidad de propagación de las ondas sísmicas para calcular las constantes elásticas se realizaron mediciones de ondas S y P en dos sitios, y mediciones de únicamente ondas P en otros 5 puntos. La ubicación de estos sitios junto con el reportado por UAQ (1998) se muestra en la figura 5.48. La tabla 5.2 muestra un resumen de las velocidades de propagación de onda sísmica medidas y de las propiedades geomecánicas determinadas.

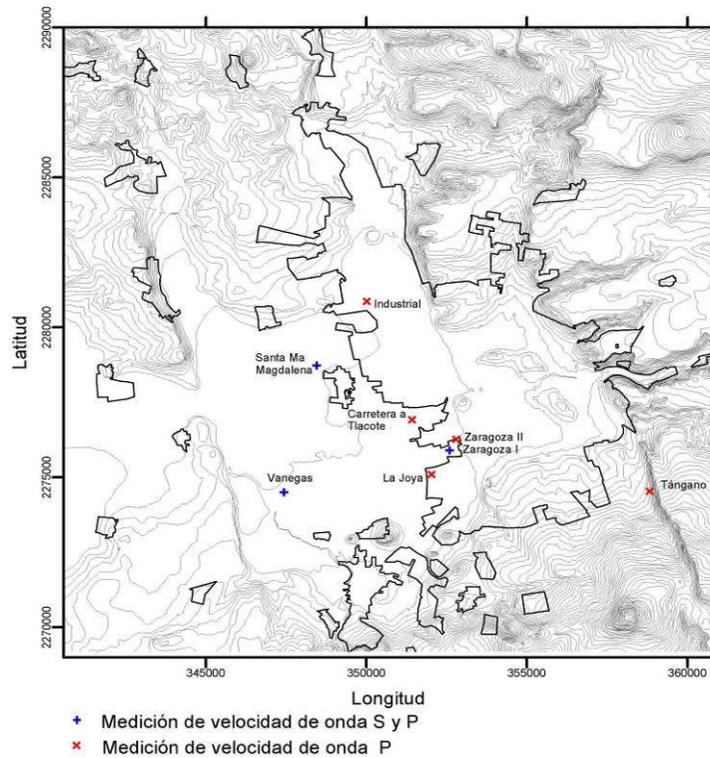


Figura 5.48 Ubicación de los sitios de medición de velocidades de propagación de ondas sísmicas para determinar constantes elásticas de la masa de suelo.

	Zona	Material	Vp	Vs	ρ	μ	λ	v	G	E_{din}
			(m/s)	(m/s)	(kg/m ³)	(Pa)	(Pa)		(kg/cm ²)	(kg/cm ²)
Resumen	Zaragoza I	Tp Py Lac	536	305	1491	140229138	151843470	0.26	1430	3600
	Sta Ma Magdalena	Q Al	552	336	1503	169644743	118561991	0.21	1730	4171
	Vanegas	Q Al	270	164	1257	33863927	23879463	0.21	345	833
		Tp Py Lac	744	455	1619	335231143	225786088	0.20	3418	8212
	Industrial *	Q Al	256	156	1239	30320713	21380932	0.21	309	746
		Tp Py Lac	436	265	1416	100371451	70777860	0.21	1024	2470
	Carretera a Tlacote *	Q Al	287	174	1272	40747800	28733689	0.21	416	1003
		Tp Py Lac	623	379	1541	241099198	170013337	0.21	2459	5934
	Zaragoza II *	Q Al	364	221	1353	66284624	46741217	0.21	676	1631
		Tp Py Lac	1112	676	1778	896463442	632149515	0.21	9141	22063
	Tángano *	Q Al	682	415	1584	272223591	191960992	0.21	2776	6700
		Tp Py Lac	1590	967	1958	1829415617	1290029399	0.21	18655	45024
	La Joya *	Q Al	614	373	1540	220381193	155403843	0.21	2247	5424
		Tp Py Lac	1141	694	1780	1083919622	764335980	0.21	11053	26677

* Velocidad de onda s calculada con 0.608 Vp

Tabla 5.2 Resumen de las propiedades geomecánicas y velocidades de propagación de la onda sísmica de los sitios marcados en la figura 5.48.

Unidad geológica	Sondeo	No de determinación	E _{din} (kg/cm ²)			E _{est} (kg/cm ²)		
			min	max	media	min	max	media
Q AI	Sta Ma. Mag	2	4141	4201	4171	508	516	512
	Vanegas	2	833	833	833	102	102	102
	Industrial	3	494	919	746	61	113	92
	Tlacote	3	537	1523	1003	66	187	123
	Zaragoza II	2	1475	1787	1631	181	219	200
	Tángano	1	6700	6700	6700	822	822	822
	La Joya	14	3056	11003	5424	375	1350	666
Tp Py Lac	Zaragoza I	16	2601	5351	3600	319	657	442
	Vanegas	2	8046	8379	8212	987	1028	1008
	Industrial	3	1612	2777	2470	198	341	303
	Tlacote	7	3171	13634	5934	389	1673	728
	Zaragoza II	2	10204	33922	22063	1252	4162	2707
	Tángano	1	45024	45024	45024	5524	5524	5524
	La Joya	14	8706	123859	26677	1068	15197	3273

Tabla 5.3 Valores del módulo elástico dinámico y estático en los diferentes sitios medidos

Adicionalmente se hizo una recopilación de valores de densidad reportados para los materiales que conforman las diferentes unidades geológicas, los datos corresponden a trabajos inéditos y a estudios de mecánica de suelos realizados en el valle de Querétaro. En la tabla 5.4 se incluyen tanto determinaciones de densidad realizadas con el método sísmico hechas para esta investigación como determinaciones mediante pruebas convencionales de laboratorio.

UNIDAD GEOLÓGICA	DESCRIPCIÓN	No DE DETERMINACIONES	Densidad (gr/cm ³)		
			MINIMA	MAXIMA	PROMEDIO
(Q AI) ^{1,2,4,6}	Material granular del Cuaternario de origen aluvial y lacustre consistente en un paquete de rellenos aluviales del Cuaternario compuesto por arcilla, limo y arena fina	174	1.12	1.950	1.564
(Tp Py Lac) ^{1,2,3,4,5,6}	Depósitos fluviales, aluviales, lacustre y piroclastos no consolidados, compuesta por arcilla, arena, grava, toba y piroclasto no consolidados con conglomerados	56	1.33	1.90	1.537
(Tmt AB) ⁴	Derrames de lava de composición basáltica y andesítica	12	1.74	2.35	2.065
(To-Tm Py Lac) ⁴	Rellenos de sedimentos lacustres y piroclastos del Oligoceno y del Mioceno medianamente consolidados, se presentan principalmente en esta unidad conglomerado y arenisca con intercalaciones de toba de caída y material piroclástico retrabajado	7	1.27	1.96	1.769
(To-Tm AB) ⁷	Rocas volcánicas del Oligoceno al Mioceno, principalmente Andesita y basalto con intercalaciones de toba y presencia de ignimbrita hacia la base de la unidad	-----	2.4	2.8	2.61
(Te Cg Ar) ⁷	Sedimentos continentales del Eoceno, que yacen sobre el basamento Mesozoico, principalmente areniscas y conglomerados intercalados con derrames de basalto e ignimbrita.	-----	1.61	2.76	2.35
(Ki Cz Ar) ⁷	Lutita y arenisca del Mesozoico, sobre las cuales yace una unidad caliza del Cretácico inferior	-----	1.93	2.9	2.55

¹ Datos tomados de Trejo-Moedano (1989). Medidos en laboratorio
² Datos tomados de BCM Geotecnia S.C. (2005). Medidos en laboratorio
³ Datos Tomados de UAQ (1997). Inferidos con método sísmico
⁴ Datos tomados de Álvarez-Manilla (1997). Inferidos con método sísmico
⁵ Datos tomados de Álvarez-Manilla (1999). Medidos en laboratorio
⁶ Datos generados para este trabajo de Tesis. Inferidos con método sísmico
⁷ Datos Tomados de Seigel, 1995.

Tabla 5.4 Valores de densidad para las diferentes unidades geológicas del valle de Querétaro

5.5 Modelado 2D de los datos gravimétricos.

Se hizo un modelado de los datos gravimétricos de los perfiles mostrados en la sección 5.41, su ubicación se presenta en la figura 5.49 junto con los pozos usados para restringir los modelos. Se empleó el Software para manejo e interpretación de datos geofísicos WinGLink versión 1.62.08, el cual usa para el modelado de datos gravimétricos el algoritmo propuesto por Talwani et al. (1959). Los valores de las densidades usadas en el modelado se recopilaron en diversos trabajos inéditos del valle de Querétaro, principalmente estudios de mecánica de suelos (tabla 5.4)

Las secciones modeladas se muestran en las figuras de 5.50 a 5.61.

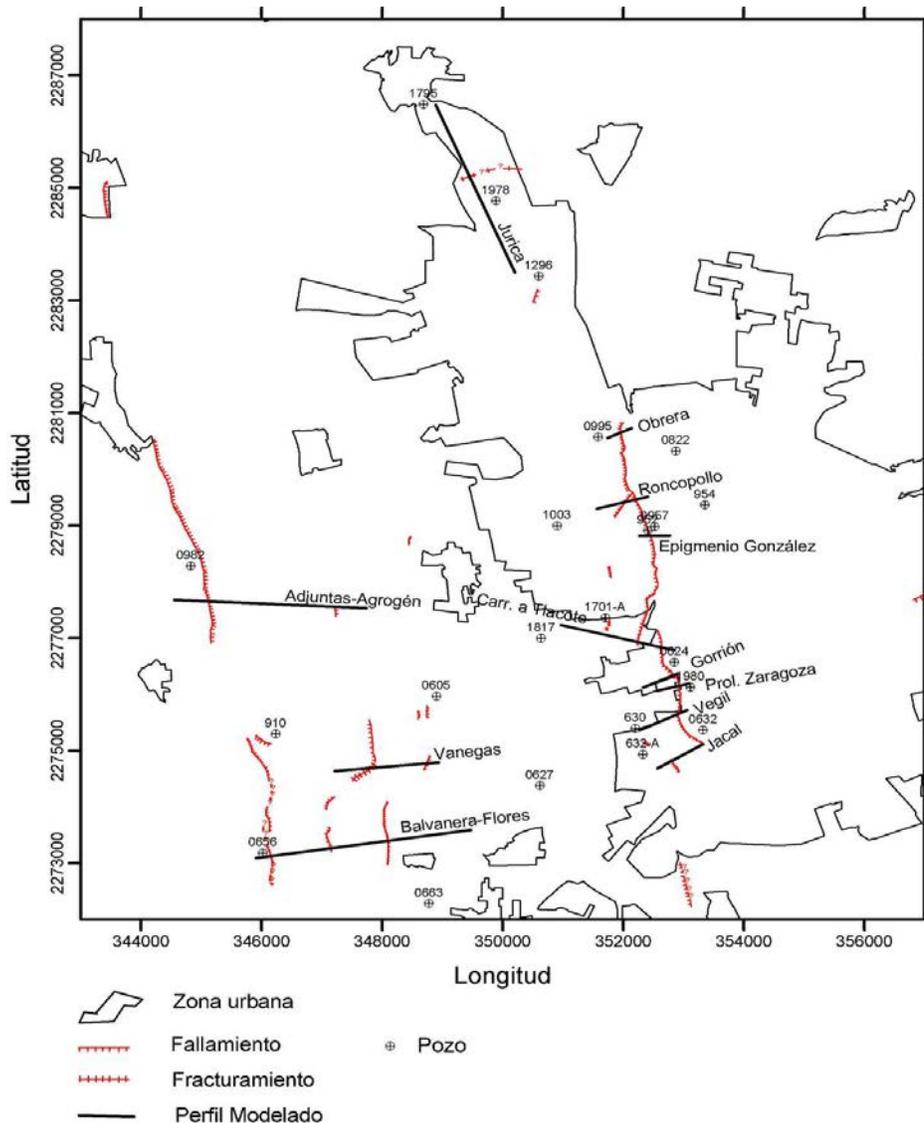


Figura 5.49 Ubicación de los perfiles gravimétricos modelados y de los pozos usados para restringir los modelos

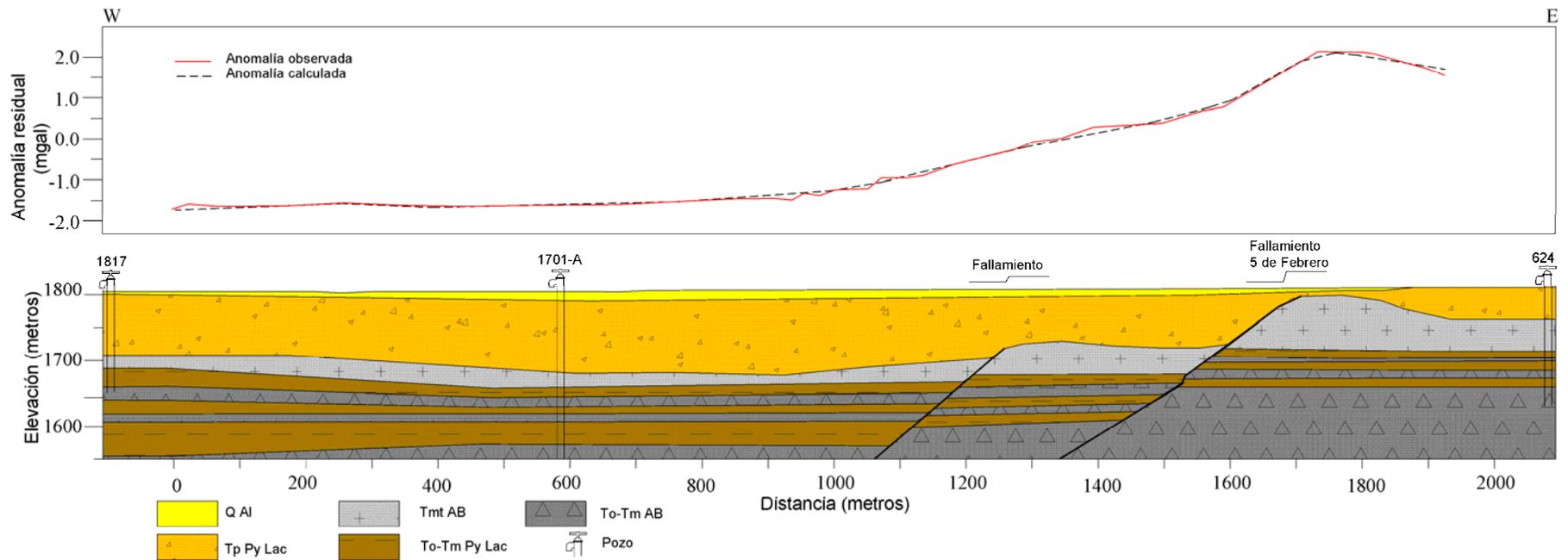


Figura 5.50 Sección del subsuelo del valle de Querétaro inferida con datos gravimétricos en el perfil Tlacote sobre el agrietamiento 5 de Febrero

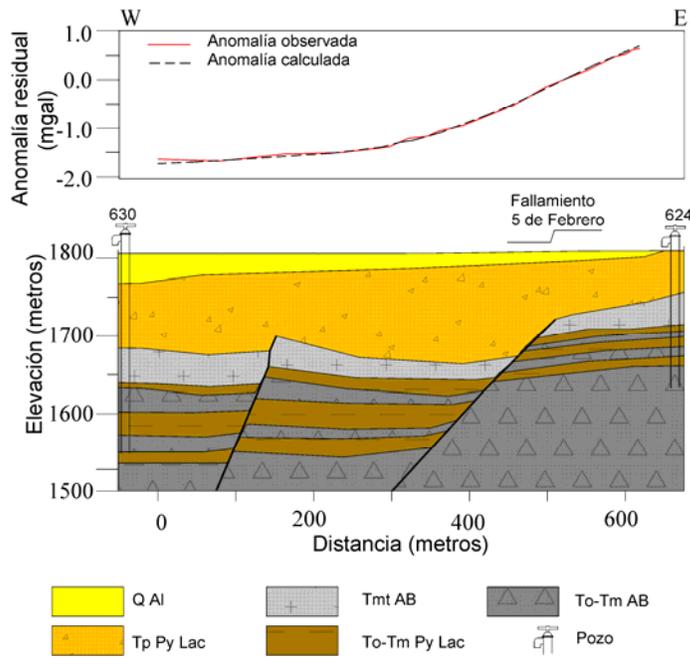


Figura 5.51 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Gorrión sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos.

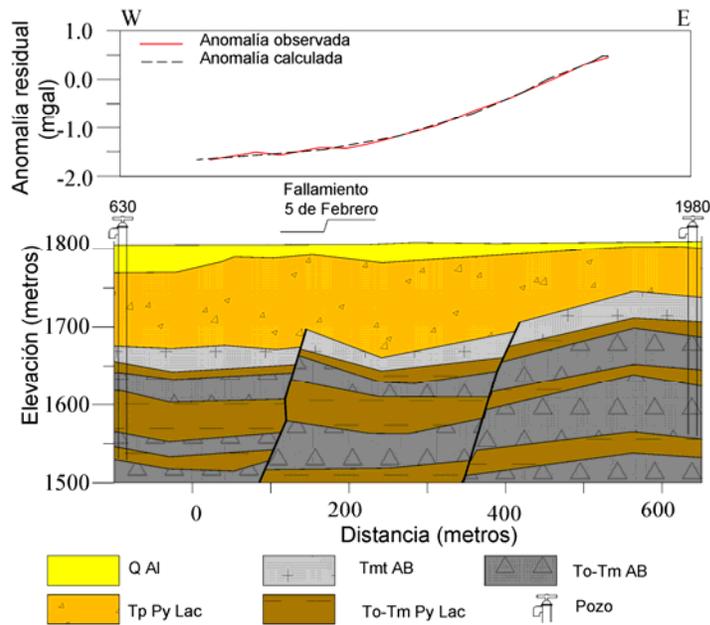


Figura 5.52 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Zaragoza sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos.

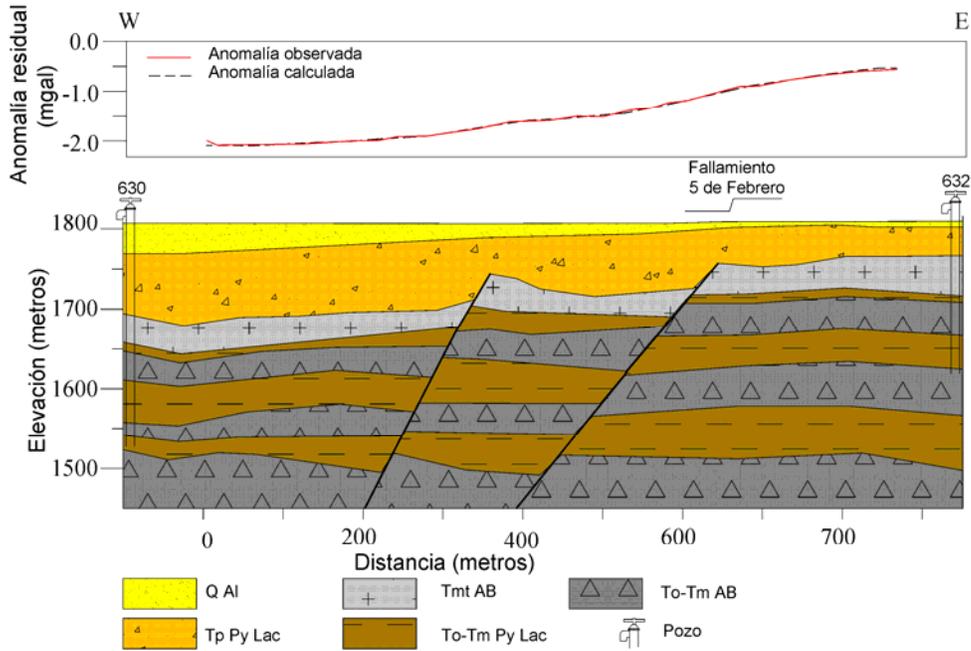


Figura 5.53 Sección del subsuelo del valle de Querétaro del perfil Vegil sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos.

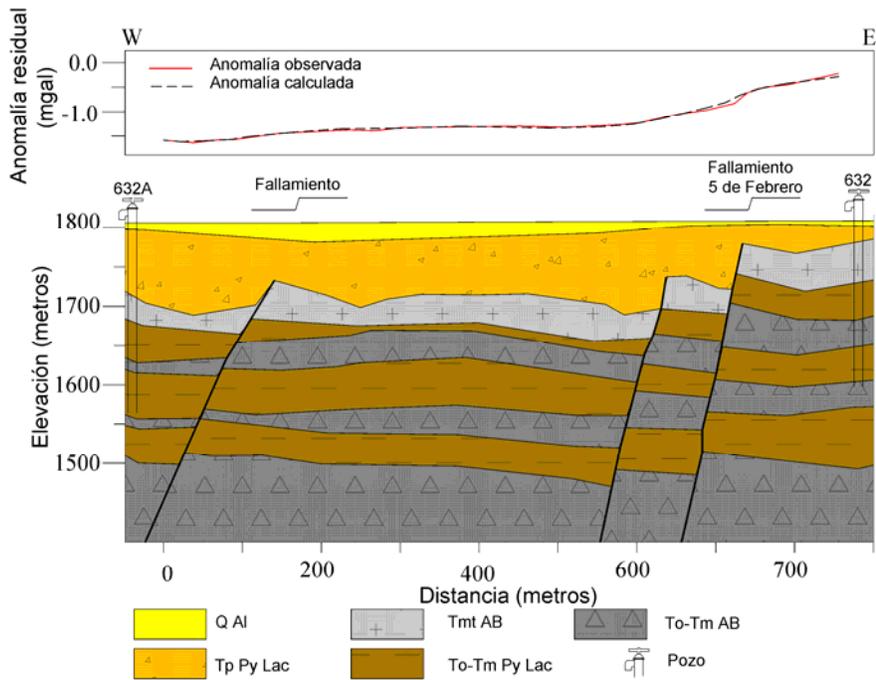


Figura 5.54 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Jacal sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos.

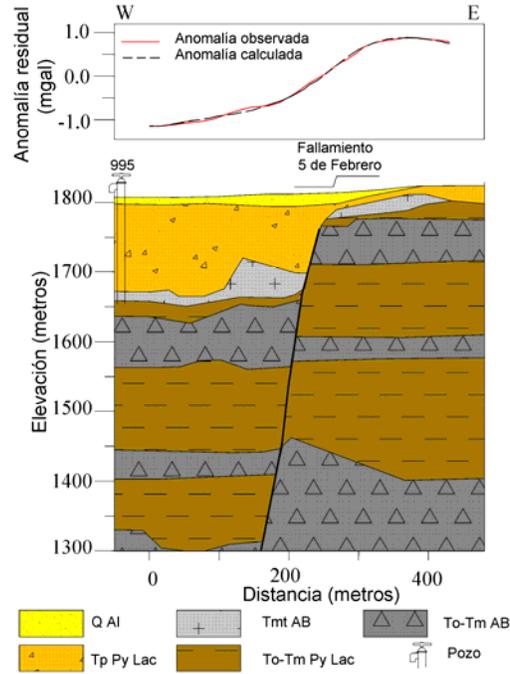


Figura 5.55 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Obrera sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos.

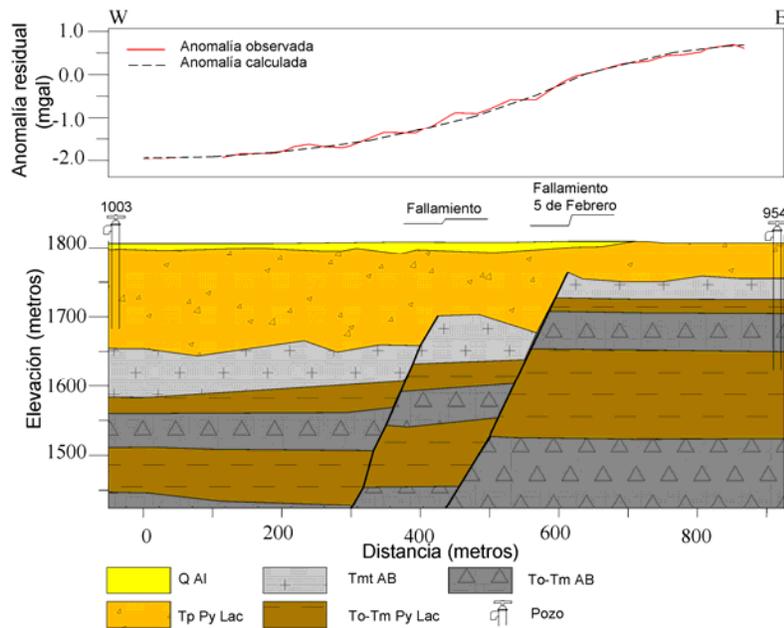


Figura 5.56 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Roncopollo sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos.

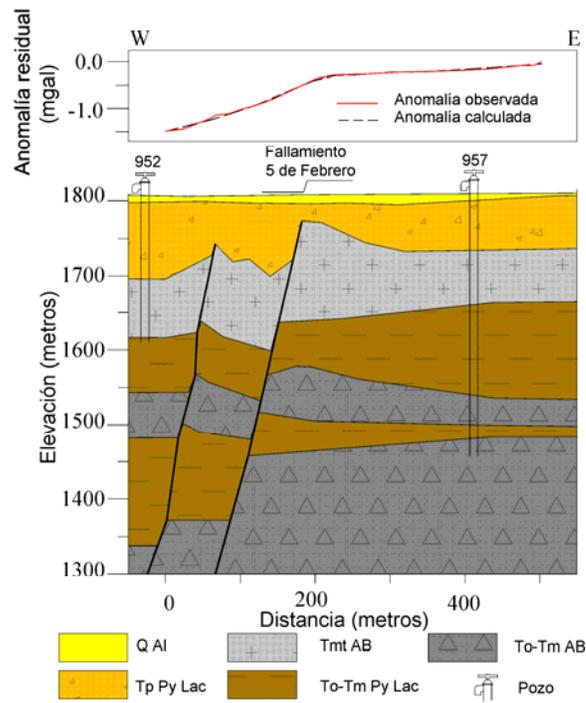


Figura 5.57 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Epigmenio González sobre el agrietamiento 5 de Febrero, inferido con datos gravimétricos.

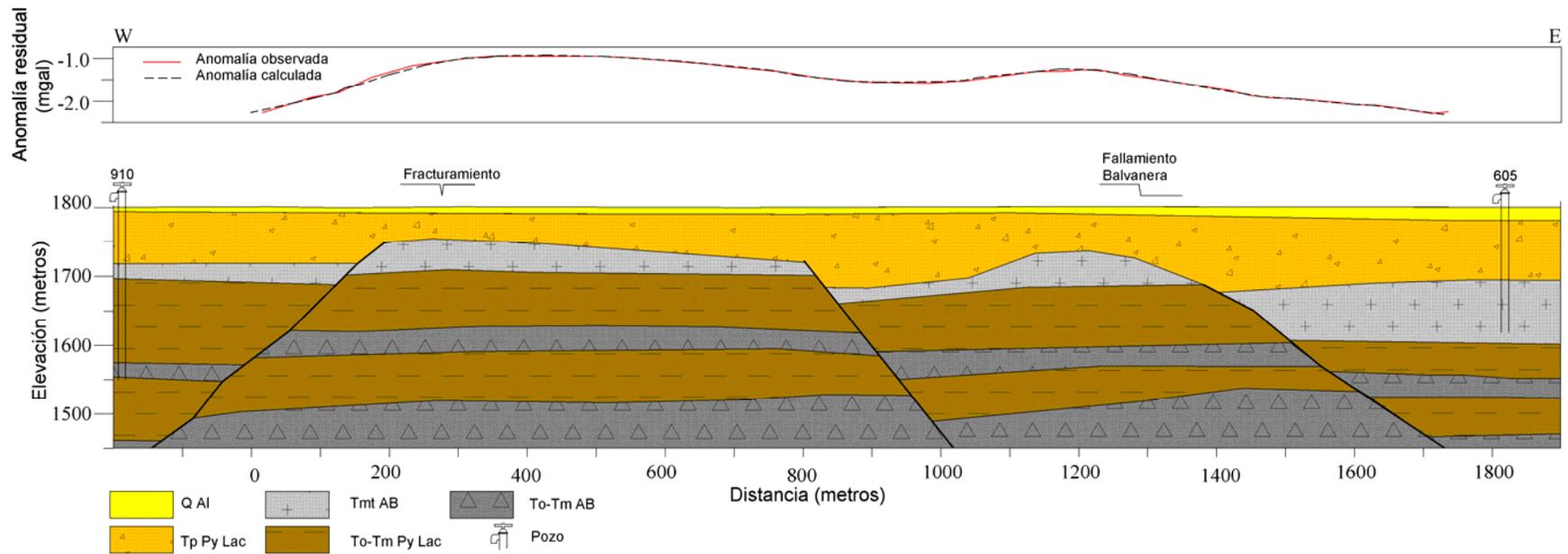


Figura 5.58 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Vanegas sobre agrietamientos de la zona del mismo nombre, inferido con datos gravimétricos.

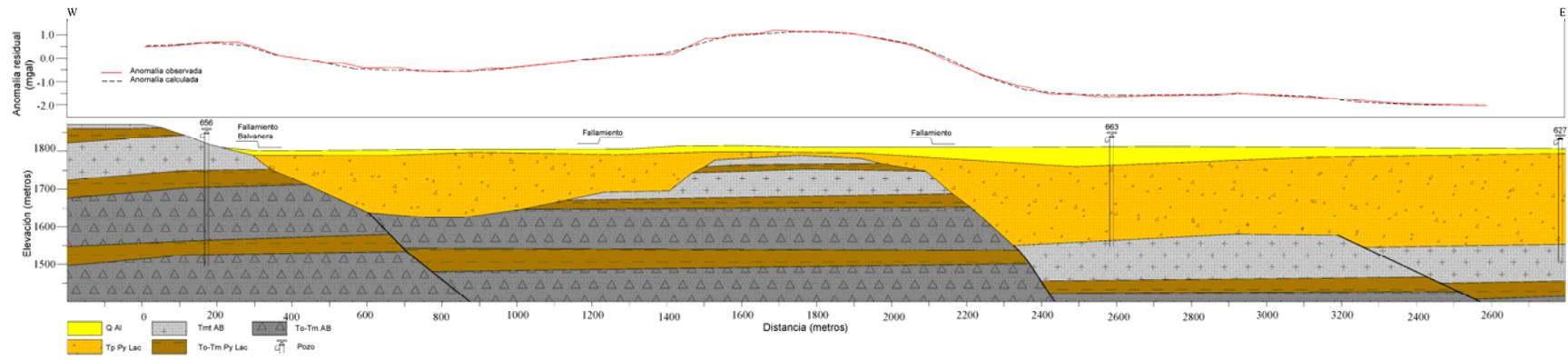


Figura 5.59 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Las Flores-Balvanera sobre agrietamientos de la zona Vanegas, inferido con datos gravimétricos.

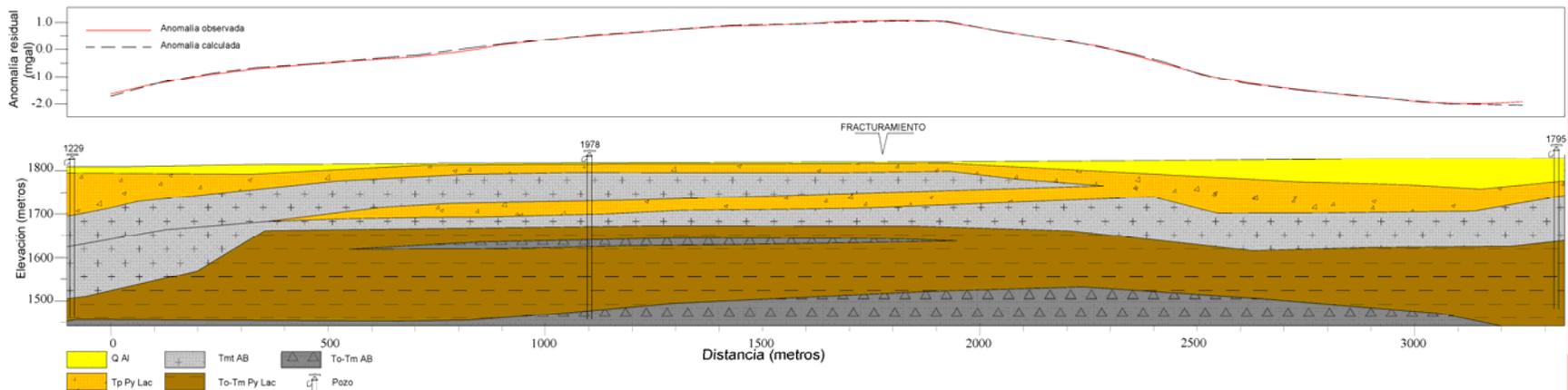


Figura 5.60 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Jurica sobre el fracturamiento del mismo nombre, inferido con datos gravimétricos.

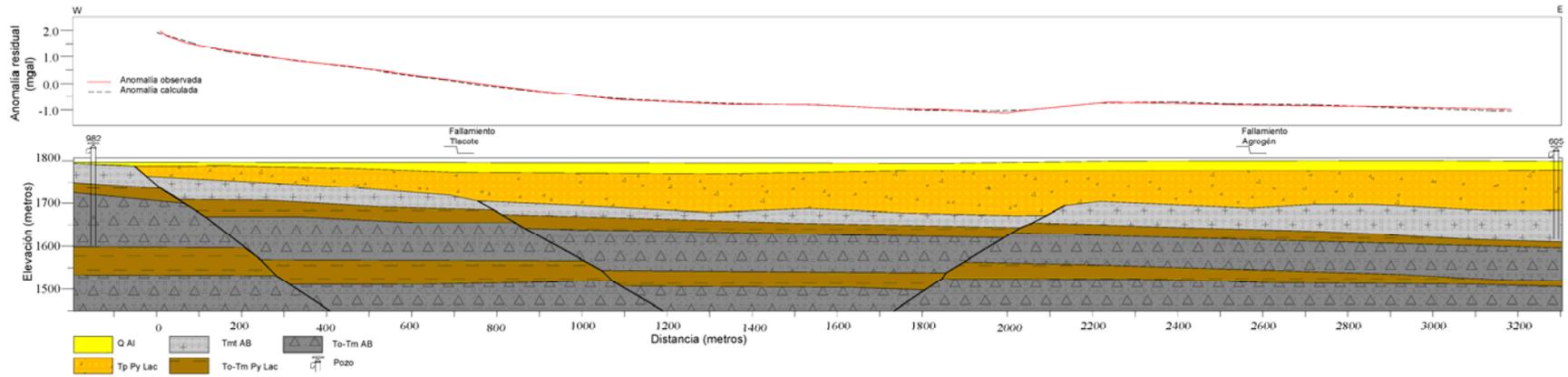


Figura 5.61 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Adjuntas-Agrogén sobre el fallamiento Tlacote y Agrogén, inferido con datos gravimétricos.

La unidad geológica que es considerada el lecho rocoso del acuífero somero en este trabajo es la unidad constituida por derrames de lava de composición basáltica y andesítica (Tmt AB), conocida como Basalto Querétaro descrita por Alaniz-Álvarez et al., (2001), e identificada por Carreón-Freyre (2005) como la secuencia volcánica que divide las dos principales secuencias fluvio-lacustres terciarias del valle de Querétaro. La figura 5.63 muestra las curvas de nivel que definen la topografía del lecho rocoso sobre el cual yace la masa de sedimentos que se están deformando.

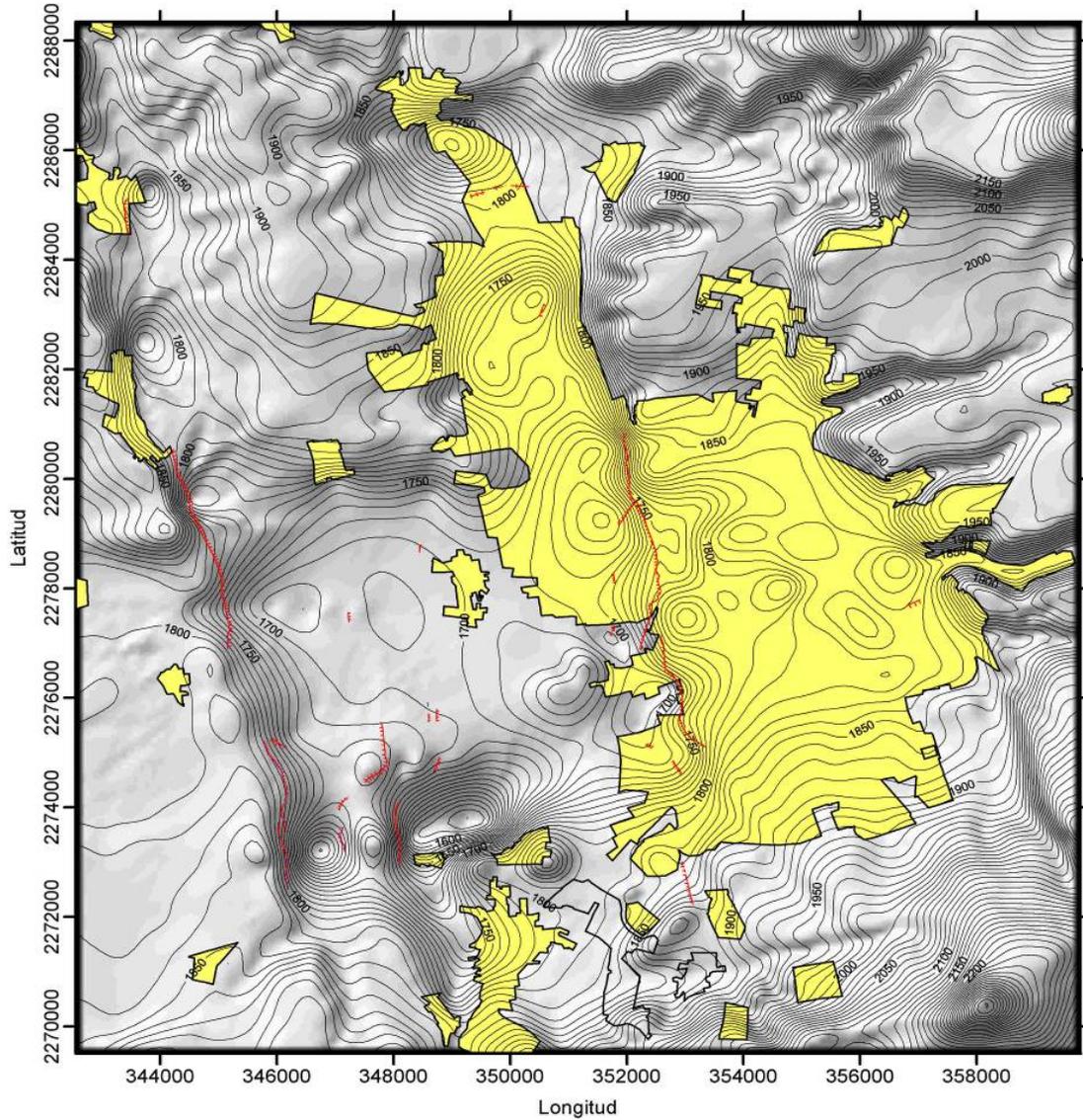


Figura 5.63 Curvas de nivel que definen la geometría del lecho rocoso del acuífero superficial en el valle de Querétaro, inferida a partir de 80 pozos y 11 secciones del acuífero elaboradas a partir de una modelación 2D de los datos de gravimetría. Las líneas rojas representan los agrietamientos cartografiados hasta el 2005

Las figuras 5.64 y 5.65 muestran una vista 3D de la topografía superficial y de la del lecho rocoso respectivamente. La figura 5.66 muestra la variación del espesor de rellenos sedimentarios del valle de Querétaro, el cual se calculó restando a la cota del brocal del pozo la profundidad a la unidad geológica Tmt AB. En la figura 5.66 se muestran el espesor de sedimentos en la zona de estudio

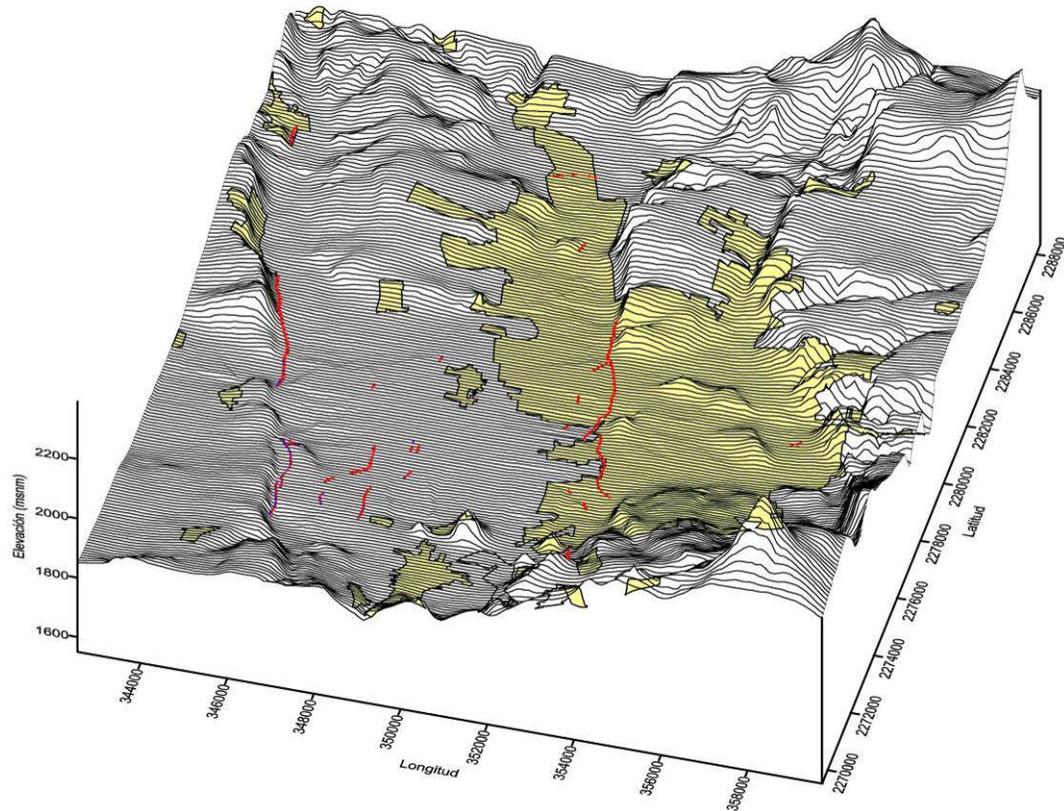


Figura 5.64 Topografía superficial en la zona de estudio con los agrietamientos cartografiados hasta 2005. Exageración vertical igual a diez

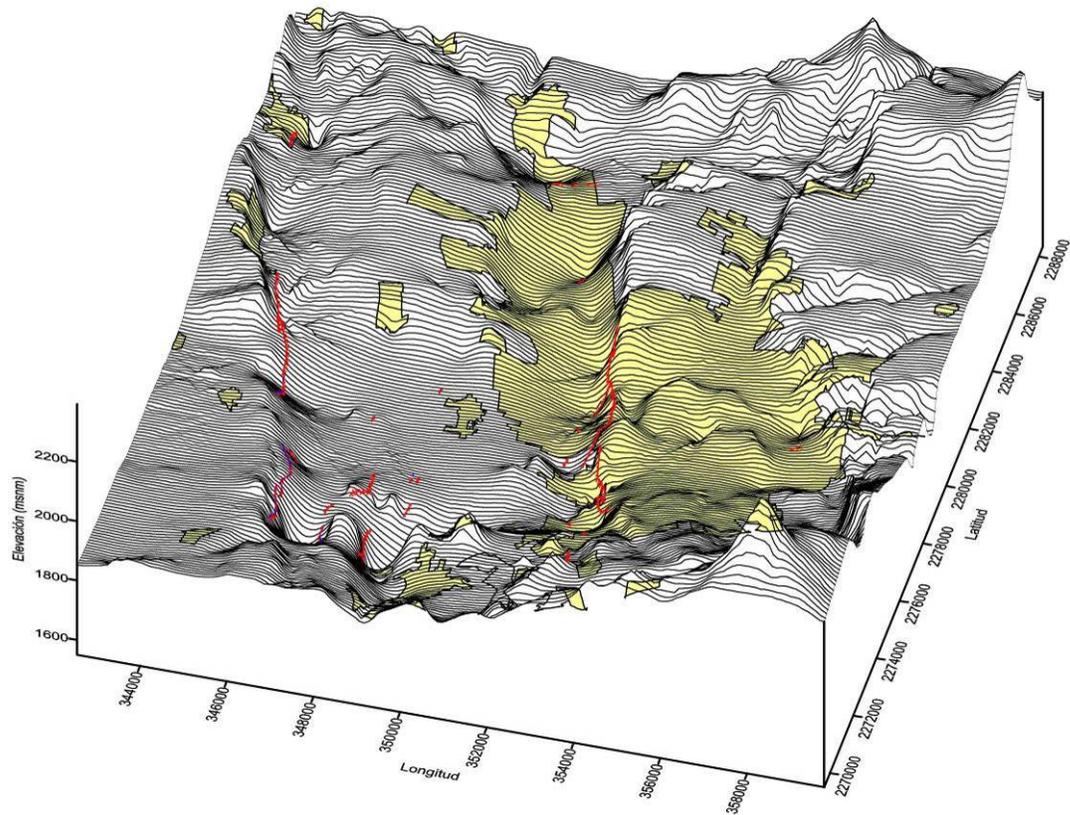


Figura 5.65 Configuración 3D del lecho rocoso definido a partir secciones gravimétricas modeladas e información litológica de 80 pozos. Los agrietamientos mostrados son los cartografiados hasta el 2005. La exageración vertical es igual a diez.

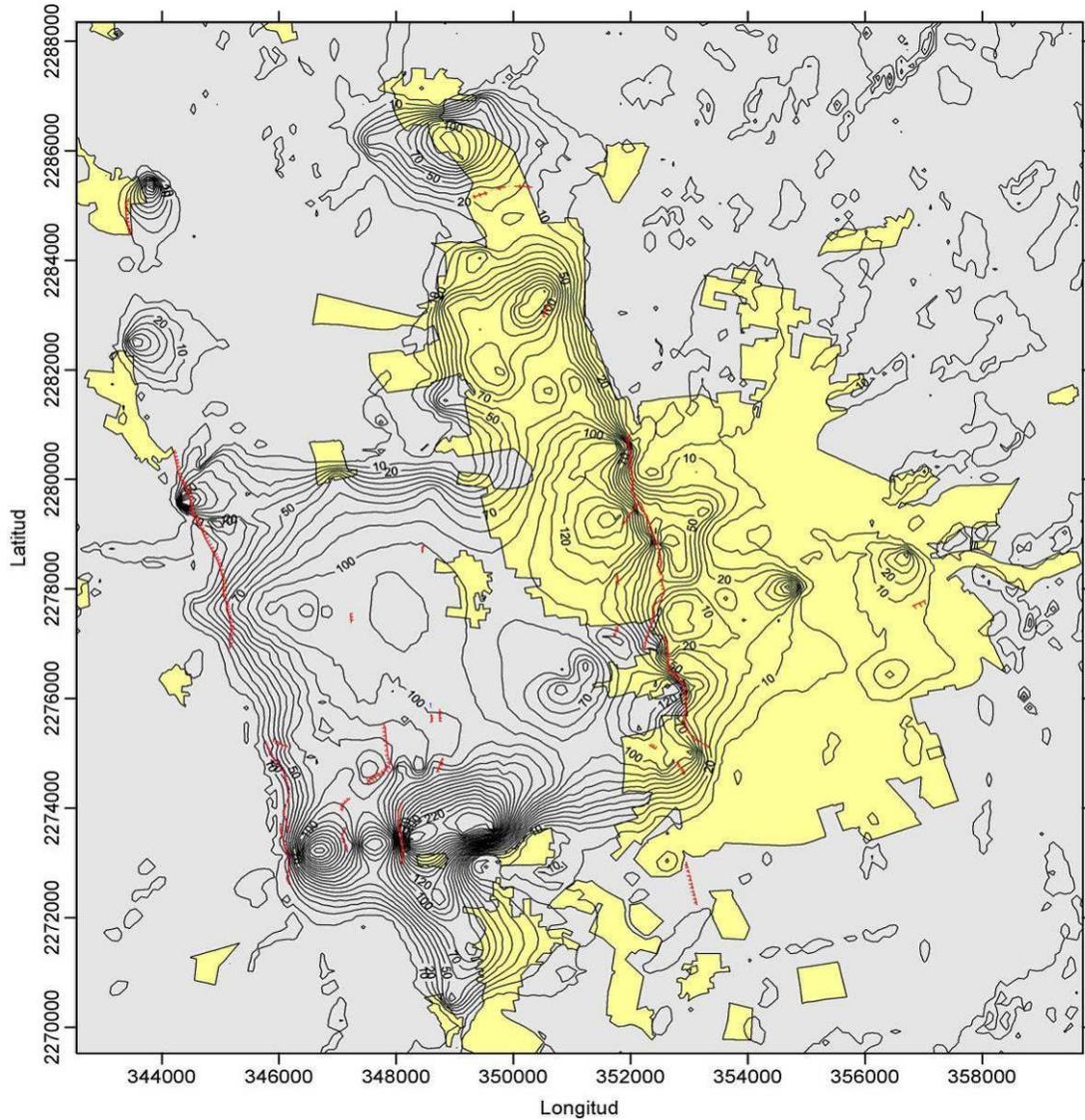


Figura 5.66 Espesor de sedimentos en el valle de Querétaro inferido a partir de las secciones gravimétricas modeladas e interpretación de la litología de 80 pozos. Los agrietamientos representados con líneas rojas son los cartografiados hasta el 2005.

5.7 Discusión y comentarios de los datos obtenidos.

La figura 5.1 muestra la geología estructural del valle de Querétaro. La zona donde se han observado la generación de agrietamientos y hundimientos corresponde a la zona delimitada entre las fallas 5 de Febrero y Tlacote, fallas 61 y 65 respectivamente, a esta región la llamamos en este trabajo para fines de referencia “fosa Querétaro”, dos de las familias de agrietamientos se asocian a dichas fallas (A y C en figura 5.13). Además se han identificado otras dos familias de agrietamientos asociadas a estructuras geológicas secundarias del lecho rocoso dentro de la fosa Querétaro (B y D en la figura 5.13).

Si las estructuras geológicas principales (fallas regionales) que dan forma a los grabenes o fosas, junto con las estructuras secundarias quedan sepultadas por rellenos aluviales, y se forman acuíferos susceptibles de ser explotados, las estructuras geológicas se originan un lecho rocoso irregular, y por consiguiente, como uno de los factores más importantes para la generación de agrietamientos. El conocimiento de la estructura geológica resulta entonces un primer paso necesario en la metodología para analizar el riesgo de agrietamientos en un valle aluvial.

En la modelación de los datos gravimétricos y para fines de la simulación numérica no existe diferencia alguna entre un basalto, una andesita o una dacita, puesto que la densidad de estas rocas es muy parecida, y para fines prácticos la deformación causada por subsidencia es despreciable en ellas, comparada con la que se presenta en el relleno sedimentario. Otras características como la edad de las diferentes unidades geológicas, composición mineralógica y origen, tampoco tienen trascendencia para el modelado, pero sí para la interpretación de la estructura anterior a la subsidencia. Esto permitió proponer una simplificación de la columna estratigráfica, agrupando las diferentes secuencias de materiales en base a propiedades que sí juegan un rol importante en el modelado de los datos de gravimetría y la simulación del fenómeno de deformación del acuífero.

Si bien el acuífero del valle de Querétaro está constituido por una secuencia heterogénea de materiales aluviales, lacustres y volcánicos, el hecho de que las heterogeneidades más significativas son en la dirección vertical, hace que la simplificación de la columna estratigráfica en el modelado no cambie el comportamiento del acuífero en cuanto a la manera de deformarse por efecto del abatimiento del nivel piezométrico. Además, dado que no existe una concentración importante de arcilla en alguna región en particular dentro del acuífero, y a falta de información más precisa, se puede considerar a los acuitardos como uniformemente repartidos dentro del material permeable del acuífero, por lo que los hundimientos finales, para un abatimiento dado, dependerán del espesor de sedimentos sobre el lecho rocoso y del módulo elástico promedio considerado.

Siendo rigurosos para una simulación más real se deben considerar la ubicación y distribución precisa de los acuitardos dentro del material permeable, así como sus propiedades geomecánicas e hidráulicas de cada uno de ellos. Esto sin duda consumiría un gran tiempo de investigación de campo y resultaría en una metodología muy cara para su implementación práctica. Sin embargo se considera que la escala en la que se desarrolla el fenómeno es lo suficientemente grande para considerar homogéneo el paquete sedimentario en cuestión, y además la forma en que se determinó el módulo elástico del material que se está deformando, a través del método sísmico, respalda la consideración de que los valores estimados son los valores medios de toda la masa de suelo, puesto que en dichos valores se

expresa la contribución de los diferentes materiales ya que la onda sísmica viaja a través de todos ellos.

En cuanto a la gravimetría, los mapas fueron elaborados a partir de una distribución muy heterogénea de datos. Existen zonas donde las anomalías fueron interpoladas con mediciones alejadas hasta cinco km del punto interpolado (por ejemplo en la vecindad de la falla 51 en la figura 5.10). Se tienen también zonas con densidades de mediciones grandes donde la separación entre puntos medidos fue en promedio 2.5 metros (por ejemplo algunos perfiles de zona 5 de Febrero en la figura 5.18). La gran disparidad en la densidad de mediciones por unidad de superficie, se debió a que inicialmente no se conocía el número óptimo de mediciones por unidad de área, para detectar con el suficiente detalle las irregularidades del lecho rocoso que pudieran estar asociadas a la generación de agrietamientos. La ausencia de datos en algunas zonas generó la necesidad de hacer una doble interpolación, la cual fue descrita en la sección 4.4.1, con la que se eliminaron anomalías ficticias de alta frecuencia causadas por la interpolación simple dando como resultado anomalías más suaves. Si bien las anomalías en estas zonas sin datos son interpoladas, son congruentes con la información litológica de pozos por lo que se consideran representativa del piso rocoso.

El valor de la densidad usada para las correcciones por losa de Bouguer y por topografía, fue determinado según el método propuesto por Nettleton (1976) usando los datos gravimétricos. En el caso de la densidad del material entre el nivel medio del mar y la cota de la zona de estudio resultó 2.5 gr/cm^3 , la cual es ligeramente menor pero coherente con el valor promedio de 2.67 gr/cm^3 que se maneja para la corteza terrestre (Udías y Mézcua, 1986). El valor calculado para la corrección por topografía fue de 1.6 gr/cm^3 , dicho valor es muy semejante a los reportados en diversas fuentes y resumidos en la tabla 5.4, para el material superficial QAl y Tp Py Lac del valle de Querétaro.

La carta de anomalía completa de Bouguer (figura 5.10) muestra la anomalía gravimétrica que producen tanto las estructuras regionales profundas como de estructuras locales más someras, en dicha figura las fallas mostradas son las reportadas por Aguirre-Díaz et al. (2005). De acuerdo con estos autores el origen del graben de Querétaro se debe a la intersección de dos sistemas de fallas, el Sistema de Fallas Taxco-San Miguel de Allende (SFTSMA), con orientación principal N-S, y el Sistema de Fallas Chapala-Tula (SFCT) con orientación principal E-W. La firma gravimétrica de los dos Sistemas de Fallas puede verse en la carta de anomalía regional (figura 5.11 y 5.67) la cual expresa de forma aislada la contribución de las estructuras regionales más profundas en la anomalía gravimétrica completa.

La anomalía regional (figura 5.67) es congruente con las fallas del SFTSMA Tlacote, 5 de Febrero y Querétaro (números 61, 65 y 68 en figura 5.1) que afloran y delimitan el graben y la fosa Querétaro al Este y al Oeste. En la misma figura se observa que hay dos anomalías con orientación E-W que delimitan al valle por el Norte y el Sur. Se resalta el hecho que la falla inferida al Sur del valle buza hacia el Sur, y la que se infiere al Norte buza hacia el Norte, lo cual no es congruente con el buzamiento de las fallas expuestas en superficie (Fallas 5 y 44 en figura 5.1). La discusión de este hecho queda afuera del alcance de este trabajo y sólo se apuntará que los datos de gravimetría podrían servir para una mejor comprensión de la evolución tectónica del graben de Querétaro.

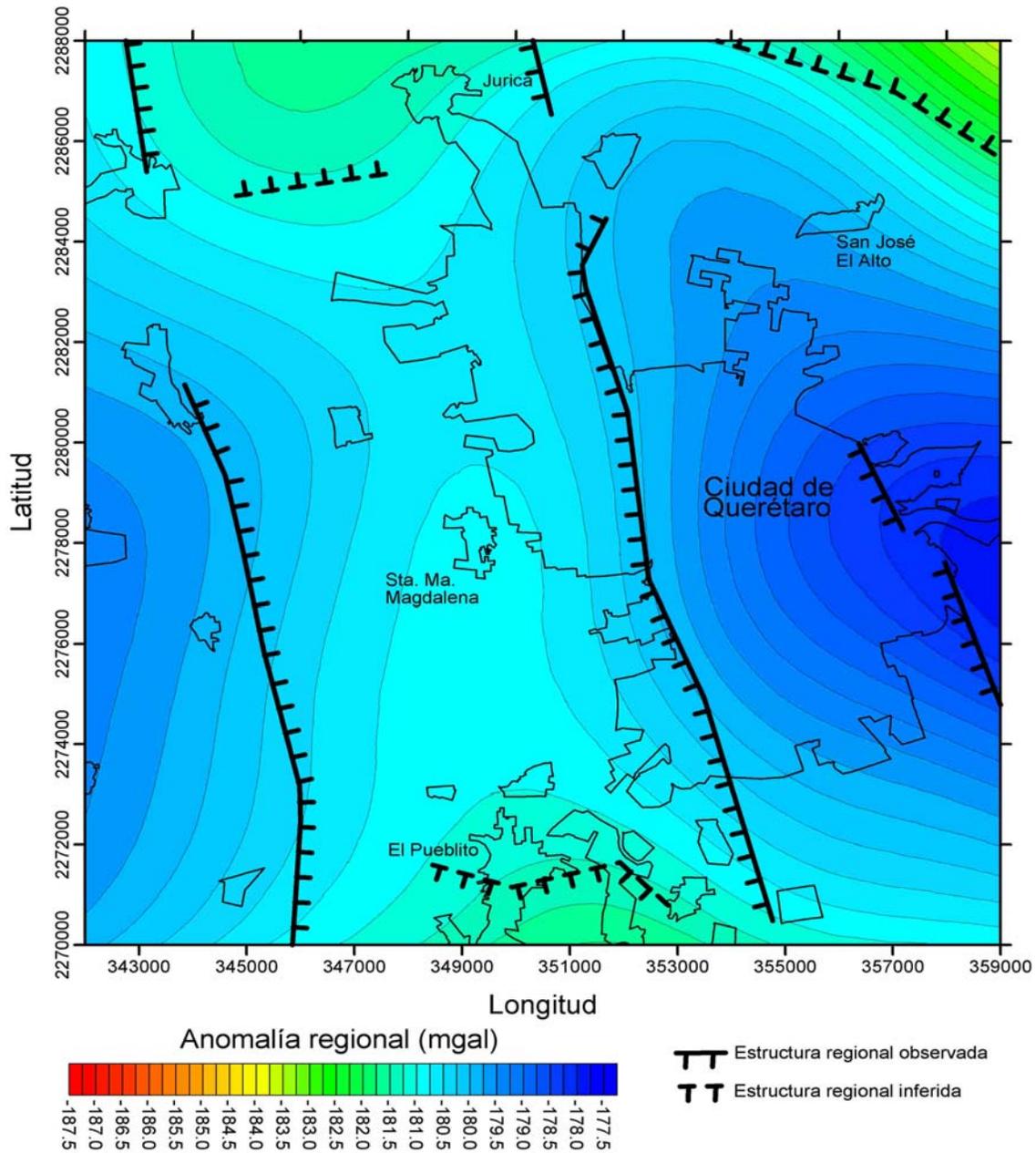


Figura 5.67 Fallas regionales asociadas a la anomalía regional.

Por otra parte, la anomalía residual es el resultado de restarle el efecto de las estructuras regionales a la anomalía completa de Bouguer, el resultado es la anomalía que producen las estructuras secundarias someras (figura 5.13 y 5.68). La carta de anomalía residual muestra una zona de valores bajos (tono amarillo a rojo en la figura 5.68), delimitada por la falla 5 de Febrero y Tlacote, que puede asociarse a la presencia de los espesores de sedimentos mayores depositados en la fosa Querétaro. Lo anterior sugiere que en esta zona se

producen los hundimientos mayores debido a la relación directa que hay entre hundimiento y espesor de sedimentos para un descenso en el nivel piezométrico dado.

La carta de anomalía residual (figura 5.68) muestra también que dentro de la Fosa Querétaro se observan anomalías de una amplitud y longitud menor, las cuales pueden ser asociadas a estructuras geológicas secundarias sepultadas por los rellenos. De acuerdo con la carta de anomalía residual, se pueden agrupar los agrietamientos en 4 familias o grupos asociando cada grupo a una estructura geológica diferente.

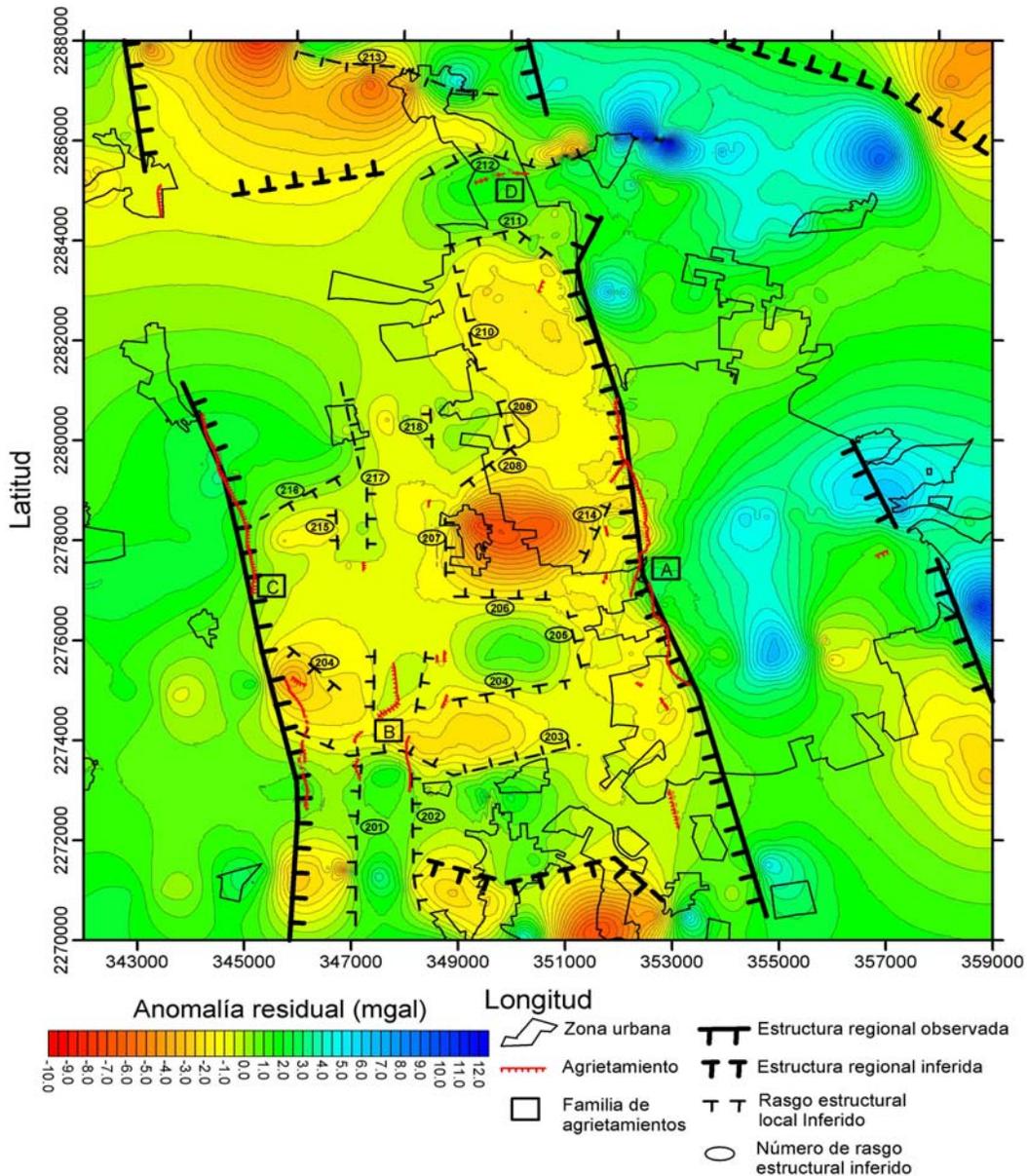


Figura 5.68 Estructuras locales inferidas dentro de la fosa Querétaro. Familias de agrietamientos: A=Fallamiento 5 de Febrero, B=Agrietamientos Vanegas, C=Fallamiento tlacote, y D=Fracturamiento Jurica.

Los agrietamientos 5 de Febrero (familia A en figura 5.68) se pueden asociar a la falla del mismo nombre que en el tramo comprendido entre las fallas 45 y 50 (ver figura 5.1) se encuentra sepultada.

Los agrietamientos Vanegas (familia B). La gravimetría sugiere que se generan por causa de un alto del lecho rocoso que se ubica dentro de la Fosa Querétaro y tiene forma alargada con orientación en su eje mayor N-S. El alto del lecho rocoso está definido por las estructuras geológicas inferidas con la gravimetría 201 y 202.

La familia de agrietamientos Tlacote (C en figura 5.68). De acuerdo a la gravimetría se asocian a la Falla del mismo nombre. Esta falla se expresa en la superficie como un alto topográfico. Los agrietamientos se presentan paralelos al afloramiento del bloque alto de la falla, a una distancia variable entre 50 y hasta 300 metros del contacto del relleno con el afloramiento, lo cual sugiere que se generan sobre el desarrollo del escarpe de la falla sepultado por los rellenos granulares.

El grupo de agrietamientos D es el Jurica. La gravimetría sugiere que este agrietamiento se asocia a un alto del lecho rocoso de forma alargada, y con orientación en su eje principal E-W.

Además de los grupos de agrietamientos descritos, existen otros agrietamientos incipientes que se han desarrollado con longitudes menores a los 100 metros, en algunos casos se asocian a estructuras del lecho rocoso, pero en otros casos parecen estar asociados a otro tipo de discontinuidades que pueden ser paleocausas sepultadas o acuitados muy cercanos a la superficie.

Dos de estos agrietamientos se ubican dentro de la zona de mediciones Tlacote-Santa María Magdalena (figura 5.18 y 5.42). La génesis de estos agrietamientos parece ser también la de hundimientos diferenciales propiciados por un lecho rocoso irregular. Sin embargo por alguna razón no se han desarrollado (o quizás no se han hecho evidentes en superficie) a lo largo de toda la estructura inferida en el lecho rocoso. Por ejemplo los agrietamiento Agrogén (figura 4.42) asociado al rasgo estructural inferido 217, y Santa María Magdalena asociado a los rasgos estructurales inferidos 207-218 (figura 5.68). Aunque estos rasgos estructurales inferidos tienen una longitud mayor, los agrietamientos no se han propagado en más de 100 metros.

Otro de los agrietamientos incipientes se ubica en la zona de mediciones Jurica, a esta escala no es posible asociarlo con alguna discontinuidad, sin embargo la medición de un perfil con separaciones de estaciones no mayores de 10 metros sobre el agrietamiento, sugirió que su génesis parece estar ligada a la presencia de un paleocause con orientación N-S.

Otro agrietamiento ubicado al N-W de la zona de mediciones Vanegas (figura 5.18 y 5.37) parece tener también su origen asociado a la presencia de un paleocause, aunque es posible que esté asociado a la discontinuidad número 204 (figura 5.68) inferida con la gravimetría.

Se han detectado otros 5 agrietamientos incipientes, ubicados en promedio a unos 500 metros del agrietamiento 5 de Febrero hacia la parte profunda de la fosa y paralelos dicho agrietamiento (figura 5.68). Se postula como explicación de la generación de estos agrietamientos tres probables causas. Una que pueden estar asociados a estructuras secundarias muy pequeñas para detectarlas con la densidad de mediciones gravimétricas

empleada. Dos que pueden tener su origen debido a la presencia de algún paleocause, y tres que pudieran estar generándose por la evolución del fenómeno postulada por Rojas et al. (2002). Estos autores proponen que una vez que la masa de suelo se fractura, los esfuerzos de tensión se redistribuyen sobre una zona paralela al agrietamiento ya desarrollado hacia la parte de los espesores mayores de sedimentos, en donde comenzará la formación de un nuevo agrietamiento.

Fuera de la fosa Querétaro, al centro-este de la zona de estudio en la colonia Carretas, se ubica otro agrietamiento incipiente con orientación E-W. La carta de anomalía residual sugiere que el agrietamiento está asociado al borde de una microfosa ubicada al S-E de la zona de estudio (figura 5.68), por lo que su génesis se puede explicar con el mecanismo de subsidencia diferencial sobre un lecho rocoso irregular.

Para fines de interpretación y zonificación de riesgo de agrietamientos, se puede considerar que en donde las curvas de anomalía residual se juntan y se orientan en una dirección preferente, la profundidad del lecho rocoso varía muy rápidamente. En estas zonas es en donde se producen hundimientos diferenciales por lo que presentan mayor riesgo de que se generen agrietamientos. Sin embargo a la escala de los mapas trabajados no es posible definir las zonas potenciales de riesgo de agrietamientos con la precisión necesaria para la toma de decisiones. Un mapa a esta escala es útil para planificar la densificación de mediciones sobre las zonas donde se infieren un lecho rocoso irregular, y de esta manera obtener más detalle de la forma de la anomalía, y elaborar una carta con una escala que permita definir las zonas de riesgo con mayor precisión.

En cuanto a los datos aeromagnéticos de la zona (CRM-SECOFI, 1998), la continuación hacia arriba a 1000 metros (figura 5.15) sugiere que los accidentes topográficos en la interfase acuífero-lecho rocoso que producen agrietamientos son irregularidades a profundidades someras y no necesariamente estructuras regionales profundas.

Las figuras 5.16 y 5.17 muestran que los agrietamientos se asocian a anomalías magnéticas, por ejemplo a la familia de agrietamientos Vanegas se puede asociar una anomalía local de valores altos (tonos rojos), que se interpretan como causados por un alto del lecho rocoso con forma alargada y orientación Norte-Sur de su eje principal. El mismo rasgo se define por las estructuras inferidas 201 y 202 en la carta de anomalía residual (figura 5.68). Sobre esta zona de agrietamientos se realizaron mediciones magnéticas (figura 5.45) mediante las cuales se observa la misma anomalía asociada a la estructura secundaria causante de los agrietamientos.

La interpretación de los datos magnéticos con implicaciones en la tectónica que originó el graben de Querétaro queda fuera del alcance de este trabajo. La utilidad de los datos magnéticos para los fines de este trabajo, consiste en la eliminación de ambigüedades para la elaboración de un modelo de la geometría del lecho rocoso. Si en ambas cartas, magnética y gravimétrica, se infieren las mismas estructuras geológicas a través de las anomalías, unos datos apoyan a los otros y se tiene mayor certeza que dichas anomalías no son ficticias y están siendo causadas por los rasgos estructurales del valle de Querétaro.

En este sentido se observa que las fallas regionales con orientación Este-Oeste, posiblemente asociadas al Sistema de Fallas Chapala-Tula, e inferidas con la gravimetría (figura 5.67) en los límites Sur y Norte de la zona de estudio, son congruentes con la carta de anomalía magnética (figura 5.69). En particular se observa una muy buena

correspondencia entre una anomalía magnética y la falla inferida con gravimetría en la esquina al N-E de la zona de estudio. La carta de campo magnético muestra también que las fallas Tlacote y 5 de febrero tienen anomalías magnéticas asociadas.

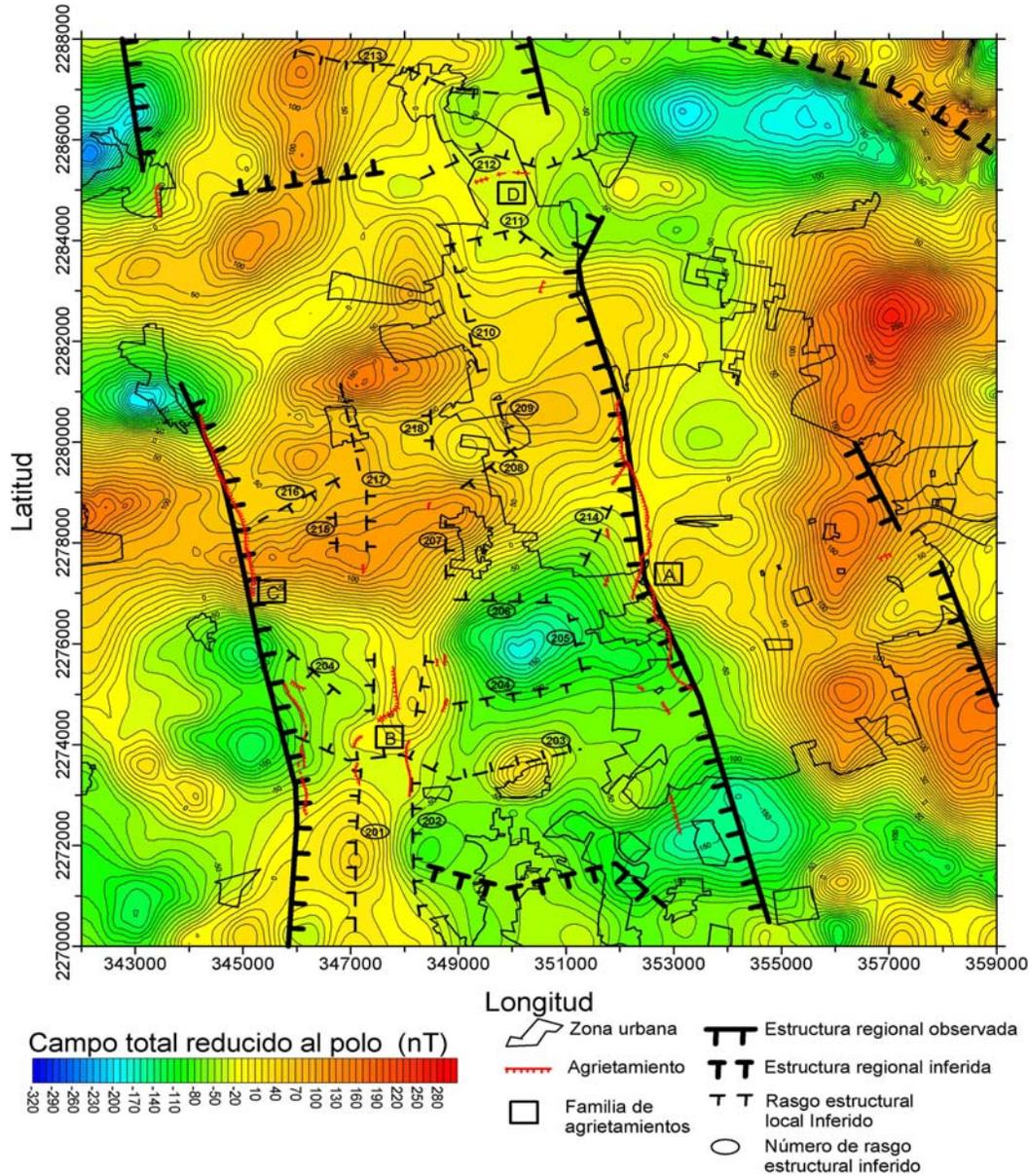


Figura 5.69 Carta de campo total reducido al polo. Familias de agrietamientos: A=fallamiento 5 de Febrero, B=agrietamientos Vanegas, C=fallamiento Tlacote, y D=fracturamiento Jurica.

La relación entre las anomalías magnéticas y los agrietamientos no es tan directa como con la anomalía gravimétrica. De igual forma, los valores de las anomalías magnéticas con los espesores de sedimentos o la profundidad al lecho rocoso no se pueden asociarse directamente, esto se debe a la naturaleza bipolar del campo magnético. No obstante las discontinuidades en el lecho rocoso inferidas con la carta de anomalía residual (figura 5.68)

si tienen anomalías correspondientes en la carta de campo magnético total reducido al polo (figura 5.69).

De las mediciones de gravimetría realizadas sobre las zonas de agrietamientos en el valle de Querétaro, se observa que los fallamientos se asocian a las zonas donde el gradiente horizontal de la anomalía tiene un máximo, por ejemplo los perfiles medidos sobre el fallamiento 5 de Febrero (figuras 5.20 a 5.30). Se observa también que los fracturamientos se asocian a zonas donde el gradiente horizontal de la anomalía es cero o muy cercano a cero, por ejemplo el fracturamiento en la zona Jurica (figuras 5.40 y 5.41).

La hipótesis que mejor explica el mecanismo de generación de agrietamientos en el valle de Querétaro es la de subsidencia diferencial causada por un lecho rocoso con topografía irregular. De acuerdo con esto las configuraciones que se infieren con la gravimetría que están provocando agrietamientos en el valle de Querétaro son las que se muestran en la figura 5.70. En la misma figura se muestra la anomalía residual y su gradiente horizontal asociados a cada configuración.

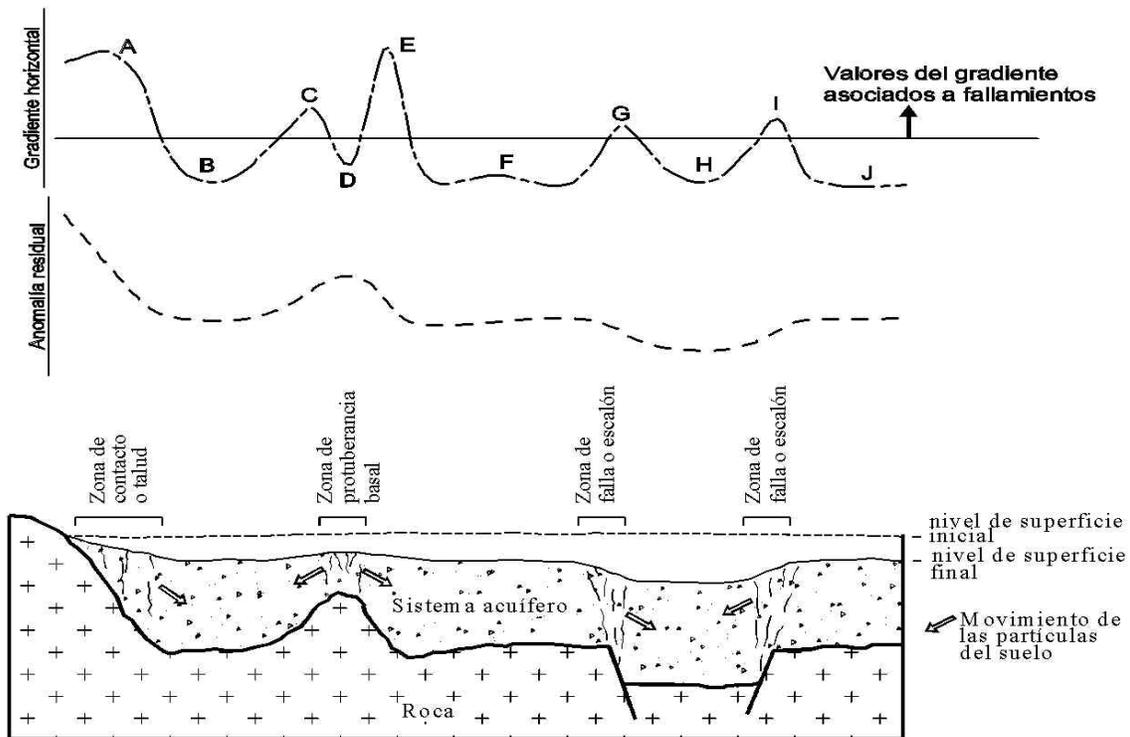


Figura 5.70 Configuraciones del lecho rocoso sobre las cuales se pueden generar agrietamientos. Se muestra la forma de la anomalía y el gradiente horizontal de esta.

La asociación entre gradiente y agrietamiento tiene como explicación que los fallamientos se producen sobre las irregularidades del lecho rocoso, precisamente donde la profundidad varía de manera más rápida, lo que provoca una curva de la anomalía gravimétrica con

valores de pendiente altos, por ejemplo los puntos **G** e **I** de la figura 5.70. Este es el caso del lecho rocoso abajo del agrietamiento 5 de Febrero (figuras 5.50 a 5.57).

Por otro lado los fracturamientos se generan sobre altos del lecho rocoso, justo en la cima del alto topográfico en donde el lecho rocoso es horizontal o muy cercano a ello, por lo que la anomalía para estos puntos se mantiene casi constante lo que provoca un gradiente muy cercano a cero, por ejemplo el punto **D** en la figura 5.70. Este es el caso del fracturamiento en los perfiles Vanegas y Jurica (figuras 5.58 y 5.60).

En la figura 5.70 se propone que en una zona de contacto o con el lecho rocoso en el borde del valle puede generarse fallamiento. La gravimetría y las secciones inferidas del subsuelo bajo los fallamientos Balvanera y Tlacote de los perfiles Flores-Balvanera y Adjuntas-Agrogen (figuras 5.59 y 5.61) sugieren que son generados por una irregularidad de este tipo. En ambos casos los fallamientos se desarrollan sobre el escarpe de la falla tectónica Tlacote, quien está parcialmente sepultada por los sedientos. Los diferentes escenarios se describen con mayor detalle en el capítulo siete.

El empleo de la asociación espacial entre los fallamientos y los máximos locales del gradiente horizontal de la anomalía se propone como una herramienta para zonificar cualitativamente el riesgo de generación de fallamientos. Con perfiles gravimétricos de prueba, con espaciamientos entre estación del orden de 10 metros, sobre fallamientos observados en la zona de estudio, es posible determinar los valores del gradiente horizontal en el cruce con los fallamientos, por ejemplo en la figura 5.70 la línea horizontal en la gráfica del gradiente de la anomalía, define el límite inferior (gradiente crítico) de los valores del gradiente que se pueden asociar a los fallamientos presentados de manera esquemática en la misma figura.

Para el valle de Querétaro los valores del gradiente de la anomalía varían de 0 a 16 microgales por cada metro en promedio, y se ha observado que los agrietamientos se asocian a gradientes mayores a 4.5 microgales por metro.

Cubriendo la zona de estudio con mediciones gravimétricas homogéneamente distribuidas sería posible elaborar un mapa del gradiente de la anomalía residual. Las zonas del mapa con valores del gradiente cercanos o mayores a los identificados como asociados a fallamientos, serían zonas con el potencial más alto de que se presenten el fenómeno.

En la gráfica del gradiente de la anomalía en la figura 5.70 se observa que sobre toda la zona de contacto o talud se asocian valores del gradiente mayores que el crítico (tramo **A** de la curva). Esto nos sugiere que para esta configuración del lecho rocoso, los fallamientos se pueden generar en cualquier punto a lo largo del talud. Esta configuración del lecho rocoso es para la que Rojas et al. (2002), sugieren que se generan fallamientos paralelos y en orden de formación hacia la zona más profunda del lecho rocoso. En la misma gráfica se observa que sobre la configuración de protuberancia basal se presentan también gradientes mayores que el crítico (tramos **C** y **E**). Los gradientes son asociados a los hombros de la protuberancia y sugieren que en esos puntos se pueden desarrollar fallamientos.

Lo anterior nos conduce a plantear la hipótesis que debe haber una longitud máxima en la cual el lecho rocoso es horizontal sobre el alto topográfico, y en estas condiciones se genera un fracturamiento que disipa las deformaciones horizontales, e impide la formación de los fallamientos. Para longitudes mayores del lecho rocoso horizontal en la cima de la

protuberancia basal, esta se configura como una meseta y no se desarrollarán fracturamientos, sólo fallamientos sobre sus hombros.

En el mismo orden de ideas, para la elaboración de un mapa de riesgo de fracturamiento se requiere de una interpretación del mapa de anomalía residual. Los fracturamientos se presentarán sobre las anomalías cerradas de forma angosta o estrecha que presenten valores altos rodeados de valores bajos. En el mapa de anomalía residual estas regiones aparecerán como “islas pequeñas” de zonas con valores altos de la anomalía.

Por otra parte se considera que la precisión de los mapas de riesgo será mayor si la densidad de mediciones gravimétricas es mayor. Existe una densidad de mediciones óptima que permite tener la resolución y precisión necesaria para identificar las anomalías que se asocian a los fallamientos, esta densidad óptima fue determinada a través de prueba y error y para el valle de Querétaro es de 100 mediciones por hectárea, lo que representa una separación entre mediciones de 10 metros.

Se debe resaltar el hecho de que con los mapas de riesgo de fallamiento y agrietamiento elaborados, aún no es posible la predicción del fenómeno. Los mapas sólo muestran las zonas con el potencial de que se desarrollen fallamientos o fracturamientos con base a la forma del lecho rocoso. Para hacer un pronóstico de los sitios en donde se generará el fenómeno, es necesario hacer una simulación del proceso de subsidencia en el cual se tomen en cuenta además de la forma del lecho rocoso, factores tales como la respuesta del suelo ante el incremento de esfuerzos efectivos y la historia piezométrica. La simulación del fenómeno forma parte de la metodología con miras a una predicción cuantitativa de la generación y evolución de los agrietamientos.

Por otro lado, definimos como *ancho de influencia* a la distancia a ambos lados de la traza en superficie de la irregularidad en el lecho rocoso, donde el agrietamiento principal se genera y donde se pueden presentar fracturamientos secundarios provocando que el suelo sea inestable dentro de esta distancia. En los perfiles gravimétricos medidos sobre fallamientos se observó que existe una relación entre el ancho de influencia y la amplitud y longitud de la anomalía asociada al fallamiento en cuestión. Se observa que para anomalías suaves con una longitud grande, pero con una amplitud de la anomalía pequeña el ancho de influencia es mayor que para fallamientos asociados a anomalías cuya longitud es pequeña y amplitud es grande. Esta observación nos permite plantear la siguiente relación cualitativa entre el ancho de influencia y la forma de la anomalía:

$$\mathbf{AIF} \approx \frac{\lambda}{\alpha} \quad (5.1)$$

Donde **AIF** es el ancho de influencia del fallamiento, α y λ son la amplitud y longitud respectivamente de la anomalía asociada al fallamiento. Por ejemplo el perfil Talcote cruza dos fallamientos (figura 5.71), visualmente se puede observar que la relación λ/α de la anomalía asociada al fallamiento A es mayor que en el fallamiento B, en campo se observó un ancho de influencia mayor en el fallamiento A que en el fallamiento B, lo cual es congruente con la relación planteada.

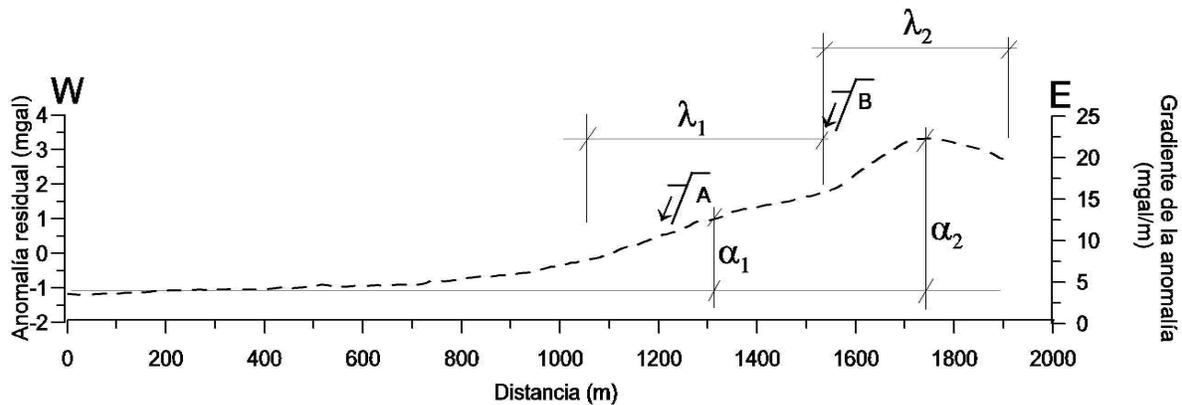


Figura 5.71 Perfil Tlacote con las longitudes y amplitudes de la anomalía asociadas a los dos fallamientos observados.

La relación entre ancho de influencia y forma de la anomalía asociada, sugiere que el tamaño del ancho de influencia está controlado por la profundidad y la forma del lecho rocoso. Una forma del lecho rocoso a una profundidad somera genera una relación λ/α menor que si estuviese a mayor profundidad, lo que sugiere que irregularidades del lecho rocoso someras generan fallamientos con anchos de influencia pequeños y escarpes bien definidos de ángulos altos, mientras que irregularidades del lecho rocoso profundas, producen fallamientos con anchos de influencia mayores y escarpes poco definidos de ángulos bajos.

Los modelos del subsuelo en las zonas de agrietamiento inferidas a partir de los datos gravimétricos (figuras 5.50 a 5.61) apoyan la discusión anterior, ya que muestran la forma del lecho rocoso asociada a la anomalía medida. En los casos de fallamientos el modelo que se ajusta a los datos es una falla normal o el hombro de una meseta o alto del lecho rocoso (p.e. figuras 5.50 a 5.57), mientras que para los fracturamientos el modelo que se ajusta a la anomalía observada es un alto en el lecho rocoso, alargado en la dirección de la traza del fracturamiento y angosto en la dirección normal.

Las secciones inferidas junto con la información de 80 pozos se utilizaron para inferir el piso rocoso en el valle de Querétaro (figura 5.63 y 5.65). En estas figuras puede apreciarse que los fallamientos 5 de Febrero y Tlacote se asocian a las fallas tectónicas del mismo nombre que se encuentran sepultadas por los rellenos de sedimentos, y que los fallamientos y fracturamientos de la zona Vanegas, se generan sobre un alto del lecho rocoso de forma alargada con la misma orientación N-S que los agrietamientos de esta familia. De igual manera, se observa que el fracturamiento Jurica se generó sobre la cima de un alto del lecho rocoso con orientación E-W.

Se menciona finalmente, que el método gravimétrico tendría aplicación limitada en la determinación de la configuración del piso del acuífero, en zonas donde las variables profundidad y tamaño de la irregularidad del lecho rocoso, se conjuguen de tal manera que la amplitud de la anomalía observada sea mayor que la sensibilidad del instrumento.

CAPITULO 6 MONITOREO DE LA SUBSIDENCIA DEL VALLE DE QUERÉTARO

6.1 Introducción

Es difícil estimar que cantidad de superficie del territorio nacional está afectada por este fenómeno. CENAPRED (2001) publica un mapa de zonificación de la república Mexicana, el cual se elaboró con base en información de las características de las diferentes provincias fisiográficas, de la geomorfología, de las condiciones ambientales que propician la necesidad de extraer agua del subsuelo para consumo humano, agrícola e industrial, identificando las distintas formaciones geológicas involucradas, la edafología, la distribución de vertientes, ríos y cuencas hidrológicas, dando especial atención a las condiciones geológicas y a los datos de precipitación pluvial (figura 6.1).



Figura 6.1 Mapa de la república mexicana donde se muestran las zonas susceptibles de que se generen hundimientos y fallamientos por extracción del agua subterránea. Adaptado de CENAPRED (2001)

Para el caso particular del estado de Querétaro, de acuerdo a la existencia de espesores importantes de sedimentos aluviales y lacustres, y a los volúmenes de explotación del agua subterránea (CNA 2000, CNA 2000b, CNA 2002, CNA 2002b), se elaboró una carta en la cual se identifican cuatro zonas donde se presentan las condiciones para que se desarrolle el fenómeno, las zonas corresponden a los valles de Querétaro, de Amazcala, de San Juan del Río y de Tequisquiapan (figura 6.2). Hasta la fecha sólo se ha reportado el fenómeno en el valle de Querétaro, no obstante en el valle de Amazcala existe un espesor de depósitos aluviales de 270 metros en la zona de San Vicente Ferrer (CNA 2000b), lo que lo convierte

en la zona con mayor potencial para desarrollar hundimientos si el nivel piezométrico se ve abatido en los próximos años.

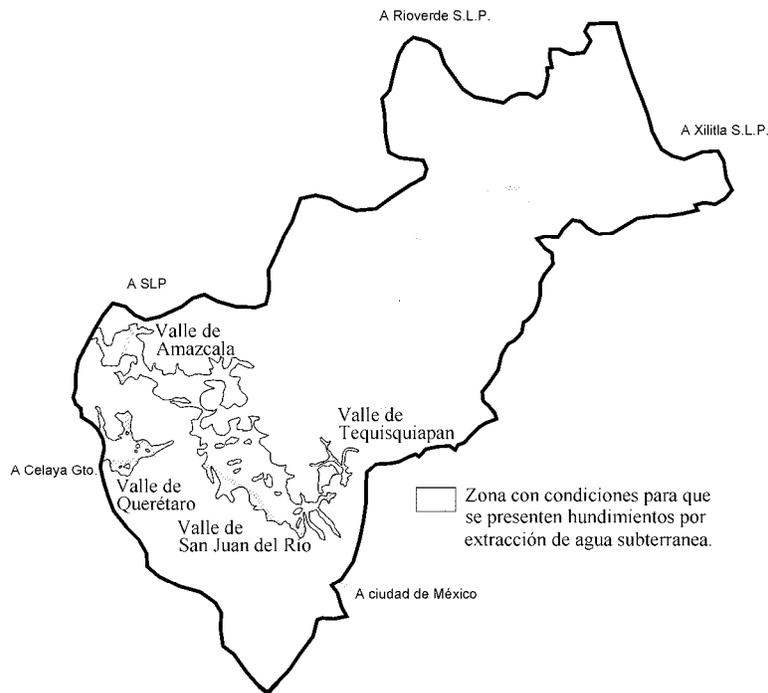


Figura 6.2 Mapa del estado de Querétaro donde se muestran las zonas susceptibles de que se presente subsidencia y agrietamientos por extracción de agua del subsuelo.

Una evidencia de la subsidencia en el valle de Querétaro es el resurgimiento del encamisado de pozos. A 5 km al oriente del valle se encuentra el poblado de La Cañada que es una importante zona de recarga para el acuífero del valle. Por años los manantiales que ahí había sirvieron para el riego de hortalizas y frutales, además de dotar de agua potable a la ciudad de Querétaro. La perforación de pozos para satisfacer la demanda de agua provocó que desaparecieran los manantiales. Uno de los pozos más antiguo es el del rancho “Tres Ciénegas” ahora agotado, este pozo muestra en la actualidad resurgimiento de su encamisado (figura 6.3).

El “resurgimiento” de los pozos se produce cuando el encamisado de estos se encuentra asentado en un estrato duro no deformable, al desarrollarse la consolidación del estrato blando, el espesor de este estrato se reduce y al no presentarse esta reducción en el encamisado rígido del pozo, aparentemente este último resurge a la superficie, generando además fuerzas de fricción a lo largo del encamisado que lo pueden llevar a la ruptura.



Figura 6.3 Resurgimiento de un pozo en el rancho “Tres Ciénegas”.

6.2 Levantamiento de agrietamientos

En cuanto a agrietamientos se refiere, en el valle de Querétaro a principio de los ochentas, se hizo evidente la presencia de un agrietamiento debido a los daños que se presentaron en edificios públicos y privados.

La figura 6.4 muestra los agrietamientos cartografiados y reportados en las fechas especificadas. A continuación se hace una descripción cronológica de los agrietamientos reportados hasta el 2005.

Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991) reportaron la presencia del fallamiento 5 de Febrero, el cual tenía para 1991 una longitud de aproximadamente 4.5 km y un desplazamiento vertical de hasta 30 cm (figura 6.4a). Reportaron también una velocidad de desplazamiento vertical entre el bloque alto y el bloque bajo de 3.1 mm/mes. El monitoreo se llevó a cabo de Septiembre de 1989 a Enero de 1991 y se midió un escarpe del fallamiento de 5 cm. Mencionan como probable causa de la generación del fallamiento la consolidación diferencial por un efecto combinado de los conos de abatimiento provocado por los pozos de bombeo y la variación en los espesores de sedimentos.

Arroyo y colegas (1999 y 2002) hicieron un levantamiento georeferenciado de los agrietamientos usando GPS, y monitorearon el hundimiento del valle por medio de testigos de concreto colados en dos perfiles que cruzan el valle, uno de Norte a Sur y otro de Este a Oeste. Estos autores midieron también velocidades de desplazamiento vertical de algunos fallamientos mediante nivelaciones periódicas de testigos colados a un lado y otro de los agrietamientos monitoreados.

Para 1999 Arroyo y colegas reportaron una carta de agrietamientos en la cual el fallamiento 5 de febrero presenta una longitud de 5.07 kilómetros (figura 6.4b), 500 metros más de los reportados por Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991) para el mismo fallamiento.

Para 2002 los autores actualizan la carta de agrietamientos del valle donde reportan otra zona de fallamientos al poniente del valle, en la zona de cultivos de los alrededores del Rancho Vanegas. El agrietamiento para esta zona presenta para el 2002 una longitud de 1.29 km, mientras que el agrietamiento 5 de febrero presenta una longitud de 8.04 km (figura 6.4c). Los datos de nivelaciones sobre testigos colocados en las orillas de los agrietamientos reportados por estos autores, permiten calcular una velocidad de desplazamiento vertical del bloque bajo con respecto al bloque alto de hasta 22 mm/mes de Febrero 1998 a Enero de 1999, y de 4.8 mm/mes de Enero de 1999 a Septiembre de 2002.

Los autores reportan también un hundimiento general del valle un máximo de 60 cm para el perfil Este-Oeste en un tiempo de ocho meses. El hundimiento máximo se midió en la zona del centro del valle, en las cercanías del poblado de Santa María Magdalena que es una zona agrícola de explotación intensa del agua subterránea.

Por su parte Pacheco et al. (2006) actualizaron nuevamente la carta de agrietamientos y los clasificaron en cuatro grupos de agrietamientos (figura 6.4d). Identificaron dos zonas nuevas de agrietamiento, una asociada a la falla Tlacote y otra al Norte del Valle, en el Fraccionamiento Jurica.

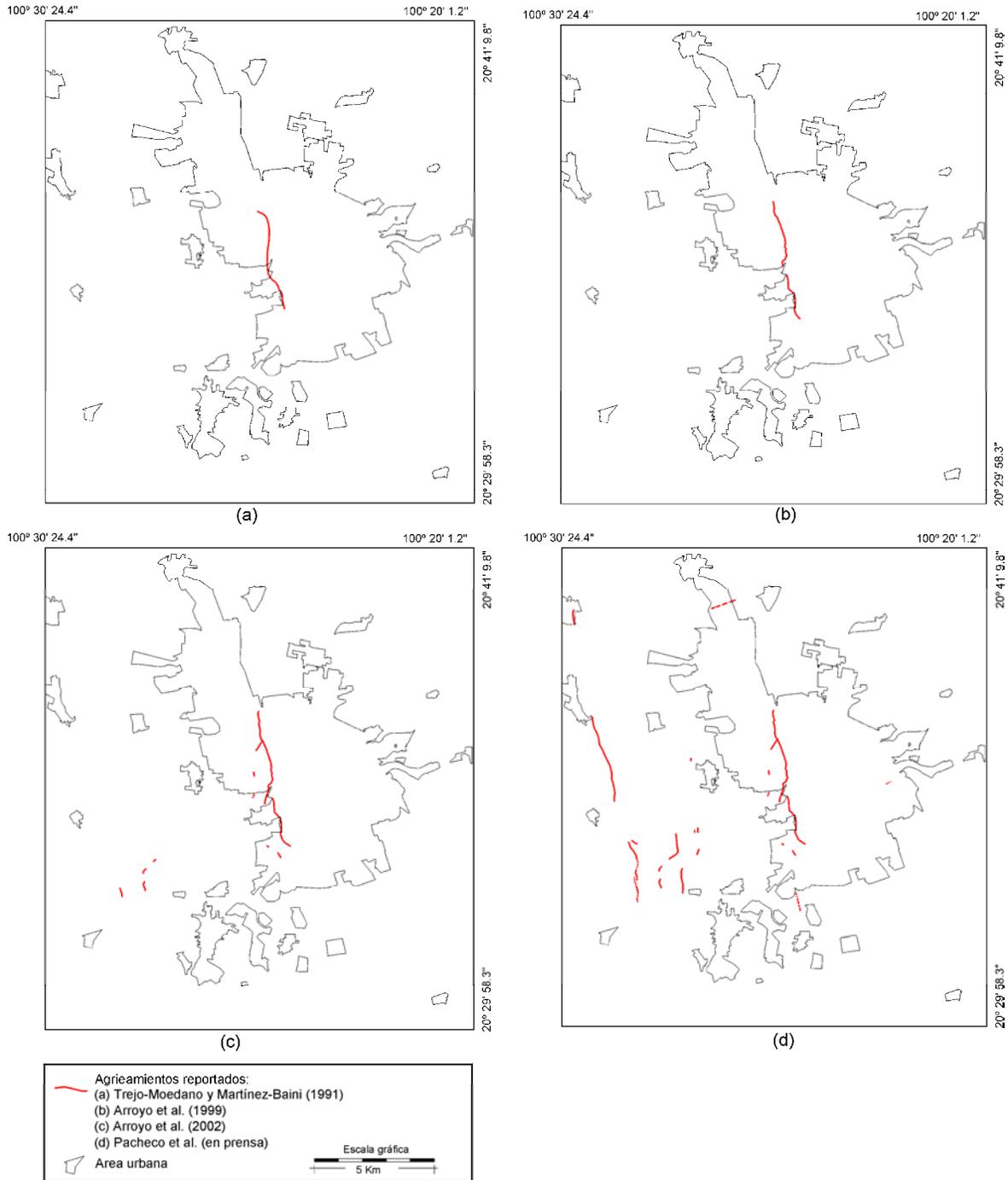


Figura 6.4 Agrietamientos reportados en el valle de Querétaro para a) 1991, b) 1999, c) 2002 y d) 2006.

Los grupos de agrietamientos identificados hasta el 2005 son los que se muestran en la figura 6.5. Se hace una descripción de cada grupo a continuación:

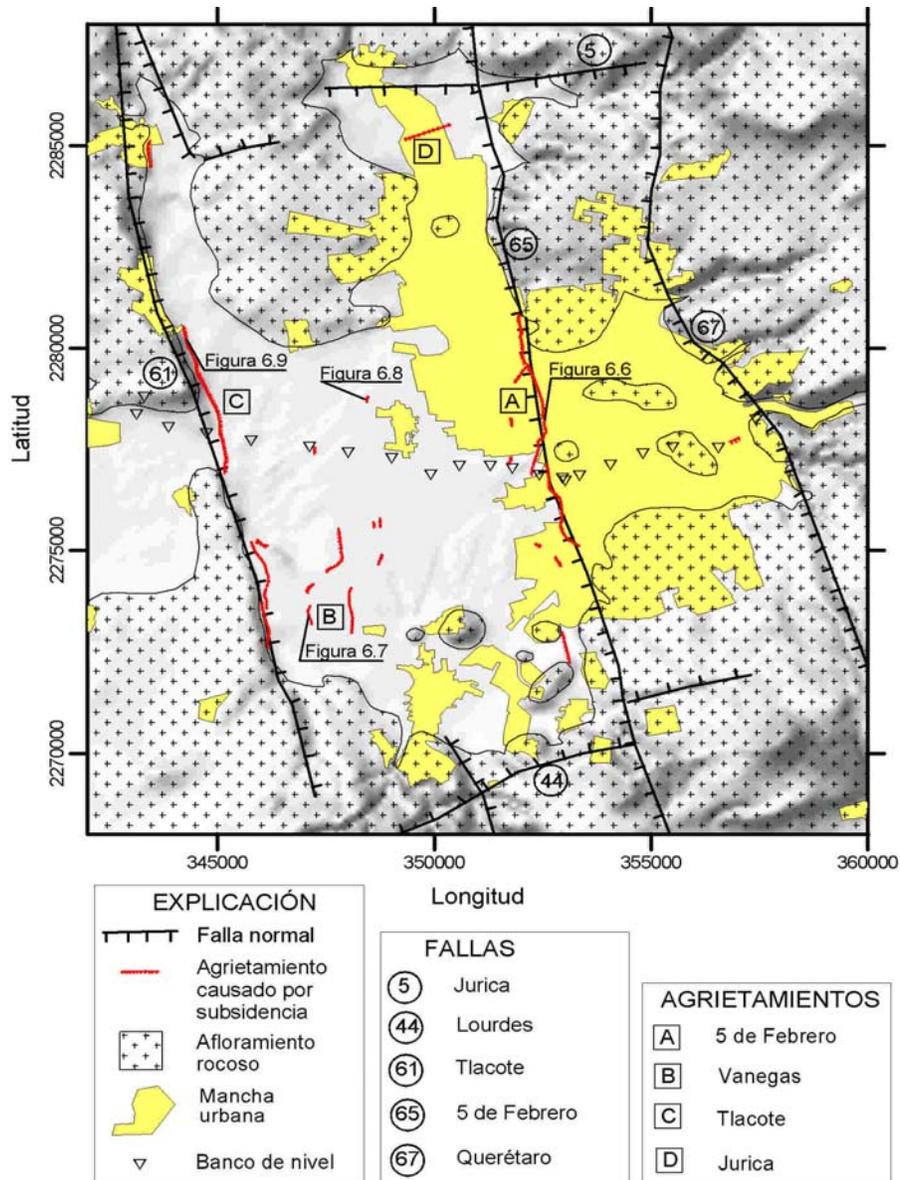


Figura 6.5 Fallas principales y agrietamientos en el valle de Querétaro. La nomenclatura de fallas es la usada por Aguirre-Díaz et al. (2005). Se señala los puntos donde fueron tomadas las fotografías mostradas en las figuras 6.6 a 6.9.

a) Grupo 5 de Febrero, reportado por Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991) y Arroyo et al. (1999 y 2002). Consiste en una familia de fallamientos con rumbo N14°W con el bloque hundido hacia el oeste y desplazamientos verticales máximos de un metro, en la vecindad de la antigua planta Singer, en el cruce con la avenida Epigmenio González. El grupo está conformado por un fallamiento principal (figura 6.6), y por fallamientos secundarios paralelos al principal. Se asocia este grupo a la falla tectónica 5 de Febrero que se encuentra cubierta por sedimentos en el tramo entre las fallas tectónicas Central y Sur. El grupo tenía una longitud total de 8.81km para 2005, y en algunos puntos ha desarrollado un escarpe con un desplazamiento vertical cercano a un metro. El fallamiento principal se ubica en el límite oriente de la principal zona de hundimientos del valle de Querétaro.



Figura 6.6 Fallamiento 5 de Febrero en el predio de la antigua planta Singer, el cual en 2004 presentaba un desplazamiento vertical de cerca de un metro. Ubicación del sitio mostrado en figura 6.5.

b) Grupo Vanegas, reportado por Arroyo et al. (1999 y 2001), Pacheco et al. (2004 2006). Consiste en un grupo de agrietamientos que de acuerdo a la gravimetría se asocian a un alto topográfico del lecho rocoso. Este grupo de agrietamientos es conformado por dos fallamientos paralelos separados por 900 metros en promedio con rumbo aproximado de N15°E. Los fallamientos en algunos tramos no son evidentes en superficie, pero se presentan alineados lo que sugiere que de seguir creciendo se interconectarán. El fallamiento que define el alto topográfico en el flanco poniente presenta en algunos lugares un desplazamiento vertical de hasta 50 centímetros (figura 6.7), mientras que en el flanco oriente el desplazamiento vertical alcanza a medir hasta 42 centímetros (figura 6.8). La longitud total de este grupo de fallamientos cartografiada hasta 2005 es de 2.31 km



Figura 6.7 Fallamiento del grupo Vanegas flanco poniente. Ubicación del sitio mostrado en figura 6.5.



Figura 6.8 Fallamiento Vanegas flanco oriente en la zona de Santa María Magdalena. Ubicación del sitio mostrado en figura 6.5.

c) Grupo Tlacote, consiste en un fallamiento con rumbo N17°W, paralelo a la falla tectónica Tlacote y al parecer asociado al escarpe sepultado de esta. El fallamiento ha desarrollado un escarpe con el bloque bajo hacia el Este, en algunos puntos alcanza hasta 35 centímetros de desplazamiento vertical (figura 6.9) y su longitud cartografiada para 2005 fue de 7.63 km El fallamiento se ubica en el límite poniente de la principal zona de hundimientos del valle de Querétaro y es evidente en tramos discontinuos pero alineados lo que sugiere que de seguir creciendo se interconectarán.



Figura 6.9 Fallamiento del grupo Tlacote. Ubicación del sitio mostrado en figura 6.5.

d) Grupo Jurica, consiste en un fracturamiento, es decir no presenta desplazamiento vertical. La gravimetría sugiere que este fracturamiento está asociado a un alto topográfico del lecho rocoso que funciona como parteaguas para la masa de suelo. El mecanismo de formación para este tipo de agrietamiento es explicado por Jachens y Holzer (1982).

Aunque el fracturamiento no es evidente en algunos tramos, las viviendas afectadas se alinean a lo largo de 1.1 km de longitud.

6.3 Nivelaciones topográficas

En lo que al hundimiento general del valle de Querétaro se refiere, la figura 6.10 muestra esquemáticamente la zona de hundimientos principales con referencia a las fallas geológicas que delimitan el valle de Querétaro. Los hundimientos se calcularon a partir de mediciones realizadas sobre bancos de nivel que cruzan el valle de Este a Oeste (figura 6.5).

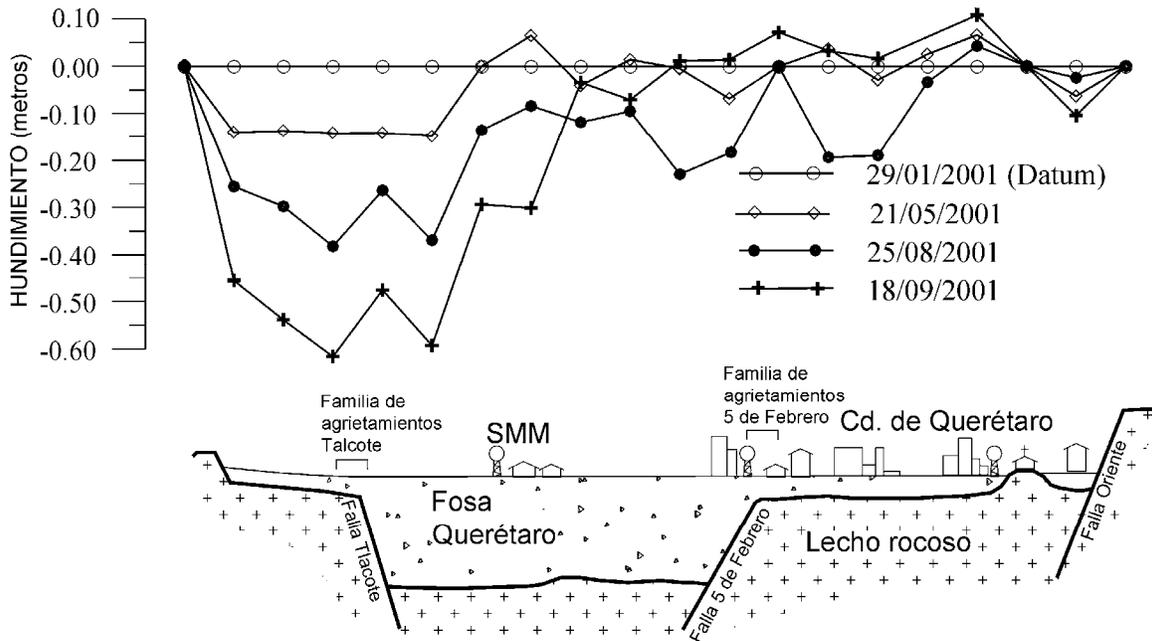


Figura 6.10 Hundimiento del valle medido sobre el perfil de testigos Este-Oeste, tomado y adaptado de Pacheco et al., 2006. SMM: Santa María Magdalena.

Por otra parte, se monitoreó el desplazamiento vertical relativo del bloque bajo con respecto al bloque alto del fallamiento 5 de Febrero, mediante la medición del desnivel de testigos colocados a un lado y otro del fallamiento en diferente tiempo. Las nivelaciones de los testigos se realizaron desde Febrero de 1988 hasta Marzo del 2004 en los sitios mostrados en la figura 6.11. Las nivelaciones hasta Julio del 2000 son las reportadas por Arroyo et al., (1999 y 2002), las restantes se hicieron como parte de los datos recavados para este trabajo de investigación.

La figura 6.12 muestra los desplazamientos verticales de todos los sitios monitoreados, mientras que en la figura 6.13 se muestra la gráfica para cada uno de los sitios ordenados de norte a sur. Algunos testigos fueron removidos durante las obras de mantenimiento que el municipio hace en las zonas afectadas por el fallamiento, por lo que algunos sitios ya no pudieron ser monitoreados. En algunas fechas de nivelación algunos testigos no fueron ubicados por lo que no existen datos para este tiempo.

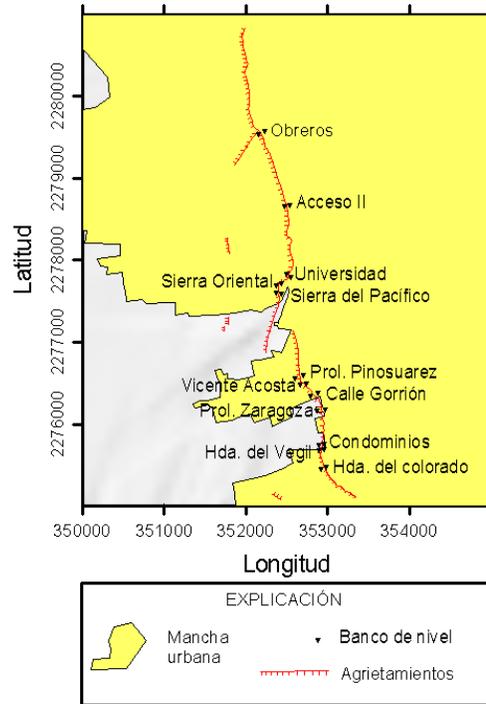


Figura 6.11 Ubicación de testigos sobre el fallamiento 5 de Febrero que se usaron para monitorear el desplazamiento vertical relativo en los bordes del fallamiento. El nombre de los sitios corresponde con el nombre de la calle donde se ubican.

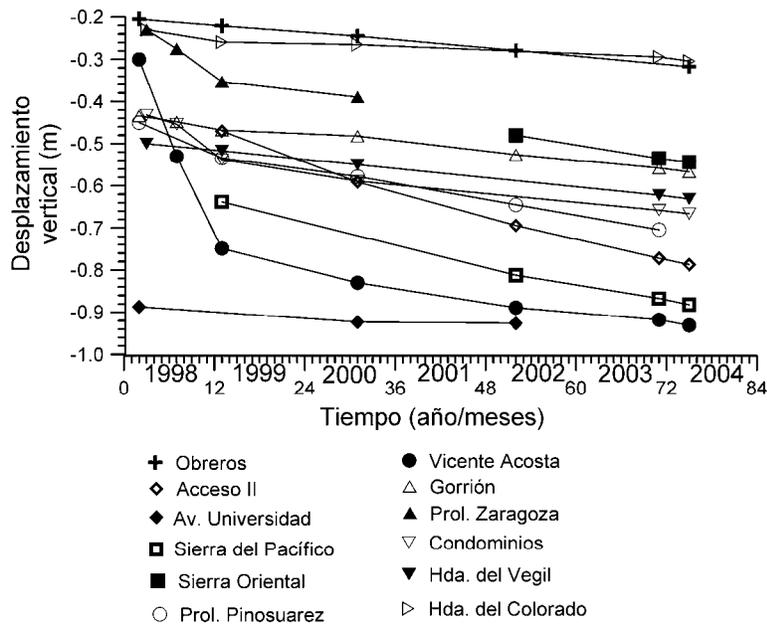


Figura 6.12 Desplazamiento vertical del fallamiento 5 de Febrero en diferentes puntos.

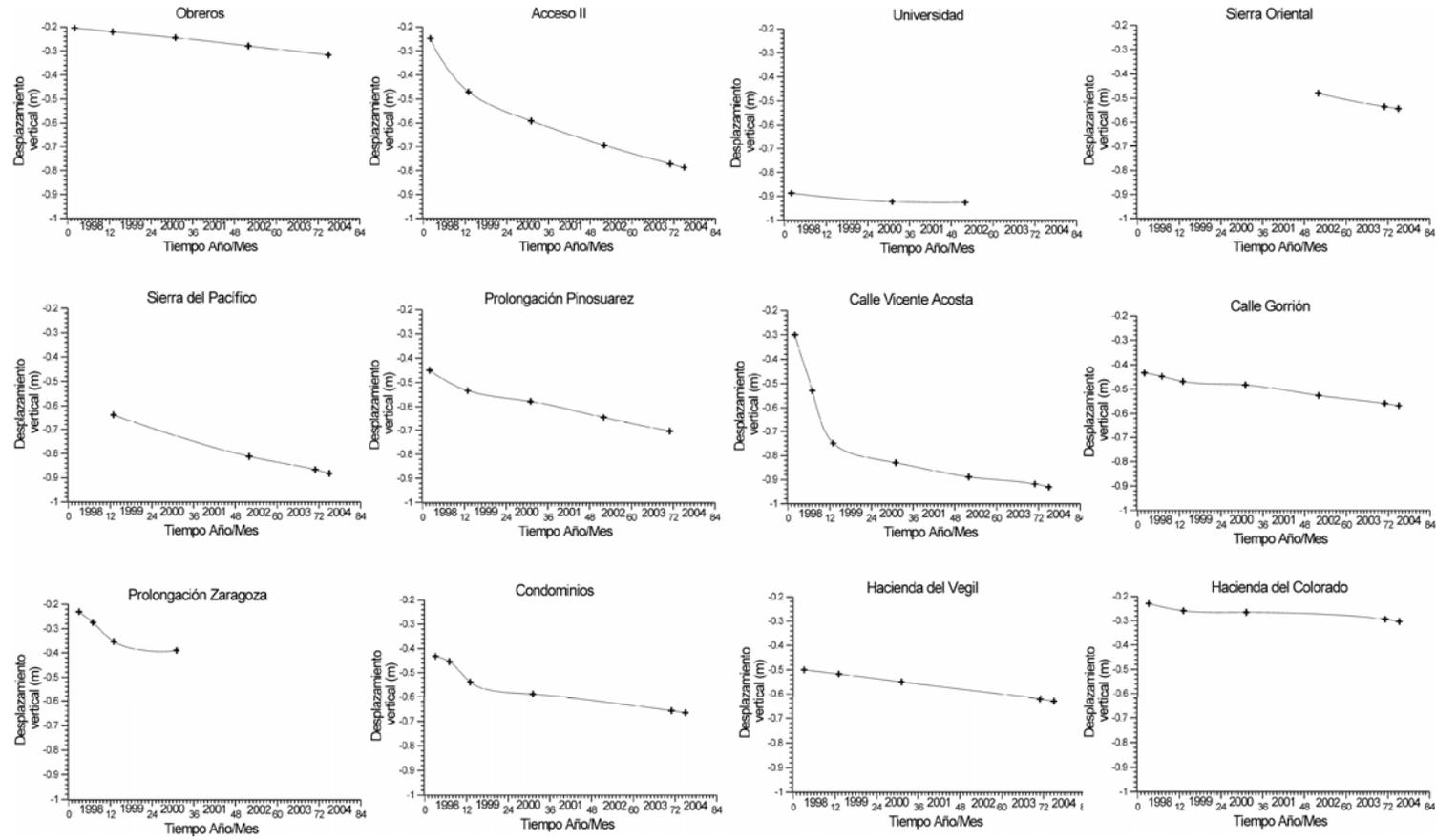


Figura 6.13 Graficas de desplazamiento vertical relativo para cada uno de los sitios monitoreados.

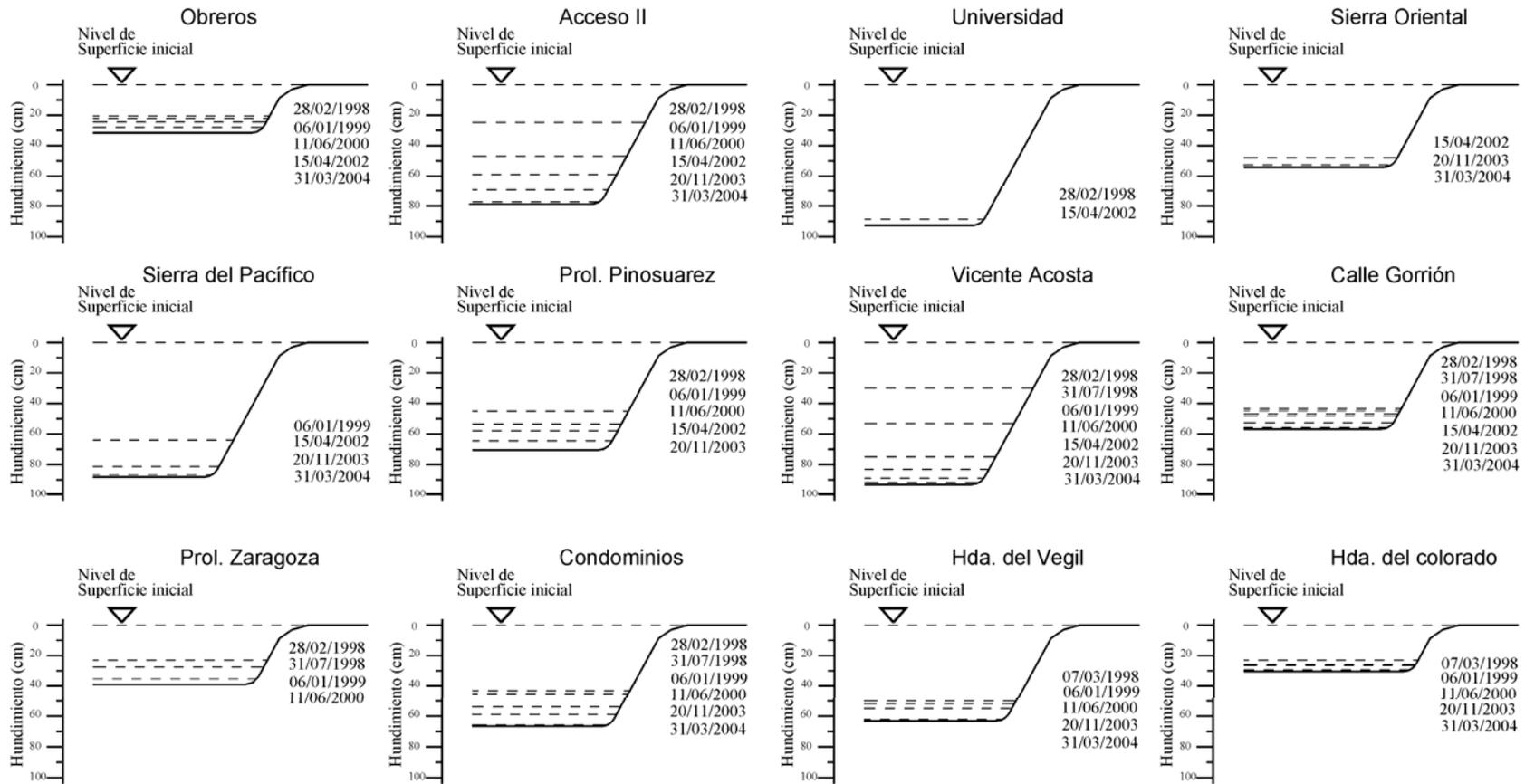


Figura 6.14 Escarpe desarrollado por el fallamiento 5 de Febrero medido en los sitios que muestra la figura 6.11 y considerando que en un inicio la superficie fue horizontal.

6.4 Discusión y comentarios.

En el valle de Querétaro las zonas en las que se han reportado fallamientos o fracturamientos del suelo, son áreas urbanas en donde sus efectos son evidentes debido a los daños que ocasionan en las construcciones. Sin embargo algunos fracturamientos y fallamientos que se generan en zonas despobladas, no son detectados a simple vista debido a que son fácilmente erosionados por el aire y la lluvia, y cuando estos se presentan en campos de cultivo, las actividades de barbecho y renivelación de las parcelas hacen que prácticamente no quede evidencia alguna de su presencia.

La evolución y crecimiento de los agrietamientos no están documentados, es difícil estimar la fecha precisa en que apareció cada grupo, es probable que los diferentes grupos comenzaron a generarse casi de forma simultánea, sólo que para 1991 el único agrietamiento conocido debido a que resultaba de interés por los daños causados en la zona urbana, era el fallamiento 5 de febrero reportado por Trejo-Moedano y Martínez-Baini (1991).

Además de los agrietamientos referidos en este capítulo, existen fallamientos y fracturamientos incipientes atribuidos a paleocauces, los cuales fueron descritos en la discusión del capítulo 5.

En cuanto a los hundimientos, dado que estos se generan sobre superficies de varios kilómetros cuadrados, y su magnitud es de pocos centímetros por año, no son percibidos si no hasta que ocasionan cambios en el drenaje natural superficial e inundaciones durante la temporada de lluvias. Es muy probable que el proceso de hundimiento del valle comenzó varios años antes de que los agrietamientos se hicieran evidentes.

Las nivelaciones realizadas en el perfil E-W de testigos para medir el hundimiento general del valle (figura 6.10), muestra que los hundimientos principales se producen en la zona correspondiente a la fosa Querétaro, entre las fallas tectónicas Tlacote y 5 de Febrero. De acuerdo con la figura los hundimientos máximos se presentan en la zona de Santa María Magdalena y alcanzan hasta 60 centímetros en ocho meses, es decir en esta zona el valle se hundió a una razón de 7.5 cm/mes.

En la figura se observa que algunos testigos emergieron hasta cerca de 9 cm entre medición y medición, esto se atribuye a una capa arcillosa expansiva que se encuentra presente en los primeros metros del valle, y a que las mediciones fueron realizadas en diferentes estaciones del año, por lo que se pudo haber presentado una variación importante en el contenido de humedad del suelo, influyendo esto en el cambio de volumen en la zona activa de la capa arcillosa. El movimiento de los testigos por efecto de la expansividad del suelo, introduce un error en las mediciones difícil de estimar. En la figura 6.10, los hundimientos mostrados tienen una componente debida a la subsidencia y otra al movimiento de la zona activa del estrato arcilloso. Sin embargo la tendencia de las tres últimas mediciones con respecto a la primera, muestran que los hundimientos mayores se presentan en sobre la fosa Querétaro, coincidiendo con los valores altos de la anomalía gravimétrica, que se asocian a los espesores mayores de sedimentos.

Desafortunadamente las nivelaciones no pudieron ser continuadas por la pérdida de los testigos, debido a las obras de ampliación de la carretera a Tlacote y del desazolve del río Querétaro.

Respecto al monitoreo del desplazamiento vertical en la vecindad del fallamiento 5 de Febrero, se observa de las gráficas de la figura 6.13, y 6.14 que el movimiento no es uniforme en magnitud ni en velocidad a lo largo de este. Las gráficas Obreros y Hacienda del Colorado al igual que las de Universidad y Sierra Oriental muestran que el desplazamiento ha disminuido en velocidad. Las primeras se ubican en el extremo del fallamiento por lo que su comportamiento puede obedecer a que en esas zonas los sedimentos que se están deformando ya desarrollaron la mayor parte de su potencial para acortarse verticalmente. De igual forma las segundas se ubican cerca del afloramiento del lecho rocoso en el Cerro de las campanas de C.U. de la U.A.Q., por lo que el espesor de sedimentos debe ser menor y por consecuencia el potencial de deformación vertical para esa zona debe haberse ya desarrollado en su mayor parte.

Se observa también en general una tendencia de la velocidad del desplazamiento a disminuir. Esto sugiere que el potencial de deformación para todo lo largo del fallamiento se ha desarrollado en su mayor parte.

De acuerdo a la piezometría de los pozos cercanos al fallamiento 5 de Febrero (figura 5.62), para el año 2000, el nivel estático se encontraba 113 metros de profundidad en promedio, de acuerdo con la figura la proyección al año 2005 es de 130 metros en promedio. El espesor de sedimentos en el límite oriente de la fosa Querétaro, inferido con gravimetría y litología de pozos (figura 5.66), varía desde 20 metros en el bloque alto de la falla 5 de febrero hasta 140 metros en el bloque bajo. Lo anterior significa que el acuífero somero está a punto de agotarse, al menos en esta parte del valle. Esto implica que la subsidencia del valle disminuirá de velocidad y que al menos el fallamiento 5 de febrero está por desarrollar toda su capacidad de deformación por efecto de la pérdida de sustentación hidráulica, lo cual explica la disminución de la velocidad del desplazamiento vertical observado en las gráficas de la figura 6.13. Sin embargo de acuerdo a lo planteado en la discusión sobre la reología del material que forma el acuífero en el capítulo 3, es de esperarse aún una deformación de tipo *creep*, aún después del agotamiento total del acuífero granular superior en la zona.

En otro orden de ideas, en las gráficas de la figura 6.13, también se observa que en algunos puntos de medición hubo una velocidad de desplazamiento mayor en el año de 1998. De acuerdo al hidrograma de la figura 6.15, la velocidad del abatimiento no varió significativamente para ese año, por lo que el comportamiento del fallamiento no puede ser producto de una velocidad de abatimiento mayor. Sin más elementos no es posible proponer una explicación a este comportamiento, por lo que se considera un tema a desarrollar en una investigación puntual futura sobre este hecho.

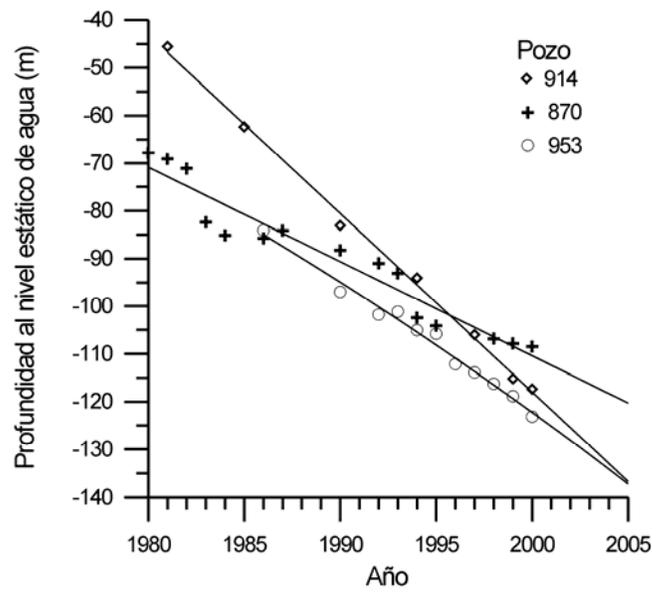


Figura 6.15 Hidrograma para tres pozos cercanos la familia de agrietamientos 5 de Febrero. Su ubicación se muestra en la figura 5.62.

CAPITULO 7 PROPUESTA DEL MODELO DE SUBSIDENCIA Y GENERACIÓN DE AGRIETAMIENTOS

7.1 Introducción

Para la formulación de las ecuaciones constitutivas que gobiernan el proceso de subsidencia, tradicionalmente se ha considerado un acoplamiento entre la presión del agua intersticial y la parte sólida del relleno granular. El acoplamiento puede darse de dos formas:

- a) Acoplamiento del sólido al fluido. Ocurre cuando un cambio en el esfuerzo aplicado sobre el relleno granular produce un cambio en la presión del fluido.
- b) Acoplamiento del fluido al sólido. Ocurre cuando un cambio en la presión del fluido produce un cambio de volumen en material granular.

Debido a esto las ecuaciones constitutivas resultantes (p.e. ecuación de la consolidación unidimensional de Terzaghi, y ecuaciones de la teoría general de la consolidación tridimensional de Biot) explican de una manera satisfactoria el comportamiento de escenarios geológicos donde existe confinamiento, y por efecto de ello se puede generar un acoplamiento relleno-agua o agua-relleno, tales como acuíferos confinados y semiconfinados, depósitos de hidrocarburos y geotérmicos (Wang, 2000). Estas ecuaciones constitutivas también explican de una forma satisfactoria el comportamiento de suelos finos donde la baja permeabilidad del medio hace que se produzca el acoplamiento agua-material granular o material granular-agua (figura 7.1).

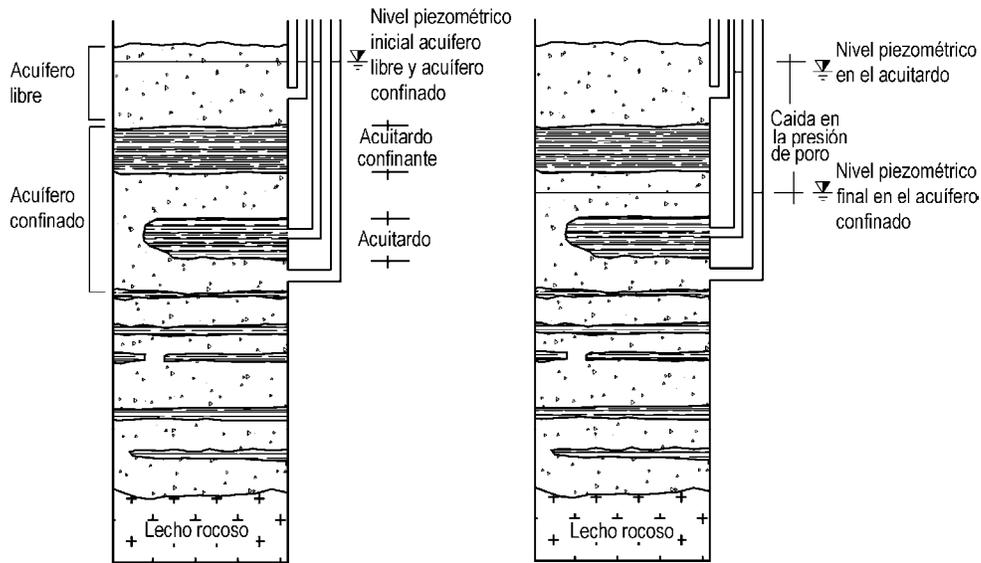


Figura 7.1 Cuando ocurre un descenso en el nivel de agua, en un acuitardo se produce una diferencia de presión del agua que contiene con respecto al agua en el medio permeable, por lo que se produce un acoplamiento agua-material granular en el acuitardo. En el medio permeable una vez que se genera una zona parcialmente saturada, no hay acoplamiento agua-material granular.

La subsidencia que se desarrolla en un acuífero confinado o semiconfinado, al igual que la consolidación de un estrato de material granular fino (p.e. estratos limo-arcillosas), implica un acoplamiento del agua con el material granular generándose una transferencia de la

presión del agua intersticial al esqueleto del material granular, y por tanto un incremento en el esfuerzo efectivo por la despresurización del sistema

En un acuífero libre constituido principalmente por material granular con permeabilidad de media a alta, el agua se encuentra en condición hidrostática, por lo que al abatirse el nivel piezométrico se produce una zona de material parcialmente saturado. Durante el proceso de subsidencia en este escenario el incremento de esfuerzo efectivo se produce por la pérdida de la sustentación hidráulica del material granular drenado, y no por la despresurización del sistema.

Este es el caso del valle de Querétaro, en donde a partir de pruebas de bombeo se ha determinado que el acuífero tiene un comportamiento de acuífero libre (CNA, 2000). El acuífero está formado por depósitos aluviales y lacustres, y piroclastos no consolidados de permeabilidad media a alta, y el estado saturado y el parcialmente saturado de la masa de material granular coexisten durante el proceso de subsidencia.

En esta capítulo se propone un análisis alternativo de la deformación que provoca el abatimiento del nivel de agua en un acuífero granular libre, considerando que el incremento de esfuerzo efectivo se produce por efecto de una pérdida de la sustentación hidráulica y no por la despresurización del sistema.

7.2 Fuerzas actuantes en el proceso de subsidencia.

Existen dos conceptos de gran importancia en un problema de subsidencia: El concepto de esfuerzos efectivos y el de presiones en una masa rellenos sedimentarios por peso propio. El primero se discutirá a continuación. El concepto de esfuerzo efectivo sugerido por Terzaghi, fue formulado para entender y explicar la consolidación de un estrato de rellenos finos, considerando que la disminución del volumen de la masa del relleno granular, es igual al volumen de agua que es drenada por efecto de un gradiente de presiones. Dicho gradiente es provocado por una carga impuesta con la suficiente rapidez sobre la masa de sedimentos, de tal manera que la permeabilidad del relleno granular, o la característica de confinamiento del mismo no permite la salida del agua, y esta puede desarrollar una presión en exceso de la presión hidrostática. El concepto de esfuerzos efectivos describe de forma satisfactoria el proceso de la transferencia de la presión del agua a la parte sólida del material granular en una capa arcillosa (acuitardo) intercalada en un acuífero permeable, cuando se origina un descenso en el nivel piezométrico de este (Poland, 1984).

La analogía hidromecánica que usó Terzaghi para el planteamiento del concepto de esfuerzos efectivos se muestra en la figura 7.2. En la analogía el resorte representa la parte sólida del relleno sedimentario, el agua dentro del émbolo representa el agua intersticial en un material granular saturado, y el orificio del émbolo a los poros relleno granular por donde se puede drenar el agua.

En una primera etapa el relleno sedimentario se presenta en equilibrio (figura 7.2a) donde el agua se encuentra en estado hidrostático.

Si se aplica una fuerza W sobre la tapa del émbolo (figura 7.2b), esta fuerza producirá una presión total de $\sigma_T=W/A$. En el instante inmediato a su aplicación el agua tomará la presión total debido a que el émbolo está cerrado. En el agua se producirá una presión en exceso de la hidrostática igual a $u=W/A=\gamma_w h$ causada por la incapacidad para que el agua sea drenada debido a la baja permeabilidad del material granular. En esta etapa tiene lugar un

acoplamiento del relleno sedimentario al fluido ya que un esfuerzo impuesto a la masa de sedimentos produjo una variación en la presión del agua. En esta etapa el sistema se mantiene equilibrado debido a la presión en exceso de la hidrostática por lo que no se deforma.

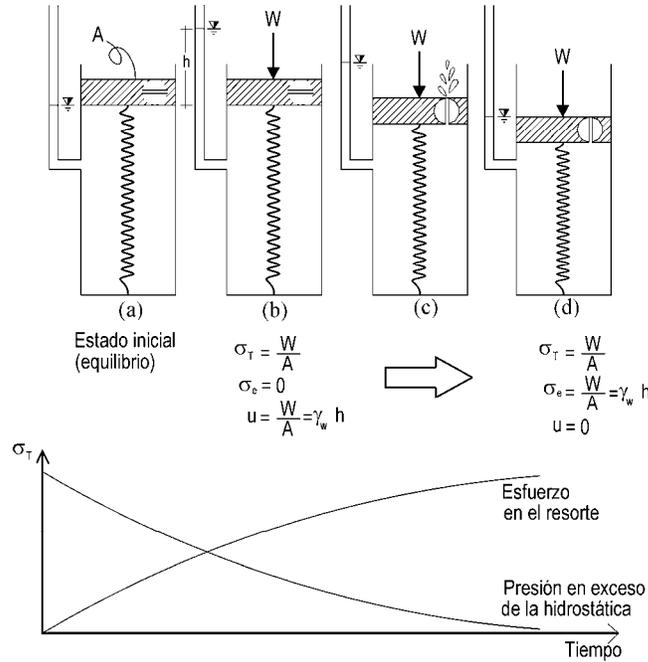


Figura 7.2 Analogía hidromecánica usada por Terzaghi (1956) para formular el concepto de esfuerzos efectivos.

Si el orificio del embolo se abre (figura 7.2c), el agua comenzará a fluir y la presión en exceso de la hidrostática comenzará a disiparse lo que provoca que el resorte tome el esfuerzo total producido por la carga W de una forma paulatina. En esta etapa se produce un acoplamiento agua-material sedimentario, puesto que la presión en el agua está decayendo y la parte sólida del material granular comienza a ser esforzada, lo que le produce una deformación que se manifiesta en una reducción del volumen de la masa de sedimentos que es igual al volumen de agua drenado.

La gráfica de la figura 7.2 muestra la porción del esfuerzo total que toma la parte sólida del relleno granular y el agua (en forma de presión en exceso de la hidrostática) en el transcurso del tiempo. Cuando los sólidos de la masa del relleno toman todo el esfuerzo total, el agua vuelve a su condición hidrostática y el proceso de consolidación primaria terminó (figura 7.2d). En un relleno granular, posteriormente se producirá una consolidación secundaria que se atribuye al deslizamiento progresivo de las partículas sólidas que se reacomodan y generalmente se produce en un tiempo muy largo comparado con el necesario para que se desarrolle la consolidación primaria.

La figura 7.3 muestra la distribución de presiones en el agua y el resorte de la analogía hidromecánica. Se observa que para cualquier tiempo cuando el sistema se encuentra con una presión en exceso de la hidrostática la presión total (σ_T), es equilibrada por la suma del esfuerzo en el resorte (σ_e) más la presión por arriba de la presión hidrostática (u). Esto es:

$$\sigma_T = \sigma_e + U \quad (7.1)$$

De 7.1 podemos poner:

$$\sigma_e = \sigma_T - U \quad (7.2)$$

El cual es el esfuerzo normal a que está sometido la parte sólida del relleno granular en un proceso de consolidación por una carga en la superficie. A este esfuerzo se le conoce como esfuerzo efectivo y es el que gobierna los cambios volumétricos y la resistencia de la masa de sedimentos.

El tiempo que tarde el agua en disipar la presión en exceso de la presión hidrostática estará en función de la rigidez de resorte, tamaño del orificio, y por supuesto de la magnitud de la carga W aplicada, en el relleno granular estas variables son el coeficiente de compresibilidad, la permeabilidad de material granular y la magnitud de la fuerza aplicada sobre el relleno.

Durante el proceso de drenado de un acuífero libre como el del valle de Querétaro, la masa de sedimentos granulares se deforma por efecto de su propio peso ante la pérdida de sustentación hidráulica y no por efecto de una carga concentrada en la superficie. Los únicos efectos sobre los sólidos son la gravedad y el efecto de flotación hidrostático. Además dada la permeabilidad alta a media del material que forma el acuífero y a que el nivel piezométrico es abatido lentamente, no se produce el acoplamiento necesario para que la fórmula 7.2 describa adecuadamente el incremento de los esfuerzos efectivos en el relleno granular. En estas condiciones la masa que conforma el acuífero permeable del valle de Querétaro (Q Al y Tp Py Lac) experimentará un incremento en los esfuerzos efectivos conforme el nivel de agua descenda, por lo que la deformación se generará de forma casi instantánea.

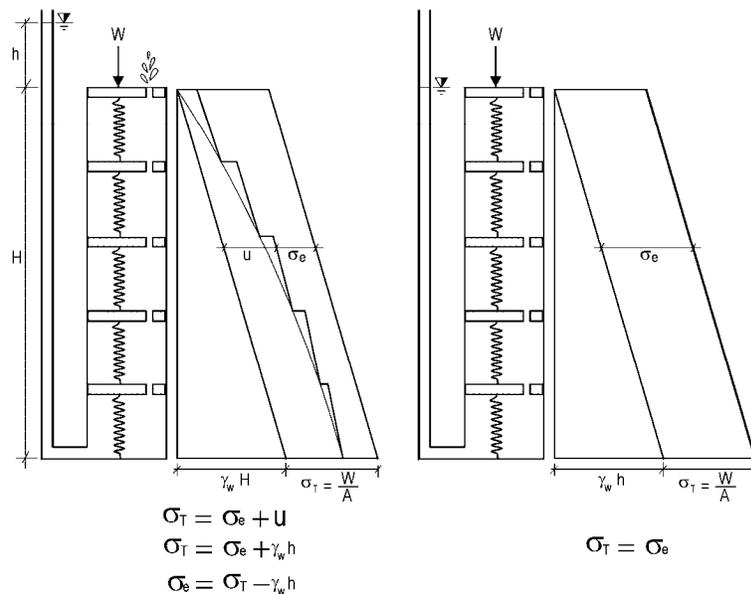


Figura 7.3 Distribución de presiones en una masa de rellenos granulares sujeta a una carga en la superficie de acuerdo con la analogía hidromecánica.

El otro concepto de importancia en problemas de subsidencia es el de las presiones en una masa de rellenos granulares por peso propio. En geotecnia la presión o esfuerzo intergranular se define como el cociente de la fuerza que soporta esqueleto del suelo y el área total de la masa de suelo. Tradicionalmente se ha considerado a esta presión como el esfuerzo efectivo para cálculos y análisis teóricos en suelos dando resultados satisfactorios (Skempton, 1961).

En un acuífero libre donde existe una zona parcialmente saturada y otra saturada con el agua en condición hidrostática, la presión intergranular o efectiva por peso propio en un plano a una profundidad total $H'+H$ dentro de la zona saturada de acuerdo con Leake y Prudic (1991) está dada por:

$$\bar{p} = \gamma_m H' + \gamma'_m H \quad (7.3)$$

Donde γ_m y γ'_m son los pesos volumétricos de la masa parcialmente saturada y sumergida respectivamente, y H' y H son el espesor de material granular drenado y el espesor de sedimentos saturado sobre el plano en estudio respectivamente. La ecuación 7.3 es la presión efectiva que actúa sobre la masa de sedimentos que se encuentra bajo el plano en consideración. El cálculo de esta presión tiene gran importancia para determinar las deformaciones que experimenta el relleno granular bajo el plano para el que se determinó el esfuerzo efectivo por efecto del peso propio del relleno que yace sobre dicho plano.

De acuerdo con Poland y Davis (1969) para un acuífero libre si el nivel de aguas experimenta un cambio en su posición se genera un incremento en la presión efectiva ($\Delta\bar{p}$) dada por:

$$\Delta\bar{p} = -\gamma_w (1 - n + n_w) \Delta wt \quad (7.4)$$

Donde γ_w es el peso volumétrico del agua, n la porosidad, n_w la humedad del material granular en la zona parcialmente saturada y Δwt la distancia que se movió el nivel de agua. La ecuación toma en cuenta la porosidad eficaz y la retención específica del estrato drenado.

De acuerdo con la ecuación, el incremento de presión efectiva es constante a lo largo de toda la profundidad del estrato saturado bajo el nivel final de agua, por lo que el relleno saturado se estará deformando por efecto de esta presión y lo hará de manera que su deformación unitaria será la misma a cualquier profundidad. Esto es congruente con la fenomenología de la deformación de un estrato por efecto de una sobrecarga aplicada sobre él y es aplicable para calcular la deformación del relleno bajo el nivel final del agua en un acuífero libre que se está drenando.

Sin embargo la zona drenada también experimenta una deformación cuya fenomenología es diferente. En esta zona el material granular se deforma por efecto de la pérdida de la sustentación hidráulica. En este caso la deformación unitaria varía desde cero a la profundidad inicial del nivel piezométrico, hasta un valor máximo en la profundidad final del nivel de agua. En la zona drenada el incremento en la presión efectiva dependerá del espesor de material drenado sobre el plano en consideración. Dicho de otra manera, variará de cero en el nivel inicial de aguas hasta un máximo dado por la expresión 7.4 a una profundidad igual al nivel final de agua.

Por otra parte de acuerdo con la ecuación tradicional de esfuerzos efectivos, si se toma el $\Delta\bar{p}$ como una sobre carga (esfuerzo total), la distribución de esfuerzos para el relleno granular en cualquier plano en la zona saturada debe ser la que la ecuación 7.2 describe, es decir:

$$\sigma_e = \Delta\bar{p} - u \quad (7.5)$$

En el caso de que el plano atravesase un material granular permeable no se desarrollará presión en exceso de la hidrostática puesto que el agua puede fluir libremente, entonces $\sigma_e = \Delta\bar{p}$, y la deformación será producida simultáneamente con el $\Delta\bar{p}$. En el caso en que el plano atravesase material arcilloso, dentro de este se generará una presión en exceso de la hidrostática, parte de la cual será por efecto de la sobrecarga $\Delta\bar{p}$, y parte por efecto del cambio en el nivel de agua, produciéndose un acoplamiento agua-material granular.

La deformación se generará de forma paulatina conforme la presión del agua descienda hasta ser la hidrostática. La ecuación 7.5 tiene sentido si se considera que el $\Delta\bar{p}$ es constante, lo cual se cumple para la zona bajo el nivel de agua. Sin embargo en la zona drenada el $\Delta\bar{p}$ depende de la profundidad del plano en estudio por lo que no es aplicable.

Lo anterior nos conduce a la necesidad de formular una expresión que permita calcular el incremento de esfuerzo efectivo en el material granular para la zona drenada, por efecto del cual se deformará en un proceso de subsidencia para un acuífero libre.

Se proponen expresiones para calcular un peso volumétrico que produce un esfuerzo intergranular igual al incremento de esfuerzo efectivo causado por un abatimiento del nivel de agua en el medio granular, es decir por la pérdida de la sustentación hidráulica de la parte sólida de los rellenos que forman el acuífero.

Las expresiones permiten calcular de manera más fácil las deformaciones verticales de una columna de sedimentos granulares por efecto de una disminución del nivel piezométrico, y explica de forma lógica y consistente el incremento de esfuerzos en las zonas del material permeable. Además se puede implementar el análisis de esfuerzos y deformaciones con el método de elementos finitos de una manera también más fácil, ya que el cálculo de deformaciones y esfuerzos se reduce a un análisis por el efecto de la gravedad terrestre. Las expresiones permiten también el cálculo de deformaciones tanto en la zona drenada como en la que aún permanece bajo el nivel piezométrico, y facilita la implementación del análisis de un sistema con estratos de diferentes materiales.

Se empleará la misma analogía hidromecánica usada por Terzaghi para la determinación de las expresiones del peso volumétrico que produce un incremento en el esfuerzo efectivo igual al que se genera con un abatimiento del nivel de agua en el subsuelo (figura 7.4).

En una primera etapa el embolo se encuentra en equilibrio (figura 7.4a) y el agua se encuentra en condición hidrostática. El peso total que soporta el resorte será su propio peso menos el efecto de flotación que el agua ejerza sobre su volumen $W_T = W - \gamma_w V$. Este peso ya ha deformado al resorte, entonces se considera esta conformación como la de inicio para el análisis.

Si se extrae agua del émbolo una parte del resorte quedará por encima y otra por abajo del nivel del agua (figura 7.4b). El resorte en la parte drenada soportará su peso propio más el

peso del agua que puede quedar adherida a él en forma de humedad ($W_{T1}=W+W_w$), mientras que en la parte que se encuentra bajo el agua el resorte soportará su peso propio menos el efecto de flotación sobre el volumen del resorte bajo el agua, más el peso total del resorte que quedó fuera del agua incluida el agua en forma de humedad ($W_{T2}=W-\gamma_w V+W_{T1}$). El efecto del peso W_{T1} será constante a lo largo la parte del resorte que se encuentra bajo el agua.

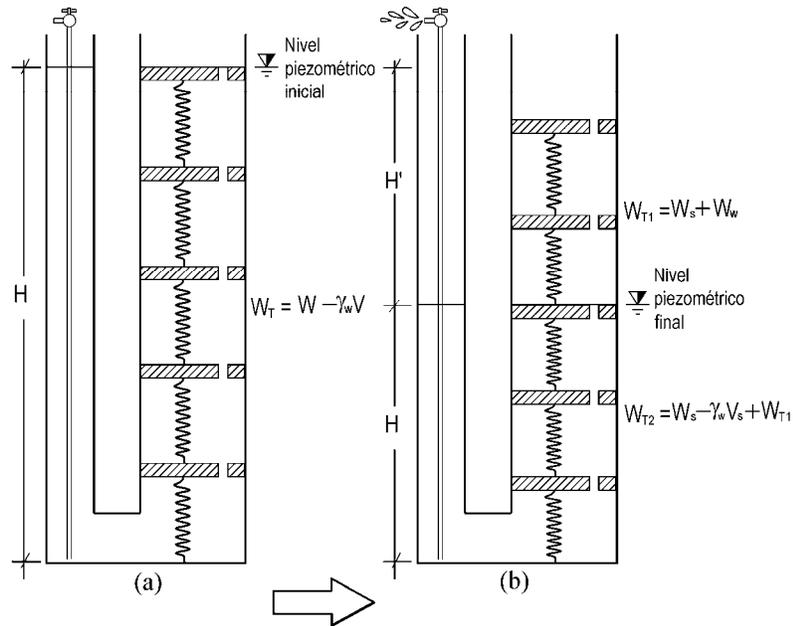


Figura 7.4 Analogía hidromecánica para explicar la distribución de esfuerzos en un proceso de subsistencia.

Para materializar el concepto y explicar la fenomenología de subsistencia se presenta el caso de un acuífero libre. Para este propósito se hacen las siguientes consideraciones:

- El agua y las partículas sólidas del subsuelo son indeformables lo cual implica que la deformación de la masa de rellenos granulares es consecuencia de una disminución en la relación de vacíos;
- El acuífero está constituido por material poroso continuo, con los poros y los sólidos distribuidos homogéneamente;
- Dada la permeabilidad de media a alta del medio poroso (material permeable del acuífero) y a que el abatimiento del nivel de agua se genera muy lentamente, las fuerzas que actúan sobre la fase sólida del material granular son la gravitacional y la generada por el efecto de flotación de las partículas sólidas. Se desprecian las presiones capilares que pueden presentarse en la zona parcialmente saturada;
- La superficie que limita a la masa saturada de la que está parcialmente saturada coincide con el nivel piezométrico;
- No se considera el factor tiempo. Se considera que el incremento de esfuerzos se produce simultáneamente con el abatimiento del nivel piezométrico.

Para el análisis de esfuerzos consideramos una columna vertical de espesor H , con área transversal A . Se considera que en la columna las partículas del relleno y los poros están

repartidos homogéneamente (figura 7.5).

Para la etapa inicial del proceso (figura 7.5a), el peso que soporta la fase sólida del relleno granular es su peso propio (W_s) menos el efecto de flotación hidráulica que es igual al peso del agua (γ_w) desplazada por el volumen de los sólidos (V_s), esto es:

$$W_1 = W_s - \gamma_w V_s \quad (7.6)$$

Lo cual puede escribirse como:

$$W_1 = \gamma_s V_s - \gamma_w V_s \quad (7.7)$$

$$W_1 = (\gamma_s - \gamma_w) V_s \quad (7.8)$$

$$\frac{W_1}{V_s} = (\gamma_s - \gamma_w) \quad (7.9)$$

$$\gamma_1 = \gamma_s' \quad (7.10)$$

El cual es el peso que actúa sobre la fase sólida de relleno por unidad de volumen de sólidos, cuando la masa de material granular se encuentra sumergida y el agua se encuentra en estado hidrostático. En la ecuación 7.10 γ_s' es el peso volumétrico sumergido de la fase sólida del relleno.

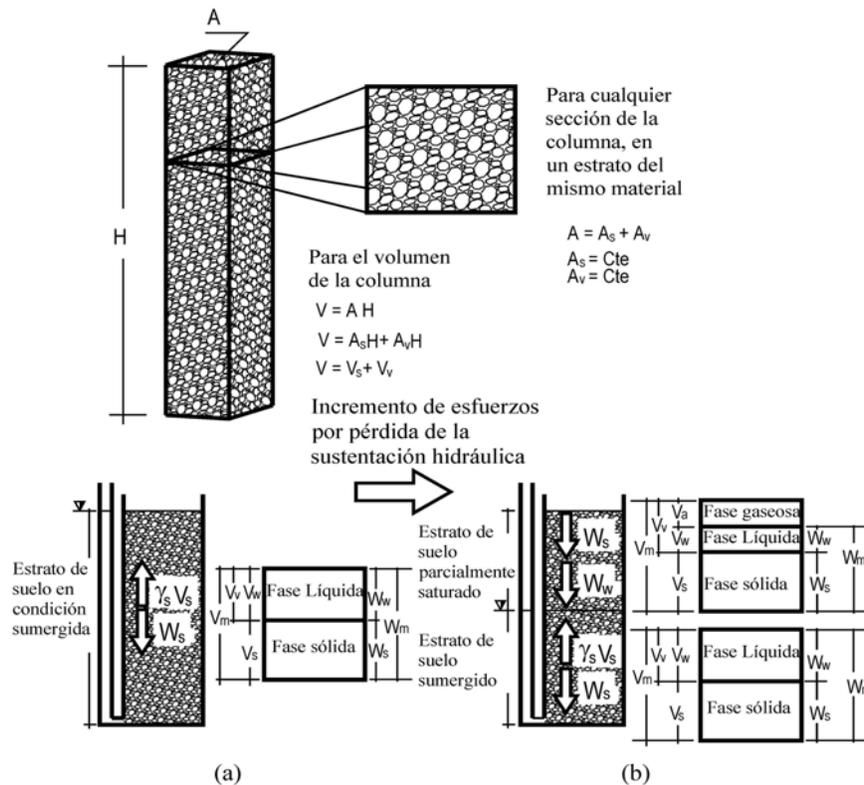


Figura 7.5 Columna hipotética de sedimentos granulares con los poros homogéneamente distribuidos, en la cual para cualquier sección transversal a lo largo de la columna el área de sólidos (A_s) y el área de vacíos (A_v) son constantes. Aquí V_s y V_v son el volumen de sólidos y de vacíos respectivamente, W_s y W_w son el peso de sólidos y de agua respectivamente y γ_w es el peso volumétrico del agua.

Cuando el nivel de agua desciende, se presentan dos estados en la masa de sedimentos: uno parcialmente saturado por arriba del nivel piezométrico y otro saturado del nivel piezométrico hacia abajo (figura 7.5b).

Para la zona parcialmente saturada el esqueleto del material granular soportará su propio peso (W_s) más el peso del agua remanente que se encuentra en forma discontinua (W_w):

$$W_2 = W_s + W_w \quad (7.11)$$

Que se puede escribir como:

$$W_2 = W_s + w W_s \quad (7.12)$$

$$W_2 = (1 + w) W_s \quad (7.13)$$

$$W_2 = (1 + w) \gamma_s V_s \quad (7.14)$$

$$\frac{W_2}{V_s} = (1 + w) \gamma_s \quad (7.15)$$

$$\gamma_2 = (1 + w) \gamma_s \quad (7.16)$$

Donde w es el contenido de agua o humedad de la masa de sedimentos parcialmente saturada expresada en forma decimal. γ_2 es el peso por unidad de volumen de sólidos que soporta la fase sólida del material granular cuando este se encuentra parcialmente saturado. En este peso volumétrico está incluido el efecto del peso del agua que se encuentra en el relleno granular en forma de humedad.

Este peso volumétrico es diferente al γ_m y a γ_s . A este peso lo llamaremos “**peso volumétrico aparente**” del material granular para un estado parcialmente saturado. El peso volumétrico γ_1 (ecuación 7.10) es el peso volumétrico aparente de las partículas del relleno sedimentario cuando se encuentra sumergido, y es igual al peso volumétrico sumergido de los sólidos (γ_s').

El abatimiento en el nivel de agua en la columna del relleno sedimentario produce un incremento en el peso que soporta el esqueleto del relleno granular, dicho incremento se produce por efecto de la pérdida de sustentación hidráulica y es igual a la diferencia de γ_2 y γ_1 .

$$\Delta\gamma = \gamma_2 - \gamma_1 \quad (7.17)$$

Que puede escribirse como:

$$\Delta\gamma = (1 + w) \gamma_s - \gamma_s' \quad (7.18)$$

$\Delta\gamma$ es el peso por unidad de volumen de sólidos que provoca el esfuerzo efectivo por efecto del cual la columna de sedimentos experimenta un acortamiento cuando se abate el nivel de agua. A este peso volumétrico lo llamaremos “**incremento aparente del peso volumétrico**” y se puede generar en cualquier tipo de relleno granular por efecto del cambio de la condición sumergida a parcialmente saturada. El concepto tiene sentido físico si se considera el efecto o sensación de pesar menos cuando estamos sumergidos hasta el cuello

en una piscina y de pronto drenamos el agua, entonces sentiremos que “pesamos” más, y que experimentamos un incremento en nuestro peso corporal.

El transformar los esfuerzos efectivos en “pesos volumétricos aparentes”, facilita la simulación del proceso de subsidencia de un acuífero libre, reduciendo el análisis de esfuerzos y deformaciones a un análisis inercial donde las únicas fuerzas que afectan a la masa de rellenos granulares es $\Delta\gamma$. Se facilita además el análisis de un acuífero conformado por diferentes estratos de material (acuífero multicapa) y el análisis de las deformaciones para abatimientos parciales del nivel de agua.

Por definición el esfuerzo en el esqueleto del relleno granular por efecto de los pesos volumétricos aparentes (ecuaciones 7.10 y 7.16), cuando se transfieren al área total de la masa de rellenos granulares, es la presión efectiva (presión intergranular) causados por el peso propio de la masa de relleno dados por la ecuación 7.3.

Retomando 7.10

$$\gamma_1 = \gamma_s' \quad (7.19)$$

Podemos escribir:

$$\frac{W_1}{V_s} = \gamma_s' \quad (7.20)$$

$$\frac{W_1}{A_s H} = \gamma_s' \quad (7.21)$$

$$W_1 = \gamma_s' H A_s \quad (7.22)$$

Si dividimos ambos miembros de la igualdad por el área de la muestra, se tiene

$$\frac{W_1}{A} = \frac{\gamma_s' H A_s}{A} \quad (7.23)$$

Que es la presión efectiva por peso propio para un relleno material granular sumergido, entonces podemos escribir:

$$\bar{p}_1 = \frac{\gamma_s' H A_s}{A} \quad (7.24)$$

Pero, $A_v = A - A_s$ y $n = \frac{A_v}{A}$, por lo que podemos poner:

$$n = \frac{A - A_s}{A} \quad (7.25)$$

De donde resulta:

$$A_s = A(1 - n) \quad (7.26)$$

Sustituyendo en 7.24 y queda:

$$\bar{p}_l = \gamma_s 'H (1 - n) \tag{7.27}$$

Pero:

$$\bar{p}_l = (\gamma_s - \gamma_w)(1 - n)H \tag{7.28}$$

$$\bar{p}_l = [(1 - n)\gamma_s - (1 - n)\gamma_w]H \tag{7.29}$$

$$\bar{p}_l = [(1 - n)\gamma_s + n\gamma_w - \gamma_w]H \tag{7.30}$$

$$\bar{p}_l = (\gamma_m - \gamma_w)H \tag{7.31}$$

Y finalmente

$$\bar{p}_l = \gamma'_m H \tag{7.32}$$

La cual es la presión efectiva que genera el peso volumétrico aparente, cuando el relleno granular se encuentra sumergido en un acuífero en equilibrio donde no se ha generado aún un descenso del nivel de agua, y H es la profundidad medida a partir del nivel piezométrico (figura 7.6).

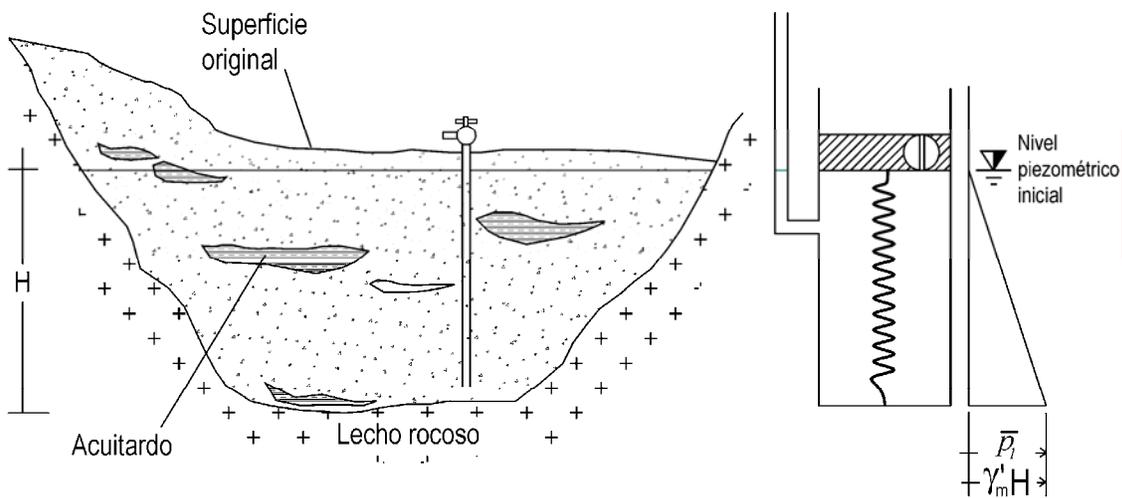


Figura 7.6 Esfuerzo en la parte sólida del relleno para un acuífero libre en equilibrio en u estado inicial.

Análogamente si retomamos la ecuación 7.14

$$W_2 = (1 + w)\gamma_s V_s \tag{7.33}$$

Haciendo las mismas operaciones podemos llegar a:

$$\bar{p}_2 = [(1 + w)\gamma_s H'] (1 - n) \tag{7.34}$$

Por otro lado se tiene que $e = \frac{n}{(1 - n)}$ y $n = \frac{e}{(1 + e)}$, entonces podemos escribir:

$$(1 - n) = \frac{1}{(1 + e)} \tag{7.35}$$

Sustituyendo en 7.34 se tiene

$$\bar{p}_2 = \frac{(1+w)}{(1+e)} \gamma_s H' \quad (7.36)$$

Finalmente

$$\bar{p}_2 = \gamma_m H' \quad (7.37)$$

Donde \bar{p}_2 es la presión efectiva que genera el peso volumétrico aparente la zona drenada para un acuífero libre. Donde w es el contenido de agua o humedad de la masa de rellenos drenada expresada en forma decimal, y H' es la profundidad medida a partir de la parte superior del estrato drenado (figura 7.7).

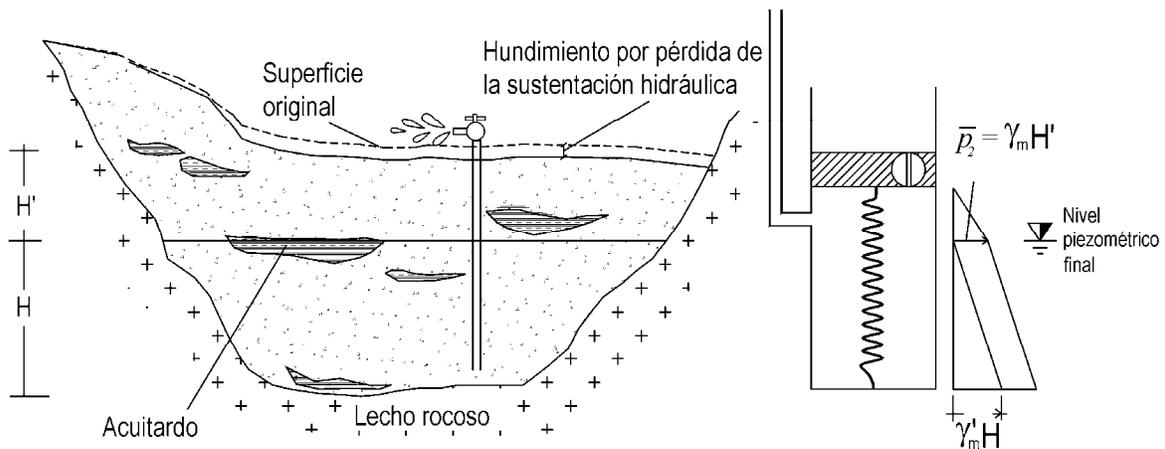


Figura 7.7 Hundimientos por pérdida de la sustentación hidráulica, y esfuerzos en la parte sólida del relleno granular.

Las ecuaciones 7.32 y 7.37 muestran que el esfuerzo efectivo que producen los pesos volumétricos aparentes dados por las ecuaciones 7.10 y 7.16 para el estado saturado y parcialmente saturado respectivamente, por lo que el incremento de esfuerzos efectivos que se genera por efecto de un abatimiento del nivel de agua, es igual a la presión efectiva que produce la diferencia de estos dos pesos volumétricos aparentes, es decir el incremento aparente en el peso volumétrico dado por la ecuación 7.18.

El Incremento aparente en el peso volumétrico se genera sólo en la parte drenada, en la zona bajo el nuevo nivel piezométrico no se genera ningún cambio en el peso volumétrico aparente. Con la ecuación 7.18 es posible implementar un análisis de la deformación en un acuífero libre por efecto de un abatimiento del nivel de agua. El análisis se hace mediante un sistema equivalente, en donde se analiza el efecto de la gravedad en el acuífero considerando un peso volumétrico para la zona drenada igual al dado por la ecuación 7.18.

7.3 Modelo de hundimientos por pérdida de la sustentación hidráulica

Si una columna del relleno aluvial que yace sobre un lecho rocoso (figura 7.8) experimenta un incremento de esfuerzos en la fase sólida del relleno, ocasionado por el abatimiento del nivel piezométrico, la columna experimentará un acortamiento que se manifestará en superficie como un hundimiento. Se puede definir a la deformación unitaria ϵ de la columna de la figura 7.8 como:

$$\epsilon = \frac{\Delta H}{H} \tag{7.38}$$

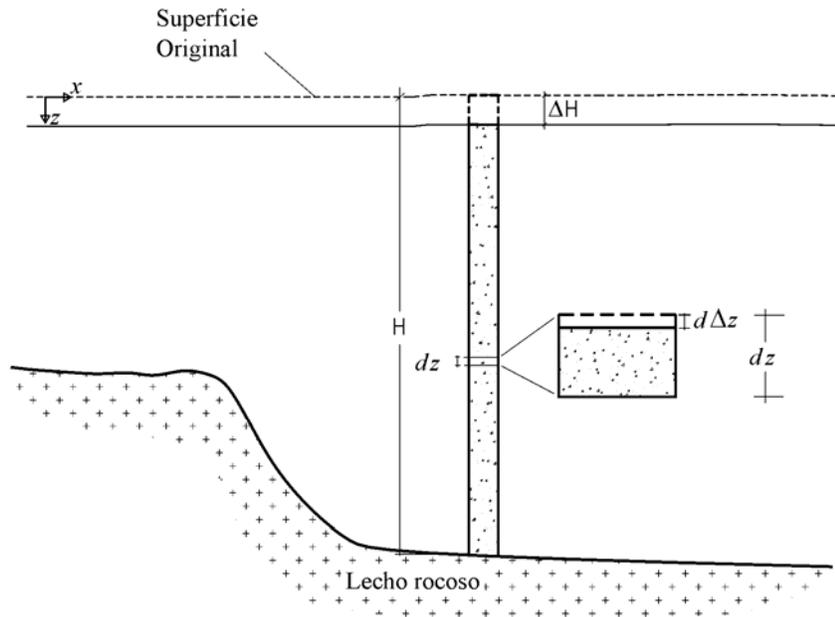


Figura 7.8 Columna y elemento diferencial para planteamiento de ecuación diferencial.

Entonces el hundimiento ΔH será:

$$\Delta H = \epsilon H \tag{7.39}$$

Para el elemento diferencial dz el acortamiento $d\Delta z$ será:

$$d\Delta z = \epsilon dz \tag{7.40}$$

Pero se puede expresar a la deformación unitaria en términos de un peso volumétrico. Es decir: $\epsilon = \frac{\sigma}{E} = \frac{W}{AE} = \frac{\gamma V}{AE} = \frac{\gamma H}{E}$. Sustituyendo en la ecuación 7.40 para el diferencial (dz) queda:

$$d\Delta z = \frac{\gamma z}{E} dz \tag{7.41}$$

En donde γ es peso volumétrico que produce una deformación igual a la deformación que se genera cuando drena un tramo “z” de la columna, es decir $\Delta\gamma$ dado por la ecuación 7.18.

E es el módulo de elasticidad drenado del material obtenido por métodos sísmicos (tabla 5.3).

Integrando esta expresión desde cero hasta la profundidad H se tiene el acortamiento de la columna cuando esta es drenada completamente.

$$\int_0^H d\Delta z = \int_0^H \frac{\gamma z}{E} dz \quad (7.42)$$

$$\Delta H = \int_0^H \frac{\gamma z}{E} dz \quad (7.43)$$

En esta expresión sustituimos el incremento aparente en el peso volumétrico $\Delta\gamma$ dado por la ecuación 7.18, y consideramos un abatimiento dado por H' (figura 7.7)

$$\Delta H' = \int_0^{H'} \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s'] z}{E} dz \quad (7.44)$$

O bien

$$\Delta H' = \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s']}{E} \int_0^{H'} z dz \quad (7.45)$$

De donde

$$\Delta H' = \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s']}{2E} H'^2 \quad (7.46)$$

Esta ecuación representa la deformación vertical que se presentará en el estrato parcialmente saturado por efecto de la pérdida de sustentación hidráulica causada por un abatimiento del nivel piezométrico.

Para la zona saturada el hundimiento se calcula haciendo $z = H'$ en la ecuación 7.43, e integrando para toda la longitud sumergida de la columna (H), es decir:

$$\Delta H = \int_0^H \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s'] H'}{E} dz \quad (7.47)$$

O bien:

$$\Delta H = \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s'] H'}{E} \int_0^H dz \quad (7.48)$$

Y por lo tanto

$$\Delta H = \left[\frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s'] H'}{E} \right] H \quad (7.49)$$

La expresión 7.49 es la deformación vertical que se presentará en el estrato saturado que se encuentra bajo el nivel piezométrico. Tal deformación es provocada por la pérdida de sustentación hidráulica que se genera en la zona drenada por encima del nivel piezométrico cuando dicho nivel desciende. El hundimiento total estará dado entonces por la suma de las deformaciones verticales de ambos estratos, el parcialmente saturado (ecuación 7.46) y el saturado (ecuación 7.49).

El hundimiento total de acuerdo con las fórmulas 7.46 y 7.49, está en función del abatimiento H' , del peso volumétrico de los sólidos, del contenido de humedad remanente en la zona drenada y del Modulo de elasticidad del material granular. El contenido de agua y el peso volumétrico de los sólidos son propiedades del medio granular que se pueden obtener de muestras inalteradas, por lo que su obtención no requiere de un muestreo engorroso y caro como lo es la recuperación de muestras inalteradas.

No obstante que los valores de la humedad pueden tener variaciones importantes a profundidad, para este trabajo de tesis, los datos usados son de muestras provenientes de sondeos o pozos a cielo abierto debido a que no se contó con equipo ni presupuesto para hacer un muestreo a profundidades mayores.

7.4 Modelos conceptuales de la generación de agrietamientos

Las condiciones de frontera son los límites impuestos a la masa de material granular, que está bajo la influencia de esfuerzos, y cuya principal característica es que son indeformables. En el caso general de una cuenca sedimentaria de origen tectónico que forma estructuras de graben, el tipo de frontera física consiste en un basamento rocoso cuya morfología modifica el campo de deformaciones de la masa de sedimentos drenada. Las deformaciones del lecho rocoso comparadas con la deformación que sufre el estrato del acuífero bajo un intenso régimen de extracción se consideran insignificantes, es decir para fines prácticos se considera nula.

Para el valle de Querétaro, en recorridos de campo se ha observado que los agrietamientos coinciden con los límites de las zonas de hundimientos, y generalmente se alinean con las estructuras geológicas regionales que definen el graben. Además, el análisis de los perfiles gravimétricos medidos sobre los fallamientos, muestra una amplitud importante en la anomalía que puede ser asociada espacialmente con el sitio donde se cruza el perfil gravimétrico con el agrietamiento. Estos elementos permiten sostener la hipótesis de que el mecanismo que controla la generación de agrietamientos en el valle de Querétaro es el de hundimientos diferenciales provocados por un lecho rocoso con topografía irregular.

Los hundimientos diferenciales se generan cuando en las zonas menos profundas del acuífero, el espesor de sedimentos desarrolla menor deformación vertical mientras que en las partes más profundas, el espesor de sedimentos desarrolla mayor deformación vertical. Esto provoca que la porción de material granular sujeto a una deformación vertical mayor “jale” a la porción de sedimentos que experimenta menor deformación vertical hacia la parte más profunda del acuífero causando que el movimiento de las partículas del relleno tenga una componente horizontal. El movimiento de las partículas provoca deformaciones de extensión y por consecuencia agrietamientos en la masa de material granular (figura 7.9).

La figura 7.9 muestra esquemáticamente tres configuraciones del lecho rocoso que se propone pueden generar agrietamientos si el nivel piezométrico desciende debajo de un nivel crítico.

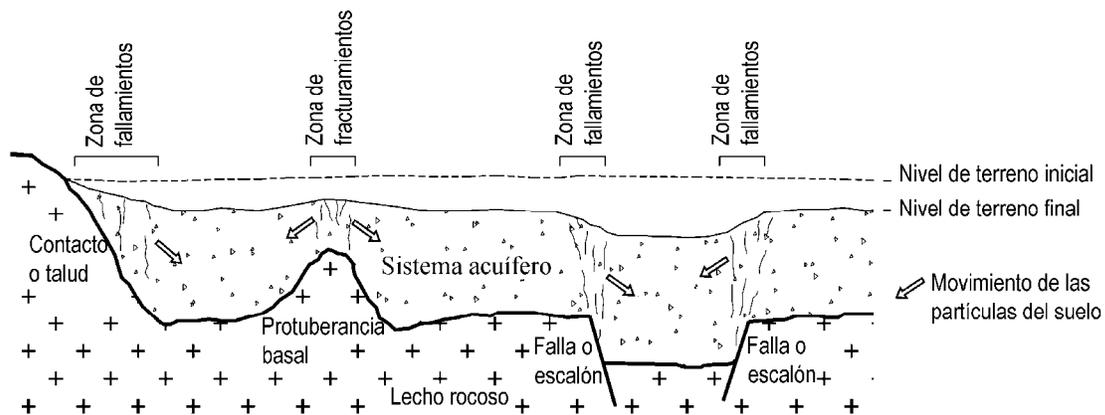


Figura 7.9 Configuraciones del lecho rocoso que pueden generar agrietamientos.

Por otro lado las expresiones para el cálculo de hundimientos en una columna de sedimentos granulares, definidas en la sección anterior son para la zona parcialmente saturada y saturada respectivamente:

$$\Delta H' = \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s']}{2E} H'^2 \tag{7.50}$$

$$\Delta H = \left[\frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s']}{E} H' \right] H \tag{7.51}$$

La ecuación 7.50 para los cálculos del hundimiento en la zona drenada muestra una variación cuadrática con respecto al espesor H', lo que indica que las deformaciones a lo largo de la columna se incrementarán con la profundidad (figura 7.10)

Mientras que en la zona saturada, de acuerdo con la expresión 7.59, el acortamiento de la columna es una función lineal del espesor H., por lo tanto las deformaciones a lo largo de la columna son constantes (figura 7.10).

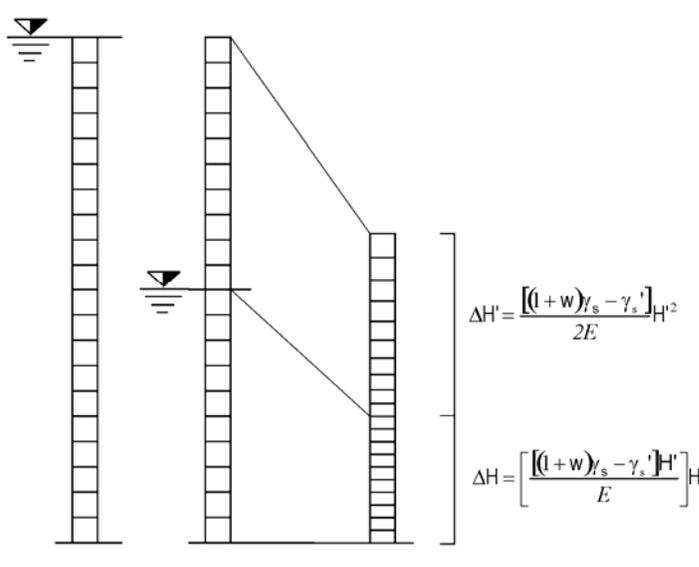


Figura 7.10 Acortamiento y deformaciones en la zona drenada y zona saturada en una columna de rellenos granulares que experimenta un descenso en el nivel de agua.

No solo la forma del lecho rocoso influye en la generación de agrietamientos, también su profundidad parece ser factor clave. Una configuración del lecho rocoso con ciertas dimensiones puede no ser crítica para la generación de agrietamientos a cierta profundidad, mientras que la misma configuración con las mismas dimensiones puede ser determinante a una profundidad menor. Estos dos factores, la forma y profundidad de la irregularidad en el lecho rocoso, junto con la presencia de un acuífero formado por materiales con baja plasticidad forman el escenario potencial para que se generen agrietamientos. El detonante o disparador del fenómeno es el abatimiento en el nivel piezométrico.

Para un escenario del lecho rocoso y un relleno granular con propiedades geomecánicas dados, debe existir un nivel de piezométrico para el cual la masa de sedimentos comienza a

fracturarse. Esta elevación del nivel piezométrico es crítica. Sólo si el acuífero se abate por debajo de este nivel se generarán agrietamientos.

La figura 7.11 muestra un típico escalón o falla normal en el lecho rocoso, en donde se indican las variables geométricas que condicionan el campo de deformación del relleno granular. En ésta figura H_1 y H_2 es el espesor del estrato del acuífero sobre la parte más somera y más profunda del basamento respectivamente.

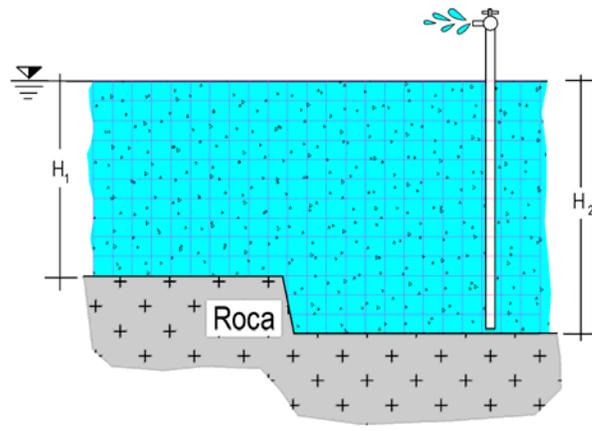


Figura 7.11 Configuración de escalón del estrato rocoso

Si se genera un abatimiento H' del nivel del agua por abajo del nivel crítico, las columnas que forman la masa de material granular se deformarán de acuerdo a las ecuaciones 7.58 y 7.59 presentándose un hundimiento diferencial por efecto de la diferencia de espesores (figura 7.12). Existe una zona en la superficie asociada al efecto del agrietamiento que llamaremos **ancho de influencia** del agrietamiento, el cual es la distancia a ambos lados de la traza en superficie de la irregularidad en el lecho rocoso, donde el agrietamiento principal se genera y donde se puede presentar fracturamientos secundarios provocando que el relleno granular sea inestable dentro de esta distancia.

Dentro del ancho de influencia las columnas de material granular que experimentan un acortamiento mayor, tienden a jalar a las columnas del estrato de menor espesor en la vecindad del escalón, generando que las partículas del relleno se desplacen con una componente horizontal hacia la zona más profunda (figura 7.13). Como los desplazamientos horizontales no son uniformes, existe una deformación de extensión justo sobre la irregularidad del lecho rocoso y una deformación horizontal de acortamiento hacia la parte más próxima al escalón en la zona más profunda.

Todas estas afirmaciones son respaldadas por la simulación del fenómeno usando el método de elementos finitos cuyos resultados serán presentados en el siguiente capítulo. Esta configuración del basamento genera en superficie un fallamiento con un escarpe cuyas dimensiones dependerán del tamaño y de la profundidad a que se localice el escalón en el lecho rocoso. Esta configuración es similar a la que produce los fallamientos 5 de Febrero y Tlacote.

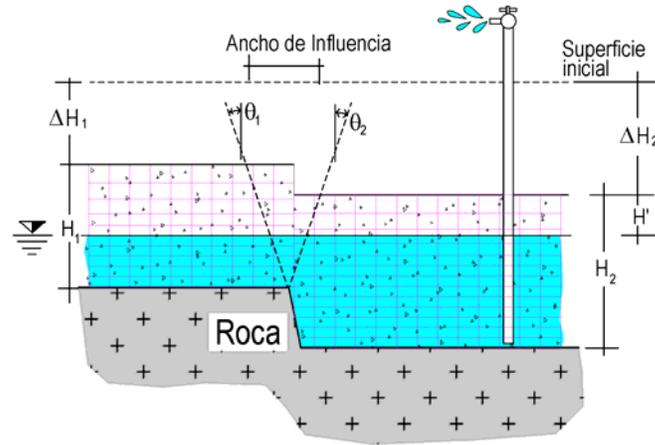


Figura 7.12 Configuración de escalón del estrato rocoso. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

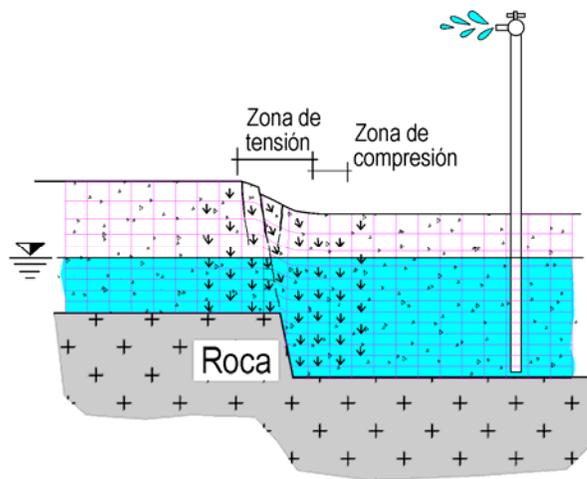


Figura 7.13 Configuración de escalón del estrato rocoso y vectores de desplazamiento observados en análisis de deformaciones realizado con elementos finitos. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

La figura 7.14 corresponde a la configuración de una protuberancia basal que puede deberse a la presencia de un domo volcánico o simplemente a la presencia de una estructura de *horst* o pilar tectónico.

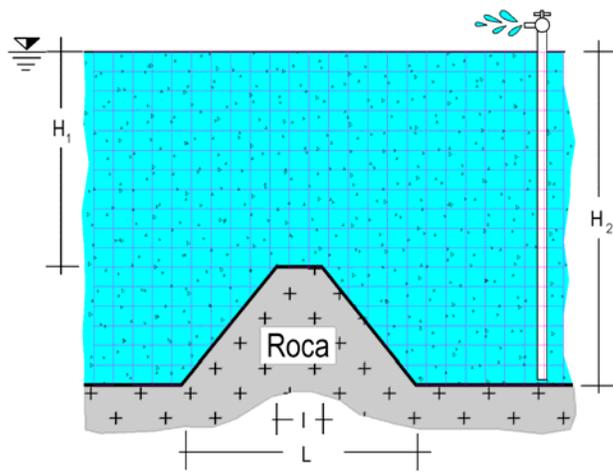


Figura 7.14 Configuración geométrica de una protuberancia basal. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

Si el nivel piezométrico se abate se generarán hundimientos diferenciales sobre los hombros de la estructura (figura 7.15), el ancho de influencia se presentará sobre la cima de la estructura dentro del cual se generará un fracturamiento ya que no se forma escarpe en la superficie por el efecto la simetría de la estructura. (figura 7.16).

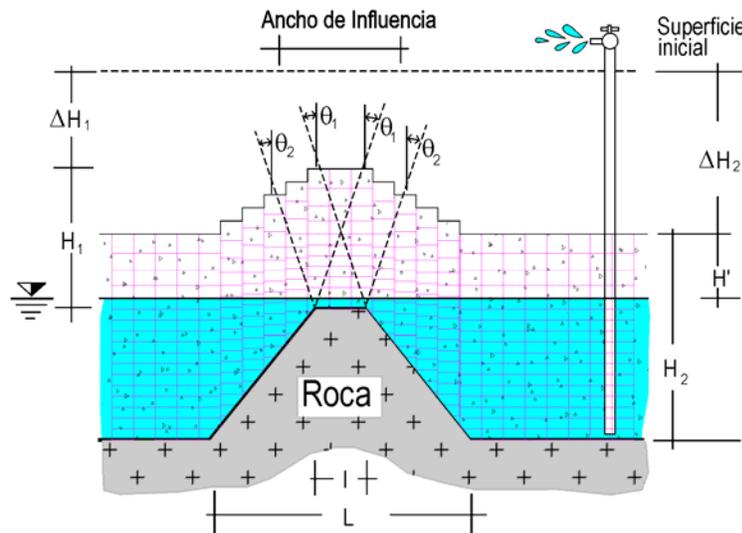


Figura 7.15 Configuración geométrica de una protuberancia basal. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

Por efecto de los desplazamientos horizontales de las partículas, se genera una zona de tensión sobre la cima del domo y dos zonas de compresión en ambos lados en la base (figura 7.16). De acuerdo con las mediciones de gravimetría realizadas en la zona de Jurica (figura 5.60) esta es la configuración que está generando el fracturamiento de esta zona. Los fallamientos de la zona de Vanegas son controlados también por una estructura de este tipo, pero parece ser que la combinación de profundidad y la separación entre sus hombros,

es tal que el agrietamiento en algunos tramos se presenta con escarpe en superficie (fallamiento), mientras que en otros se presenta sólo como un fracturamiento

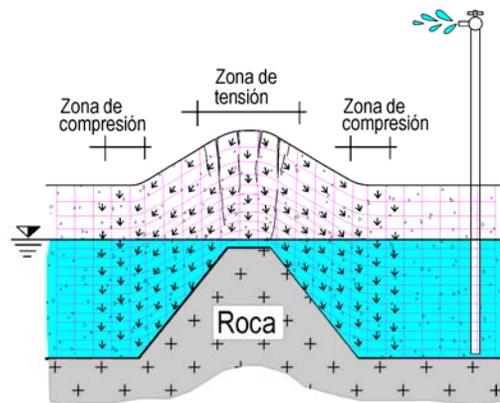


Figura 7.16 Configuración geométrica de una protuberancia basal, y vectores de desplazamiento observados en análisis de deformaciones realizado con elementos finitos. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

Por último, otra de las posibles configuraciones que pueden generar agrietamientos superficiales consiste en una zona de talud (figura f.17). Su geometría queda definida por el espesor del estrato del acuífero sobre la parte más somera y más profunda del basamento H_1 y H_2 respectivamente y la longitud de desarrollo del talud L .

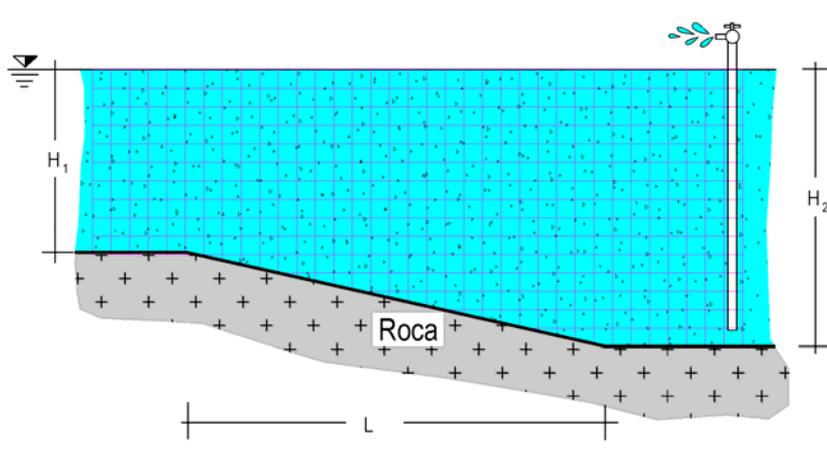


Figura 7.17 Configuración geométrica de un talud. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

Si se genera un abatimiento del nivel de agua se producen hundimientos diferenciales (figura 7.18). Los hundimientos diferenciales producen una componente horizontal en las partículas del relleno, como estos desplazamientos horizontales no son uniformes se generan zonas de deformación de extensión y de acortamiento (figura 7.19). En la zona de extensión se generan agrietamientos que pueden desarrollar escarpe en superficie dependiendo de la inclinación del talud del lecho rocoso y del espesor del estrato en la parte alta del mismo.

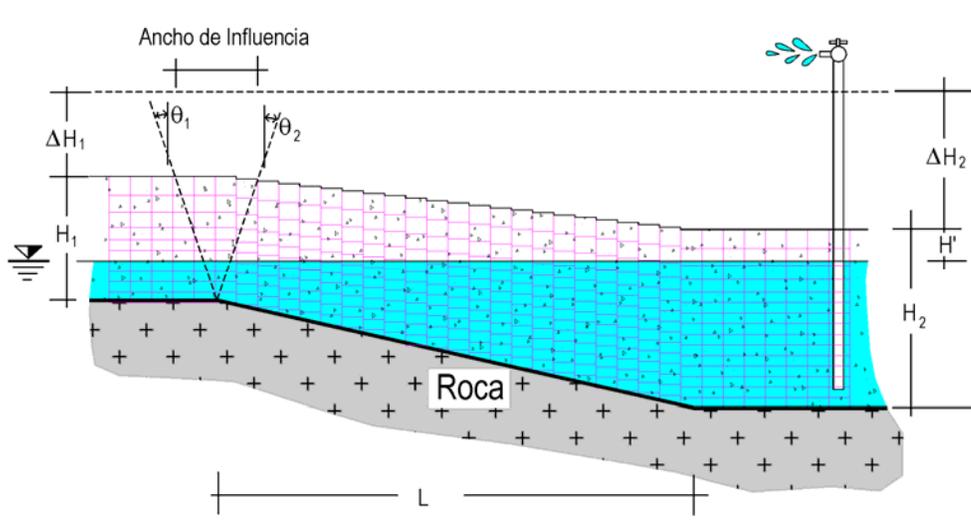


Figura 7.18 Configuración geométrica de un talud. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

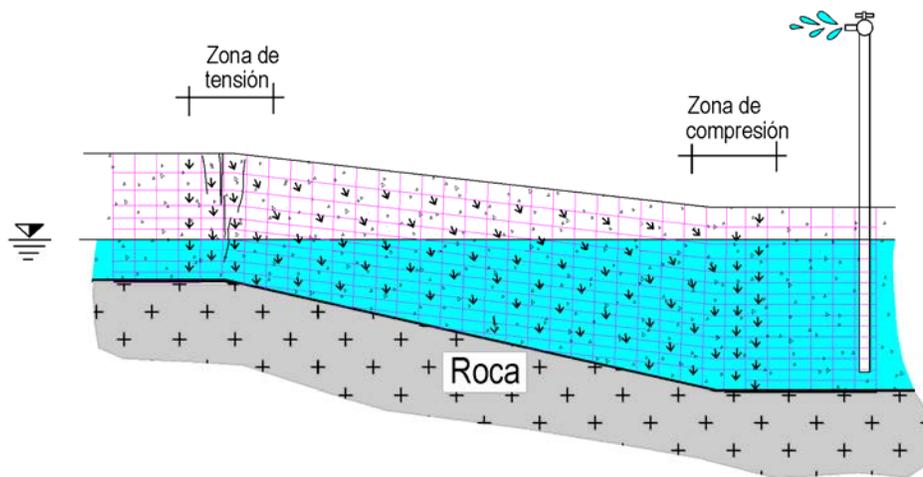


Figura 7.19 Configuración geométrica de un talud, y vectores de desplazamiento observados en análisis de deformaciones realizado con elementos finitos. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

En esta configuración puede ocurrir que el agrietamiento no se desarrolle en la posición que muestra la figura 7.19. Si el espesor H_1 es lo suficientemente pequeño, la longitud de desarrollo del talud lo suficientemente grande y la masa de rellenos es drenada completamente, se pueden desarrollar hundimientos diferenciales mayores sobre la longitud de desarrollo del talud. La figura 7.20 muestra una amplificación de los hundimientos en superficie sobre el talud y se observa que en la figura 7.20a que los hundimientos relativos son menores que en la zona más profunda (figura 7.20b). En estas circunstancias el agrietamiento se puede generar en algún punto sobre el talud.

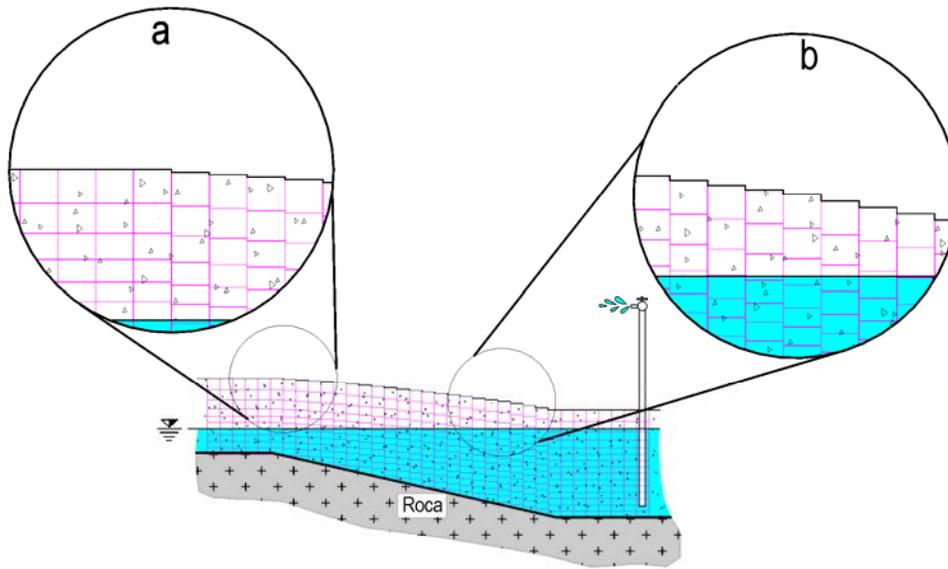


Figura 7.25 Hundimientos diferenciales en diferentes puntos del desarrollo de un lecho rocoso en forma de talud. La retícula es sólo para fines de referencia visual.

En el capítulo ocho se presentan los resultados de un análisis paramétrico de las configuraciones del lecho rocoso discutidas aquí, en donde se muestra cómo su geometría es determinante en la intensidad de los esfuerzos y deformaciones que pueden conducir a la formación de agrietamientos.

7.5 Discusión y comentarios

El análisis de los fenómenos asociados al proceso de subsidencia por extracción de agua del subsuelo en un acuífero libre (Capítulo tres), permitió la formulación de una manera alterna de calcular las deformaciones verticales en un acuífero libre.

Se propuso el concepto de *peso volumétrico aparente* del material granular (ecuaciones 7.52 y 7.53), y se demostró que estos pesos volumétricos aparentes del relleno granular son los causantes de los esfuerzos efectivos para un acuífero libre, es decir cuando no hay presión en exceso de la hidrostática.

$$\gamma_1 = \gamma_s' \quad (7.52)$$

$$\gamma_2 = (1 + w)\gamma_s \quad (7.53)$$

Se propuso una expresión para calcular el peso volumétrico que produce un incremento de esfuerzo efectivo, equivalente al que se genera por el abatimiento del nivel de agua en el acuífero libre. Ecuación 7.54.

$$\Delta\gamma = (1 + w)\gamma_s - \gamma_s' \quad (7.54)$$

A este peso volumétrico se le llamó *incremento aparente del peso volumétrico* del material granular. Con esta expresión es posible implementar un análisis para calcular los hundimientos en una columna del acuífero, haciendo un análisis de la deformación de la columna por peso propio donde el peso volumétrico de la columna es el valor que se calcula con la expresión 7.54. De este análisis resultaron las ecuaciones 7.55 y 7.56, las cuales son el acortamiento en el estrato drenado (H') y en el estrato que permanece bajo el nuevo nivel de agua (H), cuando este nivel se abate una cantidad H' , respectivamente.

$$\Delta H' = \frac{[(1 + w)\gamma_s - \gamma_s'] H'^2}{2E} \quad (7.55)$$

$$\Delta H = \left[\frac{[(1 + w)\gamma_s - \gamma_s'] H'}{E} \right] H \quad (7.56)$$

Las expresiones derivadas explicarán mejor el fenómeno de hundimientos en un acuífero libre por efecto del abatimiento del nivel de agua, en la medida en que el material granular del acuífero sea lo suficientemente homogéneo para que las áreas de sólidos y de vacíos (figura 7.5) sean constantes a lo largo de cualquier sección transversal en una columna de rellenos. Tales suposiciones son hechas en el estudio de las propiedades hidráulicas de los suelos para deducir velocidades de flujo y los resultados se consideran acordes con lo observado en la realidad, por lo que se consideran válidas, sin embargo su comprobación requiere de trabajo experimental, el cual queda fuera del alcance de este trabajo.

La fenomenología comentada en el capítulo tres y plasmada en las ecuaciones deducidas para el cálculo de hundimientos en este capítulo (ecuaciones 7.55 y 7.56), sugieren que dada una configuración del lecho rocoso, y unas propiedades geomecánicas de la masa de sedimentos granulares, debe haber un nivel crítico en el descenso del nivel piezométrico para el cual comienza la generación de agrietamientos.

De acuerdo también con la fenomenología, una vez que el relleno granular ha sido drenado y este ha desarrollado la deformación por efecto del incremento de esfuerzos efectivos, ya

no se deforma por causa directa de posteriores descensos del nivel piezométrico, los cuales sólo afectarán de forma directa a los rellenos en la zona saturada, La zona drenada se deformará sin embargo, por efecto de la permanencia del incremento de esfuerzos efectivos sobre ella, dicha deformación de acuerdo a la fenomenología planteada será en forma de *creep*. Ocurre también entonces que las deformaciones en la zona saturada por efecto de abatimientos sucesivos se transmiten hacia la zona drenada.

Lo anterior nos sugiere que en el proceso de subsidencia la masa de rellenos una vez que ha sido drenada tiene un papel pasivo, mientras que la zona saturada tiene un papel activo ya que puede experimentar más deformaciones verticales por sucesivos abatimientos en el nivel de agua. Esto sugiere que la generación de agrietamientos se produce a profundidad dentro del relleno granular, propagándose hacia la superficie a través de la zona drenada pasiva, y que se generan a la profundidad del nivel crítico del nivel piezométrico.

La comprobación de estas implicaciones, exige de una monitoreo muy minuciosos del fenómeno o de una experimentación con modelos analógicos a escala, lo cual queda fuera del alcance de este trabajo por lo que se quedarán como líneas de investigación pendientes. Sin embargo el reporte de que en el valle de Querétaro el encamisado de los pozos de agua potable colapse a profundidades similares (Carreón-Freyre, et al. 2005), sugiere que existe una profundidad (nivel piezométrico crítico) en donde las deformaciones unitarias son mayores como lo postulan las ecuaciones propuestas.

CAPITULO 8 SIMULACIÓN NUMÉRICA.

Se hizo una simulación numérica del proceso de subsidencia del valle de Querétaro usando el modelo de hundimientos propuesto en el capítulo anterior. Se emplearon como datos de entrada la configuración del lecho rocoso inferido con gravimetría e información de pozos, así como las propiedades geomecánicas determinadas para este fin. Al final de este capítulo se discuten los resultados comparándolos con las observaciones de campo.

Se realizó además un análisis con elementos finitos de los esfuerzos y deformaciones de las secciones inferidas en los sitios de calibración gravimétrica en el valle de Querétaro, haciendo uso del concepto de incremento aparente en el peso volumétrico formulado en el capítulo anterior. Este concepto permitió la implementación del análisis de una manera simple y en concordancia con la fenomenología de la subsidencia para un acuífero con las características como las del valle de Querétaro.

Finalmente se hizo también un análisis paramétrico de los esfuerzos y deformaciones con elementos finitos de secciones sintéticas, con la finalidad de establecer una relación entre los factores geométricos del lecho rocoso y las deformaciones y esfuerzos asociados a la generación de agrietamientos.

8.1 Consideraciones y limitaciones.

La simulación del proceso de subsidencia del valle de Querétaro se hizo mediante una discretización en prismas rectangulares del volumen de sedimentos deformables. Se calculó la deformación longitudinal de cada columna definida por una sección de 50x50 metros y la altura que le correspondió a cada una con base a su posición. La altura total de la columna se compone por el espesor de las unidades Q Al y Tp Py Lac, dichos espesores varían de acuerdo a la posición de la columna dentro del valle. Se analizó únicamente el hundimiento que experimenta el acuífero superficial conformado por las unidades Q Al y Tp Py Lac, debido a que la unidad Tmt AB que les subyace a las primeras, es el lecho rocoso que modifica el campo de deformaciones de la masa de suelo que se está drenando.

La figura 8.1 a 8.3 muestran la topografía de las tres interfases consideradas: la topografía superficial (figura 8.1), el contacto entre las unidades Q Al y Tp Py Lac definido por lo que denominaremos “lecho de piroclastos” (figura 8.2), y el lecho rocoso indeformable correspondiente a la cota superior de la unidad Tmt AB sobre la cual yacen los sedimentos que forman el acuífero superior que se está drenando (figura 8.3).

El cálculo de las deformaciones de las columnas se hizo aplicando las ecuaciones 7.54 para la zona drenada y 7.57 para la zona que permaneció bajo el nivel piezométrico. Estas ecuaciones se muestran a continuación:

$$\Delta H' = \frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s']}{2E} H^2 \quad (8.1)$$

$$\Delta H = \left[\frac{[(1+w)\gamma_s - \gamma_s']}{E} H^2 \right] H \quad (8.2)$$

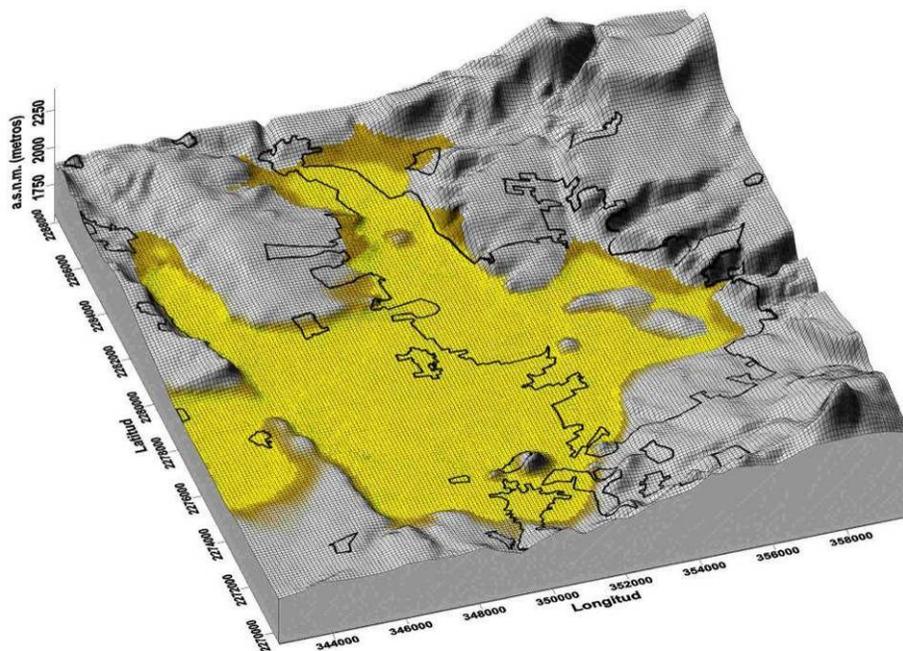


Figura 8.1 Configuración de la superficie del valle de Querétaro. El tono amarillo y café corresponde a la distribución de la unidad Q Al y Tp Py Lac respectivamente, mientras que el tono gris corresponde a materiales rocosos que para fines de la simulación del proceso de subsidencia se consideran indeformables.

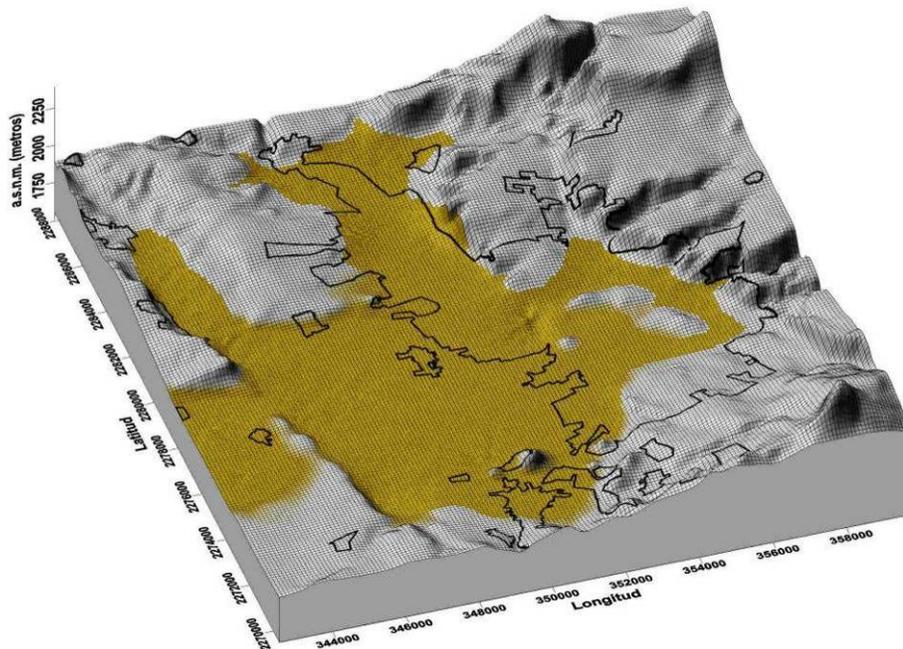


Figura 8.2 Configuración del lecho de piroclastos definido por la cota superior de la unidad Tp Py Lac (tono café). El tono gris representa el material rocoso que se considera indeformable en el proceso de subsidencia.

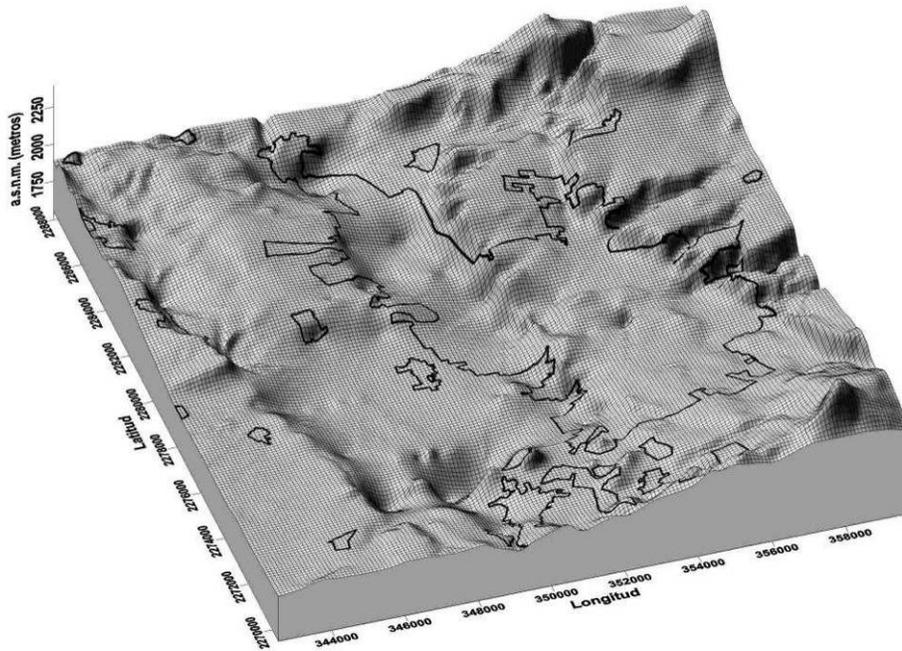


Figura 8.3 Configuración del lecho rocoso considerado indeformable en el proceso de subsidencia, definido en la zona del valle bajo los sedimentos deformables por la cota superior de la unidad Tmt AB.

Para llevar a cabo el cálculo de las deformaciones de todas las columnas se programó una rutina en MatLab la cual se muestra en el anexo B.

Los valores de los parámetros del suelo usados en las expresiones 8.1 y 8.2, son los valores promedios para cada unidad que fueron medidas y/o reportados. Dichos parámetros se resumen en la tabla 8.1.

Material	E (kg/cm ²)	γ_s (kg/m ³)	W
Depósitos lacustres y aluviales no consolidados (Q Al)	282	2484	0.30
Depósitos fluviales, aluviales y lacustres de piroclastos no consolidados (Tp Py Lac)	1410	2567	0.22

Tabla 8.1 Parámetros promedio para las dos unidades de sedimentos que conforman acuífero superficial del valle de Querétaro.

Se calcularon las deformaciones para diferentes abatimientos del nivel piezométrico, considerando que el nivel inicial tenía la misma forma y posición de la superficie, y que el nivel piezométrico final tiene también la misma forma de la topografía superficial.

Se calcularon también deformaciones para el abatimiento reportado en 1990 y 2002, la configuración de la piezometría para esos años son las que se presentan en las figuras 8.4a y 8.4b.

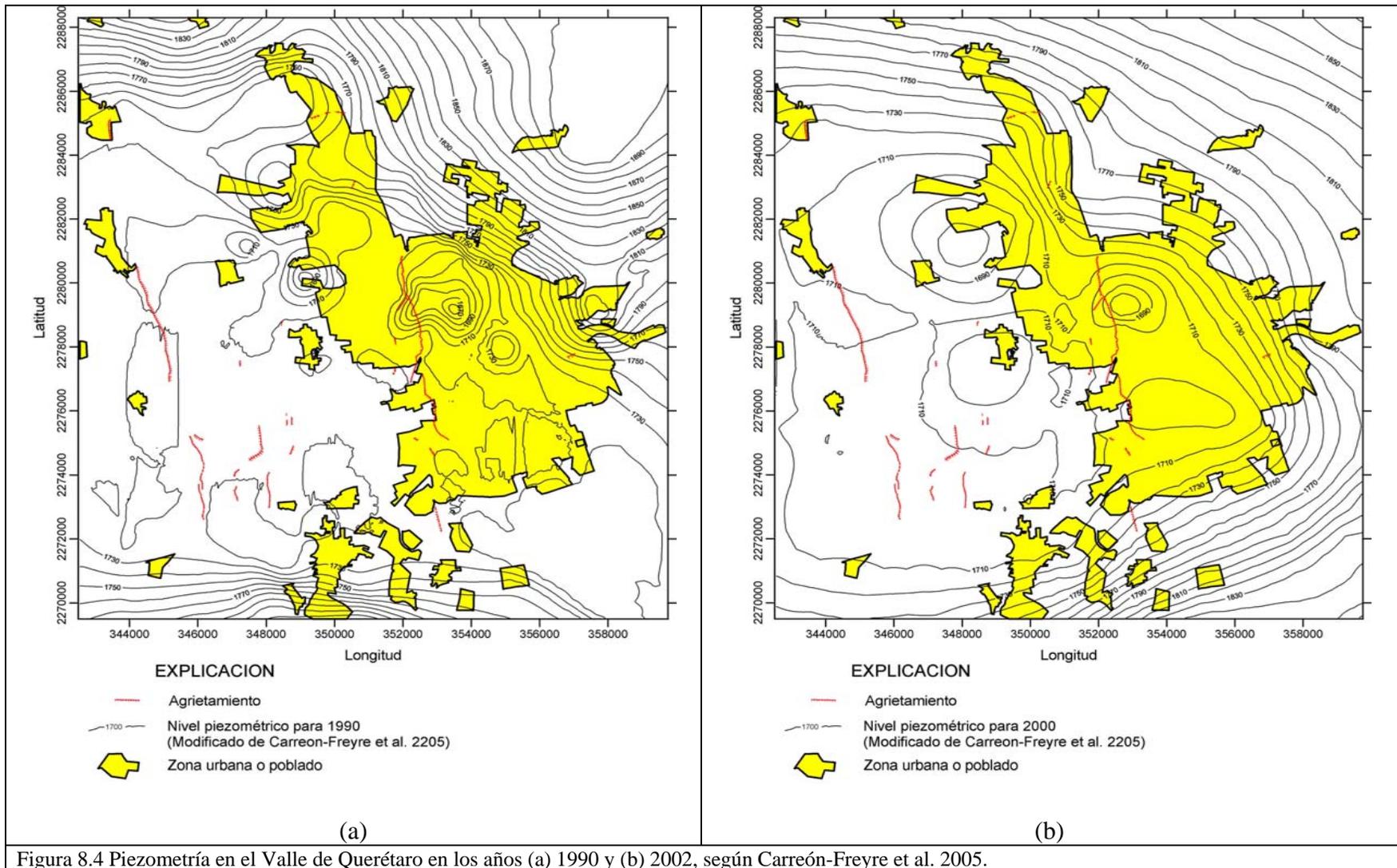


Figura 8.4 Piezometría en el Valle de Querétaro en los años (a) 1990 y (b) 2002, según Carreón-Freyre et al. 2005.

Para el análisis de esfuerzos y deformaciones de las zonas de calibración gravimétrica, se usaron los modelos 2D del subsuelo construidos a partir de los datos gravimétricos. Los modelos completos se presentaron en la sección 5.6. Se analizó únicamente la masa de suelo correspondiente a las unidades Q Al y Tp Py Lac, debido a que se consideró que la unidad Tmt AB que les subyace a las primeras es el lecho rocho rocoso que modifica el campo de deformaciones en el acuífero superior granular. En la figura 8.5 se muestra un ejemplo del modelo que se usó para el análisis con elementos finitos.

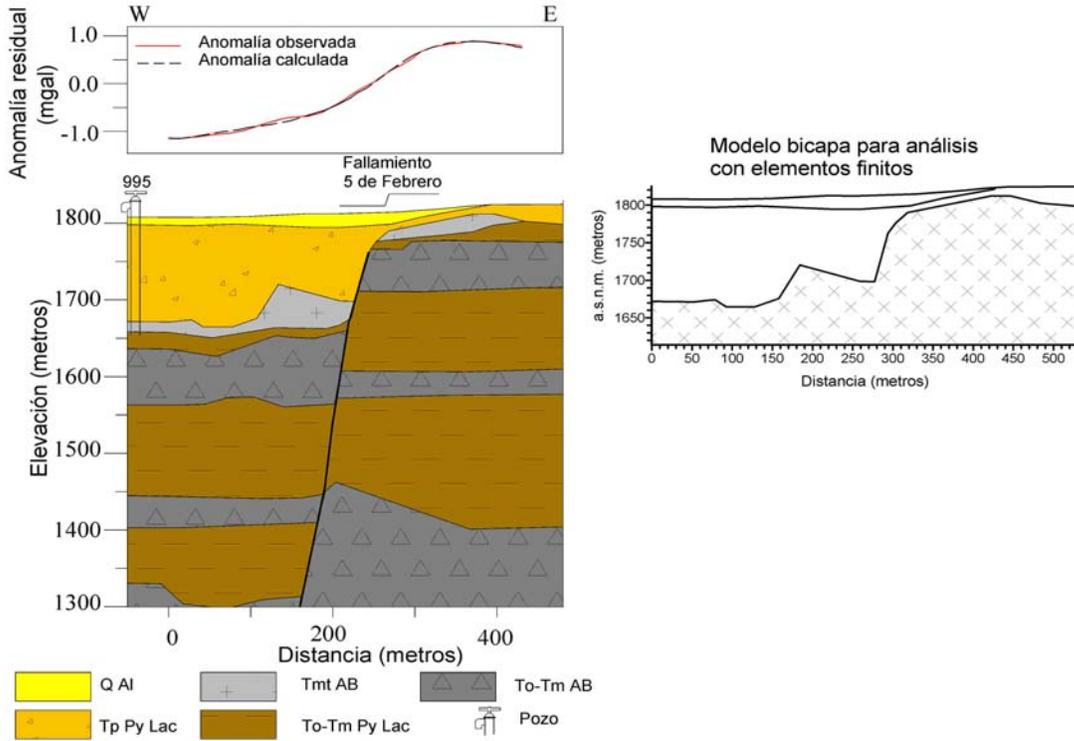


Figura 8.5 Sección del subsuelo del valle de Querétaro en el perfil Obrera sobre el agrietamiento 5 de Febrero inferido con datos gravimétricos, y modelo bicapa del relleno granular que conforma el acuífero superficial usado en el análisis de esfuerzos y deformaciones con elementos finitos.

Para el análisis de esfuerzos y deformaciones se usó el software ANSYS. Este software tiene particularidades que hace que el proceso de subsidencia por extracción de agua de un acuífero se pueda modelar de manera fácil y sencilla. Permite entre otras cosas escoger el tipo de elemento finito a usar, el tamaño del mallado, el tipo de cargas ya sean fuerzas aplicadas o inerciales.

El análisis consistió en considerar los incrementos aparentes del peso volumétrico que se genera con el abatimiento del nivel del agua como único efecto sobre los sedimentos de la sección modelada. Los incrementos aparentes del peso volumétrico de cada unidad se calcularon con la expresión 7.18 la cual se muestra a continuación.

$$\Delta\gamma = (1 + w)\gamma_s - \gamma'_s \tag{8.3}$$

La tabla 8.2 muestra los incrementos aparentes del peso volumétrico calculados para las unidades de rellenos Q Al y Tp Py Lac, a partir de las propiedades del suelo medidas y/o reportadas para estas unidades geológicas del valle de Querétaro. El incremento aparente del peso volumétrico en los demás estratos es igual a cero, puesto que sólo se considera el drenado del acuífero superficial conformado por las dos unidades geológicas antes mencionadas.

Material	No. De Determinaciones	γ_s (kg/m ³)	γ_w (kg/m ³)	W	γ_1 (kg/m ³)	γ_2 (kg/m ³)	$\Delta\gamma$ (kg/m ³)
Depósitos lacustres y aluviales no consolidados (Q Al) ^{1,2}	136	2484.70	1000.00	0.30	1484.70	3230.11	1745.41
Depósitos fluviales, aluviales y lacustres de piroclastos no consolidados (Tp Py Lac) ^{1,2,3}	8	2567.14	1000.00	0.22	1567.14	3131.91	1564.77
Andesitas y Basaltos (Tm AB)		----	----	----	----	----	0.00
Sedimentos lacustres y clastos volcánicos medianamente consolidados (To-Tm Py Lac)		----	----	----	----	----	0.00
Andesitas y Basaltos (Tp AB)		----	----	----	----	----	0.00

¹ Datos tomados de Trejo-Moedano (1989) . Medidos en laboratorio
² Datos tomados de BCM Geotecnia S.C.(2005). Medidos en laboratorio
³ Datos tomados de Álvarez-Manilla (1999). Medidos en laboratorio

Tabla 8.2 Propiedades del suelo que se emplearon para el cálculo del incremento aparente del peso volumétrico de las unidades de sedimentos que forman el acuífero superficial y que se están drenando.

Se usó un elemento finito plano con ocho nodos y dos grados de libertad en cada nodo denominado PLANE82 en la nomenclatura de ANSYS. Este elemento permite desplazamientos nodales en las direcciones “x” y “y” (figura 8.6) y es posible asignarle un espesor resultando un volumen, lo cual permite hacer análisis inerciales si se le asigna una densidad o un peso volumétrico.

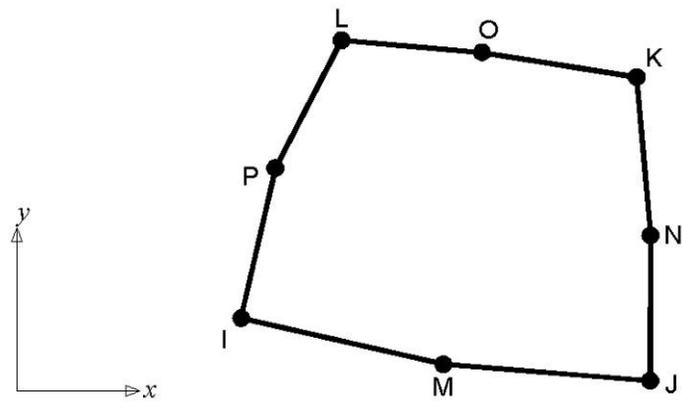


Figura 8.6 Elemento Finito usado en análisis de subsidencia.

Para simular el proceso de subsidencia usando ANSYS, se hizo un análisis por cargas gravitacionales. A cada nodo del elemento finito usado le corresponde un volumen tributario que multiplicado por el incremento aparente del peso volumétrico del material proporciona el peso actuante en cada nodo (figura 8.7).

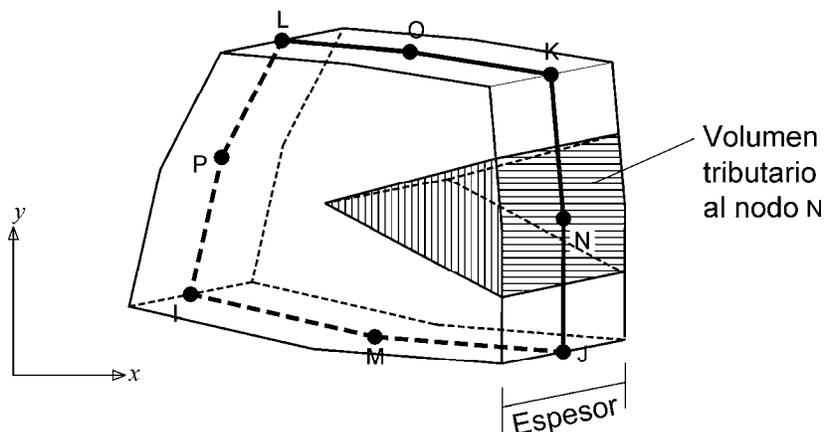


Figura 8.7 Volumen tributario para los nodos del elemento finito usado en el análisis de subsidencia.

El análisis de esfuerzos y deformaciones realizado con ANSYS fue un análisis lineal, considerando el material como elástico, por lo que fueron necesarios los valores de las propiedades geomecánicas de las unidades geológicas del acuífero superficial granular. Dichas propiedades se resumen en la tabla 8.3.

Unidad Geológica	ν	E_{est} (kg/cm ²)	$\Delta\gamma$ (kg/m ³)
Q Al	0.20	282	1754.41
Tp Py Lac	0.21	1410	1564.77

Tabla 8.3 Propiedades geomecánicas de las unidades geológicas usadas en el análisis de deformaciones de los secciones del subsuelo de los sitios de calibración gravimétrica.

En resumen, el análisis de esfuerzos realizado fue un análisis estático lineal y elástico, considerando que las fuerzas que deforman al sistema son las causadas por el aparente incremento en el peso volumétrico del material provocado por un abatimiento del nivel piezométrico dado.

Por otra parte el análisis paramétrico realizado con modelos sintéticos del subsuelo de las configuraciones que pueden generar agrietamientos, se realizó usando el software ANSYS y con las mismas consideraciones discutidas arriba para los modelos del subsuelo de los sitios de calibración gravimétrica.

Se hicieron análisis de las diferentes configuraciones del lecho rocoso identificadas como generadoras de agrietamientos, variando las dimensiones geométricas de estas.

Los resultados de la simulación numérica se presentan a continuación.

8.2 Resultados de la simulación de la subsidencia del valle de Querétaro

Los resultados de la simulación se muestran en los mapas de hundimientos elaborados para un nivel piezométrico dado. Por ejemplo en la figura 8.8 se muestran los hundimientos calculados para la piezometría de los años 1990 y 2002. Los testigos indicados son los que se usaron para el monitoreo del hundimiento general del valle descrito en el capítulo seis (figura 6.5)

En las figuras 8.9 a 8.13 se presenta la evolución de los hundimientos en el valle de Querétaro asociado a decrementos del nivel piezométrico de 20 metros.

En la figura 8.14 se muestra la componente horizontal de los vectores de desplazamiento de las partículas del suelo en el proceso de subsidencia.

La figura 8.15 muestra los hundimientos calculados sobre el perfil Este-Oeste para la piezometría observada en 1990 y 2002, comparados con los medidos en un periodo de cuatro, siete y ocho meses durante el año 2001. Mientras que en la figura 8.16 se presenta una comparación de los hundimientos calculados para la piezometría de 1900 y 1990 con los hundimientos calculados para diferentes abatimientos considerando que el nivel piezométrico final tiene la misma forma que la topografía superficial.

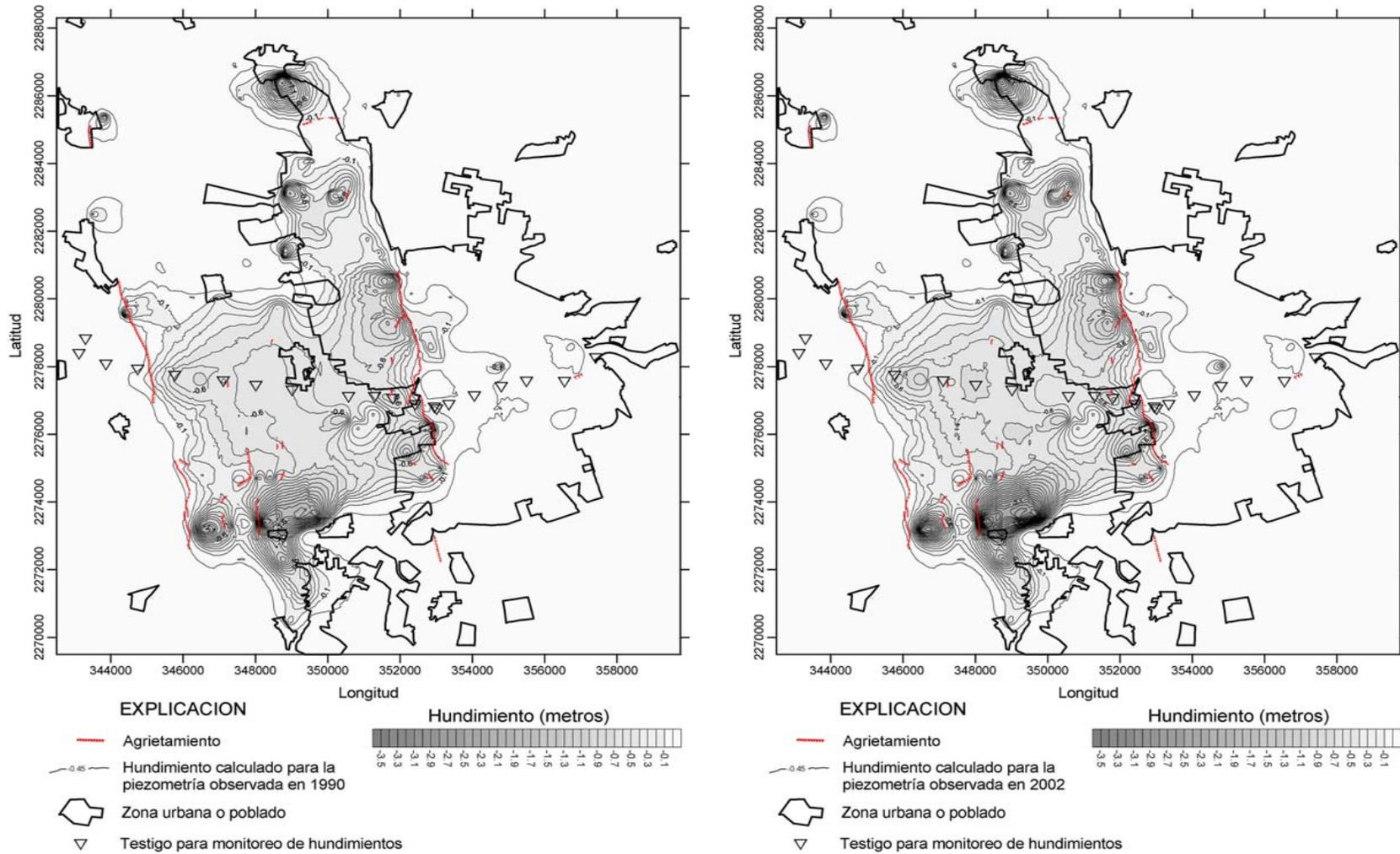


Figura 8.8 Hundimientos calculados para el nivel piezométrico observado en 1990 y 2002. (véase figura 8.4).

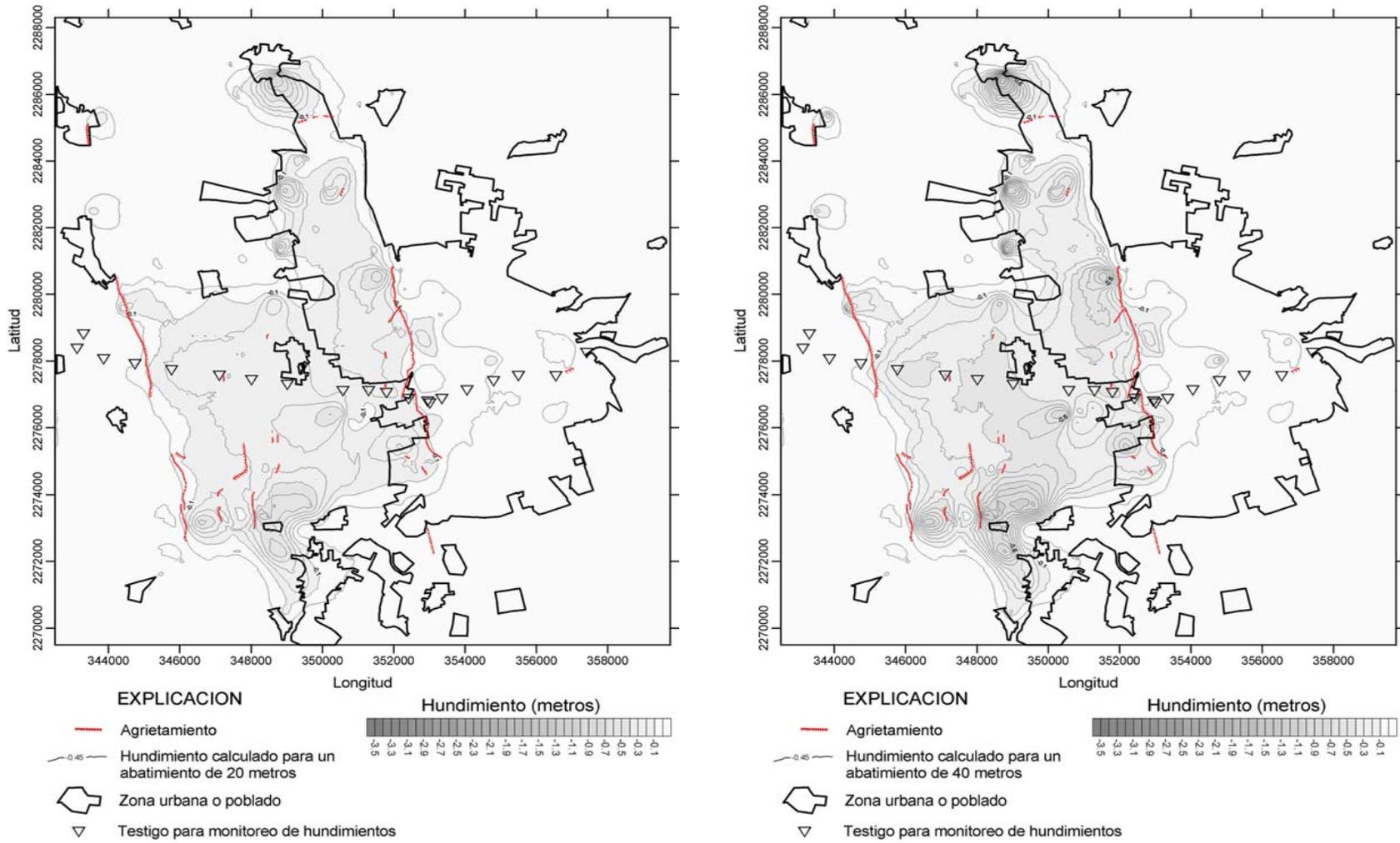


Figura 8.9 Hundimientos calculados para un abatimiento de 20 y 40 metros con el nivel piezométrico inicial en la superficie.

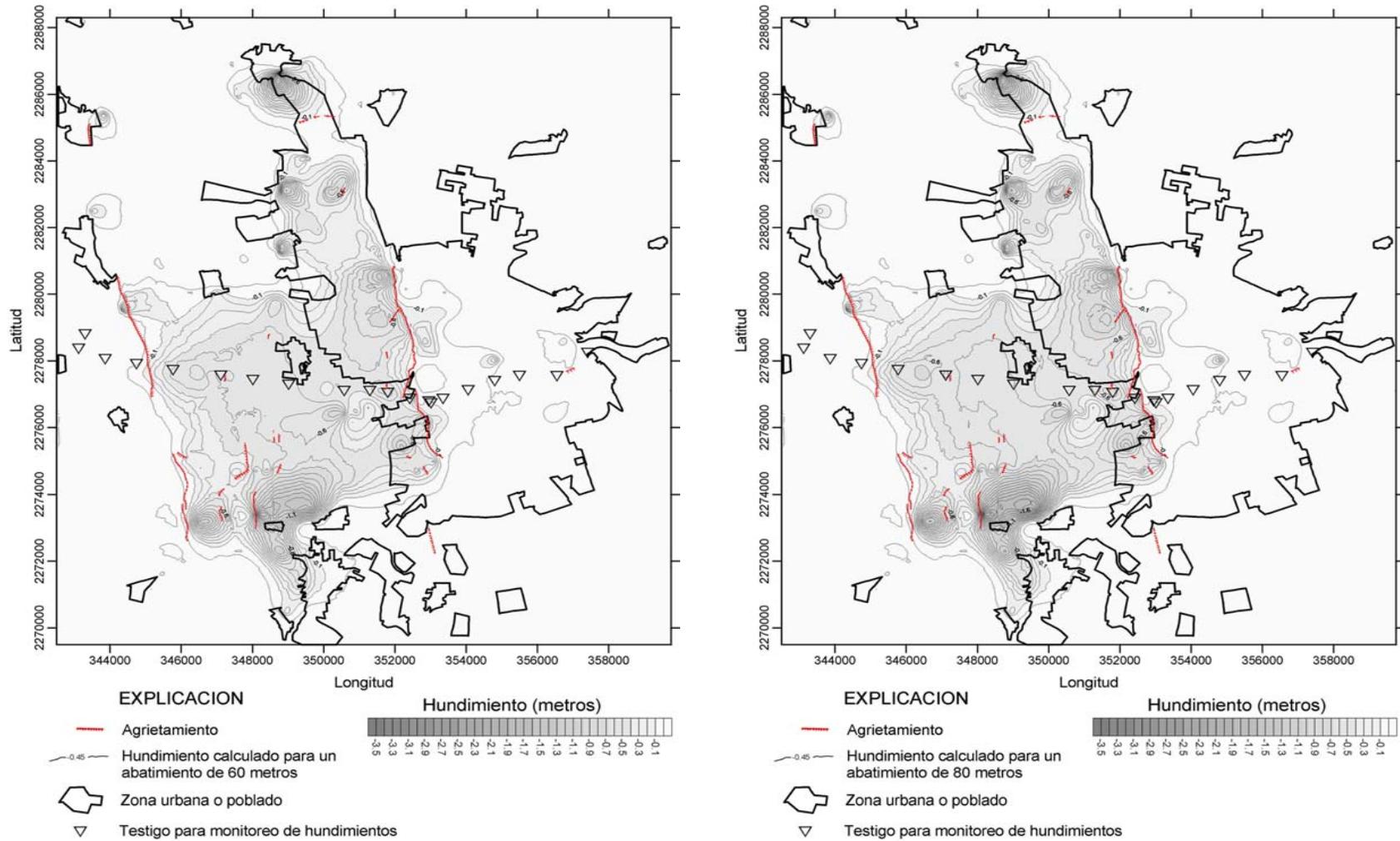


Figura 8.10 Hundimientos calculados para un abatimiento de 60 y 80 metros con el nivel piezométrico inicial en la superficie.

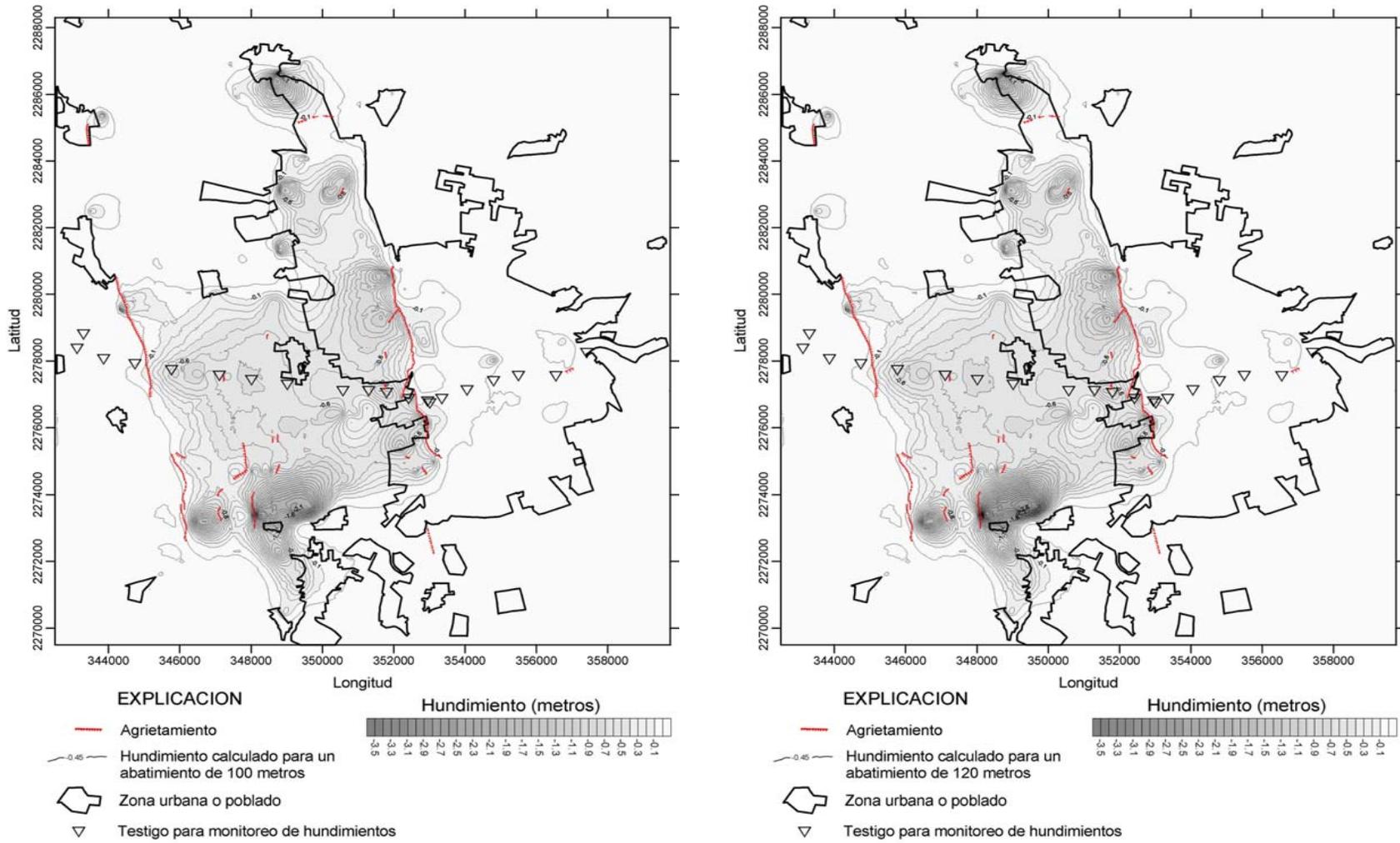


Figura 8.11 Hundimientos calculados para un abatimiento de 100 y 120 metros con el nivel piezométrico inicial en la superficie.

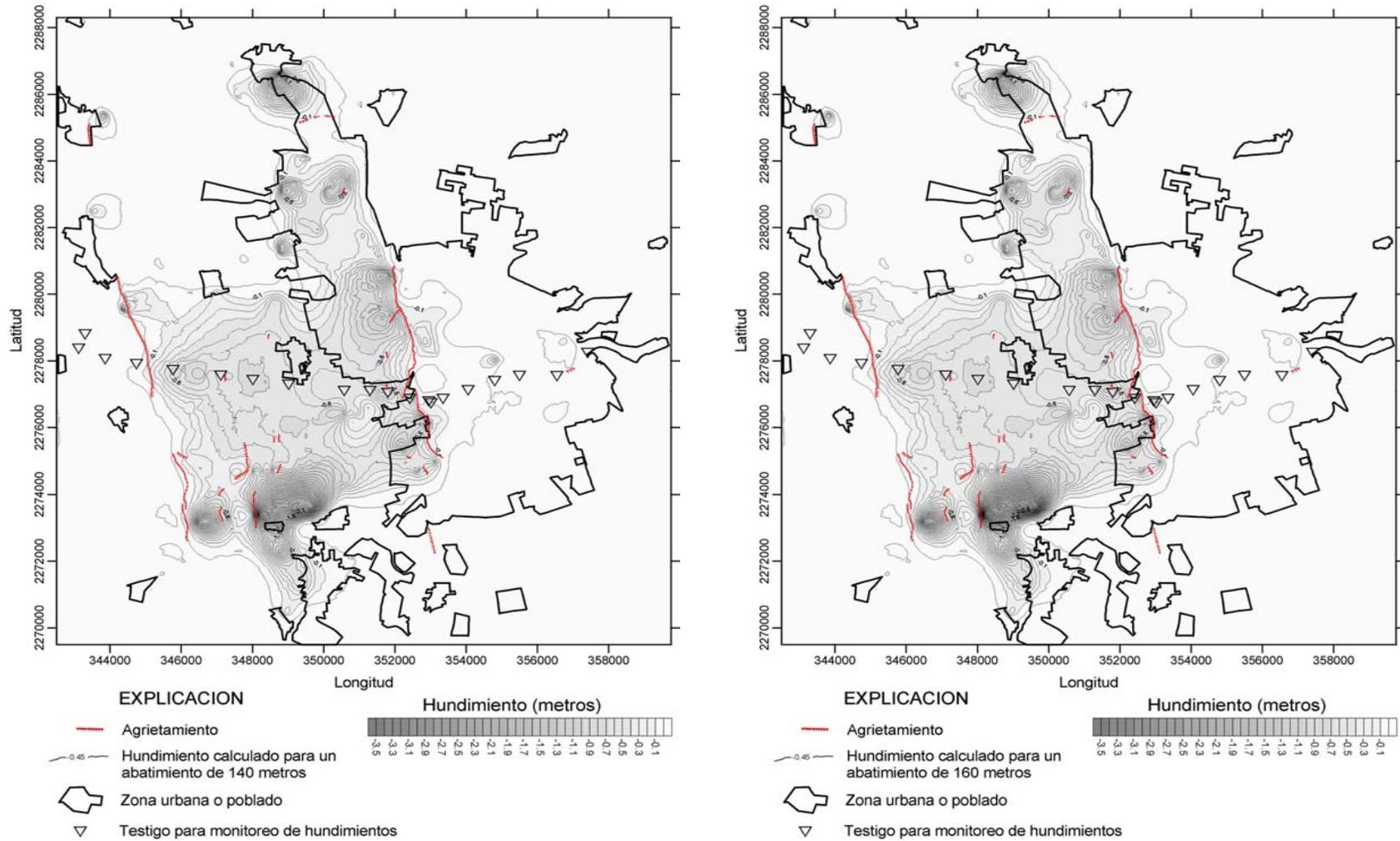


Figura 8.12 Hundimientos calculados para un abatimiento de 140 y 160 metros con el nivel piezométrico inicial en la superficie.

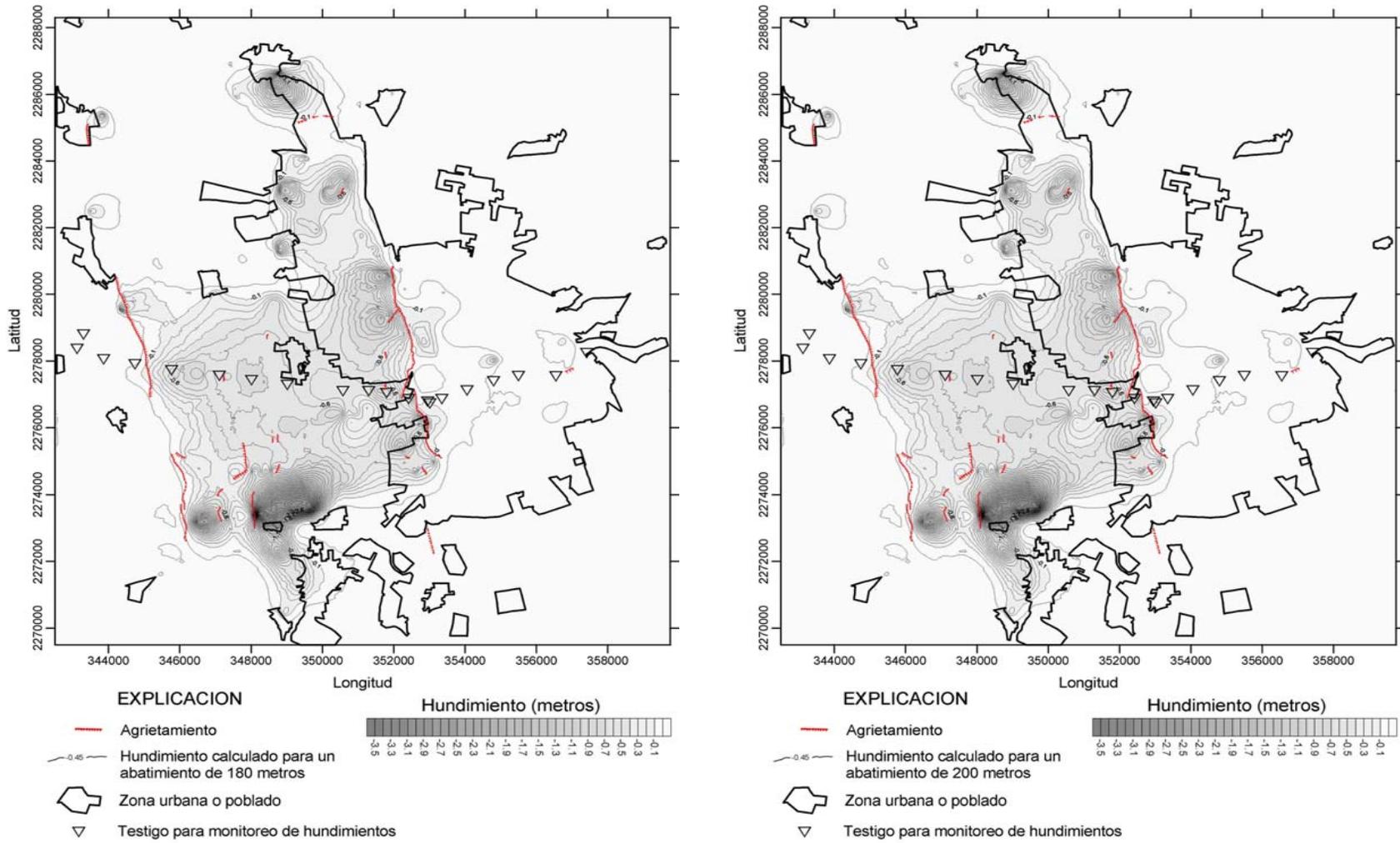
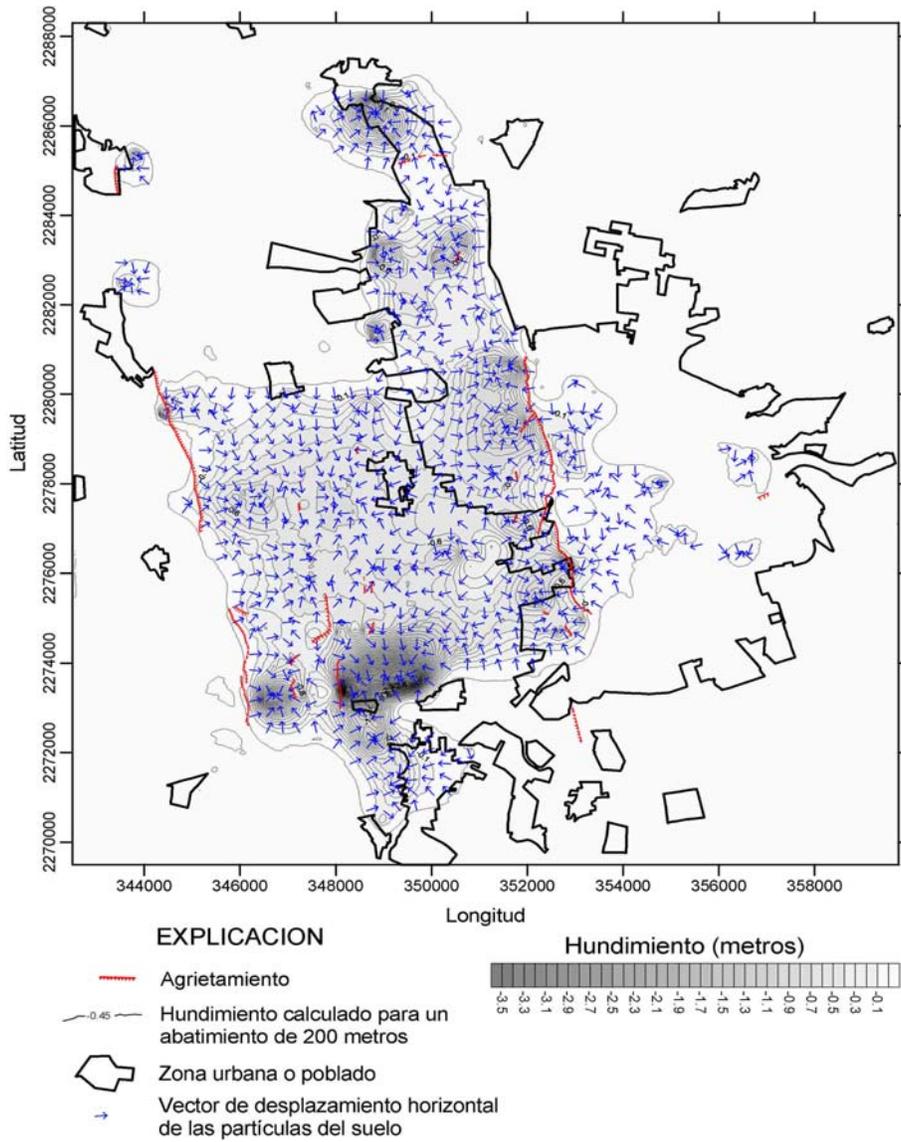


Figura 8.13 Hundimientos calculados para un abatimiento de 180 y 200 metros con el nivel piezométrico inicial en la superficie.



8.14 Vectores de desplazamiento horizontal de las partículas del suelo en el proceso de subsidencia con el piezométrico inicial en la superficie y el final a 200 metros de profundidad.

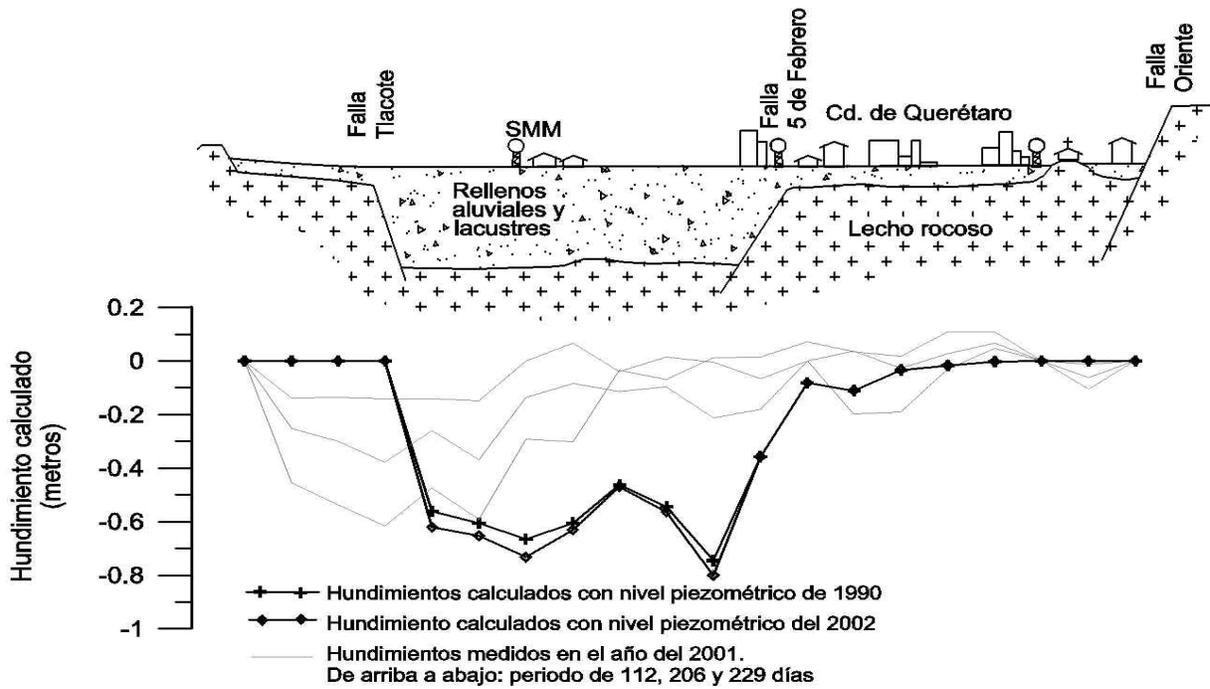


Figura 8.15 Comparación de los hundimientos medidos en el año 2001 con los calculados para la piezometría reportada en los años de 1990 y 2002. SMM: Santa María Magdalena. En todos los casos se consideró un nivel piezométrico inicial en la superficie.

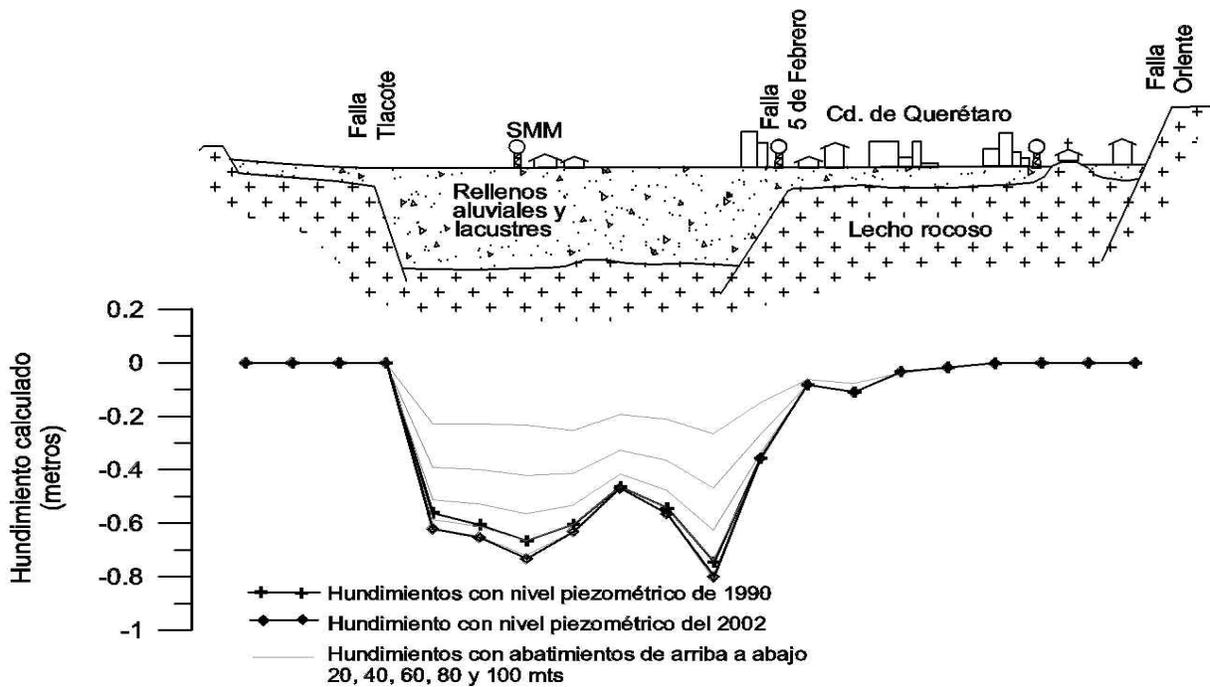
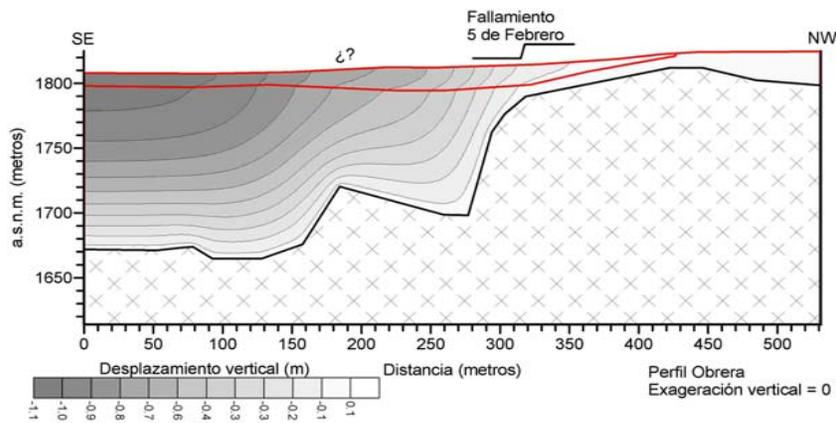
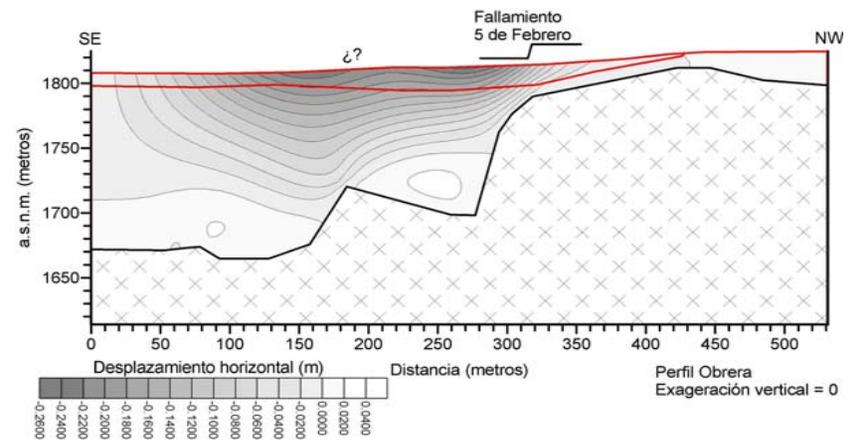


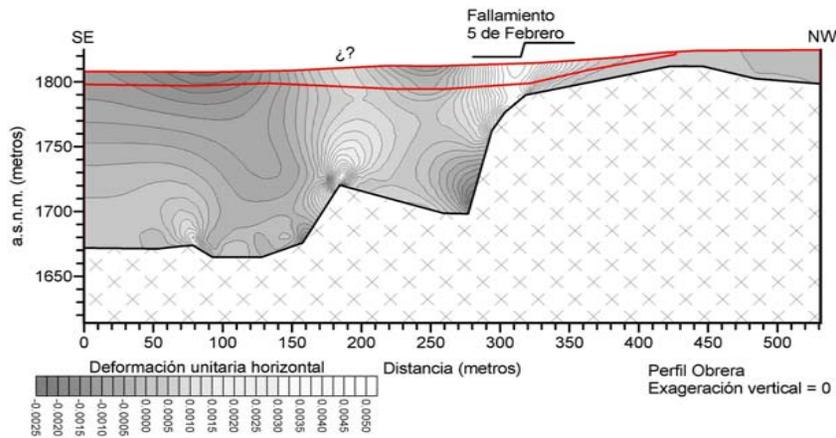
Figura 8.16 Hundimientos calculados para abatimientos del nivel piezométrico de 20, 40, 60, 80 y 100 mts. Se comparan con los calculados para la piezometría reportada para los años 1990 y 2002. SMM: Santa María Magdalena. En todos los casos se consideró un nivel piezométrico inicial en la superficie.



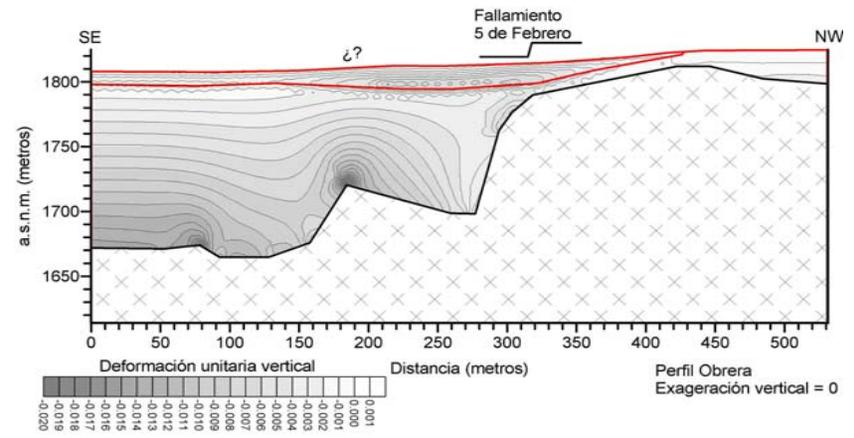
(a)



(b)



(c)



(d)

Figura 8.18 Resultados del análisis de deformaciones en la sección bicapa del subsuelo del perfil Obrera. (a) Desplazamiento vertical, (b) Desplazamiento horizontal, (c) Deformación horizontal, y (d) Deformación vertical. El estrato superficial correspondiente a la unidad Q Al es el que se indica enmarcado con la línea roja. Los signos de interrogación indican un punto en donde se presentan deformaciones de extensión, pero sin embargo, no se han observado agrietamientos en campo.

Debido a que las deformaciones horizontales se asocian directamente con los agrietamientos resultan de particular interés estos resultados. En las figuras 8.17 a 8.27 se muestran las deformaciones horizontales que se presentan en las secciones del subsuelo de los perfiles indicados en la figura 8.15. El cálculo fue realizado para un drenado completo de la masa de suelo.

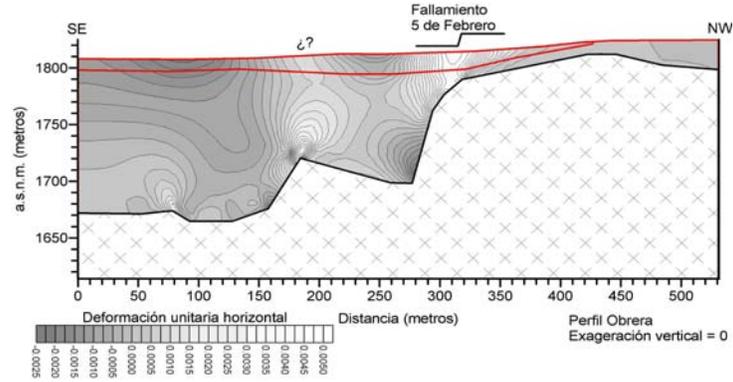


Figura 8.19 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Obrera.

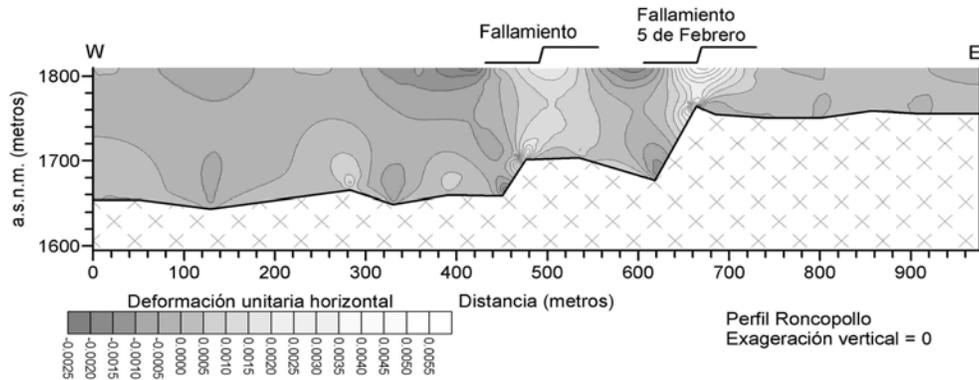


Figura 8.20 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Roncopollo.

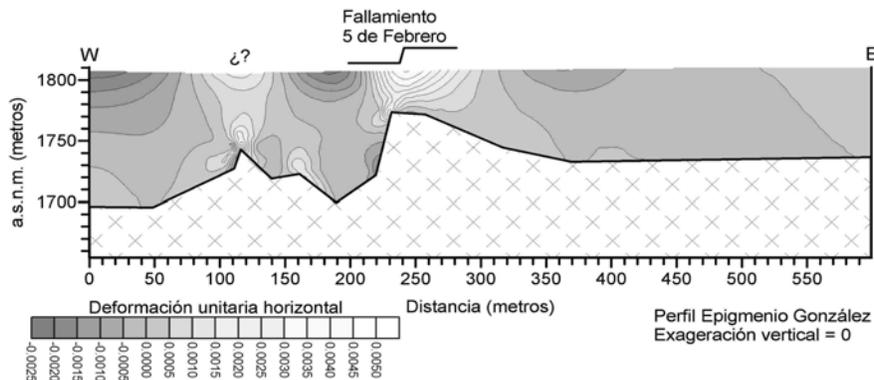


Figura 8.21 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Epigmenio González.

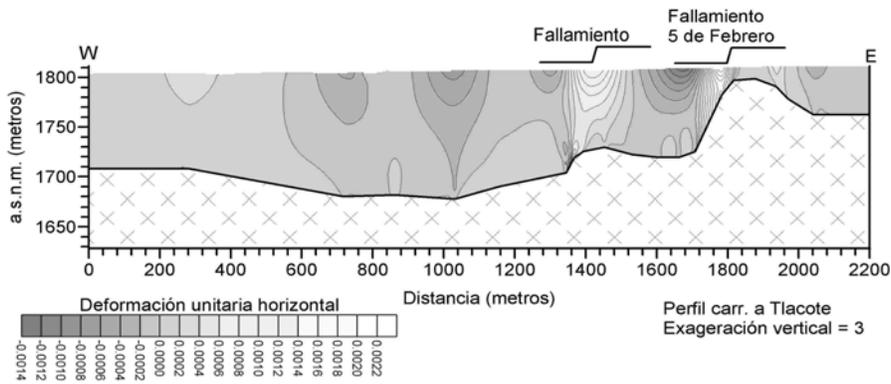


Figura 8.22 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Tlacote.

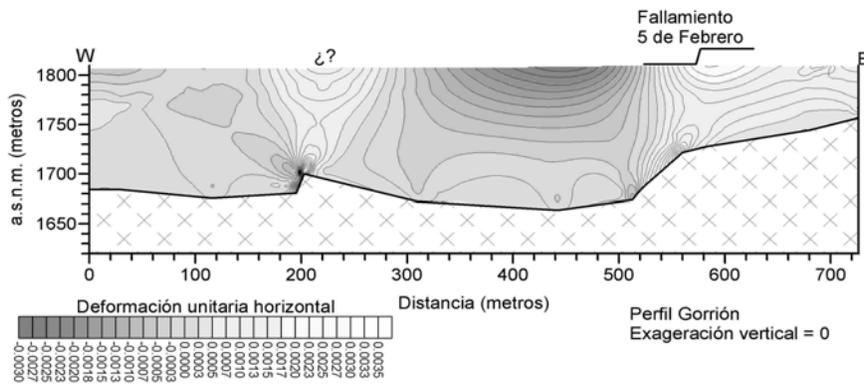


Figura 8.23 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Gorrión.

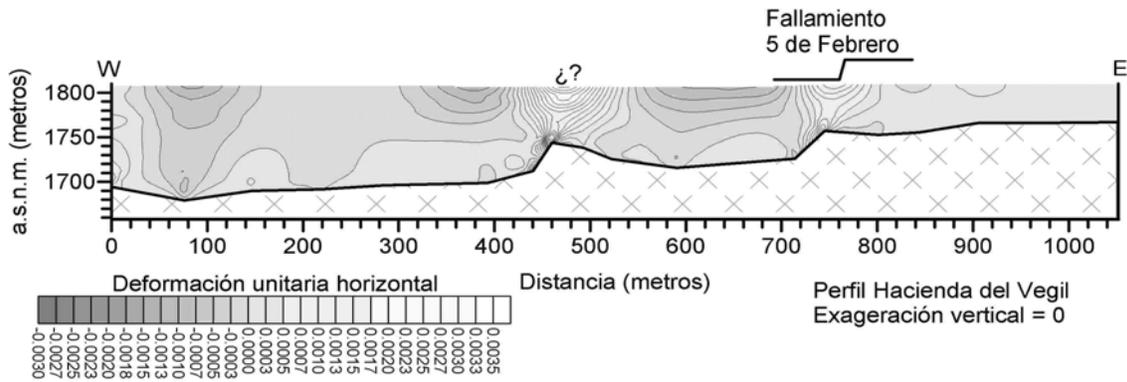


Figura 8.24 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Hacienda del Vegil.

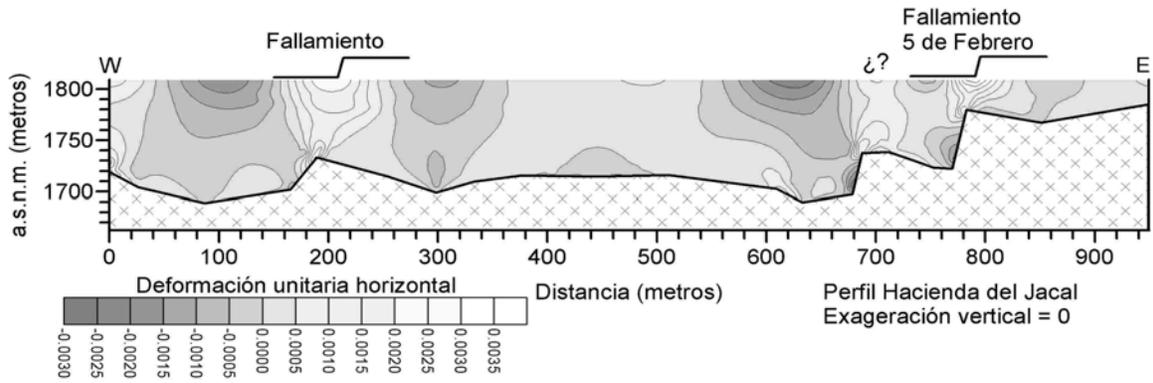


Figura 8.25 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Hacienda del Jacal.

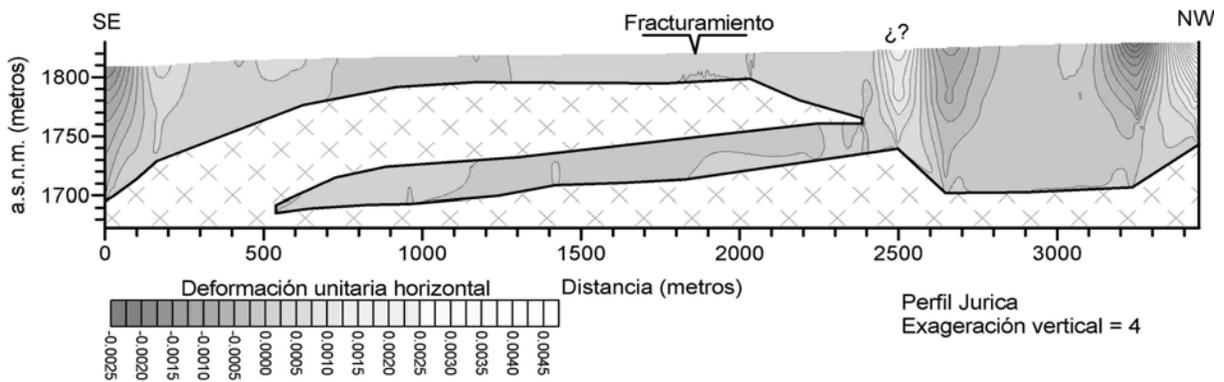


Figura 8.26 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Jurica.

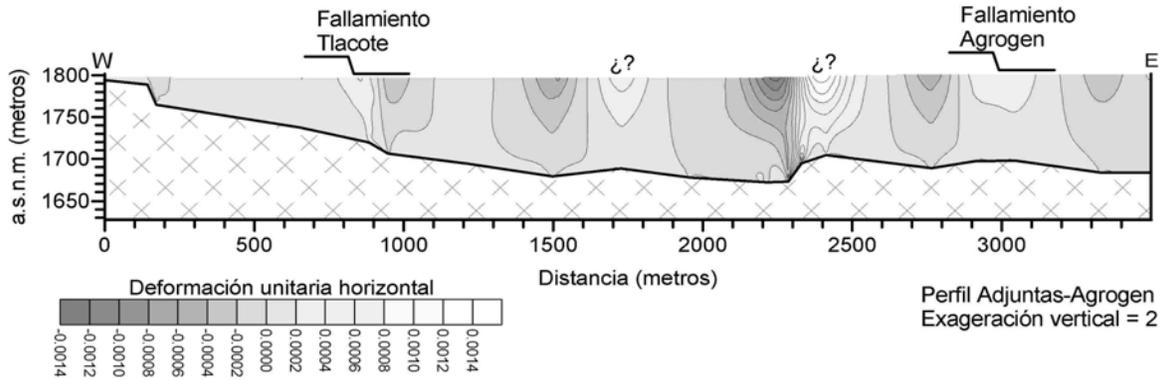


Figura 8.27 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Adjuntas-Agrogen.

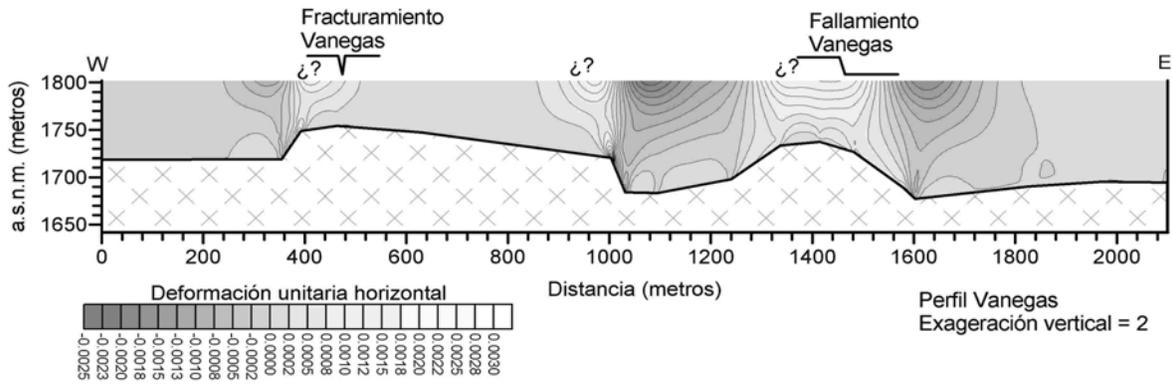


Figura 8.28 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Vanegas.

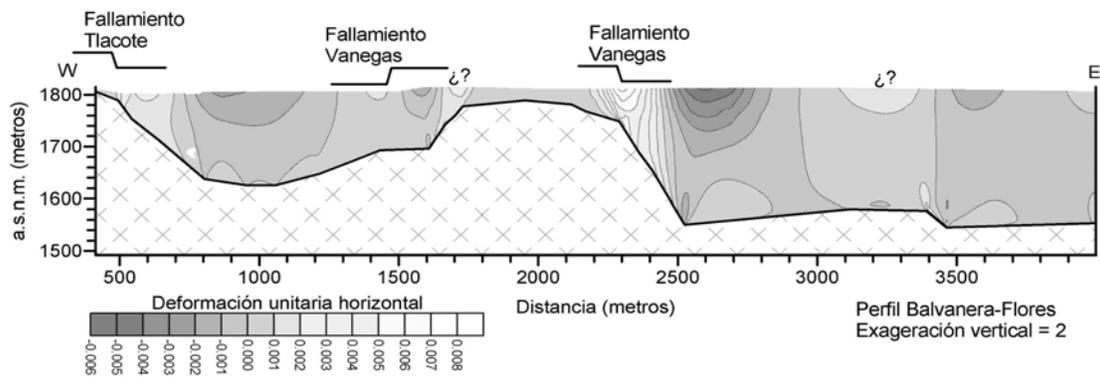


Figura 8.29 Deformación horizontal en la sección del subsuelo del perfil Balvanera-Las Flores.

Uno de los resultados aporta elementos para entender mejor el origen de los fallamientos. La distribución de esfuerzos de cortante muestra que en las zonas donde se han desarrollado los fallamientos los valores de este esfuerzo son cero o muy cercanos a ello. Algunos autores (p. e. Holzer, 1984) explican el desplazamiento vertical en el plano de ruptura de los fallamientos como consecuencia de un esfuerzo de cortante. Los resultados obtenidos sugieren que en general los fallamientos y agrietamientos se producen por esfuerzos horizontales de tensión y no de cortante. De acuerdo con la fenomenología explicada en el capítulo seis el desplazamiento vertical en el plano de ruptura de los fallamientos, que se manifiesta en superficie como un escarpe, parece ser el resultado del hundimiento diferencial que se intensifica justo donde la profundidad del lecho rocoso varía de manera más rápida. La figura 8.30 muestra la distribución de esfuerzos de cortante para el perfil Tlacote

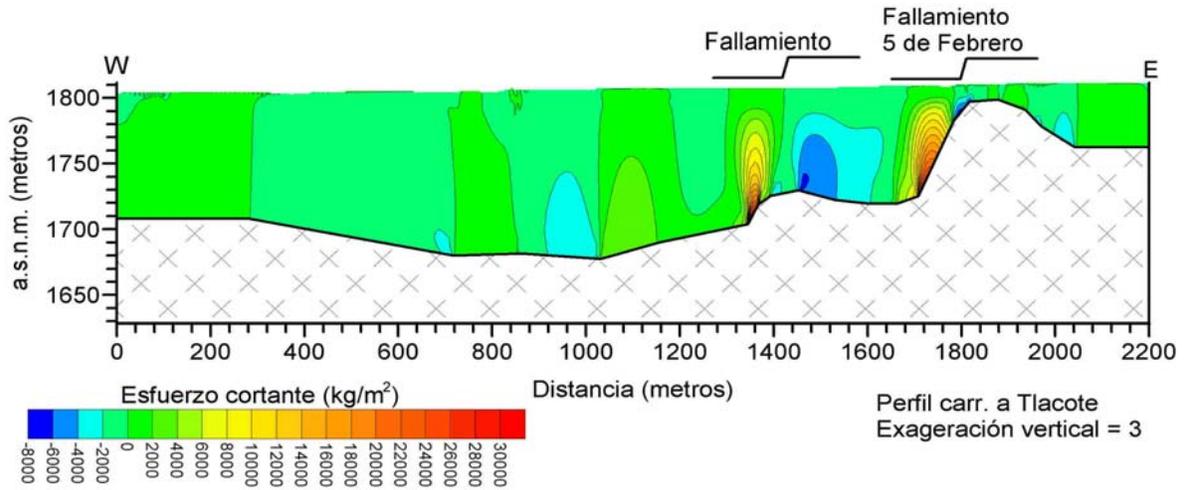


Figura 8.30 Distribución de esfuerzo cortante. De arriba abajo: Perfil Epigmenio González, Tlacote y Gorrión. (figura por adaptar a formato de tesis)

8.4 Simulación 2D con Elementos Finitos de secciones sintéticas de generación de agrietamientos.

Con la finalidad de entender la influencia de las variables involucradas en la generación de los agrietamientos, se hizo el análisis paramétrico de deformaciones de las secciones de un acuífero hipotético con un lecho rocoso en forma de escalón (figura 8.29). Se emplearon para la configuración del lecho rocoso, dimensiones similares a las que se han observado en el valle de Querétaro. Se emplearon también propiedades esfuerzo-deformación similares a las de los sedimentos del valle. Se presentan sólo los resultados de las deformaciones horizontales de las secciones por ser las que guardan una relación directa con los agrietamientos.

El análisis de esfuerzos y deformaciones se hizo con las mismas consideraciones realizadas para las secciones de los perfiles de calibración gravimétrica de la sección 8.3, salvo que para el análisis paramétrico se consideró un modelo unicapa, es decir con un solo tipo de sedimentos.

Las variables a considerar en esta configuración son básicamente la profundidad a su respectivos bloques alto y bajo (figura 8.30).

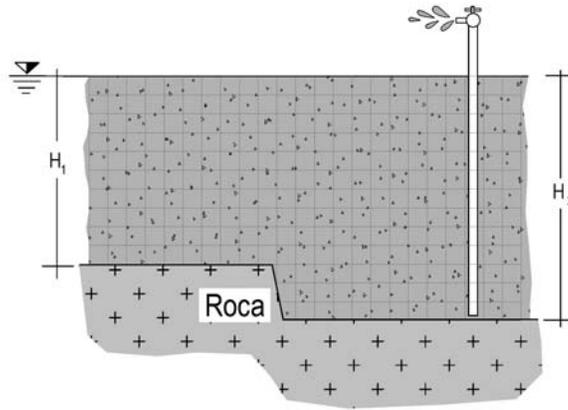


Figura 8.31 Configuración de escalón propuesta como generadora de fallamientos.

El análisis se realizó para diferentes tamaños de escalón y diferentes profundidades del bloque alto. La figura 8.30 muestra la distribución de la deformación horizontal para el caso de un escalón de 10 metros de alto variando la profundidad del mismo.

Para visualizar cual es el efecto de la variación de la profundidad manteniendo el mismo tamaño de escalón en la distribución de las zonas de deformación horizontal, se elaboraron gráficas de la variación de la misma sobre la superficie del acuífero hipotético.

En la figura 8.31 se presenta la variación de la deformación horizontal sobre la superficie para un lecho rocoso de 10 metros de altura, cuando se varía la profundidad a este. Se observa que la intensidad de la deformación no varía con la profundidad al escalón, pero para el mismo escalón a profundidades mayores la deformación horizontal se distribuye a lo largo de una longitud mayor sobre la superficie arriba del bloque alto. Este hecho se usó para relacionar cuantitativamente la profundidad del lecho rocoso con el ancho de influencia. Si para una intensidad de la deformación horizontal se comienza a fracturar la masa de suelo, ese valor será un valor crítico para el tipo de suelo en cuestión.

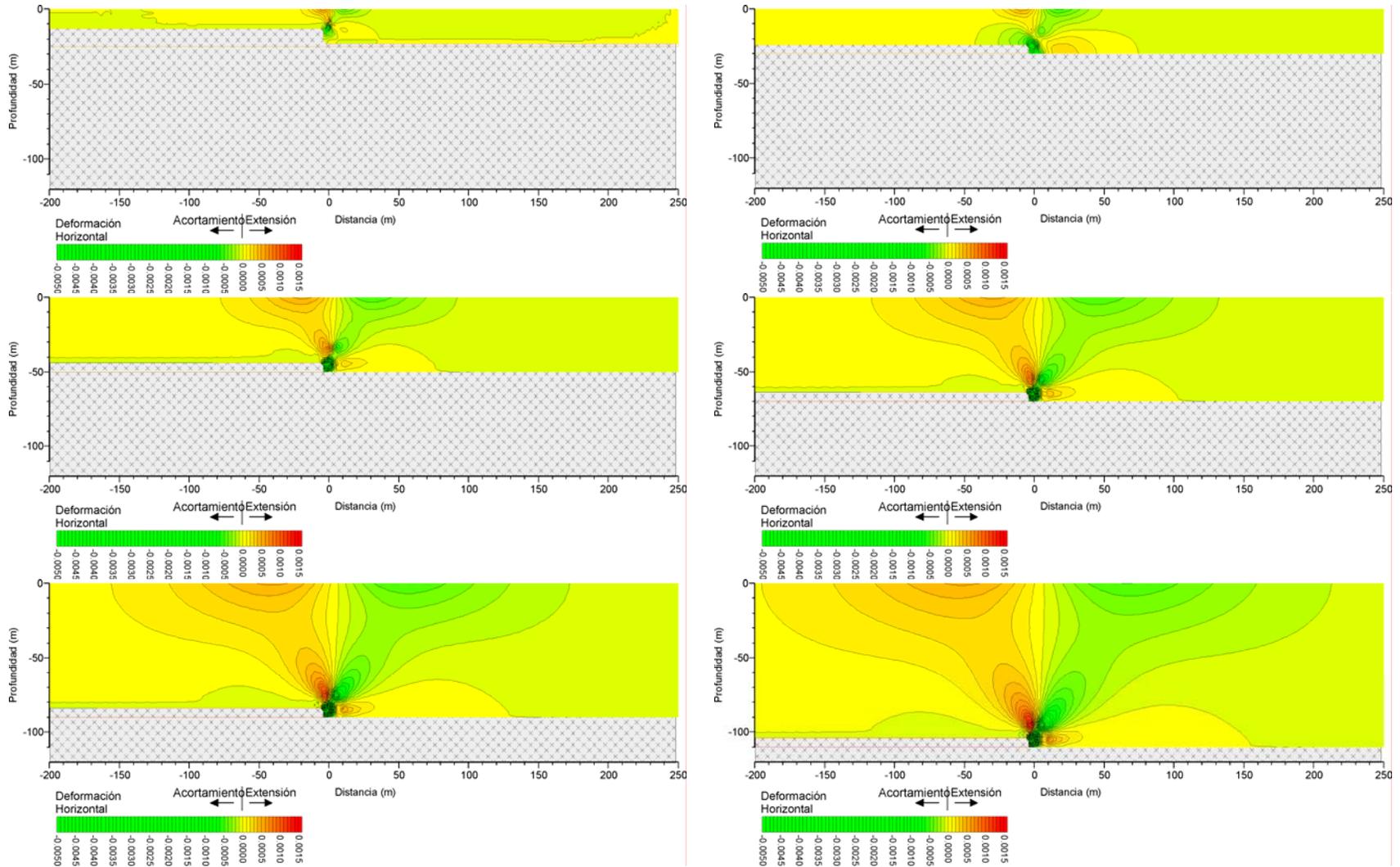


Figura 8.32 Distribución de deformaciones de extensión en una configuración de escalón variando la profundidad y manteniendo constante la altura del escalón.

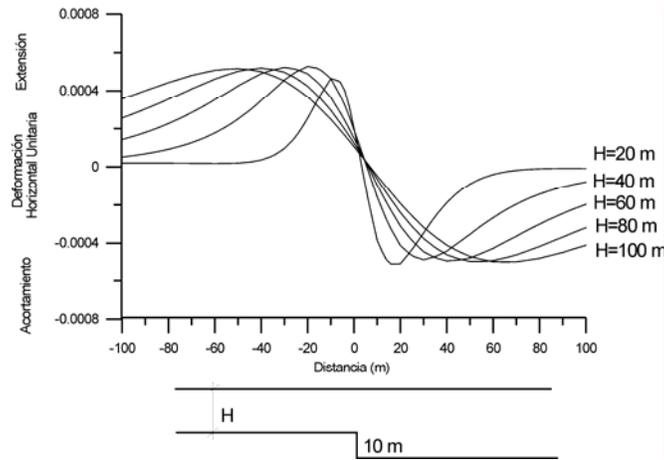


Figura 8.33 Distribución de las zonas de deformación horizontal para un lecho rocoso con forma de escalón de 10 metros de altura variando la profundidad a este y manteniendo constante su tamaño.

Por ejemplo si la deformación crítica es de 0.0004, trazamos una línea horizontal sobre la grafica 8.32 y se tendrá la ubicación y longitud en la superficie en donde se pueden desarrollar deformaciones mayores que la crítica, dicho de otra manera se tiene la ubicación y tamaño de los anchos de influencia del fallamiento que se puede generar con un escalón de 10 metros de altura. De acuerdo con lo anterior el ancho de influencia para un lecho rocoso en forma de escalón de tamaño dado, varía linealmente con la profundidad a que este se encuentre como lo muestra la figura 8.33.

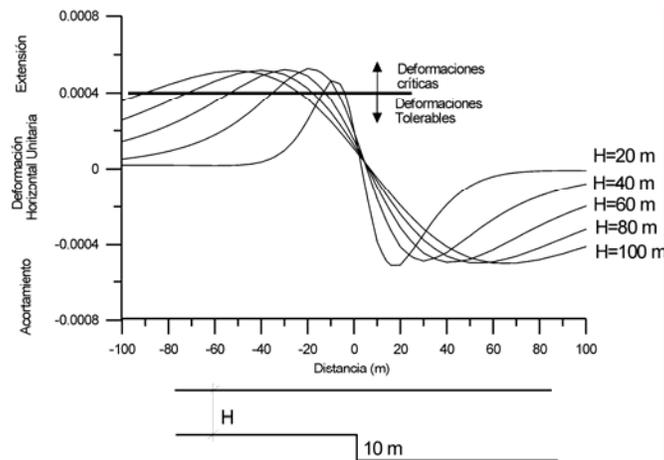


Figura 8.34 Deformaciones críticas para estimar el ancho de influencia de un fallamiento

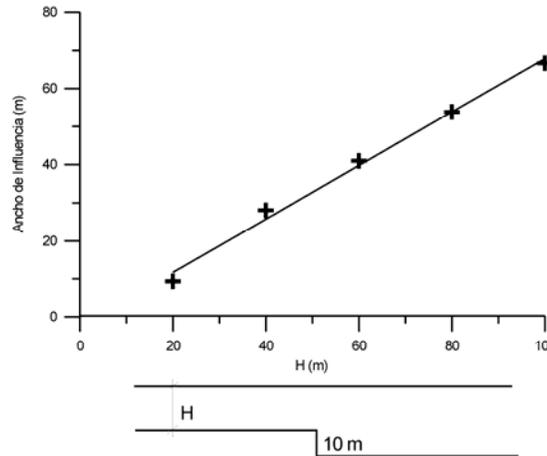
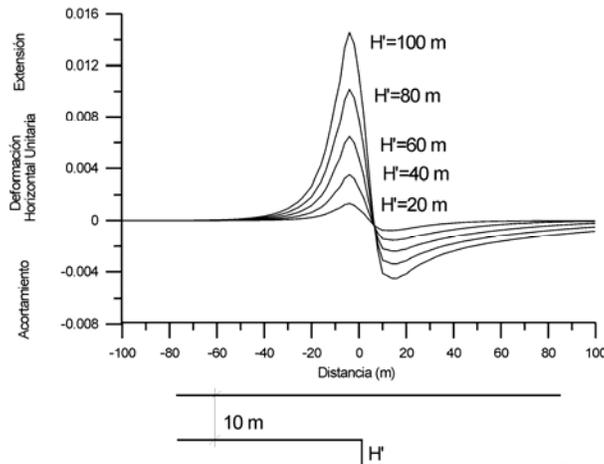


Figura 8.35. Variación del tamaño del ancho de influencia con la profundidad para un escalón de 10 metros de altura.

Por otra parte se encontró que para una misma profundidad, la variación de la intensidad de la deformación horizontal es proporcional a la altura del escalón. Por ejemplo la figura 8.34 muestra como varía la intensidad de la deformación horizontal para un lecho rocoso con forma de escalón si la profundidad a su bloque alto se mantiene constante en 10 metros y la altura del escalón varía.



8.36 Variación de la intensidad de la deformación horizontal en la superficie para un lecho rocoso en forma de escalón, cuando se mantiene constante la profundidad al bloque alto y se varía el tamaño del escalón. (Figura por homogeneizar nomenclatura con tesis)

De la figura 8.34 se pueden sacar algunas observaciones importantes. Por ejemplo si la deformación crítica es 0.004, para la profundidad de 10 metros los escalones con una altura menor de 40 metros no producirán agrietamientos. Si graficamos los valores máximos de la deformación horizontal para cada altura de escalón su comportamiento es el que se muestra en la figura 8.35. Se puede decir entonces que la intensidad de los esfuerzos

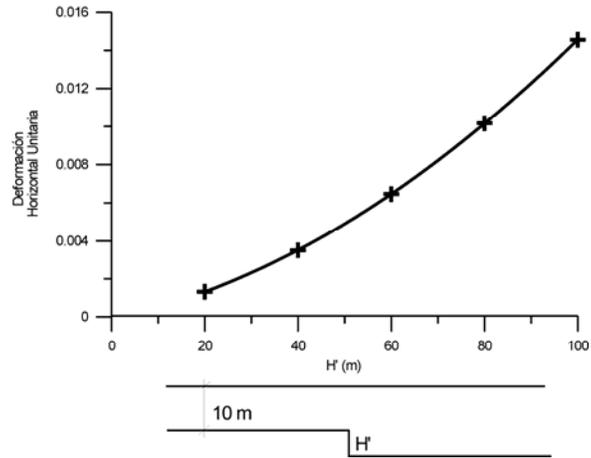


Figura 8.37 Comportamiento de la variación de la deformación horizontal con respecto a la altura del escalón si la profundidad al piso de arriba se mantiene constante en 10 metros.

8.5 Discusión de resultados y comentarios.

Los resultados del análisis de hundimientos calculados con los niveles piezométricos reportados para 1990 y 2002, muestran una configuración similar a los calculados considerando una configuración del nivel piezométrico igual a la topografía superficial, por ejemplo los de la figura 8.13 con abatimientos a 180 y 200 metros. Este comportamiento se observa mejor en la figura 8.16. Esto tiene una implicación de suma importancia: que para las características del acuífero del valle de Querétaro la forma de la piezometría no es factor para que se presenten hundimientos diferenciales del tamaño de los que se producen por efecto del lecho rocoso irregular. La figura 8.4 apoya esto puesto que los agrietamientos no guardan una relación directa con las curvas de la piezometría para los años de 1990 y 2002.

La figura 8.15 muestra los hundimientos calculado para la piezometría de 1990 y 2002 comparados con los hundimientos medidos en 2001 para 112, 206 y 229 días. Los hundimientos medidos de los testigos 2, 3 y 4 de izquierda a derecha no corresponden con los hundimientos calculados, esto se explica porque estos testigos se encuentran sobre la zona de valle de Obrajuelo (figura 6.5), y para el modelo del lecho rocoso no se contó con información de esa área. en todos los demás testigos se puede observar una concordancia cualitativa de la forma de las curvas de hundimientos medidos con calculados. Los hundimientos medidos como se explicó en el capítulo seis parece ser que tienen una componente debida a los cambios volumétricos de la capa arcillosa superficial, la cual añade un error a los datos difícil de estimar. Es de importancia resaltar que sólo se está comparando la forma de la curvas, no es posible compararlas cuantitativamente puesto que las de hundimientos medidos son para un periodo de menos de un año, y las de hundimientos calculados son para el periodo de tiempo comprendido desde que comenzó el fenómeno hasta los años 1990 y 2002, probablemente no menos de 10 y 20 años.

De la misma figura 8.15 es posible estimar el hundimiento que se produjo sobre el perfil de testigos de la figura 6.5 de 1990 a 2002. El máximo hundimiento se produjo en la zona de Santa María Magdalena (SMM) con cerca de nueve centímetros de hundimiento, mientras que en la vecindad de la falla 5 de febrero para el mismo periodo se calculó cerca de siete centímetros.

Estos hundimientos parecen ser pequeños para el periodo de 10 años, pero de acuerdo con las gráficas de hundimientos calculados, estos son mayores para los primeros metros de abatimiento. Por ejemplo se observa que para el abatimiento de los primeros 20 metros, el hundimiento calculado para la zona de SMM fue de cerca de 20 cm., mientras que para los siguientes 20 metros de abatimiento, fue de alrededor de 14 cm., y para los siguientes fue de 11 cm. y 9. Lo anterior tiene otra implicación importante: el valor del hundimiento por metro de abatimiento del nivel de agua, será cada vez menor en el futuro.

De los hundimientos calculados con decrementos de 20 metros en el abatimiento del nivel piezométrico (figura 8.9 a 8.13), se observa que para un abatimiento dado se generan hundimientos mayores en las zonas en donde el lecho rocoso es más profundo, y que a medida que el nivel piezométrico desciende, los hundimientos se detienen por completo en las zonas donde el lecho rocoso ha sido rebasado por el abatimiento y, continúan en donde aún existen sedimentos bajo el nivel del agua. Este comportamiento se observa mejor en la figura 8.16. Esta observación puede explicar la formación de agrietamientos secundarios que se forman hacia las partes más profundas del acuífero: Al agotar su capacidad para

deformarse una zona, el hundimiento diferencial de esta con respecto a otra zona vecina que aún se está hundiendo, se puede intensificar con la consecuente ruptura y generación de un fallamiento.

El movimiento horizontal de las partículas mostrado en la figura 8.14 apoya esta observación, cuando una zona deja de deformarse por haberse drenado completamente, el movimiento horizontal también se detiene en esa zona, pero no en las que aún se están hundiendo, por lo que la deformación horizontal de extensión se intensifica con la consecuente formación de agrietamientos.

Las ecuaciones usadas para calcular los hundimientos figuras (8.9 a 8.13), pueden ser validadas si las observaciones e implicaciones comentadas arriba se pueden observar y medir en el fenómeno real que está ocurriendo en el valle de Querétaro. Desafortunadamente las mediciones que se hicieron en los testigos del perfil regional (figura 6.5) no pudieron continuarse, y es difícil aislar el hundimiento debido a la extracción del agua de los movimientos verticales por efecto de los cambios volumétricos de la capa arcillosa superficial. La instrumentación y medición de movimientos horizontales de la masa de suelo, es aún más difícil de lograrse por su costo económico y las dificultades técnicas que implica cubrir un área tan grande con el detalle que se requiere.

Una validación cualitativa de las ecuaciones es el hecho de que las curvas de hundimientos se alinean con los agrietamientos (figura 8.9 a 8.13) y que los valores más altos de los hundimientos diferenciales corresponden con las zonas de agrietamientos (figura 8.38). En la medida en que se tenga un lecho rocoso definido con mayor precisión la relación deberá ser mayor. Por ejemplo en la zona del fallamiento 5 de Febrero el lecho rocoso fue inferido con mayor definición gracias a los perfiles gravimétricos de calibración (figura 8.17), y la correspondencia de los valores mayores de hundimientos diferenciales corresponden espacialmente con dicho fallamiento.

De los resultados del análisis con elementos finitos (figura 8.18) se observa que los agrietamientos corresponden con las zonas de deformación horizontal de extensión. Las figuras de 8.19 a 8.29 muestran que dichas deformaciones se concentran sobre las irregularidades del lecho rocoso. El análisis paramétrico mostró que la intensidad de la deformación horizontal depende principalmente del tamaño vertical de dicha irregularidad, y que el ancho de la región donde se presentan las deformaciones de extensión, depende principalmente de la profundidad a la que se encuentre la irregularidad del lecho rocoso.

Finalmente la validación cuantitativa de la simulación numérica queda como un trabajo pendiente por no contar con los recursos para la instrumentación del fenómeno o mediante modelos a escala, sin embargo la correspondencia de los agrietamientos con las zonas de hundimientos diferenciales y con las zonas de deformación de extensión validan cualitativamente la simulación del fenómeno realizada en este trabajo.

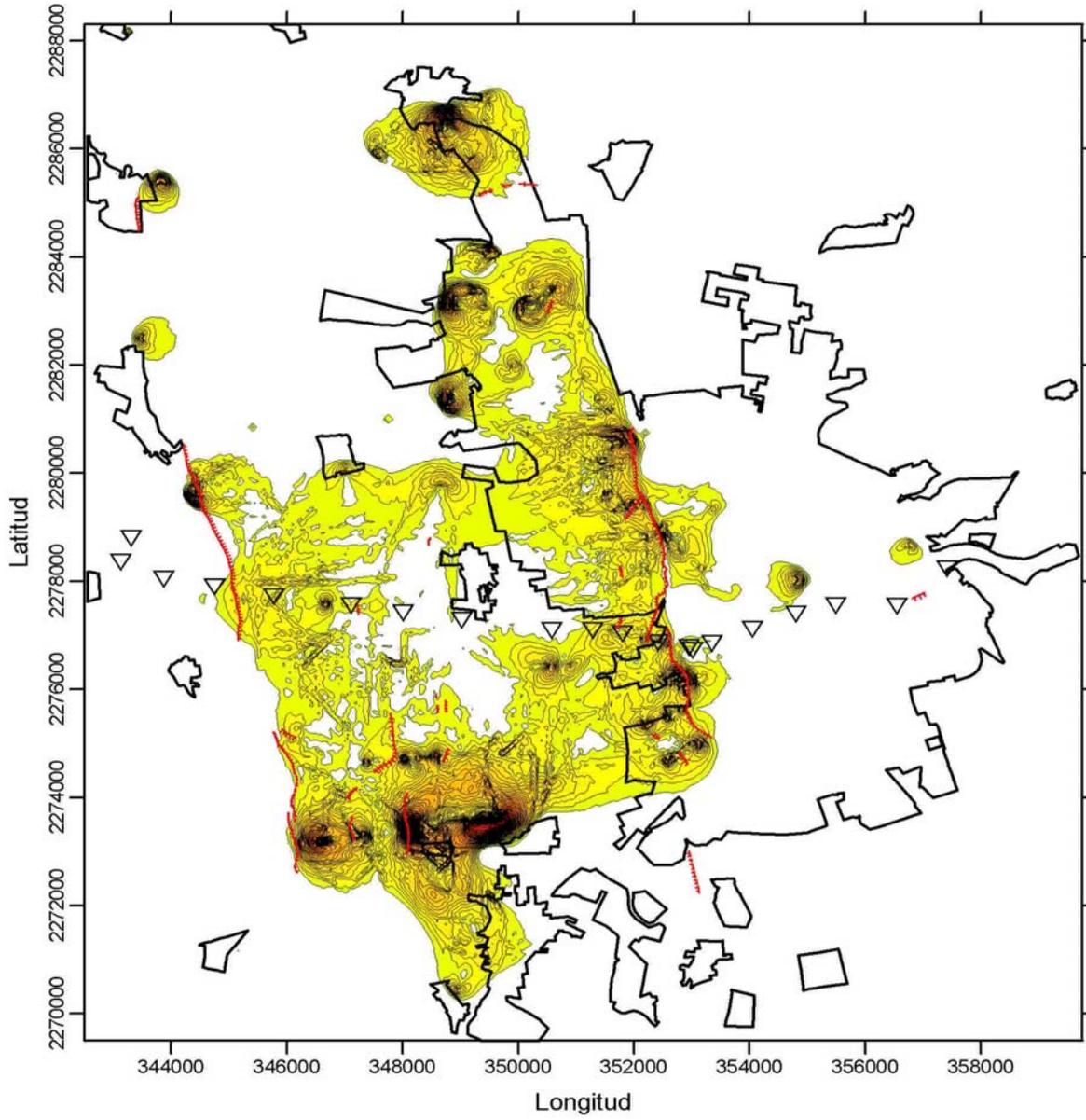


Figura 8.38 Hundimientos diferenciales del valle de Querétaro para un abatimiento de 200 metros. Los tonos rojos representan los valores más altos.

CAPÍTULO 9 CONCLUSIONES Y PERSPECTIVAS

9.1 Resultados generales

Al final de cada capítulo se hizo una discusión de los elementos más importantes y de los resultados obtenidos, por lo que se presentan a manera de resumen los resultados que se consideran más importantes de este trabajo.

Con base a la gravimetría se identificó la zona de espesores de sedimentos más potentes la cual, de acuerdo a una serie de nivelaciones regionales, es la zona de hundimientos en el valle. A esta región se le denominó Fosa Querétaro y está delimitada por las Fallas 5 de Febrero y Tlacote (Aguirre-Díaz et al. 2002). Dentro de la Fosa Querétaro se presenta el fenómeno de agrietamientos, que de acuerdo con la gravimetría se asocia espacialmente con estructuras geológicas en el piso rocoso del acuífero.

Se diferenciaron dos tipos de agrietamientos causados por la subsidencia de acuerdo con su morfología. Las grietas que presentan desplazamiento vertical en su plano de ruptura (fallamiento), y las fracturas que aún no presentan este tipo de desplazamiento (fracturamiento).

Fueron identificadas tres configuraciones del lecho rocoso como generadoras de agrietamientos: escalón, talud en el borde de la fosa Querétaro y protuberancia basal. Las mediciones gravimétricas y las observaciones de campo sugieren que los fallamientos se asocian a las dos primeras y los fracturamientos a la última.

Se observó una asociación espacial entre los fallamientos del valle y los máximos locales del gradiente de la anomalía residual gravimétrica. Este hecho fue utilizado para proponer una forma cualitativa de ubicar espacialmente los sitios con potencial de que se desarrollen fallamientos en el futuro.

La revisión de la fenomenología de la subsidencia para una zona con las características del valle de Querétaro (acuífero libre, acuitados pequeños en número y tamaño, rellenos permeables deformables) condujo a la formulación de los conceptos de *peso volumétrico aparente* y el de *incremento aparente del peso volumétrico*, que sirvieron para una modelación numérica simplificada del fenómeno, y en concordancia con las características propias del valle.

Los mapas de hundimientos calculados, y la piezometría reportada, sugieren que el proceso de hundimientos por pérdida de sustentación hidráulica ha llegado a su fin en algunas zonas del valle, por lo que los hundimientos que se siguen observando (evidenciados por crecimiento del escarpe de los fallamientos) se explican como una deformación de tipo *creep*, causada por la permanencia del incremento de esfuerzos efectivos.

El análisis de esfuerzos de las secciones del subsuelo de las zonas de calibración gravimétrica, reveló que los agrietamientos se generan por esfuerzos de tensión horizontal, tanto los fallamientos como los fracturamientos.

Los resultados del análisis paramétrico sugieren que la intensidad de los esfuerzos que producen agrietamientos depende principalmente del tamaño vertical de la irregularidad en el lecho rocoso, y que el *ancho de influencia* del agrietamiento depende de la profundidad a la que se encuentre la irregularidad del lecho rocoso.

Finalmente, el objetivo principal de la tesis se cumple parcialmente debido a que sólo se logró ubicar los agrietamientos espacialmente, la ubicación temporal del fenómeno requiere de una mayor instrumentación para su entendimiento y se deja como una línea de investigación futura, lo mismo que la validación cuantitativa de las expresiones propuestas para el cálculo de hundimientos, ya que sólo se pudo validar cualitativamente a través de observaciones y no de mediciones.

9.2 Conclusiones generales

El fenómeno de subsidencia y generación de agrietamientos por extracción de agua subterránea, es un problema que, por su complejidad debe ser estudiada desde un punto de vista multidisciplinario, involucrando disciplinas como la geodesia, geología, geofísica, geotecnia y geohidrología.

El objetivo principal de este trabajo fue el de implementar una metodología que permitiera predecir el fenómeno, principalmente los agrietamientos, de manera económicamente factible y con la precisión suficiente para su utilización en la toma de decisiones en cuestiones de desarrollo urbano.

Este objetivo se logró parcialmente trabajando dos líneas: Una cualitativa haciendo uso de la relación espacial entre el máximo local del gradiente de la anomalía gravimétrica y los fallamientos, y otra cuantitativa haciendo un análisis de deformaciones de la masa de suelo que se está drenando, tomando en cuenta la frontera rígida que representa el lecho rocoso que le subyace a los sedimentos deformables. Las dos líneas se complementan y juntas conforman una metodología que resuelve parcialmente el problema, la metodología permite ubicar espacialmente los sitios con potencial para que se desarrollen agrietamientos. La metodología se resume en el diagrama de flujo de la figura 9.1

Se propuso el empleo de la asociación espacial entre los fallamientos y los máximos locales del gradiente horizontal de la anomalía como una herramienta para zonificar cualitativamente las zonas con potencial de generación de fallamientos. Cubriendo la zona de estudio con mediciones gravimétricas homogéneamente distribuidas es posible elaborar un mapa del gradiente de la anomalía residual. Las zonas del mapa con valores del gradiente cercanos o mayores a los identificados como asociados a fallamientos, serán zonas con el potencial más alto de que se presenten el fenómeno.

Los mapas del gradiente constituyen un elemento de partida importante para la zonificación del riesgo de generación de agrietamientos por subsidencia. Esta se considera una línea de investigación prometedora y con pertinencia con las necesidades de muchas ciudades en expansión que son afectadas por el fenómeno.

La modelación del fenómeno permite definir con mayor precisión las zonas con potencial de que se generen agrietamientos, identificando estas zonas como las regiones donde se concentran las deformaciones de extensión. Los resultados encontrados en este trabajo sugieren que si se conoce con precisión la geometría del lecho rocoso, las diferentes fronteras de los estratos de sedimentos y sus propiedades geomecánicas es posible predecir espacialmente el fenómeno con la precisión que se requiere para la planeación urbana.

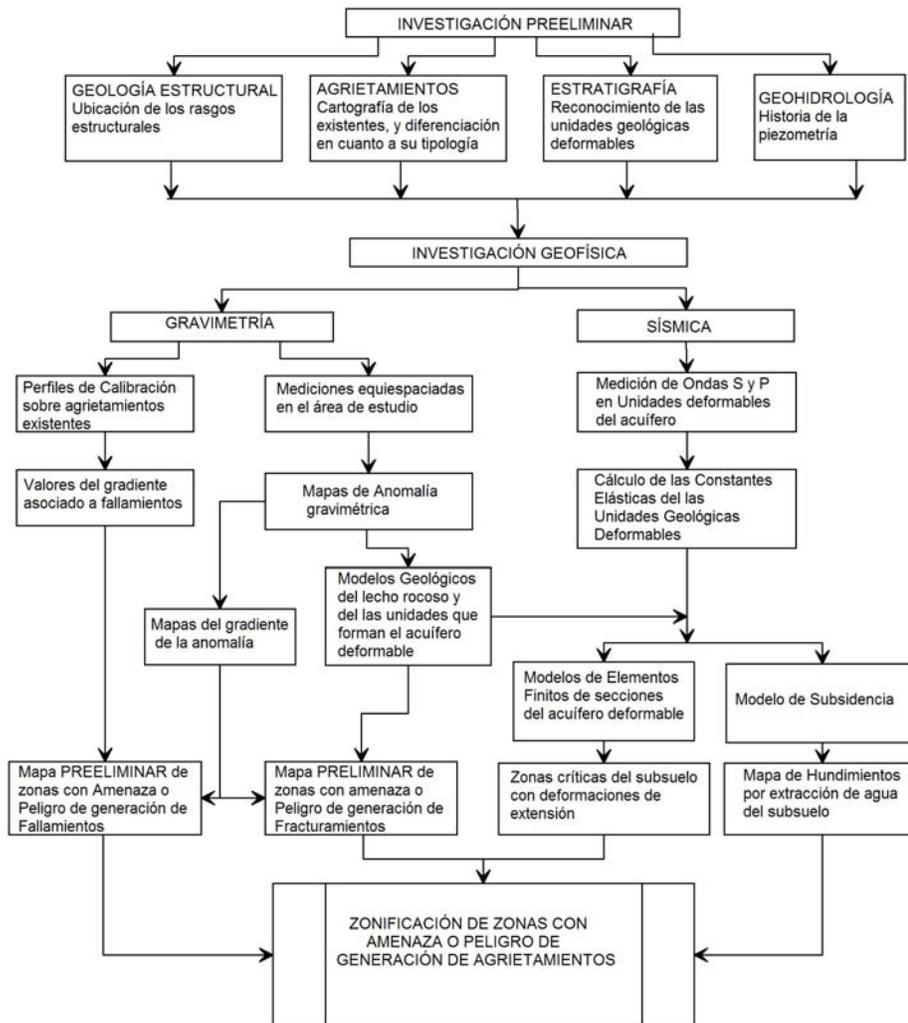


Figura 9.1 Diagrama de flujo que muestra la metodología para zonificar las zonas con potencial de que ocurran agrietamientos.

9.3 Perspectivas

Al realizar este trabajo se identificaron otras líneas de investigación con posibilidad de aportar nuevos elementos para lograr el objetivo final de esta tesis: la predicción espacial y temporal. Se mencionan a continuación las más relevantes:

- La implementación del método de Análisis Espectral de Ondas de Corte (SASW por sus siglas en inglés), con la finalidad de obtener perfiles de velocidades de propagación de la onda elástica a profundidades de hasta 60 metros midiendo en superficie “ruido” ambiental. Los datos se emplearían para estimar las propiedades esfuerzo-deformación de los materiales a esa profundidad y para delinear con mayor precisión el lecho rocoso somero.
- La inclusión de la implementación del método de refracción de *microtremors*, para la identificación de agrietamientos incipientes que pueden no ser visibles a simple vista en superficie.
- El cálculo del factor de proporcionalidad para pasar de módulos elásticos dinámicos a estáticos en suelos con las características de la zona de subsidencia de México, midiendo sobre el mismo tipo de suelo en campo con equipo de refracción o georadar y en laboratorio con pruebas triaxiales.
- La validación cuantitativa de las expresiones propuestas en esta tesis para el cálculo de los hundimientos, a través de trabajo experimental en modelos analógicos a escala, o instrumentación de una zona con las características del valle de Querétaro, pero donde el fenómeno no se halla desarrollado en su mayor parte.
- La determinación cuantitativa de los anchos de influencia de los agrietamientos para formas del lecho rocoso reales integrando criterios de falla del suelo.
- La definición del modelo reológico adecuado para modelar el fenómeno, considerando las variables tales como heterogeneidad de los materiales y la escala espacial y temporal en que se desarrolla el fenómeno, o en su caso proponer uno adecuado a la fenomenología del proceso de subsidencia.

El tema de investigación y los objetivos generales de esta tesis, surgió de la gran necesidad de una metodología con sustento, para definir las zonas con riesgo de que en un futuro se presente el fenómeno de agrietamiento en los valles que presentan subsidencia. La metodología ya ha sido implementada en otros valles arrojando resultados satisfactorios, por lo que su difusión y comercialización parece ser el siguiente paso.

ANEXO A FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LOS MÉTODOS GEOFÍSICOS USADOS.

A.1 Fundamentos teóricos del método gravimétrico

La teoría de la exploración gravimétrica se basa en la expresión de la primera ley de Newton, la cual da la relación para encontrar las fuerzas de atracción entre dos partículas en términos de su masa y su separación. La ley dice que para dos partículas de masa m_1 y m_2 , respectivamente, ambas con dimensiones muy pequeñas comparadas con la separación r de sus centros de masa, serán atraídas la una a la otra con una fuerza igual a:

$$F = G \frac{m_1 m_2}{r^2} \quad (A.1)$$

Donde G es la constante gravitacional universal, en el Sistema Internacional de medidas $G = 6.67 \times 10^{-11} \text{ Nm}^2/\text{kg}^2$. F es la fuerza en Newtons que será ejercida entre dos masas de un kilogramo cada una con centros de masa separados un metro de distancia.

La aceleración de un punto de masa m_2 debido a la atracción de un punto de masa m_1 alejado a una distancia r puede ser obtenido dividiendo la fuerza de atracción “ F ” por la masa m_2

$$a = \frac{F}{m_2} = G \frac{m_1}{r^2} \quad (A.2)$$

La aceleración es la cantidad convencional para medir el campo gravitacional actuante en algún punto, debido a que es independiente de la masa sobre la que actúa,

En el SI, las unidades de la aceleración son metros por segundo cuadrado (m/s^2).

Para estudios geofísicos una aceleración de 1 cm/s^2 es llamada un gal. La aceleración de la tierra en la superficie es de aproximadamente 9.8 m/s^2 , ó 980 gal . En trabajos de exploración gravimétrica se hacen mediciones de diferencias de aceleración del orden de un diezmillonésimo o menos del campo gravitacional terrestre; para fines prácticos, en trabajos donde se manejen datos gravimétricos obtenidos en estudios geofísicos se usa como unidad el miligal ($1 \text{ mgal} = 1/1000 \text{ gal}$). Otra unidad menos usada es la unidad gravimétrica (gravity unit) $gu = 10^{-6} \text{ m/s}^2 = 0.1 \text{ mgal}$.

En la mayoría de los estudios gravimétricos la cantidad observada realmente no es la atracción gravitacional de la tierra, lo que se mide y observa son las variaciones del campo gravitacional terrestre de un punto a otro, tales diferencias laterales pueden ser medidas más fácilmente que el campo gravitacional total.

Como las mediciones tomadas en trabajos de exploración muestran solamente diferencias en la gravedad de un lugar a otro, la atracción de la tierra es significativa solamente en la medida en que esta varíe lateralmente sobre la superficie. Tal variación deberá ser tomada en cuenta en la evaluación del efecto gravitatorio de cuerpos sepultados que son geológicamente significativos.

Si la tierra fuera una esfera perfecta, de material homogéneo y además no rotara, la atracción en la superficie del planeta sería la misma en cualquier lugar y no afectaría las lecturas de los gravímetros, los cuales miden únicamente diferencias en la aceleración entre

un lugar y otro. Pero como la tierra tiene un movimiento de rotación (y debido a esto una fuerza centrífuga es impuesta a la atracción gravitacional), es esferoidal (está achatada en su polos) y tiene irregularidades laterales en la densidad del subsuelo, entonces el valor de la gravedad depende de la latitud, la elevación, la topografía y de los movimientos de marea, así como de los cambios laterales en la densidad del subsuelo.

Las variaciones en la atracción gravitacional no asociados con rasgos geológicos pueden ser predichos con un alto grado de precisión.

A.1.1 Efecto de la latitud y la forma esferoidal de la tierra en el campo gravitacional

Se han hecho aproximaciones con expresiones teóricas para describir la forma de la tierra. La que más se ajusta es una que corresponde a un elipsoide con el eje radial mayor en el ecuador y un aplanamiento en el eje polar. En 1967 la International Association of Geodesy reconoció los valores de 6 378 160 metros para el eje radial del elipsoide y un achatamiento en los polos de 1/298.247.

Con base al elipsoide de 1967 se dedujo una fórmula de la gravedad normal a nivel del mar en función de la latitud y tomando en cuenta el efecto de la fuerza centrífuga que se origina por la rotación de la tierra. La fórmula es la que se usa para cuestiones de exploración gravimétrica y es conocida como la fórmula de gravedad de 1967, o fórmula de gravedad relativa al elipsoide de 1967 (Dehlinger, 1978). La expresión es la siguiente:

$$g_{\phi 1967} = 978031.85 \left[1 + (0.0053024 \text{sen}^2 \phi) - (0.00000587 \text{sen}^2 2\phi) \right] \text{ mgal} \quad (\text{A.3}).$$

Donde ϕ es la latitud de la estación gravimétrica.

Un concepto importante en la reducción y corrección de datos gravimétricos es el de geoide. El geoide es una superficie definida por el nivel medio del mar alrededor de todo el planeta. Si se eliminaran todas las masas continentales por encima del nivel medio del mar, y se rellenaran las zonas que se encuentran por debajo del nivel del mar, se tendría la forma real del geoide. Las elevaciones del terreno hacia dentro de los continentes son referenciadas al geoide.

Una anomalía gravimétrica se define como la diferencia entre el valor de la gravedad reducida a un datum (comúnmente el nivel del mar) menos el valor de la gravedad predicho con un modelo dado de la tierra para el mismo sitio. Para nuestros fines usaremos el valor que se obtiene al aplicar la fórmula de gravedad de 1967.

Las siguientes correcciones son normalmente aplicadas a las lecturas del instrumento para obtener un valor observado de la gravedad (g_{obs}):

1. Calibración (conversión de las unidades del instrumento a mgal).
2. Corrección por mareas.
3. Corrección por deriva del instrumento.
4. Ligar los datos a una base de gravedad absoluta (cuando se quiere combinar datos de varios estudios).

Hechas estas correcciones a los datos de campo se procede a hacer las reducciones con el fin de eliminar el efecto de altitud y el efecto de la masa entre el punto medido y la altura

media del mar para obtener la gravedad al nivel del geoide y poderla comparar con la teórica dada por la fórmula de gravedad de 1967.

A.1.2 Reducción de aire libre

La reducción de aire libre es la compensación que hay que hacer a los datos, por efecto de la variación de la altitud para encontrar el valor del campo gravitacional a nivel del datum., se suma a la gravedad observada si el punto de medición está sobre el datum y se resta se está bajo este.

La reducción de aire libre (g_{FA}) se basa en el hecho de que la atracción gravitacional de la tierra puede ser considerada uniforme si toda la masa del planeta se idealiza concentrada en su centro. Si tomamos mediciones en diferentes puntos, cada uno de ellos con elevaciones distintas, nos estamos acercando o alejando del centro de la tierra y por consecuencia la distancia entre las dos masas involucradas (la tierra y el gravímetro) varía y con esto aumenta o disminuyen los valores medidos de la aceleración gravitacional. Las expresiones de la ley de Newton permiten determinar cuanto aumenta o disminuye la aceleración de la gravedad con los cambios en la altitud de los sitios de las estaciones gravimétricas.

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(G \frac{m}{r^2} \right) h = - \frac{2Gm}{r^3} h$$

Para fines prácticos se emplea:

$$g_{FA} = 0.3086h \quad (\text{mgal}) \quad (\text{A.4})$$

Donde h es la altura, expresada en metros, sobre o bajo el nivel del mar según se el caso.

A.1.3 Reducción de Bouguer

La gravedad se incrementa por la atracción de la masa que hay entre la elevación del punto de medición y la elevación del datum. La componente vertical de la atracción que ejerce esta masa es la reducción de Bouguer, la cual es sustraída de la gravedad observada para reducir los datos a valores de gravedad a nivel del mar

La reducción producida por la masa sobre la altura del nivel del mar puede ser calculada por tres diferentes formas: Una, la reducción simple de Bouguer, en la cual la masa arriba del nivel del mar es representada por una losa horizontal de ancho y largo infinito cuyo espesor es la altura del estación arriba del datum. Dos, la reducción de Bouguer con corrección por terreno, en la cual la superficie superior de la losa horizontal tiene la forma del terreno circundante a la estación. Y tres la reducción extendida de Bouguer, que considera una losa cuya superficie superior tiene la forma del terreno y además se toma en cuenta la curvatura de la tierra. Esta última se usa para estudios de la forma del geoide, por lo que no será abordada en este trabajo.

A.1.4 Reducción simple de Bouguer.

La reducción simple de Bouguer (g_{BS}), es obtenida sustituyendo el efecto gravitatorio de una losa horizontal infinita de la gravedad observada. Para una losa con densidad constante podemos determinar su efecto con:

$$g_{BS} = G\rho \int_0^{2\pi} \int_0^h \int_0^{\infty} \frac{z \mathbf{r}}{(\mathbf{r}^2 + z^2)^{3/2}} d\mathbf{r} dz d\theta \quad \text{Integrando la expresión:}$$

$$g_{BS} = 2\pi G\rho h$$

Para fines prácticos se usa:

$$g_{BS} = 0.0419\rho h \text{ mgal} \quad (\text{A.5})$$

En donde h es el espesor de la losa en metros (la elevación de la estación sobre el datum), (Fig. A.1)

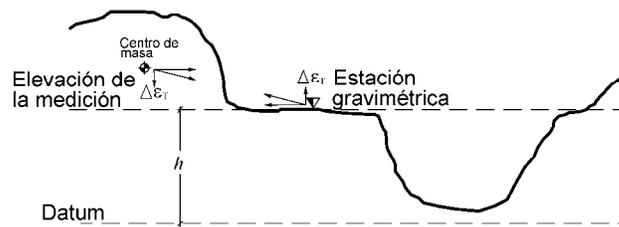


Figura A.1 Esquema para la reducción de Bouguer. Para la reducción simple se determina el efecto de la losa infinita de espesor h ; para la reducción del efecto del terreno se determina el “ $\Delta\varepsilon_T$ ” del volumen de masa arriba del nivel de la estación, así como el “ $\Delta\varepsilon_T$ ” de los vacíos abajo del nivel de la estación.

A.1.5 Reducción completa de Bouguer

La reducción completa de Bouguer (g_{BT}), se obtiene sustrayendo el efecto de una losa horizontal infinita cuya superficie superior tiene la forma del terreno. La corrección es aplicada para restar los efectos de la topografía circundante al punto de medición, usualmente es calculada hasta una distancia donde la curvatura de la tierra es insignificante.

La reducción (g_{BT}) consiste simplemente en restarle al efecto de la losa de la reducción simple de Bouguer (g_{BS}), una corrección por terreno “ ε_T ”, la cual toma en cuenta las irregularidades de la topografía de la zona.

$$g_{BT} = (g_{BS}) - \varepsilon_T \quad (\text{A.6})$$

La corrección por terreno siempre se suma a la gravedad observada (restándose al efecto de losa) debido a que el terreno con elevación mayor que la de la estación, ejercen una componente de atracción gravitacional vertical hacia arriba sobre el punto de medición, haciendo que la gravedad observada sea menor. Para terrenos más bajos que la estación, ha sido ya restado el efecto de una masa igual al volumen que hay entre el plano horizontal a una altitud igual a la de la estación y la superficie del terreno, cuando se sustrajo el efecto de la losa (g_{BS}), debiendo entonces ser compensado (figura A.1); es decir debemos de sumar el efecto de las partes bajas que se eliminó con la reducción simple de Bouguer (g_{BS}) las cuales no contribuyen a aumentar la aceleración gravitacional en la estación.

El procedimiento clásico para calcular la atracción producida por segmentos de un cilindro con la estación en su eje (figura A.2), consiste en dividir el cilindro en segmentos de tal forma que para cada cilindro se determina su altura promedio “ Δh ”, que es la diferencia entre el nivel de la estación y la elevación promedio dentro del segmento. La corrección por

terreno correspondiente a cada segmento del cilindro con radio interior y exterior r_1 y r_2 , y altura Δh , y definido entre θ_1 y θ_2 se puede escribir como:

$$\Delta\varepsilon_T = G\rho \int_{\theta_1}^{\theta_2} \int_0^{\Delta h} \int_{r_1}^{r_2} \frac{zr}{(r^2 + z^2)^{3/2}} dr dz d\theta \quad (A.7)$$

Integrando se obtiene:

$$\Delta\varepsilon_T = G\rho(\theta_2 - \theta_1) \left[(\mathbf{r}_1^2 + \Delta h^2)^{1/2} - (\mathbf{r}_2^2 + \Delta h^2)^{1/2} + (\mathbf{r}_2 + \mathbf{r}_1) \right] \quad (A.8)$$

La corrección total por terreno es la suma de las correcciones de cada segmento

$$\varepsilon_T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta\varepsilon_T) \quad (A.9)$$

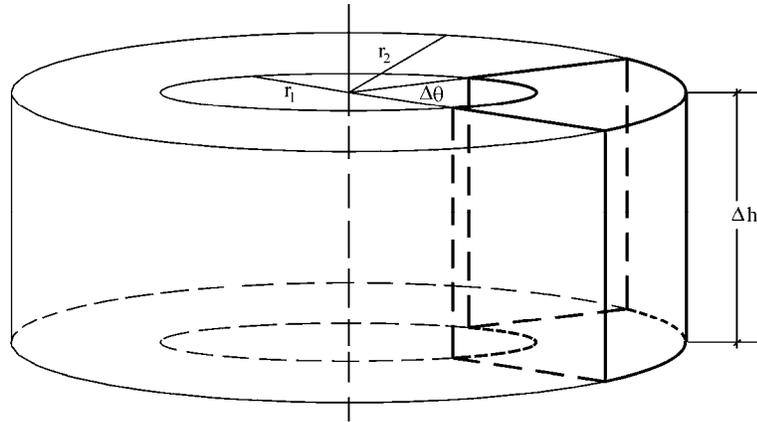


Figura. A.2 Elemento para determinar el efecto del terreno circundante en la corrección por terreno.

Para efecto de calcular la corrección por topografía se desarrolló el programa que se describe en el apéndice B.

A.1.6 Anomalías gravimétricas

Las anomalías gravimétricas son obtenidas por la ecuación:

$$\Delta g = \left(g_{\text{obs}} + \sum_l g_l + \sum_n \varepsilon_n \right) - g_\phi \quad (A.10)$$

Donde $\sum_l g_l$ es la suma de l reducciones, $\sum_n \varepsilon_n$ es la suma de n correcciones y g_ϕ es la gravedad en la latitud ϕ calculada con la fórmula de gravedad de 1967 (ecuación A.3).

Las anomalías más comúnmente calculadas son la anomalía de aire libre y la anomalía de Bouguer.

A.1.7 Anomalía de aire libre

Por definición la anomalía de aire libre (Δg_{FA}) es:

$$\Delta g_{\text{FA}} = (g_{\text{obs}} + g_{\text{FA}}) - g_\phi \quad (A.11)$$

Donde g_{FA} es la reducción de aire libre. La anomalía se calcula con la fórmula directa:

$$\Delta g_{FA} = (g_{obs} + 0.3086h) - g_{\phi} \text{ mgal.} \quad (\text{A.12})$$

con h en metros.

La gravedad observada ha sido reducida al nivel del mar corrigiendo por elevación sin considerar el efecto de la topografía y la masa entre la estación gravimétrica y el nivel del mar.

A.1.8 Anomalía simple de Bouguer

La anomalía simple de Bouguer (Δg_{BS}) se define como:

$$\Delta g_{BS} = (g_{obs} + g_{FA} - g_{BS}) - g_{\phi} \quad (\text{A.13})$$

En su forma directa es:

$$\Delta g_{BS} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho)h] - g_{\phi} \quad (\text{A.14})$$

La gravedad es reducida al nivel del mar haciendo una corrección por la elevación de la estación y quitando el efecto de la masa que hay entre la estación y el nivel del mar. No se aplica corrección por variación de terreno.

A.1.9 Anomalía de Bouguer completa

El cálculo de esta anomalía incluye la corrección por terreno:

$$\Delta g_{BT} = (g_{obs} + g_{FA} - g_{BS} + \varepsilon_T) - g_{\phi} \quad (\text{A.15})$$

$$\Delta g_{BT} = [g_{obs} + (0.3086 - 0.0419\rho)h + \varepsilon_T] - g_{\phi} \quad (\text{A.16})$$

Donde $\varepsilon_T = \sum_{i=1}^{i=n} (\Delta \varepsilon_T)_n$

La gravedad observada es reducida al nivel del mar haciendo una corrección por la elevación de la estación y quitando el efecto de la masa que se encuentra entre el nivel del mar y la estación, asumiendo que consiste en una losa infinita con la superficie superior con forma de la topografía circundante a la estación.

El efecto de isostasia de las masas continentales y las fosas oceánicas no serán considerados en este trabajo debido a que las mediciones se realizarán sobre una zona pequeña, de 20 por 20 kilómetros, como para que este efecto sea de consideración.

Para el cálculo de la anomalía simple y completa de Bouguer se desarrollaron dos programas, los cuales se describen en los apéndices A y B.

De acuerdo a la extensión de la anomalía gravimétrica la información que puede extraerse de ellas es diferente. Las anomalías que se extienden por arriba de los 500 kilómetros indican variaciones en la forma del geoide. Las anomalías regionales del orden de 50 a 500 kilómetros contienen información de las variaciones del espesor de la corteza terrestre y su estructura. Las anomalías menores a 50 kilómetros sirven para inferir la presencia de cuerpos con diferente densidad localizados en la corteza terrestre, en este orden se encuentran los yacimientos mineros. Para los fines de este trabajo las anomalías

gravimétricas buscadas son aquellas que revelen la variación del lecho rocoso bajo la capa de rellenos sedimentarios, es decir anomalías de menos de 1 kilómetro de extensión y por lo mucho con amplitudes de unas pocas decenas de miligales.

A.1.10 Cálculo de la densidad mediante datos de gravimetría.

La anomalía gravimétrica puede usarse para la estimación de la densidad media de los materiales que forman el subsuelo. El método fue planteado originalmente por Nettleton (1976), y consiste en calcular la gravedad de Bouguer para diferentes valores de la densidad de un perfil de mediciones gravimétricas medido a través de una zona con topografía irregular por ejemplo un valle o una colina. La gravedad de Bouguer es el efecto combinado de la corrección de aire libre y la corrección simple de Bouguer y está dada por la expresión: $g_B = (0.3056 - 0.0419 \rho) h$. La densidad media de los materiales que se ubican sobre el datum es aquella que hace que el perfil se ajuste a una línea recta a través de la topografía. La figura A.3 ilustra lo anterior.

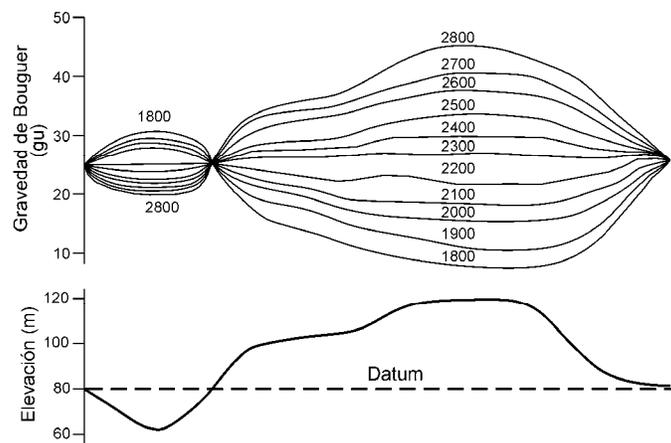


Figura A.3 Determinación de la densidad a partir del método propuesto por Nettleton (1976). Adaptada de Kearey y Brooks (1984).

La gráfica inferior muestra la topografía sobre la cual se tomaron mediciones de gravimetría y el datum usado para el cálculo de la altura h usada en la fórmula mientras que en la gráfica superior se muestran las curvas de gravedad de Bouguer para valores de la densidad “ ρ ” desde 1800 hasta 2800 kg/m^3 . En esta gráfica la curva correspondiente a la densidad de 2300 kg/m^3 es la que se ajusta mejor a una línea recta, por lo que este valor es el valor promedio de la densidad de los materiales que se encuentran por arriba del datum.

A.1.11 Anomalías regionales y residuales.

Una anomalía gravimétrica está formada por el efecto de las estructuras regionales profundas que producen una anomalía suave y de una amplitud de varios kilómetros y el efecto de los cuerpos más someros y pequeños que producen amplitudes pequeñas y frecuencias altas en la forma de la anomalía completa. Al primer efecto se le llama anomalía regional y al segundo anomalía residual.

Para este trabajo son de interés las anomalías producidas por el lecho rocoso del acuífero superficial, por lo que se debe eliminar el efecto regional de las estructuras geológicas más profundas. Una manera de hacer esto es ajustando un polinomio a los datos observados, una

curva en el caso de perfiles y una superficie en el caso de mapas. El polinomio que mejor se ajuste a los datos se considera que es la anomalía regional. Otra forma de calcular la anomalía regional es mediante un filtro pasa bajos aplicado a la anomalía completa de Bouguer. El resultado es una anomalía suave y de frecuencias bajas que representa el efecto de las estructuras geológicas más profundas. Los métodos de continuación hacia arriba pueden ser usados también para calcular la anomalía regional. El método se basa en la teoría del potencial, con la cual se plantea que teóricamente es posible calcular la anomalía de Bouguer a cualquier altura a partir de la anomalía medida sobre la superficie. La anomalía calculada que pueden observarse considerando para la continuación hacia arriba alturas grandes, es la que produce las estructuras geológicas regionales, por lo que una continuación hacia arriba de una anomalía gravimétrica medida en superficie representa la anomalía regional. En todos los casos la anomalía residual se obtiene restando el efecto regional a la anomalía completa de Bouguer.

A.1.12 Interpretación de anomalías gravimétricas

La interpretación de datos geofísicos es inherentemente ambigua, debido a que una anomalía dada puede ser provocada por un número infinito de fuentes probables. Esta ambigüedad es causada por el hecho que se considera que la masa de un cuerpo se concentra en su centro de gravedad, un cuerpo con una densidad menor puede generar la misma anomalía que un cuerpo con densidad mayor pero de dimensiones menores. La ambigüedad de la interpretación es reducida con el conocimiento de la geología superficial y de la litología del subsuelo de la zona en estudio

Existen dos formas de abordar el problema de la interpretación de datos en gravimetría:

Interpretación directa: consiste en calcular la forma y profundidad de las fuentes probables que producen la anomalía a partir de la anomalía medida.

Interpretación indirecta: consiste en proponer una geometría del subsuelo y calcular la anomalía que produce. La anomalía calculada se compara con la anomalía medida, el modelo se mejora hasta que la anomalía calculada se ajusta con la anomalía observada.

En este trabajo se usó el método indirecto para generar modelos de la geometría del lecho rocoso a partir de la anomalía gravimétrica. La anomalía calculada se encontró usando la metodología para el cálculo de la atracción de un cuerpo 2D propuesta por Talwani et al. (1959). La ambigüedad de los modelos fue reducida restringiéndolos con información litológica de pozos y de la densidad de los materiales rocosos y sedimentarios del valle de Querétaro.

A.2 Fundamentos teóricos del método magnético.

El campo magnético, al igual que el gravimétrico, es un vector. Para estudiarlo se toma un sistema de referencia XYZ en el cual la dirección X es hacia el norte geográfico, la dirección Y hacia el este y la dirección Z hacia el centro de la tierra.

El campo magnético se denota por un vector espacial \mathbf{F} , definido por una dirección y una intensidad determinada. El vector puede ser definido por los siguientes elementos:

- Una componente vertical del vector del campo denotada por \mathbf{Z} .
- Una componente horizontal \mathbf{H} , que es la proyección de \mathbf{F} sobre el plano XY
- El ángulo entre el vector \mathbf{F} y su componente horizontal \mathbf{H} llamado Inclinación y denotado por \mathbf{I} .
- La declinación \mathbf{D} , que es el ángulo formado por la componente horizontal \mathbf{H} y el meridiano geográfico (Eje X).

El vector del campo magnético puede ser descompuesto en tres componentes ortogonales dirigidas sobre los ejes XYZ , estas componentes son \mathbf{X} , \mathbf{Y} , y \mathbf{Z} .

Las diferentes componentes se muestran en la figura A.4, y las relaciones entre las componentes son las siguientes:

$$\mathbf{F}^2 = \mathbf{X}^2 + \mathbf{Y}^2 + \mathbf{Z}^2 \quad (\text{A.17})$$

$$\mathbf{F}^2 = \mathbf{H}^2 + \mathbf{Z}^2 \quad (\text{A.18})$$

$$\mathbf{D} = \tan^{-1} \frac{\mathbf{Y}}{\mathbf{X}} \quad (\text{A.19})$$

$$\mathbf{I} = \tan^{-1} \frac{\mathbf{Z}}{\mathbf{H}} \quad (\text{A.20})$$

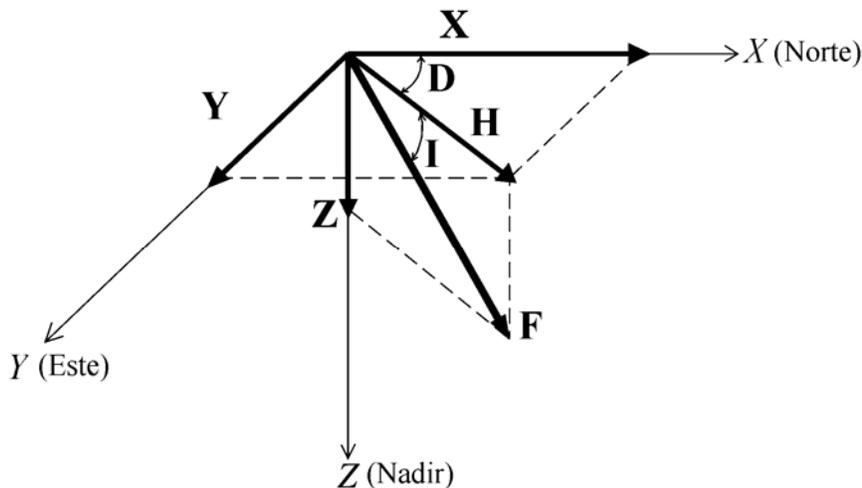


Figura A.4 Componentes de un vector del campo magnético.

Todo campo magnético tiene un campo eléctrico asociado. Un campo electromagnético es definido por:

- a) La inducción magnética o fuerza magnética denotada por **B**.
- b) La intensidad del campo magnético, **H**.
- c) La intensidad del campo eléctrico, **E**.
- d) El desplazamiento eléctrico **D**, y
- e) La densidad de corriente **J**.

Para un medio isótropo se tienen las siguientes relaciones:

$$\mathbf{D} = \varepsilon \mathbf{E} \quad (\text{A.21})$$

$$\mathbf{H} = \frac{1}{\mu} \mathbf{B} \quad (\text{A.22})$$

$$\mathbf{J} = \sigma \mathbf{E} \quad (\text{A.23})$$

donde ε es la constante dieléctrica, μ es la permeabilidad magnética del medio y σ es la conductividad.

Si la zona en estudio se considera libre de corrientes eléctricas, $\mathbf{J} = 0$, lo cual normalmente se cumple, entonces la inducción magnética puede deducirse de un potencial escalar ϕ .

$$\mathbf{B} = -\nabla\phi$$

Esta cantidad es la que se utiliza en estudios de prospección magnética. Las unidades la inducción magnética **B**, y la intensidad del campo magnético **H** son:

Para el Sistema Internacional SI

$$[\mathbf{B}] = [\text{T}] = \text{weber por metro cuadrado}$$

$$[\mathbf{H}] = [\text{A/m}] = \text{Amperio por metro}$$

Para el Sistema cgs

$$[\mathbf{B}] = [\text{G}] = \text{Gauss}$$

$$[\mathbf{H}] = [\text{ö}] = \text{oersted}$$

Las equivalencias son:

$$1 \text{ G} = 10^{-4} \text{ T}$$

$$1 \text{ ö} = 10^3/4\pi \text{ T}$$

Un submúltiplo del Gauss es el Gama [g], el tiene la siguiente equivalencia:

$$1 \text{ g} = 10^{-5} \text{ G} = 10^{-9} \text{ T} = 1 \text{ nT}$$

A.2.1 Variaciones del campo magnético terrestre.

Si la susceptibilidad magnética de las rocas subyacentes se considera nula o constante, el campo magnético en la superficie de la tierra varía muy poco. Las variaciones del campo magnético terrestre con la latitud son despreciables. En cuanto a la altitud apenas varía 0.03 nT por cada metro en los polos, y la mitad de esta cantidad en el ecuador, lo cual hace que no se consideren estas variaciones en el cálculo de las anomalías magnéticas. Las

variaciones más importantes del campo magnético terrestre son de carácter temporal. Las variaciones más importantes son las siguientes:

- a) La variación secular con un variaciones de decenas de nT al año. En algunos sitios alcanza hasta 150 nT/año y de 6 a 10 minutos/año para la declinación e inclinación magnética.
- b) Las variaciones periódicas, con periodos de doce horas, un día, veintisiete días, seis meses, y un año. Estas variaciones pueden llegar a tener valores de hasta 100 nT.
- c) Las variaciones no periódicas con variaciones de hasta 500 nT. Estas variaciones son asociadas a las tormentas magnéticas.
- d) Las pulsaciones magnéticas que son variaciones con periodos muy cortos y amplitudes muy pequeñas.

A.2.2 Correcciones de datos magnéticos.

Debido a las variaciones temporales del campo magnético, las mediciones magnéticas $\mathbf{B}(x,t)$ correspondientes a un punto x y a un tiempo t realizadas sobre una región, deben corregirse para eliminar de ellas la influencia de esas variaciones temporales. La corrección consiste en reducir los datos magnéticos medidos a los valores medios anuales para dicho punto $\bar{\mathbf{B}}(x,t)$. La corrección se hace con los valores del campo magnético medidos en el observatorio magnético más próximo. La expresión para hacer la corrección es:

$$\bar{\mathbf{B}}(x,t) = \mathbf{B}(x,t) - \mathbf{B}(x_0,t) + \bar{\mathbf{B}}(x_0,t) \quad (\text{A.24})$$

donde $\mathbf{B}(x_0,t)$ es la medida en el observatorio para el mismo tiempo que el correspondiente a la medición a reducir, y $\bar{\mathbf{B}}(x_0,t)$ el valor medio anual obtenido para el observatorio magnético.

Es posible cambiar los datos reducidos a un tiempo t a otro t_0 , y de esta forma reducir mediciones hechas en diferentes años a una misma "época". La expresión para hacer esto es la siguiente:

$$\bar{\mathbf{B}}(x,t_0) = \bar{\mathbf{B}}(x,t) - \bar{\mathbf{B}}(x_0,t) + \bar{\mathbf{B}}(x_0,t_0) \quad (\text{A.25})$$

A.2.3 Interpretación de anomalías magnéticas.

Las fuentes magnéticas que provocan las anomalías magnéticas están cerca de la superficie a profundidades menores de 100 km, debido a que alrededor de esa profundidad se alcanza la temperatura de Curie, por encima de la cual los materiales pierden sus propiedades magnéticas. Debido a esto las anomalías magnéticas dan información de estructuras y materiales en la corteza terrestre.

Las anomalías se pueden diferenciar en locales y regionales con base en su extensión y amplitud. Las anomalías locales se relacionan con cuerpos someros mineralizados, mientras que las regionales se relacionan con la estructura del basamento cristalino.

La interpretación de las anomalías magnéticas es similar en su procedimiento a la de las anomalías gravimétricas, aunque la naturaleza bipolar del campo magnético la hace más compleja. Mientras que en una anomalía gravimétrica se tendrán valores negativos o

positivos dependiendo si el cuerpo que produce la anomalía es más o menos denso que el material en el cual se encuentra inmerso, la anomalía magnética de un cuerpo siempre tendrá una parte negativa y otra positiva. Además de esto la dirección de la intensidad del campo magnético producido por un cuerpo cualesquiera, puede ser diferente de dirección que tendrá la intensidad del campo magnético en otro cuerpo con geometría similar. Debido a lo anterior las anomalías magnéticas son más complejas de interpretar y se tienen una ambigüedad intrínseca mayor que la que tiene las anomalías gravimétricas para su interpretación.

A.3 Fundamentos teóricos del método sísmico.

El principio básico de la exploración sísmica consiste en generar ondas sísmicas y medir el tiempo que tardan en viajar desde la fuente hasta una serie de sismómetros, los cuales registran los movimientos del suelo y que se colocan generalmente en una línea recta orientada hacia la fuente de las ondas sísmicas.

La sismología de exploración es una rama de la sismología de terremotos, básicamente tratan con el mismo tipo de mediciones, la diferencia es que en la sismología de terremotos las ondas son generadas por el rompimiento de la corteza terrestre (terremotos), mientras que en la sismología de exploración las fuentes de energía que producen ondas sísmicas son controladas y móviles, además de que la distancia entre la fuente y los puntos de registro son relativamente pequeños. Los explosivos y algunos dispositivos mecánicos son usados para generar las ondas sísmicas, que son registradas mediante sismógrafos (geófonos).

Existen dos tipos de trayectorias que pueden seguir las ondas sísmicas desde la fuente, pasando por el medio estratificado hasta llegar a la fuente. El tipo de trayectoria a registrar da el nombre a los dos métodos sísmicos:

Método sísmico de refracción: las ondas viajan hacia abajo atravesando un medio con una velocidad de propagación dada y cuando se encuentra con un medio con velocidad de propagación más alta, la parte principal de la trayectoria de las ondas sigue a lo largo de la interfase entre los dos medios con diferente velocidad de propagación (la onda es refractada) y es aproximadamente horizontal.

Método sísmico de reflexión: las ondas viajan hacia abajo atravesando un medio con una velocidad de propagación dada y cuando se encuentran con un medio con diferente velocidad de propagación parte de la onda es reflejada a la superficie siendo su trayectoria prácticamente vertical.

El método de refracción tiene la restricción de que para que la onda sea refractada a la superficie, la capa subyacente debe tener una velocidad de propagación de onda mayor que las sobre yacientes.

La figura A.5 muestra esquemáticamente las trayectorias de propagación de las ondas sísmicas para ambos casos.

EL método de refracción proporciona gran precisión en la determinación de la profundidad y forma del lecho rocoso en condiciones similares a las del valle de Querétaro, donde el lecho rocoso se encuentra sepultado por una capa de rellenos aluviales de menor densidad. Una limitación de este método la dificultad de implementarlo en zonas urbanizadas. La profundidad de penetración está limitada por la separación de los géofonos y por la potencia de la fuente generadora de la honda elástica. Estas limitaciones condicionaron el uso de los métodos sísmicos en la determinación de la geometría del lecho rocoso en el valle de Querétaro. Sin embargo, el método fue usado para caracterizar mecánicamente los rellenos aluviales en algunos puntos del valle de Querétaro. Mediante el conocimiento de la velocidad de propagación de las ondas S y P y la densidad de los materiales es posible conocer las constantes elásticas de los rellenos. A continuación se describen los fundamentos teóricos para la determinación de las constantes elásticas de una masa de suelo mediante la medición de la velocidad de propagación de las ondas sísmicas.

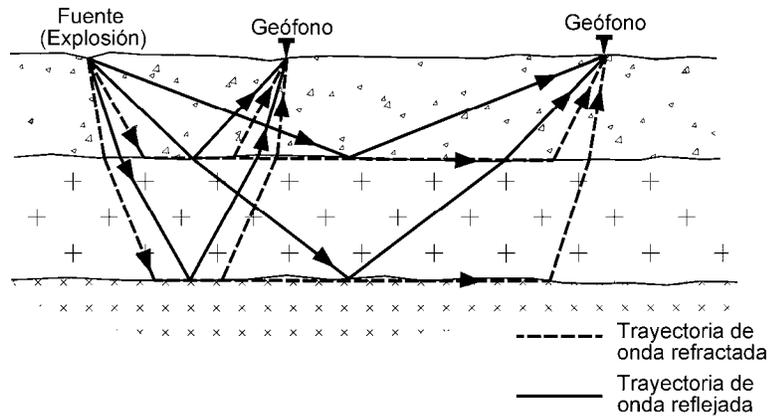


Figura A.5 Trayectoria de ondas sísmicas.

A.3.1 Teoría de la elasticidad y constantes elásticas dinámicas

La elasticidad de un material es la propiedad de experimentar deformaciones por efecto de fuerzas externas aplicadas y de regresar a la condición no deformada cuando se eliminan las fuerzas. Cuando un cuerpo se recupera totalmente después de haberlo deformado se dice que es perfectamente elástico. Las rocas pueden considerarse perfectamente elásticas sin error apreciable cuando las deformaciones son pequeñas y no existe ruptura, puesto que cuando las ondas sísmicas generadas para fines de exploración se propagan por un medio rocoso las deformaciones son muy pequeñas y generalmente no producen ruptura, se considera entonces que las ondas sísmicas producen sólo deformaciones elásticas.

En la teoría de la elasticidad se relacionan las fuerzas que se aplican a un cuerpo con los cambios de tamaño y forma que experimenta el cuerpo por efecto de las fuerzas, esta relación se expresa más convenientemente en término de los conceptos de esfuerzo y deformación. Para un material con comportamiento lineal se dice que la deformación es proporcional al esfuerzo (fuerza entre unidad de área), y si el material es elástico a la constante de proporcionalidad se le llama módulo elástico.

Considérese la figura A.6a donde una fuerza P está siendo aplicada a un prisma rectangular, si hacemos un corte en una sección del prisma (figura A.6b) se puede ver la fuerza interna en el prisma que es igual a la fuerza externa P aplicada, la fuerza interna representa realmente la resultante de fuerzas elementales distribuidas en el área A de la sección (figura A.6c) y la intensidad de tales fuerzas elementales es igual a la fuerza P entre el área de la sección A .

A la fuerza por unidad de área o intensidad de las fuerzas distribuidas sobre la sección se le conoce como **esfuerzo** y se denota como

$$\sigma = \frac{P}{A} \tag{A.26}$$

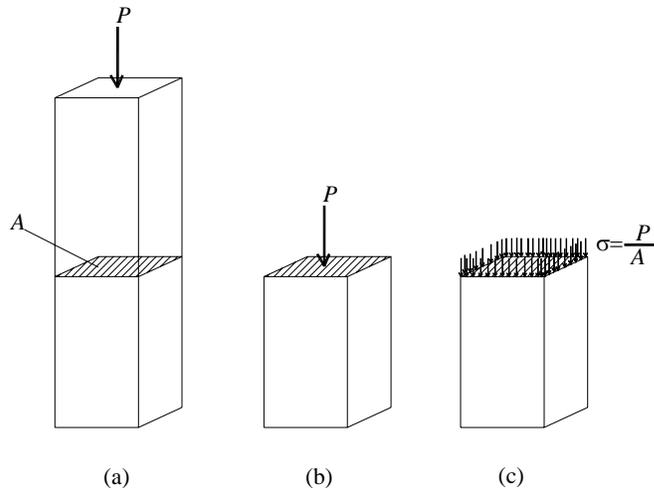


Figura A.6 Concepto de esfuerzo. a) se aplica una fuerza P sobre un prisma de área A , b) en una sección del prisma actúa una fuerza interna , c) la fuerza interna es la resultante de las fuerzas elementales distribuidas en el área A y la intensidad de esas fuerzas es el esfuerzo σ .

Si la fuerza es perpendicular al área (figura A.7a) entonces el esfuerzo es un *esfuerzo normal*, cuando la fuerza es paralela al área del cuerpo (figura A.7b) el esfuerzo es un *esfuerzo cortante o tangencial*, cuando la fuerza no es paralela ni perpendicular al área del cuerpo, esta se puede dividir en dos componentes uno normal y otro paralelo al área del cuerpo (figura A.7c)

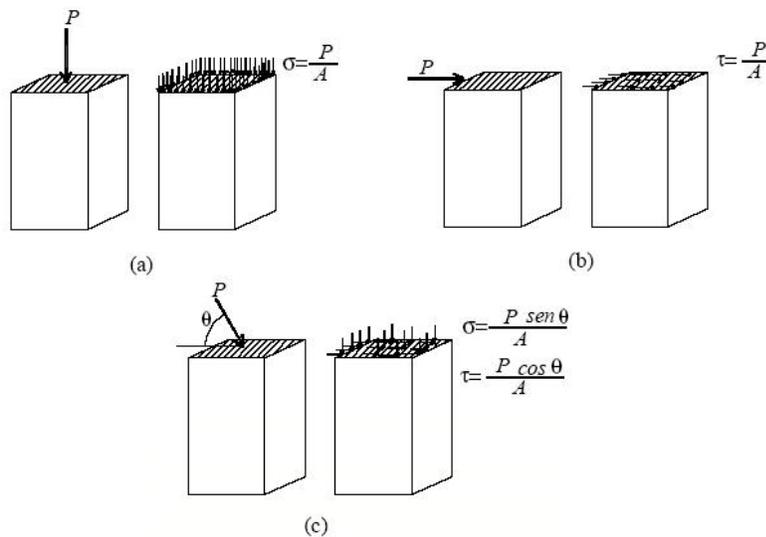


Figura A.7 Definición de esfuerzo normal y cortante o tangencial. a) esfuerzo normal, b) esfuerzo cortante o tangencial y c) combinación de ambos esfuerzos.

Consideremos un punto en el cual está siendo aplicada una fuerza P , se puede asociar un plano a ese punto sobre el que se puede descomponer la fuerza aplicada en sus componentes normal y tangencial al plano, nótese que el plano asociado al punto puede tener cualquier orientación. Ventajosamente consideremos una superficie normal a la dirección Y . La figura A.8 muestra a la fuerza P con sus componentes asociadas a al plano considerado.

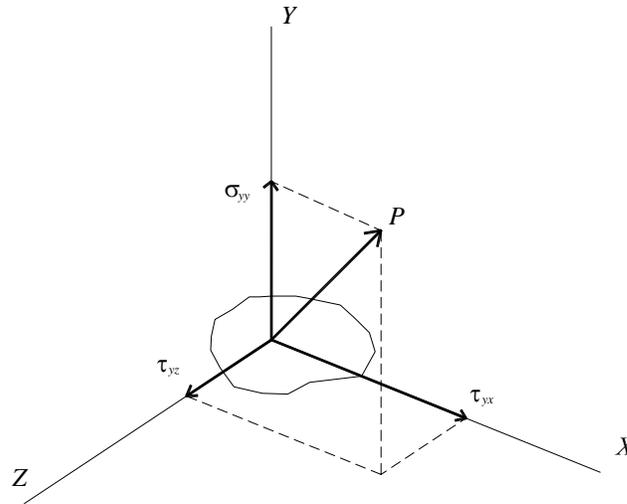


Figura A.8 descomposición de del esfuerzo causado por una fuerza P en sus componentes ortogonales para una superficie normal a uno de los ejes.

El mismo procedimiento se puede hacer para superficies normales a los ejes X y Z , obteniendo las componentes correspondientes a esos planos y que son las que se presentan ordenadas en el arreglo de abajo

$\left[\begin{array}{ccc} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{yx} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{zx} & \tau_{zy} & \sigma_{zz} \end{array} \right]$	Componentes asociadas al plano normal a X
	Componentes asociadas al plano normal a Y
	Componentes asociadas al plano normal a Z

Deducimos de lo anterior que el estado de esfuerzos en un punto se puede definir con 9 componentes independientes de esfuerzo. Estas componentes de esfuerzo actúan en planos mutuamente normales. Si representamos, para efectos de visualización, el punto en donde actúa la fuerza por medio de los planos normales a las direcciones X , Y y Z podemos ver el estado de esfuerzos asociado a un punto (figura A.9). Las dimensiones de los lados del cubo son cero puesto que se trata de un punto.

Consideremos ahora un cubo diferencial de dimensiones dx , dy y dz extraído de un cuerpo donde están actuando fuerzas externas, el efecto de las fuerzas externas en el cubo diferencial se pueden resumir en una fuerza por unidad de volumen que actúa en el punto central del cubo y la cual se puede descomponer en tres componentes independientes dirigidas hacia las direcciones X , Y y Z . Consideremos únicamente la componente de la fuerza en la dirección de Z , los esfuerzos en el cubo de dimensiones que se oponen a esta fuerza son las mostradas en la figura A.10

Nótese que ahora es un cubo con dimensiones dx , dy , dz y no un punto.

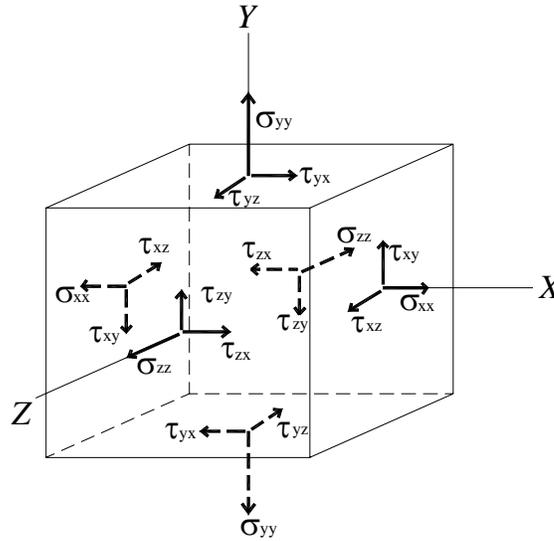


Figura A.9 Cubo infinitesimal con las componentes ortogonales de esfuerzo que de esfuerzo asociadas a sus caras.

Si en una cara actúa un esfuerzo, en la cara opuesta actuará ese mismo esfuerzo más un diferencial de esfuerzo, dado por efecto de la variación del esfuerzo de un punto en una cara del cubo a otro punto en la cara opuesta del cubo. La variación del esfuerzo está dada por la derivada parcial del esfuerzo considerado con respecto a la dirección en la cual está variando. Si multiplicamos la variación del esfuerzo por la distancia que hay entre las dos caras opuestas del cubo diferencial obtendremos, la cantidad de esfuerzo que tiene de más o de menos (dependiendo si la variación es positiva o negativa) una cara del cubo con respecto a su opuesta.

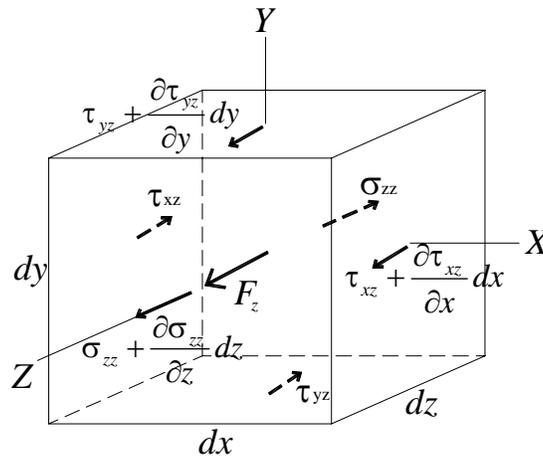


Figura A.10 Esfuerzos debido a una fuerza de cuerpo F_z , se observa que en una cara actúa un esfuerzo y en la opuesta el esfuerzo más la variación del esfuerzo en la dirección de la cara opuesta por la distancia que hay entre las dos caras.

La sumatoria de las fuerza en la dirección de Z , según la figura A.10 es:

$$\sum_{F_z} = \left(\sigma_{zz} + \frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} dz - \sigma_{zz} \right) dx dy + \left(\tau_{yz} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} dy - \tau_{yz} \right) dx dz + \left(\tau_{xz} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} dx - \tau_{xz} \right) dy dz + F_z dx dy dz \quad (A.27)$$

Simplificamos y consideramos que para que el cubo diferencial esté en equilibrio la sumatoria debe ser igual a cero.

$$\frac{\partial \sigma_{zz}}{\partial z} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} + F_z = 0 \quad (\text{A.28a})$$

Si consideramos ahora las componentes en las direcciones X y Y llegaremos a las siguientes expresiones:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} + F_x = 0 \quad (\text{A.28b})$$

$$\frac{\partial \sigma_{yy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{yx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial z} + F_y = 0 \quad (\text{A.28c})$$

Donde F_x , F_y y F_z son las componentes en las direcciones X , Y y Z de la fuerza que actúa en el cubo por unidad de volumen y tienen unidades de fuerza entre unidades de volumen.

Si consideramos ahora los esfuerzos tangenciales de la figura A.11, donde la variación de los esfuerzos se da del origen de los ejes, el cual coincide con el centro del cubo de dimensiones dx , dy , dz , y si calculamos los momentos con respecto al origen tendremos:

$$\sum_M = \left(\tau_{yz} + \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} \frac{dy}{2} \right) dx dz \frac{dy}{2} - \left(\tau_{zy} + \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \frac{dz}{2} \right) dx dy \frac{dz}{2} + \left(\tau_{yz} - \frac{\partial \tau_{yz}}{\partial y} \frac{dy}{2} \right) dx dz \frac{dy}{2} - \left(\tau_{zy} - \frac{\partial \tau_{zy}}{\partial z} \frac{dz}{2} \right) dx dy \frac{dz}{2} \quad (\text{A.29})$$

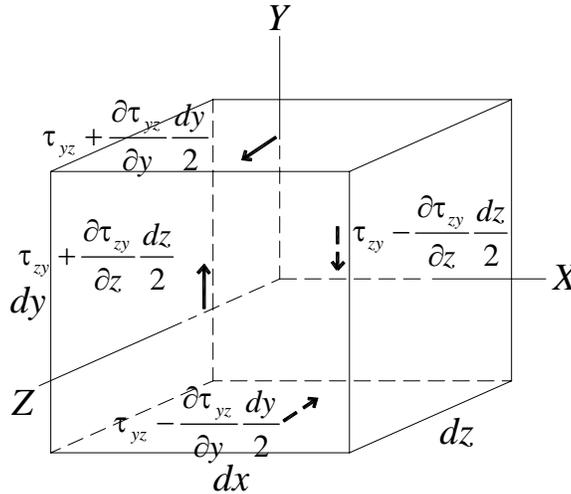


Figura A.11 Esfuerzos cortantes que provocan momento alrededor del origen del eje de coordenadas. Los esfuerzos cortantes son solamente los que hacen girar el cubo verticalmente.

Como el sistema está en equilibrio la sumatoria de los momentos en el centro debe de ser igual a cero, si simplificamos resulta:

$$\tau_{yz} dx dy dz - \tau_{zy} dx dy dz = 0 \quad (\text{A.30})$$

de donde

$$\tau_{zy} = \tau_{yz} \quad (\text{A.31a})$$

De la forma similar podemos encontrar que

$$\tau_{xy} = \tau_{yx} \tag{A.31b}$$

$$\tau_{xz} = \tau_{zx} \tag{A.31c}$$

Entonces se deduce que el estado de esfuerzos en un elemento diferencial de un cuerpo sometido a fuerzas externas está dado por 6 componentes independientes de esfuerzo las cuales se pueden mostrar en la forma del siguiente arreglo matricial.

$$\begin{bmatrix} \sigma_{xx} & \tau_{xy} & \tau_{xz} \\ \tau_{xy} & \sigma_{yy} & \tau_{yz} \\ \tau_{xz} & \tau_{yz} & \sigma_{zz} \end{bmatrix} \tag{A.32}$$

El cual es conocido como el tensor de esfuerzos

Las **deformaciones** son un efecto de las fuerzas aplicadas a los cuerpos. Se pueden distinguir dos tipos de deformación. Considérese el cuerpo no deformado de la figura A.12a en el cual se marcan unas líneas paralelas, si se deforma el cuerpo por efecto de una fuerza externa P (figura A.12b), existe una cantidad para describir el cambio de longitud en cada línea y una cantidad para describir cuanto se deslizaron las líneas unas con respecto a otras.

Se llama *elongación, deformación normal, o deformación unitaria* a la relación entre el incremento de longitud de la línea y su longitud inicial.

$$\varepsilon = \frac{l_1 - l_0}{l_0} = \frac{\Delta l}{l_0} \tag{A.33}$$

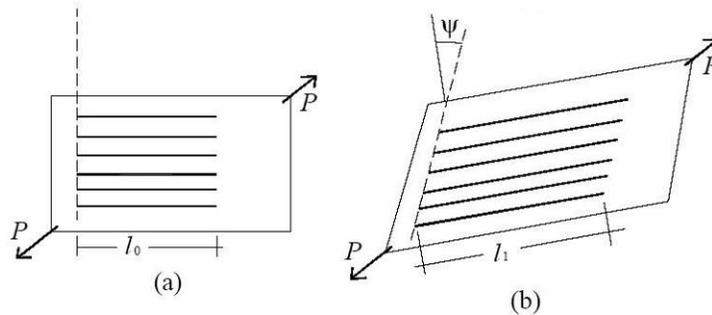


Figura A.12 Deformación normal y deformación por cortante. a) cuerpo no deformado b) cuerpo deformado donde se puede ver que hubo un aumento en la longitud (deformación normal o elongación), y un deslizamiento (deformación tangencial o de cortante) entre las líneas.

Se llama *deformación por cortante* (figura A.12b) a la distorsión entre dos líneas originalmente normales, a ψ se le conoce como *deformación angular* y su tangente es la deformación por cortante γ .

$$\gamma = \tan \psi \tag{A.34}$$

Consideremos un cubo diferencial con lados dx, dy, dz , (figura A.13). Si el punto O experimenta un desplazamiento de componentes u, v, z , correspondientes a las direcciones ortogonales X, Y y Z respectivamente, el punto A tendrá un desplazamiento igual a:

$$u + \frac{\partial u}{\partial x} dx \tag{A.35}$$

La derivada $\frac{\partial u}{\partial x}$ expresa la razón de cambio del desplazamiento u con respecto a la dirección X . si se multiplica por la longitud dx , se obtendrá el incremento de la distancia OA por efecto del desplazamiento u del punto O . El incremento de la longitud OA estará dado entonces por:

$$\Delta x = \frac{\partial u}{\partial x} dx \tag{A.36}$$

y la deformación unitaria en la dirección X será $\epsilon_{xx} = \frac{\Delta x}{dx} = \frac{\partial u}{\partial x}$. Análogamente se pueden encontrar expresiones para ϵ_{yy} y ϵ_{zz}

$$\epsilon_{xx} = \frac{\partial u}{\partial x} \tag{A.37}$$

$$\epsilon_{yy} = \frac{\partial v}{\partial y} \tag{A.38}$$

$$\epsilon_{zz} = \frac{\partial w}{\partial z} \tag{A.39}$$

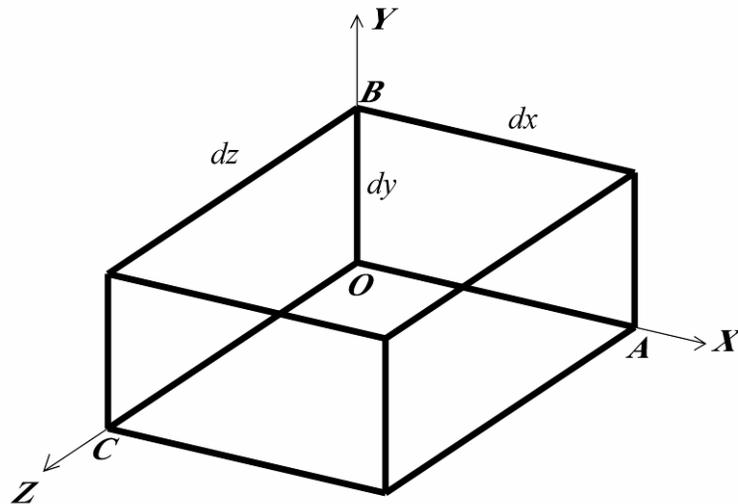


Figura A.13 Cubo diferencial de lados dx , dy y dz , empleado para deducir la expresión para las deformaciones unitarias en las direcciones ortogonales.

Si analizamos el ángulo formado por los puntos de OAZ de la figura A.13, y mostrado en la figura A.14. y consideramos un desplazamiento u y v del punto O hasta O' en las direcciones X y Y respectivamente, entonces el ángulo original OAZ se verá disminuido en una cantidad $\psi_1 + \psi_2$ (figura 14). La razón de cambio de la deformación u con respecto a Y

es igual a $\frac{\partial u}{\partial y} = \tan \psi_1$. Análogamente para la razón de cambio de la deformación v con respecto a X es $\frac{\partial v}{\partial x} = \tan \psi_2$. Además para ángulos muy cercanos a cero es válido considerar $\tan \psi = \psi$, entonces la deformación por cortante es igual a:

$$\gamma_{xy} = \psi_1 + \psi_2 = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y}. \text{ Generalizando se tiene:}$$

$$\gamma_{xy} = \frac{\partial v}{\partial x} + \frac{\partial u}{\partial y} \tag{A.40}$$

$$\gamma_{yz} = \frac{\partial w}{\partial y} + \frac{\partial v}{\partial z} \tag{A.41}$$

$$\gamma_{zx} = \frac{\partial u}{\partial z} + \frac{\partial w}{\partial x} \tag{A.42}$$

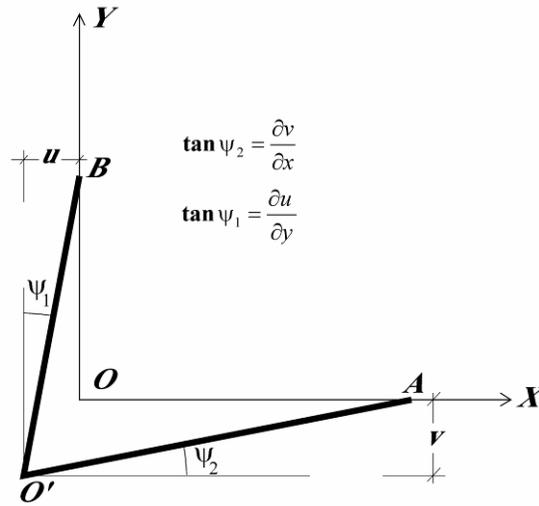


Figura A.14 Elementos de deformación para dos líneas inicialmente perpendiculares sujetas a desplazamientos u y v en uno de sus extremos.

Que junto con las elongaciones axiales y puestos en un arreglo matricial forman el tensor de deformaciones:

$$\begin{bmatrix} \epsilon_{xx} & \gamma_{xy} & \gamma_{xz} \\ \gamma_{xy} & \epsilon_{yy} & \gamma_{yz} \\ \gamma_{xz} & \gamma_{yz} & \epsilon_{zz} \end{bmatrix} \tag{A.43}$$

Además de las deformaciones mostradas en el arreglo, el cuerpo está sujeto a rotación de cuerpo rígido respecto a los tres ejes, dada por:

$$\theta_x = \frac{\partial w}{\partial y} - \frac{\partial v}{\partial x} \quad (\text{A.44})$$

$$\theta_y = \frac{\partial u}{\partial z} - \frac{\partial w}{\partial x} \quad (\text{A.45})$$

$$\theta_z = \frac{\partial v}{\partial x} - \frac{\partial u}{\partial y} \quad (\text{A.46})$$

Estas ecuaciones se pueden escribir como:

$$\Theta = \theta_x \mathbf{i} + \theta_y \mathbf{j} + \theta_z \mathbf{k} = \nabla \times \zeta \quad (\text{A.47})$$

Donde $\zeta = u \mathbf{i} + v \mathbf{j} + w \mathbf{k}$ = vector de desplazamiento del punto P(X, Y, Z), des el operador vectorial nabla definido como $\nabla = \mathbf{i}(\partial/\partial x) + \mathbf{j}(\partial/\partial y) + \mathbf{k}(\partial/\partial z)$, y el producto vectorial $\nabla \times \zeta$ es el rotacional del vector desplazamiento del punto P(X, Y, Z).

Por otro lado si llamamos dilatación “ Δ ” al cambio de volumen por volumen unitario de un cubo de dimensiones iniciales dx, dy, dz , que aumenta a dimensiones $dx(1+\epsilon_{xx}), dy(1+\epsilon_{yy}), dz(1+\epsilon_{zz})$, tendremos una dilatación de:

$$\Delta = \epsilon_{xx} + \epsilon_{yy} + \epsilon_{zz} = \frac{\partial u}{\partial x} + \frac{\partial v}{\partial y} + \frac{\partial w}{\partial z} = \nabla \cdot \zeta \quad (\text{A.48})$$

Donde el producto punto $\nabla \cdot \zeta$, es la divergencia de vector desplazamiento del punto P(X, Y, Z).

Cuando las deformaciones son pequeñas, el material es elástico y la curva esfuerzo deformación es una línea recta, la relación entre las deformaciones y los esfuerzos está dada por la ley de Hooke, que establece que las deformaciones son proporcionales a los esfuerzos que las producen. Cuando el medio es isotrópico la ley de Hooke se puede expresar como:

$$\sigma_{ii} = \lambda \Delta + 2\mu \epsilon_{ii}, \quad i = x, y, z; \quad (\text{A.49})$$

$$\tau_{ij} = \mu \gamma_{ij}, \quad i, j = x, y, z, \quad i \neq j. \quad (\text{A.50})$$

Donde μ y λ son las *constantes de Lamé*.

Otras constantes elásticas más conocidas son el módulo de Young (E), la relación de Poisson (ν) y el módulo volumétrico (κ). Si consideramos un cubo en el que todos los esfuerzos son cero salvo un esfuerzo de tensión σ_{xx} , las dimensiones paralelas a σ_{xx} aumentarán mientras que las normales disminuirán, lo cual hace que ϵ_{xx} sea positiva mientras que ϵ_{yy} y ϵ_{zz} son negativas e iguales, se define a E y a ν como:

$$E = \sigma_{xx} / \epsilon_{xx} \quad (\text{A.51})$$

$$\nu = -\epsilon_{yy} / \epsilon_{xx} = -\epsilon_{zz} / \epsilon_{xx} \quad (\text{A.52})$$

Si consideramos ahora un cubo que está sujeto a una presión hidrostática P en todas sus caras, κ se define como la relación de la presión ejercida en el cubo entre la dilatación, es decir:

$$\kappa = -P/\Delta \quad (\text{A.53})$$

Las constantes de Lamé se pueden relacionar con las constantes elásticas como se muestra a continuación:

$$E = \frac{\mu(3\lambda + 2\mu)}{\lambda + \mu} \quad (\text{A.54})$$

$$\nu = \frac{\lambda}{2(\lambda + \mu)} \quad (\text{A.55})$$

$$\kappa = \frac{1}{3}(3\lambda + 2\mu) \quad (\text{A.56})$$

A.3.2 Ecuación de Onda.

De la segunda ley de Newton sabemos que

$$\mathbf{F} = \mathbf{m} a$$

De las ecuaciones A.28 tenemos para F_x :

$$\mathbf{F}_x = \frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} \quad (\text{A.57})$$

Sabemos además que la segunda derivada de una función que define el movimiento de un punto es igual a la aceleración del punto en un instante de tiempo t , entonces:

$$a = \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (\text{A.58})$$

Entonces nuestra ecuación de movimiento para un punto en la dirección del eje X es:

$$\frac{\partial \sigma_{xx}}{\partial x} + \frac{\partial \tau_{xy}}{\partial y} + \frac{\partial \tau_{xz}}{\partial z} = \rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \quad (\text{A.59})$$

Donde ρ es la densidad (masa de un volumen unitario).

Podemos poner la ecuación A.59 en función de desplazamientos y las constantes de Lamé. Sustituimos las ecuaciones A.49 y A.50 en A.59.

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \frac{\partial(\lambda\Delta + 2\mu\varepsilon_{xx})}{\partial x} + \frac{\partial(\mu\gamma_{xy})}{\partial y} + \frac{\partial(\mu\gamma_{xz})}{\partial z} \quad (\text{A.60})$$

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial \varepsilon_{xx}}{\partial x} + \mu \frac{\partial \gamma_{xy}}{\partial y} + \mu \frac{\partial \gamma_{xz}}{\partial z} \quad (\text{A.61})$$

Sustituimos las ecuaciones A.39 en A.44 y nos queda:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + 2\mu \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial x^2} + \mu \left(\frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial x \partial y} \right) + \mu \left(\frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial z^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{w}}{\partial x \partial z} \right) \quad (\text{A.62})$$

Si llamamos el Laplaciano de \mathbf{u} a $\nabla^2 \mathbf{u} = \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial x^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial y^2} + \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial z^2}$, entonces:

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} + \mu \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial x^2} + \mu \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial x \partial y} + \mu \frac{\partial^2 \mathbf{w}}{\partial x \partial z} \quad (\text{A.63})$$

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} + \mu \frac{\partial}{\partial x} \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} + \frac{\partial \mathbf{w}}{\partial z} \right) \quad (\text{A.64})$$

Sustituimos A.48

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = \lambda \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} + \mu \frac{\partial \Delta}{\partial x} \quad (\text{A.65})$$

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \quad (\text{A.66})$$

De la misma forma se puede encontrar para v y w

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 \mathbf{v} \quad (\text{A.67})$$

$$\rho \frac{\partial^2 \mathbf{w}}{\partial t^2} = (\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 \mathbf{w} \quad (\text{A.68})$$

Las ecuaciones A.66, A.67 y A.68 nos definen una función vectorial, es decir una función que toma escalares y nos regresa vectores, las ecuaciones nos describen las fuerzas en un sistema que no se encuentra en equilibrio, debidas a desplazamientos \mathbf{u} , \mathbf{v} y \mathbf{w} . Si determinamos la divergencia de esta función obtendremos la razón de cambio de estas fuerzas en las direcciones \mathbf{X} , \mathbf{Y} y \mathbf{Z} .

$\mathbf{F} = F_1 \mathbf{i} + F_2 \mathbf{j} + F_3 \mathbf{k}$ como $\text{Div } \mathbf{F} = \frac{\partial F_1}{\partial x} + \frac{\partial F_2}{\partial x} + \frac{\partial F_3}{\partial x}$, Entonces sumando las derivadas con respecto a \mathbf{X} , \mathbf{Y} y \mathbf{Z} de las ecuaciones A.66, A.67 y A.68 respectivamente, obtenemos la ecuación de onda.

$$\text{Div } \mathbf{F} = \frac{\partial}{\partial x} \left(\rho \frac{\partial^2 \mathbf{u}}{\partial t^2} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial t^2} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\partial^2 \mathbf{w}}{\partial t^2} \right) = \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} + \frac{\partial \mathbf{w}}{\partial z} \right)$$

$$\text{Div } \mathbf{F} = \frac{\partial}{\partial x} \left((\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial x} + \mu \nabla^2 \mathbf{u} \right) + \frac{\partial}{\partial y} \left((\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 \mathbf{v} \right) + \frac{\partial}{\partial z} \left((\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 \mathbf{w} \right)$$

Entonces podemos expresar:

$$\rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} + \frac{\partial \mathbf{w}}{\partial z} \right) = (\lambda + \mu) \left(\frac{\partial^2 \Delta}{\partial^2 x} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial^2 y} + \frac{\partial^2 \Delta}{\partial^2 z} \right) + \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial \mathbf{u}}{\partial x} + \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial y} + \frac{\partial \mathbf{w}}{\partial z} \right) \quad (\text{A.69})$$

Sustituimos por el Laplaciano y A.48 en A.69

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t} = (\lambda + \mu) \nabla^2 \Delta + \mu \nabla^2 \Delta \quad (\text{A.70})$$

$$\rho \frac{\partial^2 \Delta}{\partial t} = (\lambda + 2\mu) \nabla^2 \Delta \quad (\text{A.71})$$

Simplificando:

$$\frac{\partial^2 \Delta}{\alpha^2 \partial t} = \nabla^2 \Delta \quad (\text{A.72})$$

Donde

$$\alpha^2 = (\lambda + 2\mu) / \rho \quad (\text{A.73})$$

Ahora, si derivamos la ecuación A.67 con respecto a Z , y le restamos la derivada de la ecuación A.68 con respecto a Y tenemos:

$$\frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial z} \left((\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 \mathbf{v} \right) \quad (\text{A.74})$$

$$\frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{\partial^2 \mathbf{w}}{\partial t^2} \right) = \frac{\partial}{\partial y} \left((\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 \mathbf{w} \right) \quad (\text{A.75})$$

La resta de A.74 menos A.75 nos resulta:

$$\begin{aligned} \frac{\partial}{\partial y} \left(\rho \frac{\partial^2 \mathbf{w}}{\partial t^2} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left(\rho \frac{\partial^2 \mathbf{v}}{\partial t^2} \right) &= \frac{\partial}{\partial y} \left((\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial z} + \mu \nabla^2 \mathbf{w} \right) - \frac{\partial}{\partial z} \left((\lambda + \mu) \frac{\partial \Delta}{\partial y} + \mu \nabla^2 \mathbf{v} \right) \\ \rho \frac{\partial^2}{\partial t^2} \left(\frac{\partial \mathbf{w}}{\partial y} - \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right) &= \mu \nabla^2 \left(\frac{\partial \mathbf{w}}{\partial y} - \frac{\partial \mathbf{v}}{\partial z} \right) \end{aligned} \quad (\text{A.76})$$

Sustituyendo A.45a en A.76,

$$\rho \frac{\partial^2 \theta_x}{\partial t^2} = \mu \nabla^2 \theta_x \quad (\text{A.77})$$

Simplificando A.77 queda:

$$\frac{\partial^2 \theta_x}{\beta^2 \partial t^2} = \nabla^2 \theta_x \quad (\text{A.78})$$

Donde

$$\beta^2 = \mu / \rho. \quad (\text{A.79})$$

La ecuación A.72 y A.78 se pueden escribir en la forma general:

$$\frac{\partial^2 \Psi}{V^2 \partial t} = \nabla^2 \Psi \quad (\text{A.80})$$

Que es la ecuación de onda y donde ψ es una perturbación que se propaga a través de un medio, ψ es un cambio de volumen cuando $\psi = \Delta$, y ψ es una rotación cuando $\psi = \theta$, y V (α y β) son la velocidad de propagación de la onda a través del medio considerado.

A.3.3 Ondas P y S

De acuerdo con la ecuación de onda, se pueden presentar dos tipos de perturbaciones que se propagan en un medio considerado isotrópico y homogéneo, una perturbación asociada a un cambio en la dilatación Δ , y otra asociada a cambios en uno o más componentes de la rotación expresada por las ecuaciones A.44, A.45 y A.46.

Al primer tipo de onda se le conoce como *onda dilatacional, longitudinal, irrotacional, compresional* u *onda P* (de primaria) debido a que esta onda es el primer evento en un registro de ondas sísmica. A la segunda onda se le conoce como *onda de cortante, transversal, rotacional* u *onda S* (de secundaria) debido a que este tipo de ondas son el segundo evento observado en un registro sísmico.

Las ondas P tienden a mover las partículas del medio por el que se propagan en la dirección de propagación de la onda, es decir longitudinalmente. El movimiento de onda transmite esfuerzos de compresión en la dirección de la propagación.

Las ondas S tienden a mover las partículas del medio por el cual se propagan en direcciones perpendiculares a la dirección de la propagación provocando esfuerzos de cortante en el medio. Las ondas S se pueden descomponer en una onda paralela y otra perpendicular a la superficie la figura llamadas ondas SH y SV respectivamente. La onda S se propaga causando deformaciones de distorsión y esfuerzos de cortante en el medio.

La onda P tiene una velocidad α y la onda S tiene una velocidad β , se ve entonces que si

$$\alpha = \sqrt{(\lambda + 2\mu) / \rho} \quad (A.81)$$

$$\beta = \sqrt{\mu / \rho} \quad (A.82)$$

α va a ser mayor que β , teóricamente la velocidad de la onda S va de cero hasta 70 % de la velocidad de la onda P.

Es posible calcular los valores de las constantes de Lamé (μ y λ) si se determinan la velocidad de propagación de las ondas P y S (Swain, 1962). La determinación de dichas constantes se logra al resolver las ecuaciones A.81 y A.82.

La densidad del medio en que se propaga la onda elástica y la velocidad de propagación se relacionan de forma directa. A densidades altas generalmente corresponden velocidades de propagación altas. Gardner et al. (1974) encontraron que la velocidad de propagación se relaciona con la densidad del medio en que viaja la onda mediante la relación:

$$\rho = 0.31 \beta^4 \quad (A.83)$$

Con ρ en gr/cm^3 y β en m/s .

Una vez conocidas las constantes de Lamé es posible calcular las constantes elásticas de la masa de suelo con las expresiones A.54 y A.55.

A.3.4 Propiedades geomecánicas dinámicas y estáticas del suelo.

Los valores de las constantes elásticas medidas o determinadas para un material, dependen en gran medida de la velocidad de aplicación del esfuerzo. La determinación de las constantes elásticas a partir de los valores de la velocidad de propagación de las ondas elásticas en el suelo, implica una aplicación de esfuerzos en un lapso de tiempo muy corto. Las constantes elásticas así determinadas son las constantes elásticas dinámicas de la masa de suelo. En el proceso de subsidencia se presenta un incremento paulatino y lento de los esfuerzos que soporta el esqueleto del suelo, entonces se tiene que usar el módulo de elasticidad estático del suelo. Nie (1988) encontró que la relación entre el módulo de elasticidad dinámico y el estático varía de 7 a 8; Zeng y Xia (1997) menciona que una relación recomendada para usarse en problemas geotécnicos es de 7.5; Qian et al. (1986) encuentra una relación entre las constantes elásticas dinámicas y las estáticas de 10. Yu (2004) presenta una gráfica de valores para correlacionar el módulo elástico dinámico con el estático (figura A.15). En este trabajo se usará una relación de 8.015 propuesta por Yu (2004) debido a que el suelo donde desarrolló sus mediciones es similar al del valle de Querétaro (suelo aluvial, limo-arenoso, con estratos de arcilla).

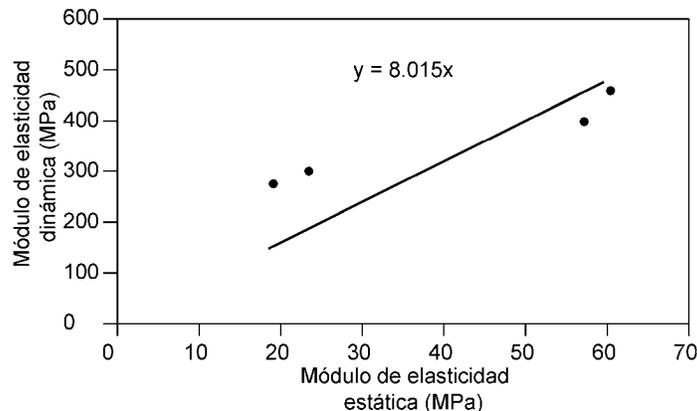


Figura A.15 Relación entre el módulo de elasticidad estático y el dinámico. Tomado y adaptado de Yu (2004).

ANEXO B LISTADO DEL PROGRAMA PARA CALCULAR LA ANOMALÍA SIMPLE DE BOUGUER

Explicación

El programa calcula la anomalía simple de Bouguer de acuerdo con lo expuesto en el anexo A. Los datos de entrada se ordenan en un archivo de texto llamado "p.dat", donde se forma una matriz de nx6. Los datos de salida se almacenan en un archivo de texto llamado RES.txt que el programa genera.

El archivo "p.dat" es cargado en el workspace de MatLab y el programa llamado gravedad.mat cuyo listado se presenta abajo se ejecuta desde el comand prompt de MatLab.

Listado de rutina gravedad.mat

```
%PROGRAMA "gravedad" PARA CALCULAR LA ANOMALIA SIMPLE DE BOUGUER
% Programador: Jesus Pacheco
% Revisor: Dr. Jorge Arzate

%
%-----
%DATOS QUE PUEDEN VARIAR
Densidad=2.5;          %Densidad para correccion por losa de Bouguer
%
%-----

%INPUT DATA
%Necesita un matriz nombrada "p" con 6 columnas
%Col 1 No de Estación
%Col 2 Gravedad Observada
%Col 3 Longitud UTM
%COL 4 Latitud UTM
%Col 5 Altitud sobre el nivel del mar
%Col 6 Latitud en Grados

%OUTPUT DATA
%Los resultados se almacenan en un archivo de texto "RES.txt" con 7 columnas
%Col 1 No de Estacion
%Col 2 Longitud UTM
%Col 3 Latitud UTM
%Col 4 Gravedad Observada
%Col 5 Anomalia de Aire libre
%Col 6 Anomalia simple de Bouguer
%Col 7 Espacio para Correccion por topografia
%Col 8 Espacio para Anomalia completa de Bouguer
%
%-----

% Comienzo de Programa.
n=length(p);
RES=zeros(n,8);
for i=1:n
    RES(i,1)=p(i,1);
    RES(i,2)=p(i,3);
    RES(i,3)=p(i,4);
    RES(i,4)=p(i,2);
    G1967=978031.85*(1+(0.0053024*(sin(p(i,6)*(pi/180)))^2)-(0.00000587*(sin(p(i,6)*2*(pi/180)))^2));
```

```
Faje=p(i,2)+0.3086*p(i,5)-G1967;  
BougSimple=(p(i,2)+(0.3086-(0.0419*Densidad))*p(i,5))-G1967;  
RES(i,5)=Faje;  
RES(i,6)= BougSimple;  
end  
save RES.txt RES -ascii;  
% Fin de programa
```

ANEXO C LISTADO DEL PROGRAMA PARA CALCULAR LA ANOMALÍA COMPLETA DE BOUGUER

Explicación

El programa calcula la anomalía completa de Bouguer haciendo la corrección por topografía a los datos gravimétricos de acuerdo con lo expuesto en el anexo A. Los datos de entrada se ordenan en un archivo de texto llamado "t.dat", donde se forma una matriz de $n \times 3$. Es necesario el archivo RES.txt que el programa gravedad genera (anexo B).

Los datos de salida se almacenan en un archivo de texto llamado RES.txt con 6 columnas de datos que el programa genera.

El archivo t.dat es cargado en el workspace de MatLab al igual que el archivo RES.txt. El programa llamado gravedad.mat cuyo listado se presenta abajo se ejecuta desde el comand prompt de MatLab.

Listado de rutina topocorrector.mat

```
%PROGRAMA "topocorrector" PARA CORRECCION POR TOPOGRAFIA DE DATOS
GRAVIMETRICOS
% Programador: Jesus Pacheco
% Revisor: Dr. Jorge Arzate
%
%-----
%DATOS QUE PUEDEN VARIAR
G=0.000000000667; % G= constante universal gravitacional N.m/kg2
%
%-----
%INPUT DATA
%t = una matriz de tres columnas con los datos XYZ en metros de la reticula
%regularmente equiespaciada de los datos de la topografia
%La matriz "RES" generada por el programa gravedad

%OUTPUT DATA
%Las correcciones para cada estacion asi como la anomalia completa de Bouguer
%se almacenan en el archivo de texto RES.txt de 6 columnas
%Columna 1: Numero de la estacion
%Columna 2: Latitud UTM de la estacion
%Columna 3: Longitud UTM de la estacion
%Columna 4: Gravedad observada
%Columna 5: Anomalia de aire libre
%Columna 6: Anomalia simple de Bouguer
%Columna 7: Corrección por topografía
%Columna 8 Anomalia completa de Bouguer

%-----
%Inicio del programa
area= input('teclea el valor del area de las secciones prismaticas a usar (m2) = '); % area del la seccion
transversal del prisma
densidad= input('teclea el valor de la densidad a usar (gr/cm2) = ');%densidad para prismas
limite= input ('tecle el valor de la distancia a la que comience a hacer correcciones (m) = ');

D=densidad*1000; % conversion de densidad de gr/cm3 a kg/m3
m=length(t);
OPE_TOTAL=m*n;
```

```
AVANCE=0;
for j=1:n

    RES(j,7)=0;
    for i=1:m

        d=((p(j,3)-t(i,1))^2+(p(j,4)-t(i,2))^2)^0.5;    % calculo de la distancia a un prisma de la topografia
        if d < 3000                                     % solo opera con los prismas a distancias < de 3000 m
            if d > limite                               % solo calcula el efecto de prismas a distancias > de 100 m
                deltah=abs(t(i,3)-p(j,5));             % calculo de la altura del prisma
                r=(d^2+(deltah/2)^2)^0.5;             % calculo de la distancia al centro de gravedad del prisma
                v=deltah*area;                         % calculo del volumen del prisma
                sen=deltah/(2*r);                     % seno del angulo que define la horizontal con r
                parcial=((G*D*v*sen)/r^2)*100000;     % calculo del efecto vertical del prisma en turno
                RES(j,7)=RES(j,7)+parcial;
            end
        end

        end

        OPE_PARCIAL=AVANCE+i;
        (OPE_PARCIAL/OPE_TOTAL)*100

    end

    RES(j,8)=RES(j,6)+RES(j,7);
    AVANCE=j*m;

end

save RES.txt RES -ascii;
%fin del programa
```

ANEXO D LISTADO DEL PROGRAMA PARA CALCULAR LA DENSIDAD DE ACUERDO CON NETTLETON (1976)

Explicación

El programa calcula la densidad del medio de acuerdo con lo expuesto en el anexo A. Los datos de entrada se ordenan en un archivo de texto llamado "p.dat", para formar una matriz de nx6.

Los datos de salida se almacenan en un archivo de texto llamado RESNETTLETON.txt con al menos cinco columnas de datos que el programa genera.

El archivo p.dat es cargado en el workspace de MatLab y el programa llamado nettleton.mat cuyo listado se presenta abajo se ejecuta desde el comand prompt de MatLab.

Listado de rutina nettleton.mat

```
% PROGRAMA "nettleton" PARA CORRECCION CALCULAR LA DENSIDAD DEL MEDIO
% GEOLOGICO DE ACUERDO CON NETTLETON (1976)
% Programador: Jesus Pacheco
% Revisor: Dr. Jorge Arzate
% _____
%

%INPUT DATA
%Necesita un matriz nombrada "p" con 6 columnas
%Col 1 No de estacion
%Col 2 Gravedad Observada
%Col 3 Longitud UTM
%COL 4 Latitud UTM
%Col 5 Altitud sobre el datum
%Col 6 Latitud en Grados

%OUTPUT DATA
%Los resultados se almacenan en un archivo de texto "RESNETTLETON.txt" con 7 columnas
%Col 1 No de Estacion
%Col 2 Gravedad observada
%Col 2 Gravedad de airre Libre (Gobs+Cfree)
%Col 4 en adelante Gravedad de Bouguer (Gobs+Cfree-CBouguer)con densidad incrementandose en 0.1
% _____

% Comienzo de Programa.
D= input('teclea el valor de densidad menor ausar gr/cm3 = ');
ncurv= input('teclea numero de curvas a calcular = ');

n=length(p);
m=ncurv+3;
RESNETTLETON=zeros(n,m);
for i=1:n

    RESNETTLETON(i,1)=p(i,1);
    RESNETTLETON(i,2)=p(i,2);
    RESNETTLETON(i,3)=p(i,2)+(0.3086*p(i,5));
    RESNETTLETON(i,4)=p(i,2)+(0.3086*p(i,5))-(0.0419*D*p(i,5));
```

```
for j=1:ncurv-1
    RESNETTLETON(i,j+4)=p(i,2)+(0.3086*p(i,5))-(0.0419*(D+0.1*j)*p(i,5));
end

end
save RESNETTLETON.txt RESNETTLETON -ascii;

% Fin de programa
```

ANEXO E LITOLOGÍA DE POZOS USADOS EN LA MODELACIÓN DE DATOS GRAVIMÉTRICOS.

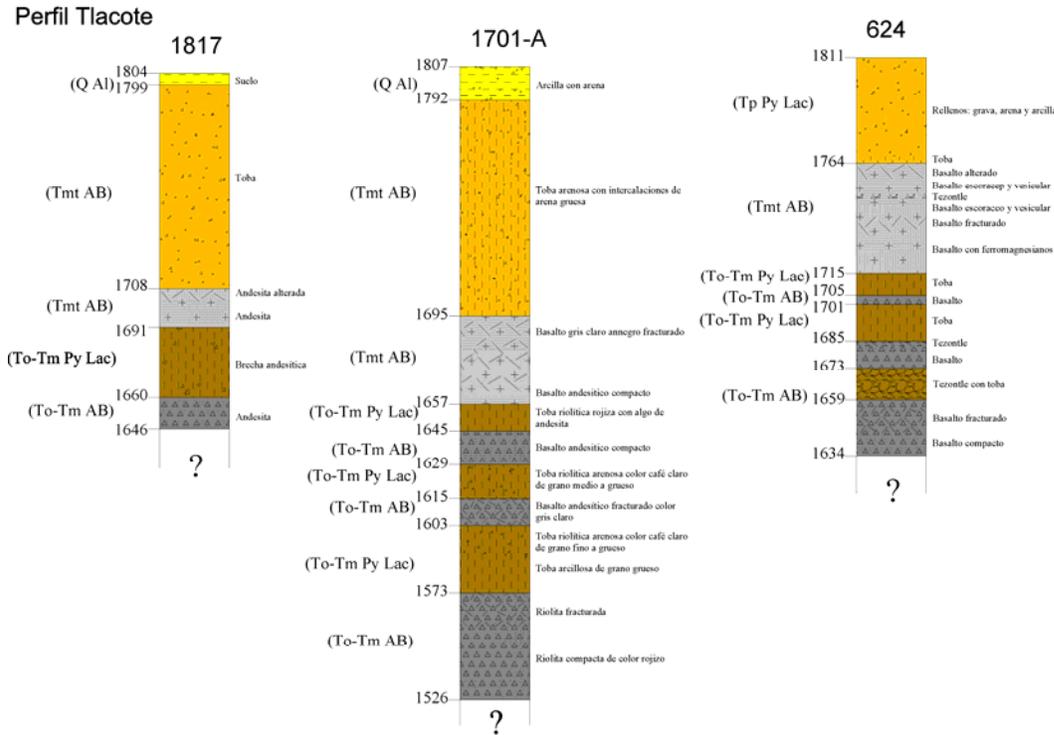


Figura E.1 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Tlacote

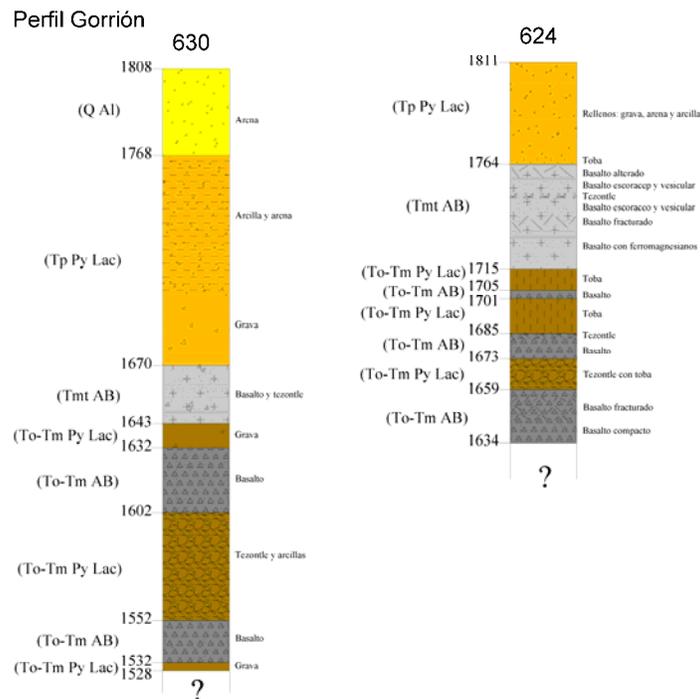


Figura E.2 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Gorrión

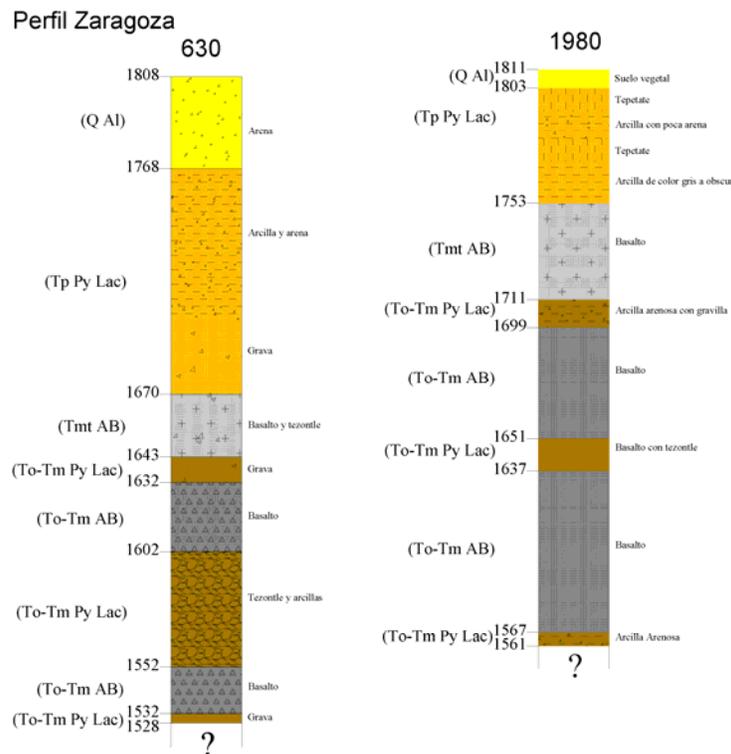


Figura E.3 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Zaragoza

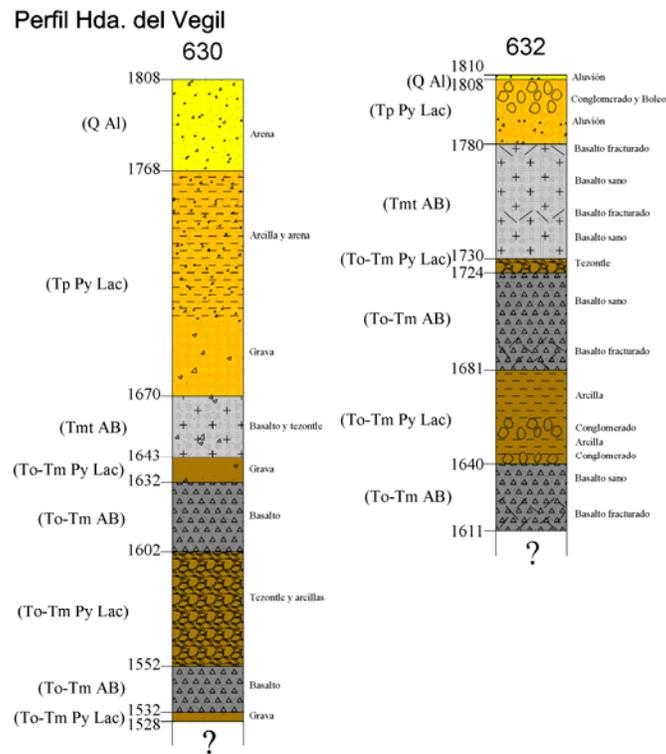


Figura E.4 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Hacienda del Vegil

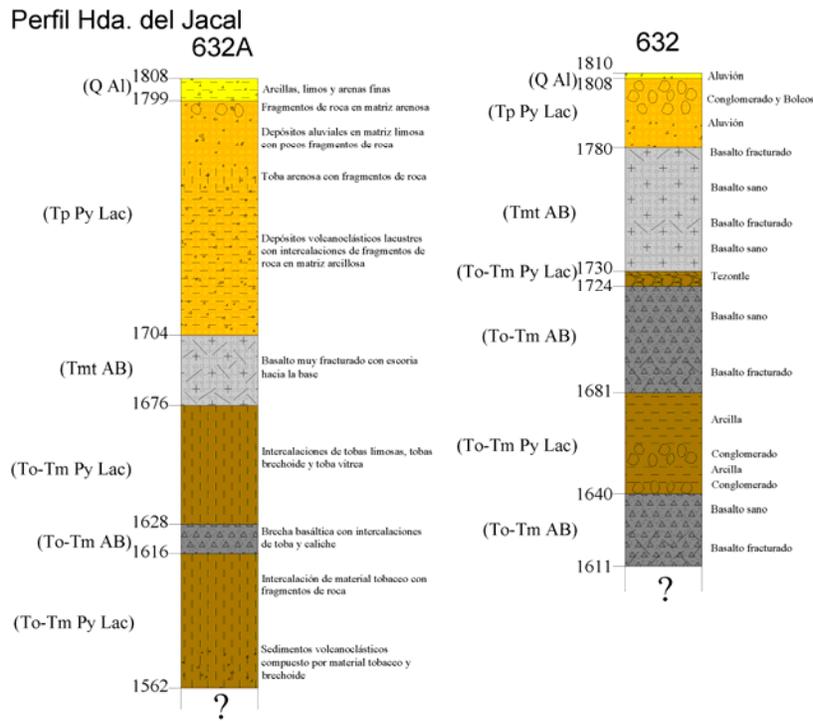


Figura E.5 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Hacienda del Jacal

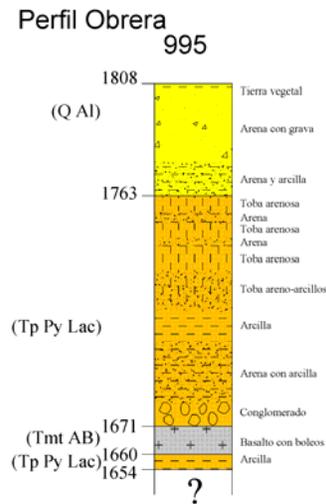


Figura E.6 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Hacienda del Obrera

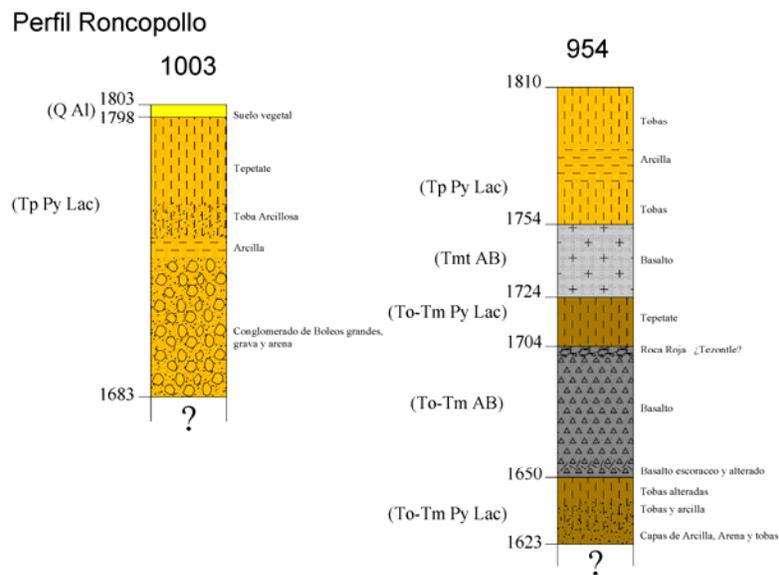


Figura E.7 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Roncopollo

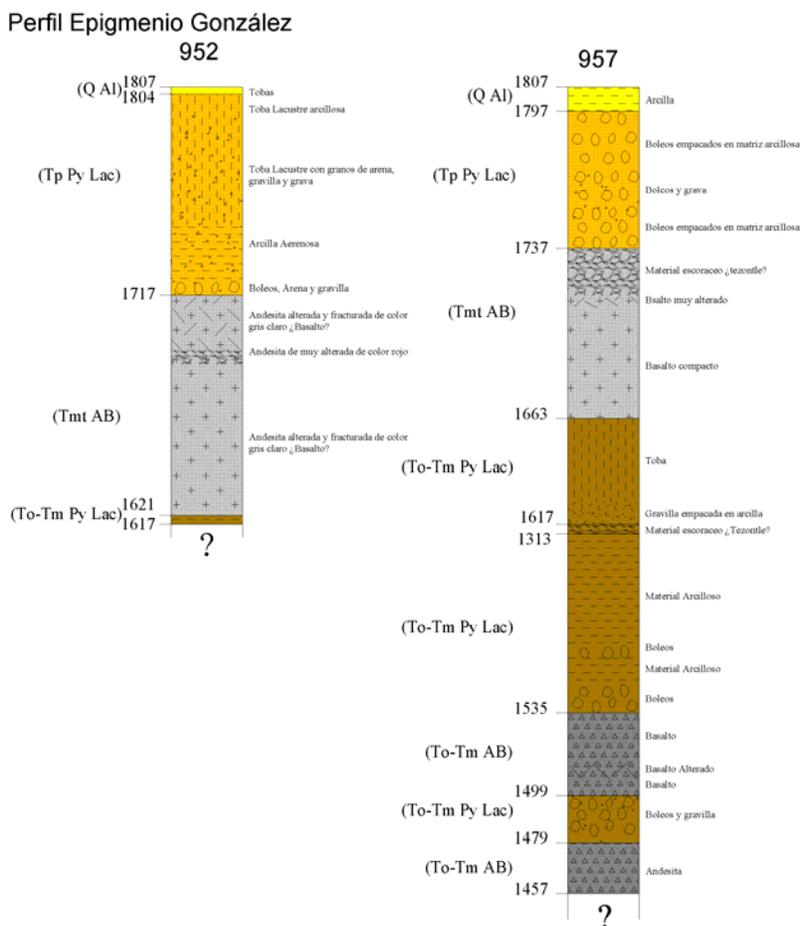


Figura E.8 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Epigmenio González

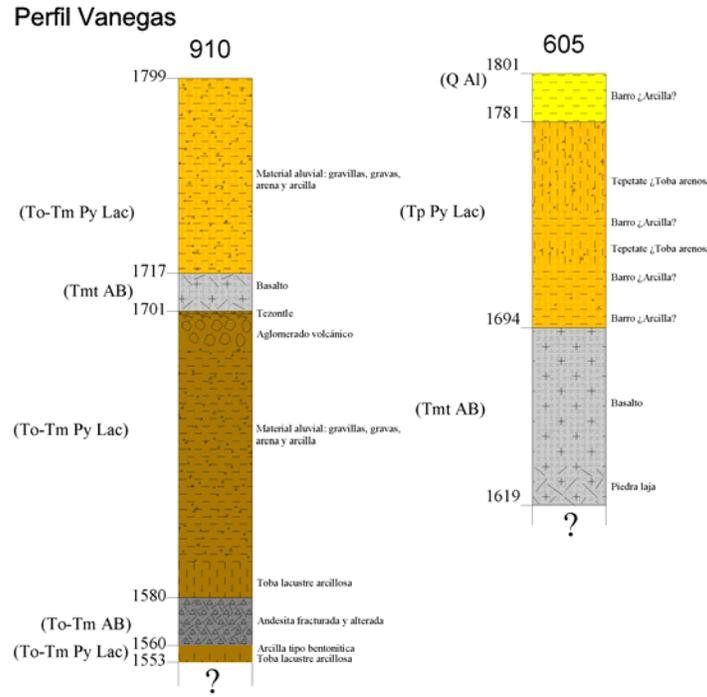


Figura E.9 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Vanegas

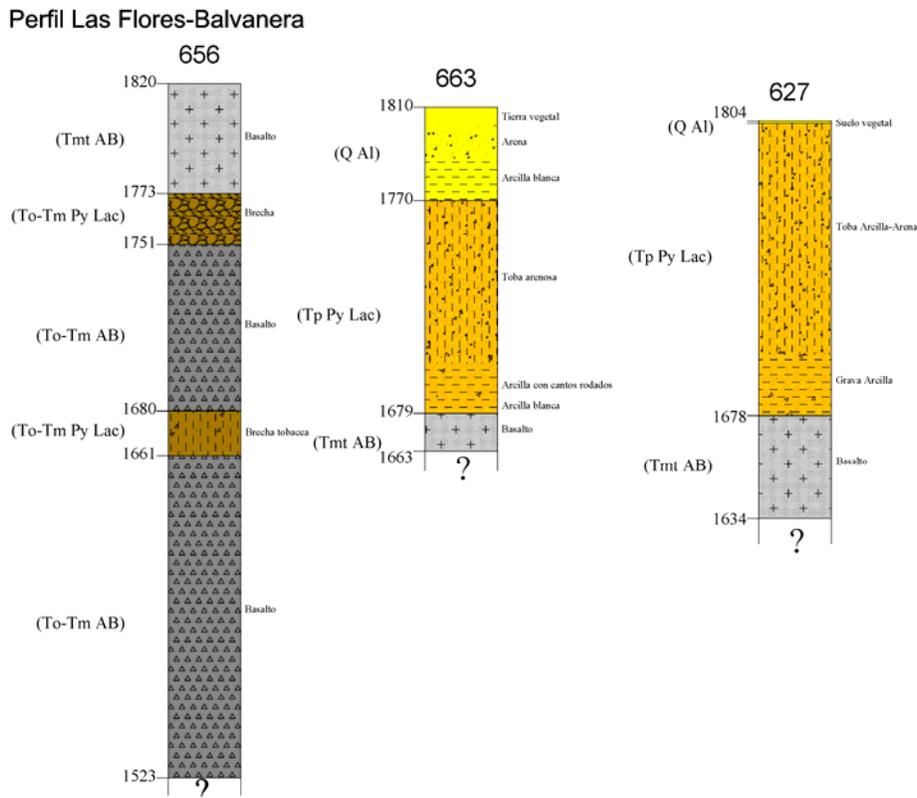


Figura E.10 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Las Flores-Balvanera

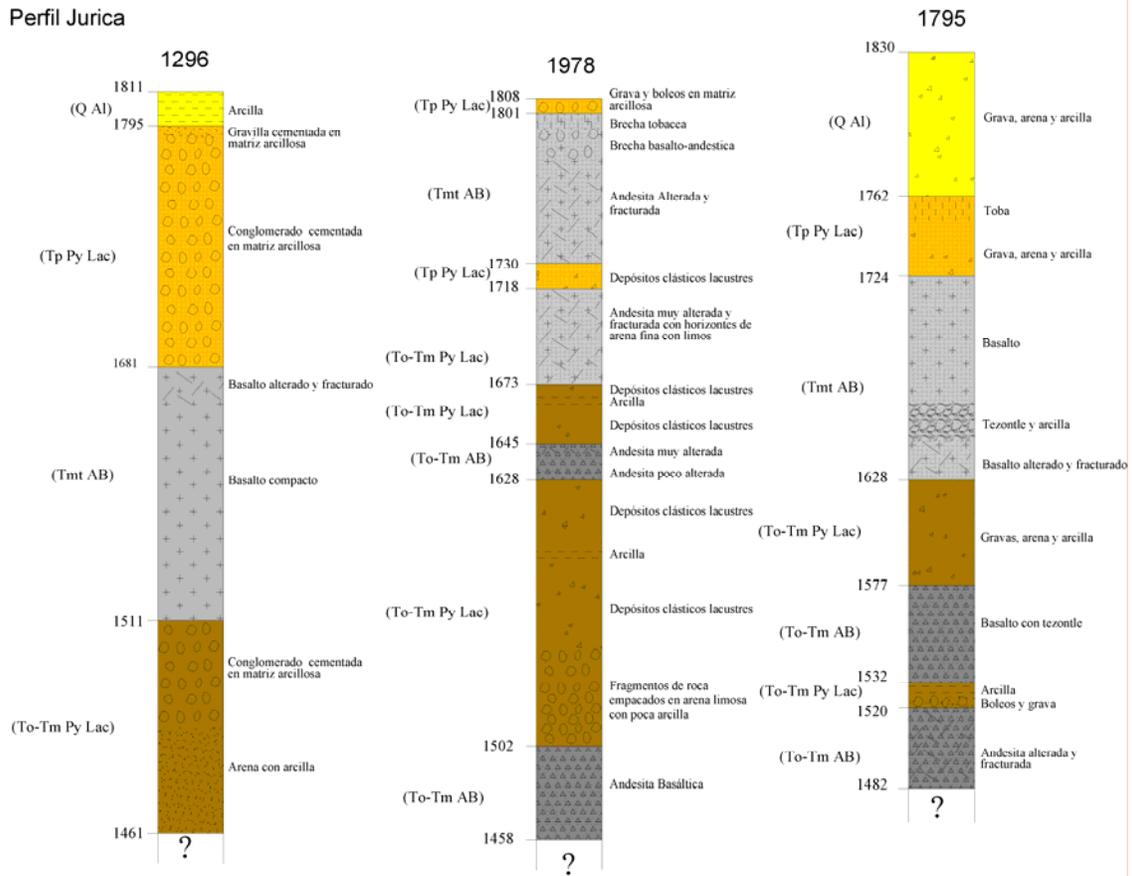


Figura E.11 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Jurica

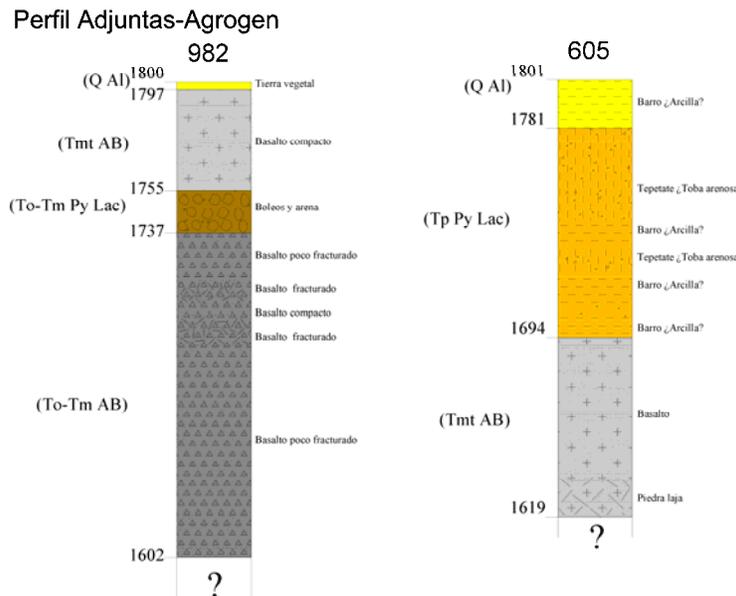


Figura E.12 Litología de los pozos usados en la modelación del perfil Adjuntas-Agrogen

REFERENCIAS

- Aguilar-Pérez L. A., Ortega-Guerrero A. A., Lugo-Hubp J. y Ortiz-Zamora D. del C., 2006; Análisis numérico acoplado a los desplazamientos verticales y generación de fracturas por extracción de agua subterránea en las proximidades de la Ciudad de México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, v. 23, num. 3, p. 247-261.
- Aguirre-Díaz G. J., Nieto-Obregón y Zúñiga F. R., 2005; Seismogenic Basis and Range and intra-arc normal faulting in the central Mexican Belt, Querétaro, México: *Geological Journal*, 40: 215-243.
- Aguirre-Díaz, G. J., Zúñiga Dávila Madrid, R., Pacheco Alvarado, F.J., Guzmán Speziale, M., y Nieto Obregón, J., 2000; El graben de Querétaro, Querétaro, México. Observaciones de fallamiento activo: *Geos*, boletín de la Unión Geofísica Mexicana, v. 20, p. 2-7.
- Alaniz-Álvarez S. A., Nieto-Samaniego A. F., Reyes-Zaragoza M. A., Orozco-Esquivel M. T., Ojeda-García A. C. y Vassallo F. L., 2001; Estratigrafía y deformación extensional en la región San Miguel de allende-Querétaro, México: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*. V. 18, n. 2, p. 129-148.
- Álvarez-Manilla A., 1999; Modelo del mecanismo de agrietamiento en el valle y zona metropolitana de Querétaro. Tesis de Maestría en Ciencias (Mecánica de Suelos), Universidad Autónoma de Querétaro, México
- Arroyo M., Arzate J., Rojas E., Ríos R., Pacheco J. y Arnold C., 1999; Causas y efectos de las fallas y agrietamientos en los valle de Querétaro y Celaya: Simposio Internacional sobre el aprovechamiento integral del agua en regiones semiáridas: "El agua en Querétaro, última llamada", Noviembre de 1999, U.A.Q., Querétaro México.
- Arroyo M., Arzate J., Yutis V., Martínez J., 2002; Estudio integral del recurso agua en los acuíferos del estado de Querétaro, área de geofísica, geología y geotécnia. Reporte Comisión Estatal de Agua (CEA), Querétaro, México.
- Auvinet G. y Arias A., 1991; Propagación de Grietas. En *Agrietamientos de suelos*, Editado por la Sociedad Mexicana de Mecánica de suelo, México
- Auvinet G. y Bouvard D., 1983; Efectos de escala geométrico en medios granulares: *Series del Instituto de Ingeniería de la UNAM* no. 473.
- Baldyga C. A., 2001; Relationship of faults in basin sediments to the gravity and magnetic expression of their underlying fault systems: Open-File report 01-502, U. S. Geological Survey.
- Bankher K. A. y Al-Harathi A. A., 1999; Earth fissuring and land subsidence in Western Saudi Arabia: *Natural Hazard* 20, p. 21-42.
- Benson A. K. y Floyd A. R., 2000; Application of gravity and magnetic methods to asses geological hazards and natural resource potential in the Mosida Hills, Utha County, Utha: *Geophysics*, vol. 65, no. 5, p. 1514-1526.
- Biot M. A., 1941; General Theory of three-dimensional consolidation: *Journal of applied physics*, vol. 12, p. 155-165.

-
- Bousinesq J., 1876, Essai théorique sur l'équilibre d'élasticité des massifs pulvérulents et sur la poussée des terres sans cohésion : Comptes Rendus des Séances de l'Académie des Sciences. Paris. T. **77**, 1521-1525.
 - Burbey T. J., 2002; The influence of faults in basin-fill deposits on land subsidence, Las Vegas Valley, Nevada, USA: Hydrogeology Journal, 10, p. 525-538.
 - Butler D. K., 1984; Microgravimetric and gravity gradients techniques for detection of subsurface cavities: Geophysics vol. 49, no. 7, p. 1084-1096.
 - Carnec C. and Fabriol H., 1999; Monitoring and modeling land subsidence at the Cerro Prieto geothermal field, Baja California, México, using SAR interferometry: Geophysical Research Letters, vol. 26, no. 9, p. 1211-1214.
 - Carpenter M. C., 1999; Land subsidence in the United State: Circular 1182, U. S. Geological Survey. Galloway D., Jones D. R. e Ingebritsen S. E. eds. Part I, Mining Ground Water, South-Central Arizona. p. 65-81.
 - 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, v. 22, num 1, p. 1-18.
 - CENAPRED, 2001; Diagnóstico de peligros e identificación de riesgos de desastres en México: Atlas Nacional de Riesgos de la República Mexicana 2001.
 - 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.
 - CNA, 2000; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Querétaro, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.
 - CNA, 2000b; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Amazcala, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.
 - CNA, 2002; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de San Juan del Río, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.
 - CNA, 2002b; Determinación de la disponibilidad de Agua en el Acuífero Valle de Tequisquiapan, Estado de Querétaro: Comisión Nacional del Agua, Subdirección general técnica, Gerencia de Aguas subterráneas.
 - CRM-SECOFI, 1998; Consejo de Recurso Minerales, Gerencia de Geofísica; carta magnética de campo total escala 1:50000 Querétaro F14-C65
 - Dehlinger P., 1978; Marine Gravity, Elsevier Oceanography Series, 22. New York
 - Demanet D., Renardy F., Vanneste K., Jongmans D., Camelbeeck T. y Meghraoui M., 2001; The use of geophysical prospecting for imagin active faults in the Roer Graven, Belgium: Geophysics, vol. 66, no. 1, p. 78-89.

-
- Figueroa-Vega G. F., 1989; Mecanismos de producción de grietas inducidas por la explotación del agua subterránea. *Alternativas Tecnológicas* 29, pp. 373-378, Academia Mexicana de Ingeniería
 - Figueroa-Vega G., 1984; Case history 9.8: México D.F., México: Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, prepared for the International Hydrological Programme, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, p. 217-232
 - Galloway D., Jones D. R. e Ingebritsen S. E. eds., 1999; Land subsidence in the United State: Circular 1182, U. S. Geological Survey. Part IV, The Role of Science.
 - Gardner, G. H. F., Gardner L. W. G. y Gregory A. R., 1974; Formation velocity and density-the diagnostic basis of stratigraphic traps, *Geophysics* 39, 770-780.
 - Hasbrouck W. P., 1991; Four shallow-depth, shear-wave feasibility studies: *Geophysics*. vol. 56, no. 11, p. 1875-1885.
 - Healy J. H. y Press F., 1969; Geophysical studies of basin structures along the eastern front of the Sierra Nevada, California: *Geophysics*, vol. XXIX, no. 3, p. 337-359.
 - Helm, D. C., 1975; One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pyxley, California, 2, Constant parameters: *Water Resources Research*, Vol. 11, No. 3, pp. 465-478
 - Helm, D. C., 1976; One-dimensional simulation of aquifer system compaction near Pyxley, California, 1, stress-dependent parameters: *Water Resources Research*, Vol. 12, No. 3, pp. 375-391
 - Hoffman J. y Zebker H. A., 2003; Prospecting for horizontal surface displacements in Antelope Valley, California using satellite radar interferometry; *Journal of Geophysical Research*, vol. 108, no. F1, 60011, doi: 10.1029/2003JF000055.
 - Hoffmann J. y Zebker H. A., 2001; Seasonal subsidence and rebound in Las Vegas Valley, Nevada, observed by synthetic radar interferometry: *Water Resources Research*, vol. 37, no. 6, p. 1551-1566.
 - Holzer T. L., 1984; Ground failure by ground-water withdrawal from unconsolidated sediments: *Geological society of America Reviews in Engineering Geology*, Volume VI, p. 67-105.
 - Hsieh P. A., 1997; Poroelasticity simulation of ground-water flow and subsurface deformation: Open-File Report 97-47, Keith R. P. and Leake S. A. eds. U.S. Geological Survey Subsidence Interest Group Conference. Proceedings of the technical meeting, Las Vegas, Nevada, p. 5-9.
 - Ikehara M. E., 1995; Static global positioning system survey design and sources of error in subsidence investigations: Open-File Report 94-532, Prince K. R., Galloway D. L., and Leake S. A. eds. U.S. Geological Survey Subsidence Interest Group Conference, Edwards air force base, Antelope Valley, California, p. 50-52.
 - Ikehara M. E., 1997; Results of global positioning system survey in Antelope Valley, California: Open-File Report 97-47, Keith R. P. and Leake S. A. eds. U.S.

- Geological Survey Subsidence Interest Group Conference. Proceedings of the technical meeting, Las Vegas, Nevada, p. 27-30.
- Ivanich P. A., Tyburczy J. A., Arrowsmith J. R., Diaz M., 2003; Measuring bedrock topography using gravity to understand subsidence along a portion of the CAP canal in northeast Scottsdale: CAP-LTER 2003 5th annual poster symposium.
 - Jachens C. R. y Holzer L. T., 1979; Geophysical investigations of ground failure related to ground water withdrawal Picacho basin Arizona: *Ground Water*, vol. 17, no. 6. p. 574-585.
 - Jachens C. R. y Holzer L. T., 1982; Differential compaction mechanism for earth fissures near Casa Grande, Arizona: *Geological Society of American Bulletin*, v. 93, p. 998-1012.
 - Jinqi Z., Zhouyun W. y Qin Y., 2005; Genesis, analysis and prognosis for the earth fissures in Su-Xi-Chang region: *Proceeding of the Seventh International Symposium on Land Subsidence*; Agen Z., Shiliabg G., Carbognin L., e Johnson I., editors, Shanghai, China, p. 913-918
 - Kearey P. y Broocks M., 1984. *An Introduction to Geophysical Exploration*. Blackwell Scientific Publications, ISBN 0-632-01049-5.
 - Le K. L. y Shen C. K., 1969; Horizontal movements related to subsidence. *Journal of the soil mechanics and foundation Division, Proceedings of the American Society of the Civil Engineerings*.v 95, no. 1, pp. 139-166
 - Leake S.A., Prudic D. E., 1991; Documentation of a computer program to simulate aquifer-system compaction using the modular finite-difference ground-water flow model: *Techniques of Water-Resources Investigations of the United States Geological Survey, U.S.G.S. Open-File Report 88-482*
 - Meyer, W.R., y Carr, J.E., 1979, A digital model for simulation of ground-water hydrology in the Houston area, Texas: *Texas Department of Water Resources Report LP-103*, 27 p.
 - Miller R. D. y Steeples D. W., 1991; Detecting voids in a 0.6 m coal seam, 7 m deep, using seismic reflection: *Geoexploration*, 28, p. 109-119.
 - Mishra S. K., Singh R. P. and Chandra S., 1993; Prediction of subsidence in the Indo-gangetic basin carried by groundwater withdrawal: *Engineering Geology*, 33, p. 227-239
 - Nettleton L. L., 1976; *Gravity and magnetics in oil prospecting*: McGraw-Hill. New York.
 - Nie, Y.J., 1988, Evaluation of dynamic compaction by elastic wave method, *Journal of Hydroscience and Engineering*, No. 2, pp55-65
 - Ochoa-González G. H., 2003; Análisis de la subsidencia en valles lacustres por medio de la teoría de pérdida volumétrica: Tesis de Maestría en Mecánica de Suelos, Universidad autónoma de Querétaro.

-
- Orozco J. M. y Figueroa-Vega G., 1991; Descripción cronológica de los conocimientos sobre el agrietamiento de terrenos. En Agrietamientos de suelos, Editado por la Sociedad Mexicana de Mecánica de suelo, México
 - Ortega-Guerrero A. Cherry J. A. and Rudolph D. L., 1993; Large-scale aquitard consolidation near Mexico City: Ground water, Vol. 31, No. 5, p.708-718
 - Ortega-Guerrero A., Rudolph L. D. y Cherry J. A., 1999; Analysis of long-term land subsidence near México City: Field investigations and predictive modelling: Water Resources Research, vol. 35, no. 11, p. 3327-3341.
 - Pacheco J., Arzate J. A., Rojas E., Yutsis V., Arroyo M., 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 (2006)143-160..
 - Pacheco J., Arzate J., Herrera-León W., Ortega-Rivera A. Arroyo M., Rojas E., 2004; Evidencias de riesgo de contaminación del acuífero somero en el Valle de Querétaro debido a Agrietamientos superficiales: caso Sta. Ma. Magdalena: Memorias del Simposio 2004 “La Investigación y el Desarrollo Tecnológico en Querétaro”. Organizado por el Consejo de Ciencia y Tecnología del Estado de Querétaro, Octubre del 2004 Área: Sustentabilidad del Sistema del Agua en Querétaro ISBN 968-5402-13-4.
 - Pacheco J. Arzate J. y Arroyo M., (en prensa); Subsistencia y Agrietamientos en el valle de Querétaro. Capítulo VII en “El valle de Querétaro y su geotorno” a editar por el CONCYTEQ y el Centro de Geociencias de la UNAM.
 - Poland J. F. ., 1984; Mechanics of land subsidence due to fluid withdrawal: Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, prepared for the International Hydrological Programme, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, p. 37-54.
 - Poland J. F. y Lofgren B. E., 1984; Case history 9.13: San Joaquin Valley, California, U.S.A.: Guidebook to studies of land subsidence due to ground-water withdrawal, prepared for the International Hydrological Programme, Working Group 8.4, Joseph F. Poland Chairman and Editor, p. 263-278
 - Poland J. F., Lofgren B. E., and Riley F. S., 1972; Glossary of selected terms useful in studies of the mechanics of aquifer system and land subsidence due to fluid withdrawal: U.S. Geological Survey Water-Supply Paper 2025, p. 9.
 - Poland, J.F., and Davis, G.H., 1969, Land subsidence due to withdrawals of fluids, in Varnes, D.J., and Kiersch, George, eds., Reviews in Engineering Geology: Volume 2: Boulder, Colorado, Geological Society of America, p. 187-269.
 - Qian, J.H., Qian, X.D., and Zhao, W.B., 1986; Theory and Practice of Dynamic Consolidation, Chinese Journal of Geotechnical Engineering, No. 6, pp26-30
 - Raisbeck D. y Pedler I. V, 1985; Settlement prediction and monitoring in an area of regional subsidence: In International Conference on Soil Mechanics and

- Foundation Engineering, 11o Proceedings:San Francisco, Soil Mechanics and Foundation Engineering, p. 2231-2234.
- Rice J. R., y Cleary M. P., 1976; some basic stress diffusion solutions for fluid-saturated elastic porous media with compressible constituents: Review of Geophysics an Space Physiscs, v. 14, p. 227-241.
 - Rivera A. y Ledoux E., 1991; Nonlinear modeling of groundwater flow and total subsidence of the México City aquifer-aquitard system: Land subsidence. Proceedings of the fourth International Symposium on Land Subsidence IAHS Publ. no. 200. p. 45-58.
 - Rojas E., Arzate J. y Arroyo M., 2002; A method to predict the group fissuring and faulting causes by regional groundwater decline: Engineering Geology, no. 65, p. 245-260.
 - Rucker Michael L. y. Keaton Jeffrey R., 1998; Tracing an earth fissure using seismic-refraction methods with physical verification: Borchers, J.W., ed., Land subsidence case studies and current research, Proceedings of the Dr. Joseph F. Poland Symposium on Land Subsidence: Association of Engineering Geologists, Special Publication no. 8, p. 207-216.
 - Sagaseta C., 1987; Analysis of undrained soil deformation due to ground loss: Geotechnique vol. 37, no. 3, p. 321-333.
 - Sheng Z. y Helm D: C., 1995; Conceptual models for earth fissuring in Las Vegas, Nevada, USA: Land subsidence. Proceedings of the Fifth International Symposium on Land subsidence, The Hague, October 1995. IAHS Pub. no. 234. p. 381-387.
 - Shimizu M., 1998; Application of a large-strain finite element model in predicting Land subsidence due to the variation of Ground-Water level: Borchers, J.W., ed., Land subsidence case studies and current research, Proceedings of the Dr. Joseph F. Poland Symposium on Land Subsidence: Association of Engineering Geologists, Special Publication no. 8, p. 239-247.
 - SISOL 2005; Proceeding of the Seventh International Symposium on Land Subsidence; Agen Z., Shiliabg G., Carbognin L., e Johnson I., editores, Shangai, China.
 - Skempton W. A., 1961; Effective stress in soils, concrete and roks-Pore pressure an suction in soils. Conference of the British National Society. Butterworths, London, 1961.
 - Surfer V8; Software Sistema de Mapeo de Superficies versión 8, desarrollado por Golden Software Inc.
 - Swain R.J., 1962; Recent techniques for determination “in sit u” elastic properties and measurement of motion amplification in layered media: Geophysics, vol.XXVII. No. 2. p.p. 237-241
 - Talwani Manik, Lamar Worzel J y Landisman Mark, 1959; Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with application to the Mendocino Submarine Fracture Zone: Journal of geophysical research, vol. 64, no. 1, p. 49-59.

-
- Terzaghi K., 1956; Theoretical soil mechanics; John Wiley and Sons Inc. New York.
 - Trejo-Moedano A. y Martinez-Baini A., 1991; Agrietamiento de suelos zona Querétaro, en Agrietamientos de suelos, Editado por la Sociedad Mexicana de Mecánica de suelo, México, p. 67-74.
 - Trejo-Moedano A., 1989; Estratigrafía y propiedades mecánicas del suelo del valle de la zona urbana de Querétaro: Universidad autónoma de Querétaro, ISBN: 968-845-089-8, Querétaro Mex.
 - Trescott, P.C., 1975, Documentation of finite-difference model for simulation of three-dimensional ground-water flow: U.S. Geological Survey Open-File Report 75-438, p.32
 - Trujillo C. J. A., 1985; Fallamineto de terrenos en Celaya, Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos, Flores N. J. Editor, Origen del Fallamiento, p. 3-10.
 - U.S.G.S., 1999; Land subsidence in the United State: Circular 1182, U. S. Geological Survey. Galloway D., Jones D. R. e Ingebritsen S. E. eds.
 - UAQ, 1998; Zonificación de la familia de fallas y caracterización mecánica de los suelos donde se proyecta construir un gran centro comercial. Informe Técnico del Laboratorio de Mecánica de suelos de la Fac. de Ing. de la UAQ. Querétaro, México.
 - Udías A. y Mézcua J., 1986; Fundamentos de Geofísica, Madrid, ISBN 84-205-1381-4
 - Valdéz-Moreno G., Aguirre-Díaz G. y López-Martínez M., 1998; El volcán La Joya, Estados de Querétaro y Guanajuato – Un estratovolcán miocénico del cinturón volcánico mexicano: Revista Mexicana de Ciencias Geológicas, v.15, No. 2, 181-197
 - Wang F.H., 2000, Theory of Linear Poroelasticity with Applications to Geomechanics and Hydrogeology. Princeton University Press, ISBN 0691037469. U.S.A.
 - Yu X., 2004; Field evaluation of ground stiffness by static and dynamic test: The Electronic Journal of Geotechnical Engineering, v. 9, 2004-Bundle D.
 - Zermeño M., Pacheco J., Mendoza E., Arzate J., Arroyo M., 2006; Fracturamiento y fallamiento de suelos, experiencias en la cd. de Aguascalientes, Ags. y Santiago de Querétaro, Qro. en memorias del XXIII Reunión Nacional de Mecánica de Suelos. Tuxtla Gutierrez, Chiapas, Mexico. ISBN 968-5350-18-3 p. 793-801
 - Zhen, Y.L and Xia S. Y., 1997, The Study on the Dynamic Modulus of Geomaterials, Chinese Journal of Geotechnical Engineering, No. 1, pp75-78
 - Zúñiga F. R., Pacheco J. F., Guzmán-Speziale M., Aguirre-Díaz G. J., Espindola V. H., Nava E., 2003; The Sanfandila earthquake sequence of 1998, Querétaro, México: activation of an undocumented fault in the northern edge of central Trans-Mexican Belt: Tectonophysics 361, 229-238.