



03095



**UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO**

**PROGRAMA DE POSGRADO EN  
CIENCIAS DE LA TIERRA**

**CARACTERIZACIÓN GEOFÍSICA DEL SISTEMA  
HIDROGEOLOGICO DEL VALLE DE ZAACHILA, OAXACA Y  
SU RELACIÓN CON LA GEOLOGÍA TECTÓNICA REGIONAL**

**TESIS**

que para obtener el grado de **DOCTOR EN CIENCIAS  
(EXPLORACIÓN)** presenta

**SALVADOR ISIDRO BELMONTE JIMÉNEZ**

2005

**M: 349739**



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.



Ciudad Universitaria

Deleg. Coyoacán

C.P. 04510 México, D.F.

Of. No. PCT/BEMO/1318/04

Asunto: Aprobación de tema, asesor de tesis y asignación de jurado para examen de grado.

**SALVADOR BELMONTE JIMÉNEZ**

Estudiante de Doctorado

Presente,

El Comité Académico del Posgrado, reunido en sesión ordinaria el 26 de octubre del año en curso, aprobó como su tema de tesis **Caracterización geofísica del sistema hidrogeológico del valle de Zaachila, Oaxaca y su relación con la geología tectónica regional**. Así mismo ratificó al Dr. Oscar Campos Enríquez como asesor del mismo y designó a los siguientes investigadores como jurado para su examen de grado.

- |                               |            |
|-------------------------------|------------|
| Dr. Fernando Ortega Gutiérrez | Presidente |
| Dr. Luis Miguel Mitre Salazar | Vocal      |
| Dr. Rene Efraín Chávez Segura | Vocal      |
| Dra. Birgit Stenich           | Vocal      |
| Dr. Oscar Campos Enríquez     | Secretario |
| Dra. Susana Alaniz            | Suplente   |
| Dr. Jaime Herrera Barrientos  | Suplente   |

Sin otro particular por el momento, reciba un saludo cordial.

Atentamente,

**"POR MI RAZA HABLARA EL ESPIRITU"**

Ciudad Universitaria, a 28 de octubre de 2004

**COORDINADORA DEL PROGRAMA**

**DRA. BLANCA MENDOZA ORTEGA**

c.c.p. Tutor  
c.c.p. Miembros del Jurado

Autorizo a la Dirección General de Bibliotecas de la UNAM a difundir en formato electrónico e impreso el contenido de mi trabajo recepcional.

NOMBRE: SALVADOR ISIDRO BELMONTE JIMÉNEZ

FECHA: 25/OCT/2005

FIRMA:

## AGRADECIMIENTOS

Mi reconocimiento y gratitud:

Al Dr. José Oscar Campos Enríquez, por su amistad y por el apoyo que me brindó durante el tiempo que estuve en el posgrado. Le agradezco el tiempo que me dedicó para analizar, complementar y mejorar este trabajo.

Al Dr. Fernando Ortega Gutiérrez, por las valiosas sugerencias que me hizo para desarrollar este trabajo.

A la Dra. Susana Alicia Alaniz Álvarez, por el tiempo que dedicó a la revisión y por las valiosas sugerencias que hizo para complementar este trabajo.

Al Dr. Jaime Herrera Barrientos, por su amistad y el tiempo que me dedicó cuyas observaciones permitieron mejorar este trabajo.

Al Dr. René Chávez Segura, Dr., Luís Miguel Mitre Salazar y Dra. Birgit Steinich, por sus valiosos comentarios y sugerencias para complementar y mejorar la estructura de la tesis.

Al Dr. Marco Antonio Pérez Flores, por su amistad y por formar parte de mi Comité de examen predoctoral.

Al Dr. Rafael Huizar Álvarez, por el tiempo dedicado al formar parte de mi Comité de examen predoctoral.

Al Dr. Miguel Ángel Alatorre Zamora, por su amistad y apoyo incondicional.

Al Instituto Politécnico Nacional que me otorgó las facilidades para concluir este trabajo, y por el apoyo a través de la CGPI para desarrollar parte de esta tesis.

A la UNAM por el apoyo a través del PAEP en la toma de datos en campo.

Al Consejo Nacional de Ciencia y Tecnología, por su apoyo a través de una beca.

A Lourdes por su comprensión, y a mis hijos Alejandra, Omar D., y Valdemar por su paciencia y apoyo en la toma de datos de gravimetría y magnetometría.

A mi Madre por su permanente preocupación y apoyo.

A todos ellos,

GRACIAS

## CONTENIDO

	<b>Página</b>
<b>RESUMEN</b>	
<b>1. INTRODUCCIÓN</b>	<b>1</b>
1.1 Generalidades	1
1.2 Trabajos previos	2
1.3 Objetivos	4
1.4 Localización del área de estudio	5
1.5 Metodología	7
<b>2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL</b>	<b>9</b>
2.1 Geología histórica	9
2.2 Geología regional	10
2.3 Fisiografía	12
2.4 Terrenos tectonoestratigráficos	13
2.5 Estratigrafía	15
2.6 Geología estructural	17
2.7 Sismotectónica	18
<b>3. ESTUDIO DE LA FALLA DE OAXACA A PARTIR DE GRAVIMETRÍA Y MAGNETOMETRÍA</b>	
3.1 Introducción	19
3.2 Localización	19
3.3 Gravimetría	21
3.3.1 Introducción	21
3.3.2 Descripción y discusión de resultados	27
3.4 Magnetometría	48
3.4.1 Introducción	48
3.4.2 Descripción y discusión de resultados	51
<b>4. ESTRUCTURA GEOELÉCTRICA Y DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS DEL SISTEMA ACUÍFERO DEL VALLE DE ZAACHILA</b>	
4.1 Bobinas electromagnéticas	61
4.1.1 Introducción	61
4.1.2 Descripción y discusión de resultados	68

4.2 Resistividad	72
4.2.1 Introducción	72
4.2.2 Descripción y discusión de resultados	73
4.3 Determinación de parámetros hidrogeológicos	84
4.3.1 Introducción	84
4.3.2 Descripción y discusión de resultados	87
<b>5. ANÁLISIS ARMÓNICO DE LA PIEZOMETRÍA</b>	
5.1 Introducción	100
5.2 Descripción y discusión de resultados	104
<b>6. DETERMINACIÓN DE LA VULNERABILIDAD DEL ACUÍFERO</b>	
6.1 Introducción	116
6.2 Descripción y discusión de resultados	122
<b>7. CONCLUSIONES GENERALES</b>	140
<b>ANEXO 1</b>	147
<b>ANEXO 2</b>	148
<b>BIBLIOGRAFÍA</b>	149

## Índice de figuras

	Página
Figura 1.1.- Ubicación general del área de estudio.	6
Figura 2.1.- Terrenos tectonoestratigráficos en el estado de Oaxaca. Tomado de Sedlock et al. (1993). Modificado por el CRM (1996).	14
Figura 2.2.- Figura 2.2.- Columna estratigráfica esquemática de la región valles Centrales de Oaxaca, límite de los terrenos Zapoteco y Cuicatéco. (Salas, 1949; Wilson y Clabaugh, 1970; Ortega-Gutiérrez, 1981a; Centeno-García, 1988; PEMEX, 1989; Nieto et al., 1995; CRM, 1996; Ferrusquía-Villafranca, 1992; Flores-Márquez et al., 2001).	16
Figura 3.1.- Ubicación del valle de Zaachila, Oaxaca.	20
Figura 3.2.- Mapa gravimétrico del estado de Oaxaca y localización de la falla de Oaxaca y ciudad de Oaxaca (Mena et al., 1995).	29
Figura 3.3.- Mapa de anomalía de Bouguer de los valles Centrales de Oaxaca. Contornos cada 2 mGal.	30
Figura 3.4.- Regional gravimétrico de primer orden de los valles de Zaachila, Zimatlán, y Etlá. Contornos cada 2 mGal.	31
Figura 3.5.- Residual gravimétrico de los valles de Zaachila, Zimatlán, y Etlá. Contornos cada 1 mGal. Se indica la posición de los perfiles interpretados.	32
Figura 3.6.- Área utilizada (matriz cuadrada) para la estimación de la profundidad con la técnica de deconvolución de Euler.	35
Figura 3.7.- Mapa de isopropfundidades obtenido usando la técnica de deconvolución de Euler. Índice estructural (SI) de 0.0, y ventana de deconvolución de 10 puntos. $\Delta x = 555$ m.	35
Figura 3.8.- Mapa de isopropfundidades obtenido usando la técnica de deconvolución de Euler. Índice estructural (SI) de 0.25, y ventana de deconvolución de 10 puntos.	36
Figura 3.9.- Mapa de isopropfundidades obtenido usando la técnica de deconvolución de Euler. Índice estructural (SI) de 0.5, y ventana de deconvolución de 10 puntos. $\Delta x = 555$ m.	36

- Figura 3.10.- Deconvolución de Euler obtenido aplicado al residual gravimétrico del valle de Zaachila-Zimatlán, Oaxaca.  $\Delta x = 555$  m. a) ventana de deconvolución: 3 puntos, índice estructural (SI): 0.5. Se observa la dispersión de soluciones de profundidad. b) ventana de deconvolución: 5 puntos, índice estructural (SI): 0.5. Empieza a mostrarse cierta tendencia en las soluciones de la profundidad. 37
- Figura 3.11.- Perfil 1-1' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo. 42
- Figura 3.12.- Perfil 2-2' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo. 43
- Figura 3.13.- Perfil 3-3' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo. 44
- Figura 3.14.- Perfil 4-4' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo. 45
- Figura 3.15.- Perfil 5-5' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo. 46
- Figura 3.16.- Perfil 6-6' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo. 47
- Figura 3.17.- Mapa de anomalía magnética de campo total de los valles de Zaachila, Zimatlán y ETLA, Oaxaca. Intervalo cada 25 nT. 53
- Figura 3.18.- Mapa reducido al polo de la anomalía magnética de intensidad de campo total de los valles de Zaachila, Zimatlán y ETLA, Oaxaca. Declinación:  $5.86^\circ$ , Inclinación:  $45.5^\circ$ . Isolíneas cada 25 nT. Ubicación de los 6 perfiles interpretados. 54
- Figura 3.19.- Mapa de la primera derivada vertical de los datos magnéticos de los valles de Zaachila y Zimatlán. 58
- Figura 3.20.- Mapa de la segunda derivada vertical de los datos magnéticos de los valles de Zaachila y Zimatlán. 59
- Figura 3.21.- Mapa de profundidades obtenidas con la deconvolución de Euler, aplicada a datos de intensidad magnética de campo total. Ventana de 10 puntos, índice estructural de 0.0. 60
- Figura 4.1. Flujo de la corriente inducida (semiespacio homogéneo). Tomado de McNeill (1980). 64



- Figura 4.2. Respuesta relativa de un dipolo vertical vs. profundidad.  $V(z)$  es la contribución relativa para  $H_s$  de material en una capa delgada  $dz$  localizada a la profundidad  $z$  (normalizado). Tomado de McNeill (1980). 66
- Figura 4.3.- Respuesta relativa vs. profundidad para un dipolo horizontal. Tomado de McNeill (1980). 66
- Figura 4.4.- Ubicación de los perfiles electromagnéticos en el valle de Zaachila. Se observan también los SEV's, y los pozos de monitoreo. 70
- Figura 4.5- a y b). Modelos geológicos de los perfiles 1-1' y 2-2' del valle de Zaachila, Oaxaca. 71
- Figura 4.6- c y d.- Modelos geológicos de los perfiles 3-3' y 4-4' del valle de Zaachila, Oaxaca. 71
- Figura 4.7.- Ubicación de los sondeos eléctricos verticales (SEV's) y de los pozos de monitoreo en el valle de Zaachila, Oaxaca. Se observa la posición de los perfiles interpretados. 76
- Figura 4.8.- a) Perfil 1-1' y b) 2-2'. Se observa la topografía del basamento geohidrológico y la litología de los estratos. El estrato superficial corresponde a arenas y arcillas. El segundo estrato corresponde a material limoarcilloso con gravas, arenas y fragmentos de rocas, y el basamento asociado a rocas sedimentarias. 80
- Figura 4.9.- a) Perfil 3-3' y b) 4-4'. Se observa un modelo de tres capas; la primera corresponde a material arenoso con arcillas que conforma la zona no saturada. La segunda capa geoelectrica se asocia con material limoarcilloso, gravas y arenas constituyendo el acuífero. Finalmente se interpreta el basamento geohidrológico constituido por rocas sedimentarias. 81
- Figura 4.10.- a) Perfil 5-5' y b) 6-6'. Se observa un modelo de tres capas; la primera corresponde a material arenoso con arcillas que conforma la zona no saturada. La segunda capa geoelectrica se asocia con material limoarcilloso, arenas y gravas constituyendo el acuífero. Finalmente se interpreta el basamento geohidrológico constituido por rocas sedimentarias. 82
- Figura 4.11.- Diseño de pozo profundo" a 39 m de profundidad, ubicado en Santa Cruz Xoxocotlán, cerca del SEV-17 (aprox. a 200 m). Se observa la litología encontrada durante la perforación (Ramos-Trinidad, 2002). 83
- Figura 4.12.-Gráfica de tiempo (min) vs. abatimiento (m) del pozo POB-5, San Bartolo Coyotepec, Oaxaca.  $Q = 15.4$  lps;  $\Delta s = 3$  m; para  $T=81.16$  m<sup>2</sup>/día. 89

- Figura 4.13. Roseta de isotropía de un sondeo tipo Wenner realizado en el valle de Zaachila (ver localización en Figura 4.14). No se observa una dirección preferencial del comportamiento de la resistividad eléctrica. 90
- Figura 4.14.- Mapa de isopacas del acuífero obtenido con datos de resistividad y EM-34-3, correlacionados con datos de pozos. Hacia la parte central del valle se observan los mayores espesores de la zona saturada. 95
- Figura 4.15.- Espesor de la zona no saturada y ubicación de pozos utilizados dónde se obtuvo la  $R_c$  (resistencia corregida). 96
- Figura 4.16.- Se muestra la transmisividad ( $m^2/día$ ) del acuífero del valle de Zaachila obtenida por pruebas de bombeo y con el parámetro de Dar-Zarrouk. 97
- Figura 5.1. Se muestra el experimento realizado por Darcy. La sección del filtro es vertical. Tomado de Bear (1972). 101
- Figura 5.2.- El experimento de Darcy en un filtro de arena inclinado. Tomado de Bear (1972). 102
- Figura 5.3.- Plano de ubicación de los 32 pozos de monitoreo (norias) y poblaciones importantes dentro del área de estudio. Se observa el alineamiento de los pozos 1 al 20 que siguen la dirección general del Río Atoyac que atraviesa el valle de Zaachila-Zimatlán. 108
- Figura 5.4.- Mapa piezométrico del valle de Zaachila, Oaxaca correspondiente al mes de mayo del 2001. Se observa la dirección del flujo subterráneo que en general es N-S, pero hacia el SE cambia de dirección. 108
- Figura 5.5. Piezometría del mes de agosto de 2001, Valle de Zaachila, Oaxaca. 109
- Figura 5.6. Piezometría del mes de diciembre de 2001, Valle de Zaachila, Oaxaca. 109
- Figura 5.7.- Comportamiento de la piezometría para los pozos 1, 12, 21 y 26 del valle de Zaachila, Oaxaca durante el período de diciembre para los años 1998 (1), 1999 (2) y 2001 (3). Se observa que los pozos 1, 12 y 21, los cuales se ubican en las márgenes del Río Atoyac disminuyeron sus niveles piezométricos en el año 1999 con tendencia a recuperarse. El pozo 26 muestra una recuperación con respecto a la piezometría del 98. 110
- Figura 5.8- a) Mapa regional del Valle de Zaachila, Oaxaca obtenido a partir de la Piezometría del mes de mayo de 2001. Se usó un polinomio de primer orden. b) Residual piezométrico correspondiente al mes de mayo/01 indicando la dirección del flujo subterráneo somero. 112

Figura 5.9.- a) Mapa regional del Valle de Zaachila, Oaxaca obtenido a partir de la Piezometría del mes de agosto de 2001. Se usó un polinomio de primer orden. b) Residual piezométrico correspondiente al mes de agosto/01 indicando la dirección del flujo subterráneo somero. 113

Figura 5.10.- a) Mapa regional del Valle de Zaachila, Oaxaca obtenido a partir de la Piezometría del mes de diciembre de 2001. Se usó un polinomio de primer orden. b) Residual piezométrico correspondiente al mes de diciembre/01 indicando la dirección del flujo subterráneo somero. 113

Figura 6.1.- Mapa de vulnerabilidad del valle de Zaachila, Oaxaca, obtenido usando el método DRASTIC. 129

Figura 6.2.- Mapa de vulnerabilidad del valle de Zaachila, Oaxaca, obtenido usando el método GOD. 130

Figura 6.3.- Mapa de vulnerabilidad del valle de Zaachila, Oaxaca, obtenido usando el método AVI. 131

Figura 6.4.- Mapa de sólidos disueltos totales (SDT) en el valle de Zaachila. Los valores mayores se encuentran en la zona de convergencia de los ríos Salado y Atoyac. 132

## Índice de tablas

	<b>Página</b>
Tabla 3.1.- Valores de índice estructural para diferentes modelos (Cerón-Fernández, 1995; Keating, 1998; Yaghoobian et al., 2001).	26
Tabla 3.2. Densidades ( $\delta$ ) en $\text{gr/cm}^3$ y susceptibilidades magnéticas ( $\kappa$ ) en unidades cgs, utilizadas en la modelación de datos gravimétricos y magnéticos en seis perfiles interpretados en valles centrales de Oaxaca.	34
Tabla 4.1.- Profundidad de exploración como una función de la separación entre bobinas. Tomado de McNeill (1980).	65
Tabla 4.2.- Coordenadas (UTM) de los perfiles de resistividad elaborados a partir de SEV's y litología de pozos norias y profundos. $X_i$ es la coordenada X inicial, $X_f$ coordenada X final; $Y_i$ e $Y_f$ coordenada Y inicial y final respectivamente.	74
Tabla 4.3.- Los perfiles que están interpretados a partir de SEV's y litología de pozos y corresponden a la numeración utilizada en este estudio.	75
Tabla 4.4.- Cálculo de la ecuación que relaciona Rc con T a partir de un análisis de regresión lineal. El cálculo se realizó con datos de 12 pozos.	94
Tabla 6.1.- Pesos asignados a los parámetros del método DRASTIC y DRASTIC Pesticida (Aller et al., 1987). La suma total de los pesos es mayor en el DRASTIC Pesticida.	119
Tabla 6.2. Categorías del AVI para determinar el grado de vulnerabilidad. Fuente: Van Stempvoort et al. (1992).	121
Tabla 6.3.- Pesos, rangos y valores utilizados para determinar el índice de vulnerabilidad del acuífero del valle de Zaachila, para DRASTIC Pesticida.	128
Tabla 6.4.- Sensibilidad del parámetro excluido ( $S_{xi}$ ) del método DRASTIC en el acuífero del Valle de Zaachila, Oaxaca.	134
Tabla 6.5.- Determinación del índice de variación del parámetro excluido ( $V_{xi}$ ) para el acuífero del Valle de Zaachila, Oaxaca.	136
Tabla 6.6.- Determinación del factor de peso efectivo ( $W_{xi}$ ) aplicado al acuífero del Valle de Zaachila, Oaxaca.	137

## RESUMEN

Se realizó un estudio en los valles centrales de Oaxaca (sur de México) para analizar la falla de Oaxaca, y para conocer su posible relación con el sistema acuífero del valle de Zaachila ubicado en esta zona. Este acuífero fue objeto de una caracterización hidrogeológica y también se estimó su vulnerabilidad a la contaminación.

Los estudios regionales se apoyaron en levantamientos de gravimetría y magnetometría que fueron interpretados por técnicas de inversión usando la deconvolución de Euler para estimar la profundidad al basamento asociado con el Complejo Oaxaqueño, obteniendo valores entre 350 y 1350 m. Los mejores resultados se obtuvieron al aplicar una ventana de 10 puntos y un índice estructural de 0.0 y 0.25. También se hizo en seis perfiles una interpretación conjunta a través del modelado directo en 2 ½ D.

Con base en los resultados de gravimetría y magnetometría, se interpreta que el terreno Zapoteco cabalga sobre el terreno Cuicateco, notándose que la pendiente de las anomalías gravimétricas y magnéticas es más fuerte hacia el terreno Cuicateco y menores hacia el Zapoteco. En general, la densidad del terreno Zapoteco es mayor ( $2.8 \text{ gr/cm}^3$ ) que la del Cuicateco ( $2.67 \text{ gr/cm}^3$ ), y la susceptibilidad para el terreno Zapoteco es de 0.001 a 0.00505 cgs, mientras que para el terreno Cuicateco es de 0.0025 a 0.004551 cgs, siendo probable que se trate del mismo basamento.

Los datos de resistividad y bobinas electromagnéticas indican que el espesor del acuífero granular varía de 10 a 150 m. La transmisibilidad obtenida con pruebas de bombeo y el parámetro de Dar-Zarrouk indican valores de 10 a 233  $\text{m}^2/\text{día}$ , lo que se asocia con la presencia de materiales arcillosos. El análisis armónico de la piezometría muestra una alternativa numérica para la interpretación del flujo regional y somero del agua subterránea, como la identificación de zonas de recarga ubicadas principalmente en la Sierra de San Felipe y zonas este y oeste.

La determinación de la vulnerabilidad del sistema acuífero se realizó a través de los métodos DRASTIC, AVI y GOD, que mostraron valores de media a muy altos, indicando que se trata de un medio altamente vulnerable a ser contaminado por fuentes superficiales de contaminación, siendo la profundidad al nivel freático, impacto en la zona vadosa, topografía del terreno y tipo de suelo los más representativos, obtenido mediante un análisis de sensibilidad a los parámetros geohidrológicos involucrados.

## ABSTRACT

A study was made in the central valleys of Oaxaca (South of Mexico) to analyze the Oaxaca's fault, and to know the possible relation between this fault and the Zaachila's aquifer, which is located in a half-graben of tectonic origin. We studied the vulnerability of this aquifer as well as its hydrogeological character.

In order to estimate the depth of the basement, we obtained gravity and magnetic data, which were inverted by using the Euler deconvolution method. We obtained values between 350 and 1350 m associated with the Oaxaqueño Complex. We also interpreted the magnetic and gravity data using the direct model in 2 ½ D in six profiles.

Regarding the gravity and magnetic data, it is interpreted that the Zapoteco terrane thrust on the Cuicateco terrane; the slope of the gravimetric and magnetic anomaly increases towards the Cuicateco terrane and decreases towards the Zapoteco terrane. In general, the density of the Zapoteco terrane ( $2,8 \text{ gr/cm}^3$ ) is greater than that of the Cuicateco terrane ( $2,67 \text{ gr/cm}^3$ ); the susceptibility of the Zapoteco terrane varies from 0,001 to 0,00505 cgs, whereas for the Cuicateco terrane it changes from 0,0025 to 0,004551 cgs.

The thickness of the aquifer varies from 10 to 50 m, which was obtained from DC, vertical electrical soundings, and induction electromagnetic coils. The transmissivity was obtained from pumping-tests obtained values range from 10 to 233 m per day. A linear regression was applied to estimate the transmissivity from the Dar-Zarrouk parameter in areas where the thickness of the saturated zone was unknown due to lack of wells. The harmonic analysis of the piezometric data shows a numerical alternative for the interpretation of the regional and local groundwater flow, the harmonic data allow us to identify the areas of recharge.

The determination of the vulnerability of the aquifer system was made through the methods DRASTIC, AVI and GOD. According to the three methods, some areas of the aquifer have a medium to very high vulnerability. A sensitivity analysis suggests that depth to the water table is the key factor to determine the vulnerability, followed by impact to the vadose zone, topography and soil type.

## 1. INTRODUCCIÓN

### 1.1 GENERALIDADES

En el marco de un estudio en los valles centrales de Oaxaca (sur de México) se analizó la falla de Oaxaca, para conocer su posible relación con el sistema acuífero ubicado en esta zona. El acuífero fue en particular objeto de una caracterización hidrogeológica y se estimó su vulnerabilidad a la contaminación para proponer alternativas de manejo del recurso hídrico. Para conseguir estos objetivos el trabajo se dividió en dos grandes vertientes.

La primera de carácter regional consistió en inferir la geología subsuperficial somera y la tectónica del área de influencia en los valles de Zaachila, ETLA y una parte de Tlacolula, teniendo en cuenta el carácter de la falla de Oaxaca como una zona de sutura que divide a los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco. La segunda vertiente fue a nivel de semidetalle y permitió determinar parámetros geohidrológicos para caracterizar el acuífero y obtener la vulnerabilidad a la contaminación del mismo.

El valle intramontano de Zaachila se ubica al sur de la ciudad capital de Oaxaca de Juárez donde uno de los principales rasgos tectónicos que existen en la región es la falla de Oaxaca, constituida por un sistema de fallas entre los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco al poniente y Cuicateco al oriente. Estos terrenos presentan características geológicas y geofísicas diferentes, lo cual probablemente explica la reactivación de este sistema de fallas durante el Cenozoico (Centeno-García, 1988).

De este valle se extrae aproximadamente el 80 % del recurso hídrico que abastece a la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas a través de pozos, la mayoría de ellos ubicados en las márgenes del río Atoyac (Belmonte-Jiménez et al., 2001). Este río recibe las aguas residuales de asentamientos humanos ubicados en el valle de ETLA (zona noroeste de nuestra área de estudio), de la ciudad de Oaxaca, así como de poblaciones localizadas al este y sur, con la consiguiente contaminación del agua subterránea debido a la infiltración de éstas.

Para inferir el comportamiento regional de la falla de Oaxaca y su posible relación con la presencia del sistema acuífero del valle de Zaachila se empleó la gravimetría y la

magnetometría. Los métodos de resistividad de corriente directa y bobinas electromagnéticas permitieron estimar algunas propiedades del acuífero como extensión, geometría, espesor y tipo de unidades hidrogeológicas.

En la primera parte de esta tesis se analiza la estructura de la falla de Oaxaca en la región de los valles centrales de Oaxaca. La interpretación de los datos de cada método y la integración de la información hidrogeológica ha permitido obtener modelos que explican por una parte la estructura regional de la falla de Oaxaca que interpretamos se prolonga hacia el sur de la ciudad de Oaxaca, hasta Ocotlán de Morelos y probablemente continué hasta Míahuatlán de Porfirio Díaz.

También se ha interpretado una falla al poniente a partir de los datos de gravimetría y magnetometría, que hemos denominado falla de Huitzo al noroeste y falla de Zimatlán al sur, formándose una estructura tipo fosa tectónica en el valle de Zaachila que fue rellenada por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico, siendo cubiertas finalmente por materiales granulares del Cuaternario.

Este último depósito es el que constituye el acuífero libre que actualmente está en explotación y cuyas características hidrogeológicas lo hacen ser vulnerable a la contaminación por fuentes superficiales tal como el Río Atoyac, considerado como una fuente lineal que recibe las aguas residuales de la zona. Por lo que también se realizó mediante tres métodos de evaluación de la vulnerabilidad un análisis del riesgo a ser contaminado.

## **1.2 TRABAJOS PREVIOS**

Son pocos los estudios relacionados, con el enfoque multidisciplinario de esta tesis, realizados en el estado de Oaxaca y de manera particular en la región de valles centrales de Oaxaca sobre la caracterización del sistema acuífero y la evaluación del riesgo de contaminación.

Desde el punto de vista tectónico se han realizado estudios que han contribuido a entender el comportamiento de la falla de Oaxaca. A continuación se hace un resumen, pudiéndose mencionar los siguientes.



Barrera (1931) en Centeno-García (1988) fue el primer autor que reconoció a la falla de Oaxaca como uno de los lineamientos tectónicos superpuestos de la porción meridional de México; la dividió en dos sectores, el primero entre Tehuacán y Cuicatlán y el segundo entre Etna y Ejutla.

Álvarez y Del Río (1975) identificaron a partir de un análisis de imágenes de satélite un alineamiento que corresponde en parte a la falla de Oaxaca. Este lineamiento va del Golfo de México a la costa del Pacífico, con una longitud de 475 km y lo considera como un fallamiento transcontinental.

Demant (1978) le asignó el nombre de falla Pico de Orizaba – Tehuacán – Oaxaca a esta estructura y la prolonga hacia el norte hasta el volcán Cofre de Perote; la consideró como el límite oriental del Eje Neovolcánico Transmexicano.

Ortega-Gutiérrez (1982) menciona que la expresión de la falla de Oaxaca se debe a un rejuvenecimiento, probablemente activo desde el Terciario, que corresponde a un desplazamiento oblicuo, con componente lateral y vertical de la misma magnitud relativa, sin indicar el sentido.

Centeno-García (1988) menciona que la falla de Oaxaca está relacionada con el levantamiento de las Sierras de Juárez y Mazateca, desarrollándose en una zona de debilidad cortical localizada entre dos bloques litosféricos con composiciones y espesores diferentes, que controlan la geometría y localización de la falla. La misma autora manifiesta que la edad máxima del último fallamiento es post-Mioceno-medio.

El frente occidental de la Sierra de Juárez está caracterizado por un complejo estructural de más de 130 km de longitud por 15 de ancho, con alineación N-S que constituye el cinturón milonítico más grande de México localizado en el frente occidental de la Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez y Nieto-Samaniego, 1993; Barbosa-Gudiño et al., 1994).

De acuerdo con Nieto-Samaniego *et al.* (1995) la falla de Oaxaca se manifiesta como un escarpe rectilíneo de dirección N10°W, que consiste en un grupo de fallas paralelas o que forman ángulos de hasta 25° con esa dirección. Considera que en el bloque del bajo están las

rocas del complejo milonítico Sierra de Juárez, cuya edad está entre el Paleozoico tardío y el Jurásico Medio, y en el bloque del alto, rocas pertenecientes al Complejo Oaxaqueño de edad precámbrica y su cobertura Cretácica, o bien rocas volcánicas y sedimentarias continentales terciarias.

Entre los estudios hidrogeológicos en el valle de Zaachila o zonas cercanas que han permitido determinar algunas propiedades hidrogeológicas, se pueden mencionar los siguientes:

Chávez-Guillen (1977) realizó un estudio geológico en el valle de Zimatlán y Zaachila infiriendo la topografía del basamento geológico asociada con rocas graníticas y estimó en algunos sitios la transmisividad hidráulica a partir de pruebas de bombeo.

Belmonte-Jiménez et al. (1997, 1998, 2000 y 2001) han determinado características de algunas zonas del sistema acuífero del valle de Zaachila, definiendo litología y espesor de la zona vadosa y saturada, así como estableciendo la piezometría para determinar flujo subterráneo.

Martínez-Silva (2000) realizó una interpretación preliminar de datos magnéticos en la zona de sutura de los terrenos Zapoteco y Cuicateco en el valle de Etna.

Flores-Márquez et al. (2001) determinaron la geometría de la sub-cuenca del valle de Etna a partir de datos de gravimetría y manifiestan que las milonitas del Mesozoico que pertenecen a la Sierra Juárez y las rocas metamórficas de la Sierra de Oaxaca subyacen a los depósitos sedimentarios cuyo espesor máximo es de 730 m.

### **1.3 OBJETIVOS**

**Los objetivos generales son:**

1. Determinar un modelo geológico tectónico de la zona de sutura.
2. Caracterizar el sistema acuífero del valle de Zaachila, Oaxaca (geometría y propiedades geohidrológicas).
3. Evaluar las zonas de vulnerabilidad con los métodos DRASTIC, AVI y GOD.

**Los objetivos particulares son:**

1. Determinar la geometría del acuífero a partir de métodos geofísicos y columnas litológicas de pozos.
2. Obtener la transmisividad del acuífero a partir de pruebas de bombeo.
3. Determinar la conductividad hidráulica a partir de los métodos de resistividad y bobinas electromagnéticas.
4. Determinar la piezometría y direcciones de flujo profundo y somero, haciendo un análisis armónico.

#### **1.4 LOCALIZACIÓN DEL ÁREA DE ESTUDIO**

Los valles centrales de Oaxaca se ubican en el sur de México y en la zona central del estado de Oaxaca e incluye los valles de Etna al noroeste, Zaachila al sur de la ciudad capital, y parte del valle de Tlacolula (Figura 1.1).

Para llegar a la ciudad de Oaxaca se pueden usar varios accesos. Uno es a través de la supercarretera federal #135 México - Puebla-Tehuacán-Cuacnopalan-Oaxaca. Otra opción es por la carretera federal #190 México-Puebla-Tehuacán-Teotitlán-Cuicatlán-Telixtlahuca-Oaxaca, que entra por la Región de la Cañada, recorrido que permite observar la falla de Oaxaca en varios sitios.

Una tercera alternativa para llegar a Oaxaca es por la vía México-Izucar de Matamoros-Huajuapán-Nochixtlan-Telixtlahuca-Oaxaca.

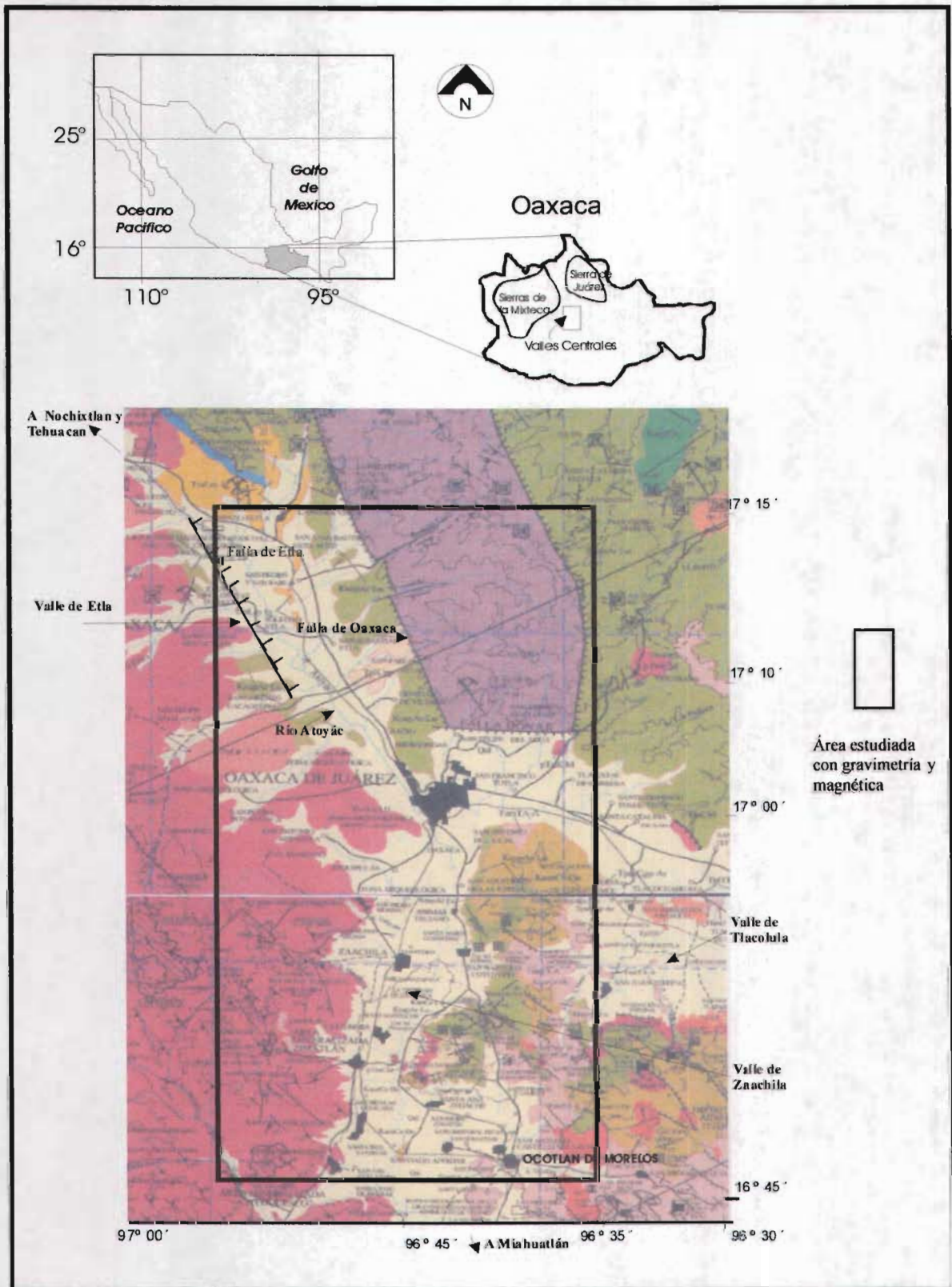


Figura 1.1.- Ubicación general del área de estudio

Particularmente para llegar a los tres valles antes mencionados existen varios accesos, algunos pavimentados, unos más son terracerías, pero en todos los casos son accesibles casi todo el año.

Cabe señalar que el análisis tectónico-geológico se hizo en un área que comprende los tres valles antes mencionados y la caracterización hidrogeológica únicamente en el valle de Zaachila.

## 1.5 METODOLOGIA

El estudio geofísico comprendió dos niveles de detalle: a) profundo y b) somero.

El primer caso permitió conocer la estructura de la falla de Oaxaca, la cual se considera como la zona de sutura de los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco. En esta parte se utilizaron datos de geología, gravimetría y magnetometría; haciendo la interpretación correspondiente a través del uso de técnicas de inversión de datos y modelación directa.

Como técnica de inversión de datos se usó la deconvolución de Euler. Se generó, con los datos gravimétricos y magnéticos una malla cuadrada de 35 km de lado para determinar la profundidad al basamento magnético. Se utilizaron ventanas de deconvolución diferentes tamaños tal como, 5, 7 y 10 puntos, siendo la última la más precisa, también se obtuvieron soluciones con índices estructurales de 0.0, 0.25 y 0.5 asociadas con un contacto geológico y fallas.

La geofísica somera se efectuó con los métodos de resistividad de corriente continua y bobinas electromagnéticas, que permitieron conocer la geometría del acuífero libre y su estructura geoelectrica. A este nivel de estudio se obtuvieron datos de las características del medio acuífero tales como el espesor de la zona saturada y la conductividad hidráulica.

La interpretación de los datos de resistividad se hizo a partir de modelado directo usando la teoría de filtros y la inversión de datos en una dimensión (Cooper, 2000).

Los datos de bobinas electromagnéticas se procesaron a través de la inversión de datos en 2D usando la metodología descrita por Pérez-Flores et al. (2000).

Para la caracterización del acuífero del valle de Zaachila se realizaron pruebas de bombeo en doce pozos profundos y en cuatro tipo noria obteniendo la transmisividad hidráulica por el método de Theis simplificado. El espesor de la zona no saturada se determinó a partir de la medición de la profundidad del nivel freático con una sonda eléctrica. La piezometría se determinó en tres periodos distintos, y asumiendo ciertas condiciones se consideró y procesó como un campo armónico para obtener las componentes de flujo regional y somero.

Mediante regresión lineal se pudo relacionar la transmisividad (T) con la resistencia transversal (parámetro de Dar-Zarrouk) corregida, esto con el propósito de estimar T en zonas donde se carecía de datos de pruebas de bombeo, a partir sólo de mediciones de SEV's y bobinas electromagnéticas.

Estos resultados una vez integrados permitieron proponer alternativas de explotación y manejo del recurso hídrico, al conocer las áreas de recarga y las zonas vulnerables a la contaminación de fuentes superficiales.

La elaboración de los mapas de vulnerabilidad a la contaminación por fuentes superficiales de contaminación en el valle de Zaachila, se hizo usando los métodos DRASTIC, AVI y GOD, a partir de los parámetros geohidrológicos que caracterizan el acuífero. Como ya se mencionó estos parámetros fueron obtenidos en las etapas previas por métodos directos e indirectos usando los métodos de resistividad (Schlumberger y Wenner) y electromagnético (bobinas).

## **2. MARCO GEOLÓGICO Y TECTÓNICO REGIONAL**

Aunque no se conocen con precisión las causas que generan las zonas de sutura o “frentes tectónicos”, Molnar y Tapponier (1975) indican que el choque entre placas continentales produce esfuerzos que se transmiten largas distancias dentro de la litosfera continental.

Cuando dos macro continentes chocan de frente, se producirían estructuras geológicas como fracturas de tensión, diques máficos, con rumbo perpendicular a la dirección de choque (frente de sutura). A medida que el choque o convergencia se acentúa, el frente tectónico se agranda y se producen grandes fallas transcurrentes, de carácter regional (Senegar, 1976).

Para el caso de nuestra área de estudio, en los valles Centrales de Oaxaca se expone una estructura que separa los gneises Precámbricos del terreno Zapoteco con rocas metamórficas y sedimentarias del terreno Cuicateco (Ortega-Gutiérrez et al., 1990), mostrándose actualmente como un alineamiento general NW10°SE llamado falla de Oaxaca que se desarrolló durante el Cenozoico; donde el significado tectónico de esta frontera, por una parte constituye el complejo milonítico más grande de México y quizá uno de los mayores de la cordillera de Norteamérica, y por otro lado es el límite entre dos terrenos tectonoestratigráficos.

### **2.1 GEOLOGÍA HISTÓRICA**

El evento tectónico más antiguo reconocido para el estado de Oaxaca ocurrió durante el proterozoico tardío y se le denominó orogenia Oaxaqueña (Fries et al., 1962) que dio como resultado el Complejo Oaxaqueño, el cual fue afectado en la parte norte por algunas fases de la deformación del Fanerozoico (Solari et al., 2004). Se considera que la orogenia Oaxaqueña es isócrona con la orogenia Grenvilliana y que las rocas de este complejo posiblemente formen parte de un cinturón metamórfico que se extiende desde el sureste de Canadá, pasando por los Estados Unidos de Norteamérica, hasta aflorar en la parte centromeridional del estado de Oaxaca.

Durante el Triásico, un evento tectónico de carácter regional tuvo asociada una etapa distensiva que formó depresiones en las que fueron depositados sedimentos continentales del

Triásico-Jurásico. A partir de entonces, el estado de Oaxaca permaneció emergido hasta fines del Jurásico, que es cuando se inicia la trasgresión marina Mesozoica. Durante el Cretácico Temprano, la transgresión alcanzó su máximo avance y la entidad es cubierta en su mayor parte por mares, con excepción de la porción occidental, donde permanecía emergido el cratón que aportó material terrígeno (Damon *et al.*, 1981).

A partir del Cretácico Tardío, existió un levantamiento general al presentarse los primeros efectos compresivos de la orogenia Laramide, terminando de este modo la sedimentación marina como consecuencia de la regresión de los mares hacia el oriente (Damon *et al.*, 1981).

En la zona de estudio o cerca de ésta existen rocas volcánicas y plutónicas del Terciario que corresponden a la Sierra Madre del Sur (SMS) y forman parte de una provincia magmática cuya actividad precedió en tiempo a la de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Esta provincia magmática se desarrolló en un periodo caracterizado por cambios significativos en la geometría e interacciones cinemáticas de las placas que forman el entorno tectónico de México, así como en las condiciones dinámicas de la deformación de la corteza terrestre (Morán-Zenteno *et al.*, 2000).

Las secuencias volcánicas intermedias del Oligoceno del noroeste de Oaxaca (valle de Etna) son contemporáneas a una tectónica transtensional asociada a fallas de rumbo general nortesur. El tipo de vulcanismo fue ácido a intermedio (tobas o ignimbritas), en la cual fueron originados los depósitos volcánicos del Mioceno y Plioceno-Cuaternario (Morán-Zenteno *et al.*, 2000), encontrados en varias zonas de los valles centrales como San Juan del Estado, Etna, Santa María Ixcotel y Macuilxochitl entre otros sitios.

## **2.2 GEOLOGÍA REGIONAL**

La geología de Oaxaca es una de las más complejas del país, debido a los diferentes eventos tectónicos superpuestos que la han afectado (Carfantan, 1981). Los valles centrales de Oaxaca se ubican en el sureste de México dentro de la provincia fisiográfica Sierra Madre del Sur (Raisz, 1962) que abarca desde el centro de la entidad hasta las costas del pacífico y hacia el



extremo sudoriental de la Sierra Madre Occidental, y mientras que en el otro sentido se prolonga hasta el Istmo de Tehuantepec. Hacia el nororiente se eleva el macizo montañoso conocido como Sierra Madre de Oaxaca, que parte desde el Pico de Orizaba hasta el Istmo de Tehuantepec.

El sur de nuestro país está constituido por un conjunto de entidades tectonoestratigráficas denominados terrenos (Campa y Coney, 1983). En nuestra zona de estudio, a la fecha se distinguen cinco terrenos, redefinidos por Sedlok et al. (1993), (Figura 1.2). Los contactos entre los terrenos son discontinuidades que pueden sufrir reactivaciones posteriores a la acreción, aparentemente este es el caso de la zona de contacto entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco donde se desarrolló la falla de Oaxaca durante la era Cenozoica.

Los trabajos pioneros encaminados a conocer la naturaleza de los complejos cristalinos y metamórficos así como la estratigrafía y petrogénesis de los complejos Acatlán y Oaxaqueño se deben a Ortega-Gutiérrez (1976, 1981a, 1981b) y Ortega y González (1985).

Existen trabajos que han hecho aportaciones relacionadas con la geología, tectónica y geocronología de los terrenos tectonoestratigráficos que existen en Oaxaca (Delgado-Argote *et al.*, 1992; Sedlock et al., 1993); Morán-Zenteno (1993) reinterpreto la litoestratigrafía de los terrenos Mixteco (parte meridional) y Xolapa (sector septentrional).

Otras importantes contribuciones han sido los estudios acerca del complejo milonítico en el occidente de la Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez, 1994; Alaniz-Álvarez *et al.*, 1994), así como de las fallas de Oaxaca y Donají, que delimitan dicho complejo y que tuvieron actividad sincrónica durante el Cenozoico debido a la reactivación del contacto entre los terrenos Cuicateco y Zapoteco (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995); aunque Alaniz-Álvarez *et al.* (1996) indican que la falla de Oaxaca se originó antes del Jurásico Medio y que ha tenido actividad durante diversos regímenes tectónicos desde hace más de 180 Ma.

Entre los trabajos recientes que han contribuido al conocimiento de esta área se pueden mencionar: el análisis de las fronteras de los terrenos tectonoestratigráficos del sur de México (Jording et al., 2000); conocimiento de las edades de los complejos metamórficos (Sánchez-Zavala et al., 2004); geocronología y origen de intrusiones en el complejo oaxaqueño (Dostal

et al., 2004); análisis de las estructuras Fanerozoicas del complejo oaxaqueño (Solari et al., 2004), entre otros.

## **2.3 FISIOGRAFÍA**

Fisiográficamente nuestra zona de estudio está ubicada entre las provincias Sierra de Juárez, que es parte de la Sierra Madre de Oaxaca (Raisz, 1962), región Valle de Oaxaca y Sierras de la Mixteca. A continuación se describe brevemente cada una de éstas (Figura 1.1).

### ***Sierra de Juárez***

Se localiza al oriente formando una cadena montañosa de gran altitud, con pendientes fuertes y valles muy estrechos que tienen una orientación general NW-SE y una altitud máxima de 3250 m; están formados principalmente por rocas metamórficas (cinturón milonítico) y una secuencia Mesozoica sedimentaria marina con metamorfismo de bajo grado.

### ***Sierras de la Mixteca***

Forman una cadena montañosa de menor altitud que la Sierra de Juárez con pendientes suaves y en general valles amplios. La altitud máxima de estas sierras es de 2750 m y están constituidas por el Complejo Oaxaqueño y su cubierta sedimentaria.

### ***Valle de Oaxaca***

Es la planicie originada por la actividad de la falla de Oaxaca que se extiende desde San Francisco Telixtlahuca probablemente hasta Miahuatlán de Porfirio Díaz. Tiene una orientación N-S, presentando algunas lomas de poca altitud y pendientes suaves, su altitud promedio es de 1750 m. Su fondo cristalino – sedimentario está formado principalmente por el complejo oaxaqueño y la secuencia sedimentaria Cenozoica y Mesozoica (Centeno-García, 1988).

## 2.4 TERRENOS TECTONOESTRATIGRÁFICOS

El concepto de terreno tectonoestratigráfico se refiere a entidades geológicas de dimensiones regionales caracterizadas por una secuencia estratigráfica coherente y delimitado por grandes discontinuidades tectónicas como son fallas (Coney, 1989). Donde un basamento más la cubierta sedimentaria sería la secuencia litológica definida.

Se describen brevemente las características de los terrenos Zapoteco y Cuicateco que se encuentran en el área de trabajo (Figura 2.1).

El terreno Oaxaca, descrito por Campa y Coney (1983) y redefinido como terreno Zapoteco por Sedlock et al. (1993), tiene como basamento al Complejo Oaxaqueño de edad Precámbrica (Fries et al., 1962; Ortega-Gutiérrez, 1981-a; Solari et al., 2004). Su litología dominante incluye ortogneis cuarzofeldespático y paragneis bandeado de biotita en las facies de granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981-b; Mora *et al.*, 1986).

Sobreyace en forma discordante un paquete del Paleozoico de rocas sedimentarias marinas del Cámbrico-Ordovícico y Misisípico-Pérmico (Pantoja-Alor, 1970).

La secuencia Mesozoica está compuesta por una secuencia de rocas continentales como conglomerados, lutitas, areniscas (Wilson y Clabaugh, 1970; Pantoja-Alor, 1970) y sedimentos marinos de edad Jurásico Tardío y por rocas sedimentarias marinas cretácicas.

La secuencia Cenozoica que cubre al basamento Precámbrico y a las unidades Mesozoicas está constituida por depósitos continentales lacustres y de tipo conglomerático, con algunos derrames y diques de composición básica a intermedia (Salas, 1949; Wilson y Clabaugh, 1970; Morán-Zenteno, 2000).

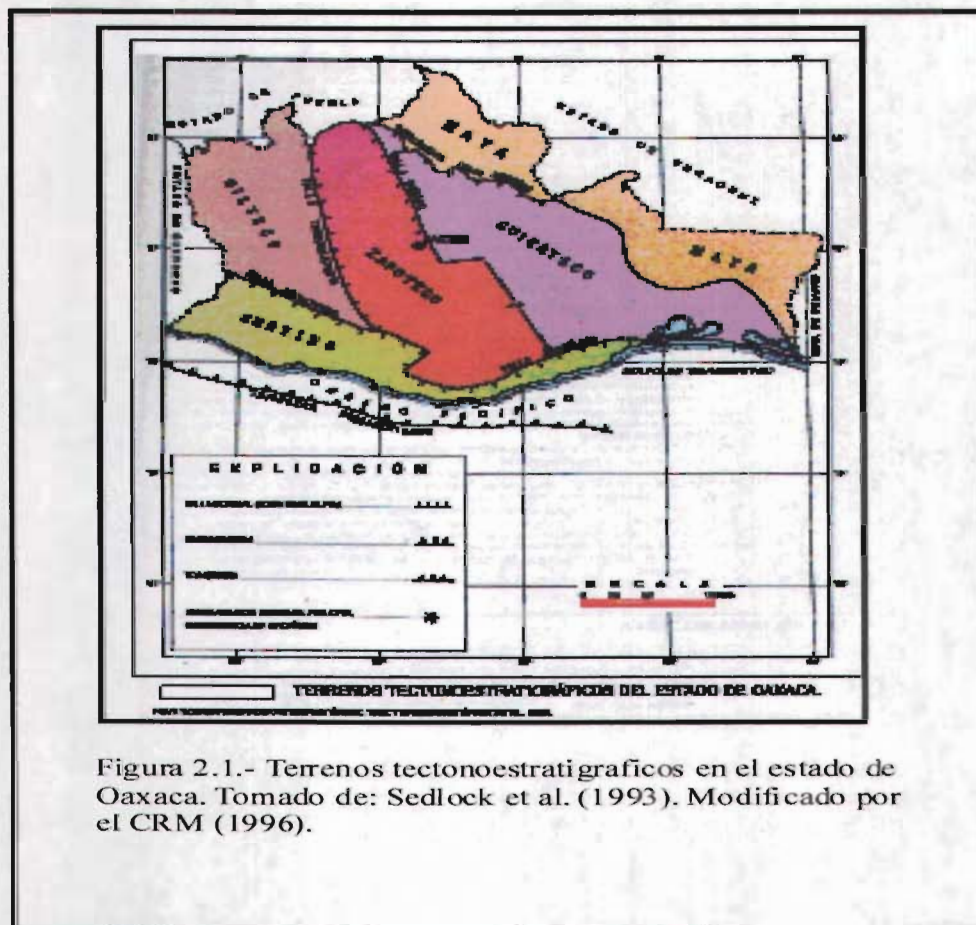
El Terreno Juárez fue descrito por Campa y Coney (1983) y redefinido como terreno Cuicateco por Sedlock et al., (1993). Está constituido por tres unidades principales: a) un complejo milonítico de composición esencialmente máfica pero con abundantes componentes félsicos; b) un complejo máfico-ultramáfico que subyace al complejo milonítico y c) un cinturón de rocas sedimentarias formado por calizas y clastos de probable edad Jurásico-Cretácico.

A diferencia del terreno Zapoteco, en el terreno Cuicateco la deformación del Cretácico-Terciario produjo un fuerte acortamiento por lo que sus unidades están intensamente deformadas, formando un cinturón de cabalgaduras de orientación NW-SE.

El frente occidental de la Sierra de Juárez (Alaniz-Álvarez et al., 1994; Barbosa-Gudiño et al., 1994) está caracterizado por un complejo estructural de más de 130 km de longitud por 15 de ancho, con alineación N-S y constituye el cinturón milonítico más grande de México.

El contacto entre los Terrenos Zapoteco y Cuicateco es tectónico, aparentemente el primero cabalga sobre el segundo (Ortega-Gutiérrez, 1982).

Jording et al. (2000) realizaron dos perfiles usando el método geofísico magnetotelúrico (MT). Uno de ellos de Puerto Escondido, Oaxaca a Tlacotalpan, Veracruz. El estudio concluye que no se observaron fronteras entre el terreno Cuicateco y Zapoteco, sugiriendo que pueden considerarse que poseen un basamento similar.



## 2.5 ESTRATIGRAFÍA

La columna estratigráfica general que se encuentra en los valles centrales de Oaxaca comprende las siguientes unidades:

El Complejo Oaxaqueño que es un conjunto de rocas metamórficas de alto grado en facies de granulita (Ortega-Gutiérrez, 1981 a). La mayor parte del basamento precámbrico se encuentra aflorando al norte y al poniente del valle de Zaachila, aunque también se ha identificado al oriente de la población de Zimatlán.

El Complejo Milonítico Sierra de Juárez que está formado por materiales máfico – ultramáfico.

La formación Teposcolula (Salas, 1949) es de edad Cretácico Medio y corresponde a una serie de calizas y dolomías con nódulos de pedernal y bandas color negro, que afloran en el anticlinal Coyotepec e inmediaciones de Animas Trujano.

Una secuencia Terciaria discordante a las anteriores formada por: a) conglomerados y secuencia volcánica constituida por derrames andesíticos del Terciario Inferior, y b) conglomerados de las formaciones Suchilquitongo y Telixtlahuaca (Wilson y Clabaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1992).

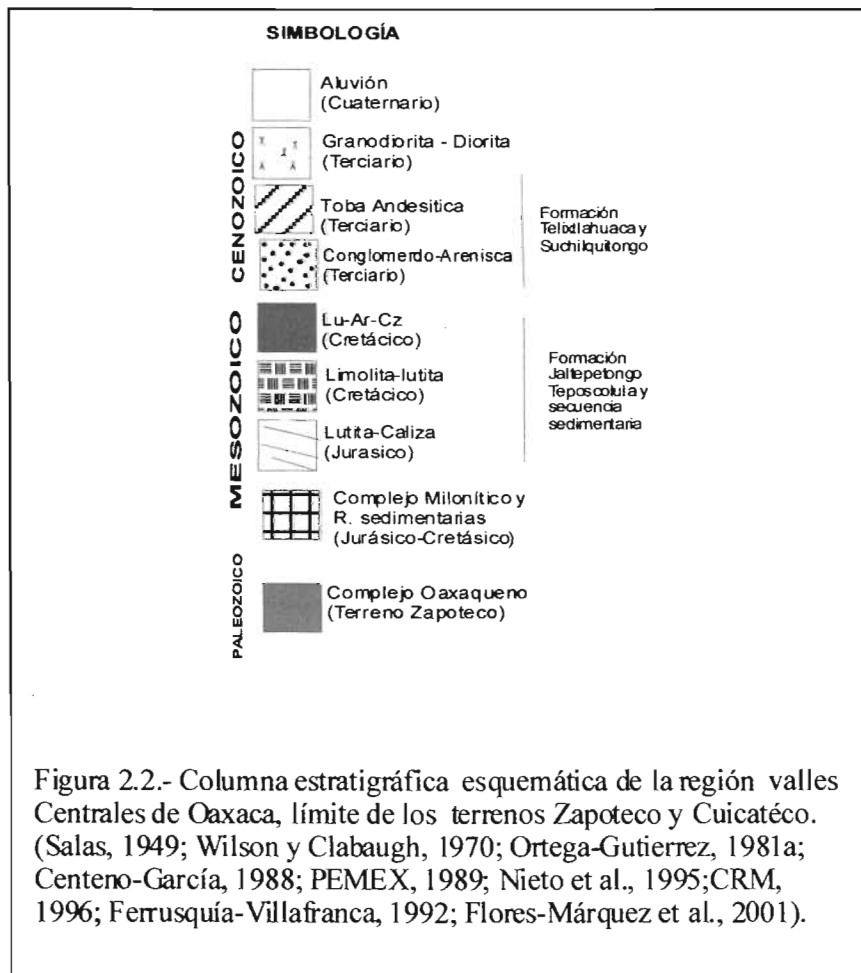
La formación Suchilquitongo representa una secuencia volcanosedimentaria constituida por conglomerados, tobas, calizas silicificadas, limonitas y areniscas tobáceas e ignimbritas (Wilson y Clabaugh, 1970; Ferrusquía-Villafranca, 1992), afloran en San Juan del Estado, Etlá, así como al oriente de San Bartolo Coyotepec (se consideran del Terciario Superior).

La formación Jaltepetongo del Cretácico Inferior es una secuencia de lutitas apizarradas, areniscas calcáreas, calizas y margas que afloran en el sinclinal de Monte Albán, sobre el cual se localizan las ruinas arqueológicas del mismo nombre, así como en San Bartolo Coyotepec y Reyes Mantecón (PEMEX, 1989).

En la parte superior de la secuencia de la Formación Suchilquitongo hay derrames de ignimbrita de color verde (cantera verde) (Centeno-García, 1988).

Los materiales del Cuaternario están constituidos por fragmentos de gneises, calizas y rocas volcánicas, así como por gravas, arenas y arcillas. Ésta es la unidad geológica principal que constituye el sistema acuífero de la zona; su espesor varía entre 10 y 150 m, siendo en general de mayor potencia en el valle de Zaachila que en los valles de Etila y Tlacolula.

La columna estratigráfica del lado oriente de nuestra área de estudio se muestra en la Figura 2.2. La columna del lado poniente (valle de Etila) está conformada por el basamento del Complejo Oaxaqueño, secuencia sedimentaria del Jurásico, Cretácico y Terciario incluyendo rocas volcánicas, y aluvión del Cuaternario.



## 2.6 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL

La estructura principal que existe en esta área corresponde a la falla de Oaxaca que se manifiesta como un escarpe rectilíneo de dirección N10°W. Consiste en un grupo de fallas paralelas o que forman ángulos de hasta 25° con esa dirección (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995).

Como ya se ha mencionado esta falla de Oaxaca delimita a los terrenos Zapoteco y Cuicateco que tienen características estructurales diferentes. Al occidente de la falla (bloque hundido) el Complejo Oaxaqueño tiene pliegues con direcciones N32W a N45W. El plano de falla está inclinado hacia el occidente.

La falla de Oaxaca es un sistema, es decir es una estructura discontinua, formada por varios segmentos (Centeno-García, 1988). Los sectores que la constituyen de norte a sur son: Tehuacán, Coxcatlán, Domingullo Teotitlán, Jayacatlán y Etna. En el sector Etna es una falla normal, que es el sector donde queda comprendida el área de influencia de este trabajo.

Al sur de la ciudad de Oaxaca y hasta Miahuatlán, Oaxaca, se piensa que la falla Oaxaca muestra un escarpe discontinuo, cortado por varias depresiones menores de dirección este-oeste. Este rasgo morfológico tiene así 380 km de longitud iniciando en Perote, Veracruz, hasta Miahuatlán, Oaxaca (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995).

La falla de Donají se intersecta con la falla de Oaxaca en los alrededores de San Felipe del Agua, zona donde queda expuesta. Este frente montañoso es rectilíneo y el pie de monte muestra un escarpe con facetas triangulares bien desarrolladas. Estas características morfológicas son indicativas de la presencia de fallas normales (Nieto-Samaniego *et al.*, 1995).

El anticlinal Coyotepec se localiza al sur de la ciudad de Oaxaca, la orientación del eje es NW45°SE; los echados son de 20 a 45°. Presenta afloramientos del conglomerado basal de la Formación Jaltepetongo; calizas laminares e intrusiones de rocas volcánicas de composición andesítica.

Por otra parte el sinclinal Monte Albán aflora en la zona arqueológica del mismo nombre, tiene una longitud de 12 km y de 2 a 3 km de ancho. Su eje axial es simétrico con orientación NW-SE de echados de 20 a 30°. El flanco SW se encuentra afectado por la falla de Huitzo y probablemente truncado en el flanco NW por otra falla. Litológicamente consiste en rocas del Cretácico Inferior, gneises precámbricos y la Formación Jaltepetongo, así como aluvión (Zamora-Martínez, 1988).

## **2.7 SISMOTECTÓNICA**

Centeno-García (1988) analizó un perfil gravimétrico de un mapa de anomalía de Bouguer mostrando que existe un contraste gravimétrico a ambos lados de la falla de Oaxaca. En el lado occidental que corresponde al terreno Zapoteco los valores de la anomalía residual presenta una pendiente relativamente suave. En contraste, en el lado oriental de la falla que corresponde al terreno Cuicateco la pendiente de la anomalía es más fuerte.

Mena et al. (1995) analizaron dos perfiles gravimétricos, uno de ellos de Puerto Ángel a Teotitlán de Flores Magón, a la altura de la falla de Oaxaca, se interpretó que el espesor de la corteza terrestre es en promedio de 30 km, siendo aproximadamente de 45 km en la zona entre Pinotepa Nacional y Lago de Alchichica.

A partir de estudios sísmicos Nuñez-Cornú (1988) menciona que existe una concentración de sismos mayores en el terreno Zapoteco que en el Cuicateco, por lo que la falla de Oaxaca representa el límite entre dos regiones con comportamientos sísmicos diferentes.



### **3. ESTUDIO DE LA FALLA DE OAXACA A PARTIR DE GRAVIMETRIA Y MAGNETOMETRIA**

#### **3.1 INTRODUCCIÓN**

Las características geológicas y tectónicas de esta área se han dado en el Capítulo 2, por lo que sólo repetiremos que en la región de los valles centrales de Oaxaca (sur de México) existe una zona de sutura donde convergen dos terrenos tectonoestratigráficos, separados por una estructura de grandes dimensiones llamada falla de Oaxaca.

Alanis-Álvarez et al. (1994) y Centeno-García (1988) reportan que la falla de Oaxaca tiene su límite meridional al norte de la ciudad de Oaxaca (San Felipe del Agua), dejando como hipótesis la posibilidad de que esta falla se prolongue al sur (hasta Miahuatlán de Porfirio Díaz).

Con el objetivo de estudiar esta posible continuación hacia el sur se realizaron estudios de gravimetría y magnetometría abarcando un área que va hasta Ocotlán de Morelos.

#### **3.2 LOCALIZACIÓN**

Este estudio comprende un área general delimitada por las coordenadas  $16^{\circ} 51'$  y  $17^{\circ} 15'$  de latitud norte y entre  $96^{\circ} 26'$  y  $96^{\circ} 50'$  de longitud oeste (Figura 3.1). Desde el punto de vista del segmento de la falla de Oaxaca, el área estudiada corresponde al sector Etlá, estando limitada al norte por la Sierra de San Felipe, al sur por algunas sierras del valle de Ocotlán y Zimatlán, al este por Sierras de San Antonio de la Cal y San Bartolo Coyotepec, y al oeste por la Sierra de Oaxaca.

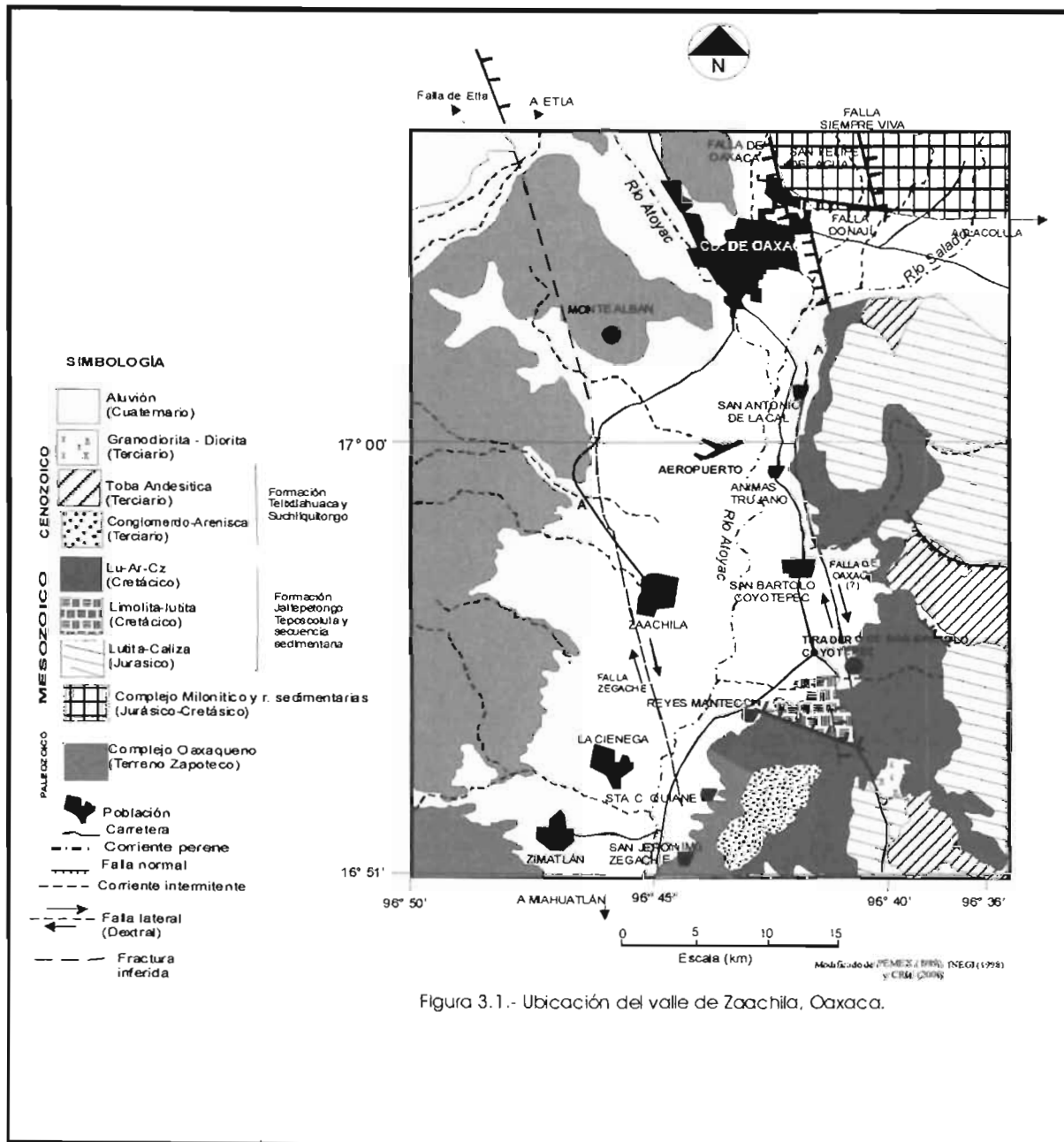


Figura 3.1.- Ubicación del valle de Zaachila, Oaxaca.

### 3.3 GRAVIMETRÍA

#### 3.3.1 Introducción

La teoría de los campos potenciales, ha sido tratada ampliamente por varios autores (Nettleton, 1940; Grant, 1972; Udias y Mezcuca, 1986; Dobrin y Savit, 1988; Telford, et al., 1990). Sólo mencionaremos en este apartado que la anomalía de Bouguer es el elemento básico de trabajo de la gravimetría. Esta anomalía se obtiene mediante un proceso de reducción de datos, que consiste en quitar algunas contribuciones indeseables, llamadas correcciones gravimétricas (de mareas, de Bouguer, topografía, aire libre y latitud), a las observaciones de la gravedad. Al realizar este proceso se decía que las observaciones se habían reducido y se consideraba que éstas se habían realizado en la superficie del terreno (plano o accidentado), se trasladaban hacia una superficie de referencia llamada geoide o superficie paralela a éste, ubicada normalmente en el interior de la tierra (elipsoide de referencia), (Dobrin, 1962; Grant y West, 1965; Nettleton, 1976; Telford et al., 1976).

La diferencia entre las observaciones gravimétricas supuestamente reducidas a la superficie de referencia (plana y horizontal) y la gravedad normal definida sobre el elipsoide de referencia, se llama la anomalía de Bouguer. A esta anomalía asociada al concepto de reducción, se le ha denominado interpretación clásica (Herrera-Barrientos y Hernández-Lucendo, 2000).

La interpretación de la anomalía de Bouguer tratada por algunos autores (Naudy y Newman, 1965; Syberg, 1972; Orellana, 1978; Herrera-Barrientos y Hernández-Lucendo, 2000) ha permitido comprender que el punto de asignación de la anomalía de Bouguer es en el punto donde se realiza la medición y no su proyección vertical según la interpretación clásica. Es decir, para la anomalía gravimétrica la superficie de referencia no es exactamente el geoide o una superficie paralela, sino la superficie donde se realizan las mediciones. Por lo anterior, la anomalía de Bouguer debe considerarse sobre el relieve.

En este trabajo se realizaron 462 mediciones gravimétricas, de las cuales 165 se efectuaron en 1996 con un gravímetro propiedad del CICESE y el resto en el 2000 y 2001 con un equipo propiedad de la UNAM. En ambos casos el tipo de gravímetro usado fue un Lacoste & Romberg modelo G-247, en un área aproximada de 1000 km<sup>2</sup>.

Se ligaron ambas campañas de mediciones a un punto común localizado en las coordenadas UTM 734.517, 1903.750 en los límites entre los valles de Etna y Zaachila. El valor promedio medido en esa estación con el gravímetro del CICESE fue de 1610.1395, y con el de la UNAM de 1725.13128, siendo la diferencia de 114.99178. Este valor fue restado a todas las mediciones realizadas en 1996 para ligarlas y hacer las correcciones correspondientes como si todas las lecturas se hubiesen realizado con un sólo equipo.

La corrección topográfica se realizó usando la metodología de Hammer (1939) y Biblie (1962). Se obtuvo la anomalía completa de Bouguer utilizando una densidad de referencia de  $2.67 \text{ gr/cm}^3$  y las observaciones relativas fueron reducidas a valores absolutos con base en la estación BF-9-A del Instituto de Geofísica de la UNAM localizado en el aeropuerto internacional Benito Juárez de la ciudad de Oaxaca, cuyo valor es  $9780307.5 \text{ u.g.}$ ; ó  $g = 978030.75 \text{ mGal}$ . Se usó el programa Gravpac para obtener la anomalía de Bouguer.

Las lecturas se tomaron aproximadamente cada 1000 m y en algunos sitios, principalmente al NW de nuestra área de estudio a cada 500 m e incluso en algunas zonas cada 250 m, dependiendo de las condiciones de acceso pero tratando de cubrir la mayor parte del área de interés. Las coordenadas geográficas y la altitud se obtuvieron con un geoposicionador marca Garmin-12XL.

### **Procesado e Interpretación**

Se describe brevemente la metodología empleada para realizar el procesado e interpretación de los datos de gravimetría y magnetometría.

Recordemos que la interpretación de los datos gravimétricos y magnéticos depende de los objetivos del estudio, la calidad de los datos, del tiempo y recursos disponibles. Puede variar desde una simple identificación y localización de contrastes físicos en el subsuelo a nivel cualitativo, hasta el modelado en 3-D para llevar a una caracterización completa de las fuentes anómalas.

En general, se utilizan dos técnicas de modelado; directo e inverso. En ambos casos existe ambigüedad en la interpretación de las anomalías, la cual disminuye considerablemente al tener datos llamados de control, especialmente geológicos (Hinze, 1990).

La interpretación en general contempla los siguientes pasos: a) uso de técnicas de realce para localizar anomalías residuales, que correspondería a una interpretación cualitativa; b) uso de técnicas de aislamiento para definir anomalías residuales; c) aplicación de técnicas de interpretación aproximadas para la caracterización preliminar de fuentes; d) ejecución de modelado directo o inverso y e) interpretación o explicación de las características de las fuentes en términos de la geología del área estudiada.

El modelado directo involucra el cálculo iterativo de una anomalía a partir de un modelo asumido que se modifica en cada corrida, hasta que se obtiene un ajuste entre las anomalías observada y calculada a cierto grado de precisión. El parámetro más importante a obtener es la profundidad (Kearey y Brooks, 1984). Dentro de este rubro está la técnica de Talwani, en la que se proponen polígonos con ciertas propiedades físicas y formas para luego calcular el efecto que produce en la superficie del terreno (Talwani y Heirtzler, 1964).

La técnica para dar valores a los parámetros de un modelo bajo un criterio cuantitativo se conoce como inversión; y en general se refiere a considerar los datos de campo, un modelo inicial de acuerdo a un criterio geológico y de manera automática se actualiza el modelo, hasta lograr un ajuste aceptable entre la respuesta del modelo resultante y las observaciones.

Numerosas técnicas (Bott, 1973; Oldenburg, 1974; Pederson, 1976; Goodacre, 1980; Chávez y Garland, 1985) han sido desarrolladas para este propósito, pero probablemente el procedimiento más usado es el que se basa en la determinación de las componentes de una serie de ecuaciones simultáneas, una para cada observación de la anomalía, resuelta por métodos matriciales. Este problema y las dificultades encontradas con soluciones inestables y métodos de estabilización se pueden encontrar en Von Frese et al. (1988).

## **Deconvolución de Euler**

Como se ha mencionado anteriormente, uno de los problemas más importantes que enfrentan los métodos geofísicos es la estimación de la profundidad a la cima de las fuentes. Para el caso del método magnético, la profundidad a la cima del basamento magnético y la localización en planta de los límites de los cuerpos que producen las anomalías observadas en la superficie de la Tierra.

A partir del trabajo de Peters (1949), se han realizado muchos estudios para implementar y desarrollar técnicas mejoradas que proporcionen estimaciones de profundidades a partir de datos magnéticos (Thompson, 1982). Este último autor desarrolló un método que aplica la ecuación homogénea de Euler sobre segmentos de un perfil reducido al polo. Posteriormente Reid et al. (1990) demostraron que esta técnica también se puede aplicar a datos de intensidad magnética total y en tres dimensiones. Cerón-Fernández (1995) ha utilizado esta técnica para definir la topografía del basamento y realizó ensayos con modelos teóricos; además efectuó ensayos con datos sintéticos obteniendo resultados razonables.

Otros autores (Keating, 1998; Murdie, 2000) han usado este método en el análisis de datos gravimétricos de manera exitosa.

William et al. (2005) explica el uso de la metodología de la deconvolución de Euler para una malla constreñida que es capaz de determinar para cada ventana de solución la localización de la fuente y la profundidad, mediante el análisis de los eigenvalores e ingenectores derivados de la ecuación de Euler. También reporta qué índices estructurales fraccionarios pueden ser más apropiados para algunos arreglos de datos.

Al realizar la inversión gravimétrica y magnética mediante la deconvolución de Euler, se obtiene la profundidad a la cima de los cuerpos anómalos a partir de los datos observados, los cuales se deben disponer en una malla o retícula.

Esta técnica (Thompson, 1982) se basa en la solución de la ecuación homogénea de Euler, bajo la aplicación de la convolución con un operador.

La ecuación de Euler surge al considerar una función de tres variables  $f(x,y,z)$ ,  $z$  positiva hacia abajo.  $f(x,y,z)$  es homogénea de grado  $n$  si:

$$f(tx, ty, tz) = t^n f(x,y,z) \quad 3.1$$

Puesto que  $f(x,y,z)$  es homogénea, entonces se debe satisfacer la siguiente ecuación:

$$x \partial f / \partial x + y \partial f / \partial y + z \partial f / \partial z = n f \quad 3.2$$

y se conoce como la ecuación de homogeneidad de Euler (Thompson, 1982).

En la ecuación de Euler (Reid et al., 1990) se considera un sistema de coordenadas cartesianas  $x, y, z$ , así como una fuente puntual (masa puntual, dipolo magnético, etc.) localizada en el punto  $x_0, y_0, z_0$ , relativo al plano de observación.

La intensidad magnética total dada por  $\Delta_T(x,y)$  tendría la forma

$$\Delta_T(x,y) = f[(x - x_0), (y - y_0), z_0] \quad 3.3$$

entonces la ecuación de Euler se escribe como:

$$(x-x_0) \frac{\partial \Delta_T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial \Delta_T}{\partial y} - z_0 \frac{\partial \Delta_T}{\partial z} = -N \Delta_T(x,y) \quad 3.4$$

Los gradientes pueden ser calculados, quedando como variables desconocidas  $x_0, y_0, z_0$ , y  $N$ . Las coordenadas  $(x_0, y_0, z_0)$  representan la localización y profundidad de la fuente puntual y  $N$ , que es el grado de homogeneidad, representa el tipo de fuente y se llama índice estructural (Thompson, 1982).

Los valores del índice estructural varían dependiendo de la estructura geológica, y son de manera general, los siguientes (Tabla 3.1).

Sin embargo la ecuación anterior no es conveniente usarla por algunas razones (Cerón-Fernández, 1995): a) las anomalías presentes en los datos de campo, en general no son

causadas por fuentes puntuales (más bien por varias fuentes); b) el nivel absoluto del campo anómalo por lo general no se conoce, y el campo regional o el campo de anomalías cercanas está siempre presente, y c) en la aplicación de esta técnica, los índices estructurales de menor valor son mejores estimadores de la profundidad (Thompson, 1982) y otras anomalías como el polo magnético presenta altos índices estructurales. Por lo anterior, la ecuación 3.6 se puede escribir como:

$$(x-x_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial x} + (y-y_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial y} + (z-z_0) \frac{\partial \Delta T}{\partial z} = N(B-\Delta T) \quad 3.5$$

Donde B es un valor regional de  $\Delta T$  (Reid et al., 1990); N es una medida de la razón de cambio de un campo con la distancia.

Modelo simple	Índice estructural (N)
Falla	0.0
Cambio litológico (contacto)	0.0
Línea de polos	1.0
Dique	1.0
Polo puntual	2.0
Línea de dipolos	2.0
Dipolo puntual	3.0
Esfera	3.0

Tabla 3.1.- Valores de índice estructural para diferentes modelos (Cerón-Fernández, 1995; Keating, 1998; Yaghoobian et al., 2001).

De manera general, la metodología para aplicar la técnica de deconvolución de Euler es la siguiente:



- a) Se genera una malla cuadrada a partir de los datos de campo total ( $\Delta T$ ).
- b) Se calculan los gradientes o derivadas direccionales en x e y, así como la derivada vertical z.
- c) Se proponen valores de N apropiados a cada caso particular y se resuelve el sistema de la ecuación de Euler usando técnicas de inversión como la descomposición de Cholesky o inversión de Moore-Penrose.
- d) Se grafican los mapas de las soluciones considerando para cada índice, empleando un símbolo con un tamaño proporcional a la profundidad (Reid et al., 1990).

### **Modelado directo conjunto en 2 ½ dimensiones**

Se modelaron de manera directa y conjunta los perfiles gravimétricos y magnéticos, es decir generando un modelo geológico y asignando valores de susceptibilidad magnética y contraste de densidades a dicho modelo para conocer su respuesta, misma que se comparaba con las anomalías observadas, hasta obtener un ajuste razonable en términos de la geología de la región.

Se interpretaron 6 perfiles gravimétricos – magnéticos, donde las anomalías pueden ser interpretadas aproximadamente por un programa de 2 ½ D, por lo que se usó el software GM-SYS de Geosoft (1998) basado en el algoritmo de Talwani (Talwani et al., 1959) para hacer el modelado directo conjunto, considerando la topografía de la superficie del terreno y las correcciones correspondientes a cada método potencial usado.

### **3.3.2 Descripción y discusión de los resultados**

A manera de ubicación a nivel regional, se presenta la carta gravimétrica para el estado de Oaxaca donde se indica la posición de la falla de Oaxaca y el área de estudio que para el caso de la interpretación de los perfiles gravimétricos y magnéticos abarcó parte del valle de Etila y Tlacolula (Figura 3.2).

La anomalía de Bouguer se muestra en la Figura 3.3 cuyo rango de valores varía de -104 a -203 mGal donde los valores más negativos (mayores) se encuentran al noreste mostrándose un gradiente con dirección NE a SW. Cabe señalar que el cubrimiento en la zona NE de nuestra área de estudio es pobre debido al difícil acceso a esa zona por lo que la anomalía aquí debe considerarse con cierta reserva.

Los contornos de la anomalía gravimétrica presentan una elongación con dirección preferencial NW-SE que se podría asociar con la dirección general del sistema de la falla de Oaxaca. También se puede observar a la altura de la ciudad de Oaxaca un cambio en la dirección de los isolíneas hacia el oriente cuya respuesta se infiere está asociado con la falla Donají.

Hacia la parte sur donde se ubica el perfil 5, Figura 3.3 (este de Ocotlán) las isolíneas presentan un gradiente decreciente percibiéndose ligeramente un cambio al final de éste, lo cual debe tomarse en cuenta ya que no hay observaciones gravimétricas.

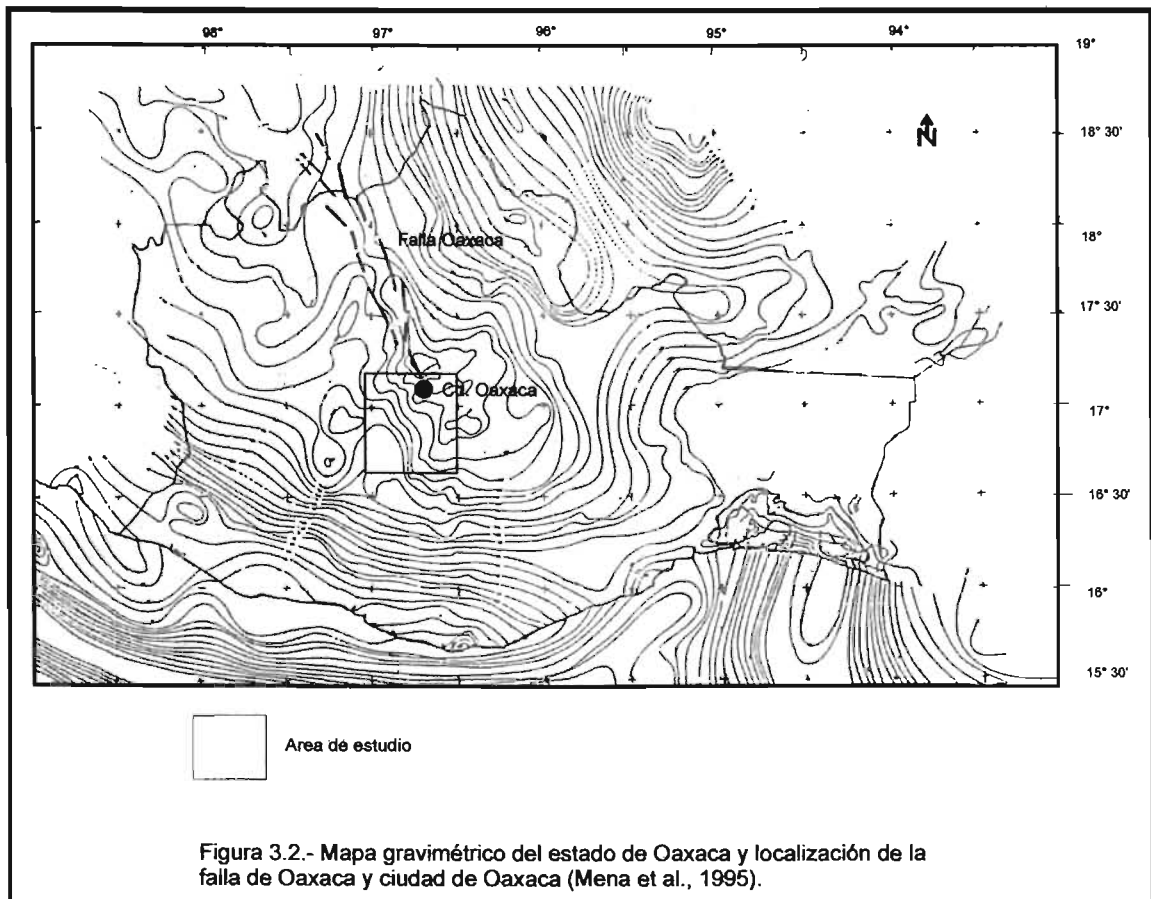
Se ajustó una superficie polinomial de primer orden a los datos de anomalía de Bouguer para obtener el regional (Figura 3.4). Se obtuvo el mapa residual de primer orden correspondiente (Figura 3.5) donde se observa hacia la región noroeste (valle de Etna) un gradiente que se asocia con la falla de Etna (Flores-Márquez et al., 2001), cuya dirección general es NW – SE. Hacia la zona SW de nuestra área de estudio se observa también un gradiente gravimétrico, que se asocia en esta área a la falla Zegache reportada por PEMEX (1989) con desplazamiento horizontal (dextral).

En la parte central de la anomalía y con dirección NW-SE se presenta un patrón general con valores negativos que pueden ser debidos a una deficiencia de masa.

La falla de Oaxaca se manifiesta como un gradiente, en tanto que las fallas de Etna y Zegache (ubicadas al noroeste y suroeste, respectivamente) son aproximadamente paralelas a ésta. Se infiere que la falla de Oaxaca se prolonga hacia el sur, hasta la población de Miahuatlán, pasando al este de las poblaciones de San Bartolo Coyotepec y Ocotlán de Morelos.

Estas dos fallas (antitéticas) parecen formar una fosa tectónica que constituyen un graben que fue rellenado por secuencias sedimentarias del Cretácico, Jurásico y Terciario. Aunque también podría ser una estructura tipo semigraben ya que la falla de Etna no parece continuar hacia el sur.

Hacia la parte noreste hay carencia de datos, sólo existe un perfil que atraviesa la Sierra de Juárez con rumbo NE (hasta San Pedro Nolasco, Xiacuí, Ixtlán). En los alrededores de la ciudad de Oaxaca se observa un bajo gravimétrico que se asocia con una estructura en forma de falla tipo escalón que formaría una fosa profunda.



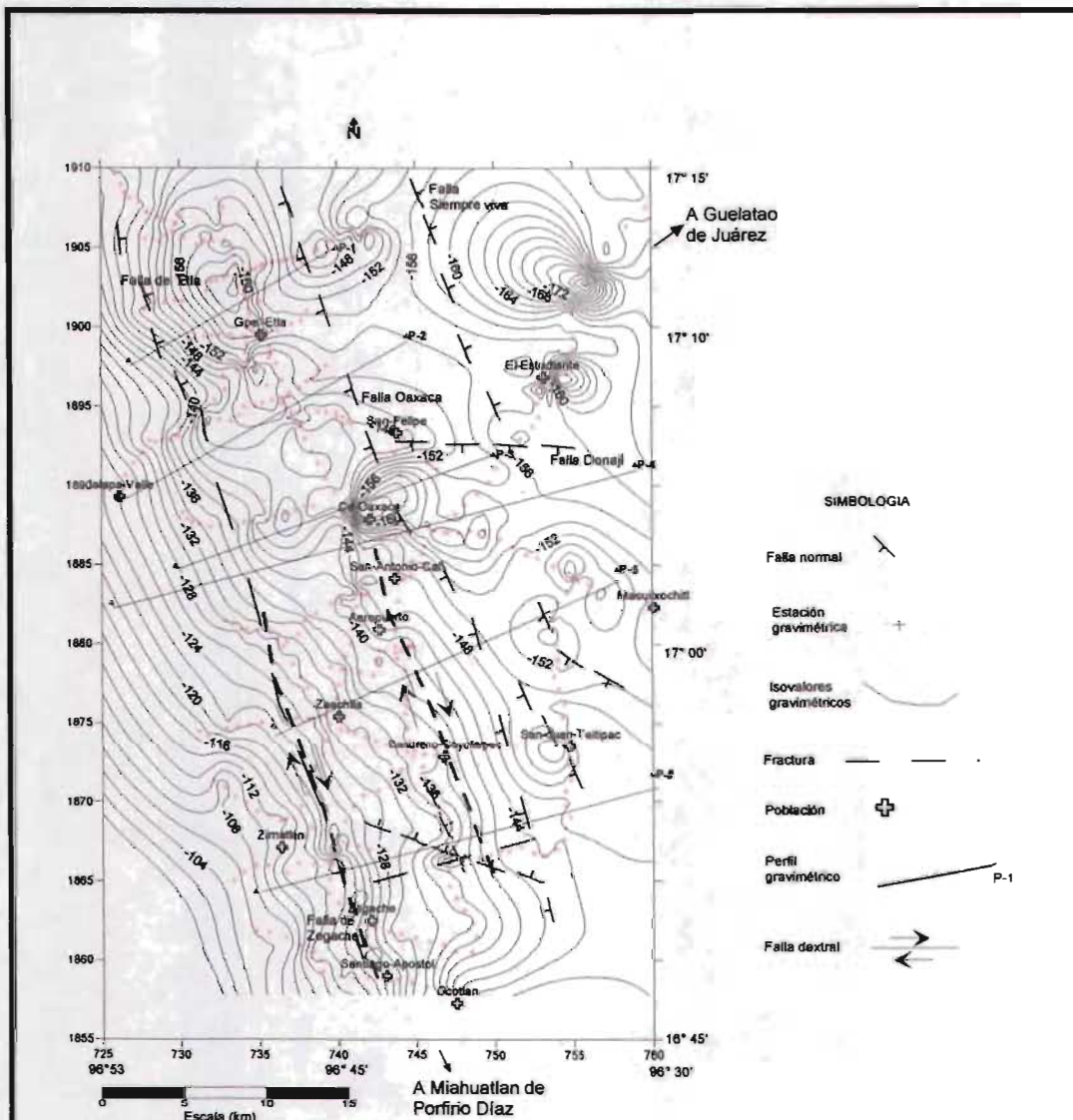
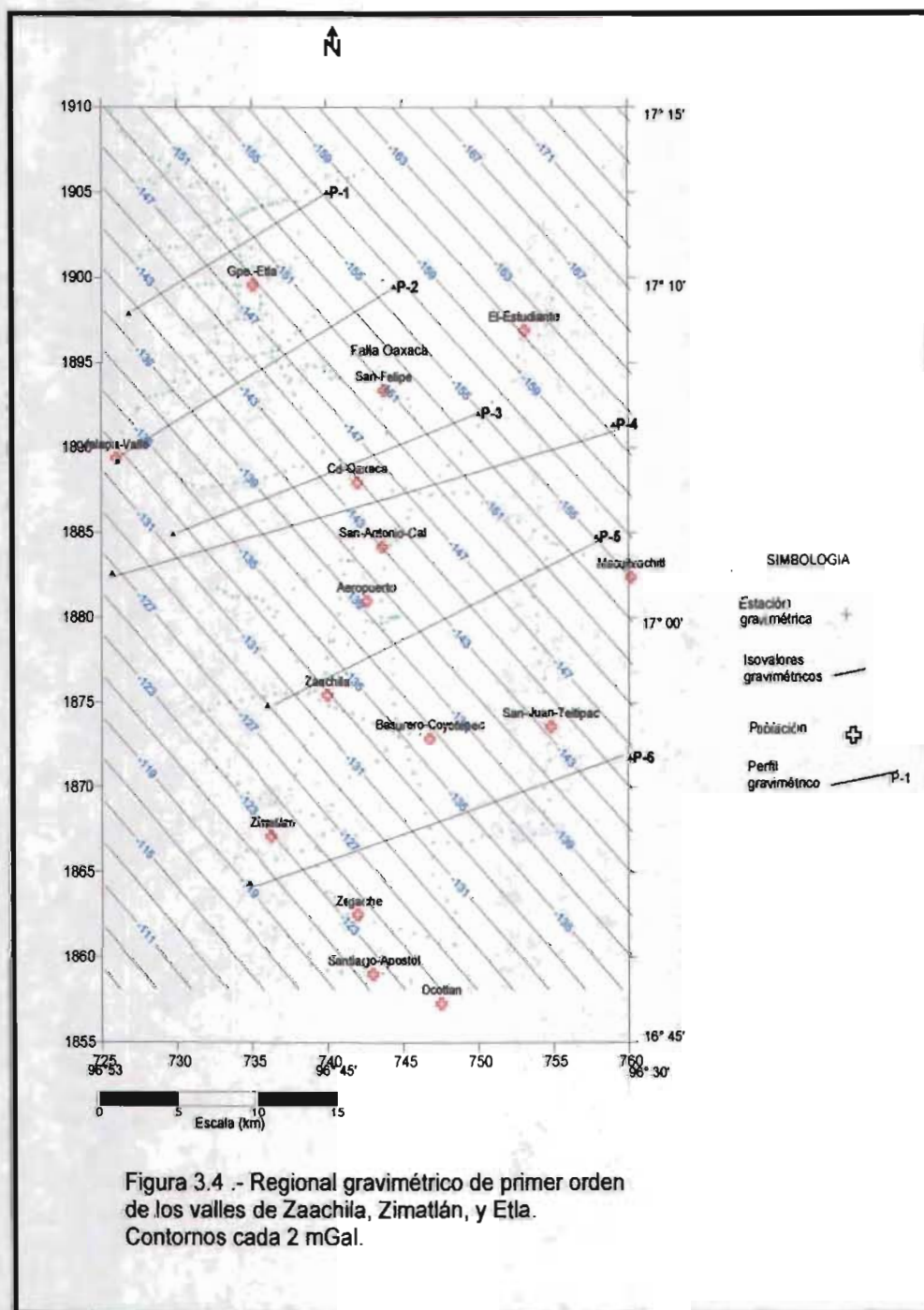
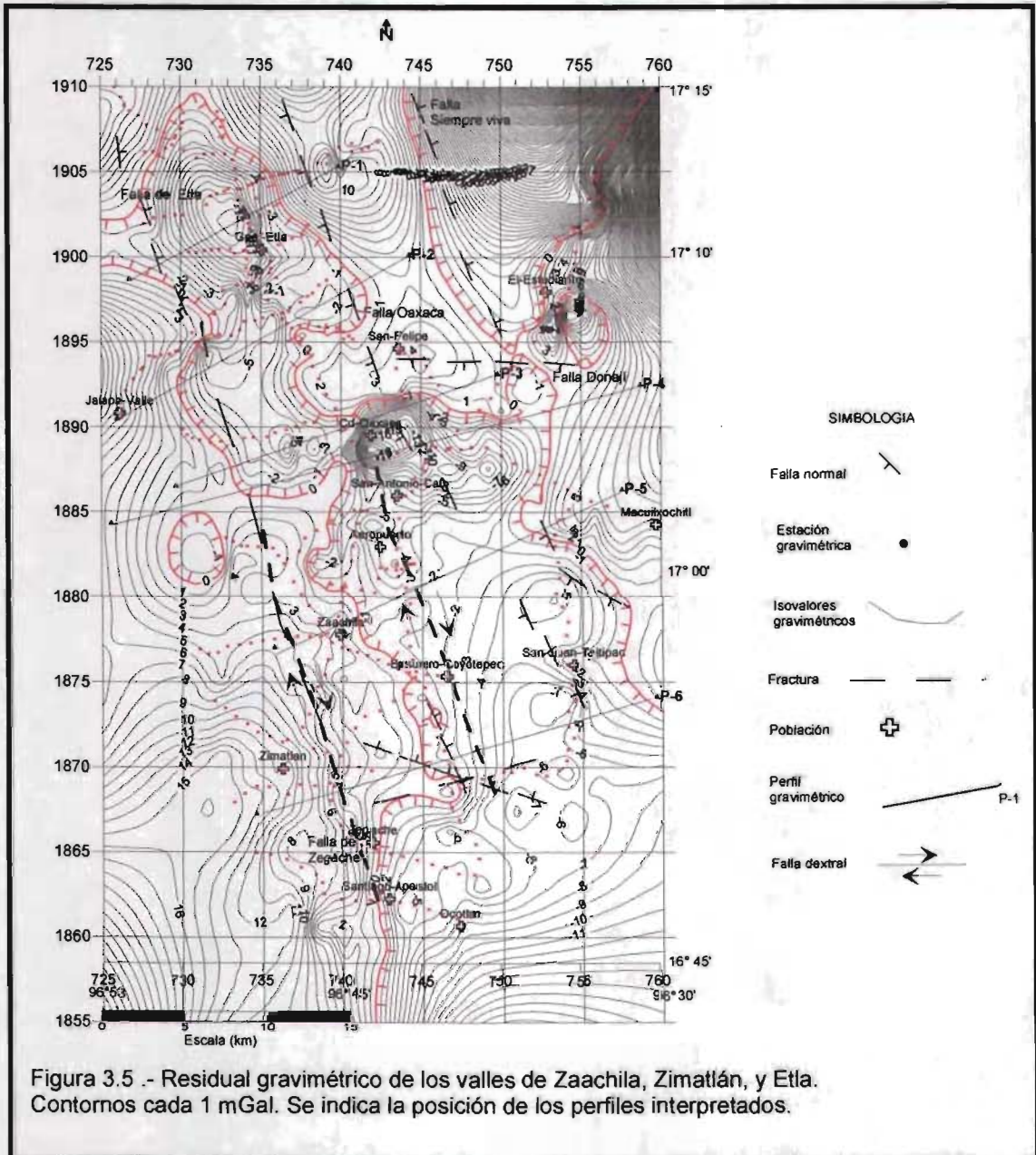


Figura 3.3.- Mapa de anomalía de Bouguer de los valles Centrales de Oaxaca. Contornos cada 2 mGal.





Con el propósito de estimar las profundidades al basamento del complejo metamórfico, se usó la técnica de la deconvolución de Euler (Thompson, 1982; Reid et al., 1990; Alatorre, 2003). Para este caso, a partir del mapa residual gravimétrico, se definió una malla cuadrada (Keating, 1998) de 35 x 35 km,  $\Delta X = 555$  m, abarcando la zona sur de la ciudad de Oaxaca y hacia donde se infiere se continúa la falla de Oaxaca (Figura 3.6).

Se utilizó un programa adaptado por Alatorre-Zamora (2003) basado en la descomposición de Cholesky para resolver un sistema de ecuaciones construidas a partir de la ecuación homogénea de Euler, desarrollado para una ventana que se traslada por toda el área de la malla considerada. Mediante la transformada de Fourier y la ecuación de Poisson se calcularon los gradientes horizontales y verticales de la anomalía gravimétrica para posteriormente obtener un mapa de profundidades. Los valores máximos al basamento son de 1350 m dependiendo si éste está cerca de la superficie o en las partes profundas del valle.

Para este proceso de estimación de profundidades es muy importante la elección del tamaño de la ventana de deconvolución ya que entre más puntos se incluyan incorpora más información de las variaciones del campo potencial (magnético o gravimétrico) y gradientes de las fuentes.

El índice estructural es también un factor importante y depende de la fuente geológica que se espera determinar. Se utilizaron ventanas de deconvolución de 3, 5, 7 y 10 puntos. Obteniendo el mejor resultado al aplicar una ventana de 10 puntos y un índice estructural de 0.0 y 0.25 que se asocia con fallas y/o contactos geológicos, pero debe considerarse que a mayor índice estructural se aumenta el número de estimaciones (Figuras 3.7 y 3.8).

No se observaron cambios significativos al usar un índice estructural de 0.5 en cuanto a agrupamiento y alineamiento de estimaciones y una ventana de deconvolución de 10 puntos (Figura 3.9). Sin embargo una ventana mayor proporciona mayor número de profundidades estimadas, mejorando el alineamiento y agrupamiento de las estimaciones.

En la Figura 3.10 se muestra el efecto de usar una ventana menor (5 puntos), dejando fijo el índice estructural de 0.0, se tiene una gran dispersión de estimaciones, no mostrando alineamiento ni agrupamientos que expliquen la geología del área.

La tolerancia basado en desviaciones estándar no debe ser mayor al 15% (Reid et al., 1990). El tamaño de la ventana está relacionado con los niveles de tolerancia de los resultados. Una mayor ventana representa un mayor rango de tolerancia o medida de error que aplica el algoritmo para aceptar o rechazar las localizaciones obtenidas.

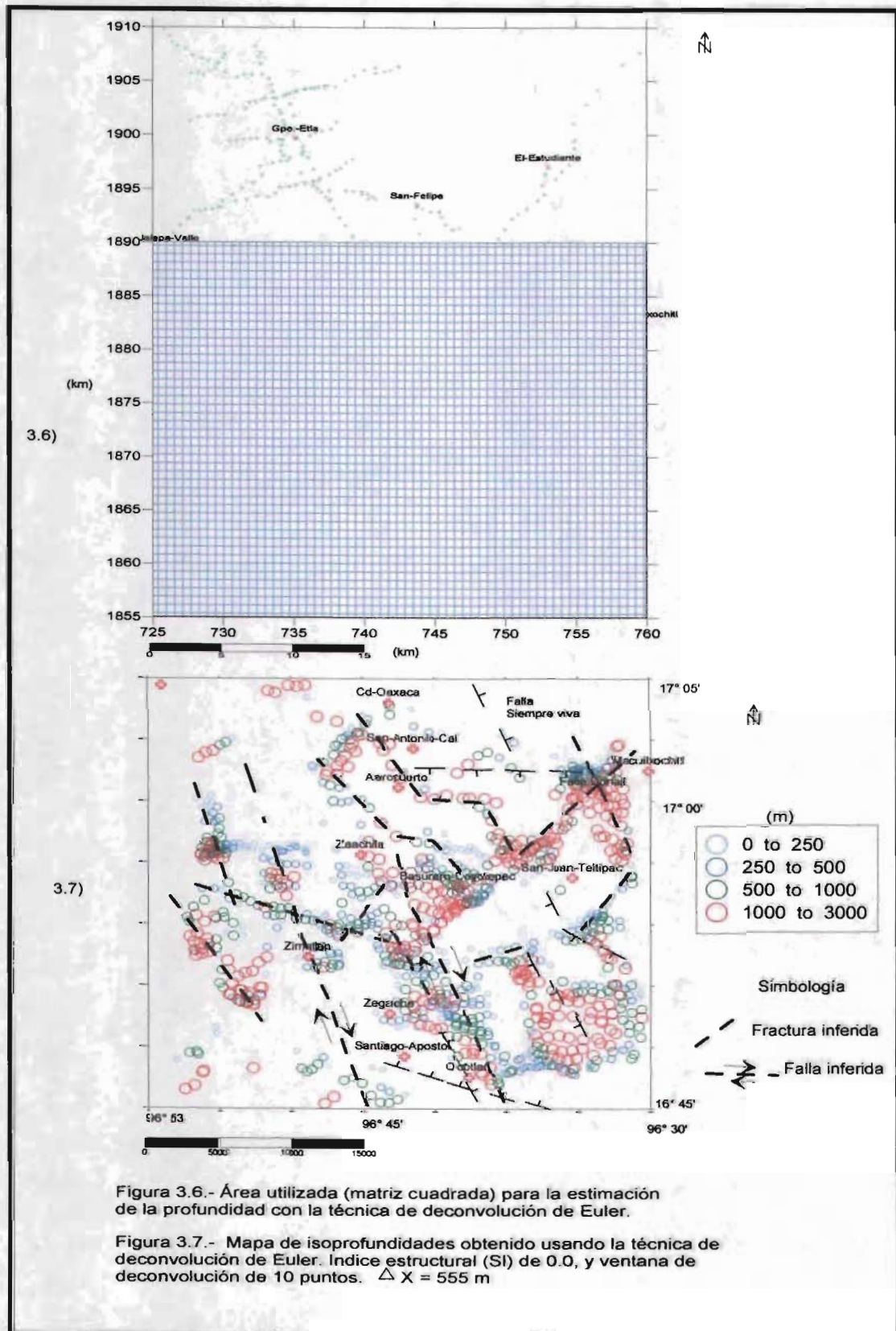
Los mapas de las Figuras 3.7, 3.8 y 3.9 son muy similares y muestran alineamientos NW-SE pudiéndose asociar con la falla de Oaxaca y al suroeste con la falla de Zegache. También se observa un alineamiento y agrupamiento al este que coincide con el afloramiento de rocas sedimentarias del terreno Cuicateco. Se observa también un alineamiento de dirección NE-SW que puede corresponder a una falla o un contacto geológico.

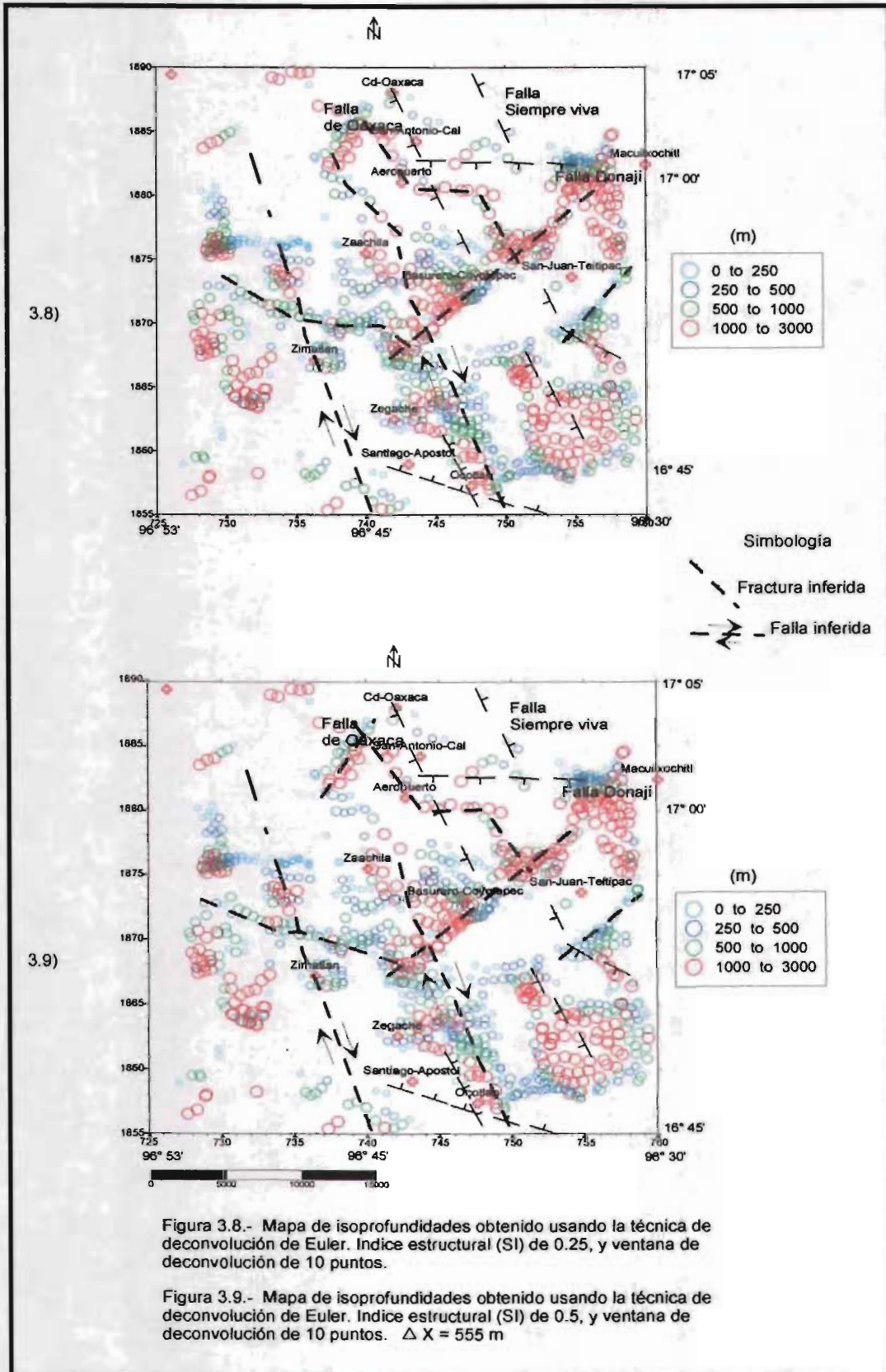
Las densidades para la interpretación se tomaron a partir de tablas (Dobrin and Savit, 1988), y de muestras tomadas en campo obtenidas a partir del principio de Arquímedes. La interpretación directa de los datos de campo se ajustaron usando las densidades y susceptibilidades magnéticas mostradas en la Tabla 3.2.

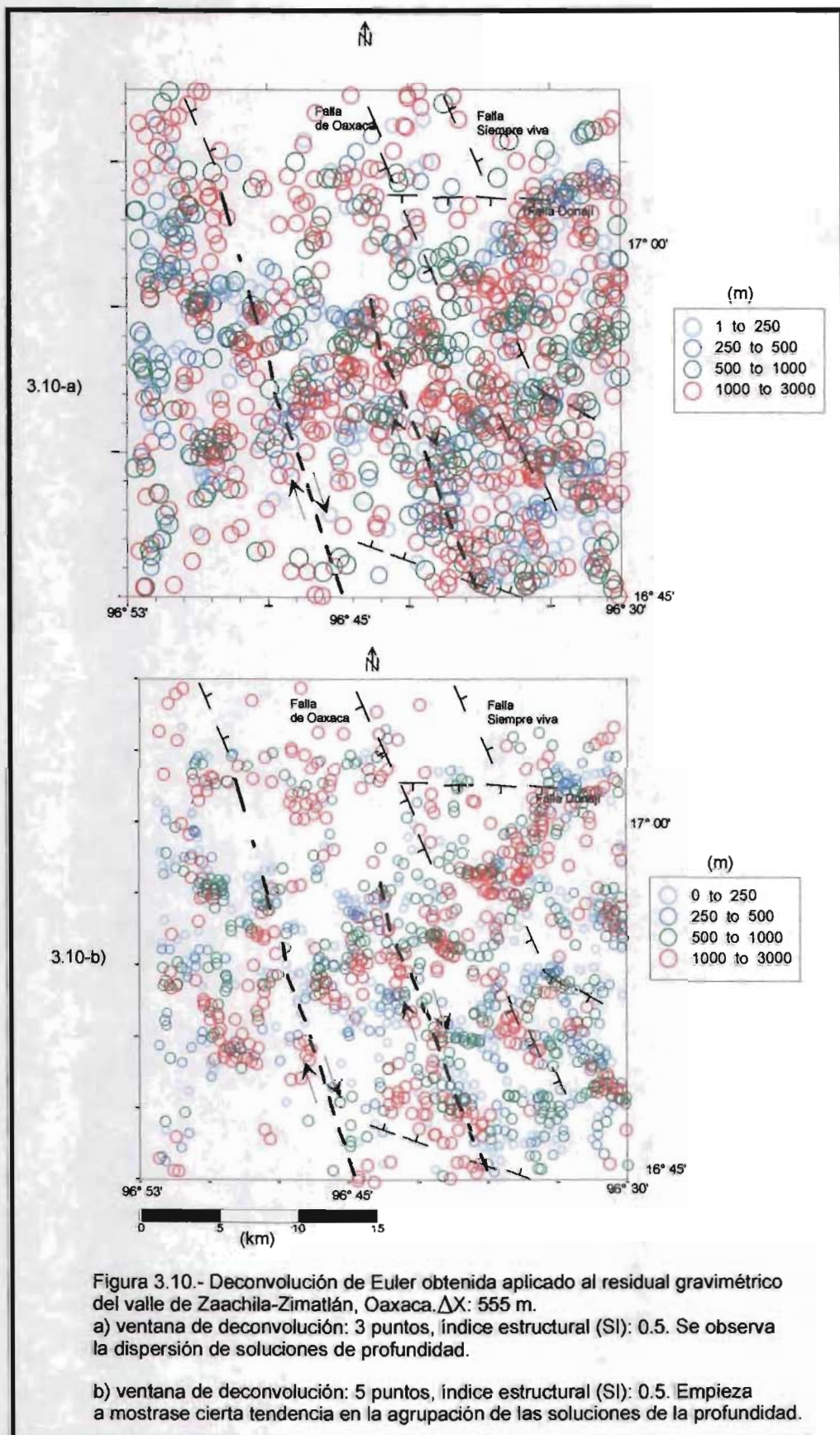
Unidad Geológica	Perfil 1		Perfil 2		Perfil 3		Perfil 4		Perfil 5		Perfil 6	
	(δ)	(κ)	(δ)	(κ)	(δ)	(κ)	(δ)	(κ)	(δ)	(κ)	(δ)	(κ)
Complejo Oaxaqueño (Terreno Zapoteco) - Precámbrico	2.8	0.003301	2.8	0.001-0.0049	2.8	0.004151 - 0.0051	2.8	0.003651 - 0.00505	2.8	0.002101 - .005001	2.8	0.002401-0.004601
Complejo Milonítico (Terreno Cuicateco) - Mesozoico	2.67	0.004401	2.65	0.001-0.005	2.67	0.0025 - 0.004001	2.65 - 2.67	0.0025 - 0.004001	2.64 - 2.66	0.003801-0.004351	2.67	0.002651--0.004551
Secuencia sedimentarias (Mesozoico - Cenozoico)	2.50	0.00003	2.45	0.00003	2.39	0.000301	2.45	0.00003	2.55	0.00035	2.5	0.000451
Relleno Aluvial (Cuaternario)	2.20	0.0	2.20	0.0	2.0 - 2.20	0.0	2.20	0.0	2.20	0.0	2.20	0.0

Tabla 3.2. Densidades (δ) en gr/cm<sup>3</sup> y susceptibilidades magnéticas (κ) en unidades cgs, utilizadas en la modelación de datos gravimétricos y magnéticos en seis perfiles interpretados en valles centrales de Oaxaca.









En las Figuras 3.11, 3.12, 3.13, 3.14, 3.15 y 3.16 se muestran los modelos obtenidos al interpretar los seis perfiles gravimétricos y magnéticos con los valores de densidad y susceptibilidad antes mencionados. En general se infiere que el basamento del terreno Zapoteco cabalga sobre el del terreno Cuicateco. El cinturón milonítico se ha interpretado y se sugiere que continúa hacia el sur adelgazándose y es probable que termine como un acuñaamiento hacia la población de Ocotlán o Miahuatlán de acuerdo a lo establecido por Alaniz-Álvarez et al. (1994).

De manera general se observa que la falla de Oaxaca se encuentra en el límite de un bajo gravimétrico y magnético, notándose en los perfiles modelados que la pendiente de las anomalías gravimétricas y magnéticas es más fuerte hacia el basamento del terreno Cuicateco y menores hacia el basamento del terreno Zapoteco.

Se ha inferido que la falla de Oaxaca también continúa hacia el sur de la ciudad de Oaxaca, lo que implica que es el límite entre los terrenos ya mencionados y que corresponden a una zona de sutura se extiende hacia la parte meridional del área estudiada.

Por otra parte se puede observar en los modelos propuestos que gran parte de los materiales sedimentarios del Cretácico, Jurásico y Terciario sobreyacen al basamento del Complejo Metamórfico del terreno Zapoteco (Precámbrico) y complejo milonítico del terreno Cuicateco (Jurásico-Cretácico). Estando en la parte superior el relleno aluvial del Cuaternario que corresponde al acuífero libre que actualmente se explota.

En el perfil 1-1' (Figura 3.11) la profundidad al complejo oaxaqueño del terreno Zapoteco varía entre 600 y 700 m. El espesor de la secuencia sedimentaria corresponde a depósitos lacustres, fluviales y productos volcánicos del Cenozoico. El complejo milonítico (Jurásico-Cretácico) aflora al noreste. El espesor máximo del relleno aluvial (Cuaternario) es de aproximadamente 100 m. Se infiere la presencia de las fallas de Oaxaca (este) y de Etlá (oeste). La densidad del Complejo Oaxaqueño ( $2.8 \text{ gr/cm}^3$ ) es mayor que la del Complejo Milonítico ( $2.67 \text{ gr/cm}^3$ ); mientras que la susceptibilidad magnética es de 0.003301 y 0.004401 respectivamente, lo que no representa un cambio significativo en este parámetro.

En el perfil 2-2' (Figura 3.12) el espesor de los depósitos metasedimentarias es hasta de 850 m como máximo, mientras que del relleno aluvial de aproximadamente 120 m. Se observa la ubicación de las fallas de Oaxaca y de Etna, y la distribución del basamento del terreno Zapoteco y Cuicateco con valores de densidad y susceptibilidad magnética de 2.8 y 2.65 gr/cm<sup>3</sup>, y 0.001- 0.0049 y 0.001 – 0.005 cgs respectivamente. Esta última propiedad física es similar en ambos basamentos lo que quizá pudiera considerarse como el mismo.

En el perfil 3-3' (Figura 3.13) se interpretó un espesor de rocas sedimentarias del Cenozoico de 800 m como máximo donde otros autores (Flores-Márquez et al., 2001) han reportado espesores similares (750 m). La densidad del complejo metamórfico del terreno Zapoteco es mayor que la del Cuicateco con los mismos valores que la del perfil 1. La susceptibilidad magnética es mayor en el basamento del terreno Zapoteco, respecto al Cuicateco (0.004151 – 0.0051 y 0.0025 – 0.004001 cgs respectivamente). El espesor del relleno aluvial (Q) es hasta de 150 m. Las anomalías gravimétrica y magnética presentan fuertes gradientes asociados con la presencia de las fallas de Oaxaca y posiblemente la de Etna (poniente).

La profundidad del basamento del terreno Zapoteco en el perfil 4-4' (Figura 3.14) es hasta de aproximadamente 1000 m, zona donde se encuentran calizas del Jurásico, que por las características geológicas tectónicas podrían estar fracturadas y contener agua subterránea, lo que constituiría una área de reservas hídricas subterráneas importantes para la ciudad de Oaxaca. La secuencia sedimentaria es del Jurásico – Cretácico y rellena una fosa tectónica marcada con la firma de dos fallas, al oriente la de Oaxaca y al poniente posiblemente la de Etna.

El complejo oaxaqueño aflora al poniente del perfil con una densidad de 2.8 gr/cm<sup>3</sup> y susceptibilidad magnética de 0.003651 a 0.00505 cgs, mientras que la densidad de las rocas miloníticas y sedimentarias del terreno Cuicateco es de 2.65 – 2.67 gr/cm<sup>3</sup> y la susceptibilidad magnética de 0.0025 – 0.004001 cgs. Se observa que la susceptibilidad magnética es similar como en el perfil 3.

En la Figura 3.15, que corresponde al perfil 5-5', se observa que la geometría del basamento del Complejo Oaxaqueño es irregular, y la profundidad a la cima de éste varía entre 100 y 600 m. Las rocas que sobreyacen este complejo son de origen sedimentario del Jurásico-Cretácico.

Se infiere que las rocas del lado oeste corresponden a milonitas y sedimentarias del Mesozoico cubiertas en su mayor proporción por la secuencia sedimentaria antes mencionada. Al oeste se infiere la presencia de la falla de Zegache notándose un fuerte contraste en la anomalía magnética. Al oriente se interpreta la existencia de la falla de Oaxaca observándose en las anomalías gravimétrica y magnética con un gradiente suave.

Se interpretó la presencia de dos zonas con relleno aluvial que corresponde al valle de Zaachila y cuyo espesor promedio es de aproximadamente 150 m.

En el perfil 6-6' (Figura 3.16) se observa que la cubierta superior corresponde a rocas sedimentarias del Mesozoico que sobreyacen al basamento de terreno Zapoteco al poniente, y al terreno Cuicateco al oriente, cuyo espesor máximo es de 900 m en el perfil. Hacia la parte central del perfil se infiere la presencia de un cuerpo intrusivo del Terciario cuya respuesta se observa en las anomalías de gravimetría y magnetometría. Hacia esta zona el espesor del relleno aluvial es de pocos metros (menores de 20).

Se puede observar en las Figuras 3.11 a 3.16 la existencia de fosas tipo semigraben, cuyo origen se asocia con la tectónica de la zona, rellenas con material granular del cuaternario. El material de aluvión tiene un espesor variable siendo el mayor de aproximadamente 200 m entre Zaachila y el aeropuerto internacional "Benito Juárez" y corresponde a una zona con la presencia de arenas, gravas y arcilla.

Otras zonas con espesores de 100 a 150 m son Huitzo, San Bartolo Coyotepec, Guadalupe Etlá, Santiago Etlá, Macuilxochitl (ubicado en el valle de Tlacolula).

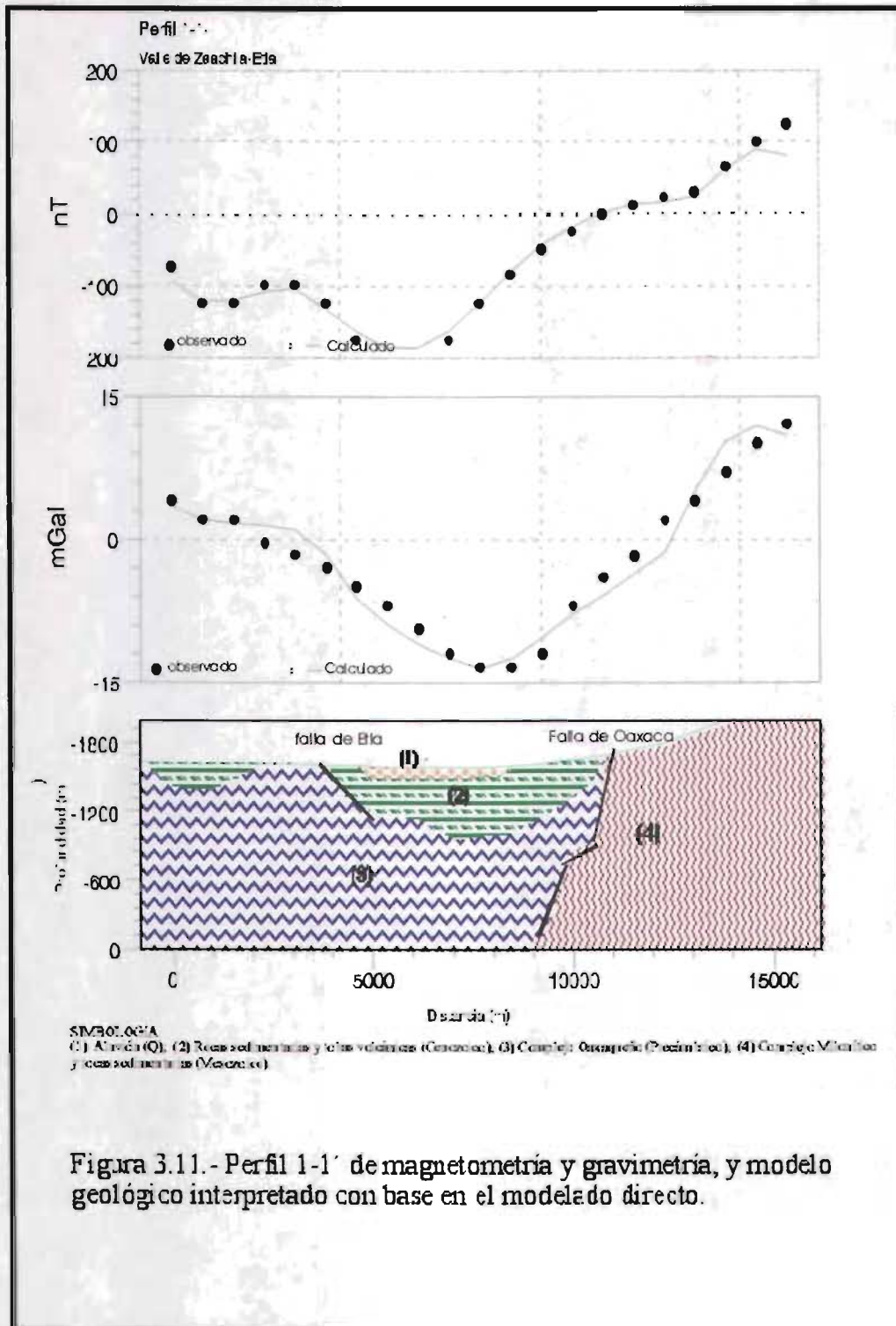
Tenemos espesores menores de 100 m en el resto del valle de Etlá y Zaachila. Sin embargo los menores espesores (inferior a los 20 m) se ubican en las inmediaciones de las sierras como Monte Alban, San Antonio de la Cal, y en general hacia el sur que corresponde al valle de Zimatlán y Ocotlán.

Los resultados de la estimación de la profundidad al basamento con el método de la deconvolución de Euler son semejantes a los obtenidos con la modelación directa.

De acuerdo a la geología del área y de la interpretación, la falla de Oaxaca está cubierta por rocas sedimentarias y medio granular, lo que implica que a) esta porción está inactiva desde la depositación de las rocas sedimentarias, su última fase (o formación) es de edad anterior a este evento, y b) la porción norte de la falla de Oaxaca se reactivó independientemente.

La interpretación de las fronteras de los terrenos tectonoestratigráficos ha sido controvertida y de acuerdo a los resultados obtenidos con gravimetría y magnética es probable que los basamentos de ambos terrenos tectonoestratigráficos (Zapoteco y Cuicateco) pudieran ser los mismos, aunque tienen diferentes densidades, la susceptibilidad magnética es similar. Esto pudiera deberse a la anisotropía del medio.

Desde el punto de vista hidrogeológico, las fallas de esta zona pudieran tener importancia como zonas con posibilidades de almacenar agua subterránea, aunque por la densidad de muestreo que fue de carácter regional no fue posible hacer un análisis de las propiedades hidrogeológicas, sin embargo se tienen antecedentes de perforaciones realizadas en la zona norte cercanas a San Felipe del Agua donde se perforó un pozo a 320 m cuyo aforo arrojó un gasto de 1 lps (Ramos-Trinidad, 2004).





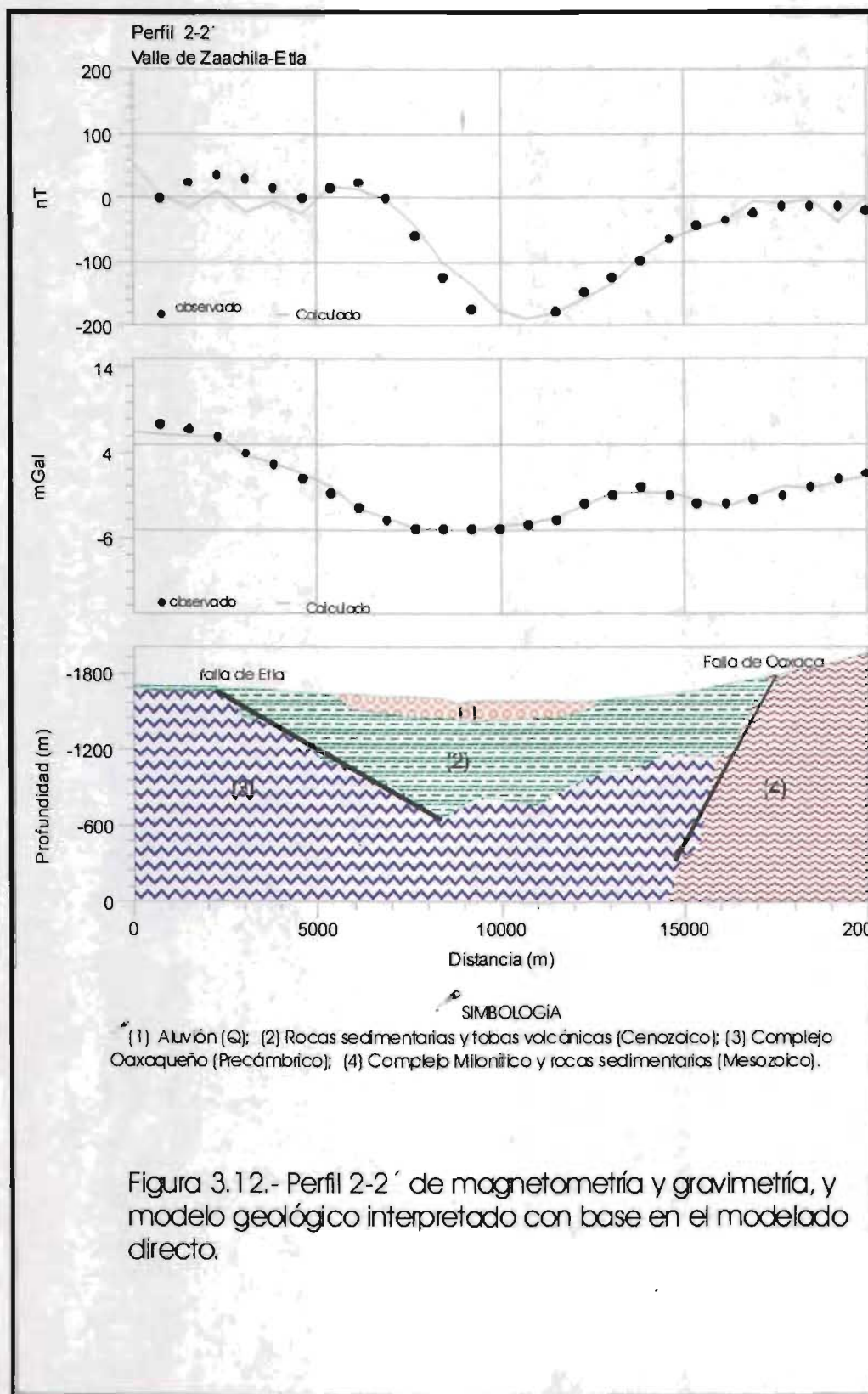


Figura 3.12.- Perfil 2-2' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo.

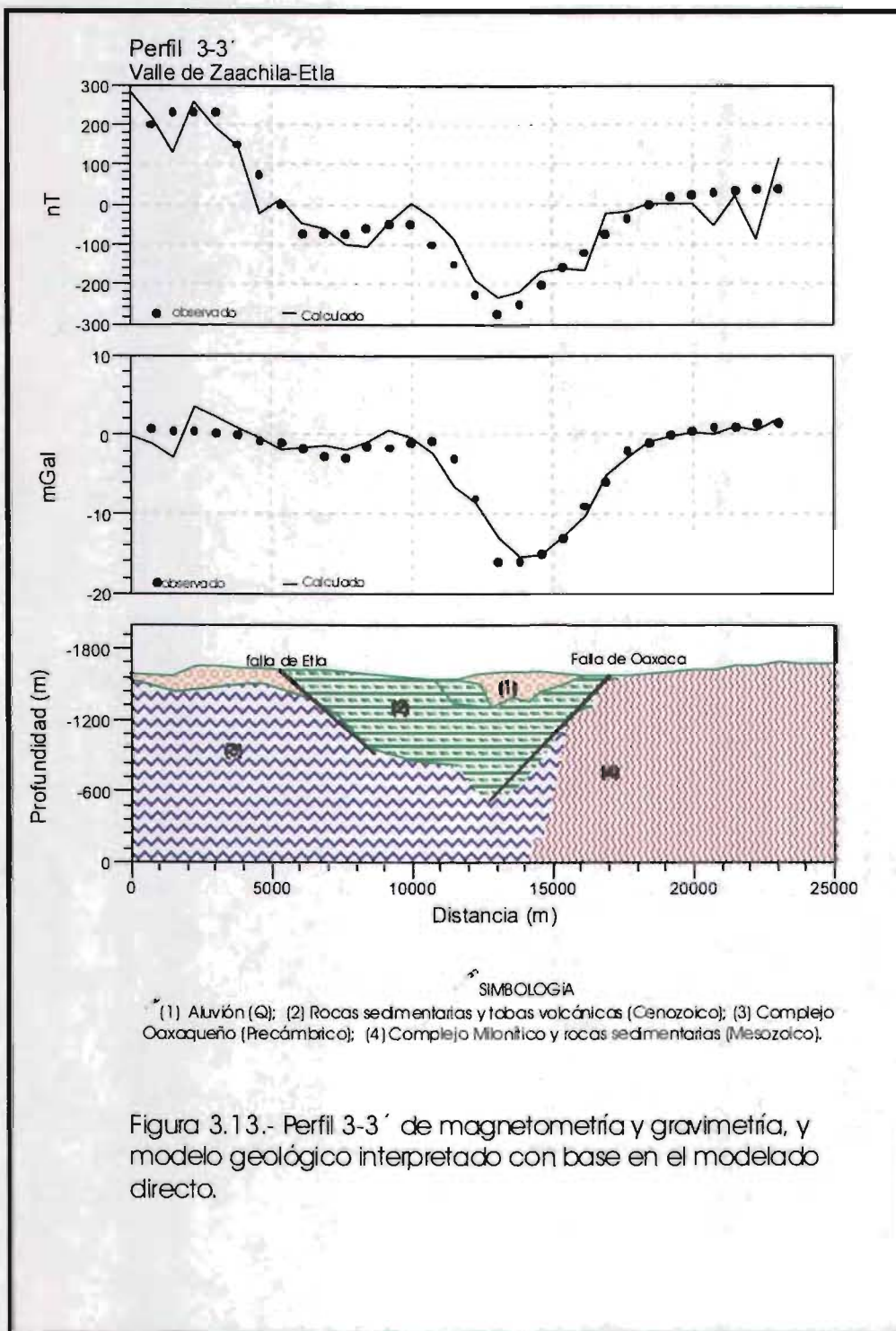
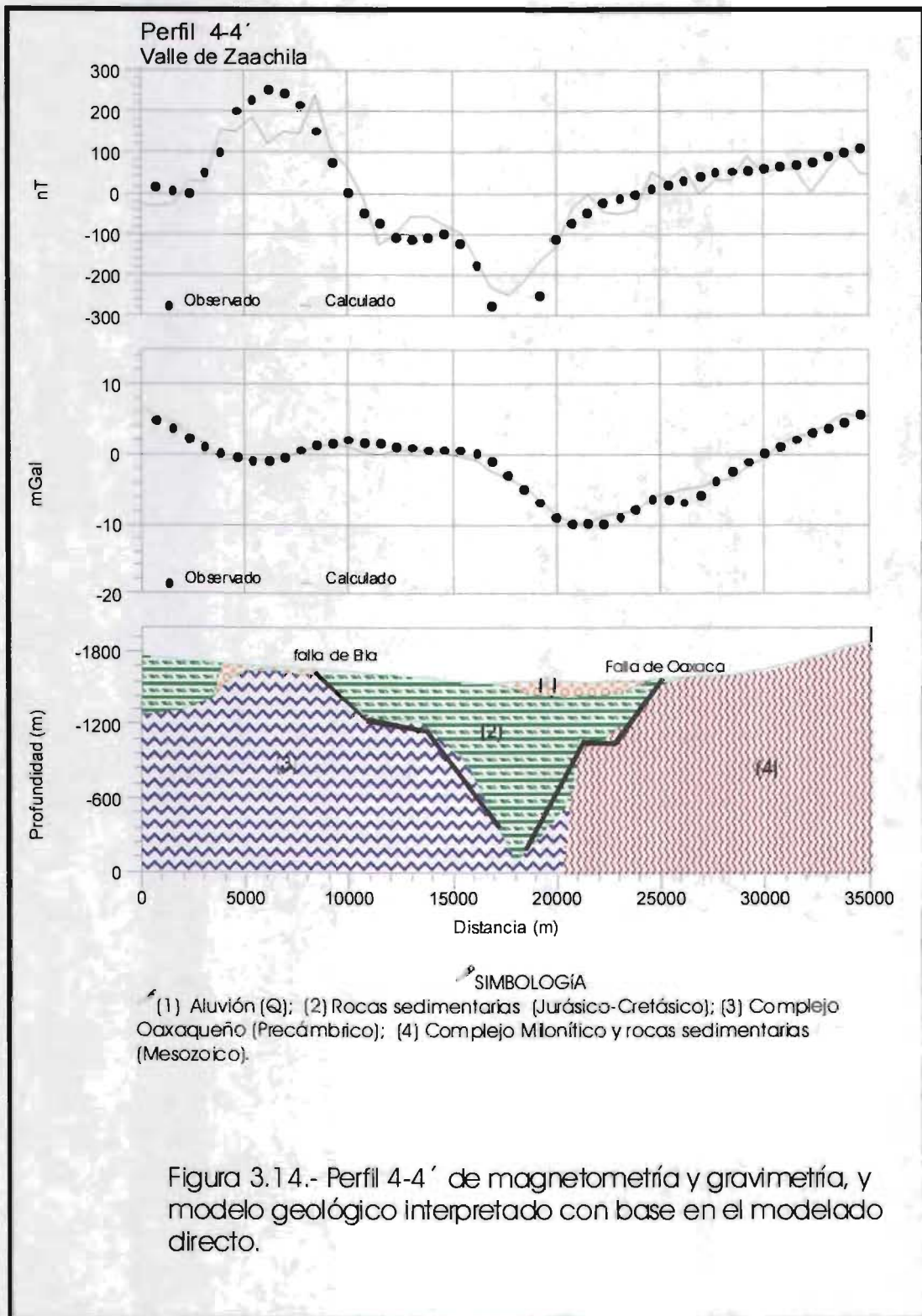
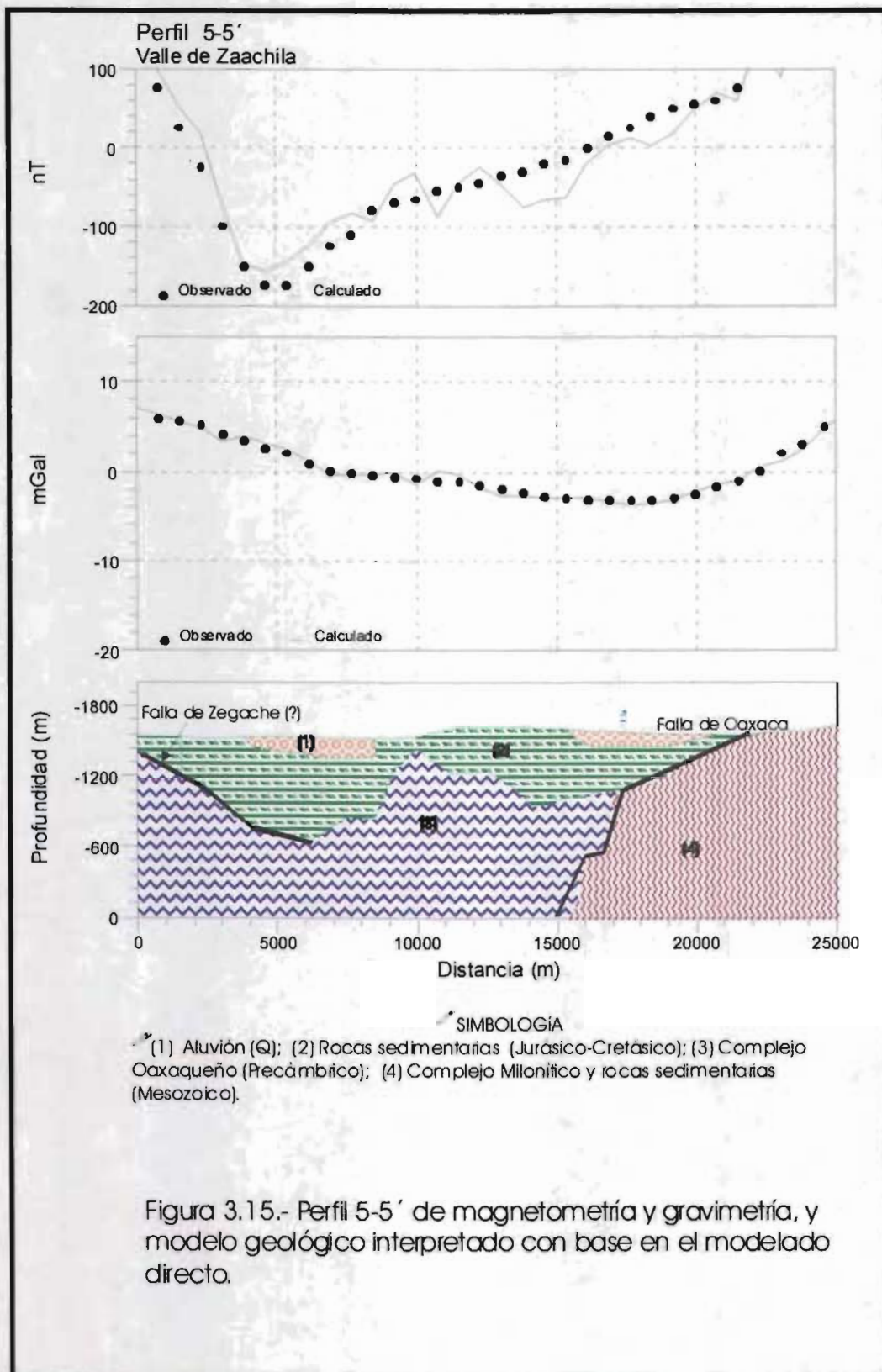
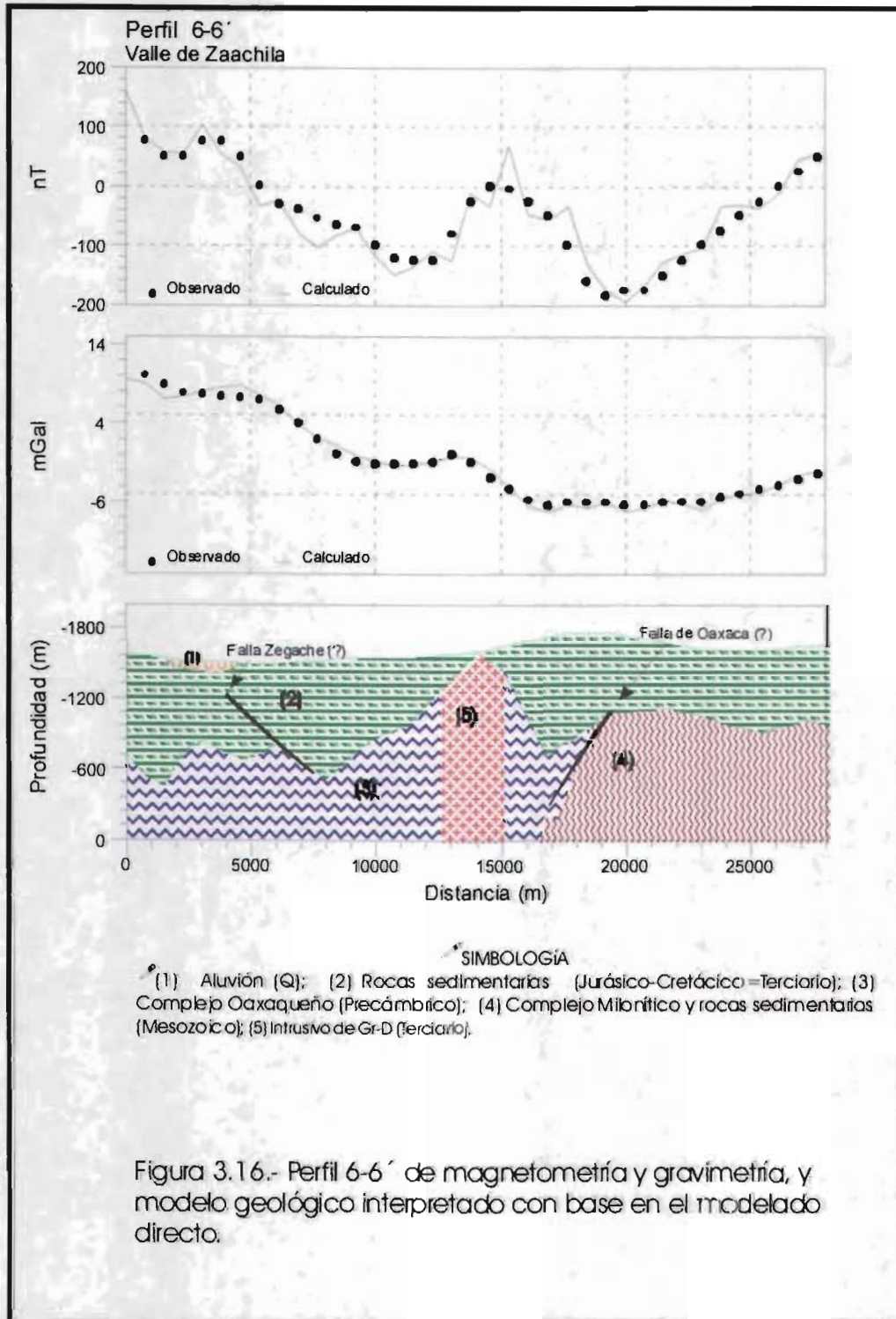


Figura 3.13.- Perfil 3-3' de magnetometría y gravimetría, y modelo geológico interpretado con base en el modelado directo.







## **3.4 MAGNETOMETRIA**

### **3.4.1 Introducción**

La magnetometría es el método geofísico más antiguo usado en la exploración del subsuelo; se ha aplicado fundamentalmente en la prospección de hidrocarburos y yacimientos minerales, principalmente ferrosos. En la industria petrolera se ha usado para determinar los rasgos estructurales del basamento magnético y el espesor del paquete sedimentario donde se encuentran las rocas y estructuras potencialmente favorables para el entrapamiento y almacenamiento de los hidrocarburos. Sin embargo su aplicación se ha ampliado a otros ámbitos como en la arqueología, estudios de corte ambiental, etc.

Las rocas sedimentarias en general presentan un débil efecto magnético respecto al que presentan las rocas ígneas. Estas últimas conforman el basamento y son las que originan el efecto magnético medido en la superficie de la Tierra.

Cuando se analiza el campo magnético en un punto de la superficie terrestre, resulta que éste varía con el tiempo. Esta variación se presenta periódicamente y para su estudio es necesario analizar el campo magnético terrestre en su conjunto. Este campo terrestre se descompone en dos campos principales:

El campo interno es el preponderante, representa un 97 % del total. Este campo presenta una variación secular que resulta ser de 8  $\gamma$  por año, y cuyo mecanismo no es aún conocido. Estas variaciones temporales del campo magnético terrestre, de periodo muy largo que sólo se aprecian al comparar valores medios anuales durante varios años, reciben el nombre genérico de variación secular.

El campo interno es, a su vez, la resultante de dos campos distintos: a) campo geomagnético, y b) campo cortical, el que interesa analizar en exploración geofísica.

El campo externo se supone lo produce las corrientes inducidas en la ionosfera, al desplazarse ésta con respecto al campo terrestre.

### **El Campo Geomagnético Internacional de Referencia (IGRF)**

A partir de 1960 se empezaron a establecer modelos a escala mundial que sirven, entre otras cosas, de referencia para la reducción de las observaciones geomagnéticas. Estos modelos que reciben el nombre de “Campo Geomagnético Internacional de Referencia” (IGRF – International Geomagnetic Reference Field-) están definidos por los coeficientes del desarrollo de funciones en armónicos hasta un cierto orden y de sus derivadas con respecto al tiempo. De esta forma puede extrapolarse para otros años.

El primero de éstos fue adoptado por la IAGA (Asociación Internacional de Geomagnetismo y Aeronomía), en 1968, corresponde a 1965 y se denomina IGRF-1965.0. El desarrollo incluye 80 coeficientes  $g_n^m$ ,  $h_n^m$  y otros 80 de sus derivadas  $g_n^m$ ,  $h_n^m$ , es decir hasta orden  $m = n = 8$ .

En 1975 se actualizó este campo llamándose IGRF-1975.0. En 1981 se ha adoptado el tercer campo de referencia IGRF-1980.0. Para este campo, los coeficientes se han vuelto a determinar a partir de nuevas observaciones, lo que no se hizo con el IGRF-1975.0 que sólo fue una actualización del IGRF-1965.0. A la fecha la IAGA es la responsable de diseñar y publicar el IGRF. También existen modelos definitivos llamados DGRF (Definitive Geomagnetic Reference Field) y modelos preliminares (PGRF).

## **Medición del campo magnético**

Al igual que en gravimetría, las medidas magnéticas pueden ser absolutas o relativas. De manera general, se puede decir que las medidas absolutas proporcionan el valor de la magnitud que se quiere medir en un instante dado. Por su parte las medidas relativas proporcionan las variaciones del campo, de un lugar a otro, o de un instante de tiempo a otro en el mismo lugar.

El magnetómetro de precesión protónica (MPP) es utilizado comúnmente en estudios de exploración geofísica y se usó en el estudio realizado en los valles de Etna, Zaachila y Zimatlán, Oaxaca como parte del programa de este trabajo de investigación.

## **Correcciones**

Las correcciones que generalmente se hacen en magnetometría son por variación diurna y eliminación del IGRF. Para la corrección por variación diurna, se contó con una base fija para monitorear las variaciones del campo magnético para los años 2000 y 2001. Sin embargo en los años 95, 96, 97 y 98 se trabajó con un sólo equipo por lo que se regresaba a la base cada 15 minutos.

La otra corrección corresponde al IGRF. Para nuestro estudio y para los años 2000 y 2001 se obtuvo un valor de IGRF de 40377 nT a partir del software GEOMAG (USGS, 2004). Este valor es sustraído de los datos de intensidad total de campo magnético, de tal manera que el resultado representa anomalías magnéticas debidas solamente a cuerpos magnetizados en la corteza terrestre.



### ***Interpretación cualitativa de anomalías***

Las técnicas usadas en la interpretación de datos gravimétricos y magnéticos son semejantes. Es importante mencionar que las técnicas de aislamiento y realce de anomalías son las mismas que se aplican en magnetometría y en gravimetría, excepto el filtrado de reducción al polo que es privativo de la magnetometría (Baranov, 1957).

### ***La reducción al polo***

Este procesado se aplica sólo a las anomalías magnéticas y permite eliminar o al menos reducir el efecto bipolar de las anomalías. El proceso de reducción al polo fue desarrollado por Baranov (1957) y mejorado por Battacharyya (1965). El proceso que el primer autor desarrolló es un método que permite transformar la intensidad del campo geomagnético total en un campo vertical equivalente. Básicamente, es un proceso de simulación, que hace como si la fuente geológica estuviese ubicada en el polo magnético. Para realizar el proceso de reducción al polo, se requiere conocer para un cierto lugar, los ángulos de inclinación y declinación, donde la respuesta magnética cambiará de forma con respecto a la latitud magnética.

### **3.4.2 Descripción y discusión de resultados**

Los datos magnéticos en general son accesibles para su interpretación a pesar de su carácter dipolar, pero son difíciles de modelar por la posible presencia de magnetización remanente que puede ocasionar variaciones drásticas en la intensidad y dirección de la magnetización, además pequeños cambios en profundidad produce cambios más fuertes en la anomalía.

Una vez corregidos los datos de intensidad magnética de campo total se obtuvo la anomalía magnética de campo total (Figura 3.17). A partir de este mapa se inició la interpretación cualitativa reconociendo alineamientos y rasgos que a simple vista se pueden identificar. En este sentido se observa una tendencia en la forma de la anomalía que de manera general coincide con la dirección de la falla de Oaxaca (NW10°). En este mismo mapa se marca la falla de Oaxaca que se infiere se prolonga hacia el sur de la ciudad de Oaxaca.

En la Figura 3.18 se puede observar un mapa reducido al polo del valle de Zaachila Zimatlán. Se usó una declinación de 5.86° y una inclinación de 45.5°, el límite cero del mapa reducido al polo se “desplazó” ligeramente al NE. Se usó el software FFTF1.

Se procesaron los datos magnéticos para obtener la profundidad a la cima de las fuentes, para esto se calcularon las derivadas direccionales en x, e y, así como la derivada vertical en z mediante la transformada de Fourier (usando el software FFTFI). Para esto se seleccionó una malla cuadrada de 35 km de lado abarcando al norte San Felipe del agua y al sur Zimatlán de Álvarez, esto con el propósito de tener una matriz  $m=n$  y aplicar la deconvolución de Euler.

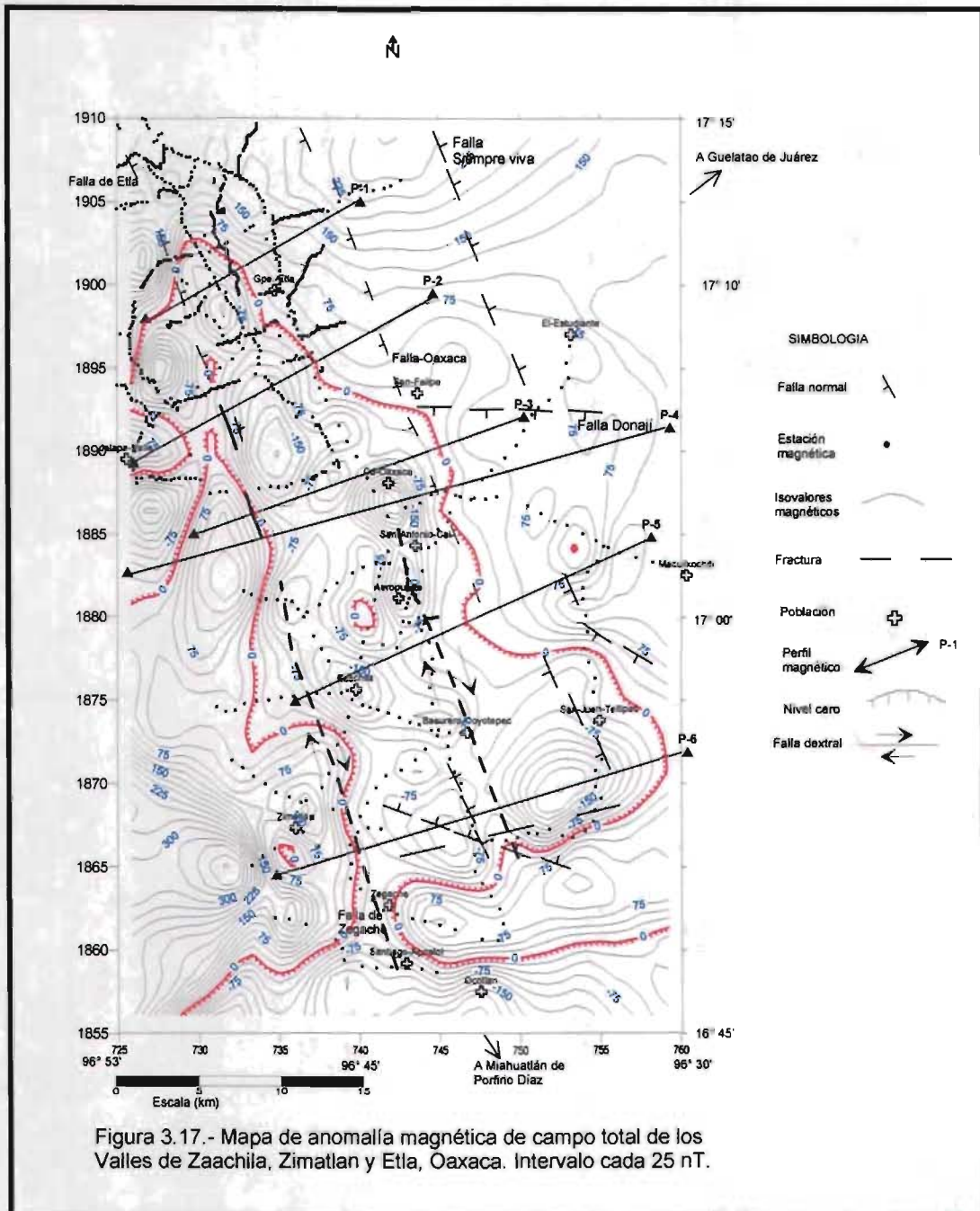


Figura 3.17.- Mapa de anomalía magnética de campo total de los Valles de Zaachila, Zimatlan y Etla, Oaxaca. Intervalo cada 25 nT.

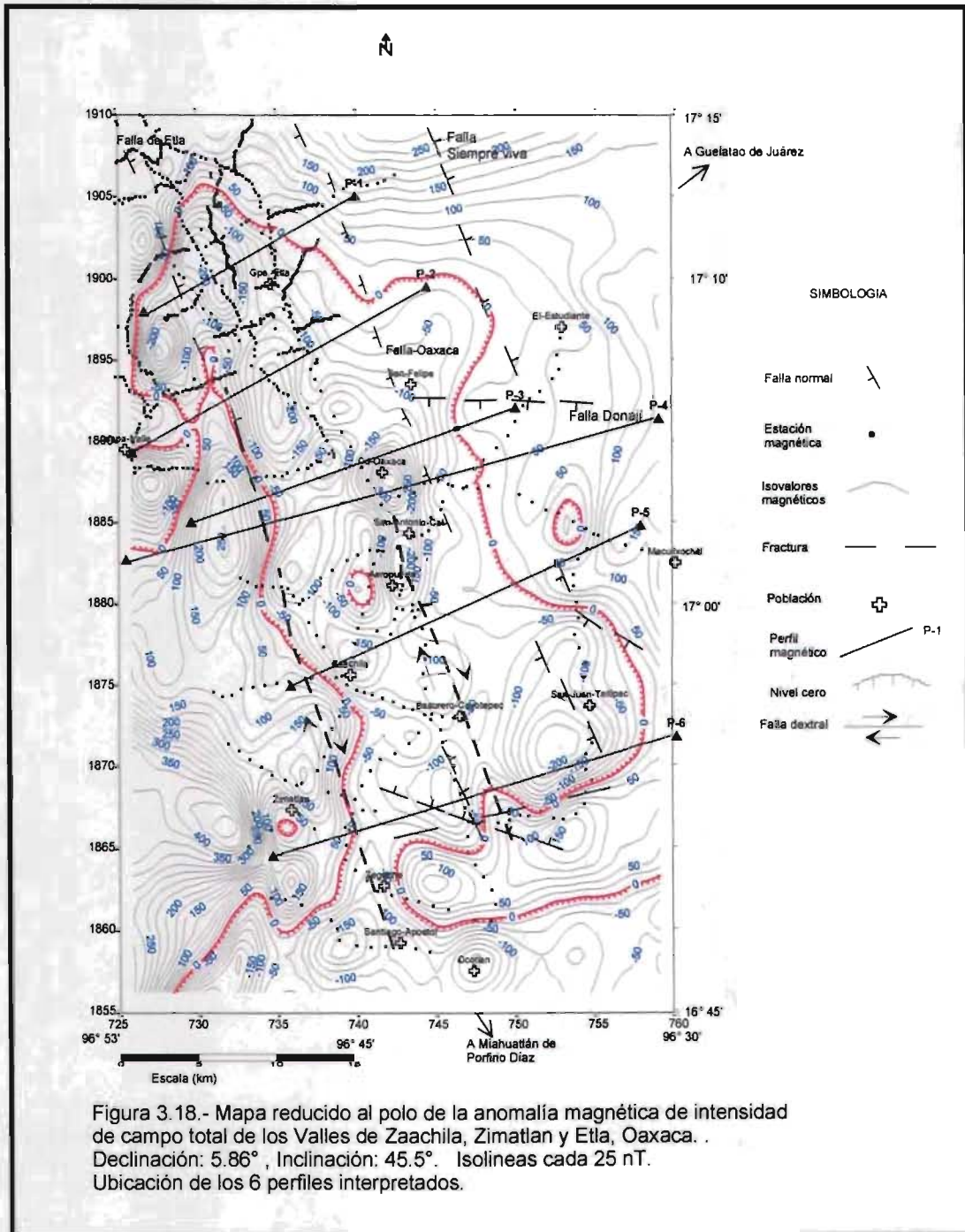


Figura 3.18.- Mapa reducido al polo de la anomalía magnética de intensidad de campo total de los Valles de Zaachila, Zimatlan y Etla, Oaxaca. . Declinación: 5.86° , Inclinación: 45.5° . Isovalores cada 25 nT. Ubicación de los 6 perfiles interpretados.

En la Figura 3.19 se presenta el mapa con la primera derivada vertical (z), donde se realzan las fuentes superficiales que originan la anomalía magnética de alta frecuencia. Se observa una tendencia marcada NW-SE y una no tan evidente de dirección NW-SE.

En la Figura 3.20 se observa el mapa de segunda derivada vertical resaltándose un lineamiento de dirección NE-SW y otro a la mitad de la figura de dirección NW-SE.

Se trazaron seis perfiles (para interpretación magnetométrica como gravimétrica) ubicados en sitios que de acuerdo al análisis de las anomalías aportarían información sobre la geometría de la zona (Figura 3.18), donde también se muestra la geología general de esta área.

Los parámetros usados para calcular las profundidades a las fuentes se fueron variando hasta obtener una respuesta razonable que se interpretaran de acuerdo con las características geológicas de la zona.

En la Figura 3.21 se observa un mapa de isopropfundidades calculado con el método de deconvolución de Euler, donde se utilizó un índice estructural (SI) de 0.5 que se asocia a un contacto geológico y/o a una falla, la ventana de deconvolución es de 7 x 7.

Se utilizaron ventanas de 5, 7, y 10 puntos, observándose que el usar ventanas de 10 puntos dio mejores resultado, así como un índice estructural de 0 y 0.25 que se asocia con falla y/o contacto geológico que es lo que se espera en esta área.

En todos los casos interpretados, los alineamientos se definen como bloques escalonados asociándose con la presencia de la falla de Oaxaca hacia el SE de la ciudad de Oaxaca.

Las profundidades interpretadas al basamento son variables, obteniéndose las mayores hasta más de 1000 m. Se observa en la Figura 2.23 que en algunas partes del valle existen

aflorescimientos del basamento asociado con el Complejo Oaxaqueño. Es decir el basamento geológico presenta una topografía irregular en el contacto con la secuencia metasedimentaria.

En las zonas que corresponden al aeropuerto y Zaachila se encuentra la mayor profundidad del basamento magnético.

Estos resultados fueron comparados con otras técnicas de interpretación como el modelado directo para analizar las respuestas de profundidades en términos de la geología del área, para este caso se utilizó el software GM-SYS de Geosoft (1998) que realiza el modelado directo conjunto de datos de magnetometría y gravimetría en 2 ½ D.

## CONCLUSIONES

El levantamiento magnético consistió en la medición de 1104 estaciones cuya distancia vario de 500 a 1000 m. Se consideraron estaciones medidas en el 96, 97 y 98 así como las del 200 y 2001. Se usaron dos magnetómetros de presesión protónica, uno para monitorear las variaciones diurnas y otro para hacer las mediciones en las estaciones correspondientes.

Se aplicó la corrección por variación diurna y se eliminó el campo geomagnético regional de acuerdo al IGRF. También se hizo la reducción al polo usando una declinación de 05° 52' y una inclinación de 45° 30', obteniéndose el mapa que corresponde a la anomalía magnética de campo total (en nT), observándose un mínimo magnético que coincide con la presencia de rocas sedimentarias y relleno aluvial.

Se interpretaron los datos dispuestos en una malla de 35 km de lado usando el proceso de deconvolución de Euler, obteniéndose resultados que indican que la profundidad a la cima de las fuentes anómalas es variable, interpretándose fuentes a más de 1000 m de profundidad que

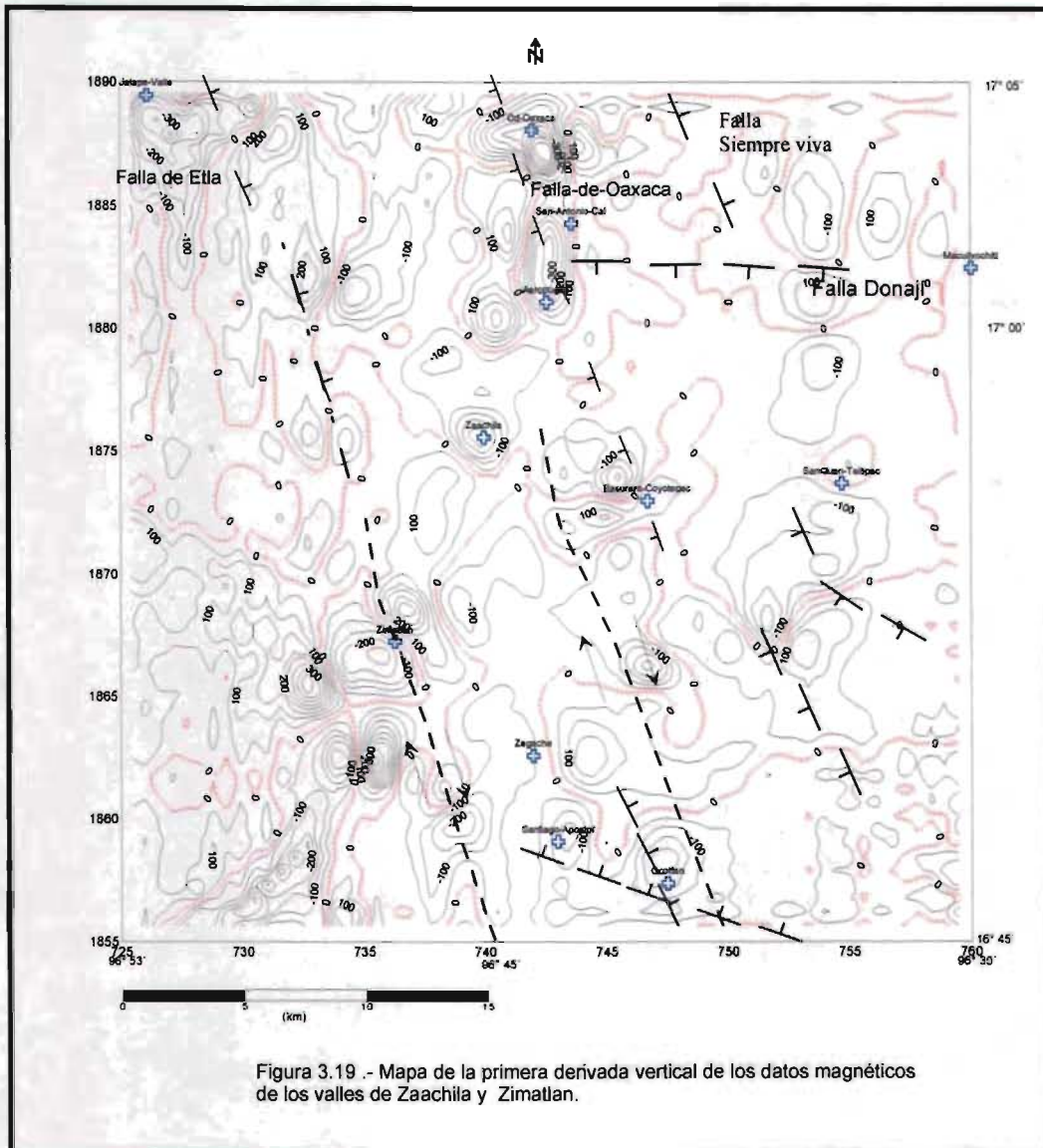
se puede asociar con la parte más profunda de la cima del Terreno Zapoteco, no interpretándose el basamento del terreno Cuicateco.

Al usar una ventana de deconvolución de 10 puntos se obtuvieron resultados razonables, de acuerdo con la geología del área. Un índice estructural de 0 y 0.25 que se asocia con fallas y/o contacto geológico fue el utilizado.

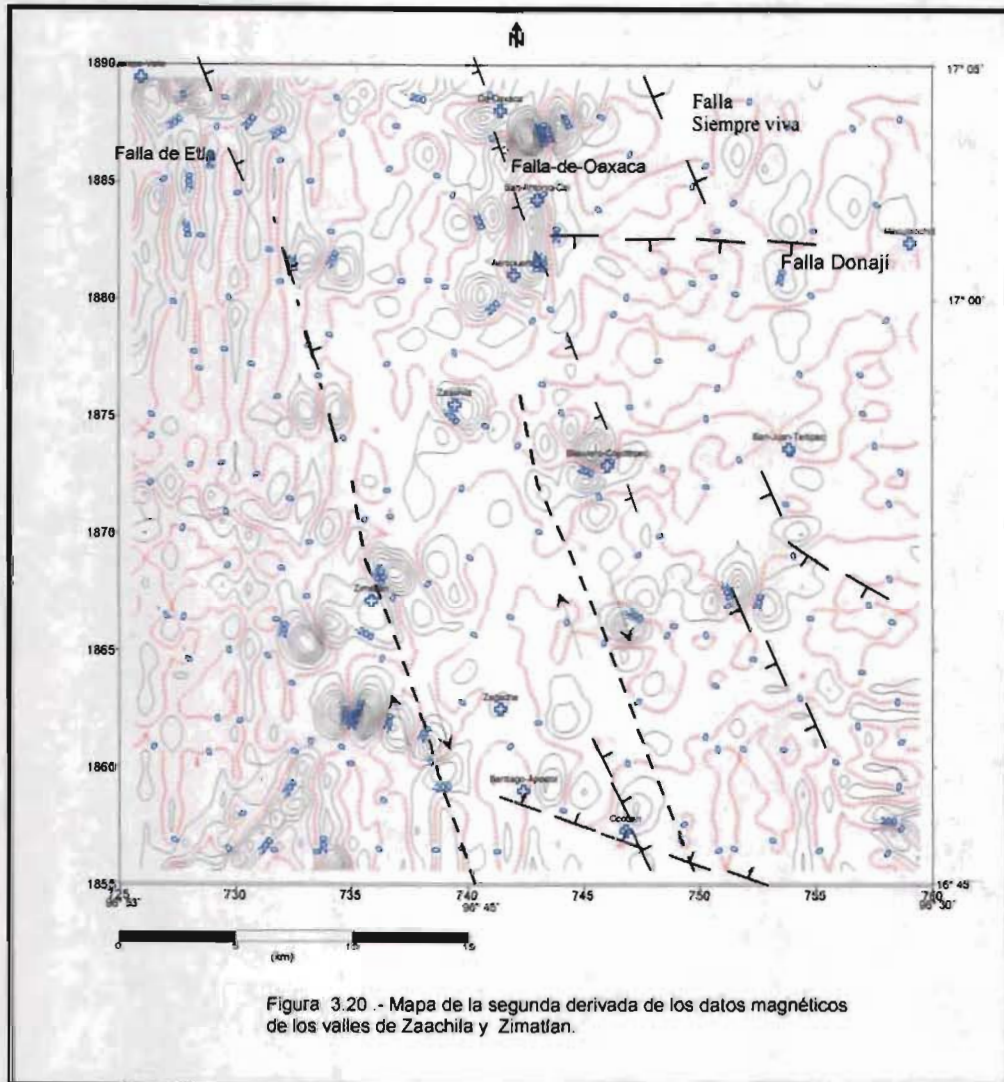
Todos los perfiles gravimétricos coinciden con los perfiles magnéticos. Los valores de susceptibilidad usados en dichos perfiles son: para el terreno Zapoteco de 0.001 a 0.00505 unidades cgs y para el terreno Cuicateco de 0.0025 a 0.004551 unidades cgs, excepto el perfil 1 que tiene valores entre 0.001 y 0.005 cgs.

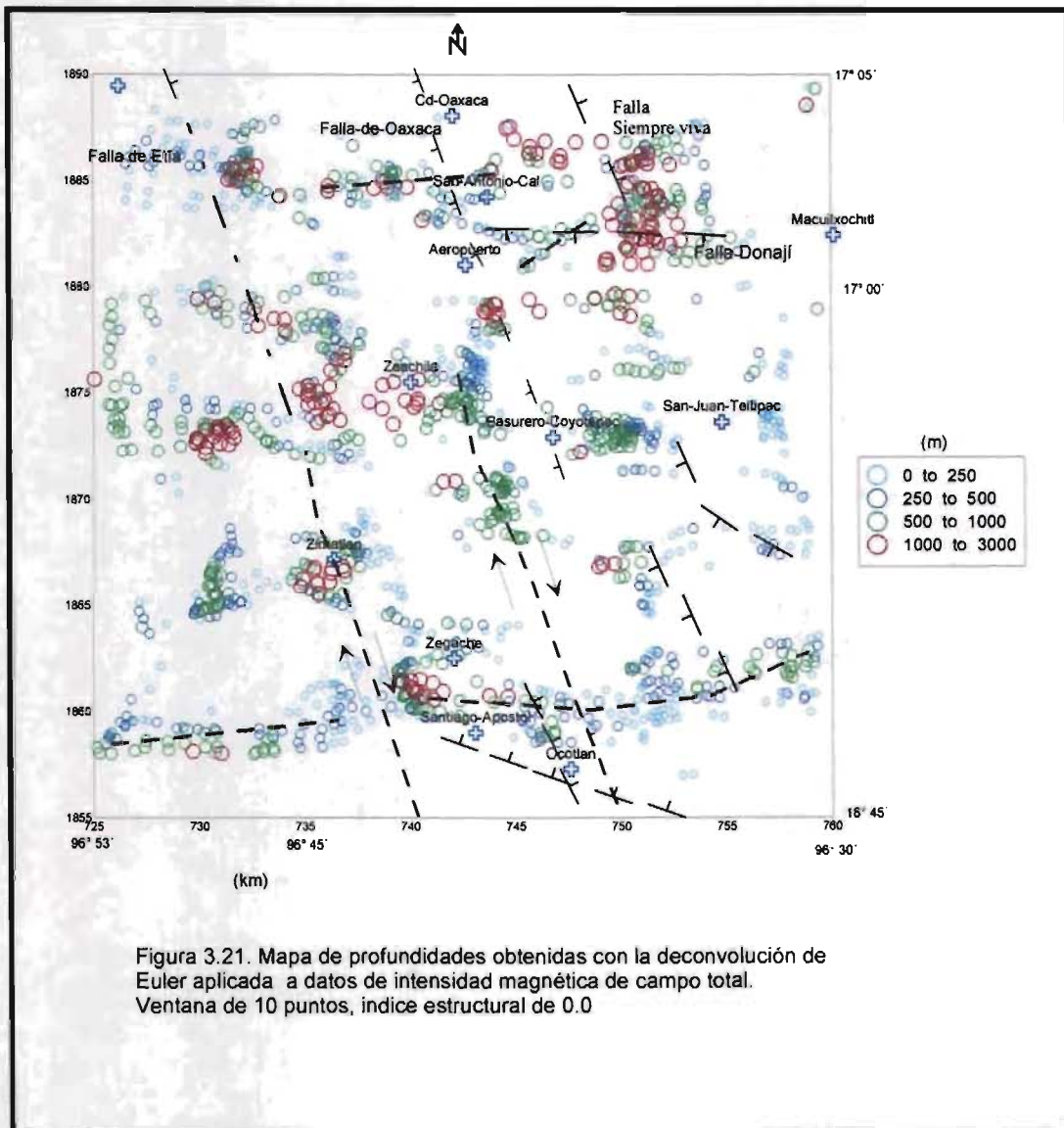
La interpretación hace que se considere que la falla de Oaxaca se extiende hacia el sur pasando por Ocotlán de Morelos y probablemente extiende hasta Miahuatlán de Porfirio Díaz. El valle de Zaachila se encuentra en una estructura tectónica tipo semigraben, cuya profundidad al basamento geológico es variable, entre 600 a 1000 m.

Para las rocas sedimentarias y relleno aluvial la susceptibilidad se consideró nula. El rango de variación de los valores de susceptibilidad magnética es mayor en el terreno Zapoteco que en el Cuicateco, habiendo una razonable correlación litológica con lo reportado por la geología regional. No se consideró magnetismo remanente y las fuentes magnéticas se asumen se deben al basamento geológico.









## **4. ESTRUCTURA GEOELÉCTRICA Y DETERMINACIÓN DE PARÁMETROS HIDROGEOLÓGICOS DEL SISTEMA ACUÍFERO DEL VALLE DE ZAACHILA.**

En los capítulos 2 y 3 se presentó la geología y tectónica de nuestra área de estudio, así como los resultados de los estudios de gravimetría y magnetometría a escala regional que permitieron conocer las características estructurales de la falla de Oaxaca y el espesor del acuífero a nivel general, así como la profundidad del basamento.

En este capítulo, se presenta el estudio de geofísica somera realizado en el valle de Zaachila para conocer la geometría del sistema hidrogeológico para lo cual se aplicaron los métodos de bobinas electromagnéticas (BEM) y resistividad de corriente directa. Los resultados obtenidos también permitieron estimar algunos parámetros hidrogeológicos del sistema acuífero de manera indirecta al usar el parámetro de Dar-Zarrouk, los cuales son de importancia para coadyuvar a la caracterización del medio acuífero del área.

El uso de BEM ha proporcionado resultados similares a los de resistividad en cuanto a espesores y resistividad de los estratos geológicos que forman el acuífero, lo que permitió inferir las zonas saturadas de interés hídrico.

### **4.1 Bobinas electromagnéticas**

#### **4.1.1 Introducción**

Las bobinas electromagnéticas es una denominación abreviada de un método de fuente artificial que se basa en el principio de la inducción electromagnética descubierto por Faraday a mediados del siglo XIX. Los métodos que utilizan corriente alterna se conocen como métodos electromagnéticos en el dominio de la frecuencia. Tanto en el dominio del tiempo como de la frecuencia la corriente eléctrica que circula en el subsuelo evita las zonas de baja conductividad y tiende a concentrarse en las altamente conductoras.

La circulación de la corriente alterna en la Tierra produce un fenómeno disipativo que limita la profundidad de penetración. El efecto es tal que la profundidad de penetración aumenta al aumentar el período de la fuente, y también de la separación entre la espira que produce el campo magnético y el dispositivo de medición.

En los métodos del dominio del tiempo, el lapso transcurrido desde que se desconecta la corriente en la espira juega el papel del período. Esto significa que a medida que transcurre el tiempo la corriente en la Tierra alcanza mayores profundidades. Típicamente, las mediciones se realizan desde tiempos tan cortos como una milésima de segundo hasta uno o varios segundos. En el dominio de las frecuencias normalmente se seleccionan períodos dentro de este mismo margen.

El campo electromagnético queda especificado con las 4 ecuaciones de Maxwell, las ecuaciones constitutivas del medio y las condiciones de frontera. Las ecuaciones de Maxwell se han obtenido de la experimentación por diversos autores como Ampere, Faraday y Coulomb. Maxwell les dio una expresión matemática compacta e introdujo el término de las corrientes de desplazamiento a la ecuación de Ampere.

El método de bobinas electromagnéticas es una variante del método Slingram. También se le conoce como EM Slingram y Ronka. Este sistema fue desarrollado en Suecia y mide directamente la conductividad del terreno y es básicamente un Slingram con tres diferencias notables (McNeill, 1980), a saber:

a) La frecuencia de operación va disminuyendo cuando se incrementa la distancia entre bobinas, con lo que se aumenta la profundidad de penetración eléctrica. Bajo esta condición toda la respuesta del terreno está en la componente de fase de cuadratura de la señal recibida que, para conductividades bajas y moderadas, es linealmente proporcional a la conductividad del terreno, así que el instrumento lee directamente la conductividad. Esta condición además implica que las señales medidas sean de muy baja amplitud y por tanto, los aparatos serán un orden de magnitud más sensitivos que los sistemas Slingram.

b) El nivel cero (cuadratura de fase) de los medidores de conductividad del terreno es ajustado en fábrica y permanece constante con el tiempo, la temperatura, etc. Con esta sensibilidad y para conductividades moderadas del terreno, los aparatos dan una medida exacta de la conductividad global del terreno. Si el terreno es resistivo, las mediciones de conductividad son menos exactas.

c) Operaciones a bajos números de inducción significa que la frecuencia cambia en forma proporcional la respuesta de la fase de cuadratura, por lo que para determinar la variación de la conductividad con la profundidad se debe variar el espacio entre bobinas.

La profundidad de exploración efectiva para los dos modos de operación (bobinas verticales y horizontales) en una geometría estratificada son aproximadamente de 0.75 y 1.5 veces la distancia entre bobinas.

Este método está diseñado para tratar situaciones donde el cociente entre la separación de las bobinas (transmisora y receptora) y el grosor de capa (skin depth) es notablemente menor a la unidad. En esta situación, se dice que se trabaja en la zona de número de inducción pequeño, también conocido como de campo cercano.

Estos equipos tienen una profundidad de exploración en un rango de 7.5 a máximo 60 m. Para estimar la distribución verdadera de la conductividad de los materiales del subsuelo, es necesario plantear modelos sencillos que expliquen las observaciones. En este sentido un modelo de Tierra estratificada, con estratos horizontales constituye una opción (McNeill, 1980; Herrera-Barrientos, 1995).

### ***Principios de operación***

La aplicación de técnicas electromagnéticas para la medición de la conductividad del terreno es aplicada rutinariamente (Keller y Frischknecht, 1966; Wait, 1962). En la Figura 4.1 se muestra una bobina transmisora  $T_x$  energizada con corriente alterna a una audiofrecuencia. El campo magnético se hace circular en la Tierra que se asume uniforme y se recibe con una bobina receptora  $R_x$  localizada una distancia  $s$ . Las variaciones del campo magnético en el tiempo, originan la variación de la corriente en la bobina transmisora que induce pequeñas corrientes en la Tierra. Esas corrientes generan un campo magnético secundario  $H_s$  el cual es percibido al mismo tiempo con el campo primario,  $H_p$ , por la bobina receptora.

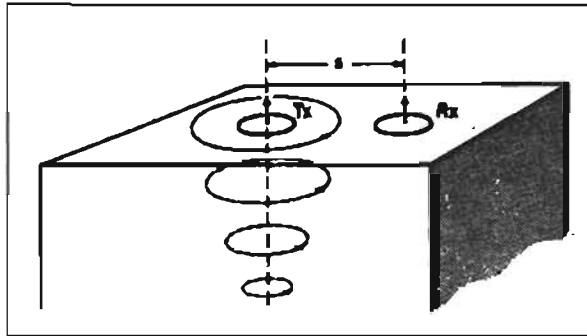


Figura 4.1. Flujo de la corriente inducida (semiespacio homogéneo). Tomado de McNeill (1980).

En general este campo magnético secundario es una función complicada que depende del espaciamiento de las bobinas  $s$ , la frecuencia de operación,  $f$ , y la conductividad del subsuelo,  $\sigma$ . Bajo ciertas restricciones, técnicamente definidas como “operación a bajo valores de número de inducción”, el campo magnético secundario es una función simple de esas variables antes mencionadas, de donde se deduce que el campo magnético secundario es dado por:

$$\frac{H_s}{H_p} \cong \frac{i\omega\mu\sigma s^2}{4} \quad (4.1.1)$$

Donde  $H_s$  = campo magnético secundario en la bobina receptora

$H_p$  = campo magnético primario en la bobina receptora

$\omega = 2\pi f$

$f$  = frecuencia (Hz)

$\mu$  = permeabilidad del vacío

$\sigma$  = conductividad del terreno (mho/m)

$s$  = espaciamiento entre bobinas (m)

$i = \sqrt{-1}$

La relación del campo secundario al primario es ahora linealmente proporcional a la conductividad del terreno. Dado  $H_s/H_p$  la conductividad aparente indicada por el instrumento se define de la ecuación anterior como:

$$\sigma_a = \frac{4}{\omega\mu s^2} (H_s/H_p) \quad (4.1.2)$$

Las unidades en el sistema mks de la conductividad son en mho (Siemens) por metro o también, en milimho por metro (mmho/m).

### ***Instrumentación***

Como se ha mencionado existen varios equipos dentro de la categoría EM, sin embargo uno de los más empleados es el EM-34-3. El espaciamiento entre bobinas se controla electrónicamente, de tal manera que el operador del receptor sólo toma las lecturas de acuerdo a los espaciamientos que pueden ser de 10, 20 o 40 m, con frecuencias de 6400, 1600 y 400 hz respectivamente, variando la profundidad de penetración de exploración como se muestra en la Tabla 4.1.

Espaciamiento entre bobinas (m)	Profundidad de exploración (m)	
	Dipolo Horizontal	Dipolo Vertical
10	7.5	15
20	15	30
40	30	60

Tabla 4.1.- Profundidad de exploración como una función de la separación entre bobinas. Tomado de McNeill (1980).

Existen básicamente dos maneras de colocar las bobinas, una de manera horizontal y corresponde al dipolo vertical (se obtiene mayor profundidad) y la otra es colocar las bobinas de manera vertical y corresponde al dipolo horizontal (menor profundidad de penetración) (ver Figuras 4.2 y 4.3 respectivamente).

A cada separación de las bobinas corresponde una frecuencia de la corriente oscilatoria que circula por la bobina transmisora, lográndose así medir en cada punto del terreno 3 valores de la conductividad aparente del terreno. Es decir se hace un sondeo eléctrico vertical de la conductividad del subsuelo, en la cual cada valor de conductividad aparente es debido a diferentes profundidades de investigación asociadas a las frecuencias de la fuente (transmisor) antes mencionadas. El equipo EM-34-3 tiene un rango de sensibilidad de 0-3, 10, 30, 100 y 300 milimhos/m, es decir puede medir hasta una resistividad aparente mínima de 3.33 Ohm-m.

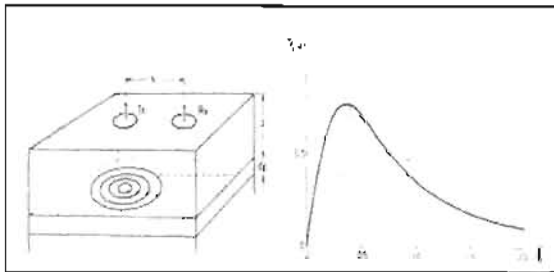


Figura 4.2. Respuesta relativa de un dipolo vertical vs. Profundidad.  $V(z)$  es la contribución relativa para  $H_s$  del material en una capa delgada  $dz$  localizada a la profundidad  $z$  (normalizado). Tomado de McNeill (1980).

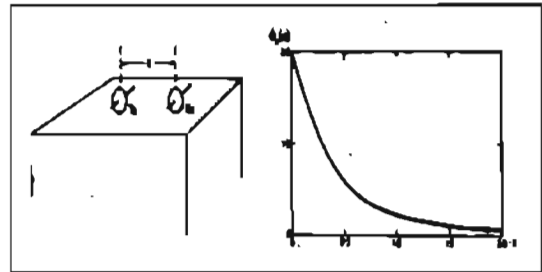


Figura 4.3.- Respuesta relativa vs profundidad para un dipolo horizontal. Tomado de McNeill (1980).

### ***Interpretación de datos***

La interpretación cuantitativa consiste en obtener las conductividades y/o resistividades verdaderas del subsuelo a partir de las observaciones de campo (es decir, de la conductividad aparente). El procedimiento de interpretación consiste en dar diferentes modelos de conductividad verdadera y espesores al software respectivo, de tal manera que la respuesta en



conductividad aparente de éstos reproduzca las observaciones de campo, cuidando que siempre que el modelo obtenido esté acorde con la geología del área y la respuesta esperada. Esta metodología es el modelado directo y al igual que se hace en otros métodos geofísicos como en resistividad, es posible obtener modelos del subsuelo (Herrera-Barrientos, 1995).

Como se ha mencionado anteriormente, las bobinas electromagnéticas miden la conductividad eléctrica del subsuelo, por lo que al hacer la interpretación mediante modelado directo se convierte la resistividad para inferir modelos de Tierra en 1-D. Se obtienen por prueba y error y cuando el modelo propuesto dé como respuesta la resistividad aparente medida con las bobinas, se puede a criterio del intérprete tomando en consideración la geología, dar por terminado el proceso de interpretación. Esto se hace para cada estación o sondeo electromagnético, para generar secciones geoelectromagnéticas.

Recientemente se han desarrollado métodos que realizan la inversión de datos en donde poco o nada tiene que “ver” el intérprete en cuanto al proceso matemático. Zhang et al. (2000) desarrollaron un algoritmo que permite invertir datos electromagnéticos en 1-D tomados con diferentes configuraciones como son: bobinas horizontales coplanares, verticales coplanares, coaxiales y perpendiculares. También presenta ejemplos sintéticos en 3-D y concluye que la inversión en 1-D puede ser usada como una herramienta rápida y aproximada para localizar anomalía en el subsuelo.

Monteiro-Santos et al. (2001) aplicó el método de bobinas usando un equipo EM-34-3 para detectar cavernas en Portugal. Utilizaron la aproximación cuasi-tridimensional, por lo que los datos previa malla, son invertidos simultáneamente usando un algoritmo de mínimos cuadrados suavizado. Para obtener un modelo de conductividad se constriñe el suavizado espacial y lo introduce durante el proceso de inversión. Los resultados que obtiene son imágenes burdas (de aquí el nombre de modelos cuasi-3-D).

La interpretación también se puede hacer a partir de la inversión de datos usando por ejemplo, la metodología desarrollada por Pérez-Flores et al. (2001). Esta técnica de inversión se basa en el concepto de que cualquier medición eléctrica o electromagnética se puede representar como un promedio ponderado de todas las resistividades del subsuelo, reduciendo el problema de inversión al proceso intuitivo de despromediar los datos.

#### 4.1.2 Descripción y discusión de resultados

Se realizaron mediciones con bobinas electromagnéticas con el fin de conocer su respuesta en un acuífero granular y comparar los resultados con los obtenidos con resistividad. Se utilizó un EM-34-3 de Geonics que consiste en una bobina transmisora y una receptora, trabajan a tres diferentes frecuencias y tres diferentes separaciones entre ambas. Para 10 m de separación el equipo trabaja con 6400 Hz, a 20 m de separación con 1600 Hz y a 40 m de distancia entre las bobinas a una frecuencia de 400 Hz. Se mide la conductividad del subsuelo tomando tres lecturas con el dipolo vertical (bobinas en posición horizontal) y tres con el dipolo horizontal (bobinas en posición vertical) para obtener 6 lecturas en cada sondeo electromagnético (SEM).

Se tomaron mediciones en más de 200 sitios distribuidos en 5 perfiles cuyo número de estaciones es variable, se trató de cubrir zonas donde no fue posible hacer sondeos de resistividad. En la Figura 4.4 se muestran la ubicación de los seis perfiles electromagnéticos realizados en el valle de Zaachila.

La interpretación se hizo a través de la inversión de datos usando la metodología desarrollada por Pérez-Flores et al. (2001) a través del software CICHEM34. Se considera que las medidas de la conductividad corresponden a diferentes funciones de peso, por lo que se usa este concepto para las mediciones eléctricas y magnéticas a bajos números de inducción. El problema inverso se considera no lineal ya que las funciones de peso dependen de la distribución de la conductividad que es una incógnita, por lo que usan la aproximación lineal; numéricamente el problema se plantea como una solución de un sistema de ecuaciones lineales.

Los valores de las conductividades reales son obtenidas minimizando la función objetivo que incluye la norma cuadrática de los residuales así como las derivadas parciales de las incógnitas.

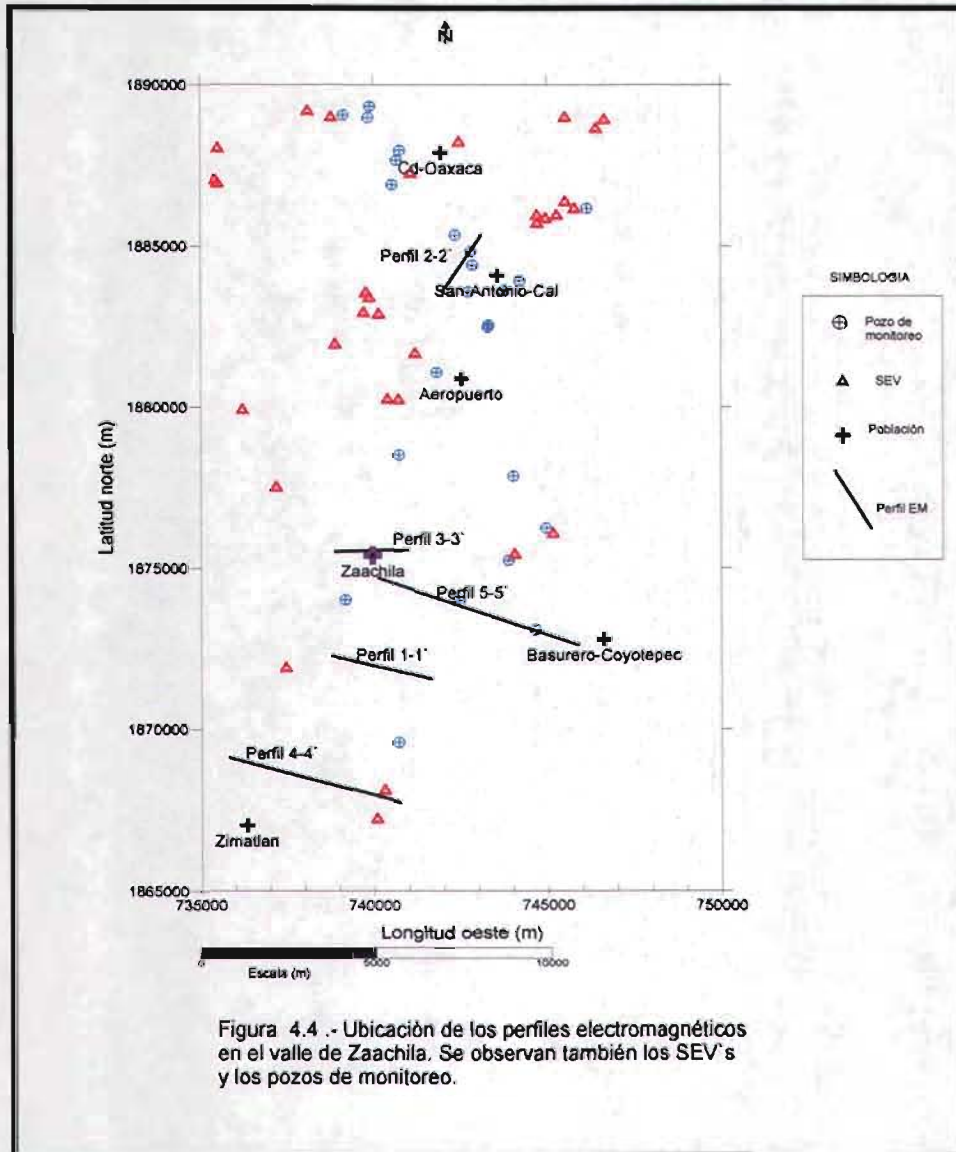
Los resultados de la inversión para los perfiles 1-1', 2-2' se muestran en la Figura 4.5-a y 4.5-b respectivamente. Para todos los casos se consideró la cota de 30 m como una profundidad

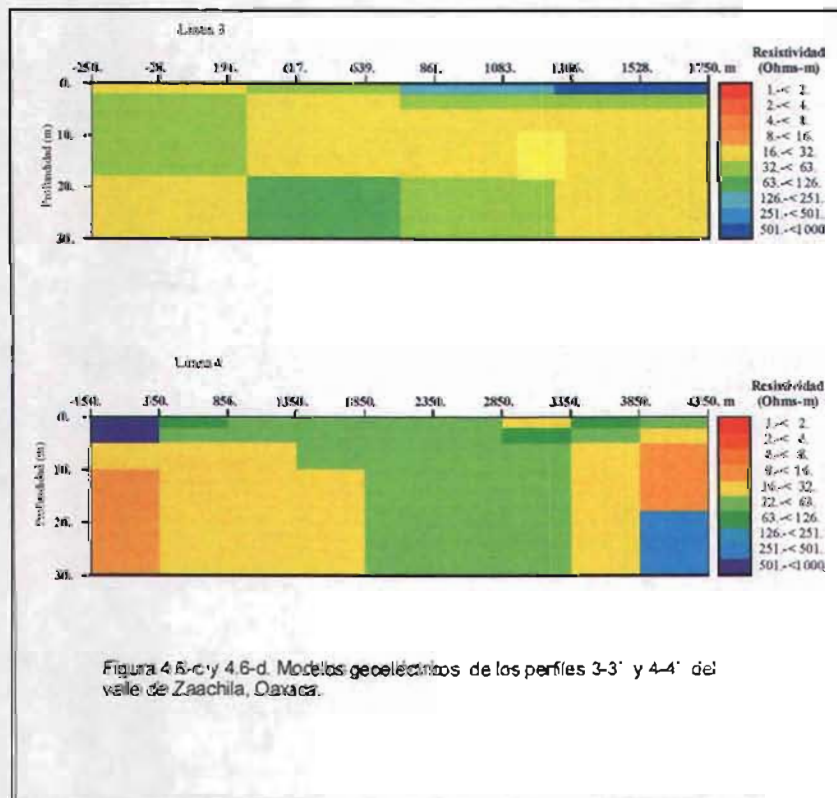
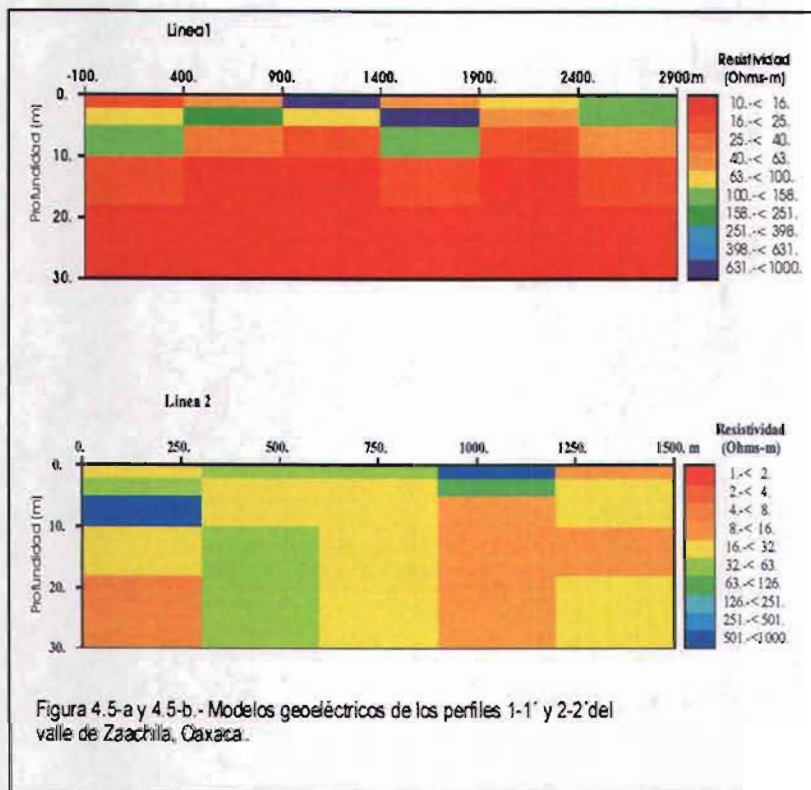
máxima de penetración confiable de acuerdo a la resolución del método y a las características de los materiales de la zona, que como se mencionó son una mezcla de arenas, gravas y materiales limo-arcillosos.

En general para el perfil 1-1' se observan valores de resistividad predominantes de 10 a 40 ohm-m que corresponden a materiales limo-arcillosos y arenas medianas a finas. El nivel freático está entre 8 a 12 m. Valores de 631 a 1000 Ohm-m se asocian con suelo seco y sólo se observan en la parte central de la sección.

En el perfil 2-2' predominan valores de 8 a 63 Ohm-m hasta los 30 m de profundidad. Se observa una zona con valores entre 8 y 16 ohm-m que se puede asociar con un lente limo-arcilloso. El comportamiento del perfil 3-3' y 4-4' es similar en cuanto a la distribución de resistividades y la presencia de lentes limo-arcillosos (Figura 4.6- c y 4.6-d).

Al utilizar el método de bobinas electromagnéticas, se pudo conocer la distribución de conductividades eléctricas en algunos sitios del valle de Zaachila; la resolución del método se corroboró correlacionando las inversiones con los resultados de resistividad y litología de pozos (norias).





## **4.2 Resistividad**

### **4.2.1 Introducción**

Uno de los métodos geofísicos más utilizados en estudios hidrogeológicos es el de resistividad. Estos métodos tuvieron su diversificación en cuanto a su uso en la década de los 70's, pero también se ha ampliado el espectro de sus aplicaciones; así se pueden encontrar trabajos para estudios de aguas subterráneas (Dodds y Dragan, 1990; Fu y Ding, 1990; Schwarz, 1990), para aplicaciones en estudios ambientales, en geotecnia, arqueología, monitoreo de lixiviados producidos por diversas fuentes de contaminación, entre otras.

En este estudio se utilizó el método de resistividad de corriente directa usando un equipo marca Bison-2390, en su variante sondeo eléctrico vertical (SEV), arreglo Schlumberger y realizando la interpretación a través del modelado directo e inversión de datos (Cooper, 2000). Se obtuvieron 6 perfiles que fueron diseñados de tal manera que cubrieran la mayor parte del valle de Zaachila y que fueran por lo tanto representativos del área.

### ***Generalidades***

El sondeo eléctrico vertical (SEV) es una técnica usada para determinar la profundidad al nivel del agua y auxiliar en la determinación de zonas de alta o baja permeabilidad (Keller y Frischknecht, 1966; Van Dam, 1976; Orellana, 1980). La conductividad eléctrica o su inversa la resistividad eléctrica es una característica física del medio y su comportamiento es descrito por las leyes de Maxwell.

En general la conductividad eléctrica en la mayoría de las rocas es electrolítica y se presenta a través de los fluidos que rellenan los poros de las rocas. Por lo que la resistividad del medio es función de: a) la porosidad, así como de la forma y el tamaño de los poros y su interconexión; b) la saturación o el contenido de humedad en los poros; c) la calidad de agua, dada por la concentración de electrolitos o sales disueltas en la fases líquida. También depende de otros parámetros como temperatura y fase del agua de poro y de la cantidad y composición de las sustancias en suspensión en el agua (Biella et al., 1983; Keller y Frischknecht, 1966).

Las mediciones hechas en el campo anteriormente se interpretaban en forma gráfica, utilizando curvas maestras y emanadas de soluciones numéricas de la integral de Stefanescu, siendo los cálculos muy tediosas, desarrollándose posteriormente métodos gráficos basados en curvas patrón (Orellana y Mooney. 1966).

Posteriormente y en base a los trabajos de Koefoed (1979), Ghosh (1971), Guptasarma (1982) y O'Neill y Merrick (1984) entre otros autores, se llegó a una solución relativamente sencilla y práctica de la integral de Stefanescu mediante un proceso que permite calcular las curvas de resistividad aparente en tiempos cortos, lo que permite automatizar la estimación de los parámetros del modelo teórico para un mejor ajuste entre la curva de campo y la curva del modelo.

La modelación directa consiste en determinar numéricamente los espesores y resistividades reales de los horizontes determinados mediante la modelación cualitativa y ajustarlos de tal manera que la curva teórica producto del modelado sea similar a la curva de campo. El modelo "final" será aquel que de acuerdo al intérprete sea representativo de las condiciones del subsuelo y, por tanto, contribuya a elaborar el modelo geológico del área en cuestión.

Otra manera de obtener modelos a partir de curvas de resistividad es a través de la inversión de datos. En este trabajo se usaron ambas metodologías.

#### **4.2.2 Descripción y discusión de resultados**

La toma de datos de resistividad se hizo usando el arreglo tetraelectrónico tipo Schlumberger, y un resistímetro de corriente directa marca Bison-2390.

Los sondeos eléctricos verticales (SEV's) se realizaron en sitios donde había acceso, cuidando de que quedaran distribuidos de tal manera que cubrieran la mayor parte del valle de Zaachila, algunos se ubicaron en zonas cercanas a pozos para hacer la correlación geológica. Otros se localizaron en áreas donde se carecía de pozos e información sobre el espesor y resistividades de las formaciones acuíferas. En total se realizaron 45 SEV's.

En la Figura 4.7 se muestra la ubicación de los SEV's y pozos tipo noria en los que se determinó la litología. Cabe señalar que la profundidad de estas norias varía de 10 a 20 m.

En esta misma figura también se presentan los perfiles que se elaboraron a partir de los modelos interpretados y correlacionados con los pozos. En la Tabla 4.2 se presentan las coordenadas y longitud de cada uno de los seis perfiles interpretados.

En la Tabla 4.3 se indica el número de sondeo y pozo que permitió elaborar cada uno de los perfiles antes mencionados. Los pozos que aquí se mencionan son los mismos a los que se les midió la piezometría.

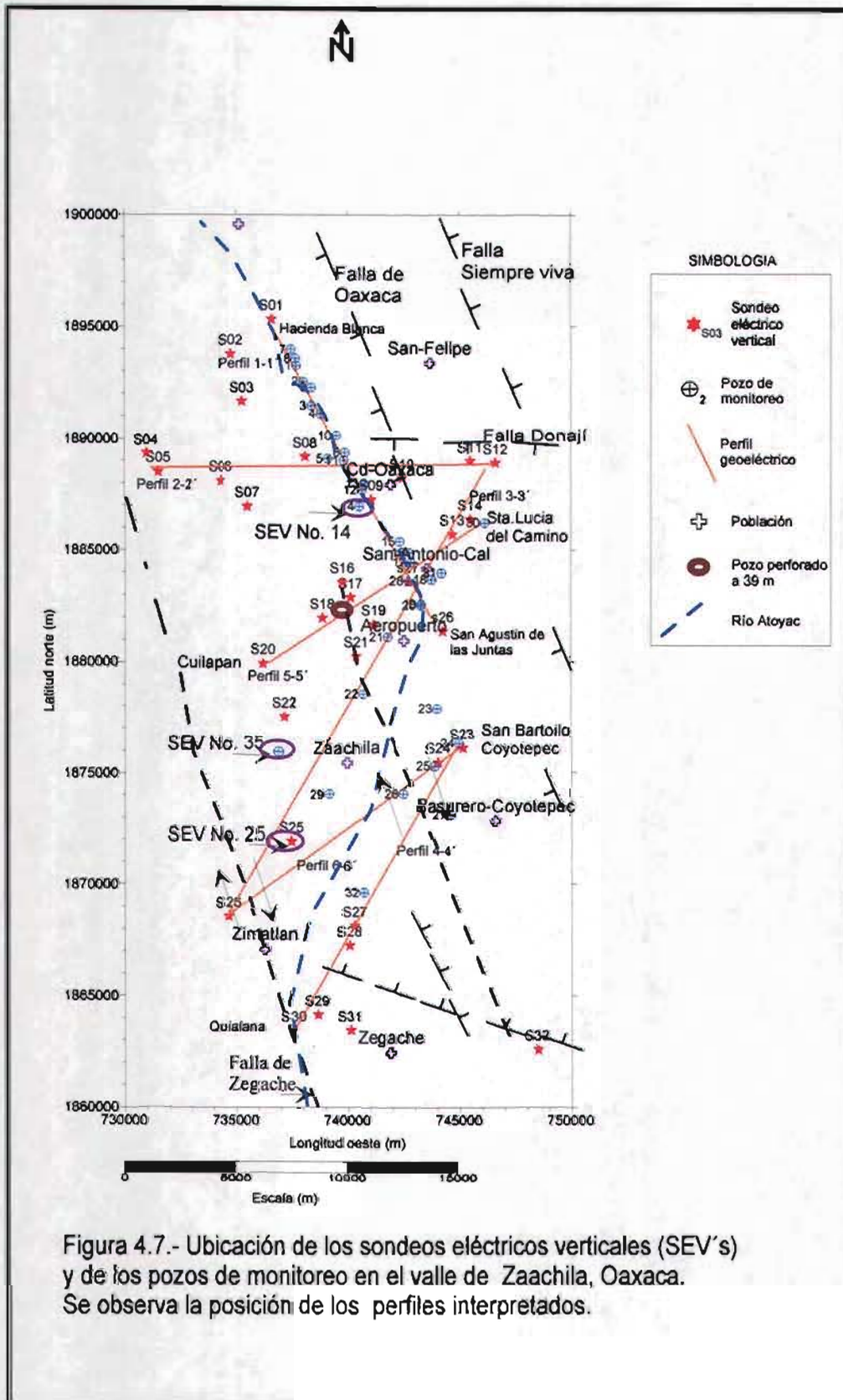
Coordenadas	Perfil 1-1'	Perfil 2-2'	Perfil 3-3'	Perfil 4-4'	Perfil 5-5	Perfil 6-6'
Coord. $X_i$	737000	731000	735000	735500	736000	734500
Coord. $X_f$	743000	747000	747000	746000	746000	746000
Coord. $Y_i$	1895000	1889000	1868000	1863000	1880000	1868000
Coord. $Y_f$	1885000	1889500	1889000	1878000	1886500	1876000
Longitud (km)	11.6	16.7	24.2	18.3	11.9	14.0

Tabla 4.2 .- Coordenadas (UTM) de los perfiles de resistividad elaborados a partir de SEV's y litología de pozos norias y profundos.  $X_i$  es la coordenada X inicial,  $X_f$  coordenada X final;  $Y_i$  e  $Y_f$  coordenada Y inicial y final respectivamente.



No. de perfil	Número de SEV (S04) y pozo (10)
Perfil 1-1'	S01, 07, 08, 01, 02, 03, 04, 06, 11, 13, S09, 14, 15, 16, 17, S36, S37
Perfil 2-2'	S04, S05, S06, S08, 05, 71, S10, S11, S12
Perfil 3-3'	S26, S25, S35, 29, S22, 22, S21, S19, 21, S37, S36, 28, 17, 16, S13, S14, S12
Perfil 4-4'	S30, S29, S28, S27, 32, 26, S24, S23, 03
Perfil 5-5'	S20, S18, S17, S36, 28, 17, 16, S13, S14, 30
Perfil 6-6'	S26, S25, 29, 26, S24, 25, S23, 24

Tabla 4.3.- Los perfiles que están interpretados a partir de SEV's y litología de pozos y corresponden a la numeración utilizada en este estudio.



La interpretación de los SEV's se realizó usando el software VES (Cooper, 2000). Este programa permite realizar el modelado directo y la inversión de datos de sondeos de resistividad usando el arreglo Schlumberger. Asume una Tierra horizontalmente estratificada donde cada estrato es caracterizado por su espesor y resistividad.

Con este programa se pueden modelar hasta 10 capas y permite invertir hasta 10 parámetros (resistividad y/o espesores). El proceso de inversión considera los datos observados y un modelo inicial e intenta modificar los parámetros del modelo hasta obtener un ajuste en el sentido de mínimos cuadrados.

El proceso de inversión usa la descomposición de valores singulares (Lines and Treitel, 1984) y regresión (Inman, 1975), técnicas que aseguran la estabilidad de la inversión y la convergencia a una solución factible. Sin embargo no debe olvidarse que todas las técnicas de inversión tienen sus limitaciones y un "buen" y razonable primer modelo es un prerequisite para obtener también un razonable modelo de salida en términos de la geología de cada región.

Para determinar la geometría del acuífero se realizaron sondeos de resistividad eléctrica usando el arreglo Schlumberger cuya profundidad teórica de exploración fue variable, dependiendo de la accesibilidad para colocar los electrodos (topografía del terreno, rasgos culturales, permisos de los propietarios, entre otros). Las distancias entre electrodos de corriente varió en un rango de 150 a 300 m.

A manera de ilustrar el formato en que se reportan las interpretaciones de los SEV's, en la Figura A-1 (Anexo 1) se muestra el SEV-14 (Figura 4.7), con los datos de campo y los obtenidos con modelado directo en 1-D (Cooper, 2000).

En la Figura A-2 (anexo 2) se presentan las curvas de resistividad de dos SEV's, el número 25 realizado en La Guadalupe - Roaló y el número 35 realizado en el cruce La Lobera-Tlanichico (cerca de Zaachila, Fig. 4.7). En la Tabla del lado derecho de la Figura 4.9 se indican los modelos geoeléctricos interpretados para cada curva de resistividad.

La forma de las curvas de resistividad presentadas corresponden al tipo KH (Cantos-Figuerola, 1974) siendo la mayoría de éste tipo en este valle de Zaachila.

A partir de los modelos obtenidos para cada SEV y con la información disponible de los pozos noria, y apoyándose en algunos cortes litológicos encontrados, se realizaron los seis perfiles geoeléctricos que se muestran en las Figuras 4.8 (perfil 1-1' y 2-2'), Figura 4.9 (perfiles 3-3' y 4-4') y Figura 4.10 (perfiles 5-5' y 6-6').

En la Figura 4.11 se muestra el diseño de terminación de un pozo perforado a 39 m, observándose la litología que se atravesó (Ramos-Trinidad, 2000), quedando ubicado cerca del sondeo eléctrico vertical S17 (Figura 4.7). En el perfil 5-5' de la Figura 4.10 se puede observar la ubicación de los perfiles interpretados respecto a los SEV's, así como la posición de las fallas de Osxaca y Zegache, y otros pozos utilizados para la interpretación correspondiente.

De manera general se interpretaron tres unidades geológicas. La primera se asocia a una combinación de materiales de textura arenosa y arcillosa de espesor variable, siendo el espesor en promedio aproximadamente de 10 m mientras que las resistividades interpretadas varían entre 20 y 100  $\Omega$ -m dependiendo del contenido del tipo de material y del contenido de humedad. Este estrato marca de manera aproximada la profundidad al nivel estático, aclarando que existen pozos en donde este nivel se encuentra más sómero (del orden de los 5 a 10 m).

La segunda capa que se asocia con el acuífero tiene una potencia variable oscilando entre 15 y 100 m, este último espesor se observa en los perfiles 2-2', 3-3', 4-4' y 6-6'. La composición de este estrato son arenas, gravas y material limo-arcilloso, pudiéndose encontrar también fragmentos (guijarros) de rocas sedimentarias y metamórficas, con resistividades de 10 a 47 Ohm-m a lo largo de los perfiles.

Basados en la información obtenida a través de los pozos tipo noria y profundos, así como de métodos indirectos se sabe que el estrato productor de agua contiene arcillas en diferentes proporciones. En zonas comprendidas entre La trinidad, Zaachila y Zimatlan existen materiales arcillosos lo que provoca que los gastos sean pobres (menos de 4 lps) o incluso resulten pozos sin agua.

A mayor profundidad se interpreta la presencia del basamento geohidrológico asociado con rocas sedimentarias alteradas que en algunos sitios están cerca de la superficie y hacia los

extremos del valle aflora, cuyas resistividades interpretadas son de 105 a 634  $\Omega$ -m. Hacia el este del área, en las cercanías de San Bartolo Coyotepec, afloran rocas sedimentarias del terreno Cuicateco.

Cabe mencionar que se han perforado pozos (SARH, 1971) en los valles de Zaachila y Zimatlan, encontrándose rocas sedimentarias y gneis granítico según el reporte de los cortes litológicos a profundidades que coinciden con las interpretadas con los métodos geofísicos (Figura 4.11).

La primera y segunda capas corresponden a fragmentos de materiales del Terciario y Cuaternario y sobreyacen a rocas sedimentarias del Cenozoico y Mesozoico.

El acuífero se clasifica como libre e interactúa con el río Atoyac que atraviesa el valle en su parte central (Figura 4.7). En la época de lluvias el acuífero aporta agua al río, y en época de estiaje el río infiltra aguas residuales al acuífero encontrándose algunos parámetros químicos como SDT, DBO y DQO (Belmonte et al., 2001) fuera de la norma de agua para consumo humano en pozos monitoreados en la red de monitoreo previamente diseñada.

Estas aguas residuales que son descargadas al río Atoyac, provienen de la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas. Se observa que la mayoría de los pozos de monitoreo están cerca de la trayectoria del río Atoyac.

La presencia de las fallas en la zona podrían jugar un papel importante para constituir un acuífero en medio fracturado como podría ser las calizas que afloran en los alrededores de San Antonio de la Cal (SE de la ciudad de Oaxaca).

También la secuencia sedimentaria del Cretácico constituida por lutitas, areniscas y calizas ubicadas en el lado este de la falla de Oaxaca puede ser una zona con posibilidades hídricas subterráneas siempre y cuando exista permeabilidad secundaria.

**ESTA TESIS NO SALE  
DE LA BIBLIOTECA**

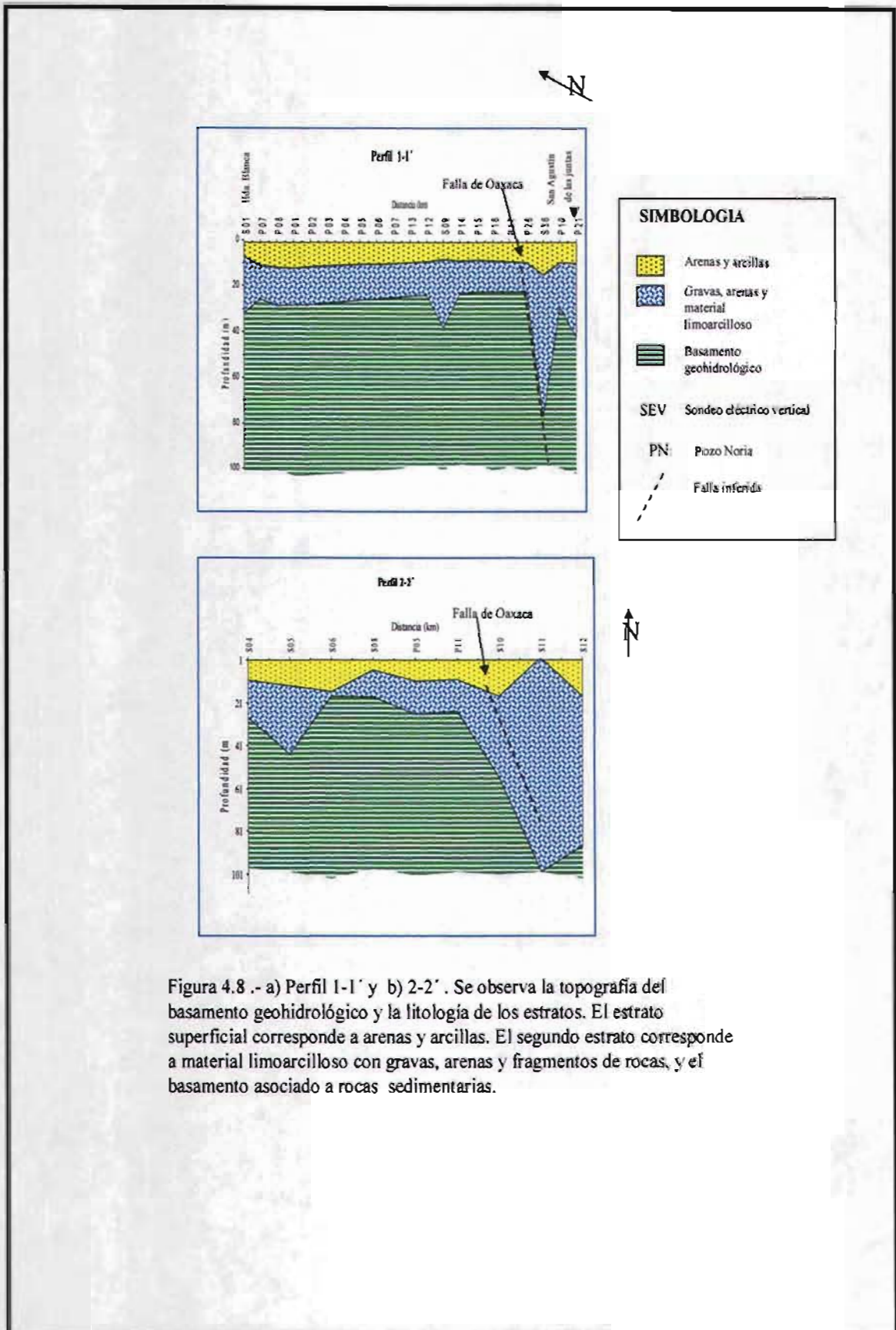


Figura 4.8.- a) Perfil 1-1' y b) 2-2' . Se observa la topografía del basamento geohidrológico y la litología de los estratos. El estrato superficial corresponde a arenas y arcillas. El segundo estrato corresponde a material limoarcilloso con gravas, arenas y fragmentos de rocas, y el basamento asociado a rocas sedimentarias.

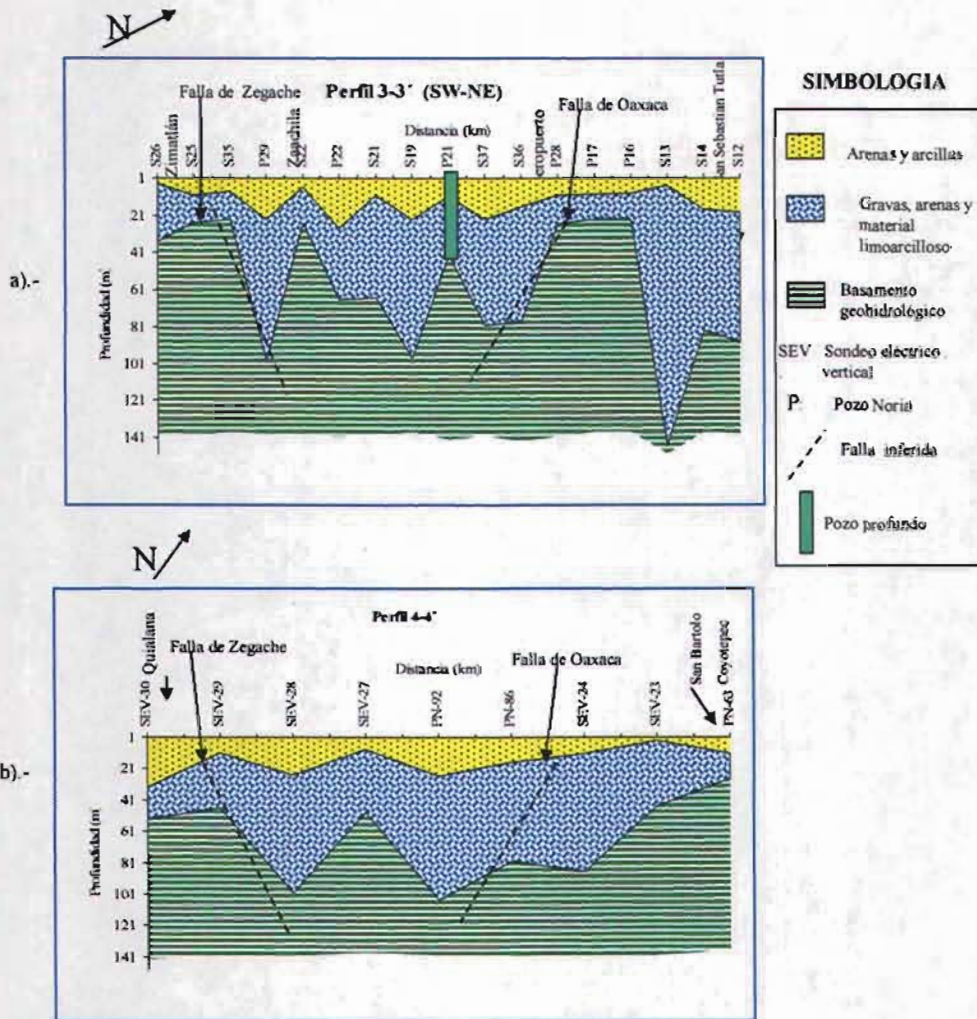


Figura 4.9.- a) Perfil 3-3' y b) 4-4'. Se observa un modelo de tres capas; la primera corresponde a material arenoso con arcillas que conforma la zona no saturada. La segunda capa geoelectrica se asocia con material limoarcillosos, gravas y arenas constituyendo el acuífero. Finalmente se interpreta el basamento geohidroológico constituido por rocas sedimentarias.

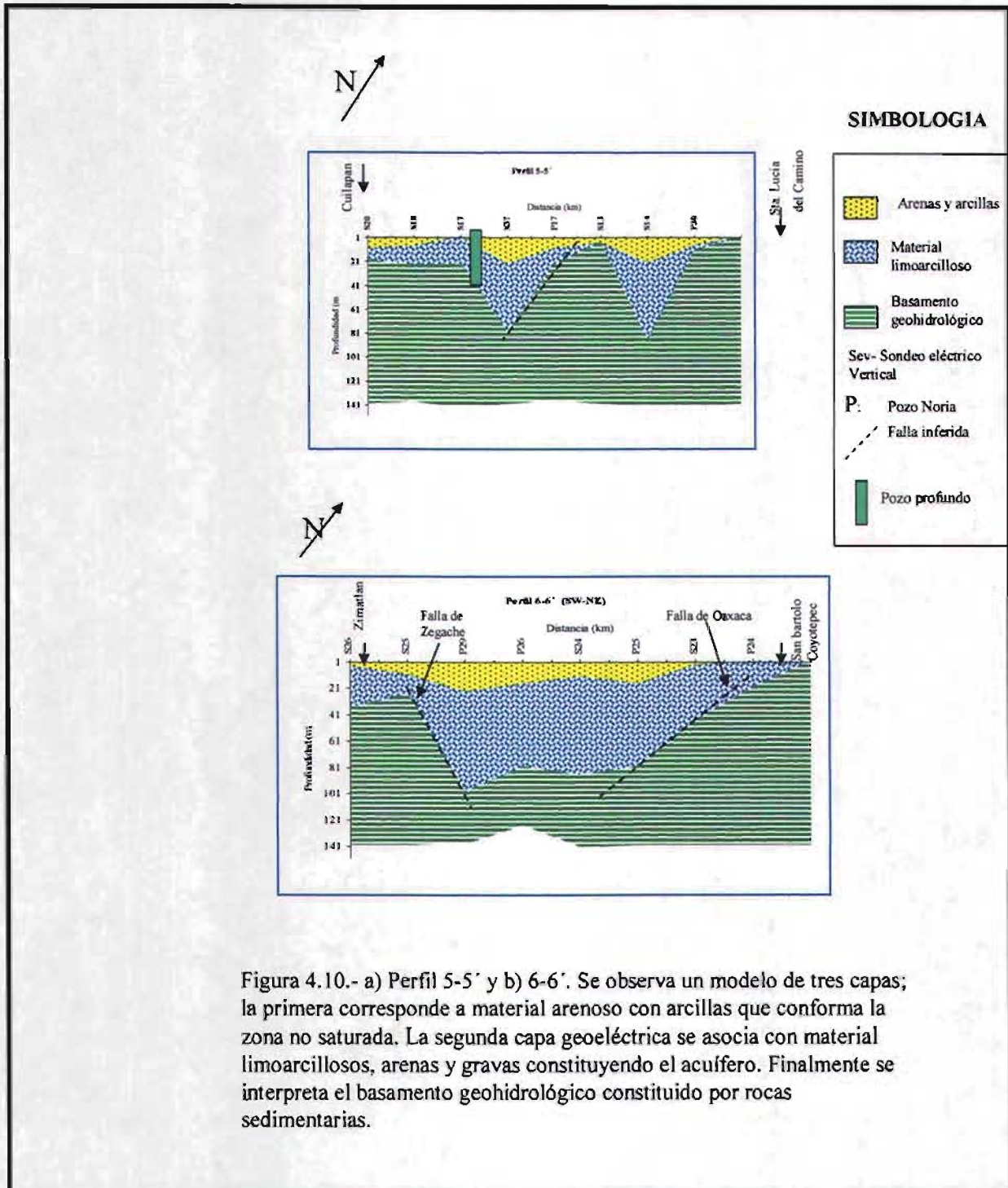


Figura 4.10.- a) Perfil 5-5' y b) 6-6'. Se observa un modelo de tres capas; la primera corresponde a material arenoso con arcillas que conforma la zona no saturada. La segunda capa geoelectrica se asocia con material limoarcillosos, arenas y gravas constituyendo el acuífero. Finalmente se interpreta el basamento geohidrológico constituido por rocas sedimentarias.



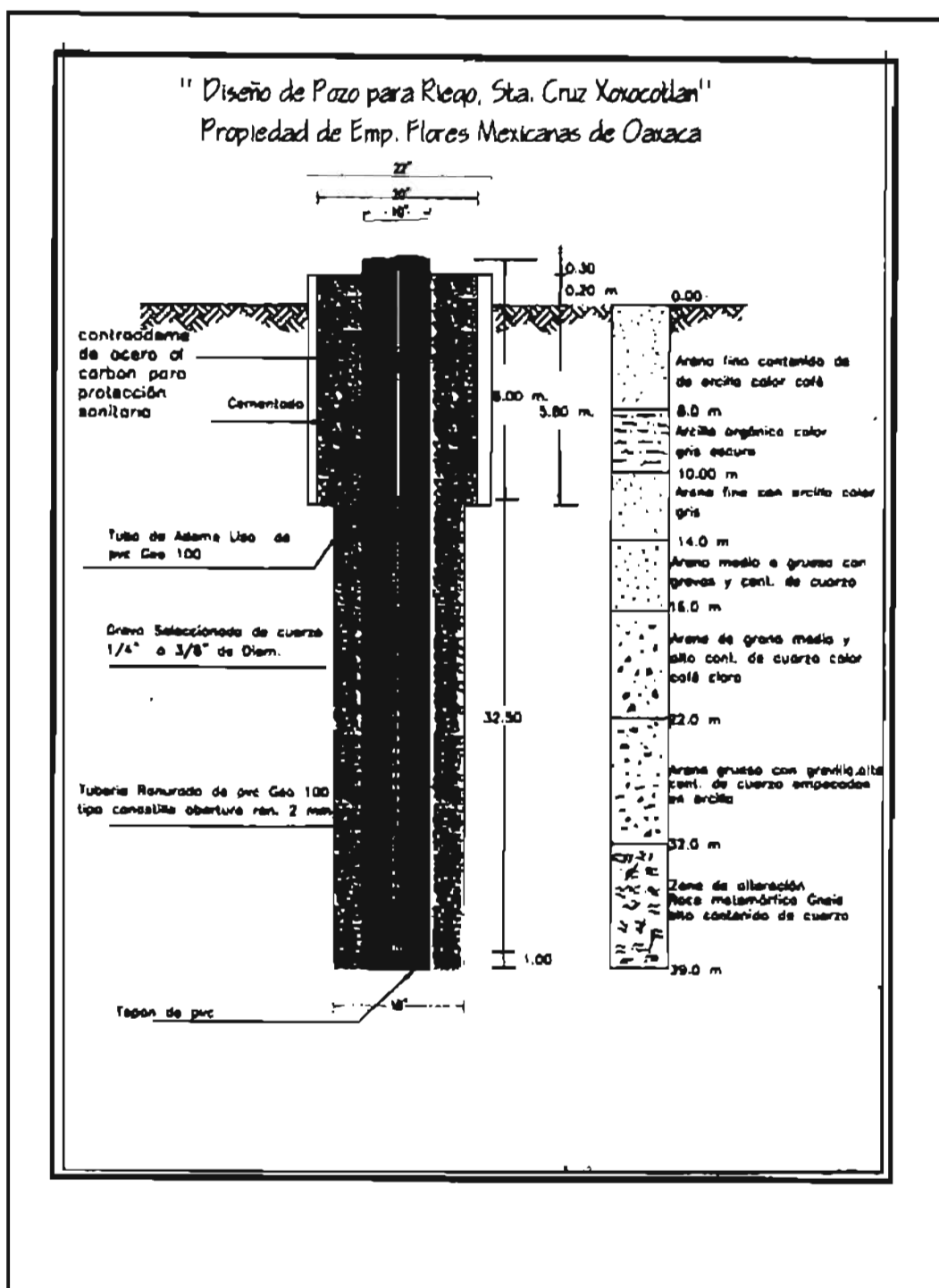


Figura 4.11.- Diseño de "pozo profundo" a 39 m de profundidad, ubicado en Santa Cruz Xoxocotlán, Oaxaca, cerca del SEV-17 (aprox. A 200 m). Se observa La litología encontrada durante la perforación (Ramos-Trinidad, 2002).

## 4.3 Determinación de parámetros hidrogeológicos

### 4.3.1 Introducción

En esta sección se presenta la determinación de parámetros hidrogeológicos tales como la transmisividad y la conductividad hidráulica a partir de datos obtenidos por métodos geofísicos. En particular, esto se obtiene con base en la información de resistividades y espesores de la zona no saturada y zona saturada, usando los métodos de resistividad de corriente directa y bobinas electromagnéticas. También se menciona el cálculo del índice de anisotropía con base en la resistividad eléctrica, usando el arreglo electródico tipo Wenner.

Aunque las relaciones entre transmisibilidad hidráulica y la resistividad tienen una naturaleza empírica, éstas validan la aproximación que se obtiene de valores de transmisibilidad a partir de datos de resistividad en zonas donde existe poca información de pruebas de bombeo, pero en que afortunadamente se dispone de cierta cantidad de sondeos eléctricos verticales (SEV's) y en este caso de bobinas electromagnéticas.

El obtener parámetros hidrogeológicos por métodos indirectos no es nuevo, sin embargo no es un tema agotado y es vigente. Existen antecedentes realizados desde los años 60. En zonas donde es marcada la falta de infraestructura como son pozos (norias o profundos), existe la alternativa de estimar alguno de esos parámetros geohidrológicos como la conductividad hidráulica a partir de mediciones de resistividad que permitan conocer las características del acuífero para entender mejor su funcionamiento hidrodinámico.

En efecto, el método de los sondeos eléctricos de resistividad ha sido ampliamente usado para la exploración del agua subterránea. Por ejemplo los métodos de interpretación de modelado directo, considerando un modelo estratificado en 1-D han permitido obtener espesores y resistividades del subsuelo, con los que han obtenido la resistencia transversal y la conductancia longitudinal. También estos parámetros (espesor y resistividad) se pueden calcular usando la teoría de inversión de datos de resistividad (Inman et al., 1975; Cooper, 2000).

Se pueden encontrar trabajos donde se han utilizado los métodos de resistividad para resolver problemas hidrogeológicos (Flathe, 1976; Van Dam, 1976), y entre ellos algunos donde a partir de datos de resistividad se han encontrado relaciones entre propiedades hidráulicas y eléctricas (Kelly y Reiter, 1984).

Otros autores, como Ponzini et al. (1984), han encontrado relaciones empíricas entre la resistencia transversal de un acuífero corregido por el efecto de su resistividad del agua de poro (agua saturante) y su correspondiente transmisibilidad hidráulica.

Por otra parte Niwas y Singhal, (1981) establecieron una relación analítica entre parámetros del acuífero para medios porosos y los parámetros de Dar-Zarrouk. Se parte de dos leyes fundamentales, la Ley de Darcy o flujo de fluidos y la ley de Ohm que se asocian al flujo de corriente, para obtener relaciones analíticas entre la transmisibilidad y resistencia transversal, así como entre la transmisibilidad y conductancia longitudinal; encontrándose que la primera es la más significativa.

En este trabajo se utilizaron datos de resistividad y de bobinas electromagnéticas cuya complementación permite conocer los espesores y resistividades del medio acuífero.

### ***Parámetros de Dar-Zarrouk***

La utilidad de los SEV's para estimar parámetros hidráulicos depende de la exactitud del modelo de los estratos horizontales (y por supuesto de la interpretación).

Si los contrastes de resistividad son grandes y si el espesor de las capas no se incrementan significativamente con la profundidad, la interpretación estará afectada fuertemente por el principio de no unicidad (Frohlich y Kelly, 1985).

Los problemas de no unicidad fueron cuantitativamente formulados por Maillet (1947) quien introdujo los parámetros de Dar-Zarrouk (D.Z.). A la conductancia longitudinal ( $CI = h/\rho$ ) la llamó función de Dar-Zarrouk y la resistencia transversal, variable de Dar-Zarrouk ( $Rt = h * \rho$ ); donde  $h$  es el espesor del estrato considerado y  $\rho$  es la resistividad del medio correspondiente.

Se puede notar que la resistencia transversal  $R_t=h*\rho$  muestra gran similitud con la transmisibilidad hidráulica  $T=h*k$ , donde  $k$  es la conductividad hidráulica. Cuando la resistividad se correlaciona directamente con la conductividad hidráulica para un mismo material, la aplicación más útil del método de resistividad es la correlación de la transmisibilidad hidráulica con la resistencia transversal del acuífero (Kelly y Reiter, 1984).

Si el acuífero se caracteriza por una alta resistividad y corresponde a una curva tipo K, la resistencia transversal puede ser directamente correlacionada con la transmisibilidad hidráulica.

### ***Formulación matemática***

Como ya se mencionó anteriormente, Niwas y Singhal (1981) relacionan las leyes de Darcy y de Ohm con los parámetros de Dar-Zarrouk ( $R_t$  y  $Cl$ ). Kosinski y Kelly (1981) encontraron también una relación empírica entre la transmisibilidad obtenida a través de pruebas de bombeo y la resistencia transversal calculada a partir de mediciones de resistividad geoelectrica.

$$Q = K I A \quad \text{Ley de Darcy} \quad (4.3.1)$$

$$J = \sigma E \quad \text{Ley de Ohm} \quad (4.3.2)$$

Donde  $K$  es la conductividad hidráulica;  $I$  es el gradiente hidráulico;  $A$  es el área de la sección perpendicular a la dirección de flujo;  $J$  es la densidad de corriente y  $\sigma$  es la conductividad eléctrica siendo igual al inverso de la resistividad ( $1/\rho$ ).

Considerando un prisma de algún material del acuífero y teniendo una sección transversal unitaria  $A$  y un espesor  $h$ , las dos leyes fundamentales (ecs. 4.3.1 y 4.3.2) se pueden combinar.

$$T = K \sigma R_t \quad (4.3.3)$$

y

$$T = K / \sigma Cl \quad (4.3.4)$$

Estas dos ecuaciones permiten estimar transmisibilidades y conductividades hidráulicas una vez que se conozcan las cantidades  $K * \sigma$  y  $K / \sigma$ . Las ecuaciones 4.3.3 y 4.3.4 dan una relación entre transmisibilidad y los parámetros de Dar-Zarrouk.

Cuando el producto  $K * \sigma$  permanece constante en una determinada área con sedimentación y calidad de agua análogas, generalmente se usa la expresión 4.3.3 para el cálculo de la transmisibilidad y conductividad hidráulica a partir de datos de resistividad (Ponzini et al., 1984).

### **4.3.2 Descripción y discusión de resultados**

#### ***Determinación de la transmisibilidad hidráulica por pruebas de bombeo***

Cuando se pretende resolver problemas geohidrológicos en pequeña o gran escala, se presenta la necesidad de obtener valores confiables y representativos de las características hidráulicas de los acuíferos. Los ensayos de bombeo han probado ser el medio más efectivo para alcanzar estos objetivos (Kruseman y DeRidder, 1970).

Los parámetros de interés en la caracterización de acuíferos son la trasmisividad, conductividad hidráulica y el coeficiente de almacenamiento, aunque cabe mencionar que también se pueden determinar otras propiedades hidráulicas.

Independientemente del objetivo con que se ejecute un ensayo de bombeo, en general pueden distinguirse dos tipos: los ensayos a caudal constante y los ensayos con abatimiento escalonado (variable). Otra manera de hacer el análisis es utilizando los llamados métodos de equilibrio (flujo permanente) o los métodos de no equilibrio (flujo impermanente), aunque el primer caso es una particularidad del segundo (Davis y De Wiest, 1971).

Los valles de Zaachila y Zimatlán, como se ha mencionado en general corresponden a acuíferos libres, sin embargo éstos se pueden analizar utilizando las ecuaciones correspondientes a los acuíferos confinados siempre que el abatimiento sea relativamente

pequeño en relación con el espesor saturado del acuífero (abatimiento hasta un 10% del espesor del acuífero) (Pérez-Franco, 1998).

De manera tradicional, las pruebas de bombeo duraban hasta 72 horas con el consiguiente costo en infraestructura y personal que esto conlleva. Actualmente Pérez-Franco (1998) ha propuesto la validéz de las pruebas a no más de 8 o 10 hr con la reducción sustancial de costos, utilizando las condiciones de flujo no lineal hacia los pozos en donde se expresa en general que el abatimiento tiene dos componenetes; una lineal que depende del tiempo y otra cuadrática que es independiente del tiempo y resulta constante para caudal constante.

En el área de trabajo, se encuentran pocos pozos que cuenten con registro histórico y aún menos a los que se les halla realizado pruebas de bombeo recientes, por lo que se pudieron analizar 12 pozos a los que se les determinaron la transmisibilidad hidráulica, 8 de éstos pozos fueron perforados por la SARH (1971) y 4 fueron analizados por Belmonte et al. (2001). En el segundo caso las pruebas de bombeo tuvieron una duración corta, menos de 4 horas, sin embargo en todas las pruebas se logró medir la estabilidad del nivel dinámico para reconocer la prueba como válida. En todos estos casos las pruebas fueron a caudal constante.

Se graficó la curva tiempo vs. abatimiento con lo que haciendo uso de la formula de Theis simplificada (Custodio y Llamas, 1983; Llamas, 1989; Pérez-Franco, 1998) se obtuvo la transmisibilidad hidráulica correspondiente a cada pozo.

$$T = [2.3026 Q / (4\pi\Delta s) ] \log t_B/t_A = [ 0.183 Q/ \Delta s] \log t_B/t_A \quad (4.3.5)$$

Donde;

T= transmisibilidad

Q= caudal (constante) del pozo (lps)

T<sub>A</sub> y t<sub>B</sub> = tiempos de observación diferentes, donde t<sub>B</sub>>v t<sub>A</sub>>50 min

Δs= diferencia de abatimiento por ciclo logarítmico del tiempo. Para cada ciclo logarítmico t<sub>B</sub> = 10 t<sub>A</sub>, entonces la ec. 3.3.5 se puede escribir como:

$$T = (0.1832 Q) / \Delta s \quad (4.3.6)$$

En la Figura 4.12 se muestra la gráfica correspondiente a un pozo ubicado en San Bartolo Coyotepec al que se le hizo la prueba de aforo, donde el tiempo se grafica en escala logarítmica y el abatimiento en escala lineal. La transmisividad calculada es de  $81.16 \text{ m}^2/\text{día}$ . A los 12 pozos mencionados anteriormente se le aplicó esta misma metodología para obtener la transmisibilidad correspondiente.

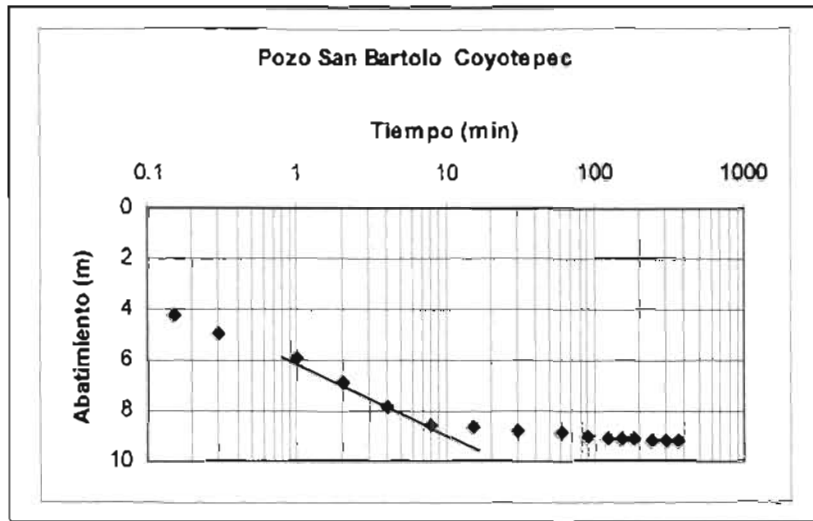


Figura 4.12.- Gráfica de tiempo (min.) vs. abatimiento (m) del pozo POB-5, San Bartolo Coyotepec, Oaxaca.  $Q = 15.4 \text{ lps}$ ;  $\Delta s = 3 \text{ m}$ ; para  $T = 81.16 \text{ m}^2/\text{día}$ .

### *Isotropía del medio acuífero*

Con el propósito de conocer de manera general el índice de isotropía ( $\lambda$ ) en la zona vadosa respecto a la resistividad eléctrica en el valle de Zaachila, se realizaron mediciones con el arreglo Wenner en dos sitios (ver localización en la Figura 4.14) caracterizados por arenas y arcillas no consolidados, usando distancias ( $a$ ) de 5, 10, y 40 m, y cada  $45^\circ$  para cubrir un ciclo

completo de 360°. El espaciamento  $a = AB/3$  representa de manera aproximada la profundidad de investigación.

En la Figura 4.13 se muestra el comportamiento de la resistividad eléctrica a diferentes profundidades ya que teóricamente a mayor separación entre electrodos de corriente, mayor profundidad de investigación.

El comportamiento de la resistividad en un medio isotrópico correspondería a una circunferencia ( $\lambda = 1$ ), sin embargo esto no ocurre en nuestro caso donde las isolíneas se distorsionan, pero no muestran una tendencia preferencial lo cual se refleja en los valores de los índices de isotropía ( $\lambda$ ), y son: para  $a = 5$ ,  $\lambda = 1.130$ ; para  $a = 10$ ,  $\lambda = 1.393$ , y para  $a = 40$ ,  $\lambda = 1.188$ . El índice de anisotropía mayor corresponde a  $a = 10$  m y puede deberse a efectos de la infiltración y franja capilar, la zona vadosa puede considerarse isotrópica respecto a la conductividad hidráulica.

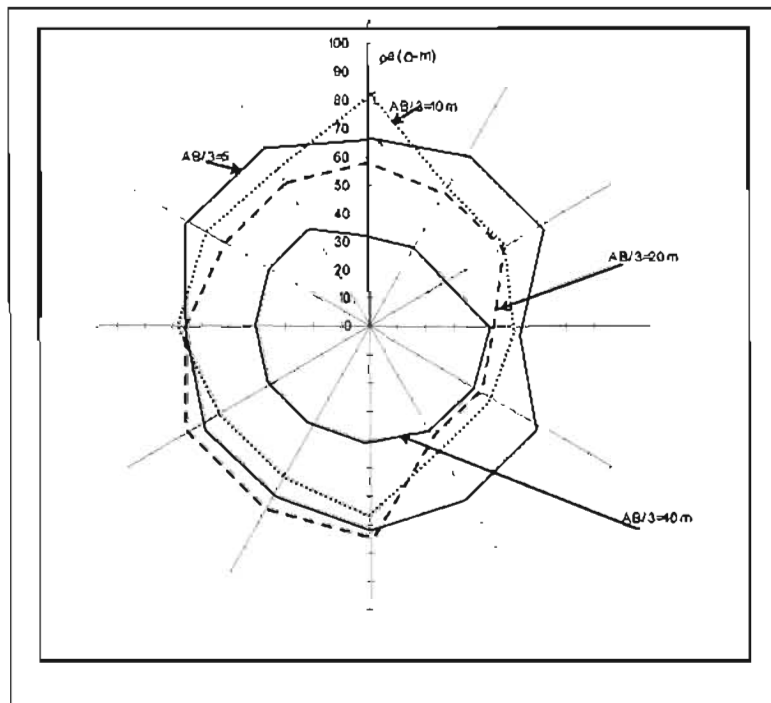


Figura 4.13.- Roseta de isotropía de un sondeo tipo Wenner realizado en el valle de Zaachila (ver localización en Figura 4.14). No se observa una dirección preferencial del comportamiento de la resistividad eléctrica.



### ***Conductividad del agua en pozos***

Se midió la conductividad del agua con un equipo Hidrolab en 32 norias las cuales forman parte de la red de monitoreo. El inverso de la conductividad es la resistividad del fluido que satura el medio acuífero y sus unidades son Siemens o Mho/metro.

### ***Espesor y resistividad del acuífero y zona no saturada***

En diferentes zonas del valle de Zaachila, el espesor y resistividad de la zona no saturada y del acuífero se determinaron a partir de los sondeos eléctricos verticales y mediciones electromagnéticas. En algunos casos coincidió que existían pozos profundos o norias cercanos con lo que se hizo la correlación litológica y de los espesores de los estratos interpretados.

En la Figura 4.14 se observa el mapa de isopacas del acuífero (zona saturada) obtenido con geofísica y sondeos electromagnéticos (EM-34) y correlacionados con los cortes litológicos de algunos pozos como el de la Figura 4.11. Se puede notar que los espesores son mayores hacia la parte central del valle adelgazándose hacia las fronteras laterales. Espesores mayores de 100 m se encuentran en la zona comprendida entre el aeropuerto, Zaachila, y sur de la ciudad de Oaxaca.

A partir de la ubicación de las fallas de Oaxaca (este) y de Zegache (oriente), se puede inferir que las fosas tectónicas que se tienen al sur de la ciudad de Oaxaca y área de Zaachila, coinciden con los mayores espesores de depósitos granulares del Cuaternario, aunque la extensión es menor en el primer caso de aproximadamente 2 km; mientras que en el segundo caso la extensión es de casi 5 km. Hacia el lado oriente afloran rocas sedimentarias del Mesozoico y volcánicas del Cenozoico.

En la Figura 4.15 se muestra el mapa del comportamiento del espesor de la zona no saturada (profundidad al nivel freático), así como los pozos de monitoreo donde se calculó la resistencia corregida del agua subterránea (parámetro de Dar-Zarrouk). En general el nivel freático es somero, varía entre 4 y 12 m, estando más somero en las margenes del río Atoyac por lo que éste juega un papel importante como zona de recarga al acuífero. El tipo de material es una mezcla heterogénea de arenas, arcillas y limos. El relleno granular para el valle de

Zaachila está limitado al este por la falla de Oaxaca y al oeste se infiere, por la falla de Zegache formando una fosa de origen tectónico.

Sin embargo en época de estiaje el río mencionado transporta las aguas residuales de la ciudad de Oaxaca infiltrando contaminantes principalmente de origen municipal como materia orgánica, detergentes, entre otros.

El mapa de transmisibilidad ( $m^2/día$ ) del valle de Zaachila que corresponde a datos obtenidos a través de pruebas de bombeo y del parámetro de Dar-Zarrouk, se muestra en la Figura 4.16. Los valores más altos, mayores de  $100 m^2/día$  se encuentran en las inmediaciones del aeropuerto y al sur de Zaachila. Estas zonas se encuentran entre las fallas de Oaxaca y de Zegache, coincidiendo con las zonas ocupadas por el relleno aluvial. Los gastos reportados en estas zonas están en un rango de 5 a 18 lps (CNA, 1998) que viene a ser aproximadamente el 5 % de la transmisibilidad.

Otro punto importante es que los valores más altos de la transmisibilidad se encuentran en la dirección de las margenes del río Atoyac, y en general se reduce hacia los lados este y oeste de nuestra área de estudio. Hacia el oriente afloran rocas sedimentarias y volcánicas en las que la disponibilidad de agua en los primeros 15 m es pobre o nula en algunos casos. Es probable que a profundidad las fallas hallan inducido una permeabilidad secundaria a las rocas sedimentarias y puedan constituirse en un acuífero de interés hídrico.

### ***Obtención de la resistencia transversal corregida ( $R_c$ )***

Una vez conocidos los espesores y resistividades del acuífero así como la resistividad del agua de la formación, se calculó la resistencia transversal eléctrica ( $R_t$ ), el factor de formación (FF) y la resistencia corregida ( $R_c$ ) por la resistividad de la formación saturante ( $\rho_w$ ) medida como conductividad en los pozos de monitoreo. La resistividad de la capa saturada se define como  $\rho_{acui}$ .

Se utilizaron las siguientes expresiones para los cálculos del factor de formación (FF), resistencia transversal ( $R_t$ ) y resistencia transversal corregida ( $R_c$ ).

$$FF = \rho_{acuí} / \rho_w \quad (4.3.7)$$

$$Rt = h * \rho_{acuí} \quad (4.3.8)$$

$$Rc = Rt / \rho_w \quad (4.3.9)$$

***Análisis de regresión para determinar la ecuación que relaciona Rc y T***

A partir de la resistencia transversal corregida (Rc) calculado con métodos indirectos y conociendo la transmisibilidad (T) por pruebas de bombeo en algunos sitios del valle, se hizo una regresión lineal para obtener la ecuación que permite determinar T a partir de sondeos de resistividad o bien de EM-34-3.

Se obtuvo la ecuación empírica que relaciona la Rc con la T.

$$Rc = -23.880 + 1.3884 T \quad (4.3.10)$$

En la Tabla 4.4 se presentan los cálculos de la regresión:

Despejando T;

$$T = (Rc + 23.88) / 1.3884 \quad (4.3.11)$$

En zonas dentro del valle de Zaachila donde no existan pruebas de bombeo, esta relación empírica se puede usar para estimar y conocer otros parámetros geohidrológicos como la conductividad hidráulica (K), la cual se puede obtener a partir de la siguiente relación.

$$K = T/h \quad (4.3.12)$$

donde

h es el espesor del acuífero (m), T es la transmisibilidad (m<sup>2</sup>/día), y K es la conductividad hidráulica (m/día).

Esta última ecuación relaciona la conductividad y el espesor del acuífero (Worthington, 1977).

La ecuación encontrada (4.3.12) es válida únicamente para la zona de influencia, ya que las condiciones geohidrológicas pueden variar, por lo que se deberá tener en cuenta esta aproximación, y no extrapolarla a otras zonas, aún dentro del mismo valle ya que factores como la anisotropía del medio pueden arrojar resultados fuera de la realidad.

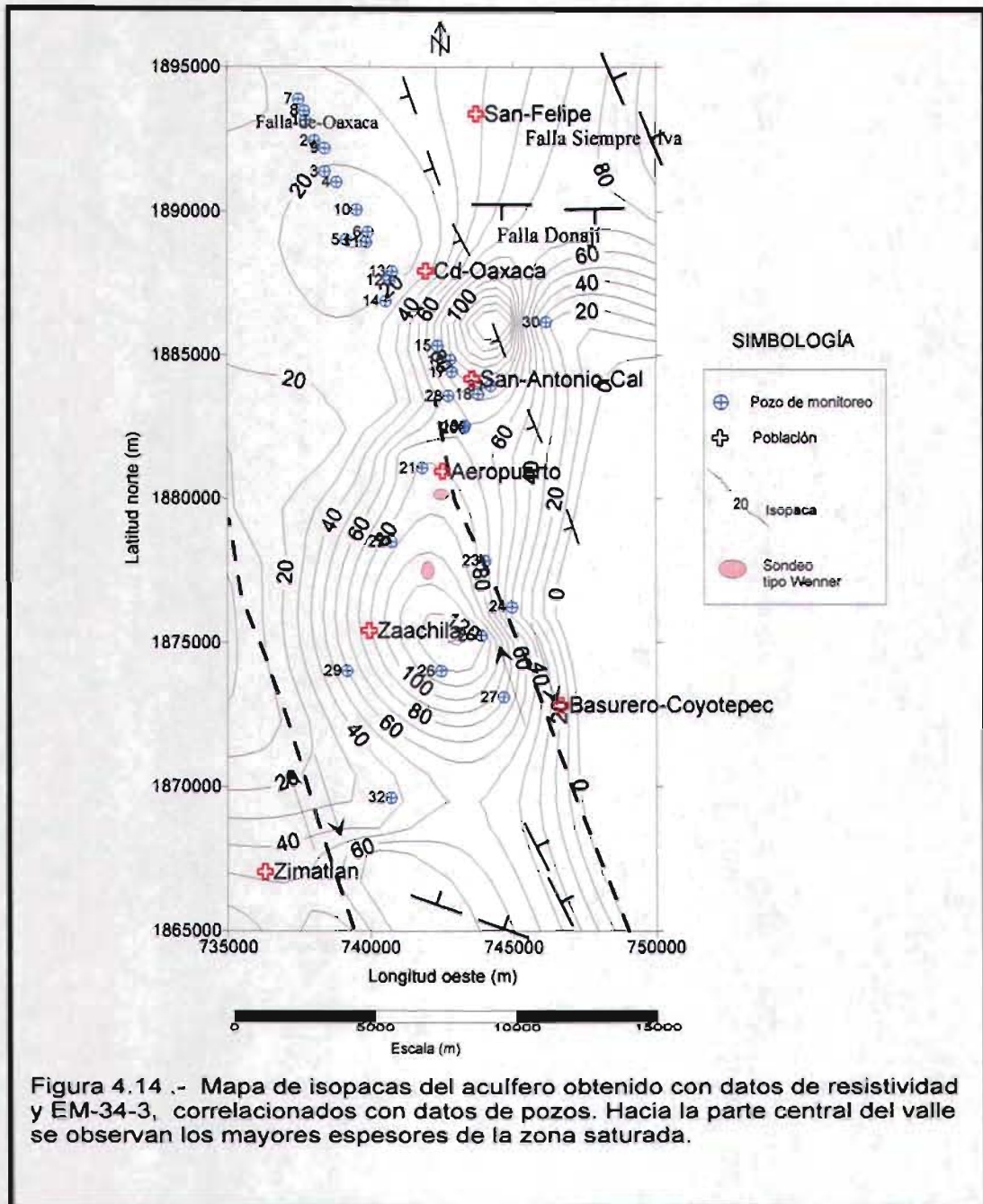
POZO									
ubicación	T (X)	Rc (Y)	X^2	Y^2	XY	X-cal	Y-cal	b1	b0
LaRaya	98	139.5	9604	19460.25	13671	83.625	92.2256662	1.38841122	-23.880222
Coyotepec	69	115.789474	4761	13407.2022	7989.47388				
Aeropuerto	130	209.655172	16900	43855.2913	27255.1724				
Zimatlan	58	35.2941176	3364	1245.67474	2047.05882			b1=pendiente. Ángulo =5.5°	
P42	70	91.2	4900	8317.44	6384				
P43	113.5	92.5	12882.25	8556.25	10498.75				
P44	100	84.7692308	10000	7185.82249	8476.92308				
P45	70	98	4900	9216	6720				
P47	75	60	5625	3600	4500				
P52	60	60	3600	3600	3600				
P53	60	54	3600	2916	3240				
P440	100	68	10000	4624	6800				
SUMAS	1003.5	1106.70799	90136.25	126083.931	101182.378				

La ecuación que relaciona Rc y T es:

$$Rc = -23.880 + 1.3884 T$$
  
  

Tabla 4.4.- Cálculo de la ecuación que relaciona Rc con T a partir de un análisis de regresión lineal. El cálculo se realizó con datos de 12 pozos.



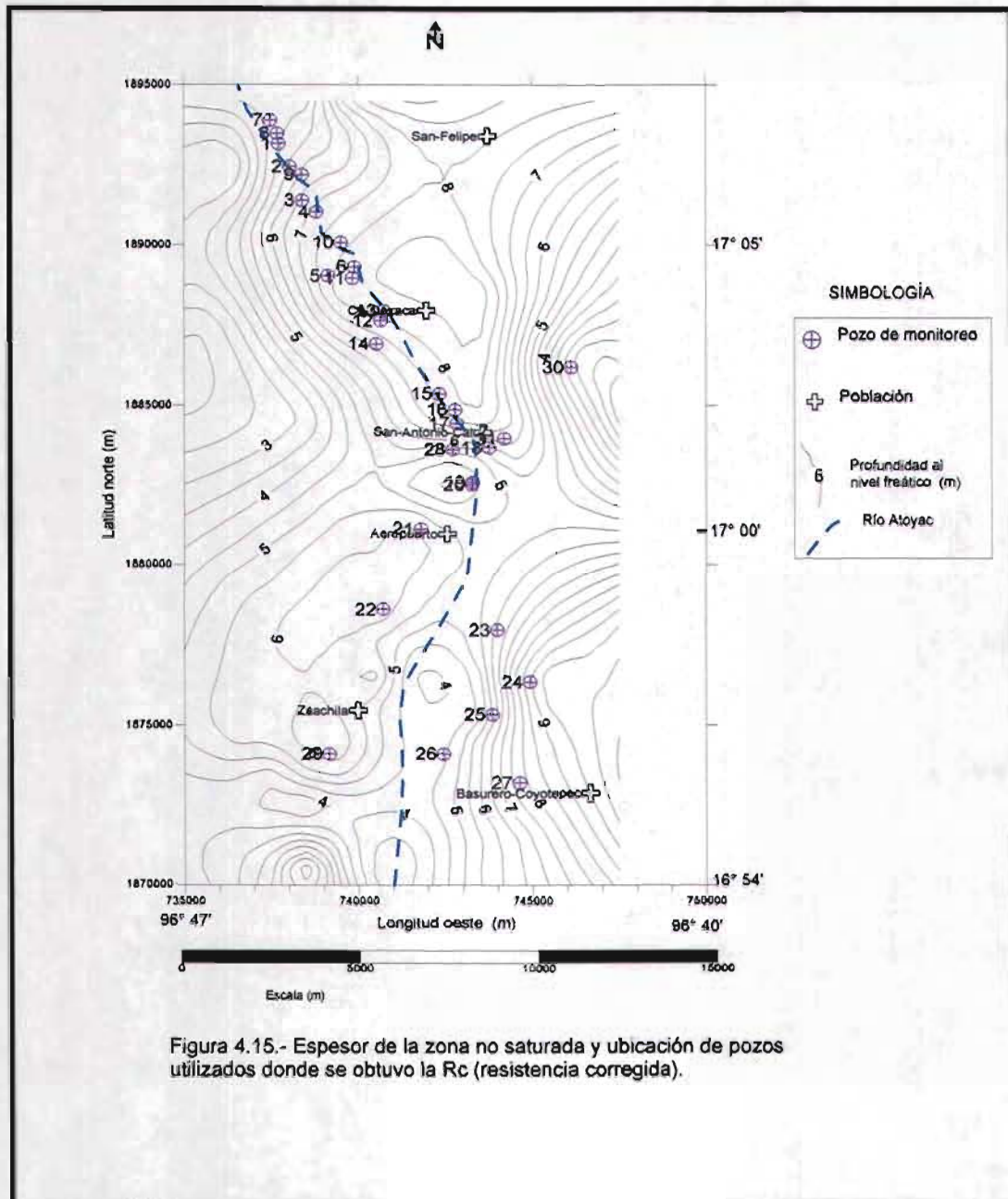


Figura 4.15.- Espesor de la zona no saturada y ubicación de pozos utilizados donde se obtuvo la Rc (resistencia corregida).

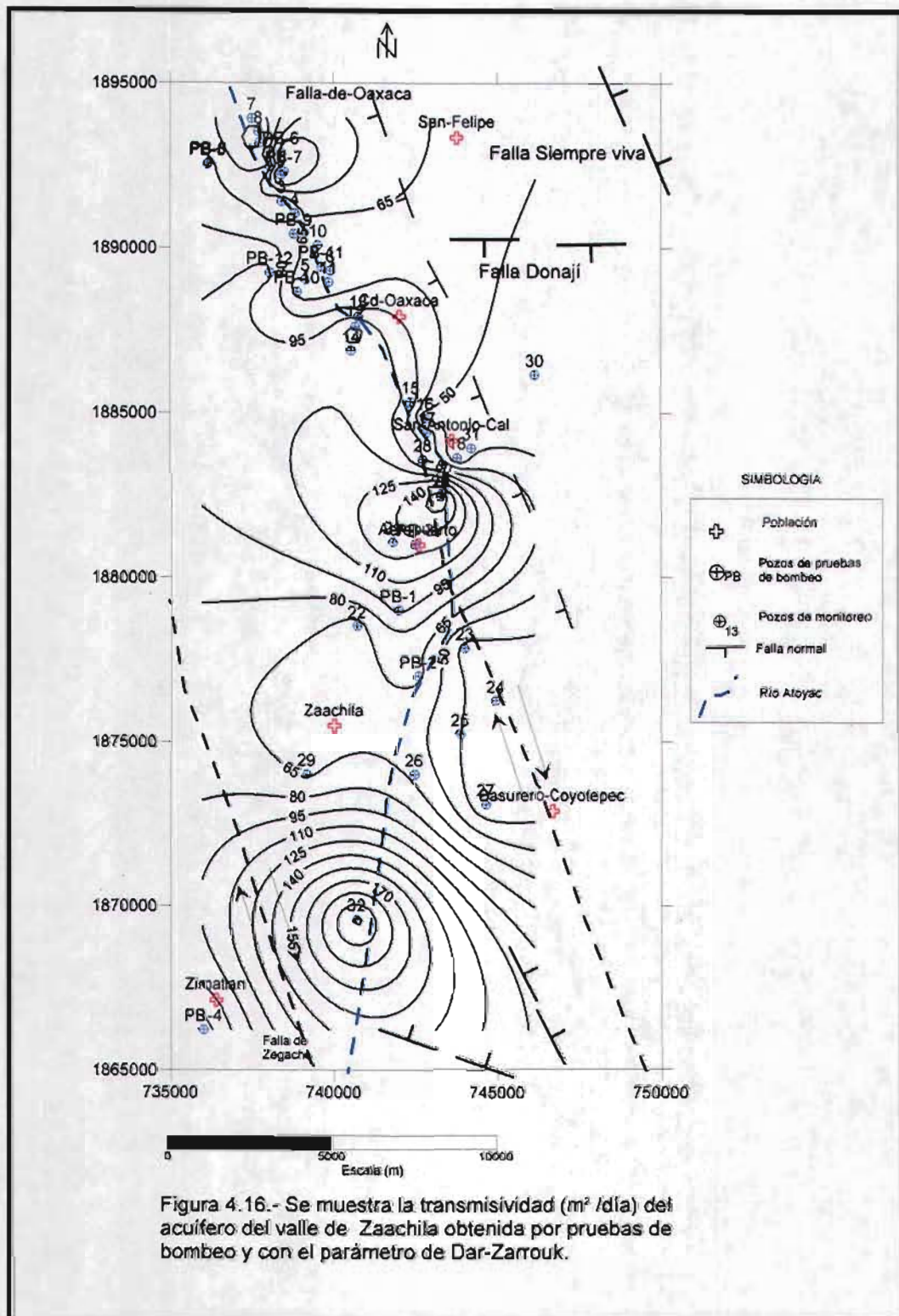


Figura 4.16.- Se muestra la transmisividad ( $m^2$  /día) del acuífero del valle de Zaachila obtenida por pruebas de bombeo y con el parámetro de Dar-Zarrouk.

## Conclusiones

Para determinar algunos parámetros hidrogeológicos como transmisibilidad y conductividad hidráulica, así como el índice de anisotropía del acuífero libre del valle de Zaachila, se realizaron 37 sondeos eléctricos verticales (SEV's), 210 sondeos electromagnéticos (SEM). También fue posible obtener la geometría (espesor) y resistividad.

El espesor del acuífero varía de 15 a 150 m. La mayor potencia se ha determinado hacia la parte central del valle en el área comprendida entre la ciudad de Oaxaca, el aeropuerto internacional, San Bartolo Coyotepec, Zaachila y La Trinidad, Zaachila.

Los espesores de los estratos se correlacionaron con la información litológica de pozos norias para la parte somera y con algunos datos de pozos profundos a mayor profundidad.

La resistividad interpretada para el estrato acuífero está en un rango de 10 a 47  $\Omega$ -m. Los valores bajos se deben a la presencia de materiales arcillosos en el valle, lo que provoca por una parte que, aunque existan materiales porosos (como la arcilla), su transmisibilidad sea baja.

Se midió la conductividad del agua en una red de monitoreo constituida por 32 pozos. El inverso de ésta permitió conocer la resistividad del agua de la formación ( $\rho_w$ ) que junto con la resistividad del acuífero ( $\rho_{acui}$ ) posibilitó determinar el factor de formación (FF), cuyos valores están en un rango de 0.7-7.6.

Usando parámetros de Dar-Zarrouk se calculó la resistencia transversal ( $R_t$ ) a partir de los datos de resistividad y del espesor del acuífero obtenidos por métodos de resistividad y bobinas electromagnéticas. Se hizo la corrección de la  $R_t$  considerando la resistividad del agua de la formación con lo que se obtuvo la resistencia transversal corregida ( $R_c$ ).

Se contó con información de 12 pozos a los que se les determinó la transmisibilidad hidráulica cuyos valores varían de 10 a 233  $m^2/día$ . Los valores altos corresponden a zonas más productoras de agua.



A partir de la información de la resistencia transversal corregida ( $R_c$ ) y la transmisibilidad ( $T$ ), se hizo un análisis de regresión lineal y se obtuvo la ecuación  $T = (R_c + 23.88) / 1.3884$  que permite obtener parámetros geohidrológicos en zonas que cuenten con escasa información de pruebas de bombeo (las cuales son costosas), mediante datos de resistividad eléctrica o bobinas electromagnéticas (como fue en este caso). Los resultados de estos dos métodos geofísicos son consistentes y complementarios entre sí.

La ecuación de la recta obtenida es válida únicamente para la zona del valle de Zaachila y debe tenerse en cuenta que la presencia de materiales de diferentes características provocan que las condiciones geohidrológicas del área varíen y por lo tanto los parámetros involucrados.

La extensión de esta metodología permite obtener una mayor distribución de valores de transmisibilidad en el área a la que proporcionan unos pocos pozos. Además adquieren mayor relevancia cuando se requiere implementar un modelo matemático de flujo o transporte en donde se requiere discretizar generalmente en una malla parámetros como la transmisibilidad, espesor del acuífero y conductividad hidráulica, entre otros.

La validéz de éstos resultados depende de la exactitud de las pruebas de bombeo, así como de la interpretación que se haga de éstas para obtener la transmisibilidad.

## 5.- ANÁLISIS ARMÓNICO DE LA PIEZOMETRÍA

### 5.1.- Introducción

A partir del estudio regional realizado en el valle de Zaachila utilizando los métodos gravimétrico y magnético para conocer el marco geológico tectónico del área donde se ubica la región del valle de Zaachila, Oaxaca, se realizaron estudios a detalle del mencionado valle lo que permitió conocer la geometría y algunas propiedades hidrogeológicas como la transmisividad y la conductividad hidráulica de este acuífero intermontano.

Un aspecto importante que se debe considerar para conocer más sobre el funcionamiento hidrodinámico del acuífero es el flujo subterráneo. En este capítulo se analiza la piezometría y el comportamiento del flujo haciendo uso de la teoría del potencial concerniente a campos armónicos, ya que la ecuación de flujo cumple con la ecuación de Laplace en régimen estacionario.

#### *Fundamentos teóricos*

En el capítulo 3.3.1 se explica la teoría básica de los métodos potenciales, por lo que en este apartado sólo se mencionarán conceptos necesarios.

Darcy encontró que la relación de flujo (volumen por unidad de tiempo)  $Q$  es (Figura 5.1):

- a) proporcional al área de paso  $A$
- b) proporcional a la pérdida de carga  $(h_1 - h_2)$ , donde  $h$  es la carga hidráulica
- c) inversamente proporcional a la distancia “ $L$ ” que separa los puntos de medida en las cuales la carga hidráulica son  $h_1$  y  $h_2$  respectivamente.

En términos formales:

$$Q = k A (h_1 - h_2) / L \quad 5.1.1$$

Donde  $k$  la conductividad hidráulica.

$h_1$  y  $h_2$  son medidos a partir de un nivel de referencia que por lo general es el nivel medio del mar, y es la diferencia en carga hidráulica a través de la longitud  $L$  (Davis y De Wiest, 1971; Custodio y Llamas, 1983).

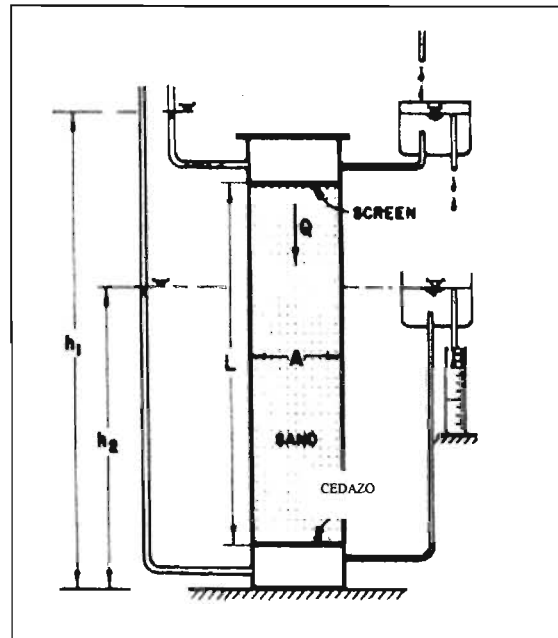


Figura 5.1. Se muestra el experimento realizado por Darcy. La sección del filtro es vertical. Tomado de Bear (1972).

$h_1 - h_2 / L$  es el gradiente hidráulico, en este caso vertical. La carga piezométrica se puede describir como la suma de la presión hidrostática y de la energía potencial por unidad de peso del fluido.

Cuando la ley de Darcy se extiende o se aplica a un flujo en una columna inclinada (Figura 4.2) con medio poroso homogéneo, la ecuación 5.1.1, se puede escribir como:

$$Q = K A (\varphi_1 - \varphi_2) / L \quad 5.1.2$$

Ahora el gradiente hidráulico se expresa como  $\varphi_1 - \varphi_2 / L$  y la pérdida de energía por unidad de peso específico del fluido  $\Delta\varphi = \varphi_1 - \varphi_2$ . Esta se debe a la fricción del fluido a través de su recorrido en el medio poroso. El fluido se mueve de los valores más altos a más bajos de la  $\varphi$  (Bear, 1972).

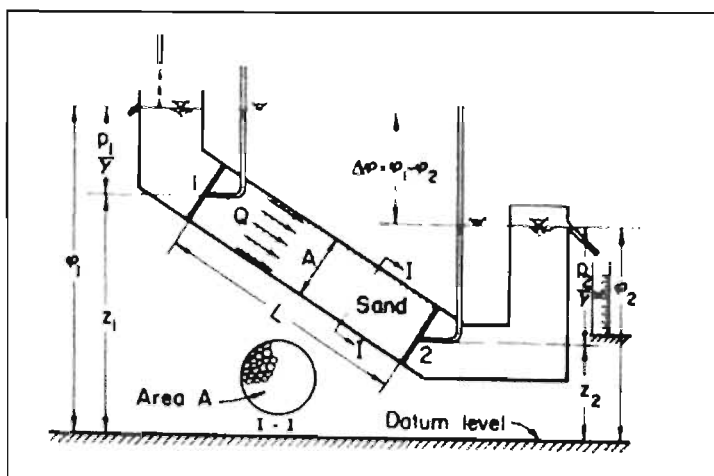


Figura 5.2.- El experimento de Darcy en un filtro de arena inclinado. Tomado de Bear (1972).

En la Figura 5.2 se observa que  $\phi_i = z + p_i / \gamma$

### Generalización de la ley de Darcy

El experimento derivado de la ley de Darcy se limitó a un flujo unidimensional. Cuando el flujo es tridimensional la ley de Darcy toma la siguiente forma:

$$\mathbf{q} = K \mathbf{J} = -K \text{grad } \phi \quad 5.1.3$$

donde  $\mathbf{q}$  es un vector y representa el flujo específico (flujo por unidad de área) con componentes  $q_x, q_y, q_z$  conforme a los ejes cartesianos  $x, y, z$  respectivamente.  $\mathbf{J} = \text{grad } \phi$ ; es el gradiente hidráulico con componentes  $J_x = -\partial \phi / \partial x$ ;  $J_y = -\partial \phi / \partial y$ ;  $J_z = -\partial \phi / \partial z$  en las direcciones  $x, y, z$  respectivamente.

Cuando el flujo se da en un medio homogéneo e isotrópico en cualquier dirección definida por el vector unitario  $\mathbf{s}$ , la ecuación anterior se puede escribir como:

$$q_s = -K \partial \phi / \partial s \quad 5.1.4$$

$\partial \phi / \partial s$  es la derivada direccional a lo largo de S. Esta ecuación es válida para un flujo tridimensional en un medio inhomogeneo isotrópico, donde  $K = K(x,y,z)$ .

En un medio isotrópico,  $K$  es un escalar y el vector  $\mathbf{q}$  y  $\text{grad } \phi$  son colineales. Para este caso, de la ecuación 5.1.3 y de la definición de  $\text{grad } \phi$  el vector  $\mathbf{q}$  es normal a la superficie equipotencial  $\phi = \text{constante}$  sobre cualquier punto de éste.

### ***Piezometría armónica***

Como se ha mencionado, el movimiento del agua subterránea depende de la conductividad hidráulica y la altura piezométrica ( $h$ ) la cual representa la energía del fluido en un punto dado por unidad de peso específico (Hubbert, 1940). Ésta se relaciona con la velocidad de Darcy  $\mathbf{q}$  mediante según la ecuación 5.1.3.

Aplicando el principio de la conservación de la masa para un fluido incompresible en régimen estacionario contenido en un medio homogéneo e isotrópico se obtiene

$$\nabla \cdot \mathbf{q} = 0 \quad 5.1.5$$

sustituyendo el valor de  $\mathbf{q}$

$$\nabla^2 h = 0 \quad 5.1.6$$

que es la ecuación de Laplace para un acuífero confinado homogéneo e isotrópico (Bear, 1972).

En el caso de un acuífero libre homogéneo e isotrópico en régimen estacionario de la ecuación de Boussinesq se obtiene

$$\nabla^2 h^2 = 0 \quad 5.1.7$$

por lo que, tanto  $h$  como el cuadrado de ésta son funciones armónicas y constituyen soluciones de la ecuación de Laplace.

Bajo las consideraciones de homogeneidad e isotropía del medio acuífero, así como de régimen estacionario, el campo de velocidades hidráulicas se comporta como un campo de fuerzas de una distribución Newtoniana, el cual es solenoidal en el espacio libre y proveniente de un potencial, cuyas derivadas son las componentes del campo (Kellogg, 1953). En el caso hidráulico, el potencial es la altura piezométrica.

La solución de la ecuación de Laplace es llamada función armónica. Esta tiene segunda derivada y es continua (Kellogg, 1953). Estas características y la naturaleza acotada de la carga hidráulica, son características por las que  $h$  y el cuadrado de ésta cumplan las condiciones de Dirichlet (Lanczos, 1988) y de ésta forma  $h$  puede ser representada mediante el análisis armónico de Fourier, es decir, se puede descomponer en sus diferentes armónicos, caracterizados éstos por su amplitud, fase y frecuencia.

Por otra parte, considerando que: a) el flujo subterráneo se puede dividir en regional y local (Tóth, 1962, 1963), ya que cada tipo de flujo presenta una frecuencia y amplitud característica; b) se conocen diversas técnicas en la literatura (Fuller, 1967) de separación de las componentes regional y local en prospección gravimétrica y magnética, aquí se plantea utilizarlas en el campo escalar de la piezometría  $h$ , de forma que ésta es la suma de los campos regional y local.

La componente piezométrica, ya regional, local o intermedia se obtiene a partir de la teoría de filtrado lineal (Fuller, 1967) a través de filtros numéricos.

## **5.2 Descripción y discusión de resultados**

### ***Piezometría***

La piezometría se refiere a la medición de las variaciones que sufren los niveles de agua subterránea, producidas por causas naturales y artificiales (Custodio y Llamas, 1983; Fetter, 2001).

Estas mediciones de piezometría se realizan en pozos de observación, previamente localizados en el área de estudio y realizando lecturas periódicas de los niveles estáticos del agua subterránea después de hacer la nivelación topográfica correspondiente.

Los datos piezométricos son el punto de partida para el estudio cuantitativo del agua subterránea, por lo que al medirlos debe tenerse cuidado de que no estén afectados por factores que puedan invalidarlos como errores en la nivelación de brocales, medir durante o inmediatamente después de bombear un pozo, etc.

Cuando ya se cuenta con configuraciones de curvas de igual elevación al nivel estático (en caso de acuíferos libres), se puede determinar la red de flujo, en donde se presenta la dirección que sigue el agua subterránea, las zonas de recarga y descarga, los gradientes hidráulicos, el comportamiento de las fronteras, los efectos de la explotación, entre otros (Tood, 1980; Pérez-Franco, 1982).

Con la red de flujo trazada, y considerando la Ley de Darcy, puede hacerse una cuantificación de los caudales de flujo subterráneo. Líneas normales a las curvas de igual elevación al nivel estático o equipotencial representan las líneas de corriente que son las trayectorias que sigue el agua subterránea. Se llama red de flujo a la malla formada por las líneas equipotenciales y las líneas de corriente.

Para hacer un manejo y aprovechamiento racional del agua subterránea se deben conocer las características geohidrológicas del acuífero así como su geometría.

Dentro de la primer categoría se considera a la evolución piezométrica ya que es el punto de partida para los estudios de modelado del flujo subterráneo y mecanismos de transporte (Tood, 1980).

Se realizaron mediciones piezométricas con el propósito de conocer el comportamiento del acuífero del valle de Zaachila y la dirección preferencial del flujo subterráneo.

### ***Trabajo de campo***

Para seleccionar los pozos de monitoreo, primero se hizo un recorrido por el área que abarca el Valle de Zaachila, y después se consideraron los pozos principalmente del tipo noria (de gran diámetro, aproximadamente de 1 a 2 m) tomando en cuenta disponibilidad de acceso, vías de

comunicación y principalmente que estuvieran distribuidos de acuerdo a la planeación inicial, es decir que fueran representativos del área estudiada.

En total se geoposicionaron 32 pozos noria a los que se les midió la profundidad al nivel estático, realizando la nivelación topográfica correspondiente de brocales de los pozos con lo que se obtuvo la altura piezométrica correspondiente. La medición piezométrica se hizo en tres periodos, mayo, agosto y diciembre del 2001.

El equipo usado para geoposicionar los pozos fue un GPS-Garmin 12 XL, y el empleado para la nivelación de brocales fue un teodolito electrónico marca Leica con distanciómetro Topcon y prismas.

### ***Configuración de la piezometría***

En la Figura 5.3 se observa la distribución de los pozos de monitoreo, hacia la parte noroeste el alineamiento de los pozos noria sigue la dirección general del Río Atoyac el cual atraviesa los valles de Zaachila y Zimatlán para finalmente desembocar en el Océano Pacífico con el nombre de Río Verde. La ubicación de estos pozos corresponde a la parte en donde se ubica la mayor cantidad de pozos que abastecen a la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas.

La Figura 5.4 muestra la piezometría del Valle de Zaachila correspondiente al mes de mayo de 2001. La configuración de las equipotenciales (curvas de igual carga piezométrica) muestra el comportamiento de la piezometría en el espacio, cuyas normales indican la dirección preferencial del flujo subterráneo que en general es de NW-SE siendo prácticamente paralelo a la dirección de flujo del Río Atoyac.

Hacia la parte noroeste se observa un flujo de oeste a este que corresponde al cerro de Monte Alban y en la parte sureste un flujo de ESE-WNW que es un cerro cercano a San Bartolo Coyotepec (al SE del pozo de monitoreo 27), y que pertenece al municipio de Zaachila (zona donde se ubica el tiradero de basura municipal de la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas).



En la Figura 5.5, se presenta el mapa con la piezometría del mes de agosto del 2001 y en la Figura 5.6 el correspondiente a la piezometría de diciembre del 2001. El comportamiento del flujo subterráneo es similar para los tres periodos de 2001 antes mencionados.

El comportamiento del flujo que se observa en las Figuras 5.4 y 5.5 es semejante al de la Figura 5.6, es decir no varía a “simple vista”, aunque en la realidad si existen cambios de la piezometría lo cual se puede observar en la Figura 5.7, donde se presenta la gráfica de variación piezométrica de los pozos 1, 12, 21 y 26. Cabe mencionar que la variación máxima en el período analizado es de 3.00 m en el pozo 21 (ubicado cerca del aeropuerto internacional) y la mínima de 5 cm en el pozo 26 (cerca de Zaachila y corresponde a un pozo de uso doméstico).

En general las variaciones piezométricas de los pozos es en promedio de 0.43 m por año, lo que aparentemente no es un abatimiento fuerte, sin embargo dada las condiciones geométricas e hidrológicas del acuífero, estas variaciones pueden ser significativas en términos de que se trata de un acuífero con un nivel freático somero.

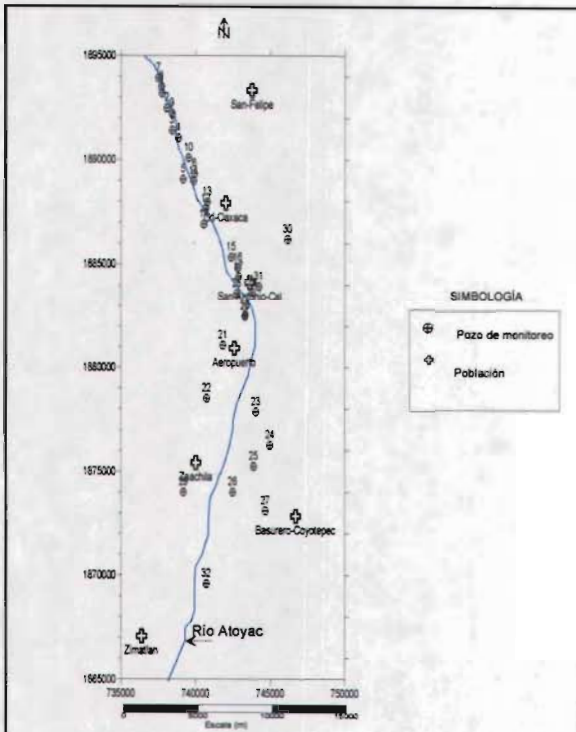


Figura 5.3.- Plano de ubicación de los 32 pozos de monitoreo (norias) y poblaciones importantes dentro del área de estudio. Se observa el alineamiento de los pozos 1 al 20 que siguen la dirección general del Río Atoyac que atraviesa el valle de Zaachila-Zimatán.

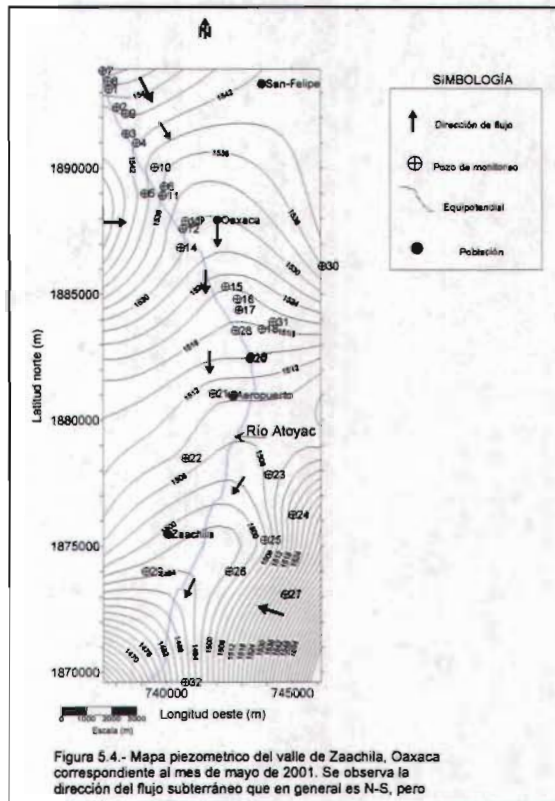
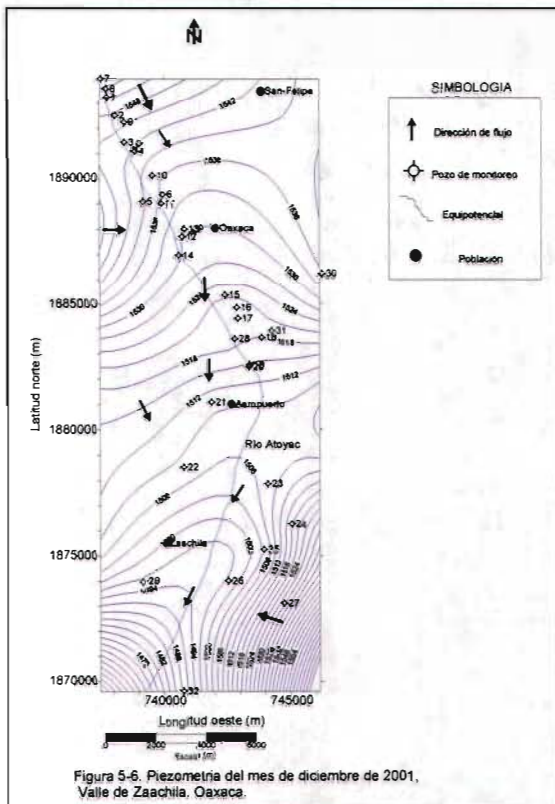
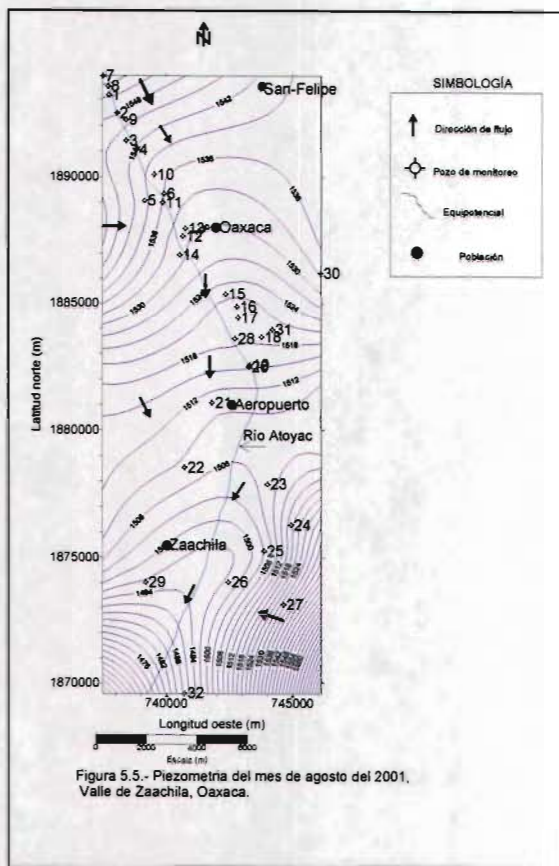


Figura 5.4.- Mapa piezométrico del valle de Zaachila, Oaxaca correspondiente al mes de mayo de 2001. Se observa la dirección del flujo subterráneo que en general es N-S, pero



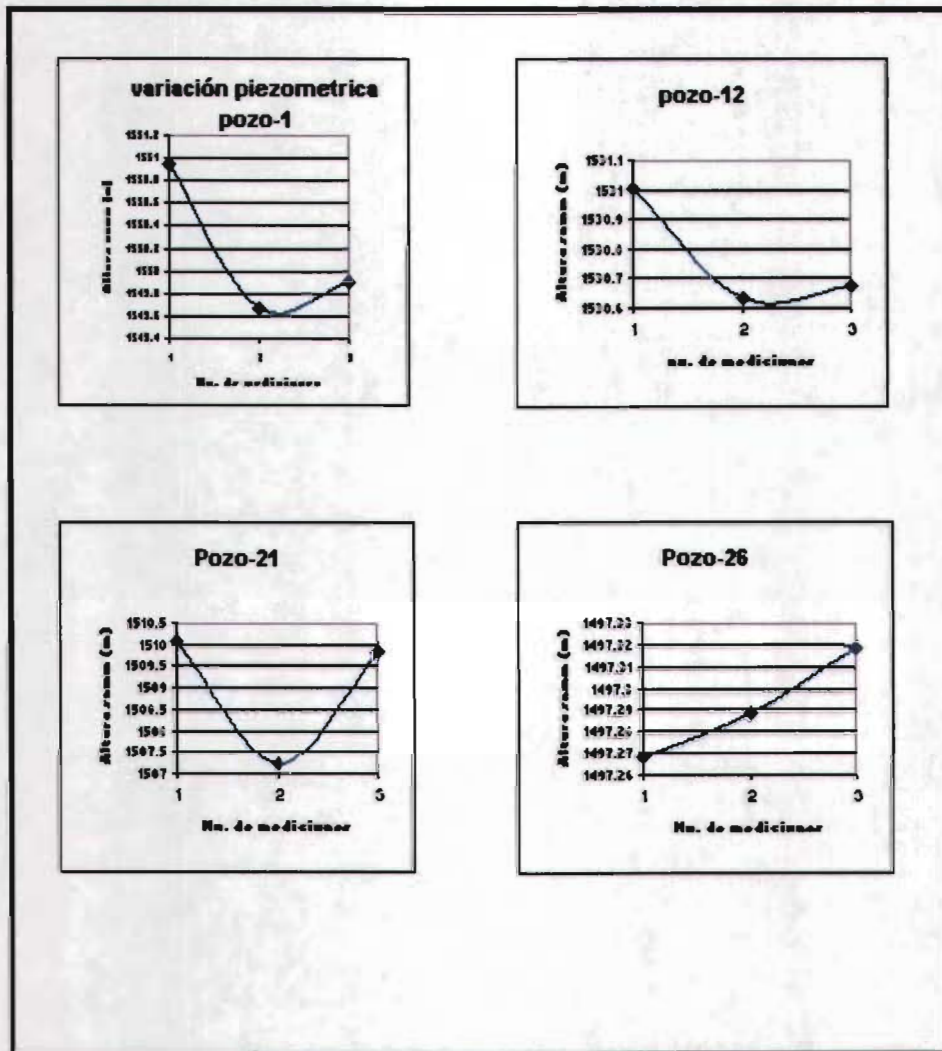


Figura 5.7.- Comportamiento de la piezometría para los pozos 1, 12, 21 y 26 del valle de Zaachila, Oaxaca durante el periodo de diciembre para los años 1998 (1), 1999 (2) y 2001 (3). Se observa que en los pozos 1, 12 y 21, los cuales se ubican en las márgenes del Río Atoyac, disminuyeron sus niveles piezométricos en el año 1999 con tendencia a recuperarse. El pozo 26 muestra una recuperación con respecto a la piezometría del 98.

### ***Separación de regional y residual***

De acuerdo a lo analizado en la sección 5.1 de este capítulo, donde se demostró que la carga piezométrica se puede considerar como un campo potencial, se procedió a realizar la separación del regional-residual, tal como se hace en los métodos potenciales de gravimetría y magnetometría, donde el regional representaría el flujo profundo y el residual el flujo somero del agua subterránea.

A partir de los datos piezométricos del mes de mayo del 2001, se obtuvo el regional usando un polinomio de primer orden (Figura 5.8-a). En la Figura 5.8-b se muestra el residual piezométrico obtenido a partir de la piezometría de mayo del 2001. El regional representa la dirección del flujo regional del agua subterránea, que en general es de norte sur tal como se observa también en las Figuras 5.8, 5.9 y 5.10.

Por otra parte el residual piezométrico representa las equipotenciales asociadas con el flujo somero. En la Figura 5.9-b las perpendiculares al residual indicarían la dirección del flujo subterráneo somero (local) del área correspondiente.

Cabe mencionar que la dirección del flujo subterráneo y una vez analizadas en campo la geología, vegetación y características topográficas respectivas, se deduce se asocian con zonas de recarga al acuífero del valle de Zaachila.

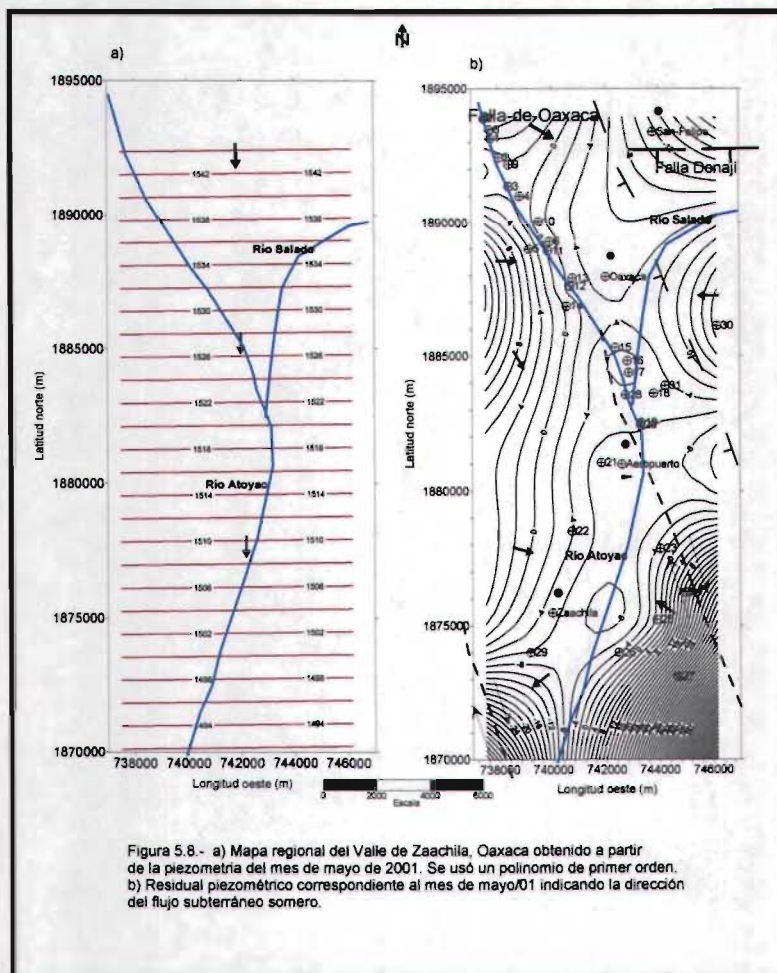
En la Figura 5.9-a y 5.9-b se observa el regional y residual obtenidos a partir de la piezometría del mes de agosto del 2001.

El análisis es similar que para el mes de mayo, es decir el regional representa el flujo regional y el residual piezométrico el flujo subterráneo local o somero.

El regional y residual calculado a partir de la piezometría del mes de diciembre se observa en la Figura 5.10-a y 5.10-b respectivamente, siendo similar el análisis en cuanto a la interpretación del regional y residual como asociados con el flujo subterráneo (regional y somero, respectivamente).

Cabe señalar que en general las tres piezometrías presentadas son semejantes por lo que las variaciones en almacenamiento son observables numéricamente, es decir haciendo comparaciones para un mismo pozo en diferentes períodos, como la mostrada en la Figura 5.7.

El valle de Zaachila se ubica dentro de la zona de influencia de la falla de Oaxaca cuya dirección general es NW10SE. Por su parte la dirección general del flujo subterráneo en esta porción coincide de manera general con la dirección de la falla antes mencionada, sin embargo la depositación final donde se encuentra el acuífero es geológicamente reciente por lo que se interpreta que el flujo no está controlado por los esfuerzos tectónicos cuya manifestación más importante es la falla antes mencionada.



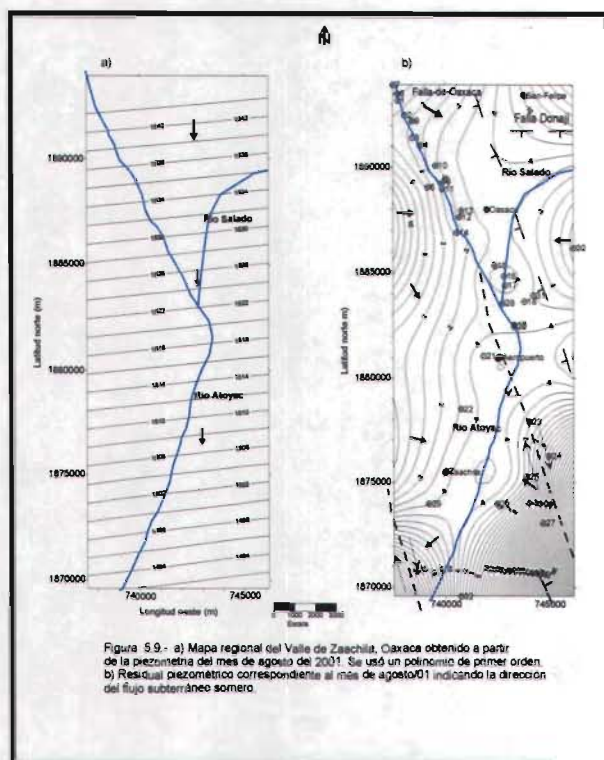


Figura 5.9- a) Mapa regional del Valle de Zaachila, Oaxaca obtenido a partir de la piezometría del mes de agosto del 2001. Se usó un polinomio de primer orden. b) Residual piezométrico correspondiente al mes de agosto/01 indicando la dirección del flujo subterráneo somero.

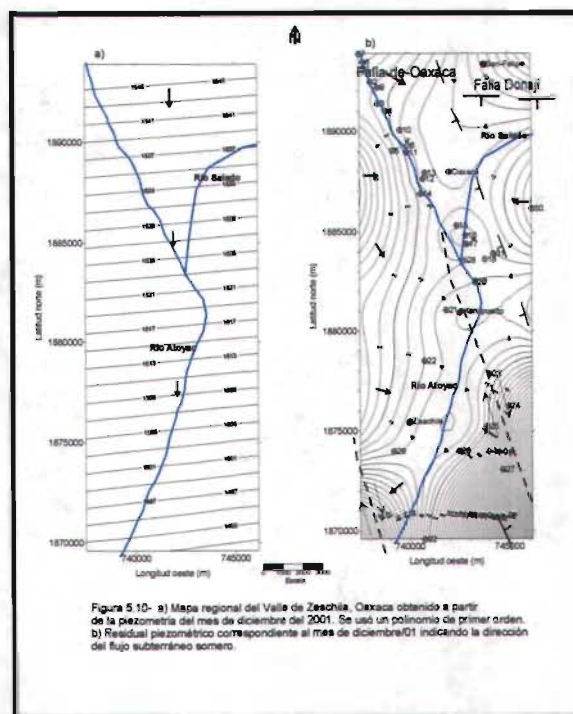


Figura 5.10- a) Mapa regional del Valle de Zaachila, Oaxaca obtenido a partir de la piezometría del mes de diciembre del 2001. Se usó un polinomio de primer orden. b) Residual piezométrico correspondiente al mes de diciembre/01 indicando la dirección del flujo subterráneo somero.

## ***Conclusiones***

Se realizó un análisis de la piezometría del acuífero libre del valle de Zaachila, considerándola como un campo potencial lo cual es válido bajo las condiciones explicadas en la sección 5.1. Bajo este marco se ajustó un polinomio de primer orden para hacer la separación del regional y residual a los datos piezométricos de los meses de mayo, agosto y diciembre de 2001.

Los mapas regionales muestran que la dirección del flujo subterráneo a nivel regional es N-S, mientras que los mapas residuales que aquí se le ha llamado residuales piezométricos por su semejanza con los mapas residuales gravimétricos o magnéticos, indican la dirección del flujo subterráneo somero. Estos mapas permiten identificar las zonas de recarga como la ubicada hacia la parte noroeste (zona de Monte Alban), al noreste (Río Salado) y al sureste asociada con la serranía de San Bartolo Coyotepec (donde se ubica el basurero municipal de la ciudad de Oaxaca).

En general la dirección de las líneas de flujo es hacia el Río Atoyac; lo que se infiere como una zona en donde en caso de existir una fuente contaminante, ésta seguiría una dirección preferencial hacia este río, y éste a su vez infiltraría al acuífero.

Se considera que el flujo subterráneo del acuífero en medio granular no está controlado por estructuras tectónicas cuya manifestación más importante es la falla de Oaxaca. Sin embargo es probable que las fracturas generadas por los esfuerzos tectónicos en las rocas duras (gneis) puedan convertirse en un acuífero, cuya permeabilidad dependerá de sistema de fracturas que estén interconectadas, de las diaclasas y de las fisuras.

Hacia la parte sur de los residuales piezométricos (Figuras 5.8-a, 5.9-a y 5.10-a), área que comprende los pozos 24, 25, 26 y 27 se observa que el flujo del agua subterránea es hacia el valle (dirección hacia el NW), lo que además se interpreta como un flujo somero. Esta interpretación es importante ya que cerca (aproximadamente a 1000 m) del pozo 27 se ubica el tiradero de basura municipal de la ciudad de Oaxaca y municipios conurbados.

Se ha observado en las inmediaciones del tiradero de basura la presencia de fallas (en rocas lutitas y areniscas) y fracturas, lo que ha provocado que éstas hallan adquirido una alta permeabilidad. Las fallas y fracturas cuya dirección es en general NW-SE son trayectorias que favorecen la



infiltración de lixiviados proveniente del basurero y también constituyen zonas de debilidad del terreno en donde es más fácil el desarrollo de cárcavas y barranca.

Se sugiere realizar un estudio de caracterización del sitio donde se asienta el tiradero de basura de la ciudad de Oaxaca para obtener información de otros parámetros como la dispersión hidrodinámica, y conocer la relación con el sistema acuífero.

Es recomendable realizar un estudio del sistema de fracturas y fallas de las rocas duras (gneis granítico), así como de las rocas sedimentarias (areniscas, lutitas y calizas) para evaluar las posibilidades hídricas.

## 6. DETERMINACIÓN DE LA VULNERABILIDAD DEL ACUÍFERO

### 6.1 Introducción

En capítulos anteriores se ha descrito como resultado de la interpretación de datos gravimétricos y magnéticos, que la tectónica del valle de Zaachila ha generado una fosa tipo semigraben que después de ser rellenada por rocas sedimentarias y finalmente por materiales granulares, en los que se almacena agua subterránea la cual se aprovecha para abastecer a la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas.

Sin embargo, existen diferentes fuentes superficiales de contaminación que drenan al río Atoyac que es la corriente más importante de este valle, y recibe las aguas residuales de la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas, las cuales son un riesgo para el acuífero ya que por sus características intrínsecas, lo hacen ser altamente vulnerable a ser contaminado.

Se realiza una evaluación de la vulnerabilidad del acuífero y un análisis de sensibilidad para conocer la influencia de los parámetros en este proceso. Previamente se presenta un marco general de los métodos de vulnerabilidad utilizados.

#### *La vulnerabilidad de acuíferos. Conceptos generales*

Algunos de los impactos negativos que se originan por una deficiente planeación de la explotación de acuíferos, son 1) disminución en los niveles estáticos del acuífero, debido a la extracción excesiva del agua que es mayor a la recarga; 2) deterioro en la calidad del agua subterránea, debido a la intrusión salina o por otros agentes geológicos que afectan dicha calidad; 3) contaminación del agua en acuíferos someros por lixiviados de actividades agrícolas, comerciales, industriales y de servicios, 4) fenómenos de hundimientos de suelo debido a las extracciones del agua y la consiguiente consolidación del terreno.

En nuestra área de estudio son mayormente marcados los tres primeros problemas, aunque el último podría ser una amenaza en la zona centro de la ciudad de Oaxaca debido a la presencia de pozos de extracción. Una de las formas de abordar la problemática de la contaminación de

acuíferos es a través de la evaluación de la vulnerabilidad. Para lo que existen varias metodologías.

El concepto de vulnerabilidad adoptado en este estudio se maneja como la posibilidad de que un contaminante arrojado en la superficie del terreno producto de las actividades antropogénicas pueda alcanzar el sistema acuífero y modifique su calidad.

La evaluación de la vulnerabilidad comprende caracterizar el medio ambiente formado por las capas de suelo, zona vadosa y el propio acuífero y su grado natural de atenuación de contaminantes.

### ***Métodos para determinar la vulnerabilidad de acuíferos***

Los métodos de vulnerabilidad entre otras funciones, intentan precisar una estandarización en la valoración de este concepto no medible físicamente. Actualmente existe una diversidad de métodos para evaluar la vulnerabilidad, entre los cuales se pueden mencionar AVI, GOD, DRASTIC, SINTACS, SEEPAGE, EPIK, ERIS, y otros, donde cada uno hace participar a sus propios parámetros hidrogeológicos (Aller et al., 1987; Foster y Hirata, 1991; Vrba y Zaporozec, 1994).

Para realizar una clasificación de los métodos existentes, se pueden considerar las propiedades de atenuación de contaminantes que considera cada método en su análisis y que están comprendidas en tres grupos: propiedades físicas, químicas y biológicas.

Vrba y Zaporozec (1994) presentan una clasificación con base a la forma de asignación de índices de vulnerabilidad y proponen los siguientes:

- a) Métodos de complejos hidrogeológicos
- b) Métodos de sistemas paramétricos
- c) Métodos de rangos
- d) Métodos numéricos y relaciones analógicas

En este estudio se aplicaron tres métodos para evaluar la vulnerabilidad: **AVI**, **GOD**, y **DRASTIC**, el criterio de selección de estos métodos se basó en la factibilidad en la obtención de los datos y el uso común de estos métodos en el ámbito nacional.

Los métodos **AVI** y **GOD** consideran como formas de atenuación, las propiedades físicas del medio acuífero, **DRASTIC** adiciona a las propiedades físicas, las químicas de atenuación.

Los métodos **GOD** y **DRASTIC** fueron estructurados como modelos paramétricos, ya que utilizan para cada propiedad hidrogeológica un valor índice cuyo peso estará en función de la capacidad de atenuación. Por su parte el método **AVI** se encuentra clasificado dentro de los modelos numéricos y derivado expresamente de la ecuación de Darcy.

No existe un método estandarizado que permita definir a priori cuales son los parámetros más relevantes en la determinación de la vulnerabilidad. Debido a esta situación y a que se generan resultados diferentes al aplicar los diferentes métodos de vulnerabilidad, los resultados no son totalmente comparables (Vrba y Zaporozec, 1994).

Un mapa de vulnerabilidad de acuíferos representa una descripción de la susceptibilidad a ser contaminado por fuentes superficiales dependiendo de la capacidad de atenuación de los medios hidrogeológicos de cada sitio espacial (Civita, 1990). Se describe brevemente en que consiste cada uno de estos tres métodos.

### ***Método DRASTIC***

Los parámetros que se requieren conocer para aplicar el método **DRASTIC** son:

1. Profundidad al nivel freático (**Depth to water**) (D)
2. Recarga neta (**Net Recharge**) (R)
3. Litología del acuífero (**Aquifer media**) (A)
4. Tipo del suelo (**Soil media**) (S)
5. Topografía del área (**Topography**) (T)
6. Impacto de la zona vadosa (**Impact of vadose zone media**) (I)
7. Conductividad hidráulica (**Hydraulic Conductivity**) (C)

El índice DRASTIC de contaminación potencial se determina como:

$$I = D_R D_W + R_R R_W + A_R A_W + S_R S_W + T_R T_W + I_R I_W + C_R C_W \quad 6.1$$

Donde los subíndices R y W representan el rango y el peso respectivamente.

Según la asignación de pesos, los parámetros de mayor influencia y en orden decreciente son (Tabla 6.1):

Parámetro	Peso DRASTIC	Peso DRASTIC Pesticida
Profundidad al nivel freático	5	5
Impacto de la zona vadosa	5	4
Recarga neta	4	4
Litología del acuífero	3	3
Conductividad hidráulica	3	2
Tipo de suelo	2	5
Topografía	1	3

Tabla 6.1.- Pesos asignados a los parámetros del método DRASTIC y DRASTIC Pesticida (Aller et al., 1987). La suma total de los pesos es mayor en el DRASTIC Pesticida.

El método DRASTIC presenta una opción para evaluar a los pesticidas como contaminante representativo, y la diferencia con el DRASTIC general radica en la asignación de los pesos para algunos factores (Tabla 6.1).

En general, para cualquier acuífero los valores índices obtenidos pueden variar desde un mínimo de 23 hasta el valor máximo de 223 para el caso DRASTIC, por lo que en la

agrupación de los niveles de vulnerabilidad, los autores de este método utilizan intervalos de 10 unidades.

Con el fin de comparar el DRASTIC con los otros métodos empleados en este estudio, se utilizaron los intervalos propuesto por Choza (1997) para cada nivel de vulnerabilidad:

Vulnerabilidad baja: 0-100; Vulnerabilidad media: 100-140, y Vulnerabilidad alta: >140.

Aún cuando en la aplicación de este método no se requiere conocer las condiciones del flujo subsuperficial y subterráneo, Aller et al. (1987) recomiendan utilizar áreas superiores a las 40 has, con la finalidad de tener un flujo representativo al menos a escala regional.

### ***Método AVI***

Este método evalúa la resistencia que presenta un medio granular para el transporte de contaminantes que se desplazan en forma de soluto y a la misma velocidad del agua, la cual se determina con el parámetro denominado de resistencia hidráulica (Van Stempvoort et al., 1992):

$$R = \frac{h}{K} \quad 6.2$$

Donde  $R$  es la resistencia hidráulica del medio, en  $s^{-1}$ ,  $h$  es la profundidad del nivel estático, en m, y  $K$  es la conductividad hidráulica, en  $ms^{-1}$ .

Freeze y Cherry (1979) definen la resistencia hidráulica como el inverso del tiempo en que una partícula del fluido avanza en dirección vertical por los estratos sedimentarios cuando el gradiente hidráulico desciende una unidad (Tabla 6.2). Al presentarse una menor resistencia hidráulica ( $R$ ), la vulnerabilidad será mayor y viceversa.

Al igual que el método DRASTIC, al aplicar la ecuación 6.2, se generan áreas con diferentes niveles de vulnerabilidad y para normalizar los resultados, se trabaja con los logaritmos de la resistencia hidráulica.

<b>Resistencia hidráulica (R) (años)</b>	<b>Log (R)</b>	<b>Categoría de vulnerabilidad</b>
< 10 años	<1	Vulnerabilidad extremadamente alta
10 –100 años	1 a 2	Vulnerabilidad alta
100 –1000 años	2 a 3	Vulnerabilidad moderada
1000 -10000 años	3 a 4	Vulnerabilidad baja
>10,000 años	>4	Vulnerabilidad extremadamente baja

Tabla 6.2. Categorías del AVI para determinar el grado de vulnerabilidad. Fuente: Van Stempvoort et al. (1992).

### ***Método GOD***

El método GOD, propuesto por Foster e Hirata (1991), considera tres parámetros que son:

- a) Ocurrencia del agua subterránea. Se especifica el tipo de acuífero que se está evaluando y que puede ser: libre, semiconfinado, confinado, confinado artesiano.
- b) Clase de acuífero. Se evalúa el tipo del medio acuífero, considerando los niveles de consolidación y el carácter litológico del medio saturado.
- c) Profundidad al nivel freático. Para valores de 2 m hasta 100 m.

Con el empleo del esquema anterior se consideró utilizar los siguientes parámetros de vulnerabilidad, a saber: Vulnerabilidad baja: 0-0.3; vulnerabilidad media: 0.3-0.5, y vulnerabilidad alta: >0.5

## 6.2 Descripción y discusión de resultados

### *Determinación de propiedades geohidrológicas para los métodos DRASTIC, AVI, GOD.*

Para poder aplicar cada uno de los métodos de vulnerabilidad considerados en este trabajo, se determinaron las propiedades hidrológicas correspondientes. Se describen las obtenidas para utilizar el método DRASTIC ya que es el que ocupa mayor número de éstos.

### *Profundidad al nivel freático (D)*

La determinación de la profundidad al nivel freático permite conocer el tiempo en que un contaminante alcanza el nivel freático, cuando esta profundidad es grande se da una mayor oportunidad para atenuar los contaminantes. En el caso del DRASTIC se definen diferentes rangos de profundidad considerando los cambios significativos del potencial de contaminación del agua subterránea (Aller et al., 1987).

La determinación de la profundidad al nivel freático se realizó a partir de una red de 32 pozos que cubrieron la zona, la mayoría de ellos, pozos noria. La profundidad al nivel freático medido durante tres periodos de 2001 tuvo variaciones, pero quedaron dentro del mismo rango. Los valores mínimos fueron de 1.5, y máximos de 10 m.

De los resultados se observa que los niveles estáticos son someros, por lo cual en la aplicación de los métodos, este parámetro influye en gran medida en la asignación de la vulnerabilidad.

### *Recarga neta (R)*

Cuando un contaminante alcanza la superficie del nivel freático en forma de soluto, la principal fuente de solución es el agua proveniente de la precipitación, donde una parte se infiltra a través de la superficie del terreno.



La recarga neta calculada es de 98 mm/año, depende de la precipitación y la evapotranspiración. Este valor fue obtenido de  $R=P-E_r$ , donde R es la recarga neta, P la precipitación y  $E_r$  la evapotranspiración (Custodio y Llamas, 1983; Aller et al. 1987, y Gehrels, 2000). La evapotranspiración fue obtenida a partir de la formula de Turc (1955).

### ***Características litológicas del acuífero (A)***

Este parámetro considera las rocas consolidadas o no consolidadas que conforman el acuífero. La ruta y longitud de la trayectoria para contaminantes que no reaccionan con el medio está gobernada por el sistema del flujo regional.

En este valle existe una diversidad de material geológico, predominando una mezcla heterogénea conformada por arenas, arcillas y gravas; además que se identifican algunas zonas de conglomerados, tobas y hacia las fronteras se pueden encontrar calizas, gneiss, lutitas y areniscas.

Aunque los resultados de estos estudios muestran diferentes capas estratigráficas, los métodos para definir la vulnerabilidad no tienen la flexibilidad para trabajar con sitios de multiestratos, por lo que en este estudio se trabajó con la capa predominante superior de la zona saturada.

### ***Tipo de suelo (S)***

Corresponde a la porción superior de la zona vadosa donde regularmente existe una considerable actividad química y biológica. El potencial de contaminación está afectado por los tipos de arcillas presentes, donde el potencial de contracción/expansión de las arcillas y el tamaño de los granos producen un menor potencial de contaminación (Freeze y Cherry, 1979; Aller et al., 1987).

También los suelos con amplia actividad agrícola generan la acumulación de sales, esto tiene impacto negativo en el medio ya que reducen la infiltración e incrementan el escurrimiento superficial (Vrba et al., 1994).

Apoyados en los sondeos eléctricos verticales, y en los cortes litológicos de los pozos perforados en la zona en estudio se determinó el espesor de la capa de suelo así como sus características texturales. La zona se considera está compuesta principalmente de material arenoso y arcilloso, además de la combinación de ambos materiales en diversos porcentajes, se definieron las siguientes texturas: arcillas, arenas finas, arenas de grano fino, arcillas y arenas de grano grueso, arcillas arenosas.

### ***Topografía (T)***

Mediante este parámetro se modifica la velocidad del flujo originado por la precipitación pluvial o por los vertidos que se realizan en la superficie derivados de las actividades humanas como tiraderos de basura.

Las pendientes pequeñas disminuyen la velocidad del flujo permitiendo la retardación del flujo y originan que los contaminantes se infiltren. La topografía modifica el espesor del suelo por los procesos de arrastre y erosión, por lo que se puede considerar que en zonas de alta pendientes existe un menor espesor del suelo.

Para la determinación de las pendientes topográficas se utilizaron cartas topográficas editadas por el INEGI, con la ayuda de la técnica de Horton se estableció la pendiente topográfica para cada celda.

La zona en estudio presenta condiciones de terreno planas con pendiente promedio de 0-6 %, siendo mayores en las fronteras de la zona de estudio, principalmente al este y oeste.

### ***Impacto en la zona vadosa (I)***

Se considera el espesor comprendido entre el suelo y el nivel freático. Por lo general en esta zona se desarrollan importantes procesos de atenuación de contaminantes, y de los más importantes se pueden señalar la biodegradación, neutralización, filtración mecánica, reacción química, volatilización y dispersión.

Vrba et al. (1994) mencionan que para definir correctamente las características de la zona no saturada se requiere conocer la profundidad al nivel freático, litoestratigrafía, mineralogía, índice de fracturamiento, porosidad efectiva, relación de saturación, permeabilidad efectiva vertical, velocidad de flujo efectivo, índice de tasa de infiltración, situación que muchas veces no es posible determinar completamente.

Para nuestro caso se definieron materiales con las mismas características que la litología del acuífero, es decir la presencia de rocas metamórficas, arenisca, lutita y materiales granulares como arenas, gravas y arcillas.

### ***Conductividad hidráulica del acuífero (C)***

La conductividad hidráulica de un acuífero es la relativa facilidad con la que es capaz de transmitir agua, y controla la velocidad de flujo del agua bajo un gradiente hidráulico dado, y está determinada por el tamaño, grado de empaquetamiento y el arreglo de los granos, así como de las propiedades viscosas del flujo y su densidad (Freeze y Cherry, 1979). Al existir una mayor conductividad hidráulica será menor el tiempo de atenuación de los contaminantes y por lo tanto el medio será más vulnerable.

La conductividad hidráulica (K) se determinó a partir la relación  $K = T / B$ , donde la transmisividad T, se obtuvo de pruebas de bombeo en algunos pozos disponibles de la zona y se complementaron con datos recopilados de pruebas realizadas en años anteriores por la desaparecida SARH. A partir de sondeos eléctricos verticales y sondeos electromagnéticos (EM-34) se estimó el espesor del acuífero (B).

De los resultados obtenidos por este parámetro se considera que el acuífero presenta una conductividad hidráulica baja, de lo que se deduce que por este parámetro el medio tiene una atenuación significativa de los contaminantes.

### ***Obtención de mapas de índices de vulnerabilidad***

A partir de la estimación de los parámetros hidrogeológicos del acuífero, se usaron las ecuaciones 6.1, y 6.2 para obtener los mapas de vulnerabilidad con los métodos DRASTIC Pesticida y AVI. El mapa con GOD se obtuvo a partir de la sumatoria de cada uno de los tres parámetros involucrados.

Para definir los niveles de vulnerabilidad para el método DRASTIC se usaron los límites establecidos por Choza (1997). En la Tabla 6.3 se muestra los pesos, rangos y valores de variación de los parámetros hidrogeológicos utilizados para determinar la vulnerabilidad para DRASTIC Pesticida (Aller et al., 1987).

De acuerdo con esta clasificación, el valle de Zaachila presenta alta vulnerabilidad a la contaminación en dos áreas (Figura 6.1). La primera área se localiza al sur de la ciudad de Oaxaca. Está delimitada al este por San Antonio de la Cal, y al sur por el aeropuerto internacional. La segunda área casi cubre la porción centro y sur del acuífero. Se extiende hacia el sur del aeropuerto, incluye Zaachila y el tiradero de basura de San Bartolo Coyotepec.

La Figura 6.2 muestra la vulnerabilidad para el método GOD. Este método también define dos áreas de alta vulnerabilidad. Sin embargo esas dos áreas son de pequeñas dimensiones, y forman parte de las áreas de alta vulnerabilidad delimitadas por DRASTIC.

Respecto al método GOD la primer área se localiza entre San Antonio de la Cal y el aeropuerto, mientras que la segunda área en la parte central del valle en su porción sur.

El método AVI define un área de alta y otra de muy alta vulnerabilidad (Figura 6.3). La primera se localiza en el área del aeropuerto, mientras que la de muy alta vulnerabilidad incluye el tiradero de San Bartolo Coyotepec, Zaachila y la ciudad de Oaxaca.

La diferencia de los resultados obtenidos se debe principalmente al número de parámetros hidrogeológicos usados en la estimación de la vulnerabilidad.

El método DRASTIC pesticida y GOD proporcionaron resultados similares, aunque el primero proporcionó información que puede considerarse más confiable ya que está basado en más parámetros hidrogeológicos. Sin embargo para estudios de reconocimiento, el método AVI y

GOD son buenas herramientas de carácter preliminar, dependiendo de la información e infraestructura disponible.

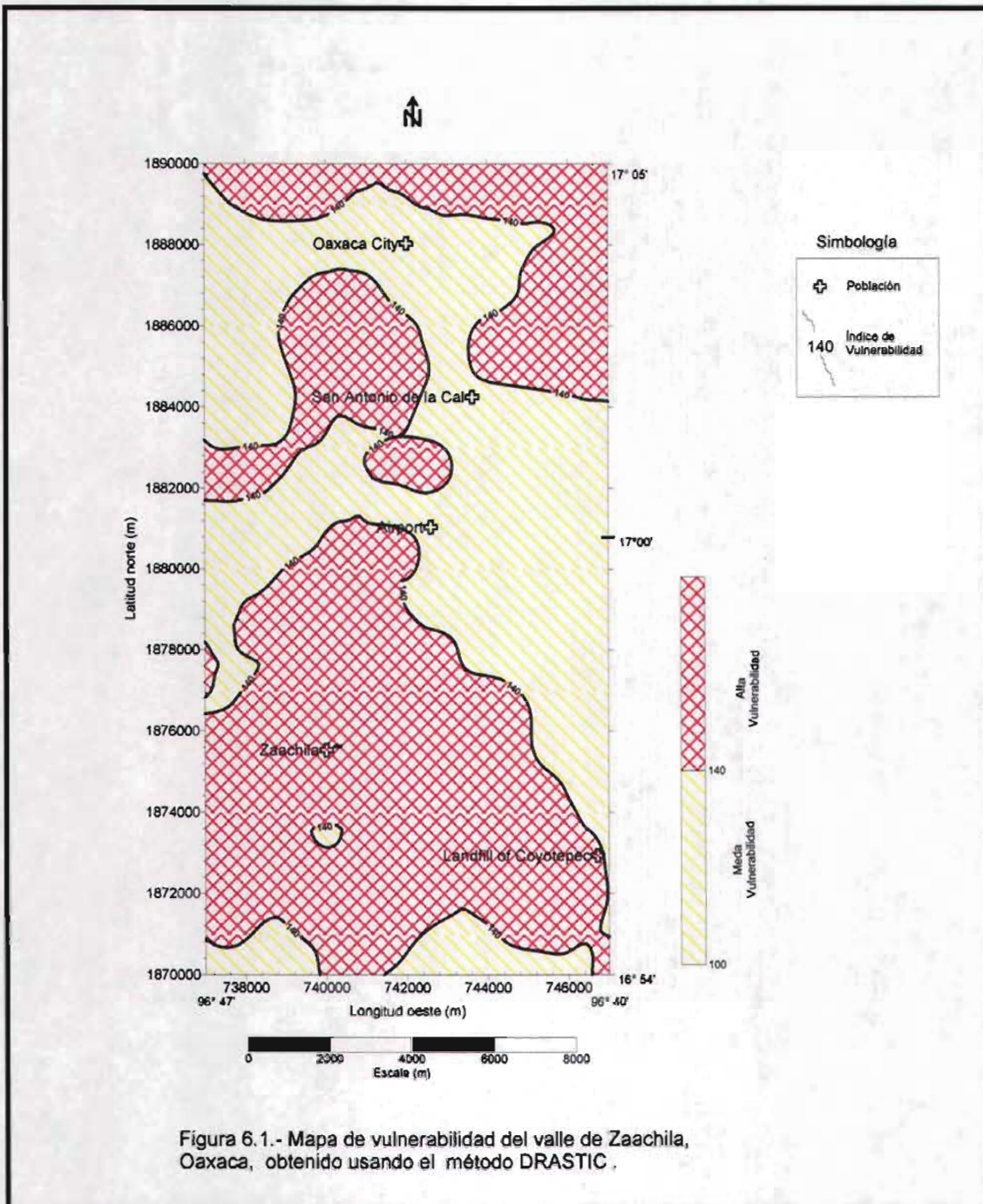
Los valores de los sólidos disueltos totales (SDT) (Figura 6.4) son mayores en la zona de convergencia de los ríos Atoyac y Salado, y posiblemente están influenciados por las descargas de las aguas residuales que son vertidas a estos cuerpos de agua. Esta área (delimitada al norte por San Antonio de la Cal, y al sur, por el aeropuerto) se caracteriza por una alta a muy alta vulnerabilidad en los tres métodos aplicados.

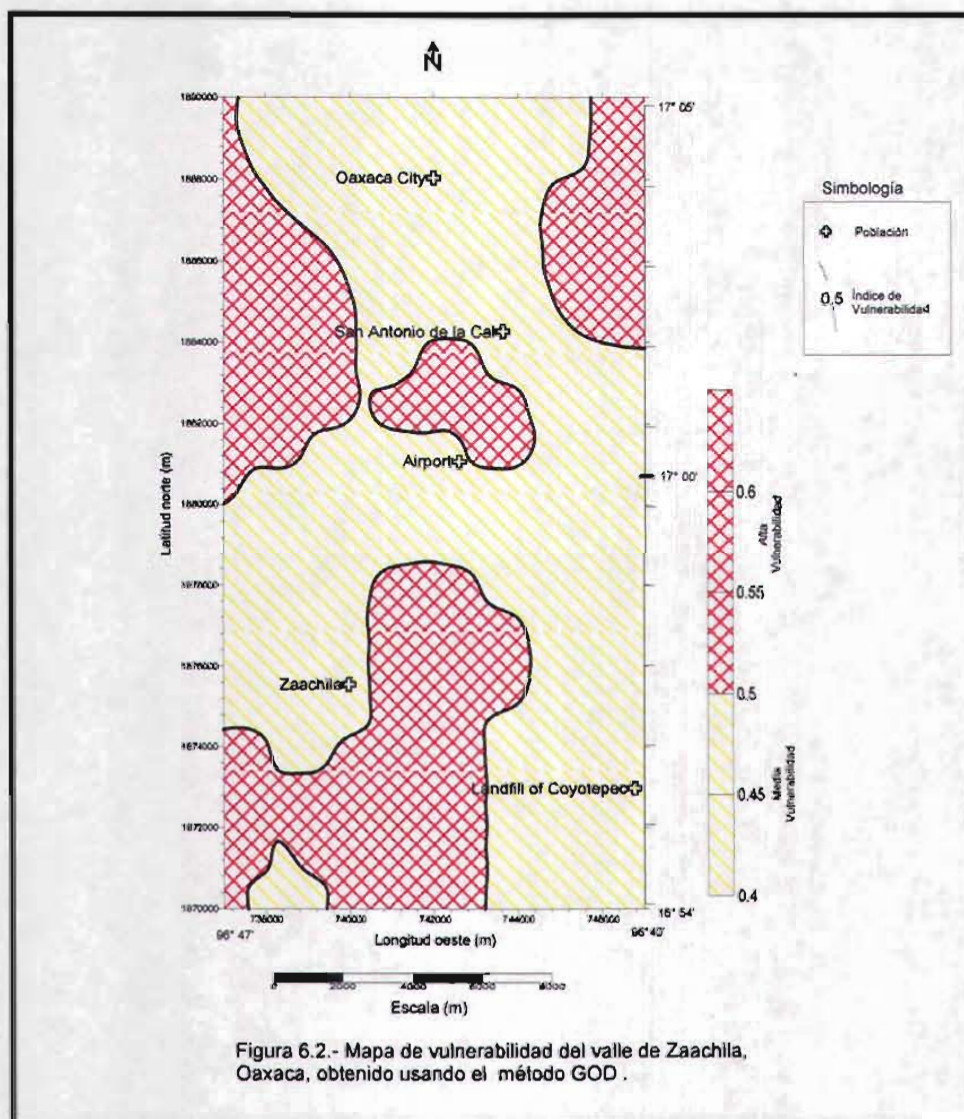
La principal utilidad de los mapas de vulnerabilidad es apoyar la toma de decisiones sobre el uso del suelo e identificar riesgos potenciales de contaminación del agua subterránea derivada de acciones antropogénicas. Sin embargo, las escalas pueden corresponder a diferentes objetivos de los estudios.

Los parámetros usados son simplificaciones del medio, y por lo tanto deben considerarse con cierta cautela. Tal es el caso de la aproximación paramétrica de los estratos de la zona saturada y zona vadosa, así como la asignación de valores de la conductividad hidráulica; en particular la recarga neta no contempla la infiltración de cuerpos superficiales de agua que pueden modificar el transporte de contaminantes en la zona vadosa

Parámetro hidrogeológico	Peso (w) DRASTIC agroquímicos	Rango de variación del parámetro hidrológico	Valores de variación del rango (R)
Profundidad al nivel freático (D)	5	4.6 – 9.1 m	7
		1.5 – 4.6 m	9
Recarga neta (R)	4	98 mm/año	3
Litología del acuífero (A)	3	Rocas metamórficas, areniscas y lutitas.	4
		Arena/grava, aluvión	7
Tipo de suelo (S)	5	Arcilla, limo y arena fina.	3
		Arcilla y arena gruesa.	7
		Arena.	9
Topografía del área (T)	3	2 – 6 %	9
		0.3 - 2 %	10
Impacto de la zona vadosa (I)	4	Rocas metamórficas, areniscas, lutitas y arcillas.	4
		Arena/grava, aluvión.	6
Conductividad hidráulica (C)	2	0.040746 – 4.0746 m/día	1
		4.0746 – 12.2238 m/día	2
		12.2238 – 28.522 m/día	4

Tabla 6.3.- Pesos, rangos y valores utilizados para determinar el índice de vulnerabilidad del acuífero del valle de Zaachila, para DRASTIC Pesticida.







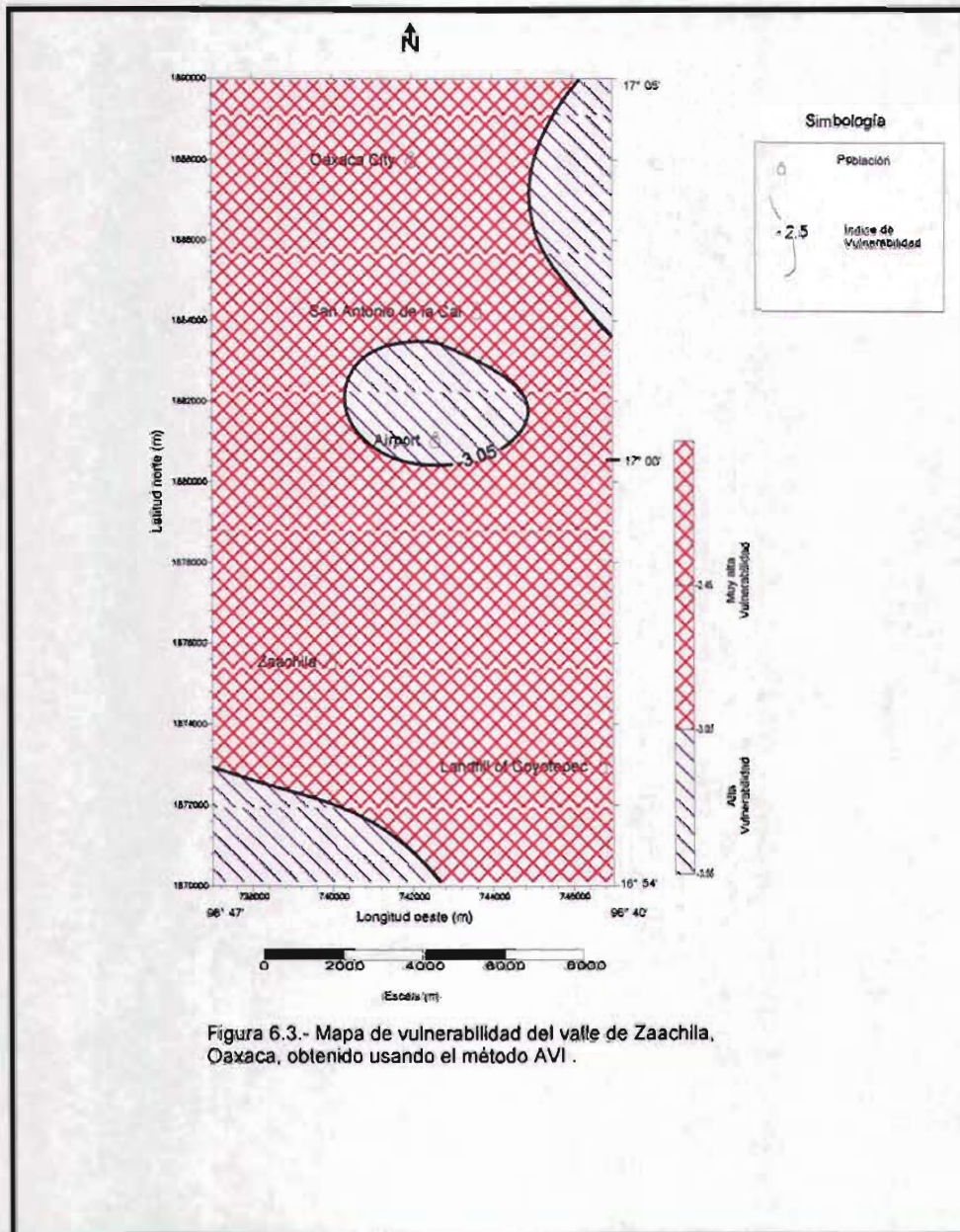


Figura 6.3.- Mapa de vulnerabilidad del valle de Zaachila, Oaxaca, obtenido usando el método AVI .

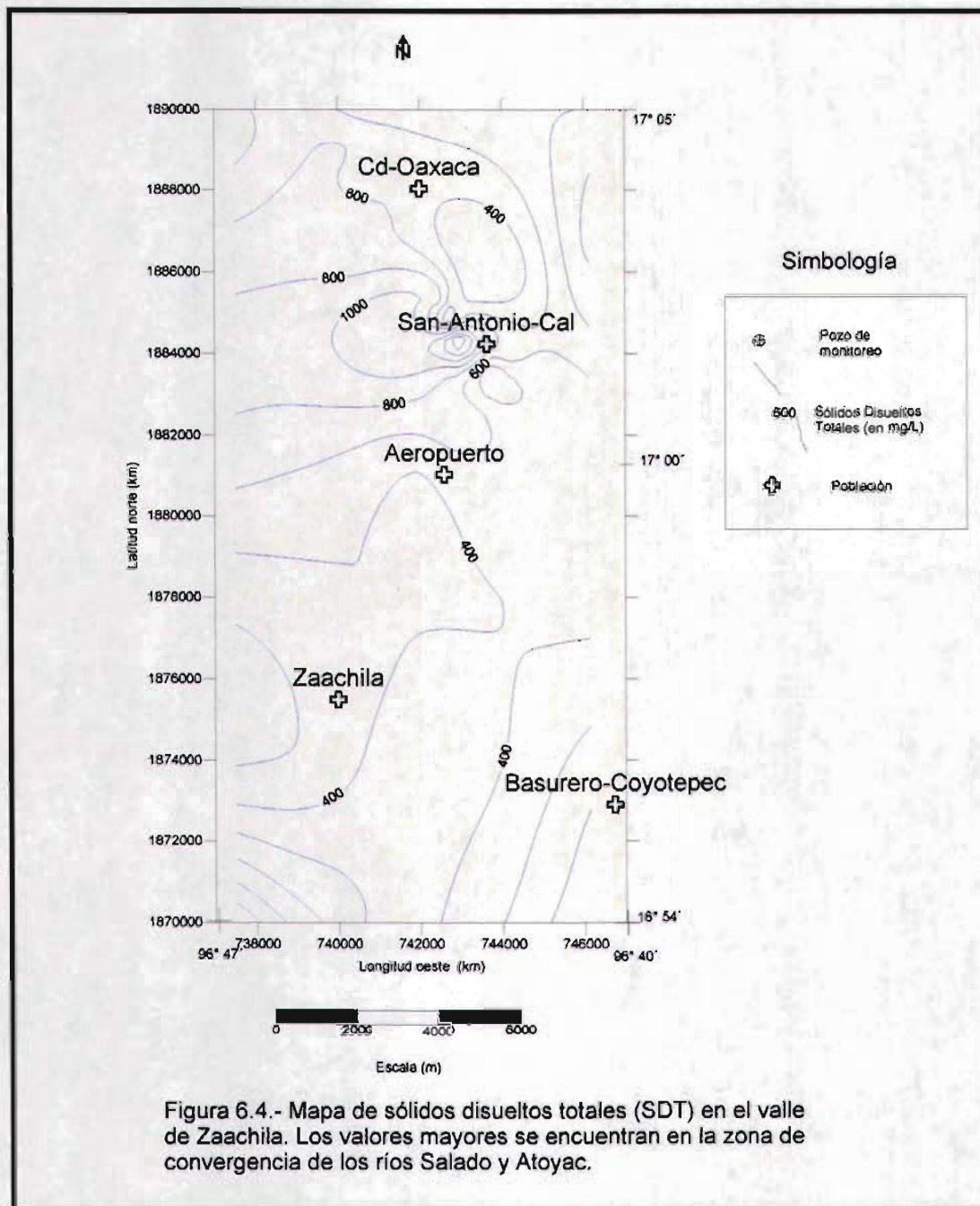


Figura 6.4.- Mapa de sólidos disueltos totales (SDT) en el valle de Zaachila. Los valores mayores se encuentran en la zona de convergencia de los ríos Salado y Atoyac.

***Análisis de sensibilidad de la vulnerabilidad a los parámetros hidrogeológicos de la zona en estudio.***

Una vez obtenido los mapas de índice de vulnerabilidad se realizó un análisis de sensibilidad para determinar analíticamente cuales son los parámetros que mayormente influyen en éstos, este análisis se hizo para los parámetros DRASTIC Pesticida ya que en la zona se hace uso de diversos tipos de agroquímicos.

Una de las desventajas de las técnicas paramétricas es la subjetividad en la selección de los rangos y pesos que finalmente modifican el mapa de vulnerabilidad, por lo que un análisis de sensibilidad permite conocer la influencia de valores de puntuación y pesos asignados a cada parámetro y ayuda a reducir la subjetividad del método. Este método de sensibilidad ha sido utilizado en otras técnicas de puntuación similar al DRASTIC (Lodwik et al., 1990; Gogu y Desargues, 2000; Napolitano y Fabbri, 1996).

Se utilizaron tres expresiones que definen la influencia de cada uno de los parámetros hidrogeológicos, estas son: a) determinación de la sensibilidad usando la ecuación de Lodwik et al. (1990), b) determinación del índice de variación y c) determinación de los factores de peso efectivo

***a) Determinación de la sensibilidad de parámetros del método DRASTIC***

Lodwik et al. (1990) presentan la ecuación (6.4) para determinar la sensibilidad ( $S_i$ ) de los parámetros, aplicando la técnica de exclusión de uno de estos:

$$S_i = \left| \frac{V_i}{N} - \frac{V_{xi}}{n} \right| \quad 6.4$$

Donde  $V_i$  el índice de vulnerabilidad de la celda  $i$ ,  $N$  es el número total de parámetros utilizados en la determinación de la vulnerabilidad para cada celda,  $V_{xi}$  es el índice de vulnerabilidad de la celda  $i$ , excluyendo el valor correspondiente al parámetro  $X_i$ ,  $n$  es el número de parámetros utilizados en el modelo modificado.

Ya que el método DRASTIC tiene siete parámetros en evaluación y para poder realizar la comparación del índice  $V_{xi}$  con el índice  $V_i$ , los parámetros se escala por el factor  $7/6$ , esto permite conocer la influencia del parámetro excluido (no considerado) en el índice final.

Los resultados se observan en la Tabla 6.4 donde el orden de importancia de la sensibilidad de mayor a menor es; D, T, S, I, A, R y C.

La profundidad al nivel freático es el parámetro más sensible a la vulnerabilidad, y el tipo de suelo tiene una mayor variabilidad en el espacio al tener la mayor desviación estándar.

<b>Parámetro de sensibilidad</b>	<b>D</b>	<b>R</b>	<b>A</b>	<b>S</b>	<b>T</b>	<b>I</b>	<b>C</b>
Promedio	2.84	-1.56	-0.14	0.81	0.90	0.36	-3.22
Desviación estandar	0.84	0.34	0.46	1.93	1.08	0.44	0.34
Media	2.52	-1.55	-0.05	-0.54	1.21	0.45	-3.21
Máximo	5.00	-0.50	0.60	4.36	1.93	1.10	-2.17
Mínimo	0.38	-2.26	-1.79	-2.48	-3.12	-1.12	-3.93

Tabla 6.4. Sensibilidad del parámetro excluido ( $S_{X_i}$ ) del método DRASTIC en el acuífero del Valle de Zaachila, Oaxaca.

### ***Determinación del índice de variación del parámetro excluido***

Con el fin de conocer la magnitud de las variaciones originadas al omitir uno de los parámetros, se determinó el índice de variación que puede ser calculado como (Lodwik et al., 1990):

$$VXi = \frac{Vi - Vxi}{Vi} 100 \quad 6.5$$

Siendo  $VXi$  el índice de variación del parámetro excluido  $Xi$ ;  $Vi$  es el índice de vulnerabilidad determinado para la subárea  $i$ ,  $Vxi$  es el índice de vulnerabilidad de la subárea  $i$  sin considerar el parámetro  $Xi$ .

El índice de variación mide los efectos que ocurren al excluir el parámetro analizado, un valor positivo indica que la exclusión del parámetro reduce el índice de vulnerabilidad. El índice de variación depende directamente del sistema de pesos que asigne cada método de vulnerabilidad.

El índice de variación del parámetro excluido presenta un comportamiento similar que el análisis de sensibilidad; la Tabla 6.5 muestra que el valor correspondiente a la profundidad al nivel freático tiene el valor más alto (13.50), seguido por la topografía (4.24) y tipo de suelo (3.24).

Los valores que resultaron negativos son los correspondientes a la recarga (R), litología del medio acuífero y la conductividad hidráulica (C), con valores de -7.20, -0.54, y -15.074 respectivamente lo que significa que tienen poco peso en la obtención de la vulnerabilidad.

El índice de variación del parámetro excluido para el tipo de suelo, presenta variación del parámetro en el espacio como lo muestran los resultados obtenidos al aplicar una medida de dispersión de datos dado por la desviación estándar  $\sigma = 8.77$ , el caso contrario ocurre con el parámetro de recarga y conductividad hidráulica que prácticamente se mantienen constante en el espacio, con valores de  $\sigma = 0.91$ , y  $\sigma = 0.21$ , respectivamente.

Resumiendo, los parámetros profundidad al nivel freático (D), topografía del sitio (T), el tipo de suelo (S), e impacto en la zona vadosa (I), se consideran como los que mayor influyen en la determinación de la vulnerabilidad, los parámetros de menor peso son el impacto a la zona vadosa (A), la recarga (R) y la conductividad hidráulica (C).

<b>Índice de variación</b>	<b>D</b>	<b>R</b>	<b>A</b>	<b>S</b>	<b>T</b>	<b>I</b>	<b>C</b>
Promedio	13.50	-7.20	-0.54	3.24	4.24	1.84	-15.07
Desviación estandar	4.48	0.91	2.16	8.77	5.46	2.21	0.21
Media	12.71	-7.27	-0.22	-2.94	5.35	2.13	-15.09
Máximo	33.33	-3.33	3.42	23.11	10.47	6.28	-13.43
Mínimo	1.68	-8.85	-7.86	-12.47	-14.36	-4.93	-15.36

Tabla 6.5. Determinación del índice de variación del parámetro excluido ( $V_{xi}$ ) para el acuífero del valle de Zaachila, Oaxaca.

### ***Análisis de los pesos efectivos de parámetros***

Cada parámetro hidrogeológico contribuye con un peso efectivo al índice de vulnerabilidad final, este peso efectivo se calcula para cada celda como (Lodwik et al., 1990):

$$W_{xi} = \frac{X_w X_{Ri}}{V_i} \quad 6.6$$

donde  $W_{xi}$  es el peso efectivo del parámetro,  $X_{Ri}$  es el valor del rango asignado por el DRASTIC y  $X_{wi}$  corresponde al valor del peso de cada parámetro  $X_i$ ,  $V_i$  es el índice de vulnerabilidad total en la celda  $i$ . Para cada celda, la suma de los siete pesos efectivos de los parámetros es el 100 %.

Para aplicar las anteriores expresiones al sistema acuífero en estudio, se discretizó la zona en celdas de un  $\text{km}^2$ . Se plantea la hipótesis de que cada celda tenga propiedades hidrogeológicas constantes.

Este análisis indica que los parámetros que tienen mayor peso en la vulnerabilidad, son la profundidad al nivel freático (D), seguido por la topografía (T), tipo de suelo (S), impacto a la

zona vadosa (I), litología del acuífero (A), recarga neta (R), y conductividad hidráulica (C) Tabla (6.6).

Cabe señalar que aún cuando el parámetro correspondiente al tipo de suelo S tiene un peso teórico alto de cinco, al aplicarlo a la zona en estudio mantiene un valor promedio cercano al teórico, lo cual no ocurre con el parámetro de recarga que tiene un peso teórico asignado de cuatro, sin embargo presenta una diferencia con el valor promedio.

El análisis estadístico permitió conocer que parámetros tienen mayor importancia en aumentar la probabilidad de ser contaminado el acuífero, como consecuencia de que el nivel freático es somero.

Factor de peso efectivo	D	R	A	S	T	I	C
Promedio (%)	25.86	8.11	13.82	17.06	17.92	15.86	1.37
Desviación estándar	3.84	0.78	1.85	7.52	4.68	1.90	0.18
Media	25.18	8.05	14.09	11.77	18.87	16.11	1.35
Máximo	42.86	11.43	17.21	34.09	23.26	19.67	2.78
Mínimo	15.72	6.70	7.55	3.60	1.97	10.06	1.12
Peso teórico	5	4	3	5	3	4	2
Peso efectivo (%)	19.23	15.48	11.54	19.23	11.53	15.38	7.69
Peso calculado ( $X_{wi}$ )	6.7	2.1	3.6	4.4	4.7	4.1	0.36

Tabla 6.6. Determinación del factor de peso efectivo ( $W_{xi}$ ) aplicado al acuífero del valle de Zaachila, Oaxaca.

## ***Conclusiones***

Se determinó la vulnerabilidad al sistema acuífero del medio granular del valle de Zaachila, Oaxaca de donde se extrae aproximadamente el 90 % del agua que se consume en esta zona.

Este acuífero granular, se encuentra limitado por fronteras de rocas caliza, lutitas y areniscas, así como gneiss parcialmente fracturado. Los niveles estáticos son someros entre 1.5 a 10 m. Las corrientes superficiales como los ríos Atoyac y Salado presentan una fuerte carga contaminante producto de las descargas de aguas residuales de la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas.

Las propiedades hidrogeológicas se determinaron con técnicas de geofísica, geología, química e hidrología, y se aplicaron los métodos DRASTIC, AVI y GOD para determinar los índices de vulnerabilidad del acuífero.

Con el método DRASTIC Pesticida se obtuvieron índices de vulnerabilidad mayores de 100 que corresponde a índices medio a alto. Más del 50 % del área de estudio corresponde a una alta vulnerabilidad, siendo más amplia al sur de la ciudad de Oaxaca.

Los resultados de GOD son similares al DRASTIC, es decir de media a alta vulnerabilidad, sin embargo este último considera más parámetros por lo que es más confiable. AVI presenta valores de alta a muy alta vulnerabilidad. Los métodos GOD y AVI pueden ser usados en áreas donde exista poca información y como métodos de reconocimiento rápido de la vulnerabilidad.

La escala del estudio se considera intermedia y se puede considerar como base para estudios más detallados como en áreas del tiradero de basura de San Bartolo Coyotepec y en las vecindades de los ríos Atoyac y Salado.

Los métodos aplicados no consideran directamente el efecto de fallas y fracturas, están considerados a través de la conductividad hidráulica (como en la zona este del acuífero). Esta consideración es válida para este estudio ya que el sistema de la falla de Oaxaca se infiere no afecta el flujo del agua subterránea del acuífero granular de tipo libre.



El análisis de sensibilidad muestra que la contaminación del acuífero es más sensible a la profundidad del nivel freático, seguido por la topografía, tipo de suelo, impacto a la zona vadosa, litología del acuífero, recarga neta y conductividad hidráulica.

Este análisis también permitió interpretar que la recarga y la conductividad hidráulica contribuye poco a la contaminación del acuífero. El tipo de suelo presentó amplia variación espacial. El análisis de los factores de pesos efectivos de los parámetros DRASTIC Pesticida indica que los valores de impacto a la zona vadosa, litología del acuífero y tipo de suelo son parecidos a los valores teóricos, mientras que los pesos de los parámetros recarga neta y conductividad hidráulica varían significativamente de sus valores teóricos.

## CONCLUSIONES GENERALES

Se realizó un estudio geofísico e hidrogeológico en los valles centrales de Oaxaca para complementar el conocimiento de la geología y tectónica regional, y su relación con el sistema acuífero granular del valle de Zaachila, ubicado al sur de la ciudad de Oaxaca. Este acuífero es intermontano en medio granular y su importancia radica en que de éste, se extrae aproximadamente el 80 % del recurso hídrico que abastece a la ciudad de Oaxaca y zonas conurbadas a través de pozos profundos cuya profundidad es entre 40 a 80 m, ubicados la mayoría en las márgenes del río Atoyac.

Para conseguir estos objetivos, el trabajo se dividió en dos grandes vertientes, regional y semidetalle.

- A nivel regional se utilizó la gravimetría y la magnetometría con lo que se infirieron modelos geológicos del espesor del relleno granular (acuífero libre) y de las rocas sedimentarias que sobreyacen a los basamentos de los terrenos tectonoestratigráficos Zapoteco y Cuicateco, donde la falla de Oaxaca se considera una zona de sutura que divide ambos terrenos.

La gravimetría y magnetometría permitieron proponer modelos donde se infiere que la falla de Oaxaca se prolonga hacia el sur de la ciudad de Oaxaca, hasta Ocotlán de Morelos y probablemente continué hasta Miahuatlán de Porfirio Díaz. También se ha inferido la existencia de una falla al poniente a partir de los datos de gravimetría y magnetometría, que se ha denominado falla de Etlá al noroeste y falla de Zegache al suroeste, formándose una estructura tipo fosa tectónica en el valle de Zaachila que fue rellenada por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico, siendo cubiertas finalmente por materiales granulares del Cuaternario.

Otro aspecto interpretado, es que la falla de Oaxaca se manifiesta como un gradiente, siendo la falla de Etlá paralela a ésta, aunque no se observa de manera clara, por lo que estructuralmente la falla de Oaxaca parece formar una fosa tectónica que constituye un semigraben rellenado por secuencias sedimentarias del Cretácico, Jurásico y Terciario, hacia el valle de Zaachila.

Para estimar las profundidades a la cima del basamento metamórfico, se usó la técnica de inversión de la deconvolución de Euler, obteniendo valores máximos de 1350 m en las partes profundas del valle. En esta técnica es muy importante la elección del tamaño de la ventana de deconvolución así como el índice estructural que depende de la fuente geológica. Los resultados de la estimación de la profundidad al basamento con este método fueron semejantes a los obtenidos con la modelación directa usando la técnica de Talwani.

La pendiente de las anomalías gravimétricas y magnéticas es más fuerte hacia el terreno Cuicateco y menores hacia el terreno Zapoteco. En general se interpreta que el terreno Zapoteco cabalga sobre el terreno Cuicateco de acuerdo a lo propuesto por Alaniz-Álvarez et al. (1994). El cinturón milonítico se infiere continúa hacia el sur adelgazándose y es probable que termine como un acuñaamiento hacia la población de Ocotlán o Miahuatlán.

Se interpretó que el espesor de los materiales sedimentarios del Jurásico, Cretácico, y Terciario en los perfiles 1, 2 y 3 (ubicados al NW del valle de Etna) varía entre 700 y 1250 m. La profundidad del basamento metamórfico en el perfil 4 (E de la ciudad de Oaxaca) es de 350 m, que corresponde al espesor de las calizas de la Formación Teposcolula. Finalmente la profundidad al basamento en los perfiles 5 y 6 (S de ciudad de Oaxaca) es de 800 y 900 m respectivamente.

El espesor del material de aluvión que constituye el acuífero granular es de 5 a 150 m, siendo el mayor entre Zaachila y el aeropuerto internacional “Benito Juárez” y corresponde a una zona con la presencia de arenas, gravas y arcilla en poca cantidad.

Los valores de susceptibilidad usados en modelado directo son: para el terreno Zapoteco de 0.001 a 0.00505 unidades cgs y para el terreno Cuicateco de 0.0025 a 0.004551 unidades cgs. No se consideró magnetismo remanente y las fuentes magnéticas se asumen se deben al basamento geológico.

De acuerdo a la geología del área y de la interpretación geofísica, la falla de Oaxaca está cubierta por rocas sedimentarias del Mesozoico y Cenozoico, y medio granular del Cuaternario, lo que implica que; a) esta porción está inactiva desde la depositación de las rocas

sedimentarias, su última fase (o formación) es de edad anterior a este evento, y b) la porción norte de la falla de Oaxaca se reactivó independientemente.

A partir de los resultados de magnetometría que están en el mismo rango para los basamentos de los terrenos Zapoteco y Cuicateco, cabe la posibilidad de que éstos pudieran ser los mismos.

- La segunda vertiente de la tesis fue a nivel de semidetalle y permitió determinar parámetros geohidrológicos para caracterizar el acuífero granular utilizando los métodos de resistividad de corriente directa y bobinas electromagnéticas con los que se determinó la geometría y resistividad eléctrica del mismo. Finalmente se obtuvo la vulnerabilidad a la contaminación del acuífero granular usando los métodos DRASTIC, AVI y GOD.

Se hicieron mediciones en 210 estaciones con bobinas electromagnéticas (EM) distribuyéndose en 5 perfiles tomando lecturas en promedio cada 50 m. La interpretación se realizó a través de la inversión de datos con lo que se conoció la distribución de la conductividad eléctrica en algunos sitios del valle de Zaachila. Para los perfiles presentados se consideró la cota de 30 m como una profundidad máxima de penetración confiable de acuerdo a la resolución del método y a las características de los materiales de la zona, que son una mezcla de arenas, gravas y materiales limoarcillosos, correlacionando estos resultados y los de resistividad con la litología de pozos tipo noria para la parte somera.

También se efectuaron 37 sondeos eléctricos verticales de resistividad eléctrica usando el arreglo Schlumberger cuya profundidad teórica de exploración fue variable y estuvo en un rango de 150 a 300 m, interpretándose tres unidades geológicas. La aplicación de los métodos de resistividad de corriente directa y EM permitieron determinar la geometría y resistividad del acuífero cuyos resultados son consistentes y complementarios entre sí.

La primera capa se asocia a una combinación de materiales de textura arenosa y arcillosa de espesor variable, y en promedio de 10 m cuyas resistividades varían entre 20 y 100 Ohm-m dependiendo del contenido de humedad. La segunda capa que se asocia con el acuífero tiene una potencia variable oscilando entre 15 y 150 m. La mayor potencia se ha determinado hacia

la parte central del valle en el área comprendida entre la ciudad de Oaxaca, el aeropuerto internacional, San Bartolo Coyotepec, Zaachila y La Trinidad, Zaachila.

La composición de este estrato está constituido por arenas, gravas y material limo-arcilloso, pudiendose encontrar también fragmentos (guijarros) de rocas sedimentarias y metamórficas, con resistividades de 10 a 47 Ohm-m a lo largo de los perfiles. Finalmente se interpreta la presencia del basamento geohidrológico asociado con rocas sedimentarias y metamórficas que en algunos sitios están cerca de la superficie y hacia los extremos del valle aflora, cuyas resistividades interpretadas son de 105 a 634 Ohm-m. El relleno granular para el valle de Zaachila está limitado al este por la falla de Oaxaca y al oeste se infiere, por la falla de Zegache formando una fosa de origen tectónico.

Los parámetros hidrogeológicos como transmisibilidad (T) y conductividad hidráulica (K) son de gran importancia en un acuífero ya que lo caracterizan e indican las posibilidades hídricas de la zona. Se midió la conductividad del agua en una red de monitoreo constituida por 32 pozos principalmente de tipo noria, cuyo inverso es la resistividad del agua de la formación ( $\rho_w$ ) que junto con la resistividad del acuífero ( $\rho_{acui}$ ) se determinan el factor de formación (FF), cuyos valores están en un rango de 0.7-7.6.

A partir de los parámetros de Dar-Zarrouk se calculó la resistencia transversal ( $R_t$ ) usando los datos de resistividad y del espesor del acuífero obtenidos por métodos de resistividad y bobinas electromagnéticas. Se hizo la corrección de la  $R_t$  considerando la resistividad del agua de la formación con lo que se obtuvo la resistencia transversal corregida ( $R_c$ ).

En 12 pozos se determinó la transmisividad hidráulica cuyos valores varían de 10 a 233  $m^2/día$ . Los valores altos corresponden a zonas más productoras de agua. Conociendo la resistencia transversal corregida ( $R_c$ ) y la transmisividad (T), se hizo un análisis de regresión lineal y se obtuvo la ecuación  $T = (R_c + 23.88) / 1.3884$  que permite obtener los parámetros geohidrológicos T y K en zonas que cuenten con escasa información de pruebas de bombeo, siendo válida únicamente para la zona del valle de Zaachila ya que materiales con diferentes características modifican los parámetros geohidrológicos del área.

Un aspecto importante de esta metodología es que permite obtener una distribución de valores de transmisividad cuando se implementa un modelo matemático de flujo o transporte, donde se requiere discretizar en una malla parámetros como la transmisibilidad, espesor del acuífero y conductividad hidráulica, entre otros.

Se realizaron en dos sitios mediciones con el arreglo Wenner para conocer el índice de isotropía ( $\lambda$ ) en la zona vadosa respecto a la resistividad eléctrica, usando distancias interelectródicas ( $a$ ) de 5, 10, 20 y 40 m, y cada  $45^\circ$  para cubrir un ciclo completo de  $360^\circ$ . El espaciamiento  $a = AB/3$  representa de manera aproximada la profundidad de investigación. Se obtuvieron valores; para  $a = 5$ ,  $\lambda = 1.130$ ; para  $a = 10$ ,  $\lambda = 1.393$ , y para  $a = 40$ ,  $\lambda = 1.188$ , no obteniéndose valores que indiquen una variación de la anisotropía en una dirección preferencial.

Para conocer el comportamiento del flujo regional y somero, se realizó un análisis de la piezometría del acuífero libre del valle de Zaachila, considerándola como un campo potencial bajo ciertas aproximaciones. Los mapas piezométricos indican que la dirección preferencial del flujo subterráneo es NW-SE hasta San Antonio de la Cal, cambiando a NE-SW de esta última población hacia el sur. En general la dirección de las líneas de flujo es hacia el Río Atoyac.

Se ajustó un polinomio de primer orden a los datos piezométricos para hacer la separación del regional y residual a los datos piezométricos de los meses de mayo, agosto y diciembre de 2001. Los mapas regionales muestran que la dirección del flujo subterráneo a nivel regional es N-S, mientras que los mapas residuales indican la dirección del flujo subterráneo somero.

Una de las ventajas de estos mapas es que permiten identificar zonas de recarga como la ubicada hacia la parte noroeste (cerro de Monte Alban), al noreste (Río Salado) y al sureste asociada con la Sierra de San Bartolo Coyotepec (donde se ubica el basurero municipal de la ciudad de Oaxaca), existiendo en esta última zona fallas y fracturas que favorece la infiltración de lixiviados proveniente del basurero.

Se considera que el flujo subterráneo superficial del acuífero granular no está controlado por estructuras tectónicas cuya manifestación más importante es la falla de Oaxaca. Sin embargo

es probable que las fracturas generadas por los esfuerzos tectónicos a profundidad en las rocas duras (gneis) puedan convertirse en un acuífero, cuya permeabilidad dependerá de sistema de fracturas que estén interconectadas, de las diaclasas y de las fisuras.

Para determinar la vulnerabilidad del sistema acuífero granular del valle de Zaachila se determinaron las propiedades hidrogeológicas del área a partir de diferentes técnicas incluyendo a la geofísica, geología, química e hidrología. La escala del estudio se considera intermedia y puede ser usada como base para estudios de mayor detalle.

Se aplicaron los métodos de vulnerabilidad estandarizados DRASTIC pesticida, AVI y GOD para conocer la susceptibilidad del acuífero a ser contaminado por fuentes superficiales.

En el caso del DRASTIC Pesticida, se obtuvieron índices de vulnerabilidad en el rango de media a alta. Las zonas de alta vulnerabilidad abarcan la población de Zaachila, aeropuerto, tiradero de Basura de San Bartolo Coyotepec, San Antonio de la Cal y zona norte de la ciudad de Oaxaca. El método GOD también presenta valores en el rango de media a alta vulnerabilidad. AVI muestra valores de alta y muy alta vulnerabilidad.

Se realizó un análisis de sensibilidad utilizando los siete parámetros del método DRASTIC Pesticida. Los resultados generados muestran que la profundidad al nivel freático es el parámetro que mayor influye en los índices de vulnerabilidad, seguido por el impacto en la zona vadosa, topografía, tipo de suelo, litología del acuífero, recarga neta y conductividad hidráulica.

El análisis de sensibilidad también permitió interpretar que la recarga y la conductividad hidráulica contribuye poco a la contaminación del acuífero. El tipo de suelo presentó amplia variación espacial. El análisis de los factores de pesos efectivos de los parámetros DRASTIC Pesticida indica que los valores de impacto a la zona vadosa, litología del acuífero y tipo de suelo son parecidos a los valores teóricos, mientras que los pesos de los parámetros recarga neta y conductividad hidráulica varían significativamente de sus valores teóricos.

Los métodos de vulnerabilidad aplicados no consideran directamente el efecto de fallas y fracturas, Están considerados a través de la conductividad hidráulica (como en la zona este del

acuífero). Esta consideración es válida para este estudio ya que el sistema de la falla de Oaxaca se considera que no afecta el flujo subterráneo somero.

En general el acuífero granular del valle de Zaachila puede seguir siendo una fuente importante del recurso hídrico, pero deben ser consideradas las zonas identificadas como vulnerables a la contaminación, y en su caso hacer perforaciones en los sitios determinados por los estudios hidrogeológicos correspondientes para hacer un aprovechamiento racional.

## **RECOMENDACIONES**

Se sugiere realizar un estudio de caracterización del sitio donde se asienta el tiradero de basura de la ciudad de Oaxaca para obtener información de otros parámetros como la dispersión hidrodinámica, y conocer la relación con el sistema acuífero.

También se sugiere hacer estudios a detalle de vulnerabilidad en el tiradero de basura de San Bartolo Coyotepec y áreas cercanas a lo largo del río Atoyac, usando el método DRASTIC.

Es recomendable realizar un estudio del sistema de fracturas y fallas de las rocas duras (gneis granítico), así como de las rocas sedimentarias (areniscas, lutitas y calizas) para evaluar las posibilidades hídricas reales.

Con el propósito de ubicar sitios que permitan hacer una recarga del acuífero, se sugiere realizar un estudio geomorfológico y geohidrológico de las zonas de recarga identificadas en este trabajo. Esta acción permitirá recuperar los niveles freáticos y aprovechar el agua de lluvia que en su mayor parte es drenada a través del río Atoyac.



ANEXO 1

```

1 archive      modelado:  urse1.out
sev-ursa
18datos      Scapas
ab2          r-ap      r-med
1.58E+00    1.32E+01    1.13E+01
2.08E+00    1.12E+01    1.08E+01
2.50E+00    1.07E+01    1.06E+01
3.80E+00    1.08E+01    1.01E+01
4.50E+00    1.10E+01    1.50E+01
6.00E+00    1.06E+01    1.03E+01
8.00E+00    1.08E+01    1.08E+01
1.00E+01    1.13E+01    1.16E+01
1.30E+01    1.34E+01    1.30E+01
2.00E+01    1.36E+01    1.40E+01
2.80E+01    1.38E+01    1.48E+01
3.80E+01    1.37E+01    1.47E+01
4.80E+01    1.40E+01    1.43E+01
6.00E+01    1.47E+01    1.37E+01
8.00E+01    1.48E+01    1.38E+01
1.00E+02    1.40E+01    1.33E+01
1.50E+02    1.38E+01    1.47E+01
2.00E+02    1.57E+01    1.57E+01
error      rme%      8.12
MODELO     PROPUESTO
capa       espesor   rho
1          1         12
2          4         9
3          18        18
4          65        10
5          35
    
```

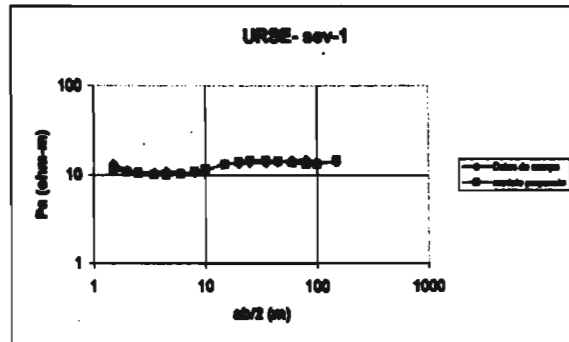


Figura A-1.- SEV-14 realizado en la Universidad Regional del Sureste. Se observan los datos de campo y calculados, así como las respectivas curvas.

## ANEXO 2

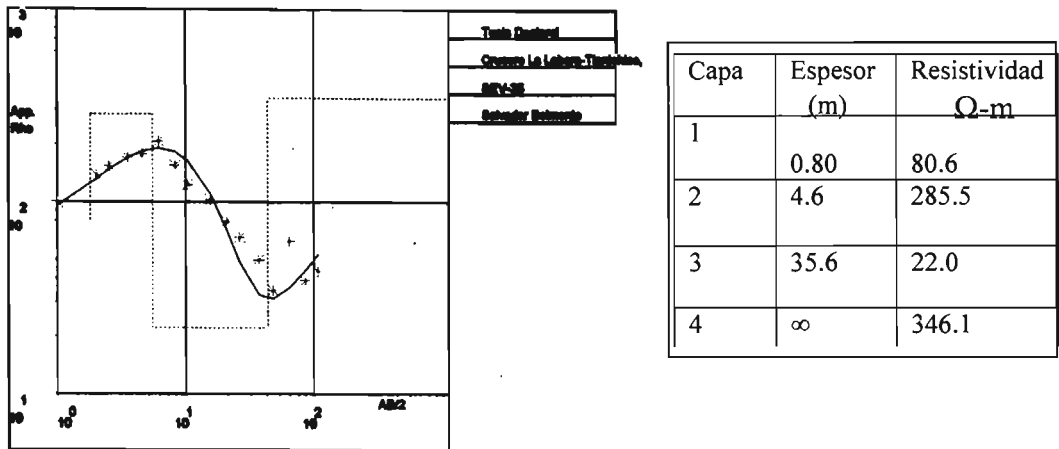
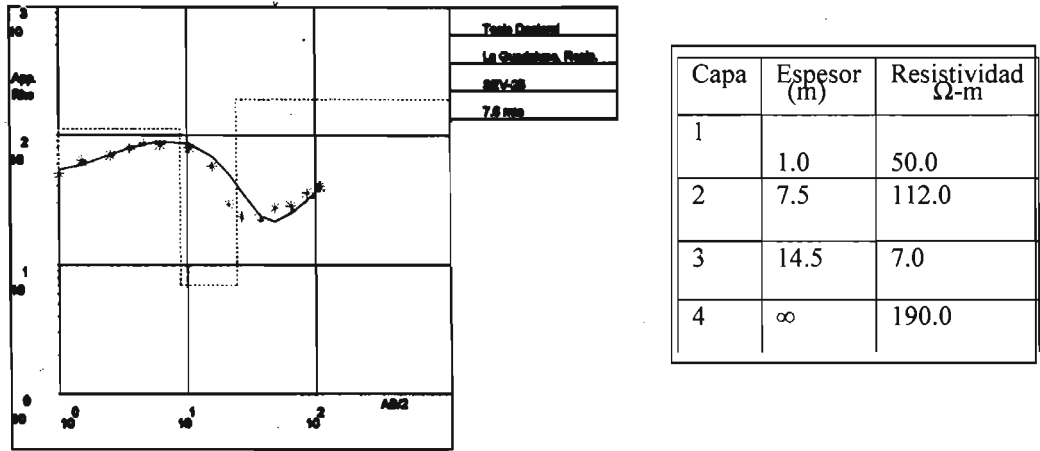


Figura A-2.- Curvas de resistividad de dos SEV's realizados en el valle de Zaachila, el número 25 (La Guadalupe - Roaló) y el 35 (Crucero la lobera – Tlanichico). Ambas curvas son tipo KH. Los asteriscos representan los datos de campo y la línea continua es el modelo calculado.

## BIBLIOGRAFIA

- Alaniz-Álvarez, S.A., and Nieto-Samaniego, A.F., 1993. The mylonite zone of western Sierra de Juárez región. In: Ortega-Gutierrez, F., Centeno-García, E., Morán-Zenteno, D.J. and Gómez-Caballero, A. (eds): Terrane geology of southern Mexico. First Circum-Pacific and Circum-Atlantic Terrane Conf., Guidebook of field trip B: 75-81; Guanajuato, México.
- Alaniz-Álvarez., S. A., 1994. Structural Evolution of Sierra de Juárez Complex, State of Oaxaca, México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, 147-156.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Nieto-Samaniego, A.F. y Ortega-Gutiérrez, F., 1994. Structural evolution of the Sierra de Juárez mylonitic complex, State of Oaxaca, Mexico: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 11, n. 2, 147-156.
- Alaniz-Álvarez, S.A., Van der Heyden, P., Nieto-Samaniego, A.F. y Ortega-Gutiérrez, F., 1996. Radiometric and kinematic evidence for Middle Jurassic strike-slip faulting in southern Mexico related to the opening of the Gulf of Mexico: *Geology*, 24, 443-446.
- Alatorre-Zamora, M. A., 2003. Estudio de integración geofísica en Matatlan, Jalisco. Tesis de Doctorado, UNAM, 179 pp.
- Aller, L., Bennett, T., Lehr, H., Petty, R. and Hackett, G., 1987. DRASTIC: A standardized system for evaluating ground water pollution potential using hydrogeologic setting environmental research laboratory Ada. Environmental Protection Agency, 600/2-87/035, Ada, Oklahoma, 622 pp.
- Álvarez, R., y Del Río, L., 1975. Transcontinental faulting: evidence for superimposed subduction in México: *EOS*, v. 56, n. 12, abstract. p. 1066.
- Baranov, V., 1957. A new method for interpretation of aeromagnetic maps: Pseudo-gravimetric anomalies, *Geophysics* 22, 359-383.
- Barbosa-Gudiño, J.R., 1994. Geologie der Sierra Juárez, Oaxaca, Mexiko und regionalgeologische Untersuchungen entlang der Geolimex-Traversal in Sudmexiko. Universität Clausthal-Zellerfeld, Ph. D. Thesis.
- Barrera, T., 1931. El temblor del 14 de enero de 1931: Universidad Nacional autónoma de México, Instituto de Geología, 101 pp.
- Bear, J., 1972. Dynamics of fluids in porous media. American Elsevier, New York, London, Amsterdam, 764 pp.
- Bhattacharyya, B.K., 1965. Two-dimensional harmonic analysis as tool for magnetic interpretation, *Geophysics* 30, 829-857.

- Belmonte-Jiménez, S. I., Bautista-Belmonte, A., 1997. Dictamen geohidrológico en San Nicolás Quialana, Zimatlán. Informe Técnico Interno, CIIDIR-OAXACA-IPN, 25 pp, (Inédito)
- Belmonte-Jiménez, S. I., Bautista-Belmonte, A., 1998. Estudio geohidrológico en una porción de Zimatlán de Álvarez, Oaxaca. Informe Técnico Interno. CIIDIR-OAXACA-IPN, 27 pp., (Inédito).
- Belmonte-Jiménez, S.I., Bautista-Belmonte, A., Navarro-Mendoza, S.M., Aragón-Sulik, M.D., Valeriano-Hurtado, I., 2000. Informe Técnico Parcial del proyecto “Evaluación del riesgo de contaminación del sistema acuífero de Valles Centrales de Oaxaca”, CIIDIR-OAXACA-IPN, 80 pp., (Inédito).
- Belmonte-Jiménez, S.I., Bautista-Belmonte, A., Navarro-Mendoza, S.M., Aragón-Sulik, M.D., Valeriano-Hurtado, I., 2001. Informe Técnico Final del proyecto “Evaluación del riesgo de contaminación del sistema acuífero de Valles Centrales de Oaxaca”, CIIDIR-OAXACA-IPN, 125 pp., y dos anexos (Inédito).
- Biblie, J.L., 1962. Terrain Corrections Table for Gravity. *Geophysics*. 27, 716-718
- Biella, G., Lozej, A., y Tabacco, I., 1983. Experimental study of some hydrogeophysical properties of unconsolidated porous media. *Ground Water*, 21, 6, 741-751.
- Bott, M.H.P., 1973. Inverse methods in the interpretation of magnetic and gravity anomalies: in Bolt, B.A., Ed., *Methods in computational physics*: Academic Press, Inc., 13, 133-162.
- Campa, M.F. and Coney, P.J., 1983. Tectono-stratigraphic terranes and mineral resource distributions in Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, 20, 1040-1051.
- Centeno-García, E., 1988. Evolución estructural de la falla de Oaxaca durante el Cenozoico: México, D.F., Universidad Nacional Autónoma de México, Facultad de Ciencias, tesis de maestría, 156 pp., (Inédita).
- Cantos-Figuerola, J., 1974. *Tratado de Geofísica Aplicada*. Litoprint, Madrid, 520 pp.
- Carfantán, J.Ch., 1981, Evolución estructural del sureste de México-Paleogeografía e historia tectónica de las zonas internas mesozoicas: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5, 2, 207-216.
- Cerón-Fernández, A., 1995, Procesos de deconvolución Euler y Señal analítica para la inversión de modelos magnéticos en 3-D, *Revista del Instituto Mexicano del petróleo*, Vol. XXVII, No. 2, julio-diciembre, pp. 6-15.
- Chávez-Guillen, G.R., 1977. Geohidrología del valle de Zimatlan, Oaxaca (México). *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, XXXVIII, 2, 65-84.

- Chavez, R. E. y Garland, G.D., 1985. Linear inversion of gravity data using the spectral expansion method: *Geophysics*, 50, 820-824.
- Civita, M., 1990. *Legenda unificata per le Carte della vulnerabilità dei corpi idrici sotterranei/ Unified legend for the aquifer pollution vulnerability Maps. Studi sulla Vulnerabilità degli Acquiferi*, 1 (Append.), Pitagora Edit. Bologna, 13 pp.
- Choza, L.A. 1997. Estrategia de protección para las aguas subterráneas en la subcuenca oriental del acuífero de Managua. Ministerio del Ambiente y los Recursos Naturales (MARENA). Managua, Nicaragua.
- CNA, 1998. Datos de cortes litológicos de pozos perforados en el valle de Zaachila, Oaxaca.
- Coney, P., 1989. Structural aspect of suspect terrones and accretionary tectonics in western North America. *J. Struct. Geol.*, 11, 107-125.
- Consejo de Recursos Minerales (CRM), 1996. Monografía geológico-minera del estado de Oaxaca, Secretaría de Comercio y Fomento Industrial, Coordinación General de Minería y Gobierno del estado de Oaxaca, publicación M-17e, 280 pp.
- Cooper, G.R.J., 2000. Forward modelling and inversion of Schlumberger resistivity soundings, international network. [grcooper@iafrica.com](mailto:grcooper@iafrica.com).
- Custodio, E. y Llamas, M. R., 1983. *Hidrología Subterránea*. Ediciones Omega, Barcelona, España. Tomo I y II, 2349 pp.
- Damon, P.E.; Shafiqullah, Muhammad y Clark, K.F., 1981. Evolución de los arcos magmáticos y su relación con la metalogénesis: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5, 2, 223-239.
- Davis, S. N. y De Wiest, R. J. M., 1971. *Hidrogeología*. Barcelona, España. 563 pp.
- Demant, A., 1978. Características del Eje Neovolcánico Transmexicano y sus problemas de interpretación. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 2, 2, 172-187.
- Delgado-Argote, L. A.; López, M., M.; York, D.; y Hall, C.M., 1992. Geologic framework and geochronology of ultramafic complexes of southern Mexico: *Canadian Journal of Earth Science*, 29, 1590-1604.
- Dobrin, B.M. and Savit, H.C., 1988, *Introduction to Geophysical Prospecting*, Fourth edition, McGraw Hill Book Company, 475 pp.
- Dobrin, B.M., 1962, *Introducción a la geofísica*. Tercera edición, McGraw Hill Book Company, 435 pp.

- Dodds A. R. and Dragan, I., 1990. Integrated geophysical methods used for groundwater studies in the Murray Basin, South Australia., in: Stanley H. Ward (ed.). Geotechnical and environmental geophysics, vol II: Environmental and groundwater, Society of Exploration Geophysicists, 303-310.
- Dostal, J., Keppie, J.D., MacDonald, H. y Ortega-Gutierrez, F., 2004. International Geology Review, 46, 528-541.
- Ferrusquia-Villafranca, I., 1976. Estudios geológicos-paleontológicos en la región Mixteca: parte 1, geología del área Tamazulapan-Teposcolula-Yanhuitlán, Mixteca Alta, Estado de Oaxaca, México: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín 97, 153 pp.
- Ferrusquia-Villafranca, I., 1992. Contribución al conocimiento del Cenozoico en el sureste de México y de su relevancia en el entendimiento de la evolución regional, In: Actas de las sesiones científicas del III Congreso Geológico de España y VIII Congreso Latinoamericano de Geología, 4, 40-44.
- Fetter, C. W., 2001. Applied Hydrogeology. Prentice Hall, New Jersey, USA, 598 pp.
- Flathe, H., 1976. The role of a geologic concept in geophysical research work for solving hydrogeological problems. Geoprospection, 14, 195-206.
- Flores-Márquez, E.L., Chávez, R.E., Martínez-Serrano, R.G., Herrera-Barrientos, J., Tejero-Andrade, A. and Belmonte, S., 2001. Geophysical characterization of the Etna Valley aquifer, Oaxaca, México. Geofísica Internacional, 40, 4, 245-257.
- Foster, S.S.D. and Hirata, R. 1991. Determinación del riesgo de contaminación de aguas subterráneas, una metodología basada en datos existentes. Organización Panamericana de la Salud, Lima, Perú. (CEPIS), 81pp.
- Freeze, R. A. y Cherry, J. A., 1979. Groundwater. Prentice Hall Inc. Englewood Cliffs, New Jersey, 604 pp.
- Fries, Carl, Jr., Schmitter Villada, E., Damon, P.E., y Livingston, D.E., 1962. Rocas precámbricas de edad Grenvilliana de la parte central de Oaxaca en el sur de México: UNAM, Instituto de Geología, Boletín 64, parte 3, 45-53.
- Frohlich, R. F. y Kelly, W. E., 1985. The relation between hydraulic transmissivity and transverse resistance in a complicated aquifer of glacial outwash deposits. Journal of Hydrology, 79, 215-229.
- Fuller, B. D., 1967. Two-dimensional frequency analysis and design of grid operators. Mining geophysics, Vol. II, SEG, 658-708.

- Fu Liang Kui y Ding Huisheng, 1990. Application of geophysical methods to surveys for groundwater in the Huang-Huai Hai Plains, China, in: Stanley H. Ward (ed.), Geotechnical and environmental geophysics, vol II: Environmental and groundwater, Society of Exploration Geophysicists, 133-144.
- Geosoft, 1998. Gravity and magnetics modeling for Windows and X-windows, GM-SYS, v. 4.04, User's guide. Oregon, USA.
- Gehrels, J.C., 2000. Recharge assessment: Comparing tracers, micro-meteorology and soil water models. In: O. Sililo et al. (eds). Groundwater: 147-152 Proceeding of the XXX IAH congress on groundwater: Past achievements and future challenges. Cape town/south Africa, 29 november – 1 december 2000. Balkema/Rotterdam/Brookfield.
- Ghosh, D. P., 1971. Inverse filter coefficient for the computation of apparent resistivity standard curves for a horizontally stratified earth: Geophys. Prosp., 19, 4, 769-775.
- Gogu, R. C. and Dassargues, A., 2000. Sensitivity analysis for the EPIK method of vulnerability assessment in a small karstic aquifer, Southern Belgium. Hydrogeology Journal. 8, 3, 337-345.
- Goodacre, A. K., 1980. Estimation of the minimum density contrast of a homogeneous body as an aid to the interpretation of gravity anomalies: Geophysical Prospecting, 28, 408-414.
- Grant, F.S., 1972. Review of data processing and interpretation methods in gravity and magnetics 1964-1971. Geophysics, 37, 647-661.
- Grant, F.S. and G.F. West, 1965. Interpretation theory in applied geophysics. McGraw-Hill Book Company, Inc., New York, 583 pp.
- GRAVPAC, v.1.4, Prop. Mauricio de la Fuente, Universidad de Dallas, Austin, TX.
- Guptasarma, D., 1982. Optimization of short digital linear filters for increased accuracy. Geophysical Prospecting, 30, 501-514.
- Hammer, S. 1939. Terrain Correction for Gravimeter Stations. Geophysics., 4, 184-194.
- Herrera-Barrientos, J. 1995. Prospección del subsuelo con métodos de bajo número de inducción. Reporte Interno, CICESE.
- Herrera-Barrientos, J. y Hernández-Lucendo, M.C., 2000. Interpretaciones clásica y nueva de la anomalía de Bouguer en prospección geofísica. Diversas implicaciones. Revista Geofísica, IPGH, nos. 52-53, 69-88.
- Hinze, W. J., 1990. The role of gravity and magnetic methods in engineering and environmental studies. Book SEG, Tulsa, 75-125, Editor Ward, S.

- Hubbert, M. King, 1940. The theory of ground-water motion. *Journal of Geology*. 48, .8, part 1, 785-944.
- INEGI, 1998. Carta topográfica, escala 1:50 000, E14D57.
- Inman, J. R., 1975. Resistivity inversion with ridge regresión: *Geophysics*, 40, 789-817.
- Jording A., Ferrari L., Arzate J.A. y Jodicke H., 2000. Crustal variations and terrane boundaries in southern Mexico as imaged by magnetotelluric transfer functions. *Tectonophysics*, 327, 1-13.
- Kearey, P. and Brooks, M., 1984. *An introduction to geophysical exploration*: Blackwell Scientific Pub., 296 pp.
- Keating, P.B., 1998. Weighted Euler deconvolution of gravity data, *Geophysics*, 63, 5, 1595-1603.
- Keller, G. V. y Frischknecht, F. C., 1966. *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*, Pergamon Press, Inc.
- Kellogg, Oliver Dimon, 1953. *Foundations of potential theory*. Dover Publicatons, INC, NewYork, 384 pp.
- Kelly, W. E. y Reiter, P. F., 1984. Influence of anisotropy on relation between electrical and hydraulic properties of aquifers. *Journal of Hydrology*, 74, 311-321.
- Koefoed, O., 1979. *Geosounding Principles, 1 Resistivity Sounding Measurements*. Ed. Elsevier Scientific Publishing Company. 276 pp.
- Kosinski, K. W. y Kelly, W. E., 1981. Geoelectric sounding for predicting aquifer properties. *Ground Water*, 19, 2, 163-171.
- Kruseman, G. P. y DeRidder, N. A., 1970. *Analysis and evaluation of pumping test data*. Bulletin 11, International Institute for Land Reclamation and Improvement, Wageningen, The Netherlands.
- Lanczos, Cornelius, 1988. *Applied Analysis*. Dover Publications, INC, New York, 539 pp.
- Lines, L. R., y Treitel, S., 1984. A review of least squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 32, 159-186.
- Llamas, J., 1989. *Hidrología General: Principios y aplicaciones*. Universidad Autónoma del Estado de México, 627 pp.
- Lodwik, W.A., Monson, W. and Svoboda, L., 1990. Attribute error and sensitivity analysis of maps operation in geographical information systems – suitability analysis. *Int. Jour. Geog. Info. Syst.*, 4, 413-428.



- Longoria, J.F., 1993. La tectonoestratigrafía: un ensayo de metodología para el análisis de terrenos con un ejemplo en México. Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros., v. XLII, 31-47.
- Maillet, R., 1947. The Fundamental Equations of Electrical Prospecting, *Geophysics*, 12, 529-556.
- Martínez-Silva, J. de J., 2000. Caracterización geofísica en la zona de sutura entre los terrenos Zapoteco y Cuicateco en el valle de Etna, Oaxaca. Tesis de licenciatura en Ing. Geofísica, ESIA, Ciencias de la Tierra, IPN, 168 pp.
- McNeill, 1980. Electromagnetic terrain conductivity measurement at low induction numbers. Technical note TN-6. Geonics Limited, Onatario, Canada.
- Mena, M., De la Fuente, M., Moran, D., Espindola, J.M., Núñez-Cornú, F. y Medina, F., 1995. Anomalías gravimétricas y espesor de corteza en la región de Oaxaca, México. *Geofísica Internacional*, 34, 1, 79-91.
- Molnar P. and Tapponnier, P., 1975. Cenozoic tectonics of Asia: Effects of a Continental collision: *Science*, 189, 419-426.
- Monteiro-Santos, F. A., Matias H. C. y Goncalves R., 2001. The use of EM34-3 surveys in cave detection. *European Journal of Environmental and Engineering Geophysics*, 6, 153-166.
- Mora, C.I.; Valley, J.W.; y Ortega, G., F., 1986. The temperature and pressure conditions of Grenville-age granulite facies metamorphism of the Oaxaca Complex, southern Mexico: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 6, 2, 222-242.
- Morán-Zenteno, D.J., 1993. Southern Mixteco and northern Xolapa terranes, in Ortega, G., F.; Centeno, G., E.; Morán, Z., D.J. y Gómez, C., A., eds., *Terrane geology of southern Mexico: UNAM, Instituto de Geología, First Circum-Pacific and Circum-Atlantic terrane conference, Guanajuato, Mexico, Guidebook of field trip B*, 34-35.
- Morán-Zenteno, D.J., Martiny, B., Tolson, G., Solís-Pichardo, G., Alba-Aldave, L., Hernández-Bernal, M., Macias-Romo, C., Martínez-Serrano, R.G., SCAF, P. y Silva-Romo, G., 2000. Geocronología y características geoquímicas de las rocas magmáticas terciarias de la Sierra Madre del Sur. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*. V. LIII, 27-58.
- Murdie, R., 2000. 3D deconvolution and wavelet analysis of magnetic, gravity and resistivity data, [Página Internet: School of Earth Science & Geography, Heele University, Keele, Staffordshire.](#)
- Napolitano, P. y Fabbri, A.G., 1996. Single parameter sensibility análisis for aquifer vulnerability assesment using DRASTIC and SINTACS in Kova K. and Nachtnebel H.P. (eds) *Proc. HydrolGis Application of Geographic Information System in Hydrology and Watyer Resources Management. IAHS Publ. 235*, 559-566.

- Naudy, H. and R. Newman, 1965. Sur la definition de l'anomalie de Bouguer et ses consequences pratiques. *Geophysical Prospecting*, 13, 1-11.
- Nettleton, L.L., 1940. *Geophysical Prospecting for Oil*: Mc Graw-Hill Book Co., Inc., New York.
- Nettleton, L.L., 1976. *Gravity and magnetics in oil prospecting*. Mc Graw-Hill Book Co., Inc., New York, 464 p.
- Nieto-Samaniego, A.F.; Alaniz-Álvares, S.A.; y Ortega-Gutiérrez, F., 1995. Estructura interna de la falla de Oaxaca (México) e influencia de las anisotropías litológicas durante su actividad cenozoica: *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 12, 1, 1-8.
- Niwas, S. y Singhal, D. C., 1981. Estimation of aquifer transmissivity from Dar-Zarrouk parameters in porous media. *Journal of Hydrology*, 50, 393-399.
- Núñez-Cornú, F., 1988. Oaxaca: análisis de la estructura y la sismicidad: Universidad Nacional Autónoma de México, Inst. de Geofísica, Comunicaciones Técnicas, Serie Investigación, n. 4, 179 pp.
- Oldenburg, D.W., 1974. The inversion and interpretation of gravity anomalies: *Geophysics*, 39, 526-536.
- O'Neill, D. J. y Merrick, N. P., 1984. A digital linear filter for resistivity sounding with a generalized electrode array. *Geophysical Prospecting*, 32, 105-123.
- Orellana, E. y Mooney, H. M., 1966. *Master table and curves for vertical electrical sounding over layered structures*: Madrid Interciencia, 150 pp., 66 tables.
- Orellana-Silva, E., 1978. Reducciones y correcciones en prospección gravimétrica. *Tecniterre*. 24, junio-julio s-174, 57-59.
- Orellana, 1980. *Prospección geofísica de corriente directa*. Ed. Paraninfo, España, 578 pp.
- Ortega-Gutiérrez, F., 1976. Los complejos metamórficos del sur de México y su significado tectónico: *Congreso Latinoamericano de Geología*, 2, Acapulco, Gro., México, (memorias).
- Ortega-Gutiérrez, F., 1981 a. La evolución tectónica premisisípica del sur de México: *Revista del Instituto de Geología, UNAM*, 5, 2, 140-157.
- Ortega-Gutierrez, F., 1981 b. Metamorphic belts of southern México and their tectonic significance: *Geofísica Internacional*, 20, 177-202.
- Ortega-Gutiérrez, F. 1982. La Falla de Oaxaca, una discontinuidad tectónica, fundamental del sur de México: *Unión Geofísica Mexicana, Reunión Anual, resúmenes*, p. A1.

- Ortega-Gutierrez, F. y González, A., C., 1985. Una edad cretácica de las rocas sedimentarias deformadas de la sierra de Juárez, Oaxaca: Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista, 6, 100-101.
- Ortega-Gutierrez, F., Mitre, L.M., Roldan, J., Sánchez, G., and De la Fuente, M., 1990. H-3: Middle American Trench-Oaxaca-Gulf of México. Geol. Soc. Am., Centennial/Ocean Transect 14, Boulder.
- Ortega-Gutiérrez, F., Mitre, S., L.M., Roldán, Q., J., Aranda, G., J.J., Morán, Z., D.J., Alanis, A., S.A. y Nieto, S., A.F., 1992. Carta geológica de la República Mexicana, 5ª ed., Consejo de Recursos Minerales y Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, mapa escala 1:2'000,000 con texto explicativo de 74 pp.
- Pantoja-Alor, J., 1970. Rocas sedimentarias paleozoicas de la región centro septentrional de Oaxaca: Sociedad Geológica Mexicana, Libro-guía de la excursión México-Oaxaca, 67-84.
- Pederson, L.B., 1976. Wavenumber domain methods for fast interpretation of potential field data: *Geoexploration*, 17, 205-221.
- PEMEX, 1989. Informe Geológico No. 1080 Z.S. Prospecto "Ocotlán". Coordinación Ejecutiva de Exploración, Coordinación Regional de Exploración Z.S. Superintendencia de Operaciones Geológicas, Dpto. de Geología Superficial. Planos y fotografías con texto explicativo. 150 pp.
- Pérez-Flores, M.A., Méndez-Delgado, S and Gómez-Treviño, E., 2001. Imaging low-frequency and dc electromagnetic fields using a simple linear approximation. *Geophysics*, 66, 4, 1067-1081.
- Pérez-Franco, D., 1982. Hidráulica Subterránea. Ed. Científico-Técnica, La Habana, Cuba, 424 pp.
- Pérez-Franco, D., 1998. Nuevos criterios para la interpretación de los ensayos de bombeo. XVIII Congreso Latinoamericano de Hidráulica. Oaxaca, México, vol. I, 653-662.
- Peters, L.J., 1949, The direct approach to magnetic interpretation and its practical application: *Geophysics*, 14, 290-320.
- Ponzini, G., Ostroman, A. y Molinari, M., 1984. Empirical relation between electrical transverse resistance and hydraulic transmissivity. *Geoexploration*, 22, 1-15.
- Raisz, E., 1962, Landforms of Mexico: Cambridge, Mass., Physiographic Geography Branch of the Office of Naval Research, escala 1:3,000,000.
- Ramos-Trinidad, M., 2002. Diseño de pozo profundo en Xoxocotlán, Oaxaca. Perforaciones y estudios geohidrológicos del Pacífico., 10 pp., (Inédito).
- Ramos-Trinidad, M., 2004. Informe de la perforación de un pozo profundo en la Universidad la Salle, San Felipe del Agua, Oaxaca. 14 pp., (Inédito).

- Reid, A.B., Allsop, J.M., Granser, H., Millatt, A.J. and Somerton, I.W., 1990. Magnetic interpretation in three dimensions using Euler Deconvolution, *Geophysics* 55, 80-91.
- SARH, 1971. Informes de pruebas de bombeo de pozos en el valle de Oaxaca.
- Salas, P. G., 1949. Bosquejo geológico de la cuenca sedimentaria de Oaxaca: Boletín de la Asociación Mexicana de Geólogos Petroleros, 1, 79-156.
- Sánchez-Zavala, J.L., Ortega-Gutierrez, F., Keppie, D., Wenner, G.A., Belousova, E. y Macias-Romo, C., 2004. Ordovician and Mesoproterozoic Zircons from the Tecamate Formation and Esperanza Granitoids, Acatlán Complex, Southern Mexico: Local Provenance in the Acatlán and Oaxacan Complexes. *International Geology Review*, 46, 1005-1021.
- Schwarz, S. D., 1990. Application of geophysical method to groundwater exploration in the Tolú River Basin, Washington State, in: Stanley H. Ward (ed.). *Geotechnical and environmental geophysics*, vol II: Environmental and groundwater, Society of Exploration Geophysicists, pp 213-218.
- Sedlock, R.L., Ortega, G., F., and Speed, R. C., 1993. Tectonostratigraphic terranes and tectonic evolution of Mexico: Geological Society of America, Special paper 278, 11-68.
- Senegar, A.M.C., 1976. Collision of irregular continental margins: Implications for foreland deformation of Alpine-type orogens: *Geology*, 4, 779-782.
- Solari, L.A., Keppie, J.D., Ortega-Gutierrez, F., Ortega-Rivera, A., Hames, W.E. y Lee, J.K., 2004. Phanerozoic Structures in the Grenvillian Northern Oaxacan Complex, Southern Mexico: Result of the Tic-Skinned Tectonics. *International Geology Review*, 46, 614-628.
- Talwani, M., L. Worzel and M. Landisman, 1959. Rapid gravity computations for two-dimensional bodies with applications to the Mendocino submarine fracture zone. *J. Geophys. Res.*, 64, 49-59.
- Talwani, M., and Heirtzler, R. J., 1964. Computation of magnetic anomalies caused by two dimensional structures of arbitrary shape: Computer in the mineral industries, part 1: Stanford University publications, Geol. Sciences, 9, 464-480.
- Telford, W.M., Geldart, L.P., Sheriff, R.E. y Keys, D.A.. 1976 y 1990. *Applied Geophysics*, Cambridge University Press, USA., 860 pp.
- Thompson, D.T., 1982. EULDPH: A new technique for making computer-assisted depth estimates from magnetic data: *Geophysics*, 47, 31-37.
- Tood, D. K., 1980. *Ground Water Hydrology*, 2a ed, New York: John Wiley & Sons., 535 pp.
- Tóth, J.A., 1962. A theory of ground-water motion in small drainage basin in central Alberta, Canadá. *Journal of Geophysical Research*, 67, 11, 4375-4387.

- Tóth, J.A., 1963. A theoretical analysis of ground-water flow in small drainage basins. *Journal of Geophysical Research*, 68, 16, 4795-4811.
- Turc, L., 1955. Le bilan d'eau des sols. Relations entre les précipitations, l'évaporation et l'écoulement. *Ann. Agro.* 5-131.
- Udias, A. y Mezcua, 1986. *Fundamentos de Geofísica*, Madrid. España., 419 pp.
- USGS, 2004. Página de Internet. GEOMAG; para calcular el IGRF. <http://geomag.usgs.gov/models.html>
- Van Dam, J. C., 1976. Possibilities and limitations of the resistivity method of geoelectrical prospecting in the solution of geophysical problems. *Geoexploration*, 14, 179-193.
- Van Stempvoort, D, Ewert, L. and Wassenaar L., 1992. AVI: A method for Groundwater protection mapping in the Praire Province of Canada. PPWB Report No. 114. National Hydrology Research Institute, Saskatoon Saskatchewan, Canada.
- Von Frese, R.R.B., Ravat, D.N., Hinze, W.J., and McGue, C.A., 1988. Improved inversion of geopotential field anomalies for lithospheric investigations: *Geophysics*, 53, 375-385.
- Vrba, J. Zaporozec A., 1994. Guidebook on mapping groundwater vulnerability. *International Association of Hydrogeologists*, 16, 131 p.
- Wait, J.R. 1962. A note on the Electromagnetic Response of a Stratified Earth. *Geophysics*, 27, 382-385.
- Wilson, J.A., and Claubagh, S.E., 1970. A new Miocene formation and a description of volcanic rocks, northern valley of Oaxaca. In: Segura, L. R., Rodríguez-Torres (Eds), *Libro guía de la excursión México-Oaxaca*, Sociedad Geológica Mexicana, 120-128.
- Williams, S.E., Fairhead, D. y Flanagan G., 2005. Comparison of grid Euler deconvolution with and without 2D constraints using a realistic 3D magnetic basement model. *Geophysics*, 70, L13-L21 (may-jun).
- Worthington, P. F., 1977. Influence of matrix conduction upon hydrogeophysical relationships in arenaceous aquifers. *Water Resources Research*. 13, 1, 87-92.
- Yaghoobian, A., Boustead, G.A. and Dobush, T.M., 2001, Object delineating using Euler's homogeneity equation: Location and depth determination of buried ferro-metallic bodies. *Página internet de Geosoft, Inc.*
- Zamora-Martínez, M., 1988, Tesis de licenciatura, Estudio geohidrológico en el valle de ETLA, Estado de Oaxaca, ESIA-IPN.

Zhang Zhiyi, Routh, P.S., Oldenburg, D.W., Alumbaugh, D.L. y Newman, G.A., 2000.  
Reconstruction of 1-D conductivity from dual-loop EM data. *Geophysics*, 65, 492-501.