



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**“Caracterización geofísica de detalle de
la Unidad Habitacional Canal Once,
Xochimilco para definir las causas de la
afectación de las estructuras civiles.”**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniera Geofísica

P R E S E N T A N

Norma Angelica Flores Santiago

Araceli Monserrat Solorzano Silva

DIRECTOR(A) DE TESIS

Ing. Francisco Alejandro Arroyo Carrasco



Ciudad Universitaria, Ciudad de México, 2019



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.

AGRADECIMIENTOS

Agradecemos enormemente a nuestro asesor, el Ingeniero Alejandro Arroyo, por su gran paciencia y su disposición para resolvernos cada duda, por orientarnos, por transmitirnos su pasión a la hora de explicarnos y por brindarnos la oportunidad de trabajar con él en este proyecto.

A la Universidad que ha sido como nuestra segunda casa, por las herramientas académicas aportadas para que el día de hoy se vea cumplida esta meta.

A la Facultad de Ingeniería de donde nos llevamos los mejores recuerdos y experiencias, por brindarnos la oportunidad de conocer a profesores admirables y a excelentes personas.

Al Departamento de Geofísica por el apoyo que brinda a sus estudiantes a lo largo de su formación profesional y por facilitarnos las herramientas para realizar este tipo de estudios.

Al gabinete de Geofísica de la FI, Pablo, Manuel y Sandra, ya que nos proporcionaron el equipo para hacer las mediciones, sin su ayuda no habría sido posible obtener estos datos. Y sobre todo a Sandra que nos orientó en el procesamiento de datos.

Al Dr. Andrés Tejero, al Dr. Martín Cárdenas por la paciencia y la disposición de asesorarnos con respecto a los resultados. A la Maestra Aidé López y al Ingeniero Alejandro García por sus observaciones y tiempo dedicado a este trabajo.

Finalmente, a la administración de la Unidad Habitacional Canal Once, por procurarnos las condiciones para llevar a cabo este estudio en sus instalaciones.

A mi madre por mostrarme el valor del trabajo y por animarme a continuar con mis estudios.

A mi abuelita Esther que fue como una madre para mí y me ha dejado enseñanzas sobre la vida como la honestidad, el respeto y el valor de la familia.

Al Dr. Sergio Chávez Pérez por motivarme a seguir con este proyecto después de que ya no veía pa' donde.

A mis tíos, Olivia, Humberto y Ze'María por todo el apoyo brindado.

A Jerry, mi hermanita, por inspirarme a ser mejor persona y a dar siempre lo mejor de mí.

A Ricardo por acompañarme todos estos meses, por su bello amor, comprensión, apoyo y motivación.

A Ara por tu amistad y por aceptar trabajar en conjunto en este proyecto.

A Caros que nos convenció de trabajar juntas.

A Chayo, Adis, Jaz, Itzel, Ashe y Dany sin ustedes las clases y la vida universitaria no habría sido tan divertida.

~Angelica

A mis padres por brindarme todo su cariño y apoyo. Por enseñarme que siempre se debe de trabajar duro. Y por todo el esfuerzo que hicieron para que mi hermano y yo pudiéramos ser felices.

A mi hermano que siempre ha estado a mi lado.

A mi amiga Vianey que siempre me ha escuchado, me ha enseñado muchas cosas y me ha apoyado en todo.

A mis amigos de la facultad Rosario, Adi, Jaz, Erick, Miguel, Simón, David, Carolina, Pepe y Adda por todos los buenos momentos que pasamos en este periodo decisivo de la vida, porque a lo largo de estos años han sido las personas más valiosas para mí.

Y a Angelica, sin ti no sé cómo hubiera enfrentado mi crisis más fuerte. Por decir siempre lo que piensas.

~Araceli

ÍNDICE

Agradecimientos	2
Resumen.....	7
Abstract	9
1. Introducción	11
Objetivos	13
2. Fundamentos Teóricos de la Tomografía de Resistividad Eléctrica	14
2.1. Introducción	14
2.1.1. Ley de Archie	14
2.2. Fundamentos del método.....	14
2.2.1. Ecuaciones generales	14
2.2.2. Dispositivo electródico.....	18
2.2.3. Teoría de la Tomografía Eléctrica 2D	20
2.3. Inversión de datos.....	22
2.3.1. Teoría básica de Inversión.....	22
2.3.2. Mínimos cuadrados amortiguados	25
2.4. Teoría de Filtros.....	26
2.4.1. Definiciones de conceptos básicos.....	26
2.4.2. Clasificación de filtros.....	26
2.4.3. Filtro Savitzky-Golay.....	28
3. Marco físico de referencia.....	31
3.1. Marco Geográfico.....	31
3.2. Fisiografía	33
3.3. Marco Geológico	34
3.3.1. Estratigrafía.....	36
3.3.2. Estratigrafía local.....	38
3.3.4. Geología estructural.....	42
3.4. Marco geotectónico	44
3.4.1. Sismicidad.....	44
3.5. Marco Hidrológico.....	46
3.6. Marco Hidrogeológico.....	48
3.6.1. Hidrogeología de Xochimilco.....	50
3.6.2. La isla hidráulica	51
3.7. Marco geotécnico.....	52
3.8. Riesgos potenciales en el sitio evaluado	53

3.8.1.	Deslizamiento de terreno e inestabilidad de taludes y barrancas	54
3.8.2.	Factores que contribuyen a la inestabilidad de una ladera o talud.....	55
3.8.3.	Subsidencia y fracturamiento	56
4.	Adquisición Y Procesamiento de los Datos	58
4.1.	Instrumentación	58
4.1.1.	Equipo de Adquisición (SYSCAL Pro)	58
4.2.	Diseño de adquisición.	59
4.2.1.	Logística de campo	60
4.3.	Procesamiento de datos.....	62
4.3.1.	Eliminación de datos negativos.....	62
4.3.2.	Filtrado de datos, eliminación de ruido aleatorio	65
5.	Análisis de resultados.....	68
5.1.	Línea 1	68
5.1.1.	Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos.....	68
5.1.2.	Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 34).	69
5.2.	Línea 2	72
5.2.1.	Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos.....	72
5.2.2.	Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 36).	72
5.3.	Línea 3	75
5.3.1.	Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos.....	75
5.3.2.	Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 38).	75
	76
5.4.	Línea 4	78
5.4.1.	Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos.....	78
5.4.2.	Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 40).	78
5.5.	Línea 5	81
5.5.1.	Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos.....	81
5.5.2.	Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 42).	81
5.6.	Línea 6	84
5.6.1.	Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 44).	84
5.7.	Comparación de Perfiles geoelectricos (mayo-diciembre de 2017)	86
5.7.1.	Comparación Línea 1 (mayo) y 3 (diciembre)	86
5.7.2.	Para la línea 1 con Datos de campo	86
5.7.3.	Para la línea 1 con datos erróneos eliminados	87
5.7.4.	Comparación Línea 2 (mayo) y 4 (diciembre)	89

5.7.5.	Para Datos de campo	89
5.7.6.	Línea 2 sin datos negativos	89
6.	Interpretación e integración de la información.	92
6.1.	Resultados de las pruebas eléctricas	92
	Línea 1	92
	Línea 2	93
	Línea 3	94
	Línea 4	95
	Línea 5	96
	Línea 6	97
6.2.	Resultados de las pruebas Sísmicas	98
6.3.	Integración de información	102
7.	Conclusiones y recomendaciones	104
	Condiciones de la zona.....	104
	Información geofísica.....	105
	Recomendaciones	106
	Referencias.....	107

RESUMEN.

En la Unidad Habitacional Canal 11 en Xochimilco se han presentado hundimientos del terreno en diferentes sitios. Estos hundimientos han afectado gravemente a algunas casas donde se observan grietas en paredes y ventanas, además de asentamientos diferenciales de las construcciones.

Utilizando métodos geofísicos como Tomografía de Resistividad Eléctrica pretendemos observar anomalías asociadas a fracturas ubicadas en el subsuelo debajo de algunas casas de la zona. Se compara el desempeño de un procesamiento convencional, como el filtrado de datos, y uno no convencional, donde se realiza un pretratamiento de datos erróneos.

El trabajo consistió en el procesamiento de datos Eléctricos en una zona con problemas de subsidencia debido a las heterogeneidades en el subsuelo, así como también a las construcciones en dicho lugar. Los datos obtenidos presentaban un alto nivel de ruido como valores de resistividad negativos y, además una variación en los valores de resistividad muy marcada.

El procedimiento a los datos de campo se realizó en tres etapas;

1. En primer lugar, un paso importante para limpiar los datos es quitar los datos negativos; para esta situación se plantean cuatro procedimientos:
 - a. Eliminar valores menores de cero.
 - b. Intercambiar el dato negativo por el promedio del conjunto de datos.
 - c. Ajustar el valor negativo tomando el valor de un punto previo y uno posterior, para luego promediarlo
 - d. Sumarles a todos los datos el promedio de la resistividad. Con el objetivo de no disminuir en número de datos se optan por las opciones b y c, como las mejores opciones, pues el último nos elevaría los valores de resistividad y enmascararían los valores reales de estos.
2. Para mejorar la calidad de los datos y eliminar el ruido se aplicaron filtros de Promedios Móviles y Savitsky Golay (SG) con una sola iteración, de tal manera que pudiéramos eliminar el ruido aleatorio y poder comparar los resultados de cada uno, así como también el conocer el desempeño de ambos filtros para datos con un preprocesamiento.

Determinamos que el mejor filtro es el SG pues no era necesario aplicar preprocesamiento ya que los resultados presentaban un bajo error de inversión aún para datos muy ruidosos.

Además de prospección eléctrica, se incluyen modelos de velocidad de onda P y S, aunque se pretendía obtener un perfil de velocidades de onda P y así comparar con los perfiles geoelectrónicos, el alto nivel de ruido en los métodos sísmicos solamente nos permitió adquirir algunos modelos de velocidad v_p y v_s . Por tal motivo y de manera muy general se pueden observar únicamente dos velocidades para una primera capa y un semiespacio.

Integrando la información de los cortes litológicos y comparando con los resultados de gravimetría (Aguilar M. et al. , 2018) observamos que el basamento está aproximadamente a una profundidad de 20 m en promedio y corresponde a materiales Andesita-Basalto con un rango de resistividades de (10-50 [Ω/m]) que son relativamente bajas a las esperadas para estos materiales; sin embargo, se observa que los niveles Piezométricos se encuentran en promedio a una profundidad de 50 m por lo que deducimos que estos materiales se encuentran fracturados y saturados. Existen resistividades altas (150-400[Ω/m]) a poca profundidad (>2 [m]) que están relacionadas a las características geotectónicas encontrados en la superficie que se mencionan en este trabajo las cuales explican las causas de los hundimientos en la zona.

Podemos aseverar que continuará el movimiento de terreno y por lo tanto, los hundimientos diferenciales de manera gradual, teniendo un mayor riesgo las casas que actualmente están muy afectadas o donde existe un cambio de pendiente entre el contacto de basalto y material arcilloso.

ABSTRACT

In “Unidad Habitacional Canal 11”, in Xochimilco, has been presented sinkings in different sites. This subsidence have seriously affected some houses where cracks are observed in the walls and windows, in addition to the differential settlements of the buildings.

Using geophysical methods as Electrical Resistance Tomography, we intend to observe anomalies associated to the fractures located in the ground of some houses in the area. On the other hand, we compare the performance of a conventional data processing such a data filtering and another non-conventional processing method that makes a pretreatment of wrong data.

The work consisted in the processing of electrical data in an area with subsidence problems due to the heterogeneities in the subsoil, as well as the constructions in that place. The data obtained showed a high level of noise as negative resistivity values and, in addition, a very high variation in resistivity values.

The procedure to the field data was carried out in three stages;

1. First of all, an important step to clean up the data is to remove the negative data; four procedures are proposed for this situation:
 - a. Remove values less than zero.
 - b. Exchange the negative data by the average of the data set.
 - c. Adjust the negative value taking the value of a previous point and a subsequent one, and then average it
 - d. Sum up to all the data the average resistivity. With the objective of not decreasing in the number of data, options b and c are chosen, as the best options, since the latter would raise the values of resistivity and mask the real values of these.
2. In order to improve the quality of the data and eliminate the noise, filters of Moving Averages and Savitsky Golay (SG) were applied with an only iteration, in such a way that we could eliminate the random noise and be able to compare the results of each one, as well as knowing the performance of both filters for data with a preprocessing.

We determined that the best filter is the SG because it was not necessary to apply preprocessing since the results presented a low inversion error even for very noisy data.

In addition for electrical prospecting P and S wave speed models are included, although it is intended to obtain a profile of P wave speeds and thus compare with geoelectric profiles. We were allowed to get only v_p and v_s velocity models due to the high level of noise in seismic methods. For this reason and in a very general way, only two velocities (V_s) can be observed: one for a first layer and a second for a half-space.

Putting together the information of the lithological cuts and comparing with the results of gravimetry (Aguilar M. et al., 2018) we observed that the basement is approximately at 20 m of depth on average and corresponds to Andesite-Basalt materials with a range of resistivities of (10-50 [Ω / m]) that are relatively low to those expected for these materials, however it is observed that the Piezometric levels are on average at 50 m of depth so we deduce that these materials are fractured and saturated. There are high resistivities (150-400 [Ω / m]) at shallow depths (> 2 [m])

that are related to the geotectonic characteristics found on the surface that are mentioned in this work, which explain the causes of subsidence in the zone.

We can affirm that the movement of land will continue and, therefore, the differential subsidence gradually, with a higher risk of the houses that are currently very affected or where there is a change of slope between the contact of basalt and clay material.

1. INTRODUCCIÓN

La Cuenca de México es una identidad endorreica que se ubica en la porción central-oriental de la Faja Volcánica Trans-mexicana. Está limitada por la Sierra Chichinautzin al sur, la Sierra de las Cruces al poniente, la Sierra Nevada al oriente y la Sierra de Pachuca y Tezontlalpan al norte, las cuatro sierras son de origen volcánico (Torres, Mórán Zenteno, Mori, & Martiny, 2015). La cuenca debido a su origen tiene como relleno depósitos lacustres, derrames de lava, materiales y depósitos piroclásticos. Esta identidad representa una región de gran importancia, ya que se edifica la Ciudad de México y sus zonas conurbadas, a las cuales se les vinculan múltiples problemas, asociados a factores geológicos, como su alta tasa de subsidencia que se asocia a procesos de fracturamiento y sobre explotación del agua subterránea. Además, se presenta una alta sismicidad la cual se ve amplificada por el tipo de material que compone el suelo.

El sismo del 19 de septiembre de 2017 afectó considerablemente la zona sur de la Ciudad de México, específicamente en la zona de transición entre la roca volcánica y el material aluvial, donde se acentuaron algunos problemas geológico-estructurales. Específicamente, en la alcaldía de Xochimilco donde el riesgo geológico está asociado a fallas, agrietamiento en el suelo, hundimientos, deslizamientos y derrumbes. La lección aprendida de este sismo es que, a pesar de tener estudiado el suelo de la Ciudad de México, el evento mostró que aún falta mucho por conocer y es necesario caracterizar con mayor detalle la Cuenca de México para definir los sitios vulnerables, mejorar las normas de construcción y sobre todo reducir el riesgo geológico, para evitar desastres o bien, ser conscientes de que pueden presentarse.

La Unidad Habitacional Canal Once se ubica en la zona de transición y presenta problemas en la parte suroriente del terreno desde el año 2012, fecha en que se realizó la primera evaluación de las condiciones del subsuelo. Es esa época se determinó que la afectación del sitio se debía a la pérdida de compacidad del suelo por efecto del agua que se infiltraba por la rotura de la red de agua y drenaje. En esa época era visible, en las estructuras civiles, la presencia de fracturas en las paredes y ventanas, así como asentamientos que ocasionaban hundimiento diferencial en el terreno. Los hundimientos fueron más visibles en el sismo de 2017 y están asociados a efectos conjugados donde la sismicidad, la sobre explotación del agua y el tipo de suelo juegan el papel protagónico en el comportamiento de los materiales que componen el subsuelo.

Cabe mencionar que en la Unidad Habitacional Canal Once se realizaron tres estudios de exploración geofísica, el primero ya mencionado y los otros dos uno en el mes de mayo de 2017 y el otro en el mes de diciembre de 2017. Lo anterior dio motivo a identificar qué cambios estructurales en el suelo se manifestaron por el evento sísmico, además de identificar la posible causa del deslizamiento que presenta el terreno.

Los métodos geofísicos son herramientas de apoyo utilizadas para conocer el comportamiento de las propiedades y condiciones del subsuelo. Se eligió un método eléctrico que favoreciera la identificación de zonas de baja resistividad, asociadas al material arcilloso y zonas de alta resistividad, asociadas a derrames lávicos; además de identificar la topografía en el contacto de estas dos unidades y también, identificar la posible presencia de grietas y socavones. Se aplicó en la última medición además, el método sísmico de refracción para conocer la distribución de las velocidades sísmicas en el subsuelo como un método adicional para identificar la estratigrafía del subsuelo.

El presente trabajo habla de forma general de la geología de la zona, para luego describir las condiciones bajo las cuales se hizo el levantamiento de datos de Tomografía Eléctrica de Resistividades (TER) y de Sísmica de Refracción (TSR); se describe el procesamiento realizado, específicamente en el método de TER haciendo hincapié en la aplicación del filtro Savitzky-Golay, como una técnica para detallar mejor las formas y dimensiones de las anomalías, así como definir la posible causa que da origen al desplazamiento del terreno de la Unidad Habitacional Canal Once.

OBJETIVOS

Objetivos generales.

Con técnicas de prospección geofísica comparar diferentes metodologías de procesamiento de datos eléctricos y sísmicos, para eliminar errores por medición del equipo y ruido ambiental en los datos y obtener perfiles de resistividad geoelectrónica, en nuestro caso Tomografía de Resistividad Eléctrica, y de velocidad sísmica.

Objetivos particulares.

Identificar anomalías de alta resistividad asociadas a fracturas y socavones que ocasionan hundimiento en diferentes puntos de la U.H Canal 11.

Observar la evolución del comportamiento geoelectrónico de mayo de 2017 y diciembre de 2017 y con base en los resultados poder determinar zonas vulnerables al hundimiento y deformación del suelo.

A manera de ejercicio, observar la correspondencia en las velocidades v_s y v_p de los materiales en datos sísmico muy ruidosas

2. FUNDAMENTOS TEÓRICOS DE LA TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

2.1. INTRODUCCIÓN

El propósito de las investigaciones aplicando métodos eléctricos es la determinación de la distribución de la resistividad del subsuelo a través de mediciones en la superficie del terreno y se han usado por mucho tiempo en investigaciones geológicas mineras y petroleras y recientemente en medio ambiente. (Loke, 2004).

2.1.1. Ley de Archie

La resistividad de los mantos freáticos puede variar de 10-100 Ω/m dependiendo de la concentración de sales disueltas, de tal forma que los métodos resistivos pueden ayudar a mapear la interfaz entre zonas de agua dulce y salada en áreas costeras. Una simple ecuación que da la relación entre la resistividad del espacio poroso en la roca y el factor de fluido de saturación es la Ley de Archie. Esta es aplicable para ciertos tipos de roca y sedimentos, particularmente aquellas con un bajo contenido de arcilla. Se asume que la conducción eléctrica se da a través de los fluidos alojados en los poros de la roca, así la Ley de Archie está dada por:

$$\rho = a\phi^{-m} s^{-n}\rho_w \quad (1)$$

Donde ρ y ρ_w son la resistividad efectiva de la roca y la resistividad del agua de formación, Φ es la porosidad de la roca; s es el volumen de poros saturados; a , m y n son valores empíricos donde $0.5 \leq a \leq 2.5$; $1.3 \leq m \leq 2.5$, y $n \approx 2$ (Reynolds, 2011).

La relación ρ_r / ρ_w es llamada factor de formación de la roca (F), el cual puede ser bastante distintivo para rocas sedimentarias y por lo tanto, útil para la correlación entre la formación perforada en exploración petrolera (Loke, 2004).

2.2. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO

2.2.1. Ecuaciones generales

Al considerar un subsuelo compuesto por un semiespacio de resistividad ρ y el otro semiespacio, de resistividad infinita, representando la atmósfera. Se establecerá un campo eléctrico a través de un la inyección de corriente, por ejemplo, mediante dos electrodos A y B que pueden materializarse como varillas metálicas clavadas en el subsuelo (Orellana, 1982).

Para describir el fenómeno partimos de las ecuaciones de Maxwell

Ley de Faraday.

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad (2)$$

$$* \quad \nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad (3)$$

Donde

E: Intensidad del campo eléctrico [V/m]

H: Intensidad del campo magnético [A/m]

B: Vector de inducción magnética [T]

J: Densidad de corriente [A/m²]

D: Vector de desplazamiento eléctrico [C/m²]

Por tratarse de un campo estacionario, las derivadas temporales se anulan, así:

$$\nabla \times E = 0 \quad (4)$$

$$\nabla \times H = J \quad (5)$$

La ecuación 4 nos dice que el campo eléctrico es conservativo o irrotacional, es decir, que proviene de un potencial escalar φ expresado como

$$E = -\nabla \varphi \quad (6)$$

La ley de Ohm para medios isótropos relaciona la densidad de corriente J con el campo eléctrico E mediante un factor de proporcionalidad que es la conductividad σ inversa a la resistividad

$$J = \sigma E \quad (7)$$

La cual nos dice que la densidad de corriente J en un punto tiene misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto y es proporcional a él, el factor de proporcionalidad es la conductividad σ inversa de la resistividad ρ .

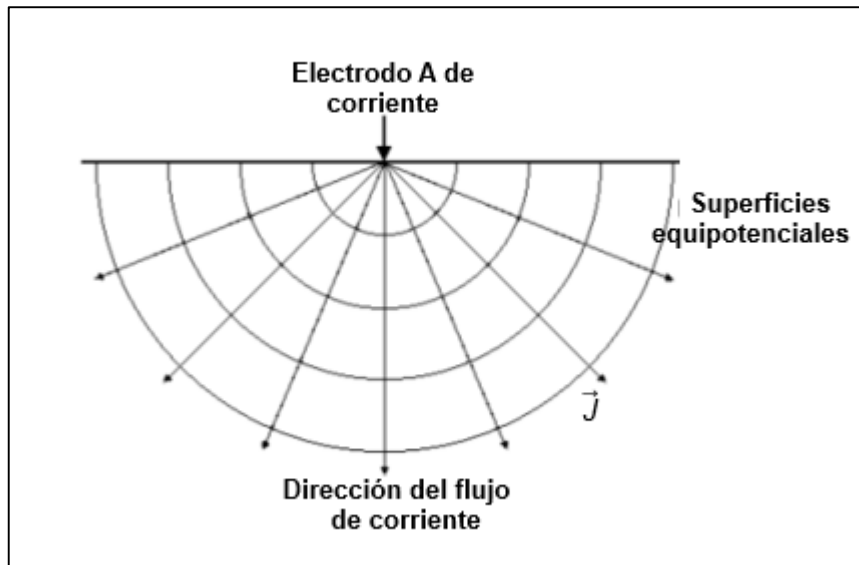


Figura 1 Muestra la distribución de en forma radial del flujo de corriente eléctrica inducida por un electrodo puntual y la forma de semiesferas de las superficies equipotenciales (Editado de Loke, 2004).

En una superficie semiesférica, en cualquier punto que esté por debajo de un electrodo puntual A, la densidad de corriente J tendrá el mismo valor igual a I por lo que el radio es r y se tendrá

$$2\pi r^2 J = I \quad (8)$$

Y por lo tanto

$$J = \sigma E = \frac{I}{2\pi r^2} \quad (9)$$

De donde

$$|E| = \frac{I}{\sigma 2\pi r^2} = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \quad (10)$$

O sea que el campo E de un electrodo puntual es inversamente proporcional al cuadrado de la distancia r

La diferencia de potencial entre dos puntos cualesquiera M y N donde según se deduce de la Ecuación (6) por

$$\nabla \varphi = U_N^M = \int_N^M E \cdot dr \quad (11)$$

Donde el camino de integración es indiferente, pues como hemos visto, el componente es conservativo.

Entonces, si son r_1 y r_2 las distancias respectivas de los puntos M y N al electrodo A , tenemos

$$\nabla \varphi = \frac{I\rho}{2\pi} \int_{r_1}^{r_2} \frac{dr}{r^2} = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_1} - \frac{1}{r_2} \right) \quad (12)$$

Resistividad aparente

Considerando un subsuelo homogéneo de resistividad ρ en cuya superficie se coloca un arreglo eléctrico AMN , donde el electrodo B , que cierra el circuito de A se supone lo suficientemente alejado de los demás para que no influyan en las observaciones (electrodo al infinito). Entonces si $AM = r$ y $MN = a$

$$\Delta V = U_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r} - \frac{1}{r+a} \right) = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r(r+a)} \right) \quad (13)$$

En el caso más general

$$\Delta V = \frac{I\rho_a}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right) \quad (14)$$

Si conocemos las distancias mutuas entre los electrodos y medimos la intensidad I que pasa por los electrodos A y B y la diferencia de potencial ΔV que, como consecuencia, aparece M y N , podremos calcular la resistividad aparente ρ_a expresándose como sigue

$$\rho_a = K \frac{\Delta V}{I} \quad (15)$$

K es el factor geométrico el cual es un coeficiente que depende únicamente de la geometría del dispositivo eléctrico y cuyas dimensiones son de longitud, Si el medio es homogéneo, nos dará su resistividad verdadera. Resistividad aparente influenciada por todos los componentes del medio.

Despejando ρ_a

$$\rho_a = 2\pi \frac{r(r+a)}{a} \frac{\Delta V}{I} \quad (16)$$

Esta fórmula puede utilizarse para calcular la resistividad ρ_a , sobre un medio heterogéneo

La resistividad aparente puede considerarse como resistividad de un medio homogéneo que, en igualdad de las demás condiciones, produciría entre los electrodos M y N una diferencia de potencial igual a la observada, como perturbación producida en el potencial igual a la observada, como perturbación producida en el potencial normal por causa de la heterogeneidad del subsuelo.

2.2.2. Dispositivo electródico.

Un dispositivo electródico, como se muestra en Figura 2, en general consta de cuatro electrodos; dos de ellos A y B son de corriente, es decir, por donde entra y sale la corriente eléctrica y los otros dos M y N de potencial, entre los cuales se mide la diferencia de potencial creada por A y B.

Los cuatro electrodos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre el plano que representa la superficie del terreno. Estas disposiciones geométricas se denominan dispositivos o configuraciones y muchas de ellas reciben nombres especiales (Orellana, 1982).

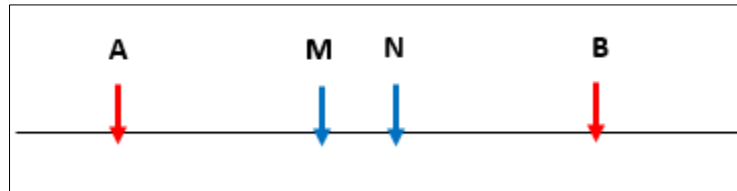


Figura 2 Esquema que representa el clásico dispositivo electródico formado por 4 electrodos; dos de corriente A y B, y dos de potencial M y N (Orellana, 1982)

Los arreglos electródicos más usados son el Wenner, Schlumberger y el Dipolo-Dipolo. En cada configuración los electrodos son colineales pero su geometría y espaciamiento son diferentes.

Arreglo Wenner

En el arreglo Wenner (Figura 3a) tiene buena resolución ante cambios verticales (estructuras horizontales), pero una resolución relativamente pobre detectando cambios horizontales (estructuras verticales). Es el arreglo de mayor intensidad de señal entre todos los demás arreglos, es una buena opción para utilizarse en zonas con mucho ruido ambiental. Una desventaja puede ser que para fuentes 2-D tiene una pobre cobertura horizontal conforme el espaciamiento de los electrodos vaya aumentando.

Arreglo Dipolo-Dipolo

El arreglo Dipolo-Dipolo (Figura 3c) es un arreglo altamente sensible ante cambios horizontales de resistividad, no así con cambios verticales, por lo tanto, es bueno para detectar estructuras verticales como diques de lava o cavidades, pero relativamente pobre para detectar estructuras horizontales tales como lechos sedimentarios o sills. La profundidad de investigación media depende del espaciamiento entre electrodos y del factor "n". En general la profundidad media de investigación en este dispositivo es menor que la del arreglo Wenner. Una desventaja es una muy débil intensidad de la señal para factores "n" muy grandes. Para el uso efectivo de este dispositivo, el resistivímetro debe tener una alta sensibilidad y un buen circuito capaz de rechazar el ruido.

Arreglo Wenner-Schlumberger

Este arreglo es un híbrido entre los arreglos Wenner y Schlumberger (Ver Figura 3b). Es moderadamente sensible a estructuras horizontales (para factores "n" grandes) y a estructuras

verticales (para factores “n” pequeños). En áreas donde geológicamente se espera encontrar ambas estructuras este dispositivo podría ser una mejor elección entre el arreglo Wenner y Dipolo-Dipolo. La profundidad de investigación es cerca de 10% más grande que la del arreglo Wenner para la misma distancia entre los electrodos exteriores (para $n > 3$). Por otro lado, la intensidad de la señal es más débil que el dispositivo Wenner pero es más grande que para del Dipolo-Dipolo.

El Arreglo Wenner-Schlumberger tiene una ligeramente mejor cobertura horizontal comparado con el arreglo Wenner ya que la cobertura es un poco más amplia, no así comparada con el arreglo Dipolo Dipolo ya que, al compararlos, el arreglo híbrido queda estrecho.

Arreglo Polo-Polo

El arreglo ideal Polo-Polo (Ver Figura 3d) cuenta con solo dos electrodos, uno de corriente y otro de potencial. Para aproximarlos, el segundo electrodo de corriente y de potencial (B y N) deberían estar situados a más de veinte veces la distancia entre los electrodos AM usados en la prueba; lo anterior nos asegura un error menor a 5% lo cual representa un gran problema técnico en caso de que la distancia entre A y M sea muy grande o que no se encuentre un lugar adecuado para los electrodos B y N. Otra desventaja de este arreglo es que debido a las grandes distancias entre M y N podría acarrear una gran cantidad de ruido telúrico que podría degradar la calidad de los datos medidos.

Este dispositivo es usado principalmente en pruebas con un relativamente pequeño espaciamiento electrodico. El arreglo tiene la mayor cobertura horizontal de todos y la menor profundidad de investigación además de ser el arreglo con la resolución más pobre (Loke, 2004).

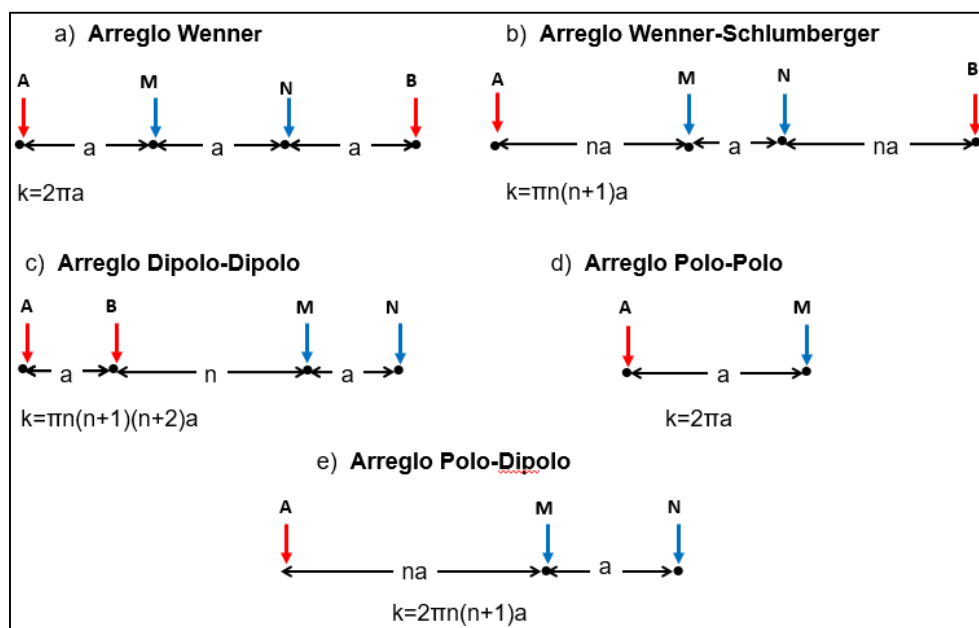


Figura 3 Esta figura muestra cuatro dispositivos electrodicos más comunes con el respectivo factor geométrico (Modificado de Loke, 2004 y Milsom, 2003)

Arreglo Polo-Dipolo

Este arreglo (Figura 3e) requiere un electrodo distante el cual debe estar suficientemente alejado de la línea del tendido. Si la distancia del electrodo B es mayor a 5 veces la distancia AM, el error causado será menor al 5%. El arreglo es probablemente más sensible a estructuras verticales dada su buena cobertura horizontal, La intensidad de la señal es menor que las de los arreglos Wenner y Wenner-Schlumberger, pero es más alta que la del arreglo Dipolo-Dipolo, esta decrece con el factor n^2 y no es tan sensible a ruido telúrico como el arreglo Polo-Polo.

2.2.3. Teoría de la Tomografía Eléctrica 2D

Sabiendo que una de las grandes limitaciones de los métodos de sondeo eléctrico es que no toma en cuenta los cambios horizontales en la resistividad del subsuelo. Un modelo del subsuelo más preciso es un modelo bidimensional (2-D) donde los cambios en la resistividad tanto en la dirección vertical como en la dirección horizontal a lo largo de la línea de investigación pueden ser apreciados. En este caso, se asume que la resistividad en dirección perpendicular a la línea de investigación se le denomina Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) (Loke, 2004).

Adquisición de datos

Esta técnica consiste de varios electrodos conectados por un cable de núcleos múltiples conectado a caja con un conmutador y un resistímetro. El proceso de adquisición es controlado por medio de un programa en una computadora portátil que junto con el *switch* electrónico automáticamente selecciona cuatro electrodos para cada medición. En el conjunto de cuatro electrodos, un par funciona como electrodos de corriente y otro par como electrodos de potencial, separados entre sí por una distancia constante (Ver Figura 22). Cada vez que los electrodos de potencial hacen una medición, se incrementa su separación. Esto se repite hasta un número de niveles apropiado. (Reynolds, 2011). La secuencia de mediciones a tomar, el tipo de arreglo usado y otros parámetros iniciales son normalmente indicados en un archivo de texto que puede ser leído por un programa, el cual primero lee el archivo de control seleccionando automáticamente los electrodos apropiados para cada medición. El número de mediciones que pueden ser obtenidas para cada espaciamiento eléctrico, para un número determinado de electrodos a lo largo del tendido depende del tipo de arreglo utilizado. Los valores de resistividad aparente obtenidos por cada medición son graficados en una pseudosección (Loke, 2004).

Hay ventajas considerables al utilizar TRE o métodos equivalentes. La adquisición de datos de resistividad aparente es controlada por un programa además, cambiando la separación interelectrodo se puede especificar la resolución vertical y horizontal para poder observar los objetivos en el subsuelo.

Pseudosección

Para graficar los valores de resistividad en una imagen 2-D el método normalmente usado es en una imagen de contornos o pseudosección, donde la localización horizontal de los puntos se sitúa en el punto medio entre los electrodos utilizados para hacer la medición; la posición vertical corresponde a una distancia proporcional a la separación entre los electrodos o también llamada profundidad de investigación media la cual está basada en los valores de sensibilidad de la Derivada de *Frechet* para un semiespacio homogéneo. Una pseudosección da una muy buena imagen aproximada de la distribución de las resistividades en el subsuelo (Ver Figura 4b). Sin embargo, es una imagen distorsionada ya que la forma de los contornos depende del tipo de arreglo utilizado tanto como de la de resistividad verdadera del subsuelo. Así la pseudosección se obtiene contorneando los valores de resistividad aparente es una forma de mostrar los datos (Loke, 2004).

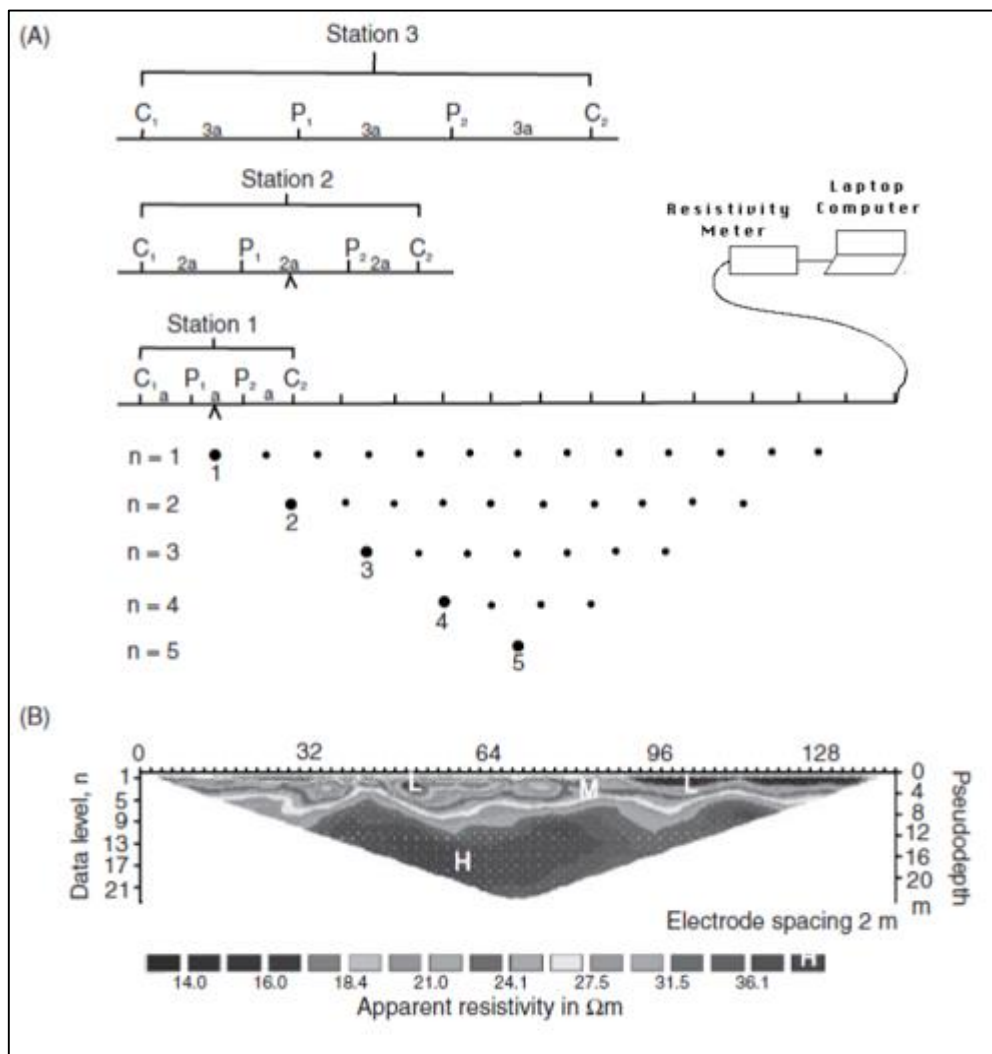


Figura 4. (A) Ejemplo de la secuencia de mediciones en Tomografía de Resistividad Eléctrica. (B) Ejemplo de una pseudosección de resistividad aparente. (Modificada de Reynolds, 2011).

2.3. INVERSIÓN DE DATOS

La inversión geofísica puede ser vista como un intento de ajustar la respuesta de un modelo de la Tierra (subsuelo) para un conjunto de observaciones finitas. El objetivo de invertir datos es extraer los parámetros del modelo estimados por un ajuste de la respuesta del modelo a los datos conservados (Lines & Treitel, 1984).

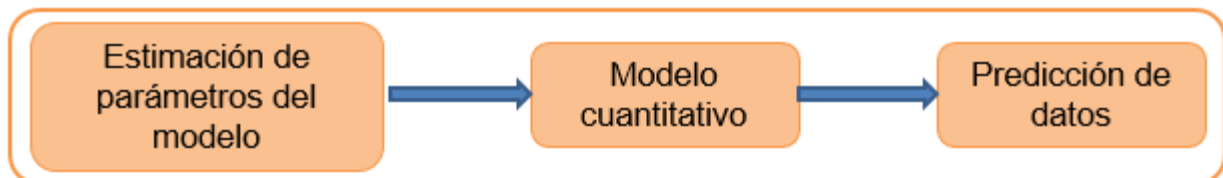
2.3.1. Teoría básica de Inversión

La teoría de inversión es un conjunto de técnicas matemáticas organizadas para sintetizar datos y así extraer información significativa sobre algún fenómeno físico con base en inferencias obtenidas a partir de observaciones. Las observaciones hechas consisten en un paquete de datos o mediciones. La pregunta que responder será dada en términos de valores numéricos de propiedades físicas específicas. Estas propiedades se llaman parámetros del modelo. Se asume que hay algún método específico, usualmente un modelo matemático, que relaciona los parámetros del modelo con los datos observados (Menke, 2012). El modelo o ecuación consiste en un grupo de relaciones representando una abstracción matemática de un proceso determinado. Esta ecuación se vuelve dependiente de una cierta cantidad, digamos p , de parámetros los cuales se desean estimar a partir de los datos actuales. La respuesta al modelo consiste en los datos sintéticos asociados producidos por la ejecución de un modelo en particular (Lines & Treitel, 1984)

El objetivo de la teoría de inversión es proporcionar información acerca de parámetros desconocidos que aparecen en el modelo (Menke, 2012).

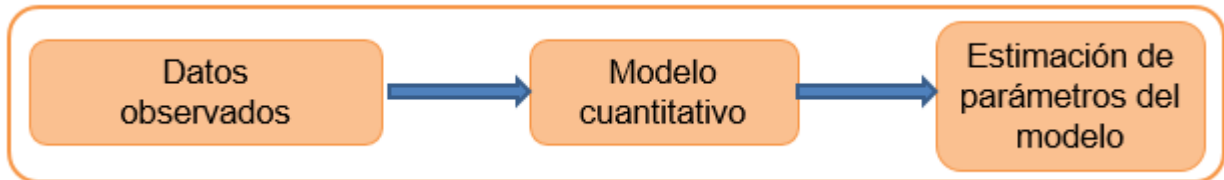
Problema Directo

El modelo directo se define como el proceso que predice los resultados de las mediciones con base en algún principio general o modelo conocido y un conjunto de condiciones específicas relevantes en el problema en cuestión.



Problema Inverso

El problema inverso determina o estima los parámetros del modelo a partir de los datos observados y un principio general, teoría o modelo cuantitativo (Menke, 2012).



Ya que los datos actuales en geofísica son de una extensión finita y porque siempre contiene componentes los cuales no podemos explicar en términos geológicos, la inversión puede nunca ser única, es decir más de una solución satisface las observaciones con un error prescrito (Lines & Treitel, 1984).

Inversión por mínimos cuadrados.

Debido a que en la mayoría de los problemas inversos los datos son simplemente una lista de valores numéricos, esta información bien puede ser representada por un vector. Así, si se han hecho N mediciones, se considera este número como los elementos de un vector d de tamaño N .

$$d = (d_1, d_2, d_3, d_4, \dots, d_N)^T$$

Los parámetros del modelo son elegidos para ser significativos, esto es, que son elegidos para capturar el carácter esencial de los procesos que están siendo estudiados. Estos pueden ser representados como elementos de un vector m que tiene tamaño M :

$$m = (m_1, m_2, m_3, m_4, \dots, m_M)^T$$

La afirmación básica de problema inverso es que los parámetros del modelo y los datos están relacionados de algún modo, esta relación es llamado modelo cuantitativo o teoría. Así el problema inverso mejor entendido es aquel que puede ser representado con la ecuación lineal explícita

$$d = Gm \quad (17)$$

G es llamado el Kernel de la Inversión,

El método de mínimos cuadrados estima la solución del problema inverso, obteniendo los parámetros del modelo que minimiza una medición particular del error, específicamente, la norma del vector de diferencias entre datos observados y datos estimados ($\|e\|$) (Nava. 2017), es decir minimiza la suma de los cuadrados de los errores (Lines & Treitel, 1984)

$$e = d - d^{est} \quad (18)$$

Donde e es el vector de discrepancia y d^{est} el vector de datos estimados

Ahora bien, E es el error total definido como:

$$E = \sum_{i=1}^N e_i^2 = e^T e \quad (19)$$

Por otro lado, los datos estimados son calculados a partir del producto del kernel de la inversión con el vector de parámetros:

$$d^{est} = Gm \quad (20)$$

Sustituyendo Ecuación 20 en Ecuación 18:

$$e = d - Gm \quad (21)$$

Ahora sustituyendo Ecuación 21 en Ecuación 19:

$$E = (d - Gm)^T (d - Gm) \quad (22)$$

La expresión para resolver el problema lineal inverso por mínimos cuadrados, surge al minimizar el error total con respecto a los parámetros. A través de la derivación de este último e igualando a cero.

Así, derivando Ecuación 22 respecto a m^T

$$\frac{\partial E}{\partial m^T} = \frac{\partial}{\partial m^T} [(d - Gm)^T (d - Gm)] \quad (23)$$

Se obtiene

$$\frac{\partial E}{\partial m^T} = -G^T d + G^T Gm \quad (24)$$

Para obtener el mínimo se iguala a cero la Ecuación 24.

$$\begin{aligned} \frac{\partial E}{\partial m^T} &= 0 \\ -G^T d + G^T Gm &= 0 \end{aligned}$$

Por lo tanto

$$m^{est} = (G^T G)^{-1} G^T d \quad (25)$$

Que es la solución por Mínimos cuadrados, considerando únicamente la longitud mínima del error.

2.3.2. Mínimos cuadrados amortiguados

Una manera de influir en la estimación de parámetros por el método de mínimos cuadrados es la incorporación de información a priori, la cual puede ser útil para reducir el problema de no unicidad de las soluciones.

Se considera que la solución es simple, teniendo por medición de simplicidad, la longitud de la norma:

$$L = m^T m = \sum_{i=1}^M m_i^2 \quad (26)$$

Esta consideración es añadida al error cuadrático como una suma y la solución se genera minimizando esta nueva función error:

$$\phi = e^T e + \varepsilon^2 L \quad (27)$$

Sustituyendo ecuación 21 y ecuación 26 en Ecuación 27

$$\phi = (d - Gm)^T (d - Gm) + \varepsilon^2 m^T m \quad (28)$$

Al desarrollar y derivar ecuación 28 con respecto de m^T se obtiene:

$$\frac{\partial \phi}{\partial m^T} = -G^T d + G^T G m + \varepsilon^2 m \quad (29)$$

Igualando a cero la ecuación 28; **Error! No se encuentra el origen de la referencia.** para obtener el error mínimo y despejando el vector de parámetros:

$$\begin{aligned} \frac{\partial \phi}{\partial m^T} &= 0 \\ -G^T d + G^T G m + \varepsilon^2 m &= 0 \end{aligned}$$

Por lo tanto

$$m^{est} = (G^T G + \varepsilon^2 I)^{-1} G^T d \quad (30)$$

Donde $\varepsilon^2 < 1$ es el factor de amortiguamiento.

A esta solución (Ecuación 30) también se le conoce como Solución por Mínimos Cuadrados como Solución por Mínimos Cuadrados Amortiguados o método de Marquardt-Levenberg que considera longitudes mínimas del error y de la solución (Nava Flores, 2017), es decir que determina el vector de parámetros m en cada iteración. La restricción produce un método para evitar singularidades en la matriz $G^T G$ añadiendo una constante ε a la diagonal principal de esta matriz, por lo que funciona como un “factor de amortiguamiento” que amortigua los cambios en el vector de parámetros limitando la energía en el vector de discrepancias. Es decir que va determinando el cambio en el vector de parámetros en cada iteración (Lines & Treitel, 1984).

2.4. TEORÍA DE FILTROS.

2.4.1. Definiciones de conceptos básicos.

Señal.

Una señal es la descripción de cómo un parámetro se relaciona a otro parámetro, las señales que son cuantizadas son llamadas señales discretas o señales digitales (Smith, 1999). Así el término “señal” es aplicado a algo que transmite información acerca del estado o comportamiento de un sistema físico, las señales son representadas matemáticamente como funciones de una o más variables independientes (Oppenheim et al. 1998)

Ruido.

En geofísica los datos medidos contienen información o datos que pueden ser irrelevantes, esta información puede contaminar la señal y en consecuencia limitar el aprovechamiento de dicha información (Márquez, 2014). Es externa a los datos de interés y debe ser separada o de ella.

Filtro.

Los filtros son una técnica que ayuda a reducir el ruido conservando la estructura original de la señal (Hassanpour, 2008).

Los filtros digitales son usados para separar señales que han sido contaminadas con interferencia, ruido u otras señales, y además, para la restauración de señales que han sido distorsionadas en algún sentido (Smith, 1999).

Suavizar o filtrar permite ver la tendencia o las señales eliminando o atenuando el ruido y otras variaciones de alta frecuencia. (Schuenemeyer & Drew, 2010). Los filtros no solo permiten reducir el ruido aleatorio sino resaltar algunas características de la señal, incluso pueden hacer más rápida la inversión de datos, al estar más “limpia” la señal.

2.4.2. Clasificación de filtros

Según (Smith, 1999), los filtros se clasifican por su uso y por su implementación. Los filtros digitales pueden ser implementados por convolución (filtros FIR) y por recursión (filtros IIR). Ambos filtros son de una gran importancia en la práctica y poseen sus propias ventajas y desventajas (Oppenheim et al. 1998)

Filtros FIR

En los filtros no recursivos o de respuesta finita el impulso (FIR, por sus siglas en inglés), una muestra de la salida se puede definir como una combinación lineal de muestras de la entrada presentes y pasadas. Estos filtros ofrecen una respuesta de fase más lineal y no entran jamás en oscilación, es decir no se vuelven inestables, ya que no poseen realimentación. Por otro lado, requieren de un gran número de términos en sus ecuaciones lo que los hace más costosos en cuanto cálculo computacional.

$$y[n] = a_0 \cdot x[n] + a_1 \cdot x[n - 1] + a_2 \cdot x[n - 2] + \dots + a_N \cdot x[n - N]$$

Esta ecuación expresa que la muestra actual de salida $y[n]$ es igual a la suma de las muestras de la entrada actual $x[n]$ multiplicada por el factor a_0 y de la muestra anterior $x[n - 1]$ multiplicada por el factor a_1 , donde los coeficientes a_i son los coeficientes del filtro.

Filtros IIR

Los filtros recursivos o de respuesta infinita el impulso (IIR, por sus siglas en inglés) se distinguen de los filtros FIR por la presencia de una recursividad, es decir que la señal de salida del filtro se reinyecta a la entrada de este, construyendo un circuito recursivo. Este método permite implementar filtros con respuesta más compleja y con menos datos. Estos filtros son muy eficaces y pueden proporcionar pendientes de corte muy pronunciadas. Por otro lado, poseen características de realimentación, tienen tendencia a entrar en oscilación y en resonancia

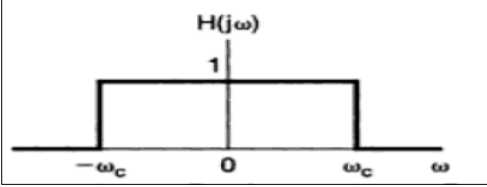
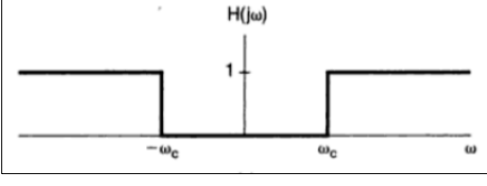
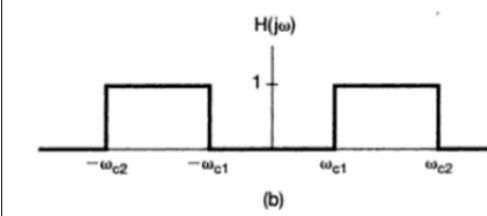
$$y[n] = a_0 \cdot x[n] + a_1 \cdot x[n - 1] + a_2 \cdot x[n - 2] + \dots + a_N \cdot x[n - N] - b_1 \cdot y[n - 1] + b_2 \cdot y[n - 2] - b_M \cdot y[n - M]$$

Esta ecuación expresa que la salida es función de $N+1$ muestras de la entrada actual y N anteriores, así como M muestras anteriores de salida (Gómez, 2009).

Filtros selectivos de frecuencia.

En cuanto a la clasificación por el uso de filtros, una de ellas, muy comúnmente usada es en el dominio de las frecuencias $H[\omega]$ y tiene que ver precisamente con filtrar bandas de frecuencias deseadas, la Tabla 1 los tres tipos de filtros selectivos de frecuencia.

Tabla 1 Filtros selectivos de Frecuencia.

Tipo de filtro	Características	Ejemplo
Pasa bajas	Dejan pasar bajas frecuencias y atenúan o eliminan las altas frecuencias	 <p data-bbox="1032 506 1536 594">Respuesta en frecuencia de un filtro pasa bajas ideal, donde ω_c es la frecuencia de corte, (Oppenheim et al. 1998)</p>
Pasa altas	Dejan pasar altas frecuencias mientras que atenúan o eliminan las bajas frecuencias	 <p data-bbox="1032 915 1536 1003">Respuesta en frecuencia de un filtro pasa altas ideal, donde ω_c es la frecuencia de corte, (Oppenheim et al. 1998)</p>
Pasa bandas	Dejan pasar una banda de frecuencias y atenúa tanto más altas como más bajas con respecto a la banda de frecuencia que deja pasar.	 <p data-bbox="1032 1281 1536 1369">Respuesta en frecuencia de un filtro pasa banda ideal, donde ω_c es la frecuencia de corte, (Oppenheim et al. 1998)</p>

2.4.3. Filtro Savitzky-Golay.

Debido a que las mediciones de campo tienen a menudo baja calidad puesto que presentan un alto porcentaje de ruido el cual enmascara información valiosa del subsuelo, es necesario el filtrado de los datos (Khadja, Bahi, & Ouadif). El filtro Savitzky-Golay es un arma poderosa para la realización de estos fines. Es un filtro pasa bajas adaptado para suavizar ruido aleatorio (Hassanpour, 2008).

Una de las ventajas de este filtro es que tiende a conservar características de la distribución tales como mínimos y máximos relativos los cuales son aplanados por el filtro de Promedios Móviles (Azami, Mohammadi, & Bozorgtabar, 2012), otra ventaja es que conservará la tendencia de la

señal (Hassanpour, 2008), es decir, que el filtro suaviza la señal sin destruir sus propiedades originales (Khadja, Bahi, & Ouadif).

Savitzky y Golay (1964), interesados en suavizar datos ruidosos obtenidos de analizadores de espectro químico demostraron que al ajustar un polinomio a un grupo de muestras de entrada y después evaluando el polinomio resultante en un solo punto dentro de los intervalos de aproximación equivalente a una convolución discreta con una respuesta al impulso fijo.

Los filtros son construidos para ajustar un polinomio particular a una porción ventaneada de la señal con el método de mínimos cuadrados y después reemplazar el punto central de la ventana con el valor del polinomio en ese punto para producir una señal de salida suavizada. El filtro SG puede ser considerado como un filtro de promedios móviles generalizado.

Para diseñar estos filtros se debe decidir la longitud k del filtro, el orden del polinomio ρ y el tamaño de la ventana suavizante N , donde N es impar $N > \rho + 1$. Los coeficientes del filtro Savitzky-Golay cuando se aplican a la señal realiza un ajuste polinomial a $N = n_L + n_R + 1$ datos obtenidos, es decir que N es el tamaño de la ventana, n_L datos a la izquierda y n_R datos a la derecha.

Es este caso dicho polinomio puede ser representado como

$$\rho_i(x) = a_0 + a_1 \left(\frac{x - x_i}{\Delta x} \right) + a_2 \left(\frac{x - x_i}{\Delta x} \right)^2$$

Donde ρ_i es el correspondiente vector de datos de resistividad aparente a son los coeficientes del polinomio y x_i representa el punto donde se filtrará, Δx representa el espaciamiento para cada punto. En este trabajo utilizamos una ventana de tamaño $N = 5$, $n_L = n_R = 2$ debido al pequeño número de datos presentes en Tomografía de Resistividades Eléctricas y un polinomio de orden 2 que es el más simple (Khadja, Bahi, & Ouadif). Al sustituir en x_i y el valor de los puntos asignados por el índice i se tienen las siguientes expresiones (Zúñiga, 2018).

$$\rho_{-1} = a_0 - 2a_1 + 4a_2$$

$$\rho_{-2} = a_0 - a_1 + a_2$$

$$\rho_0 = a_0$$

$$\rho_1 = a_0 + a_1 + a_2$$

$$\rho_2 = a_0 + 2a_1 + 4a_2$$

Para encontrar los coeficientes de este polinomio resolvemos la inversión por mínimos cuadrados:

$$\vec{\beta} = \alpha \vec{a}$$

Donde $\vec{\beta}$ es el vector de soluciones del filtro, α es la matriz de número del polinomio que multiplica al vector \vec{a} ; y un \vec{a} vector de coeficientes polinomiales de tamaño $m+1$.

Podemos encontrar los coeficientes polinomiales resolviendo por mínimos cuadrados la ecuación matricial (Simpson, 2016).

$$\vec{a} = (\alpha^T \alpha)^{-1} \alpha^T \vec{\beta}$$

La inversión matricial expresa cada uno de los coeficientes del polinomio \vec{a} como una combinación lineal de los renglones de $(\alpha^T \alpha)^{-1} \alpha^T \vec{\beta}$. Es importante mencionar que el valor del polinomio en el punto ρ_0 simplemente dado por a_0 , que contienen los coeficientes del filtro SG (Khadja, Bahi, & Ouadif).

	y_{-2}	y_{-1}	y_0	y_2	y_{-2}
a_0	-3/35	12/35	17/35	12/35	-3/35
a_1	-1/5	-1/10	0	-1/10	-1/5
a_2	1/7	-1/14	-1/7	-1/14	1/7

Las interpolaciones se obtienen calculando la solución en un punto con los coeficientes a_1 y a_2 . Si bien, los puntos extremos no serán filtrados se aproximarán con el polinomio de tal manera que no se perderán datos en los límites extremos, si no que estos serán suavizados por las interpolaciones de $y_i, i = -2, -1, 1, 2$. (Zúñiga, 2018)

3. MARCO FÍSICO DE REFERENCIA.

3.1. MARCO GEOGRÁFICO

La Unidad Habitacional Canal Once se localiza en la calle Acueducto 711, colonia Loreto y Peña Pobre, alcaldía Xochimilco, Ciudad de México (Figura 5), En las coordenadas UTM 14Q 487804.00 m (x) y 2128265.00 m (y), a una elevación de 2240 msnm.

Se encuentra dentro de la Cuenca de México, que es una depresión vulcano-tectónica con una topografía plana con superficie aproximada de 7 800 Km² abarcando los estados de Hidalgo, México, Tlaxcala, Puebla y Ciudad de México (Arce J., et al., 2015). Esta cuenca se encuentra rodeada por cuatro cordilleras volcánicas mayores: la sierra de la Cruzes al oeste, sierra Nevada al este, sierra de Chichinautzin al sur y sierra de Pachuca y Campo Volcánico Apan-Tezontepec al norte. (Arce, et al., 2013).

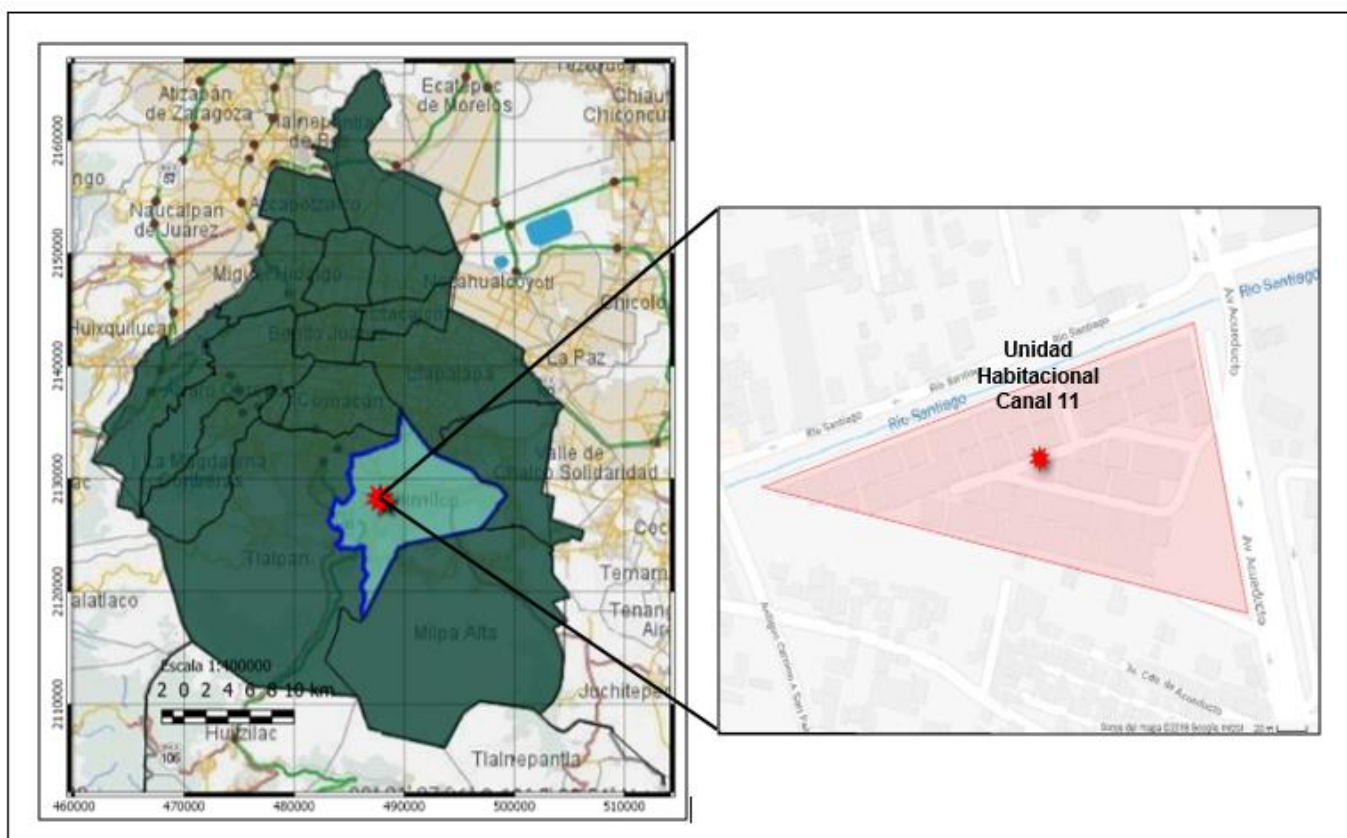


Figura 5 Ubicación geográfica de la Unidad Habitacional Canal 11 (Google Maps, 2018).

En cuanto a las condiciones que se presentan en la zona de estudio, se ubica en el cambio de pendiente entre la sierra de Chichinautzin y la zona de valle que corresponde a una llanura. Se ubica en la zona de transición. En esta zona se pierden los cauces de las corrientes superficiales de agua (Figura 6).

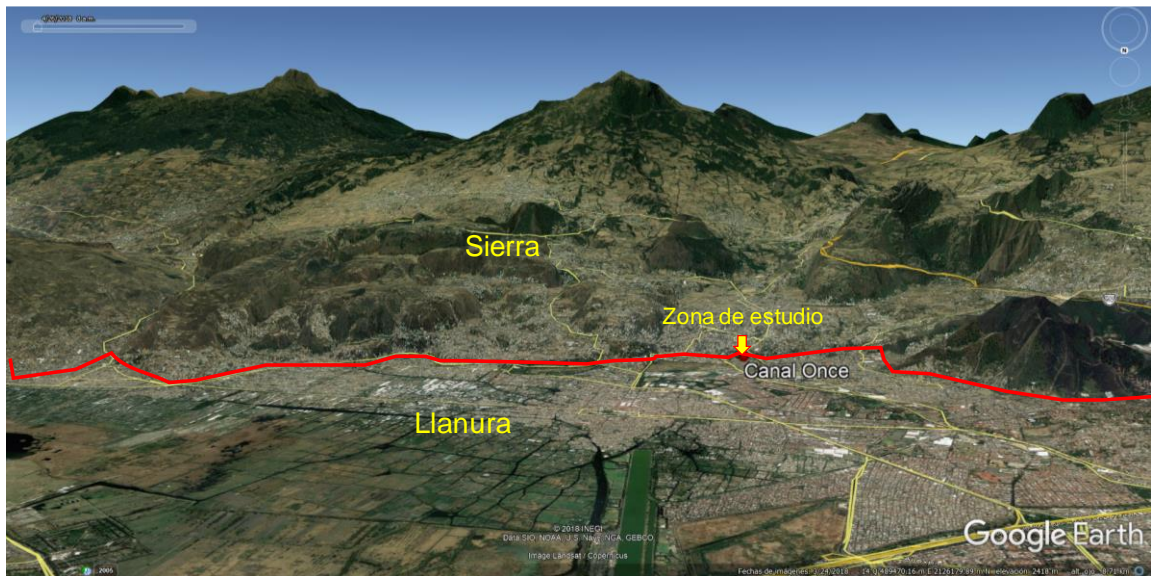


Figura 6 Vista panorámica de las condiciones topográficas que se presentan en zona evaluada (Imagen tomada de Google Earth)

Hay que mencionar que a una distancia de 300 m al sur y oeste se presentan derrames de lava de composición andesítico-basáltico (Arce J., et al., 2015), consecuencia de la actividad volcánica de la Sierra de Chichinautzin.

En la Figura 7 se presentan dos perfiles: Perfil AB con dirección SW-NE donde se muestra que la pendiente en promedio, para la zona de estudio es de 2% para la topografía de Sierra y de 1% para la topografía de Llanura. El Perfil A'B' con dirección S-N, la pendiente es del 4.78% para la topografía de Sierra y de 0.5% para la topografía de Llanura.

En resumen, las pendientes para la zona de estudio podrían concordar con pendientes de zona de Ladera o zona de transición.

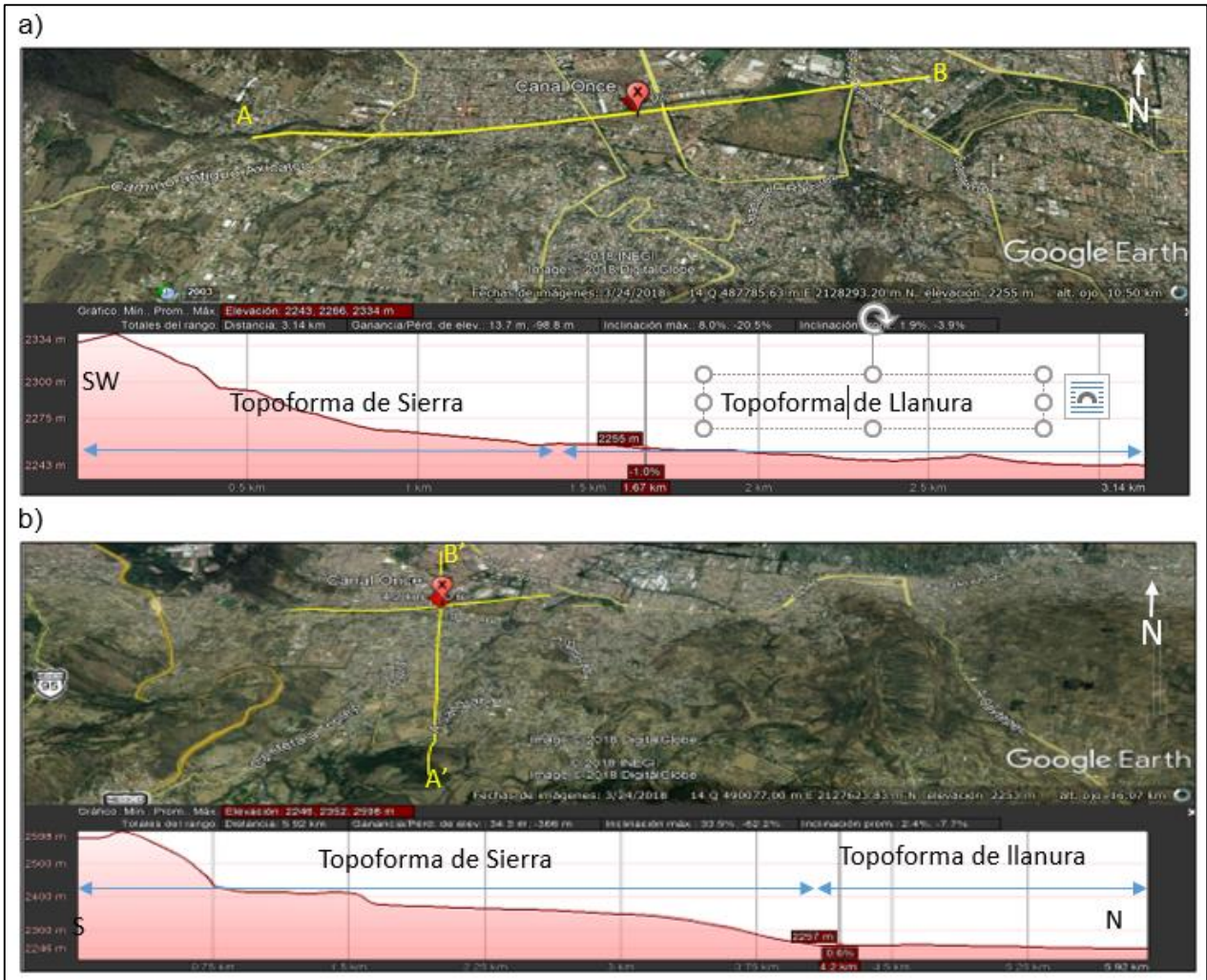


Figura 7 Pendiente de la zona de estudio Tomado de (Google Earth)

3.2. FISIOGRAFÍA

El área de estudio se localiza en la Provincia Fisiográfica del Faja Volcánica Transmexicana, en la subprovincia Lagos y Volcanes del Anáhuac. Se caracteriza por ser una enorme masa de rocas volcánicas de todos tipos, acumulada en innumerables y sucesivas etapas, desde mediados del Terciario hasta el Reciente. La integran grandes sierras volcánicas, grandes coladas lávicas, conos dispersos o en enjambre, amplios escudo-volcanes de basalto, depósitos de arena y cenizas y material aluvial.

La zona de estudio se ubica en la zona sur poniente de la Cuenca del Valle de México, donde los escurrimientos superficiales de agua de lluvia proveniente de la sierra del Chichinautzin transitan para descargar en el lago de Xochimilco.

La zona de estudio se ubica en la zona que comprende a la zona del vaso lacustre, cercano a los límites de la zona volcánica con estratovolcanes o estratovolcanes aislados que se caracterizan

por presentar lomeríos de basalto, basalto con cráteres, ignimbritas y volcanes escudo (Figura 8). Actualmente no hay vegetación ya que el área ha sido cubierta por la mancha urbana.

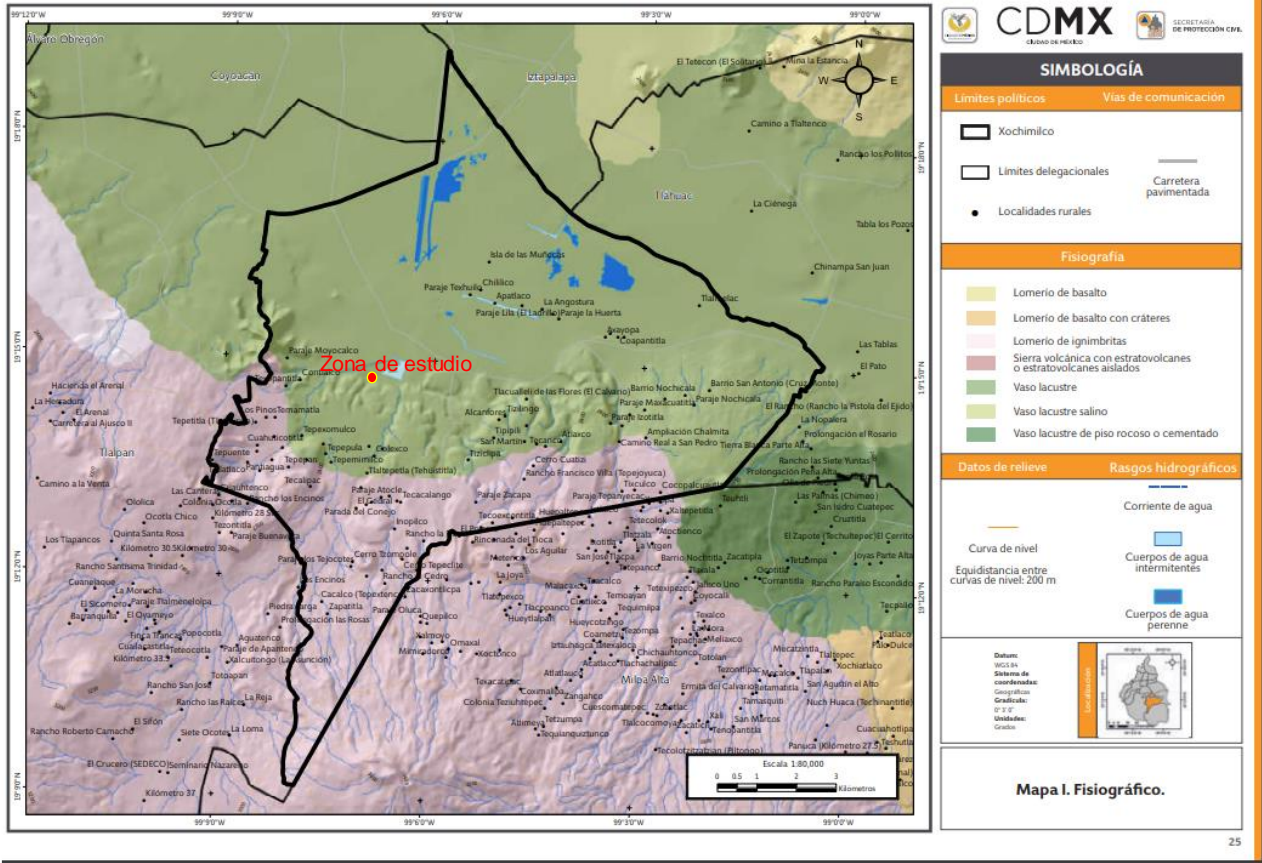


Figura 8 Fisiografía de la zona de estudio. (Tomado de Mapa de Riesgos de la Delegación Xochimilco, 2014)

3.3. MARCO GEOLÓGICO

En la Cuenca de México, superficialmente se presentan rocas volcánicas del periodo Cuaternario (Plioceno-Holoceno, 1.5 millones de años al reciente) de tipo andesita-dacita, lahar, tobas andesíticas y aluvión. Específicamente en la zona de estudio, al sur en la sierra del Chichinautzin, se identifican estas rocas. Hay que mencionar que la estructura geológica que soporta a las rocas antes mencionadas son rocas del Cretácico y Terciario.

La descripción de las unidades geológicas, que conforman la Cuenca de México, se basa en el trabajo que realizaron Vázquez y Jaimes (1989).

La Cuenca del Valle de México está rodeada por diferentes estructuras volcánicas, por abanicos y llanuras aluviales y una extensa altiplanicie lacustre con altitud promedio de 2 240 msnm, la cual es una característica distintiva de la provincia fisiográfica en la que se ubica; predominan en ella derrames basálticos, numerosos volcanes y lagos; así como rocas de composición riolítica, dacítica, andesítica y traquítica, generalmente cubiertas de basaltos que conforman las masas montañosas. Los valles que antiguamente habían sido zonas de lago se encuentran rellenos con

materiales fluviales y lacustres derivados de las sierras volcánicas, así como con cenizas volcánicas recientes.

Actualmente, la geología del subsuelo del Valle de México está siendo evaluada con perforaciones profundas, con fines hidrogeológicos, donde se verifica que la columna geológica presenta rocas del Cretácico al Reciente. En la Figura 9 se muestra la ubicación de las perforaciones profundas.

Con base en lo anterior, las rocas más antiguas corresponden a calizas marinas del Cretácico Inferior, cubiertas por calizas, lutitas y areniscas del Cretácico Superior pertenecientes a la formación Mezcala. Las rocas del Eoceno-Oligoceno que cubren a las rocas cretácicas, corresponden al Grupo Balsas y están formadas por rocas sedimentarias de origen continental (conglomerados de caliza principalmente), tienen un espesor aproximado de 600 m. Las rocas que sobreyacen discordantemente a los depósitos clásticos continentales son volcánicas, predominantemente andesíticas y dacíticas con un espesor de 600-700 m acumuladas durante el Oligoceno Tardío - Mioceno Temprano. Después, durante el Plioceno y Cuaternario se presentaron depósitos volcánicos y volcanoclásticos que actualmente han originado una morfología de abanicos debido a la actividad volcánica y a la erosión de estos mismos Lezama-Campos; Morales-Casique y Benowitz (2016).

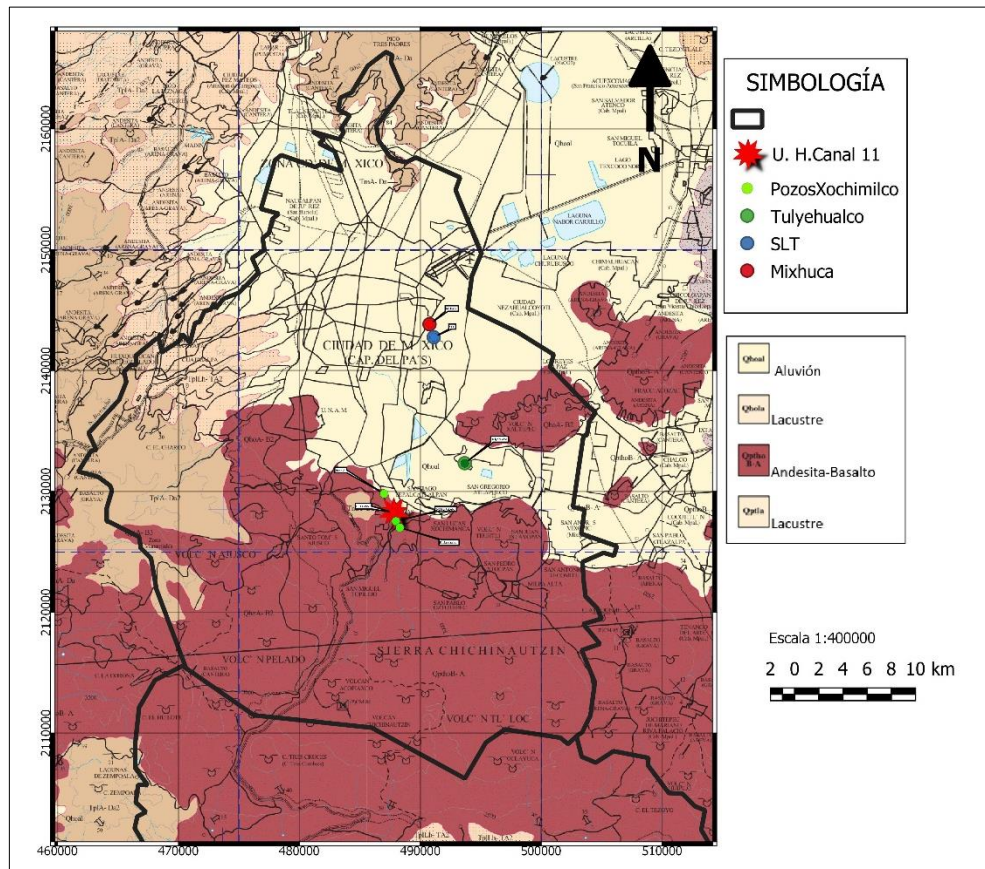


Figura 9 Mapa geológico de la Cuenca de México donde se presenta la ubicación de los pozos profundos perforados. (Modificado de (De la Teja et al., 2002)

En cuanto a las condiciones locales, en la alcaldía de Xochimilco se identifican rocas ígneas extrusivas intermedias, basalto y brechas volcánicas, tobas y suelos, Figura 10.

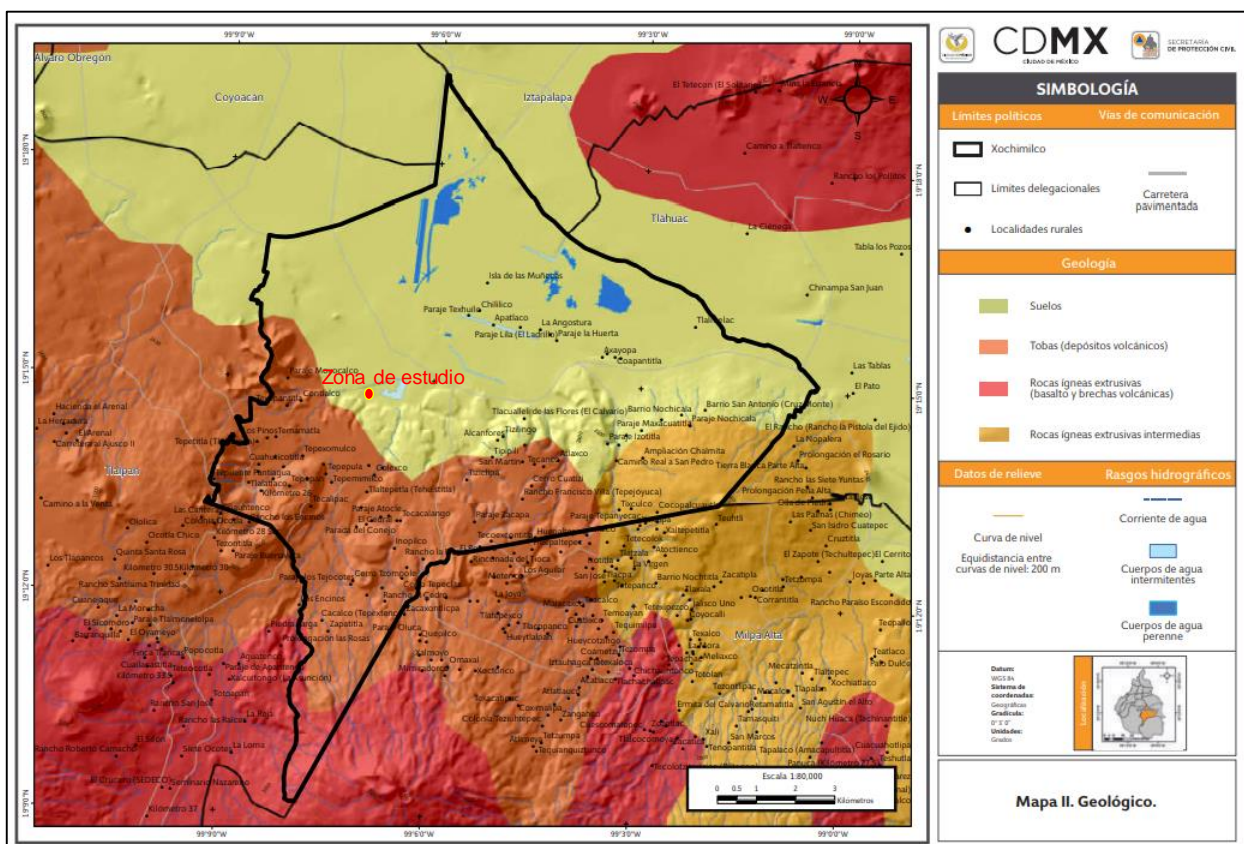


Figura 10 Geología de la alcaldía de Xochimilco y de la zona de estudio (Tomado de Mapa de Riesgos de la Delegación Xochimilco, 2014).

La roca que se presenta superficialmente en la zona de estudio corresponde a suelo; sin embargo, una de las incógnitas a resolver en este trabajo es su espesor y el contacto con la roca compacta.

3.3.1. Estratigrafía.

A continuación, solo se describirán las unidades litológicas que se localizan, en o cercanas a la zona de estudio, tomando en cuenta las unidades encontradas en los pozos profundos de San Lorenzo Tezonco, Mixuca-1, Tulyehualco-1, Copilco-1, para después enfocarse a la zona de estudio en particular.

CRETÁCICO

FORMACIÓN MORELOS (KM)

Aflora al sur de la sierra Chichinautzin con un espesor máximo de 900 m y se adelgaza al poniente. En la Cuenca del Valle de México se identifica en dos pozos profundos perforados en 1986, Mixuca-1 y Tulyehualco-1 a profundidades de 2 060 m y 2 160 m con espesor de 410 y 650 m respectivamente. Constituye una interestratificación de capas gruesas de calizas y dolomías diagenéticas, concordantes a anhidritas laminares subyacentes. Fue depositada durante el Albiano Medio-Cenomaniano temprano, en una extensa plataforma marina.

FORMACIÓN CUAUTLA (Kc)

Propuesta por Fries (1960) donde reconoció facies de cuenca, de banco y de litoral Cenomaniano Tardío -Turoniano Tardío. Los Pozos de PEMEX Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 penetraron a una profundidad de 1 575 m y 2 100 m respectivamente; los microfósiles encontrados en estas calizas indican que son de aguas someras. Los espesores varían de 200 a 750 m. Formada por calizas principalmente calcarenitas de estratificación gruesa.

FORMACIÓN MEZCALA (KMZ)

El espesor máximo es de 1 500 m y constituye una interestratificación rítmica de grauvacas (turbiditas), lomolitas y lutitas. En el pozo Mixhuca-1 se encontró a profundidades de entre 720 y 1575 m. Esta formación se depositó de aguas someras en el Cretácico durante el Coniaciano-Campaniano.

PALEÓGENO Y NEÓGENO

GRUPO BALSAS (TEOB)

Son depósitos continentales de Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano. Consta de conglomerado oligomítico, caliza con matriz limo-arcillosa cementada, con estratificación masiva y espesor máximo de 500 m. Las capas de este conglomerado se interdigitan y están cubiertas por una secuencia de 800 a 200 m de espesor formada por capas deleznable de arcilla limo y arena; localmente estos depósitos contienen interestratificación formada por yeso y caliza lacustre; además, de derrames lávicos basálticos y en la parte superior se presentan intercalaciones de toba riolítica, estas secuencias del Grupo Balsas se han asignado a las rocas con edad menor a 18 Ma. del pozo San Lorenzo Tezonco (Arce, et al, 2013).

FORMACIÓN TEPOZTLÁN

Identificada en el pozo San Lorenzo Tezonco, con una edad de 18 Ma formada por flujos de lava andesíticos. Los estudios recientes la describen como una compleja secuencia formada por depósitos de lahares intercalada con flujos de lava y rocas piroclásticas lo cual según algunos autores corresponde a productos tempranos de la Faja Volcánica Transmexicana. (Arce J.L ,et al., 2013) ;(Arce J.L.,et al.,2015).

CUATERNARIO.

FORMACIÓN CHICHINAUTZIN

Forma parte del límite sur de la Cuenca del Valle de México, comprende mas de 120 volcanes de escoria y de lava vesicular, masiva o lajeada, así como de domos y volcanes en escudo, de composición basáltica y andesítica. Tiene una forma alargada de W a E desde el volcán Nevado de Toluca al volcán Popocatépetl. Se caracteriza por presentar productos volcánicos de composición heterogénea, con predominio de rocas andesitas basálticas (Arce, et al, 2015).

La sierra del Chichinautzin se formó entre el Pleistoceno Superior y el Reciente, es la responsable del cierre de la Cuenca del Valle de México, por ella se debe el azolve de la cuenca endorreica

que se rellenó primero con depósitos aluvio-fluviales y finalmente con depósitos lacustres (Instituto de Ingeniería, 2014). El espesor máximo que presenta es de 1 800 m.

DEPÓSITOS ALUVIALES (QAL)

Corresponde a material clástico fluvial acumulado penecontemporáneamente con sedimentos lacustres y depósitos volcánicos del Cuaternario. Las características litológicas, posición estratigráfica y génesis de estos depósitos se presenta en diferentes eventos que se identifican como miembros.

Los miembros afloran formando llanuras aluviales al norte y al sur de la región, rellenando amplios valles socavados en un depósitos piroclásticos y clásticos del Plioceno.

Los espesores máximos de alrededor de 500 m se encuentran en el centro de las depresiones y se adelgazan hacia las márgenes de la llanura. En las zonas, norte y sur incluyen material poco consolidado compuesto por fragmentos con tamaño de grava, arena, limos y arcilla, conteniendo localmente marga, tierra diatomácea, turba, loess y travertino. Se encontró en los pozos Roma-1, Mixhuca-1 y Tulyehualco-1 a las profundidades respectivas de 74 -330 m, 167-520 m y 300-550 m.

DEPÓSITOS LACUSTRES (QLA).

Se agrupan en esta unidad los sedimentos clásticos y productos piroclásticos relacionados con la actividad volcánica del estratovolcán Popocatepetl y de la sierra de Chichinautzin, los cuales se depositaron en una ambiente lacustre. Estos depósitos forman una gran altiplanicie lacustre extendida con una altitud promedio de 2 220 msnm, desde Zumpango hasta Chalco y desde Texcoco hasta el Cerro de Chapultepec. Los espesores varían entre 30 y 300 m, los mayores se presentan en el centro de las planicies de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco; y disminuyen hacia los márgenes de las planicies. Los pozos Mixhuca-1, Tulyehualco-1 y Roma-1 cortaron su base a profundidades correspondientes de 167, 300 y 74 m respectivamente.

3.3.2. Estratigrafía local

Dado que las tres últimas unidades litológicas descritas en el inciso anterior, son las que inciden directamente en la zona de estudio, se buscó en la bibliografía de la cuenca, la descripción de cortes litológicos de pozos perforados para abastecimiento de agua potable, con el objeto de conocer su espesor.

Se identificaron cuatro pozos, Figura 11, cuya administración está a cargo del Sistema de Aguas de la Ciudad de México; tienen profundidades de 50 a 250 m, son pozos que actualmente están activos.

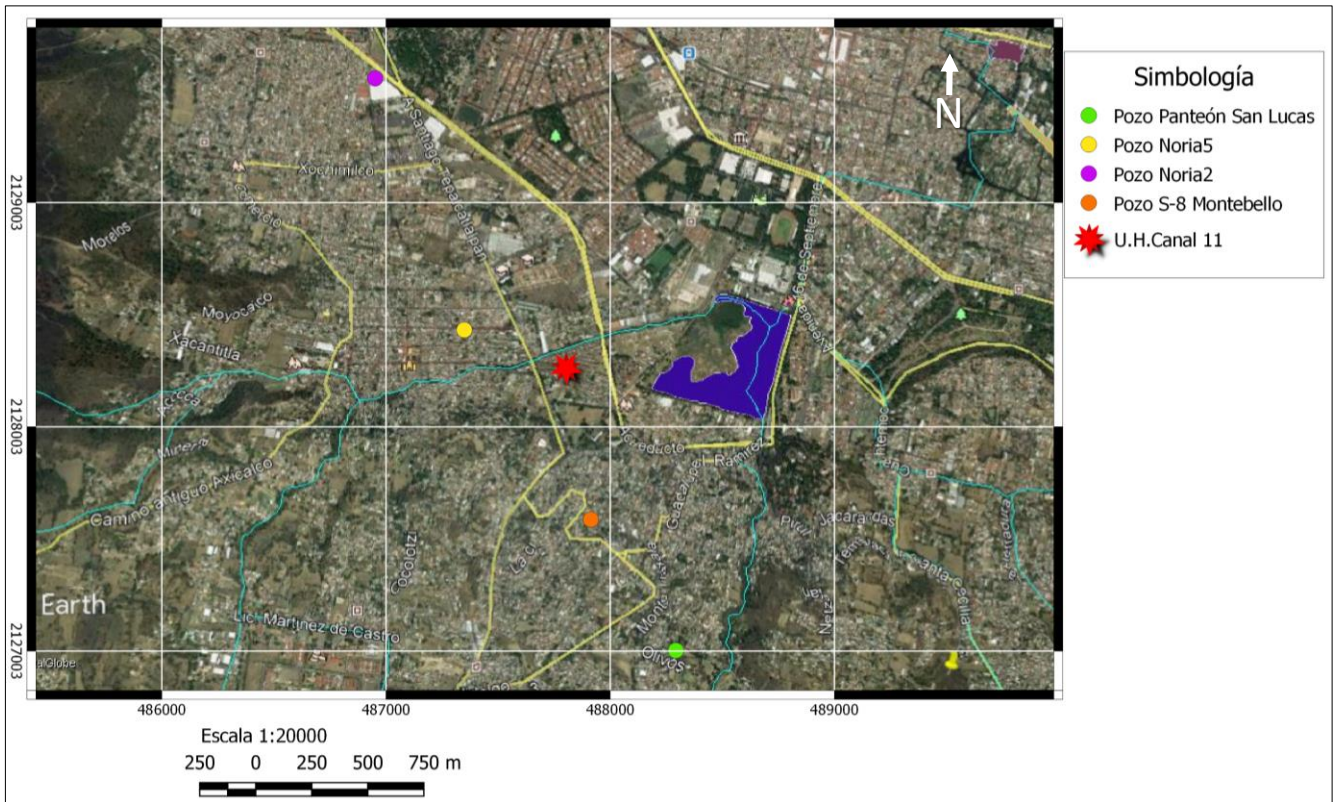


Figura 11 Ubicación de los pozos en la zona de estudio (Información del INEGI; imagen de Google Earth)

El pozo Noria No. 2, con una profundidad 195 m, en la descripción de las muestras de canal indica la presencia de depósitos lacustres y productos volcánicos. En Los primeros 60 m se observa intercalaciones de arenas con arcilla, arcilla lacustre y arenas, en la cima se tiene arena con arcilla con un espesor de 8 m, los espesores de arcilla lacustre van de los 9 y 26 m y las arenas entre 5 y 12 m. Después se tienen derrames de lavas tipo andesita, toba y basalto, los espesores de toba van de los 4, 6 y 29 m. se puede observar una mayor abundancia de andesitas con espesor máximo de 36 m, Figura 12A.

El pozo Noria No. 5 tiene una profundidad de 51.5 m, solo se cortaron tres espesores litológicos. En la cima con un espesor de 2 m corresponde a arcilla con arena y cantos, el siguiente corte presenta basalto con tezontle y por último se encontró basalto, con el mayor espesor de 42.5 m. Figura 12B.

El pozo S-8 Montebello con profundidad de 200 m, en la cima de presenta lapilli con arena y arcilla, con un espesor de 10 m, después hay basalto con un espesor de 96 m, luego aparece una pequeña intercalación de lapilli de 4 m y de nuevo se presenta una capa de basalto, Figura 12C.

El pozo Panteón San Lucas tiene una profundidad de 250 m, como en los otros pozos descritos se observan depósitos lacustres, pero se presenta una mayor intercalación de estos. En la cima se observa una capa con espesor de 5 m de arcilla, después se encuentra una capa de basalto con espesor de 68 m, con intercalaciones de que basalto con tezontle, toba y lapilli con tezontle, esta secuencia tiene como espesor de 210 m, Figura 12D.

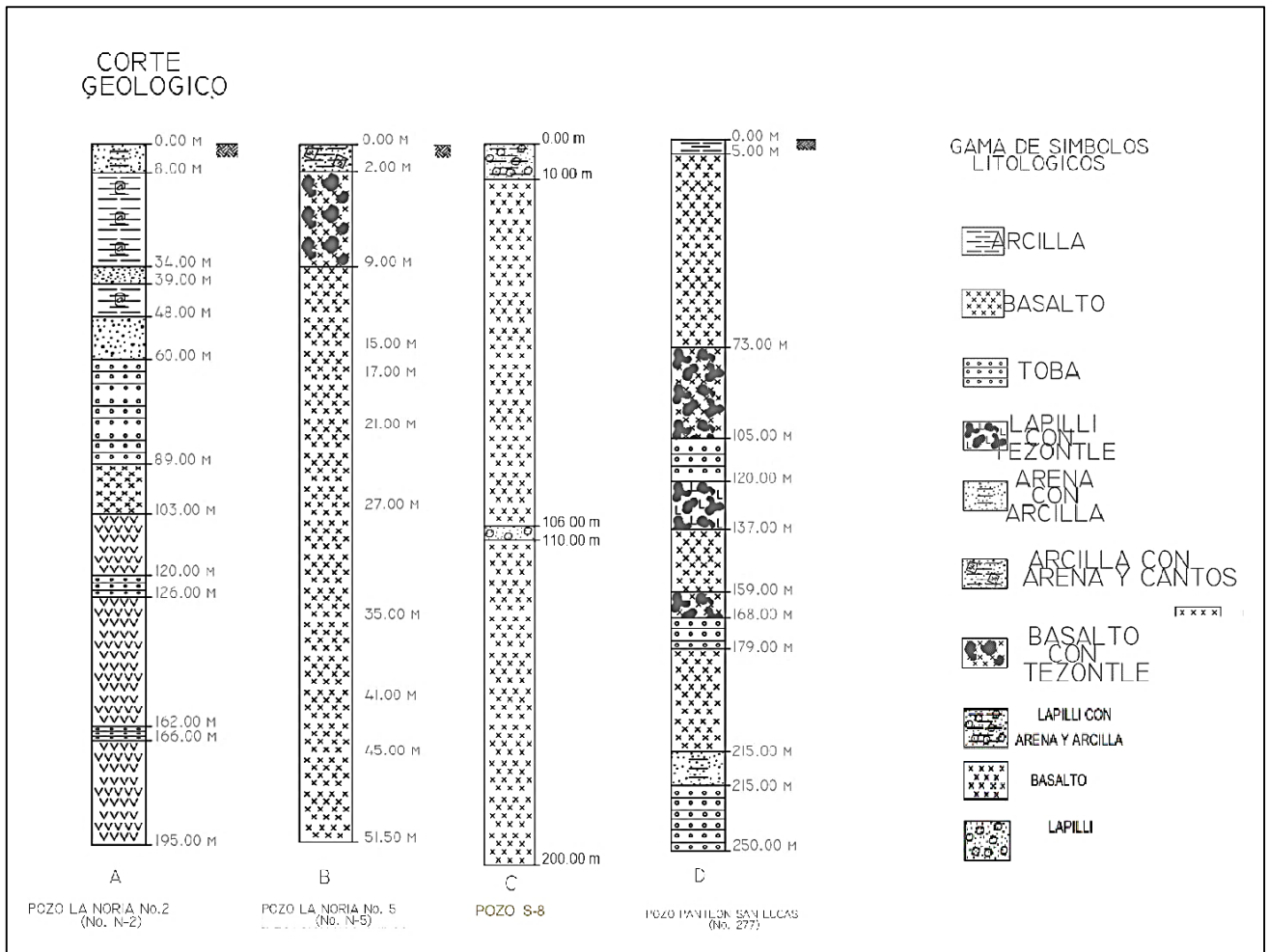


Figura 12 Cortes geológicos de los pozos más cercanos a la zona de estudio, ubicados en la alcaldía de Xochimilco (A) Pozo la Noria No.2, (B) Pozo la Noria No.5, (C) Pozo S-8 Montebello y (D) Pozo Panteón San Lucas. (Información de CONAGUA y SACMEX)

En cuanto al pozo profundo Santa Catarina, localizado a 6.5 km al nororiente del área en evaluación, presenta un espesor de 70 m de material lacutre; hay que mencionar que este pozo se ubica en la zona que corresponde al lago de Xochimilco; continúa un intervalo sin descripción litológica por no haber recuperación de muestras durante la perforación; se infiere sea material volcánico compuesto por tobas, Figura 13.

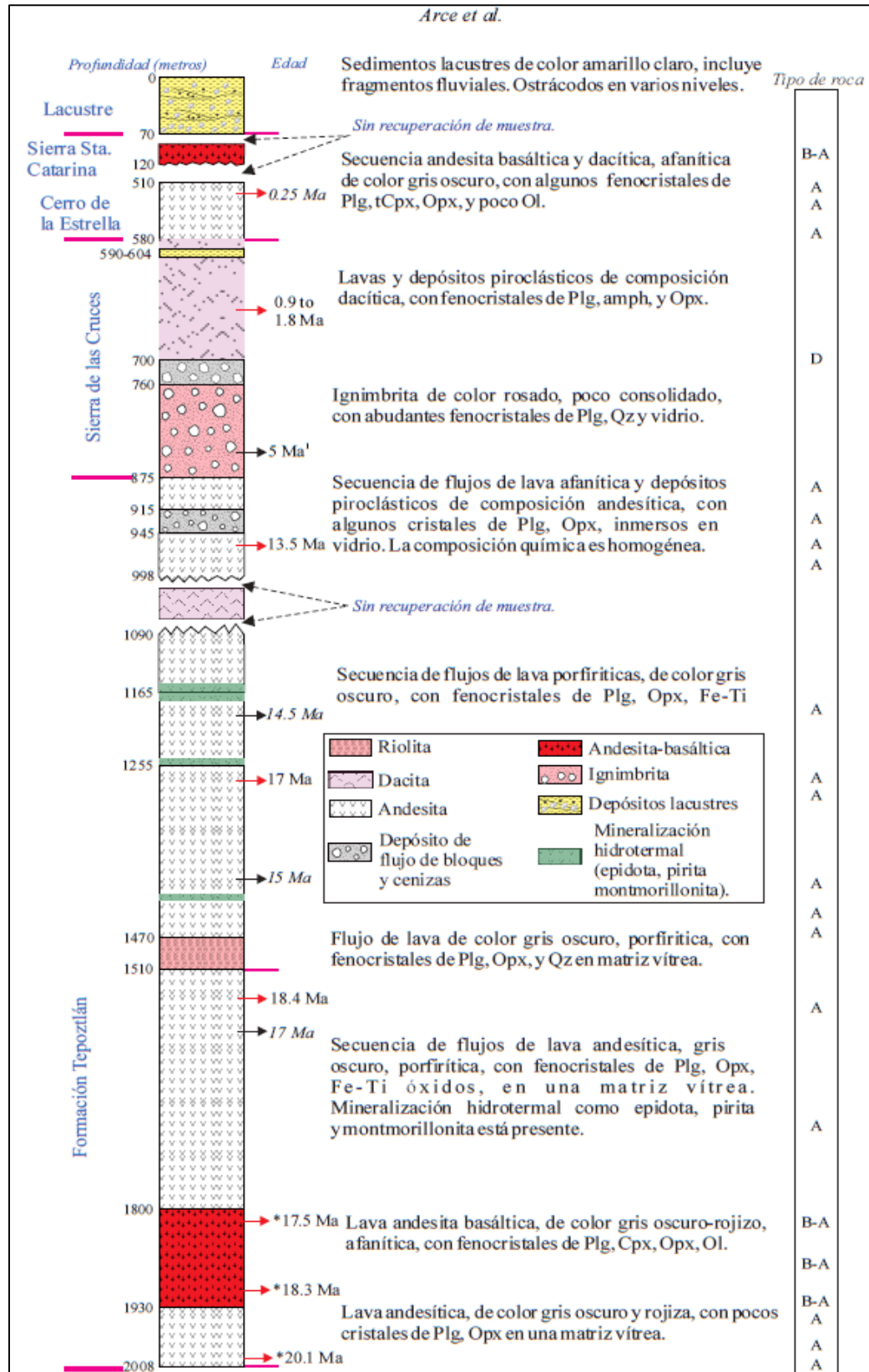


Figura 13 Columna estratigráfica del pozo San Lorenzo Tezonco. El tipo de Roca está basado en análisis químico de roca total (J.L Arce et al., 2015).

3.3.4. Geología estructural

Estructuralmente cercanos a nuestra zona de estudio destacan el graben Santa Catarina y la falla Xochimilco, (Arce, et al., (2013) plantean una configuración esquemática de los principales rasgos estructurales que se presentan en la Cuenca del Valle de México y la posición de la sierra del Chichinuatzin, Figura 14.

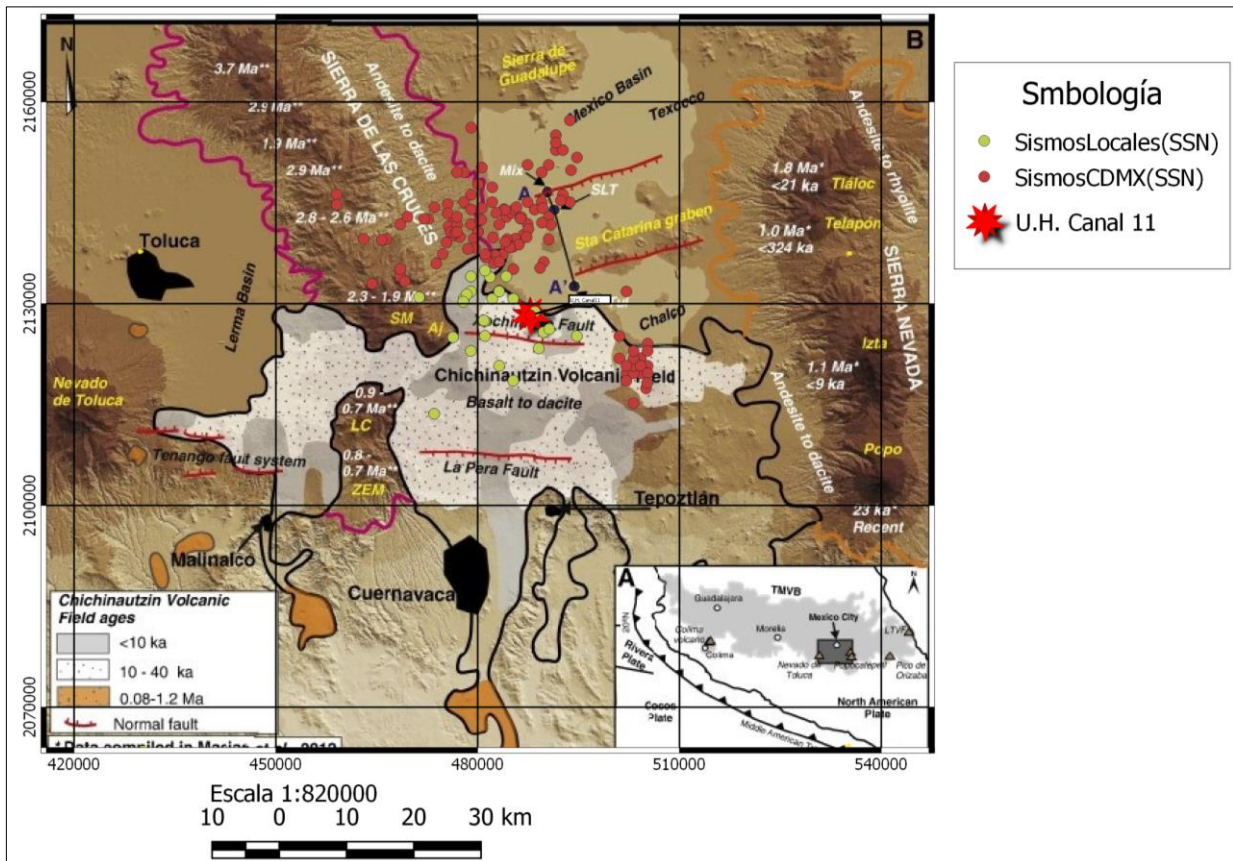


Figura 14 Interpretación estructural de la Cuenca del Valle de México. (Tomado de J.L Arce et al., 2013)

FALLA XOCHIMILCO

En el límite entre el bloque central y sur de la sierra de las Cruces existe una zona compleja de fallas con orientación E-O conocido como fallas Tenango, los rasgos geomorfológicos sobresalientes son: escarpes bien conservados y con facetas triangulares, valles en forma de "V", disposición rectilínea de los escurrimientos, deflexiones en la trayectoria de los cauces, *pressure ridges* y cuencas *sag ponds*. Este sistema se revela hacia el este con las fallas Xochimilco y Jicomulco (Arce J.L., et al., 2013); en este sistema se presentan derrames de lava muy viscosos aparentemente fisurales.

GRABEN DE SANTA CATARINA

Combinando la alineación de la sierra Santa Catarina y las diferentes profundidades de las calizas observadas en el pozo Mixhuca y el pozo Tulyehualco, puede inferirse la existencia de un graben asimétrico, limitado por fallas que caen hacia el S-E y N-O respectivamente, en la superficie, el graben es orientado NE 15°. De ser cierto, la ausencia de calizas a una profundidad de 2 008 m en el pozo SLT se debe a que se encuentra a mayor profundidad, mientras que en los pozos Mixhuca y Tulyehualco están en los horst, ver Figura 15, (J.L. Arce et al., 2013).

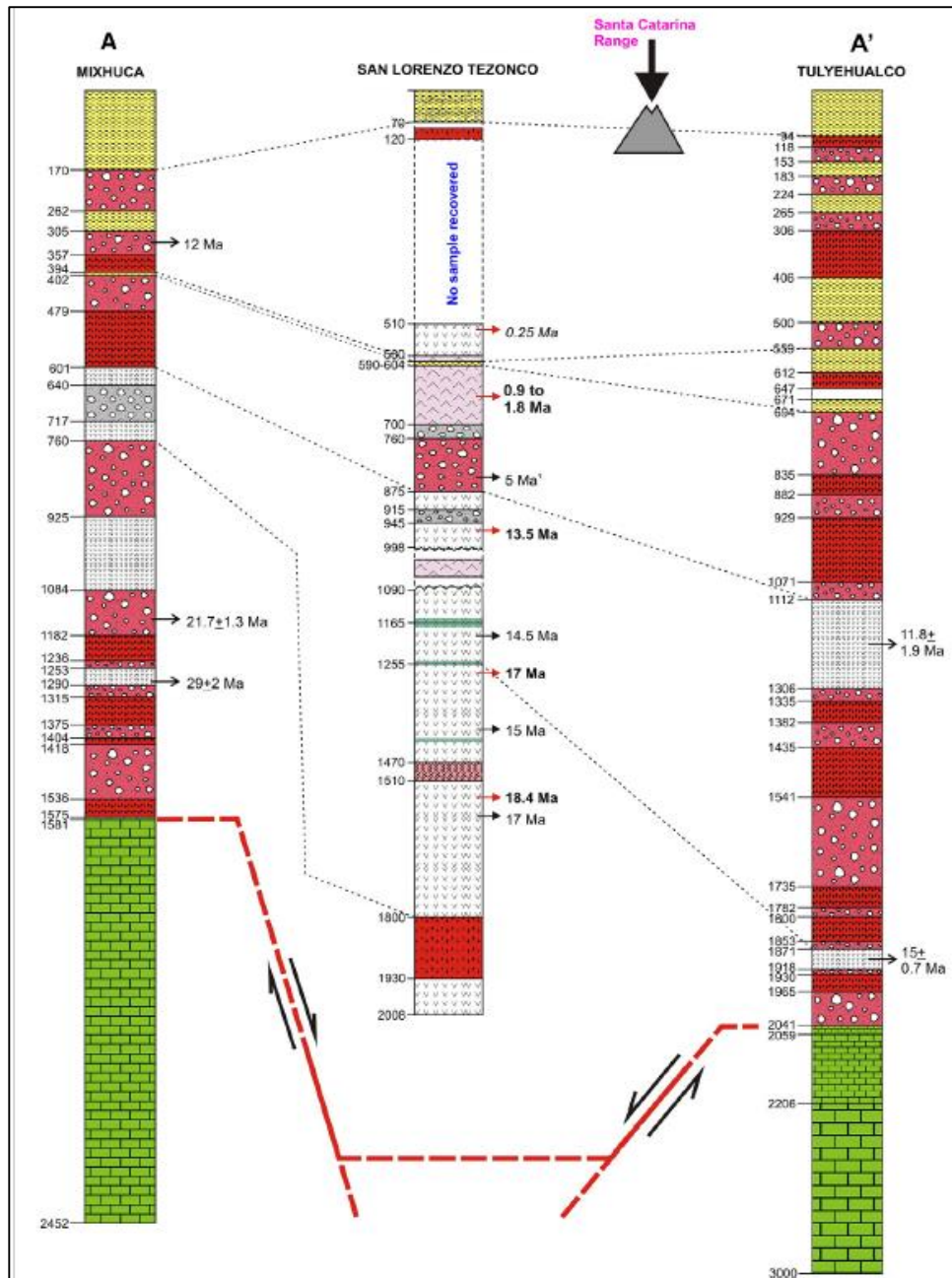


Figura 15 Sección Norte – Sur (A-A' de la Figura 14) donde se interpreta el graben nombrado por Arce como graben Santa Catarina en la zona sur de la Cuenca del Valle de México. (J.L. Arce et al., 2013)

3.4. MARCO GEOTECTÓNICO

La Faja Volcánica Transmexicana se extiende del Océano Pacífico al Atlántico, desde el estado de Nayarit hasta el estado de Veracruz. Considerando el marco megatectónico, la Placa de Cocos en la actualidad se hunde bajo el continente con una velocidad de 5 cm/año al NE, mientras que la Placa de Norteamérica avanza al SW con una velocidad de 2.7 cm/año. Así la velocidad absoluta de subducción es de 7.7 cm/año, con vector al NE con dirección ligeramente oblicua a las costas del sur de México.

La formación de una cuenca continental volcano-sedimentaria con las características de la Cuenca de México requiere la intervención de dos factores: por una parte, un proceso de subsidencia continúa asociado a una tectónica de extensión; por otra, el aporte de materiales para su relleno (Morán-Zenteno et al., 2015).

El horst de Chichinautzin representa una frontera tectónica ya que mientras al norte de esta estructura, en el subsuelo de la Cuenca de México, se puede documentar una subsidencia pronunciada, al sur no hay evidencia de estructuras tectónicas de extensión y subsidencia notables (Morán-Zenteno et al., 2015).

3.4.1. Sismicidad

Por debajo de los 45 km de profundidad se presenta una zona plástica con temperaturas mayores a los 300° C; por encima de ella la corteza se caracteriza por ser rígida y propensa a fracturamientos.

Una manera de estimar este comportamiento es a través de la sismicidad. Con base en la información que presenta el Servicio Sismológico Nacional (SSM), en su red de medición de sismos, en la Cuenca del Valle de México y en específico en la Ciudad de México, que es la que incide en el área de estudio, se presentan sismos por encima de los 45 km de profundidad, situación que valida la suposición del párrafo anterior. Sin embargo, también es necesario identificar la posición y profundidad de los sismos que se suscitan en esta área, para darse una idea del comportamiento del subsuelo. Para ello se hizo el análisis de las profundidades de los sismos y la ubicación de los focos.

La sismicidad local encontrada puede presentarse como sismos de subducción, sismos de fallamiento normal y profundidad intermedia, sismos superficiales de la corteza continental y Sismos por Falla (Spolochic-Montagua).

En la zona de Benioff de la Placa de Cocos, específicamente en la Trinchera de Acapulco, se pueden producir sismos máximos de intensidad 8.5. A profundidades mayores de 100 km donde la Placa de Cocos sufre esfuerzos tensionales por el aumento de la inclinación, con magnitudes de 7.8. En tanto en la Faja Volcánica Transmexicana ocurren sismos tensionales someros (0-15 km) (Mooser & Ramírez, 1987).

Del registro de sismos que se presentaron en la Ciudad de México de 1974 a 2018 (231), 74 no fueron calculables, Figura 16, el rango de magnitud fue de 1.2 a 4.0 con profundidades de 1 a 57 km. Cabe mencionar que el valor que indica el SSM es absoluto, no da un rango de variación en la información.

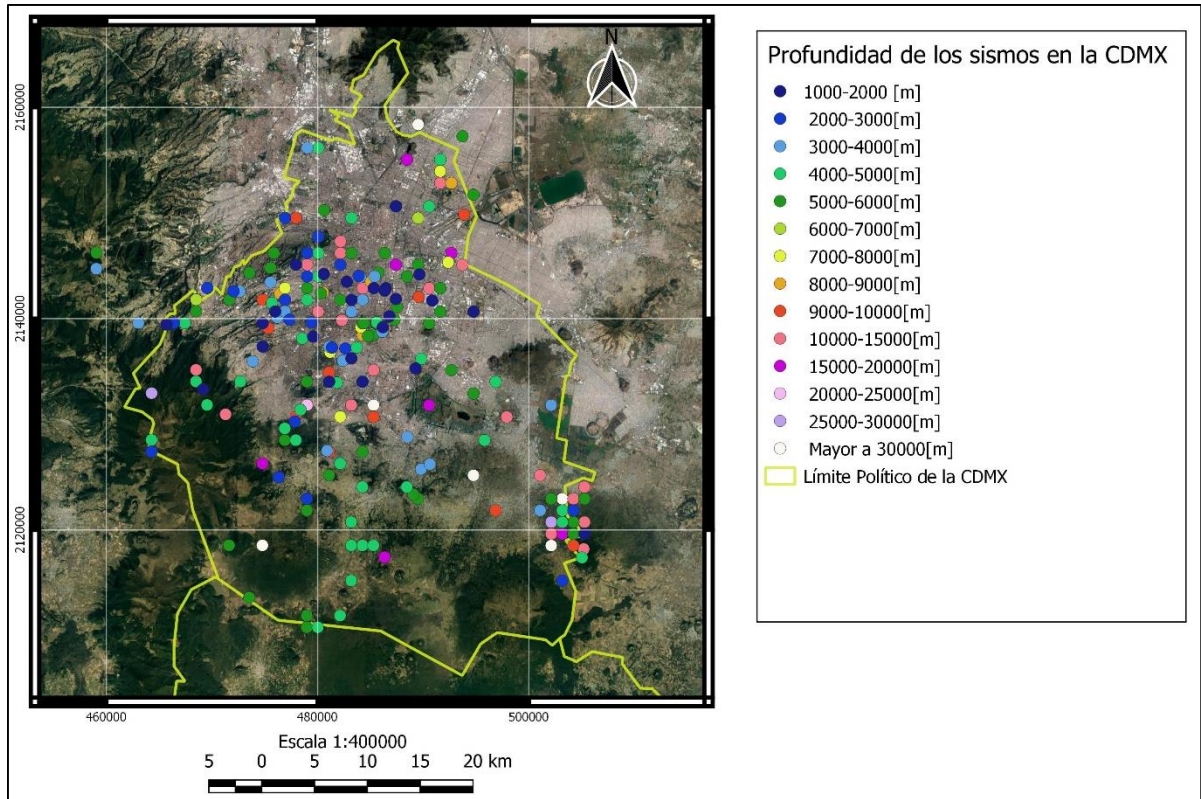


Figura 16 Profundidad de sismos ocurridos en el Valle de México de 1974 a 2018 (Información de Servicio Sismológico Nacional; imagen de Google Earth)

Se observa que, en la topografía de Llanura, se presentan los sismos más someros (color azul marino) con profundidades menores a los 2 000 m; desde el punto de vista hidrogeológico se asocian a la zona donde se ubica actualmente el acuífero en explotación y la zona correspondiente al material aluvial y lacustre.

En la zona de estudio, se identifica el foco de sismo con profundidad de 3 000 a 4 000 m, y en la zona, correspondiente a la sierra del Chichinautzin la profundidad de los focos de los sismos se identifican entre los 2 000 y 8 000 m; también hacia la parte oriente se presentó un sismo con profundidad mayor a los 30 000 m.

Al correlacionar esta información con la geología estructural, por la zona donde pasa la traza de la falla Xochimilco; la magnitud de los sismos oscila entre 1.3 y 3.9, con un rango de profundidades de 2 000 - 6 000 m, lo cual podría estar relacionada con actividad tectónica (sismos tensionales) asociada a la falla Xochimilco.

Otro aspecto por considerar en el marco geotectónico, son las estructuras asociadas a fosas, arcos, grabens, entre otros. Con base en el análisis realizado por Mooser y Ramírez (1987), la Faja Volcánica Transmexicana la cual incluye los elementos estructurales antes descritos. En ella es posible diferenciar también agrupamientos de fosas y pilares que mantienen una secuencia escalonada donde su arreglo sugiere un cizalleo a la izquierda ejercido desde la trinchera de

Acapulco. Cabe señalar que un cizalleo clásico produciría agrietamientos tensoriales en un ángulo de 45° y subparalelos al esfuerzo.

Otros factores por considerar en el aspecto geotectónico son los esfuerzos horizontales y verticales. Los esfuerzos horizontales son producto de compresión y cizalleo ejercidos desde la Trincheras de Acapulco. Los esfuerzos verticales son originados por la tectónica ascendente y de tensión a la vez que pueden definirse como vulcanotectónica. Estos esfuerzos verticales se dividen principalmente en dos:

- a) Expansión térmica de la corteza calentada por magmas en su base y magmas ascendentes. Los esfuerzos solamente pueden liberarse hacia la superficie.
- b) Empuje de las cámaras magmáticas hacia arriba.

Así, los empujes tectónicos horizontales sobre una corteza calentada y plástica en su mayor espesor, también genera arqueo, lo cual junto con los esfuerzos verticales resulta en un abombamiento y un fracturamiento tensional en la corteza rígida superior.

En un arco volcánico las fuerzas de tectónica horizontal y vulcanotectónicas se conjugan a crear un conjunto de fosas y de pilares tensionales, paralelos al arco. La vulcanotectónica misma que dio origen a la Faja Volcánica Transmexicana, parece ser la actividad predominante en la formación de los grandes elementos morfoestructurales que la componen, aunque sin compresión y cizalleo conectado a este último los grabens en escalón no podrían generarse.

3.5. MARCO HIDROLÓGICO.

La zona de estudio pertenece a la Región Hidrológica No. 26 “Alto Pánuco”, dentro de la Región Hidrológico-Administrativa XIII, Aguas del Valle de México. Para su administración la CONAGUA creó el Organismo de Cuenca Aguas del Valle de México. Por las características hidrológicas de la región se divide en dos subregiones: Valle de México y Tula, Figura 17. La zona de estudio se ubica en la primera.



Figura 17 Región hidrológico-administrativa XIII (Modificada de Compendio del Agua Región Administrativa XIII, CONAGUA)

La Cuenca de México es una cuenca endorreica de carácter lacustre. Específicamente la zona de interés pertenece a la subcuenca Lago de Texcoco-Zumpango dentro de la cuenca río Moctezuma (RH26Dp), con un área aproximada de 4 865.49 km², Figura 19. Los principales ríos en la zona de estudio son: San Gregorio, Santiago y San Buenaventura.

Está circundada por montañas y cubierta en varios puntos por áreas lacustres. El fondo de la Cuenca es una planicie lacustre de 1 431 km² a una altitud promedio de 2 240 msnm, cuyo parteaguas se extiende por la zona montañosa que la rodea, la cual se eleva por arriba de los 3 000 msnm. Debido a las características topográficas se encuentra una gran diversidad de climas, predomina el clima templado. De acuerdo al sistema de clasificación Köppen se ha identificado un clima Templado Subhúmedo. La precipitación media anual es de 768 mm y la temperatura media anual oscila entre 12° y 18° (CONAGUA, 2002).

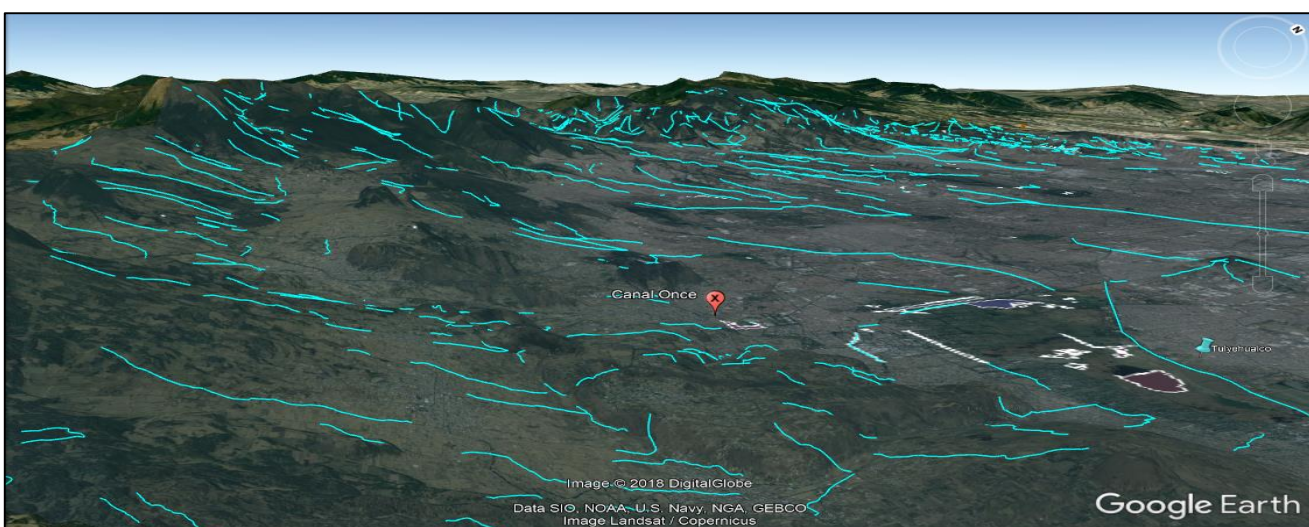


Figura 18 En esta imagen se observa en 3D los escurrimientos superficiales locales (Información INEGI; Imagen tomada de Google Earth).

La hidrografía se caracteriza por la presencia de ríos y manantiales, los cuales alimentan los lagos y canales de la zona chinampera. Los ríos que desembocaban en la región de Xochimilco eran: el río San Buenaventura, localizado en la parte occidental y tenía su nacimiento en la sierra del Ajusco, era alimentado por las lluvias y algunos manantiales situados en las faldas de dicha sierra; el río San Buenaventura llegaba a la parte baja del valle a la altura del cruce de los caminos Tlalpan – Tepepan, en donde cambiaba de pendiente hacia el lago de Xochimilco; el río Parres se forma en la parte montañosa de Tezontitla y San Miguel Topilejo, recorría extensas y elevadas planicies de Tlalpan para desembocar en la presa del pueblo de San Lucas; al pasar por el pueblo de Santiago, tomaba el nombre de esa población (Mapa de Riesgos de la Delegación Xochimilco, 2014).

El río Santiago, se encuentra a un costado de la zona de estudio, desemboca en la presa de San Lucas o vaso regulador. Fue construida en un llano de 28 hectáreas para almacenar las aguas pluviales provenientes de los cerros aledaños y conducir a los canales Nativitas para evitar que las zonas de cultivo se inundaran en la época de lluvias.

A nivel regional, en la subcuenca, se observan escurrimientos paralelos y subdendríticos en las zonas montañosas que rodean la cuenca, Figura 18.

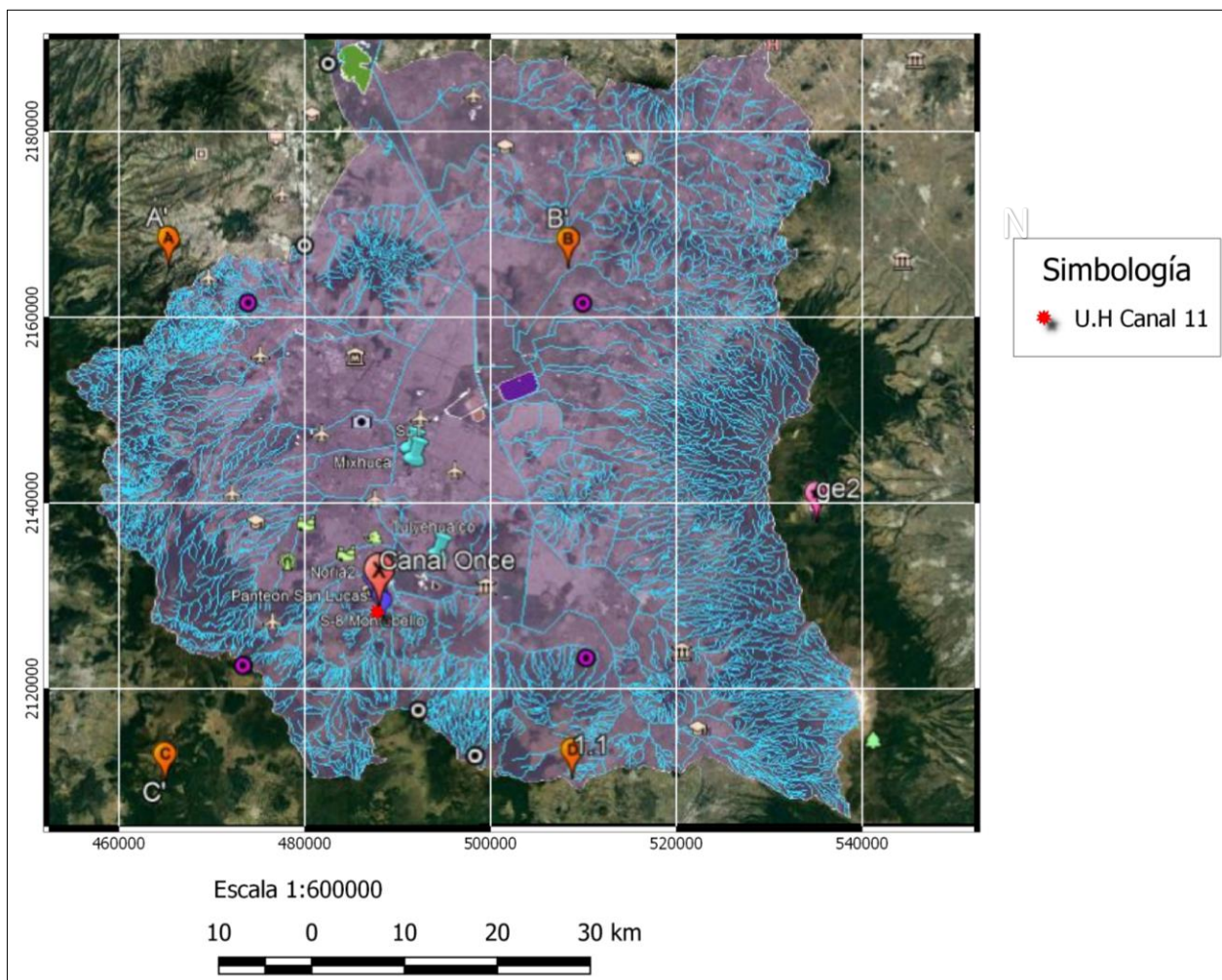


Figura 19 Mapa de la subcuenca del río Moctezuma (Información de INEGI e imagen de Google Earth)

3.6. MARCO HIDROGEOLÓGICO

La zona de estudio se ubica en el territorio del acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México.

El acuífero se clasifica como semiconfinado ya que el material arcilloso que se presenta irregularmente, en superficie, actúa como una capa confinante (CONAGUA, 2002). El contenedor impermeable del acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México lo constituyen rocas volcánicas y calizas, en tanto que el paquete sedimentario da origen a un sistema acuífero complejo formado por tres grandes cuerpos: en la parte superior, un paquete arcilloso de alta porosidad, baja permeabilidad y de composición heterogénea, forma un acuitardo de espesor variable y que actúa como semiconfinante en el centro de la cuenca jugando el papel importante de ser la capa dura por su carácter permeable; debajo de este paquete se encuentra el acuífero que actualmente se explota, formado por material granular más grueso, piroclastos, conglomerados y basalto-andesita fracturada. Su espesor es variable (generalmente mayor de

200 m) así como sus propiedades hidráulicas; le subyacen rocas volcánicas fracturadas, cuya base llega a tener más de 1 600 m. Por debajo del material volcánico se encuentran rocas calizas.

Las tres unidades presentan un amplio rango en sus parámetros hidrodinámicos (permeabilidad, coeficiente de almacenamiento y transmisividad). Sin embargo, los valores mayores se encuentran en el acuífero actualmente en producción

Este multiacuífero es recargado por infiltraciones de la precipitación, actuando como áreas de recarga más importantes de las sierras circundantes, entre ellas la Chichinuatzin. La precipitación media anual varía desde 600 mm en el norte, hasta 1 200 mm en las sierras del Sur.

La extracción de agua subterránea en la cuenca de la Ciudad de México es del orden de 50 m³/s a través de las obras hidráulicas (Ochoa & Rodríguez , 1989).

Debido a la composición heterogénea del sistema acuífero donde predominan las arenas el valor de la conductividad hidráulica es de $K= 10^{-2}$ a 10^{-9} m/s; el rendimiento específico (S_y) tiene valores que varían del 10 al 30% y un coeficiente de almacenamiento $S= 0.000825$.

La profundidad de los niveles existentes en el acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México, presenta los valores más bajos; de 20 a 40 m en la porción sur de la Sierra de Guadalupe, mientras que los valores más altos en profundidad se localizan en la zona de recarga de la Sierra de Las Cruces donde oscila de 70 a 170 m; en el centro de la CDMX se encuentran profundidades de 60-65 m.

En cuanto al balance de aguas subterráneas hay que considerar el volumen de agua que recibe el acuífero y el volumen total extraído.

Con relación a las entradas de agua subterráneas deben considerarse la recarga en dos direcciones: vertical y horizontal. En dirección vertical se concluye que el aporte es prácticamente nulo; por un lado, la recarga natural es inexistente debido a los asentamientos irregulares y la capa impermeable de concreto y asfalto, impiden la infiltración de agua al subsuelo. Por otro lado, la recarga artificial también se considera nula debido a que existen solo pequeñas zonas de riego inmersas en lo que es el lago de Xochimilco. Además, el limitado número de pozos de inyección hacen que al tratar de considerar la recarga inducida sea también cero. En conclusión, la recarga en dirección vertical en el acuífero sea prácticamente nula. Los aportes, o recarga horizontal se ha calculado un volumen del orden de 279 Mm³/año aproximadamente.

Referente a las salidas de agua subterránea se considera: evapotranspiración, descargas naturales y bombeo. Para la primera se considera cero puesto que la profundidad del nivel estático en promedio es de 20 m además de la existencia de grandes áreas con pavimentación no se consideran salidas por evapotranspiración; con relación a las descargas naturales, la sobre extracción de aguas subterráneas ha ocasionado el descenso del nivel estático y en consecuencia la desaparición de manantiales por lo que esta salida se considera cero. Finalmente, la salida referente a bombeo es la única representativa ya que el volumen de extracción estimado con datos de censos donde se incluyen, pozos, norias y pozos combinados es de 507.364 Mm³/año (Ochoa & Rodríguez , 1989).

3.6.1. Hidrogeología de Xochimilco

En Xochimilco, a nivel subterráneo, se distingue un acuitardo superior, un acuífero principal y un acuífero profundo. Con un espesor promedio de 20 m (2 m en la zona montañosa y hasta 60 m en la llanura central), el acuitardo superior está formado por depósitos lacustres del Cuaternario. La conductividad hidráulica (k) varía de 0.0864 a 0000864 m/d, con un coeficiente de almacenamiento (S) constante de 0.012.

El acuífero principal se extiende en toda la planicie lacustre de Xochimilco hasta la zona montañosa del sur. Tiene un espesor aproximado de 400 m correspondiente a depósitos lacustres del Cuaternario, es de tipo confinado en las zonas montañosas y semiconfinado en la zona central, donde el acuitardo superior actúa como la capa confinante. Sin embargo, se considera que este acuífero es libre y semiconfinado debido al efecto de bombeo que ha provocado el descenso de los niveles piezométricos por debajo de del límite superior. Presenta una conductividad hidráulica (k) muy variable que va de 0.0001296 hasta 34 m/día dada su composición estratigráfica y un coeficiente de almacenamiento de (S) de 0.2.

La mayoría de la recarga se produce en la zona sur debido a la alta permeabilidad de la roca fracturada y del acuitardo superior que favorece la infiltración. Este flujo de recarga se desplaza en forma lateral y descendente a través de la roca basáltica hacia la zona norte del acuífero principal.

Subyacente al acuífero principal se encuentra el acuífero profundo, el cual está formado por rocas volcánicas estratificadas fracturadas; esta capa tiene baja permeabilidad debido a la compresión entre estratos. El espesor promedio es de 200 m. La conductividad hidráulica (k) para el acuífero profundo es de 31.97 m/día y el coeficiente de almacenamiento (S) es de 0.05 (Navarrete, et al., 2013).

En los datos reportados por la Secretaría de Obras y Servicios de la Delegación Xochimilco (1997), en el pozo Noria No.2 se puede observar una capa con espesor de 60 m con material granular, de alta porosidad, compactibilidad y composición heterogénea; después hay una capa formada por roca volcánica permeable con un espesor de 135 m. El nivel estático registrado en este pozo era de 10.28 m; sin embargo, no se tienen datos actualizados. En el caso del pozo la Noria No.5 (1997), hay una capa 9 m de material no consolidado cuya composición va desde arcilla con arena y basalto con tezontle; seguido una capa con gran espesor de basalto; el nivel estático se encuentra 32.83 m de profundidad. El pozo S-8 se tiene una capa de 10 m con material heterogéneo con arena, arcilla y lapilli, que presenta una alta porosidad y permeabilidad; no se tiene registro del nivel estático de este pozo. Por último, en el pozo del Panteón San Lucas No. 277 (1997) hay una intercalación de capa de material consolidado y no consolidado, en el no consolidado hay presencia de arcillas, lapilli y tezontle, los cuales presentan alta porosidad, y en el consolidado hay basalto y toba. El nivel estático se encontraba a 122.50 m.

En cuanto a la salida por bombeo, en el Censo de Aprovechamiento de Agua Subterránea del acuífero de la zona metropolitana del Valle de México (2009), se tiene el registro del volumen de extracción de los pozos que se encuentran en la alcaldía de Xochimilco de uso público. En los pozos cercanos a la zona de estudio, en el pozo la Noria No.2 registro un volumen de extracción de 1,168,992 m³/año, el pozo S-8 Montebello tiene un registro de 1,311,552 m³/año, y en el pozo del Panteón San Lucas se tiene un registro de 1,197,504 m³/año.

3.6.2. La isla hidráulica

Cerca de la zona de estudio se presenta un fenómeno importante en términos hidrogeológicos y se trata de lo siguiente: al ubicar los pozos que están en la demarcación, próximos a la zona del lago de Xochimilco, notamos que la mayoría de estos están en avenidas principales rodeando el lago, es decir, dejando un área libre de pozos de extracción, Figura 20. Debido a la elevada demanda de aguas subterráneas, cada pozo genera un cono de abatimiento. Por la proximidad de cada uno, los abatimientos se van conectando, al sumarlos genera un enorme cono que en promedio tiene un radio de 3.5 km. Este fenómeno lo denominaremos “isla hidráulica”. Ya que es casi nulo el flujo de aguas subterráneas a través de este sitio inferimos que el lago se alimenta de aguas superficiales o por debajo del nivel de extracción de los pozos; al no estar saturado el material arcilloso, este presenta compactación y agrietamiento.

En tanto para la zona de estudio, la afectación que se presenta en la cercanía de los pozos de extracción genera abatimientos adicionales por la sobreposición de los niveles de abatimiento, con la consecuente compresión del material granular y desecación del suelo.

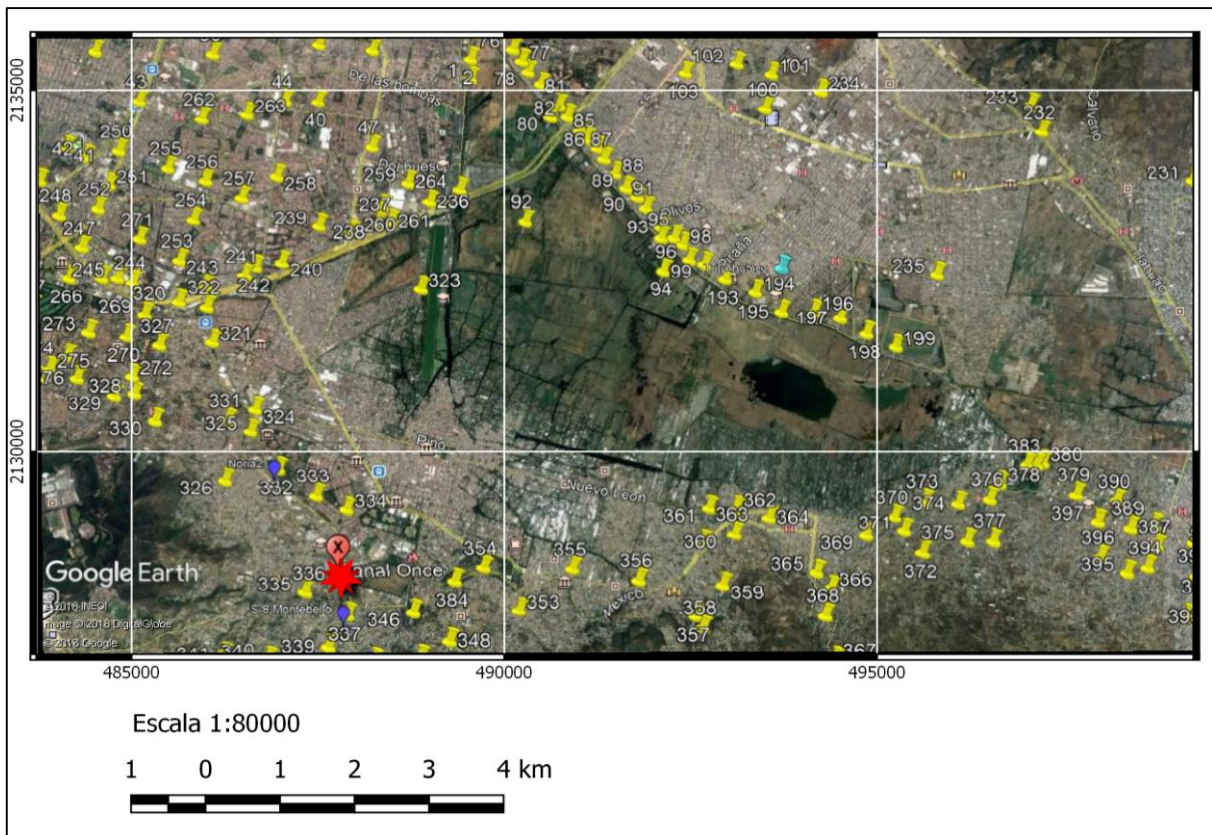


Figura 20 Imagen correspondiente a la “Isla Hidráulica” que limita al lago de Xochimilco. (Información de pozos de CONAGUA 2009 e imagen de satélite de Google Earth).

3.7. MARCO GEOTÉCNICO

En la Cuenca de México se presentan varios riesgos geotécnicos por lo cual se debe de saber bien el tipo y las condiciones de las estabilidades de las construcciones edificadas.

En la Figura 21 se presenta la zonificación geotécnica con base en el tipo de suelo que se presenta en el Valle de México.

Por otra parte, con el propósito de tener una idea sobre el tipo de cimentación a realizar en cualquier construcción que se puede realizar en el Valle de México, para tener un control además de: hundimiento, agrietamiento y desplome del suelo, el Reglamento de Construcción de la Ciudad de México en su Capítulo VIII, referente al diseño de cimentaciones indica en sus Artículos 169 y 170. Se transcriben los Artículos del Reglamento de Construcción de la Ciudad de México, con fines aclaratorios:

ARTÍCULO 169.- Toda edificación se soportará por medio de una cimentación que cumpla con los requisitos relativos al diseño y construcción que se establecen en las Normas Técnicas Complementarias de Diseño y Construcción de Cimentaciones. Las edificaciones no podrán en ningún caso desplantarse sobre tierra vegetal, suelos o rellenos sueltos o desechos. Sólo será aceptable cimentar sobre terreno natural firme o rellenos artificiales que no incluyan materiales degradables y hayan sido adecuadamente compactados.

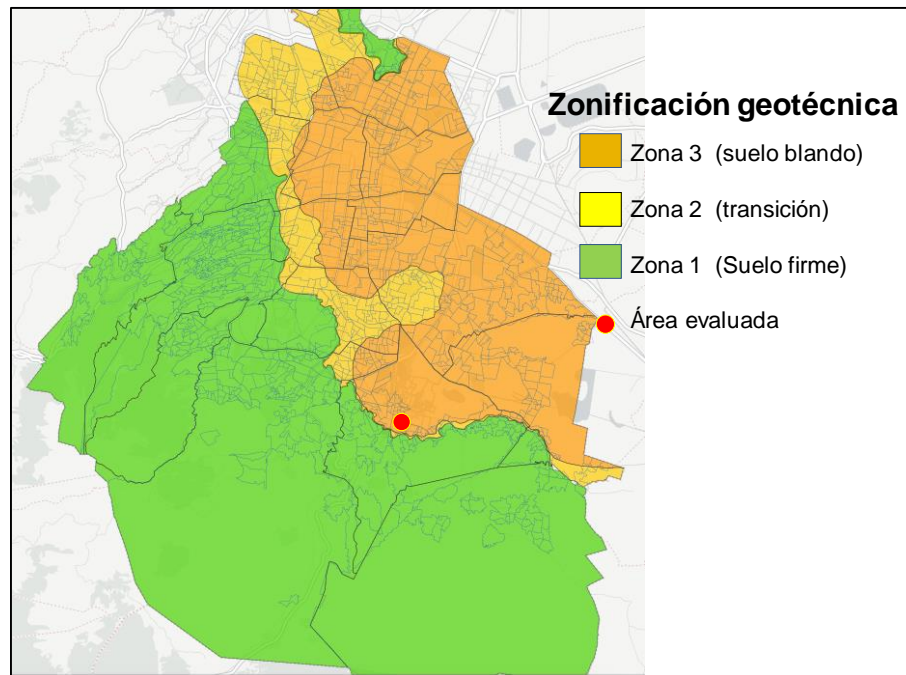


Figura 21 Zonificación geotécnica de la ciudad de México (Tomado de Zonificación Geotécnica, Atlas-CDMX, 2004)

ARTÍCULO 170.- Para fines de este Título, el Distrito Federal se divide en tres zonas con las siguientes características generales:

Zona I. Lomas, formadas por rocas o suelos generalmente firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre, pero en los que pueden existir, superficialmente o intercalados, depósitos arenosos en estado suelto o cohesivos relativamente blandos. En esta Zona, es frecuente la presencia de rellenos artificiales no compactados, o de oquedades en rocas y de cavernas y túneles excavados en suelo para explotar minas de arena;

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

Zona III. Lacustre, integrada por potentes depósitos de arcilla altamente comprensible, separados por capas arenosas (sic) con contenido diverso de limo o arcilla. Estas capas arenosas son de consistencia firme a muy dura y de espesores variables de centímetros a varios metros. Los depósitos lacustres suelen estar cubiertos superficialmente por suelos aluviales y rellenos artificiales; el espesor de este conjunto puede ser superior a 50 m.

La zona a que corresponda un predio se determinará a partir de las investigaciones que se realicen en el subsuelo del predio objeto de estudio, tal como se establecen en las Normas. En caso de edificaciones ligeras o medianas, cuyas características se definan en dichas Normas, podrá determinarse la zona mediante el mapa incluido en las mismas, si el predio está dentro de la porción zonificada; los predios ubicados a menos de 200 m de las fronteras entre dos de las zonas antes descritas se supondrán ubicados en la más desfavorable.

Según el Mapa de Zonificación Sísmica (2004) el área de estudio se ubica cercano a de la intersección de la zona I y III. Los cortes litológicos de pozos aledaños al lugar indican que existe un espesor de 10-60 m de material no consolidado por lo cual se propone que se trata de una zona de transición.

La zona de estudio se encuentra en la Zona de Transición por su proximidad a la Zona de Lomas lo cual provoca que presente diversos riesgos geotécnicos y su afectación en las construcciones sea visible. En la Zona de Transición se puede observar deslizamiento del terreno, hundimiento diferencial y agrietamientos; aunque también está presente el riesgo de inestabilidad de taludes.

3.8. RIESGOS POTENCIALES EN EL SITIO EVALUADO

En este inciso se plantean los riesgos potenciales que se pueden presentar en el terreno, alguno de los cuales ya se presenta en la zona de estudio; con base en lo anterior, se propondrá el proceso de evaluación que permita identificar con mayor detalle las condiciones del subsuelo, para que los ingenieros civiles puedan presentar un planteamiento a resolver el problema que se presenta en la zona como: Deslizamiento de terreno, inestabilidad de taludes y barrancas, remoción en masa, hundimiento y fracturamiento, entre otros. Sobre estos puntos es importante identificar el tipo de energía que se presenta en cada uno de los casos: potencial, cinética y elástica (presión-volumen asociada a la porosidad del medio).

3.8.1. Deslizamiento de terreno e inestabilidad de taludes y barrancas

En esta situación la energía que predomina antes del deslizamiento es la potencial, la cual depende de la elevación en la que se encuentre el cuerpo inestable, los taludes y barrancas están expuestos a este tipo de energía.

Se entiende por talud a cualquier superficie inclinada respecto a la horizontal que hayan de aportar permanentemente las estructuras de tierra, bien sea de forma natural, es decir, sin la intervención del hombre o como consecuencia de la intervención humana en una obra de ingeniería como en excavaciones o rellenos, Juárez Badillo y Rico Rodríguez (1973).

Las propiedades de los suelos son un factor muy importante en cuanto a la estabilidad de los taludes, como clima, contenido de agua, porosidad o fracturamiento; así como también, los efectos físicos y químicos a los que está expuesta la roca (erosión e intemperismo). Se deben de tener muy presentes para que no haya posibilidades de una falla en estos. Al presentarse una falla en la estabilidad puede provocar un deslizamiento de la masa de suelo, energía cinética.

La falla de talud se presenta principalmente cuando los efectos de cambios de temperatura fracturan la roca; o bien, la desecación del material ocasiona un cambio en la energía elástica en ambos casos, provocando inestabilidad por compactación del material (en un medio granular, acomodo de los granos y disminución de la porosidad).

Muchos proyectos de ingeniería resultan afectados o afectan la estabilidad de taludes al producir modificaciones en la topografía, condiciones de flujo de agua, pérdida de resistencia, cambios en el estado de esfuerzos. (Orozco Montoya, 2009).

Los deslizamientos de terreno se usan para describir un amplio rango de movimientos de masa por gravedad tanto en la superficie del terreno como debajo de los cuerpos de agua. Los deslizamientos de terreno son consecuencia del fallamiento de materiales con cierta inclinación. Una ladera falla cuando las fuerzas o esfuerzos que actúan sobre él vencen la resistencia de los materiales de la tierra.

Los tipos de falla más comunes en taludes son:

- a) Falla por deslizamiento superficial. Los taludes están sujetos a fuerzas naturales que tienden a hacer que las porciones más próximas a la frontera se deslicen hacia abajo, siendo más intenso cerca de la superficie inclinada. La zona queda sujeta a un flujo viscoso que se desarrolla de con una extraordinaria lentitud. El desequilibrio produce un aumento en las cargas por la disminución de la resistencia del suelo al esfuerzo cortante. La solución para estabilizar las estructuras que se encuentran en la zona son económicamente elevadas, solo dejando como opción el cambio de ubicación de las obras. Las manifestaciones más evidentes de este fenómeno son la inclinación de postes, movimiento y rupturas de bardas; y acumulación de suelo en depresiones.
- b) Falla por movimiento del cuerpo del talud. Son movimientos bruscos que afectan a grandes porciones de masa, afectando grandes áreas de terreno. Se pueden clasificar en:
 - Fallas por rotación: se define como una falla curva a lo largo de la cual ocurre el movimiento del talud, la superficie forma una traza similar a una circunferencia.

- Fallas por traslación: son las que ocurren en superficies débiles, suelen ser horizontales o con muy poca inclinación.
- Falla por erosión: Es una falla de tipo superficial provocadas por interacción de las condiciones climáticas y el talud, modificando la geometría, es más notorio en taludes más inclinados apareciendo irregularidades.
- Falla por licuación: Ocurre cuando se provoca una reducción de la resistencia al esfuerzo cortante en el suelo, lo que conduce al colapso de este y lo que se encuentre sobre este. La licuación se ha presentado con mayor frecuencia en arenas finas.

Al conocer las propiedades del suelo permite contar con los elementos para mitigar los riesgos geotécnicos que se pueden llegar a presentar.

3.8.2. Factores que contribuyen a la inestabilidad de una ladera o talud.

En general, son todos aquellos factores que modifican fuerzas internas y externas que actúan sobre el terreno.

Factores pasivos. Son intrínsecos a los materiales. Comprenden factores geométricos (altura e inclinación), geológicos (zonas de debilidad y anisotropía), hidrogeológicos (presencia de agua en la masa de suelo o roca) y geotécnicos (relación mecánica del suelo y la roca, como resistencia y deformabilidad).

Factores activos. Son factores externos que desencadenan inestabilidad, los responsables de la generación de la falla y de la magnitud del deslizamiento. Actúan sobre los suelos o macizos rocosos modificando sus características. Los factores más importantes son: climáticos (precipitaciones), cambios en condiciones hidrogeológicas y modificaciones en la geometría del talud, erosión, sismos sobrecarga estática, carga dinámica y acciones antrópicas.

El relieve es necesario para producir movimientos gravitacionales, por ejemplo, las zonas de sierra son las más propensas a movimientos de laderas, aunque en ocasiones una pendiente reducida es suficiente para que ocurran deslizamientos como flujos de tierra.

Las estructuras geológicas como la existencia de distintos planos de discontinuidad, la composición, la resistencia, la deformabilidad, la permeabilidad, el grado de alteración y de fracturación, determinan la posibilidad de un terreno a sufrir deslizamientos sumándole algunos factores desencadenantes.

El comportamiento hidrogeológico en los materiales, asociado a las características estructurales, grado de meteorización y condiciones climáticas influyen en la inestabilidad de los materiales debido a que en regiones lluviosas se tiene, por lo general, un nivel freático a menor profundidad y por lo tanto materiales alterados a menor profundidad. Las precipitaciones intensas de larga duración (horas y hasta días), pueden desencadenar movimientos superficiales como

deslizamientos o flujos de tierra, generar desprendimiento de bloques de roca y reactivar algunos deslizamientos antiguos.

El agua reduce la resistencia a esfuerzos cortantes y aumenta los esfuerzos cortantes por el incremento del peso del terreno al saturar la zona generando fuerzas desestabilizadoras en grietas y discontinuidades generando un aumento en el aumento de la presión de poro que puede desencadenar o acelerar los deslizamientos. Por ejemplo, la reducción importante del nivel freático puede generar desequilibrio en los materiales del talud, pues presentan presiones de poro altas que no se disipan con la misma velocidad del descenso de nivel de agua.

Falta de vegetación en laderas, así como la existencia de materiales sueltos y la existencia de inestabilidad en la zona pueden generar una mayor infiltración y movilidad en los materiales. La erosión externa puede crear socavones al pie del talud modificando el estado natural de esfuerzos provocando deslizamientos y desprendimientos. La erosión interna tiene efectos en la estabilidad del talud pues puede generar hundimientos.

Los sismos inducen movimientos en todo tipo de laderas generando desde desprendimiento de bloques hasta el deslizamiento de grandes masas de material como flujos de tierra y avalanchas de roca. En materiales areno-limosos se pueden presentar problemas de licuefacción ya que al estar saturados pueden comportarse como un material líquido, resultado en movimientos verticales y horizontales de su masa que ocasionan deslizamientos en laderas y taludes.

Las acciones antrópicas, es decir las obras de ingeniería como presas, rellenos, voladuras cercanas al talud, entre otras, modifican los estados de esfuerzo-deformación del terreno y sus propiedades geotécnicas generando inestabilidad. En áreas urbanas, las filtraciones de agua por fugas de depósitos, redes de abastecimiento y saneamiento, puede introducir inestabilidad en taludes (Coliente Tlaxcalteca, 2010).

3.8.3. Subsistencia y fracturamiento

Las subsidencias son generalmente procesos muy lentos que pueden acelerarse por la acción antrópica. Pueden afectar todo tipo de terrenos, generalmente a suelos blandos y son debido a cambios tensionales inducidos en el terreno a causa del descenso del nivel freático, extracción o explosión de petróleo o gas y por la minería subterráneas y túneles.

El descenso del nivel freático por extracción de agua en los acuíferos afecta los materiales no consolidados, que, como consecuencia de la pérdida de agua, sufren cambios en el estado tensional pues se incrementan las tensiones efectivas al disminuir la presión intersticial.

La importancia de la subsidencia depende del tipo de sedimentos, su espesor y de la magnitud del descenso del nivel freático. La velocidad de los procesos puede ser de varios centímetros al año.

La subsidencia supone un riesgo cuando ocurre en zonas urbanas, como es nuestro caso, al dañar y agrietar las edificaciones y afectar a sus cimientos (González Vallejo, Ferrer, & Orduño, 2002).

El fracturamiento o agrietamiento es un evento rápido que ocurre cuando se acumula agua en la superficie y bruscamente se abre una fisura por la que penetra ese líquido dentro de la discontinuidad y genera un incremento de la presión horizontal en su vértice inferior la cual

propaga a la grieta. En las zonas de transición abrupta, es decir, donde hay contacto de suelos arcillosos lacustre con domos volcánicos, el proceso de hundimiento es diferencial y se manifiesta con mayor virulencia con la consecuente aparición de fisuras en la superficie. (Santoyo et al., 2005)

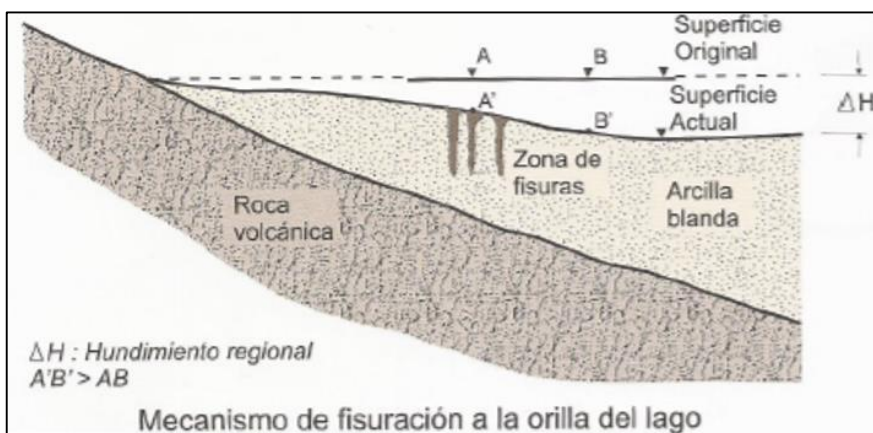


Figura 22 Tomado de Santoyo Villa (Santoyo et al., 2005).

4. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE LOS DATOS

4.1. INSTRUMENTACIÓN

- SYSCAL Pro Switch.
- 48 electrodos.
- 2 carretes de cable inteligente con 24 electrodos con una separación de 5 m entre cada uno.
- 48 conectores caimán – caimán.
- 2 Cintas métricas de 100 m. c/u.
- 3 marros.
- Batería (12V).
- GPS de mano.
- Taladro.
- Fuente de poder.

4.1.1. Equipo de Adquisición (SYSCAL Pro)

El equipo de utilizado para la adquisición de datos para este estudio fue la consola SYSCAL Pro Switch que es un resistivímetro que combina actividades como trasmisor y receptor. Las mediciones son tomadas automáticamente y los datos de salida son voltaje, número de apilamiento, factor de calidad, entre otros. Este equipamiento utiliza cables multinúcleo para controlar un grupo de electrodos conectado en una línea o en múltiples líneas. El número estándar de electrodos puede variar: 24, 48, 72, 96, 120 y puede incrementar según si se trata de un estudio 2D o 3D del subsuelo.

Especificaciones del equipo:

Voltaje máximo modo automático: 800[V]

Voltaje máximo modo manual: 1000 [V]

Máxima corriente 2.5 A

Batería interna de 12 V

Ventajas y limitaciones

En nuestro caso se utilizaron dos segmentos de cables multi-electrodo con espaciamiento de 5 [m] entre nodo y nodo y con una longitud total de 240 metros (IRIS Instruments, 2016). La profundidad de penetración generalmente se toma como 1/3 de la longitud total del tendido aunque en realidad va a depender del arreglo utilizado, así para un arreglo Wenner-Schlumberger

cuya longitud del tendido es, por ejemplo, de 124 [m], la profundidad de penetración será de 23 [m] aproximadamente (Loke, 2004), esto quiere decir que en realidad este tipo de estudios tiene una profundidad limitada y resulta una desventaja si lo que se busca es llegar a una profundidad mayor. Las posibles ventajas tienen que ver con el tiempo de adquisición ya que comparándolo con otros métodos eléctricos como SEV, el tiempo de adquisición es mucho menor puesto que es posible utilizar más de 4 electrodos, en nuestro caso hasta 48 electrodos, en consecuencia las mediciones es automática y además el número de mediciones es más grande tanto en profundidad como lateralmente.

4.2. DISEÑO DE ADQUISICIÓN.

La manera de adquisición de los datos no garantiza el éxito de los resultados. Es necesario conocer o tener un antecedente de los objetivos buscados y tomar en cuenta las limitaciones y ventajas de cada método geofísico (Reynolds, 2011).

Para elegir el mejor arreglo electródico es necesario tomar las siguientes consideraciones (Loke, 2004):

- Profundidad de investigación.
- Sensibilidad del arreglo a los cambios horizontales y verticales en la resistividad del subsuelo.
- La cobertura horizontal de los datos.
- Intensidad de señal.

En nuestro caso, los objetivos a encontrar son cavidades, posible agrietamiento y el contacto suelo-roca compacta. Con este propósito se eligió el Arreglo Wenner–Schlumberger con una separación interelectródica de 3 m, en las zonas donde la afectación era más notable y de 5 m en las líneas donde, sólo se deseaba observar la posible continuidad de las anomalías. La elección del arreglo tuvo que ver con lo que se buscaba tener una buena resolución vertical y horizontal y por lo tanto un arreglo sensible a estos cambios.



Figura 23 Consola SYSCAL Pro utilizada en nuestro levantamiento (IRIS Instruments, 2016)

4.2.1. Logística de campo

Se hicieron dos levantamientos de datos con métodos eléctricos uno el 5 de mayo de 2017 y el otro el 1 de diciembre del mismo año. Además, en la segunda fecha, se aplicó el método sísmico de refracción en dos perfiles a lo largo de la zona afectada en diciembre de 2017.

El primer levantamiento consistió en dos líneas de Tomografía Eléctrica de Resistividades (L1 y L2) con arreglo Wenner-Schlumberger, cuya longitud total fue de 120 m y un total de 41 electrodos con separación de 3 m entre sí. El segundo, sobre el mismo sitio, consistió en cuatro líneas de Tomografía Eléctrica de Resistividades, todas con arreglo Wenner-Schlumberger; dos de ellas con una longitud de 141 m y total de 48 electrodos (L3 y L4); la Línea 5 consistió en 24 electrodos con una separación de 4 metros y una longitud total de 92 m; por último, la Línea 6 con una longitud de 115 m y 24 electrodos, a 5 m de distancia entre sí.

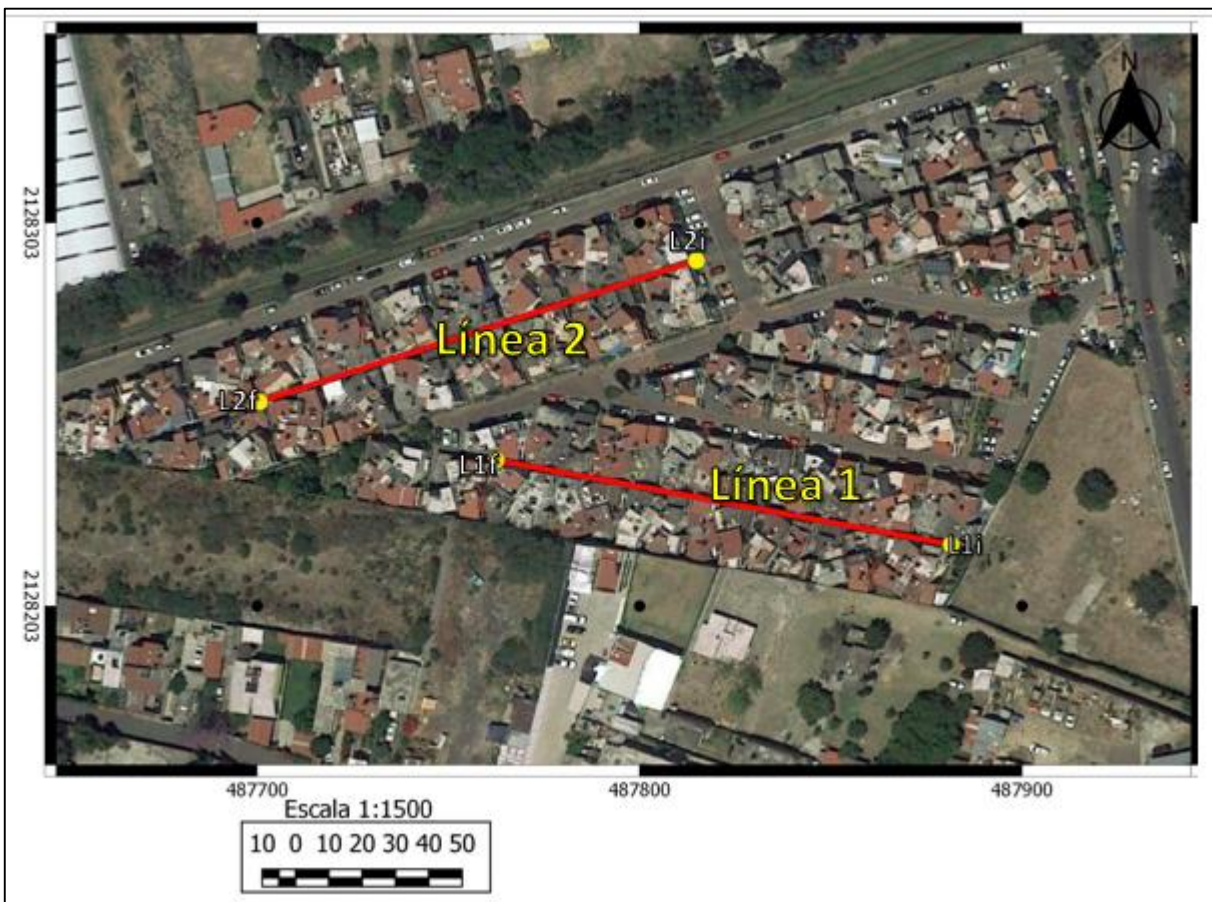


Figura 24. Georreferencia de las Líneas 1 y 2 de Tomografía Eléctrica de Resistividades en la Unidad Habitacional Canal 11, primer día de adquisición (Tomada de Google Earth)

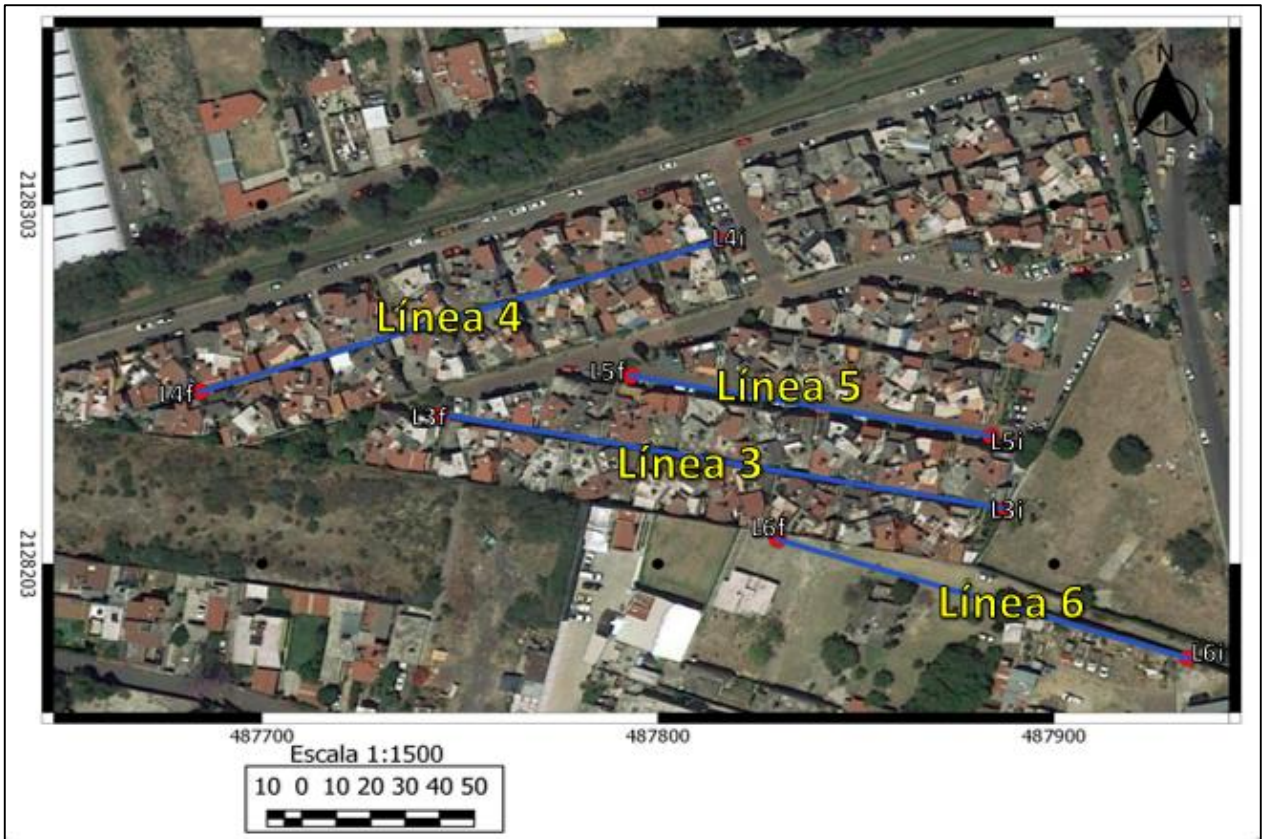


Figura 25. Georreferencia de las Líneas 3,4,5 y 6 de Tomografía Eléctrica de Resistividades en la Unidad Habitacional Canal 11, segundo día de adquisición (Tomada de Google Earth)

La manera de trabajar fue junto con el equipo de colaboradores de la Facultad de Ingeniería perteneciente al Gabinete de Geofísica. Al tener localizado el sitio donde se levantarían los datos se procedió a extender uno de los flexómetros para medir el total de 120, 142, 92 y 115 m del tendido según el caso, luego se fueron enterrando los electrodos con una separación de 3, 4 y 5 m entre sí dependiendo del tendido, en caso de no poder ser clavados con el marro se tuvo que perforar el concreto con el taladro para asegurar el contacto del electrodo con el suelo.

Una vez colocados los electrodos se procedió a extender los cables inteligentes a uno y otro extremo del tendido, haciéndolos coincidir en el centro donde estaría colocada la consola Syscal Pro, luego se conectaron los electrodos a los cables por medio de caimanos cuidando que estos estuvieran correctamente conectados a los nodos del cable y a los electrodos.

Ya estando los cables y electrodos conectados, los cables inteligentes se conectaron a la consola de 1-24 canales y de 25-48 canales dependiendo de la dirección del tendido, además se conectaba la batería a la consola para que pudiera comenzar a trabajar.

Para finalizar, se le indicó a la consola el tiempo de inyección de corriente, número de mediciones por cada punto, error máximo de las mediciones, entre otros parámetros.

Uno de los parámetros importantes que se debían indicar a la consola era la geometría del tendido, lo cual se hizo cargando el archivo en la consola que previamente se había creado con el programa ElectrePro. Este archivo indicaba específicamente el tipo de arreglo, longitud del

tendido, número total de electrodos, espaciamiento entre electrodos y el número de niveles deseados para el levantamiento de datos. Una vez cargado el archivo se iniciaba la toma de datos.

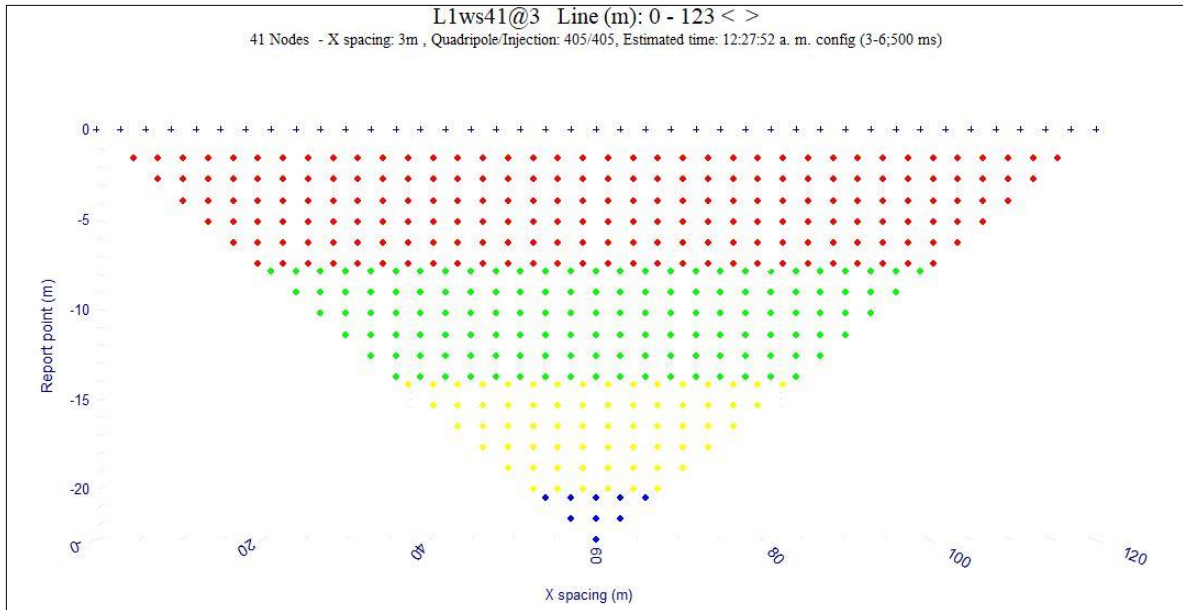


Figura 26. Ejemplo de distribución espacial de los puntos de adquisición para el tendido de 120 m, con 41 electrodos. Este archivo fue creado en ElectrePro con las especificaciones del arreglo. Los colores muestran la distancia a (3, 6, 9, 12 m.), es decir, la distancia entre los electrodos A-M,

Era de gran importancia estar revisando que durante cada medición los errores no fueran muy grandes y de ser así, que la repetitividad entre errores existiera, esto para asegurarse de que los datos tuvieran una calidad aceptable; de lo contrario, identificando errores $Q > 5\%$ detener la toma de datos y verificar la naturaleza de los errores en la mediciones; si se debían a las características del medio o al equipo en caso de que algún electrodo se hubiera desconectado.

4.3. PROCESAMIENTO DE DATOS

A menudo en datos de resistividad eléctrica el ruido es todo un tema para resolver, debido a que raramente los datos de campo se presentan limpios se requiere de un procesamiento robusto con el fin de remover ruido no geológico y de extraer información útil de la señal. (Bahi, Baba, & Quadif, 2014)

A continuación, se explica a grandes rasgos las pruebas hechas para limpiar los datos, así como también el procedimiento general para la obtención de los perfiles de resistividad invertidos.

4.3.1. Eliminación de datos negativos

Debido a errores en campo se tomaron datos negativos sobre todo en los niveles más profundos (Ver Figura 27), estos errores pueden vincularse a la baja potencia de inyección de corriente del equipo; o bien, a las condiciones del medio que pudieron dar pie a un flujo de corriente errónea.

Sin embargo, estas resistividades menores acero carecen de significado físico a la hora de interpretar, además de que pueden elevar drásticamente los errores en la inversión de datos por ello lo deseable es prescindir de ello para mejorar los resultados en la inversión. Así para poder eliminar esos valores negativos se hicieron varias pruebas, todas ellas hechas a datos a la misma profundidad, es decir que las modificaciones hechas fueron en dirección horizontal:

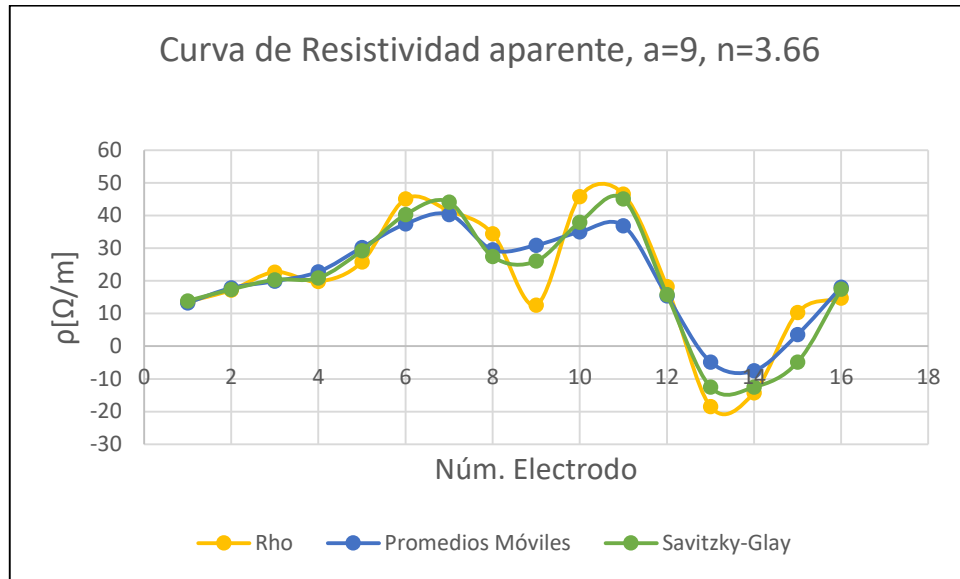


Figura 27. Curva de resistividad que muestra en amarillo, la curva de resistividad para la Línea 1 para una abertura $AM=9$ y un nivel $n=3.66$; en azul y verde se muestran las curvas filtradas con Promedios móviles y Savitzky-Golay con una iteración respectivamente. Nótese que aún después de filtrar no fue posible cambiar los valores negativos en la curva.

1) **Sin Negativos.** Suprimir todos los valores menores a cero.

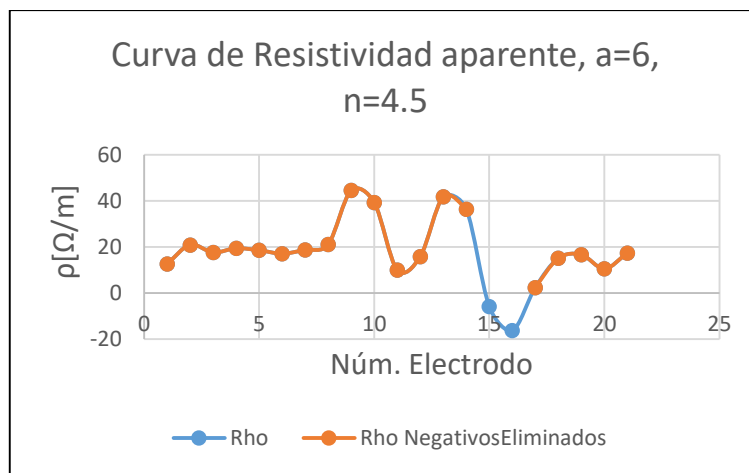


Figura 28. En azul la curva de resistividad para la Línea 1 con distancia interelectrodo $AM=6$ y un nivel $n=4.5$; en naranja la curva de resistividad después de eliminar los valores menores que cero. Es importante recordar que, al suprimir los valores negativos, se disminuye el número de datos.

- 2) **Negativos Ajustados.** Eliminar datos negativos consecutivos en cada nivel, es decir, si se presentaban dos o más valores negativos seguidos a un mismo nivel estos eran eliminados; en caso de ser solo 1 dato negativo, este valor (x_i) era sustituido por el promedio entre el dato anterior (x_{i-1}) y el dato siguiente (x_{i+1}).

$$x_i = \frac{x_{i-1} + x_{i+1}}{2}$$

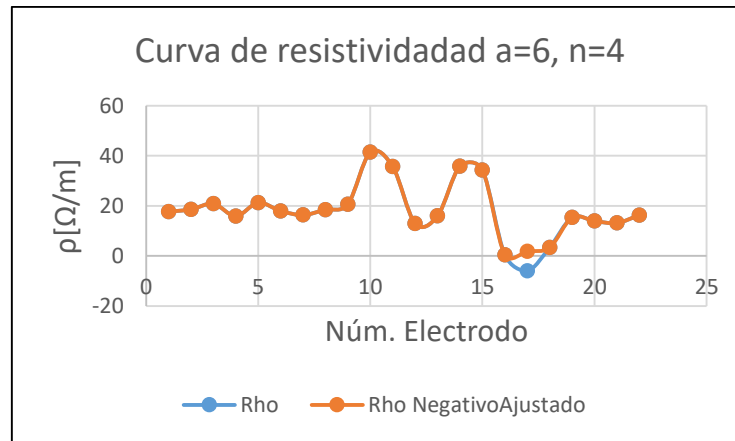


Figura 29. En azul la curva de resistividad para la Línea 1 con espaciamiento entre electrodos AM = 6 y un nivel n=4; en naranja la curva de resistividad después de ajustar el dato menor que cero.

- 3) **Negativo ↔ Media.** Intercambiar los datos negativos por el valor de la media del conjunto de datos medidos en cada Línea.

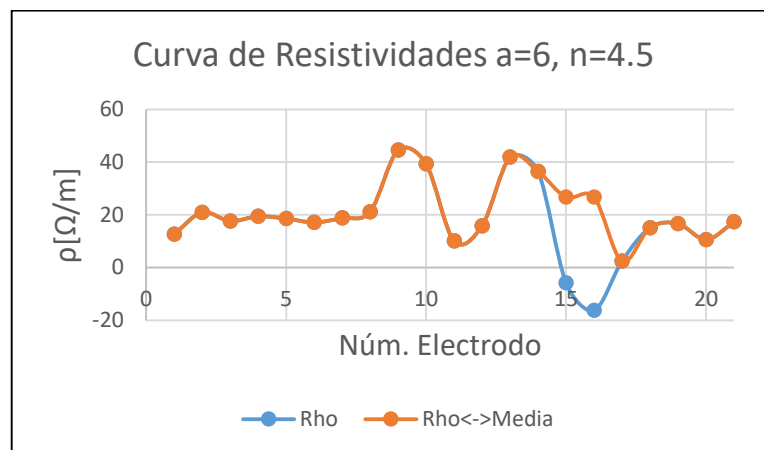


Figura 30. En azul la curva de resistividad para la Línea 1 con espaciamiento entre electrodos AM = 6 y un nivel n=4.5, en naranja la curva de resistividad después de intercambiar los datos menores que cero por el valor de la media.

- 4) **Datos+PromedioDatos.** Sumar a todos los datos el valor promedio, de tal manera que tener un valor positivo de resistividad, eliminando de esta forma los valores negativos; este proceso puede ser equivalente a aumentar el potencial eléctrico de cada medición.

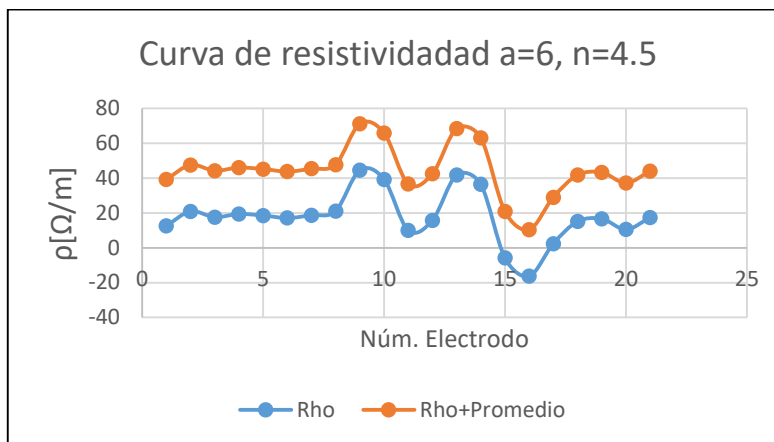


Figura 31. En azul la curva de resistividad para la Línea 1 con espaciamento entre electrodos $AM = 6$ y un nivel $n=4.5$, en naranja la curva de resistividad después de sumar a los datos de campo el valor de la media.

4.3.2. Filtrado de datos, eliminación de ruido aleatorio

- 5) Posterior a los procedimientos 1-4 lo siguiente fue eliminar el ruido aleatorio filtrando los datos con dos tipos de Filtros, en cada caso para después invertir los datos y obtener los perfiles geoelectricos. Es importante comentar que el filtrado se hizo únicamente con una iteración para Promedio Móviles y hasta 3 iteraciones con el filtro Savitzky-Golay y se aplicó solamente para cada caso donde se eliminaron los datos negativos:

- Promedios Móviles.** Promedios Móviles con una ventana tamaño 3
- Savitzky-Golay.** Filtro Stavinsky-Golay con una ventana de tamaño 5 de 1 a 3 iteraciones .

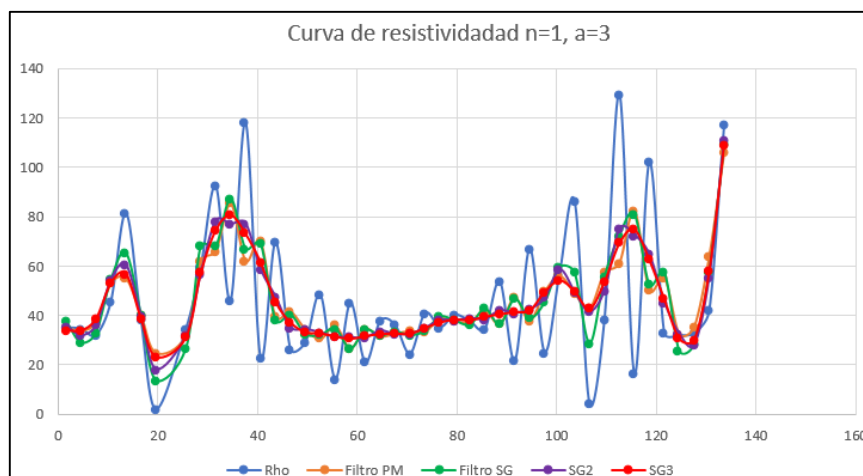


Figura 32 En naranja la curva de resistividad para la Línea 1 con espaciamento entre electrodos $AM = 3$ y un nivel $n=1$, azul la curva de resistividad filtrada con promedios móviles y en verde la curva de

resistividad filtrada con Savitzky-Golay de 1 a 3 iteraciones.

Tabla 2 Muestra los errores obtenidos en cada procedimiento aplicado a los datos de TRE.

FILTRADO DE DATOS		L1	L2	L3	L4	L5	L6
		(%) Error	(%) Error	(%) Error	(%) Error	(%) Error	(%) Error
Datos de campo	Sin Filtrar	32.7	36.3	38.3	47.5	16	7.6
	Con Promedios Móviles	28.4	46.4	27.7	40.3	14.9	5.3
	Con Filtro Stavinsky-Golay (1a. iteración)	34.7	43.4	37.7	47.2	19.8	
	Con Filtro Stavinsky-Golay (3a. iteración)	13.4	25.8	35.2	55.4	16.8	5
Sin negativos	Sin Filtrar	18	37.2	21.2	24.9	15.1	
	Con Promedios Móviles	10.3	22.9	12.7	22.4	13.1	
	Con Filtro Stavinsky-Golay (1a. iteración)	12.1	35.4	15.1	28.5	18.1	
	Con Filtro Stavinsky-Golay (3a. iteración)	12.4	28.5	13.5	21	15	
Negativos Ajustados	Sin Filtrar	19	37.7	21.6	26.2	15	
	Con Promedios Móviles	11.3	23.7	13.3	20.9	13.2	
	Con Filtro Stavinsky-Golay (1a. iteración)	12.5	34.3	15.5	27.3	18.2	
	Con Filtro Stavinsky-Golay (3a. iteración)	13.7	28.2	14.1	22.5	16.1	
Negativos↔Promedio	Sin Filtrar	18.7	32.4	23.2	31.9	15	
	Con Promedios Móviles	10.7	20	13.6	19.4	13.6	
	Con Filtro Stavinsky-Golay (1a. iteración)	12.7	33.7	16.3	25.6	18.4	
	Con Filtro Stavinsky-Golay (3a. iteración)	12.3	22.5	14.5	20.9	16.3	

5. ANÁLISIS DE RESULTADOS.

En esta parte de análisis de resultados se realiza la descripción y comparación de las líneas de TRE después de los diferentes procesos de la inversión de los datos. Para que haya uniformidad se usó escala logarítmica, la cual permite observar mejor las anomalías y sus resistividades. Pero se debe hacer énfasis que al utilizar esta escala los datos negativos presentes en los resultados no se muestran, es decir, han sido eliminados para obtener una mejor definición de la anomalías.

Además, para tener una mejor visualización de cómo se desempeñan los filtros de Promedios Móviles y Savitzky-Golay se invirtieron los perfiles incluyendo todos los datos negativos. A partir de esto se puede hacer un mejor análisis comparativo.

5.1. LÍNEA 1

5.1.1. Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos.

Ya que se trabajó con el Demo de Res2DInv, para la inversión de datos el programa sólo permite realizar cuatro iteraciones, así que todas las observaciones están hechas bajo este criterio.

Se realizó una tabla comparativa (dad filtrada con Savitzky-Golay de 1 a 3 iteraciones).

Tabla 2) donde se muestran los errores de la inversión para cada caso con el fin de simplificar el análisis de los resultados.

Observaciones para L1 después de eliminar datos erróneos (Ver Figura 33).

- Aún después de aplicar los filtros de Promedios Móviles y SG con tres iteraciones, se siguen conservando los datos erróneos o negativos.
- Las anomalías de alta resistividad se siguen observado aún después de aplicar los filtros, pero estas se pueden ver a partir de los 14 [m] de profundidad.
- Las altas resistividades están en un rango de 158 a 562 [Ω/m].
- Al eliminar los datos negativos permite ver las anomalías de baja resistividad, las cuales aumentan un poco su tamaño, pero sigue en con el mismo rango al igual que si se dejarán los datos negativos, que es de 1 a 5.41 [Ω/m].
- Los errores en la inversión disminuyeron considerablemente al eliminar los datos negativos.

5.1.2. Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 34).

En cuanto a resultados por el tipo de filtrado, destaca lo siguiente:

- El error absoluto de Promedios Móviles (PM) es menor que el de Savitzky-Golay (SG), sin embargo, PM aumenta de tamaño las anomalías de alta resistividad, esto provocaría que se enmascaran algunas anomalías de interés.
- El filtro SG con tres iteraciones (SG3) sí disminuye los errores de la inversión respecto a los datos sin ningún tratamiento así, por ejemplo, para los datos sin negativos el error baja del 18% al 12.4% pero en este caso también modifica el tamaño de las anomalías.

Línea 1.

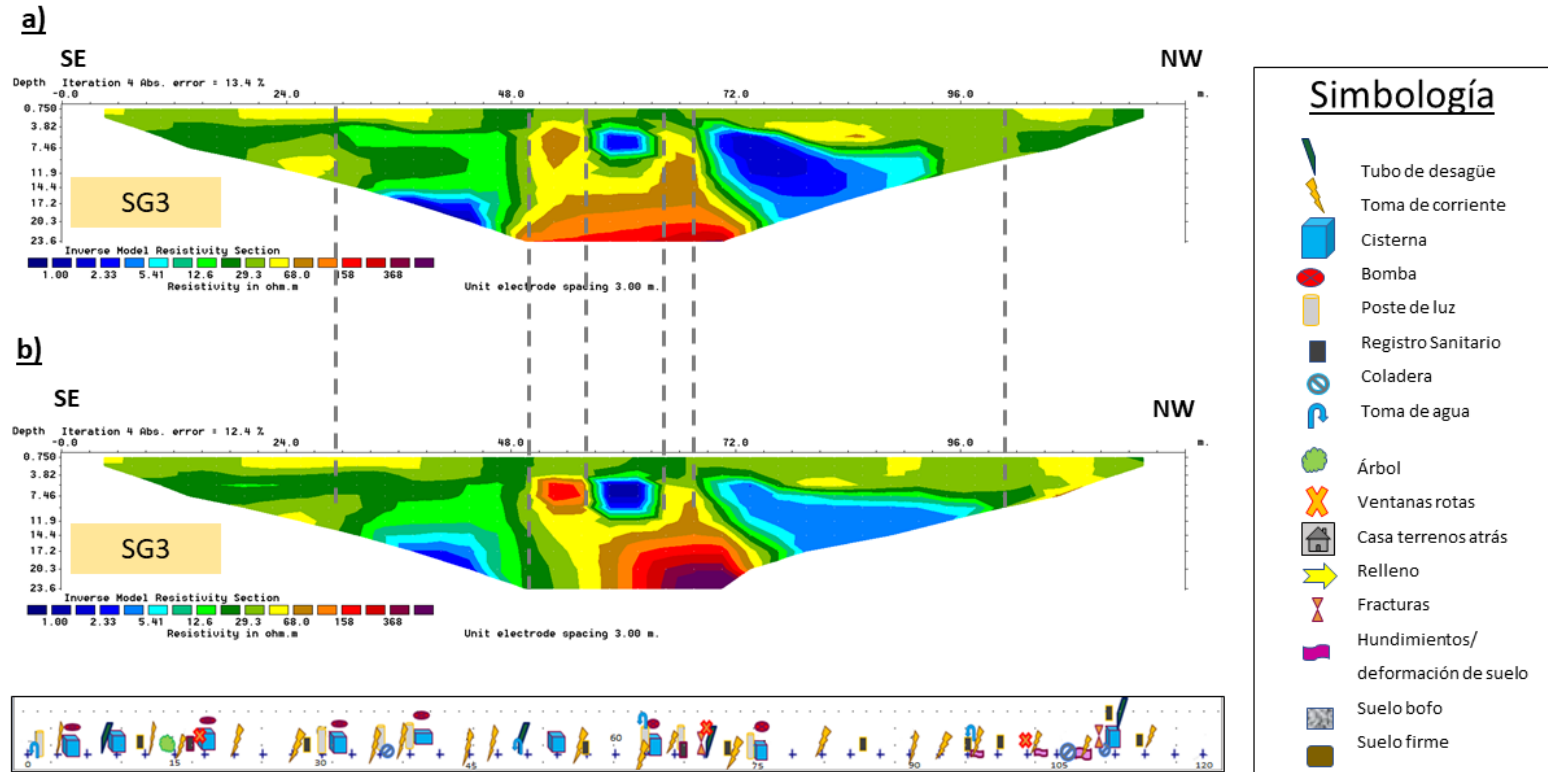


Figura 33. Perfiles invertidos de la Línea 1. (a) Perfil invertido incluyendo datos erróneos. (b) Perfil invertido sin incluir datos erróneos.

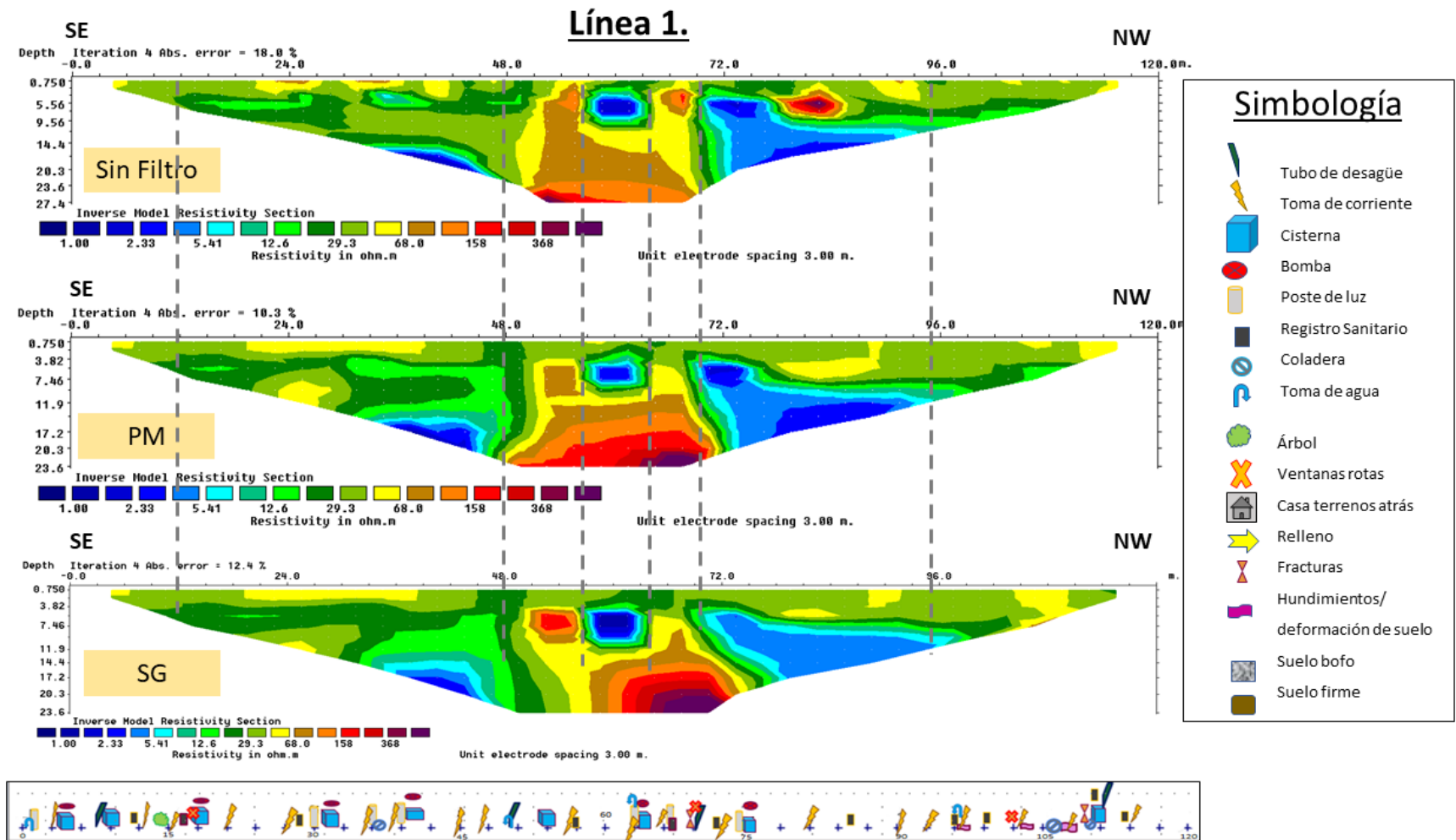


Figura 34. Perfiles invertidos de la Línea 1 de los diferentes procesos de filtrado.

5.2. LÍNEA 2

5.2.1. Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos.

En el caso particular de la línea 2, se eliminaron 29 datos negativos.

Observaciones para L2 después de eliminar datos erróneos (Ver Figura 35).

- Después de aplicar los filtros de Promedios Móviles y SG se siguen conservando los datos erróneos o negativos.
- Las anomalías de alta resistividad se siguen observando aún después de aplicar los filtros, esto habla que el desempeño del filtro es bueno porque conserva la información.
- Se observan, después de eliminar datos negativos que las anomalías de alta resistividad se definen mejor.
- Al eliminar los datos negativos las anomalías de baja resistividad que antes no veíamos ya no están tan presentes y cambian de posición.
- Y los datos negativos los errores en la inversión disminuyeron considerablemente.

5.2.2. Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 36).

- El filtrado de los datos con PM resultó con un menor error que el filtro SG3, sin embargo, el filtro suaviza la señal y pueden llegar a perderse o reducir en tamaño las anomalías de interés a la hora de invertir los datos.
- En este caso los dos filtros logran tener un buen desempeño ya que ambos consiguen definir las anomalías de interés y los resultados son muy similares, pero en el caso del filtro SG3 las resistividades bajas se presentan más visibles.

Línea 2.

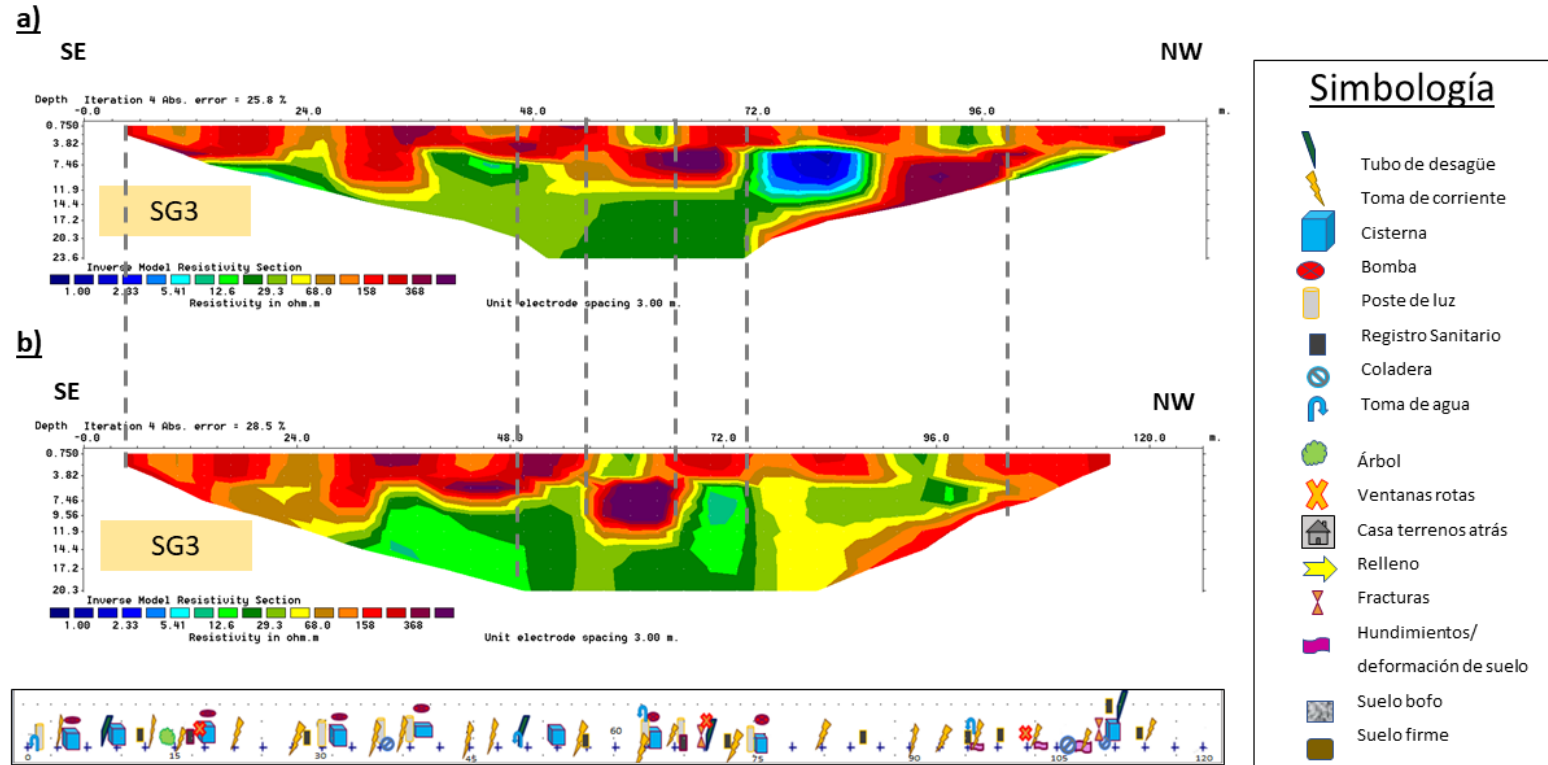


Figura 35. Perfiles invertidos de la Línea 2. (a) Perfil invertido incluyendo datos erróneos. (b) Perfil invertido sin incluir datos erróneos

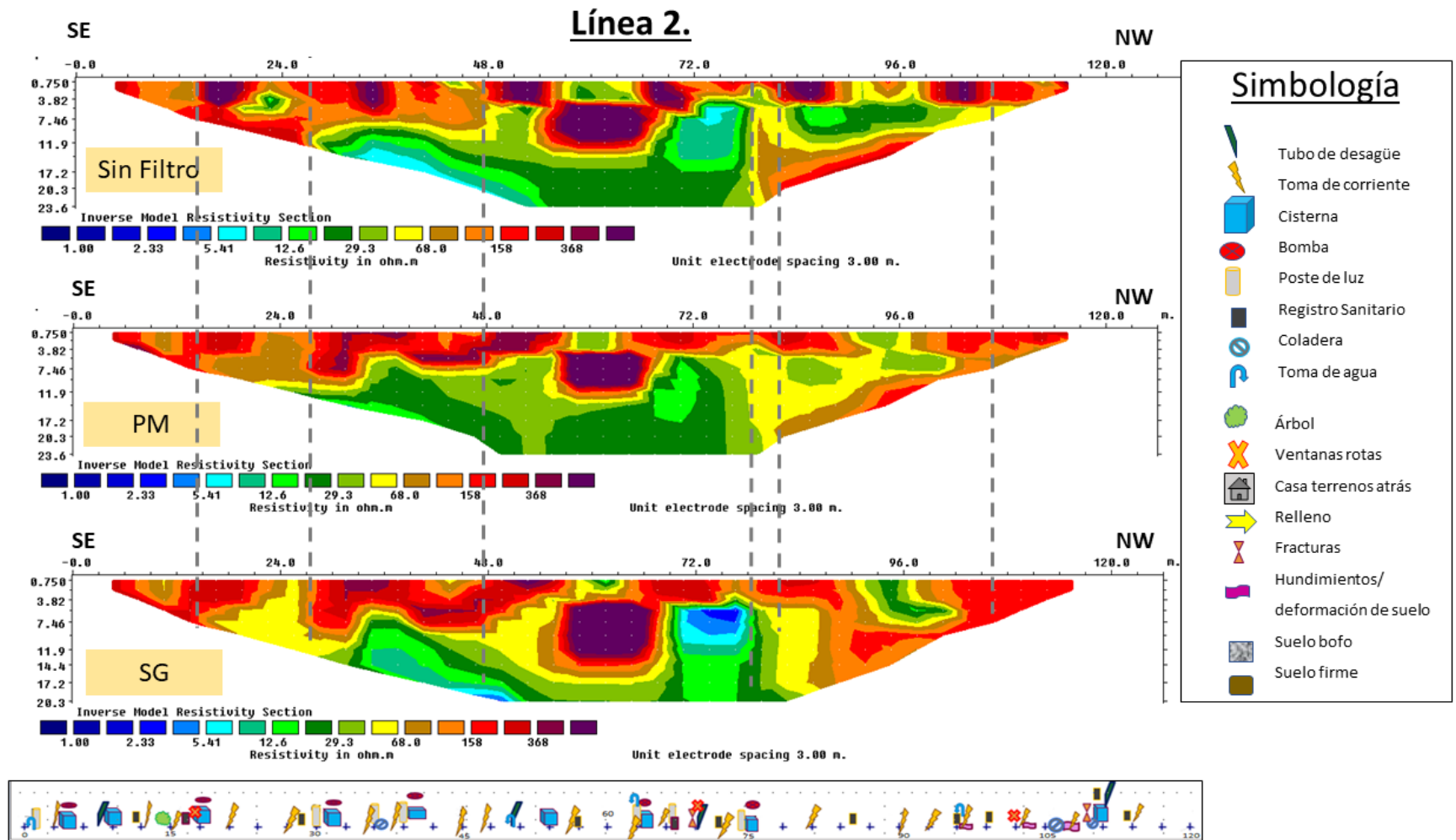


Figura 36. Perfiles invertidos de la Línea 2 de los diferentes procesos de filtrado.

5.3. LÍNEA 3

5.3.1. Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos

Observaciones para L3 después de eliminar datos erróneos (Ver Figura 37).

- La línea 3 en total tiene 37 datos negativos, los cuales fueron eliminados.
- Después de aplicar los filtros de Promedios Móviles y Savitzky-Golay todavía hay presencia de datos negativos.

Al eliminar los datos negativos, los porcentajes de los errores de inversión disminuyen (Ver dad filtrada con Savitzky-Golay de 1 a 3 iteraciones.

- Tabla 2).
- Después de la inversión sin los datos negativos se observan de mejor manera las anomalías de baja resistividad y también se ve una mejor definición de las anomalías en la parte central del perfil.
- De los dos filtros empleados, el de Promedios Móviles es el que tiene un error de inversión menor pero hace que las resistividades altas disminuyan su rango.

5.3.2. Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 38).

Con respecto a los dos filtros utilizados:

- **Promedios Móviles** muestra errores menores con respecto al filtro SG3, pero suaviza la señal, provocando cambios tanto en el tamaño de las anomalías de baja y alta resistividad en la parte central.
- **Filtro Savitzky-Golay** disminuye el error de inversión de los datos sin tratamiento dejándolo en 35.2%. Las anomalías de baja y alta resistividad cambiaron de tamaño, pero no presentaron ningún desplazamiento.

Línea 3.

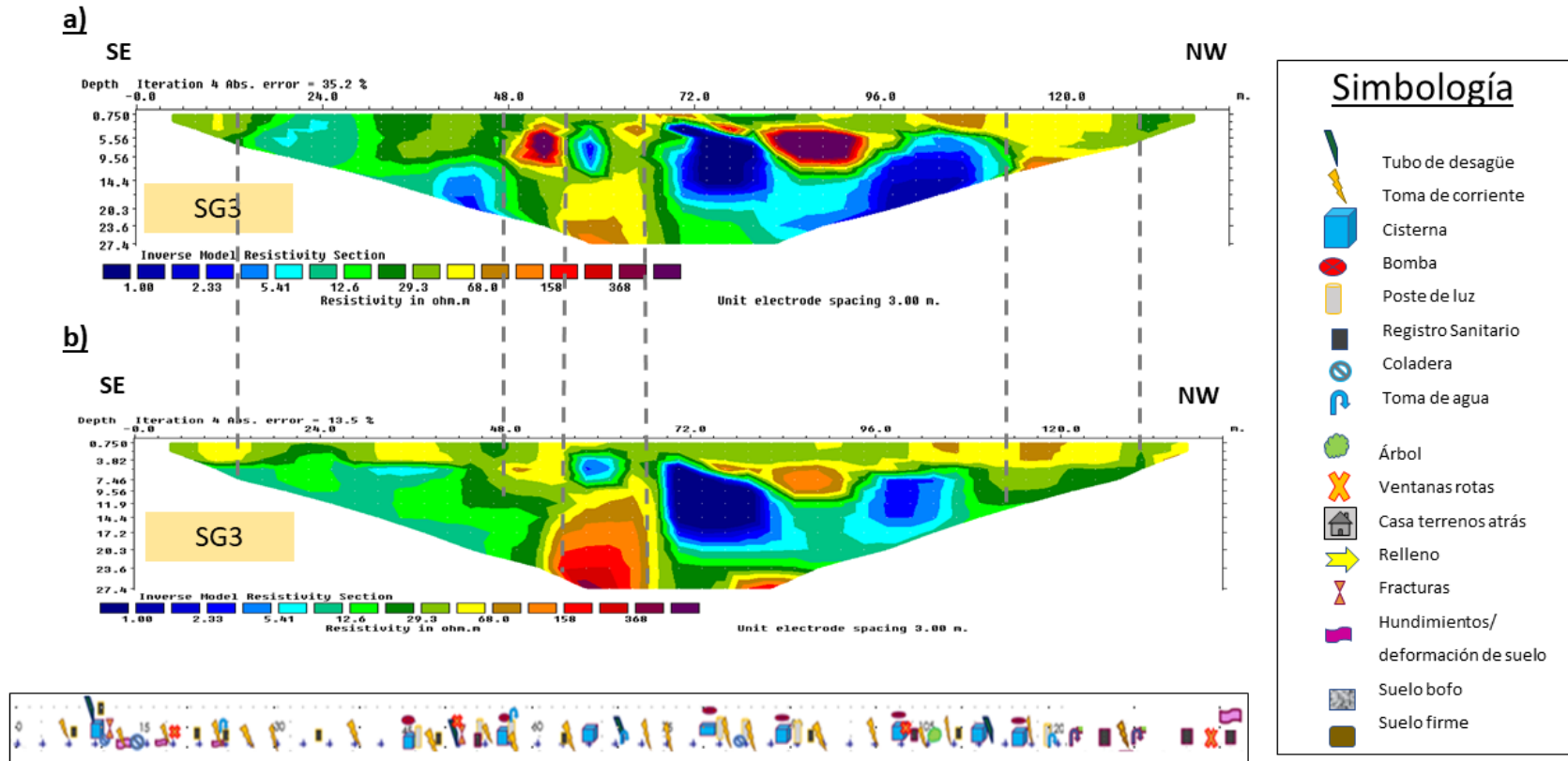


Figura 37. Perfiles invertidos de la Línea 3. (a) Perfil invertido incluyendo datos erróneos. (b) Perfil invertido sin incluir datos erróneos

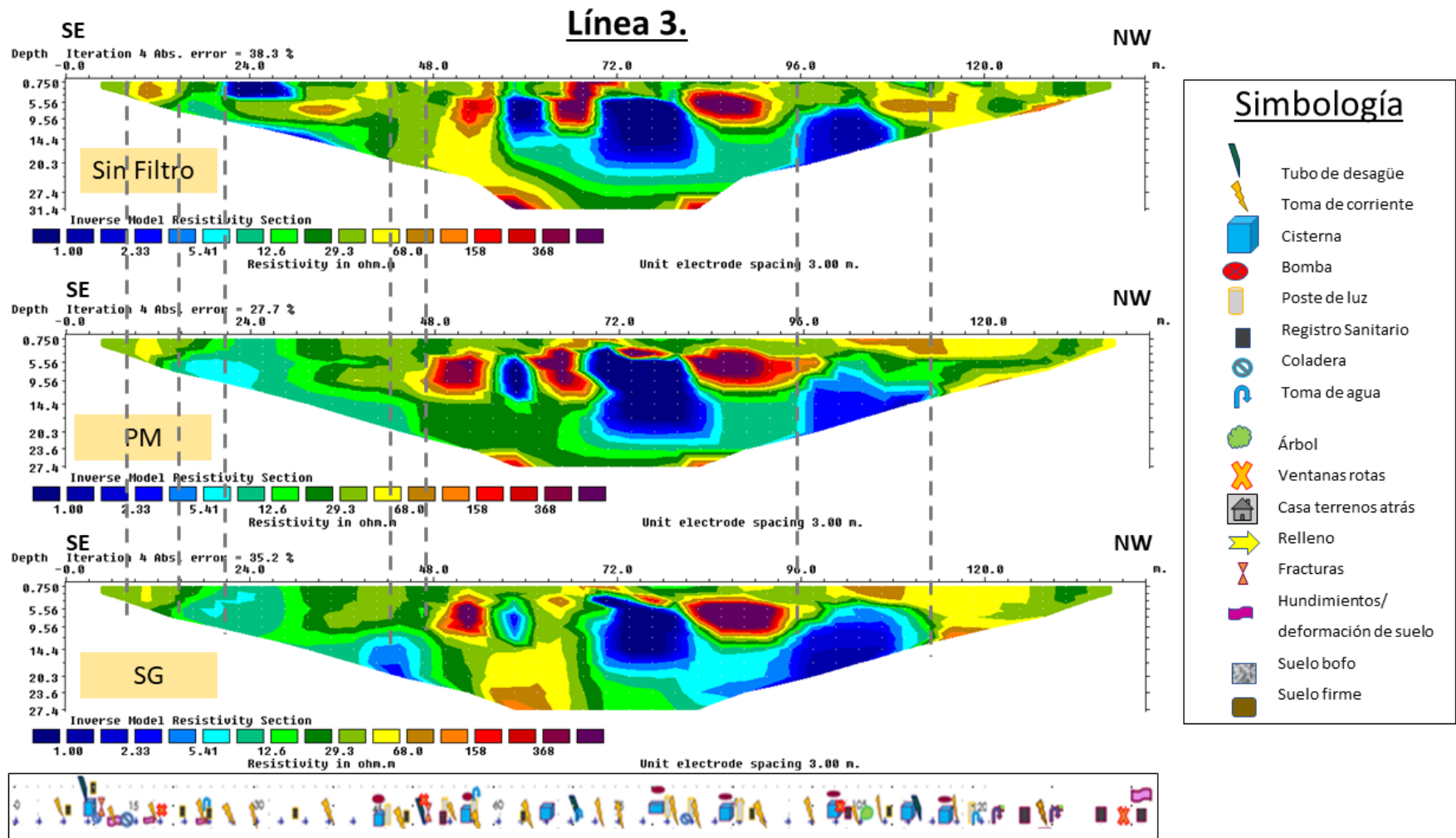


Figura 38. Perfiles invertidos de la Línea 3 de los diferentes procesos de filtrado.

5.4. LÍNEA 4

5.4.1. Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos

Observaciones para L4 después de eliminar datos erróneos (Ver Figura 39).

En total la línea tiene 53 datos eliminados.

Después de aplicar los filtros de Promedios Móviles y Savitzky-Golay todavía hay presencia de datos negativos. Al eliminar los datos negativos, los errores de inversión disminuyen (Ver dad filtrada con Savitzky-Golay de 1 a 3 iteraciones).

- Tabla 2).
- Después de la inversión sin los datos negativos se observan de mejor manera las anomalías de baja resistividad, esto es porque los datos negativos las enmascaraban
- Las anomalías de baja resistividad son de mayor tamaño, con resistividades de ($\rho \leq 12.6$ [Ω/m]), Aunque hay mayor presencia de anomalías de alta resistividad ($\rho \geq 113$ [Ω/m]) .
- De los dos filtros empleados, el de Promedios Móviles es el que tiene un error de inversión menor.

5.4.2. Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 40).

Con respecto a los dos filtros utilizados:

- **Promedios Móviles** muestra errores menores con respecto al filtro SG3, pero suaviza demasiado la señal, provocando cambios en el tamaño de las anomalías que presentan.
- **Filtro Savitzky-Golay** disminuye el error de inversión de los datos sin tratamiento dejándolo en 21.8% y no muestra en cambio en el tamaño las anomalías de baja resistividad.

Línea 4.

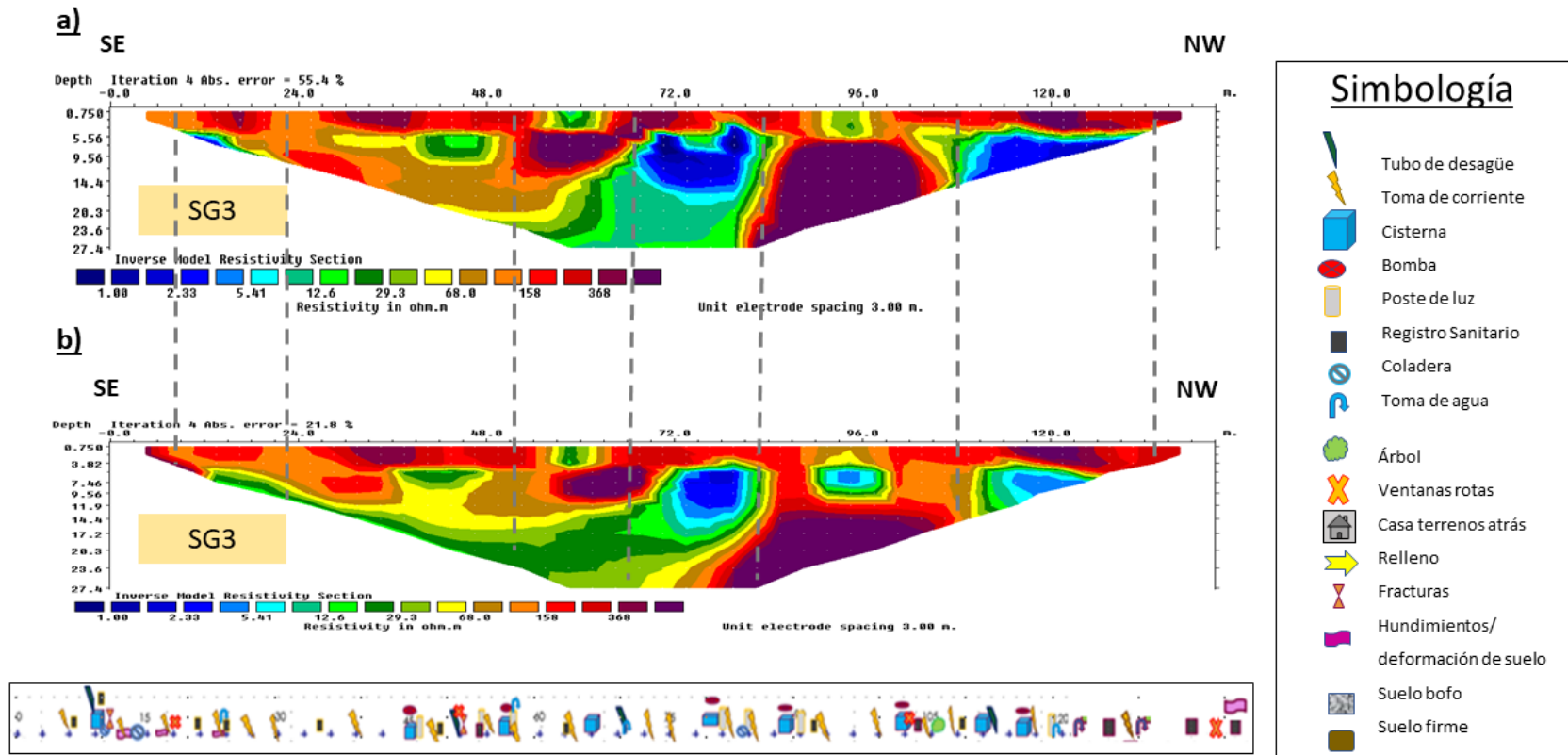


Figura 39. Perfiles invertidos de la Línea 4. (a) Perfil invertido incluyendo datos erróneos. (b) Perfil invertido sin incluir datos erróneos

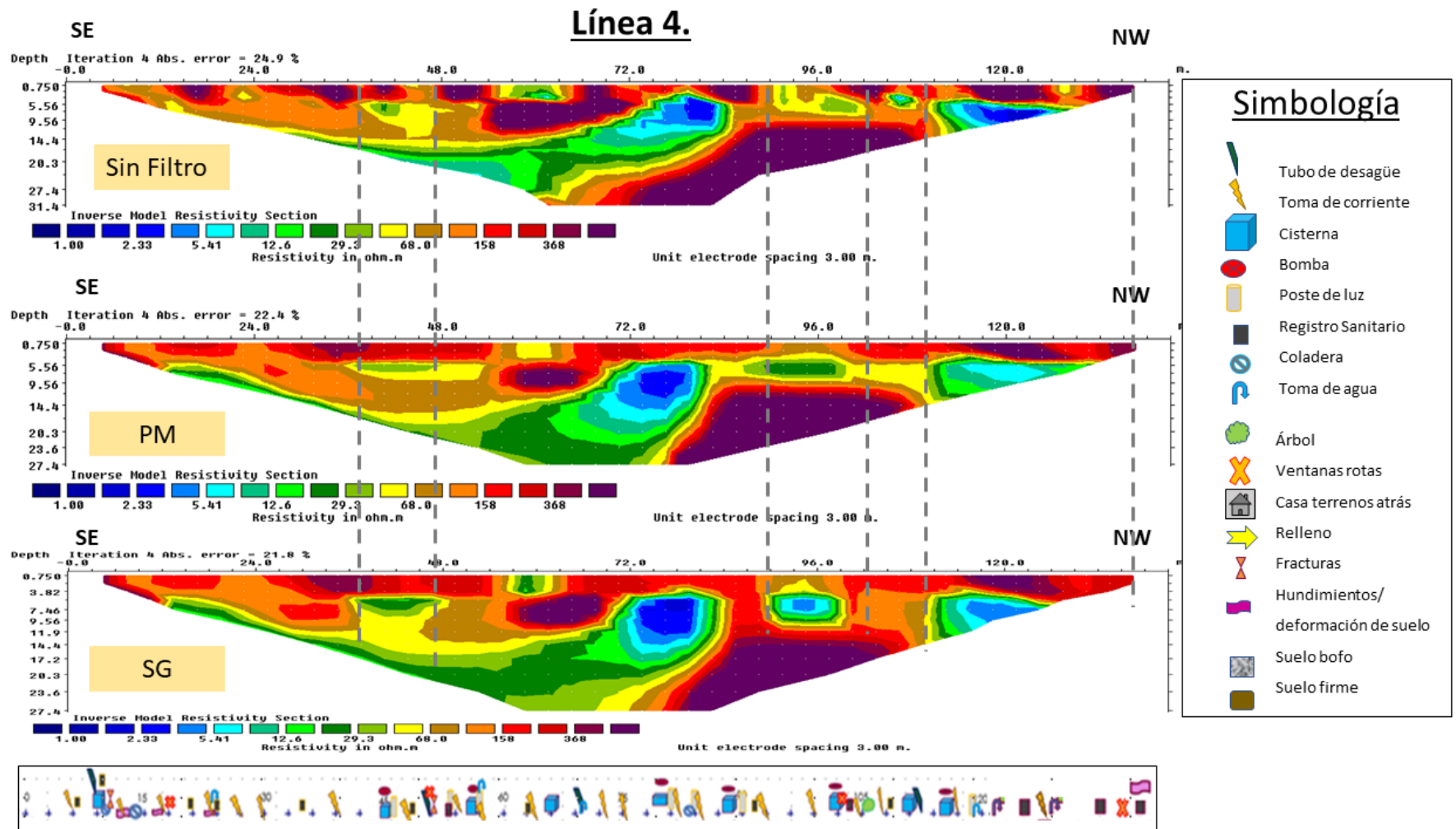


Figura 40. Perfiles invertidos de la Línea 4 de los diferentes procesos de filtrado.

5.5. LÍNEA 5

En esta línea solo presento un dato negativo, así que se eliminó y se aplicaron todos los procesos.

5.5.1. Comparación de resultados con datos negativos y sin datos negativos

Observaciones para L5 después de eliminar datos erróneos (Ver Figura 41).

Después de aplicar los filtros de Promedios Móviles y Savitzky-Golay todavía hay presencia de datos negativos. Al eliminar los datos negativos, los errores de inversión disminuyen (Ver dad filtrada con Savitzky-Golay de 1 a 3 iteraciones.

- Tabla 2).
- Las anomalías no sufrieron ningún cambio en tamaño y no cambia el rango de las resistividades.

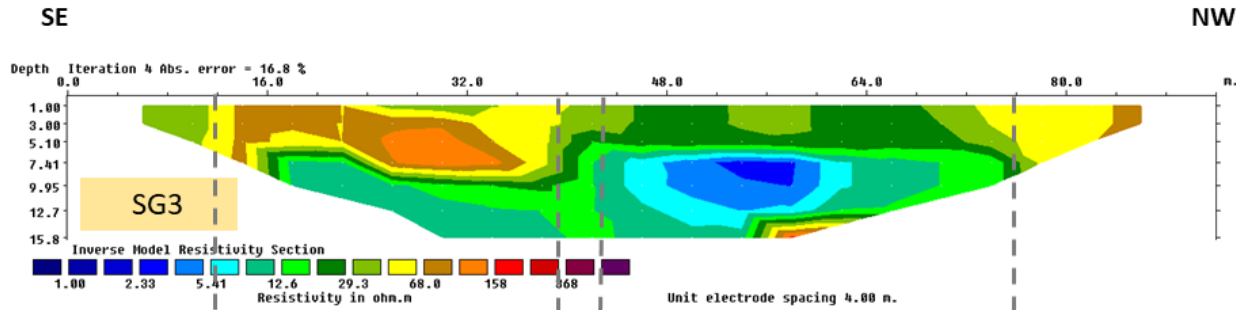
5.5.2. Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 42).

Con respecto a los dos filtros utilizados:

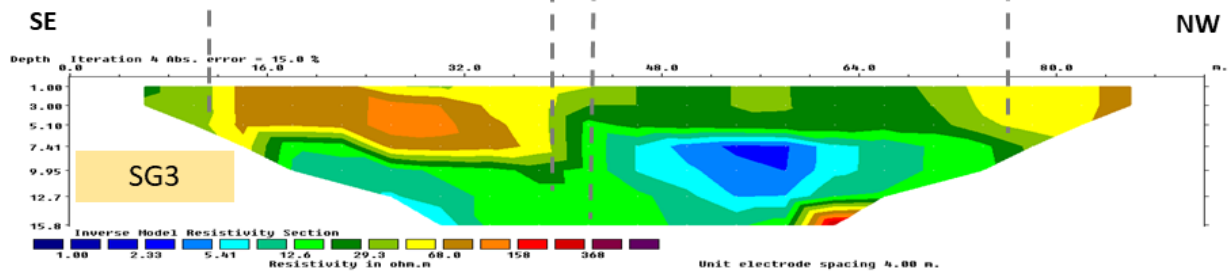
- **Promedios Móviles** muestra errores menores con respecto al filtro SG3, pero suaviza la señal, provocando cambios en la forma de las anomalías tanto de baja como de alta resistividad.
- **Filtro Savitzky-Golay** disminuye más el error de inversión de los datos sin tratamiento quedando en 15% y no muestra grandes cambios respecto a las anomalías que se obtuvieron con PM.

Línea 5.

Datos con negativos.



Datos sin datos negativos.



Simbología



-  Tubo de desagüe
-  Toma de corriente
-  Cisterna
-  Bomba
-  Poste de luz
-  Registro Sanitario
-  Coladera
-  Toma de agua
-  Árbol
-  Ventanas rotas
-  Casa terrenos atrás
-  Relleno
-  Fracturas
-  Hundimientos/
deformación de suelo
-  Suelo bofo
-  Suelo firme

Figura 41. Perfiles invertidos de la Línea 5. (a) Perfil invertido incluyendo datos erróneos. (b) Perfil invertido sin incluir datos erróneos

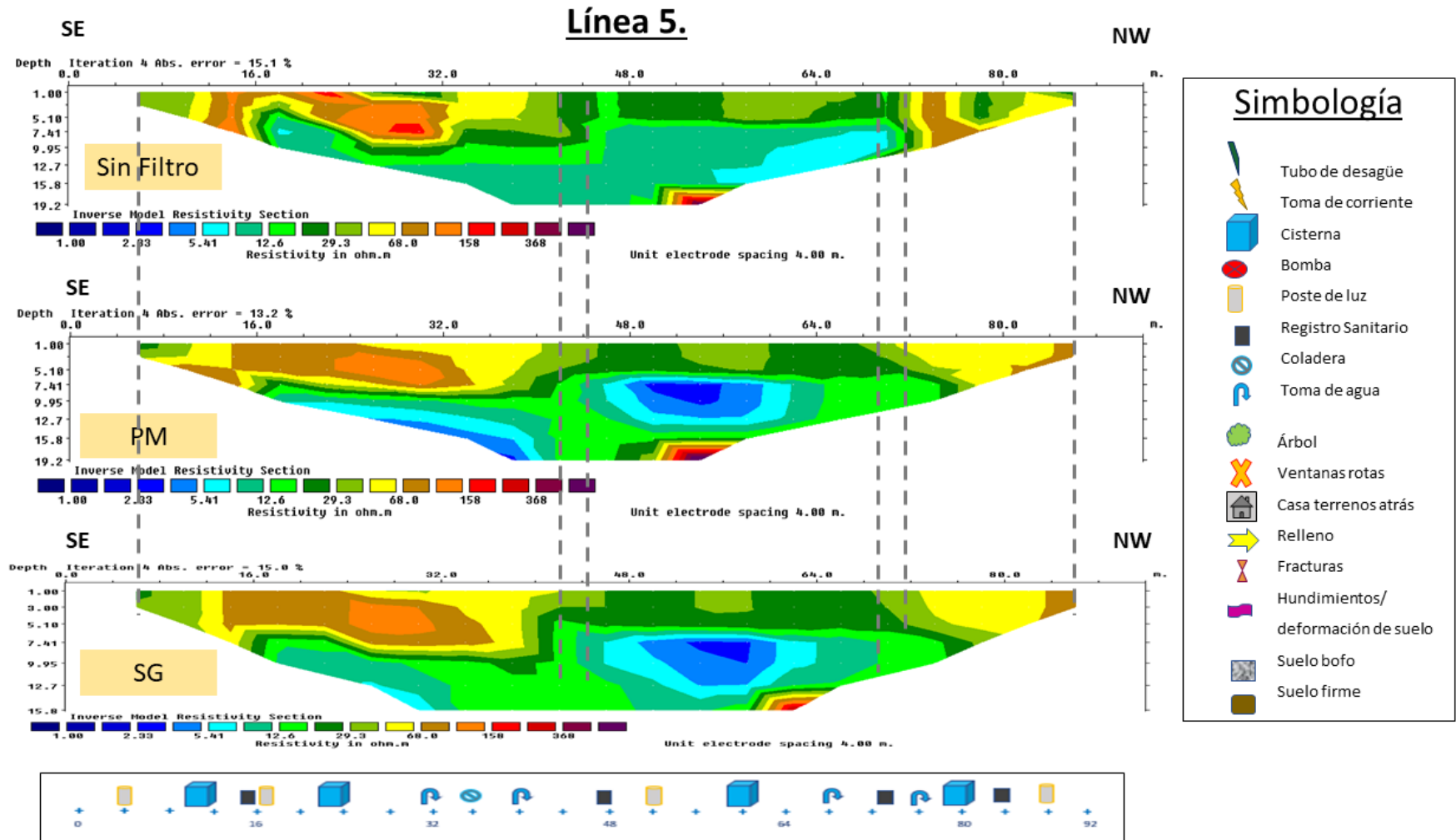


Figura 42. Perfiles invertidos de la Línea 5 de los diferentes procesos de filtrado.

5.6. LÍNEA 6

La línea 6 (Ver Figura 44) no presentó mucha variación de sus datos ni tampoco hubo mediciones erróneas, por tal motivo sólo se aplicaron Filtro SG y Promedio Móviles los cuales tuvieron un buen desempeño. Al filtrar se reduce el error de la inversión, manteniendo el mismo rango de resistividades, no se muestra ningún desplazamiento en las anomalías. La calidad de los datos se atribuye a que en el lugar había pocas instalaciones eléctricas, de agua potable o drenaje; no había algún elemento que pudiera funcionar como ruido ambiental, salvo quizás por algunos pequeños árboles que se encontraban cercanos al tendido.

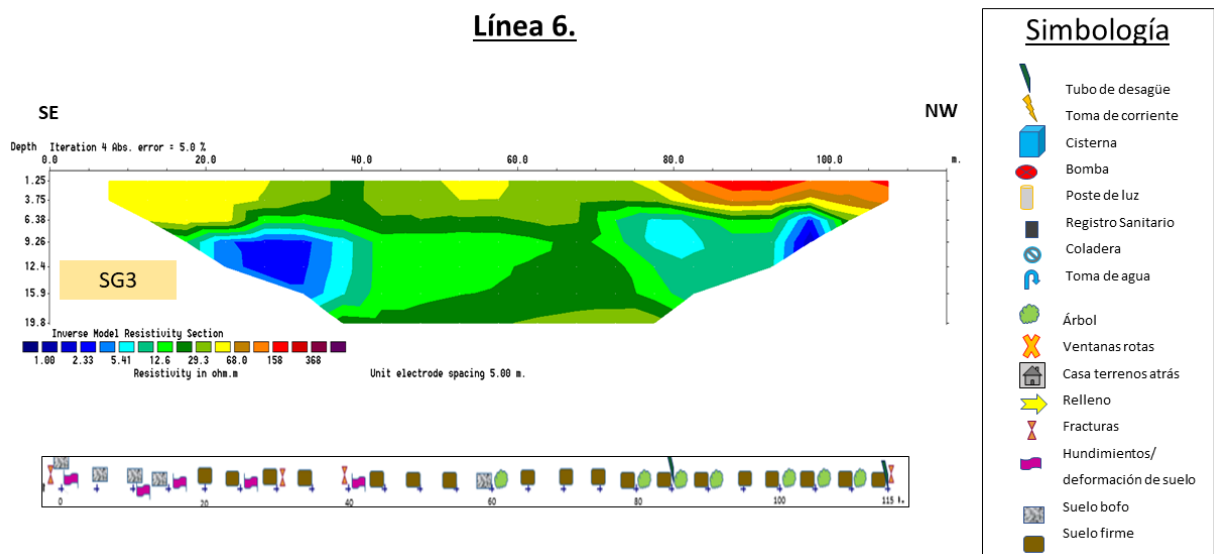


Figura 43. Perfil invertido de la línea 6, la cual no tuvo mediciones erróneas.

5.6.1. Observaciones respecto al Filtrado de datos (Ver Figura 44).

Con respecto a los dos filtros utilizados:

- **Promedios Móviles** muestra errores menores con respecto al filtro SG, pero suaviza demasiado la señal, no provoca ningún cambio en la posición de las anomalías.
- Filtro **Savitzky-Golay** disminuye el error de inversión de los datos sin tratamiento dejándolo en 5%, este es el perfil que presenta el menor error en la inversión.

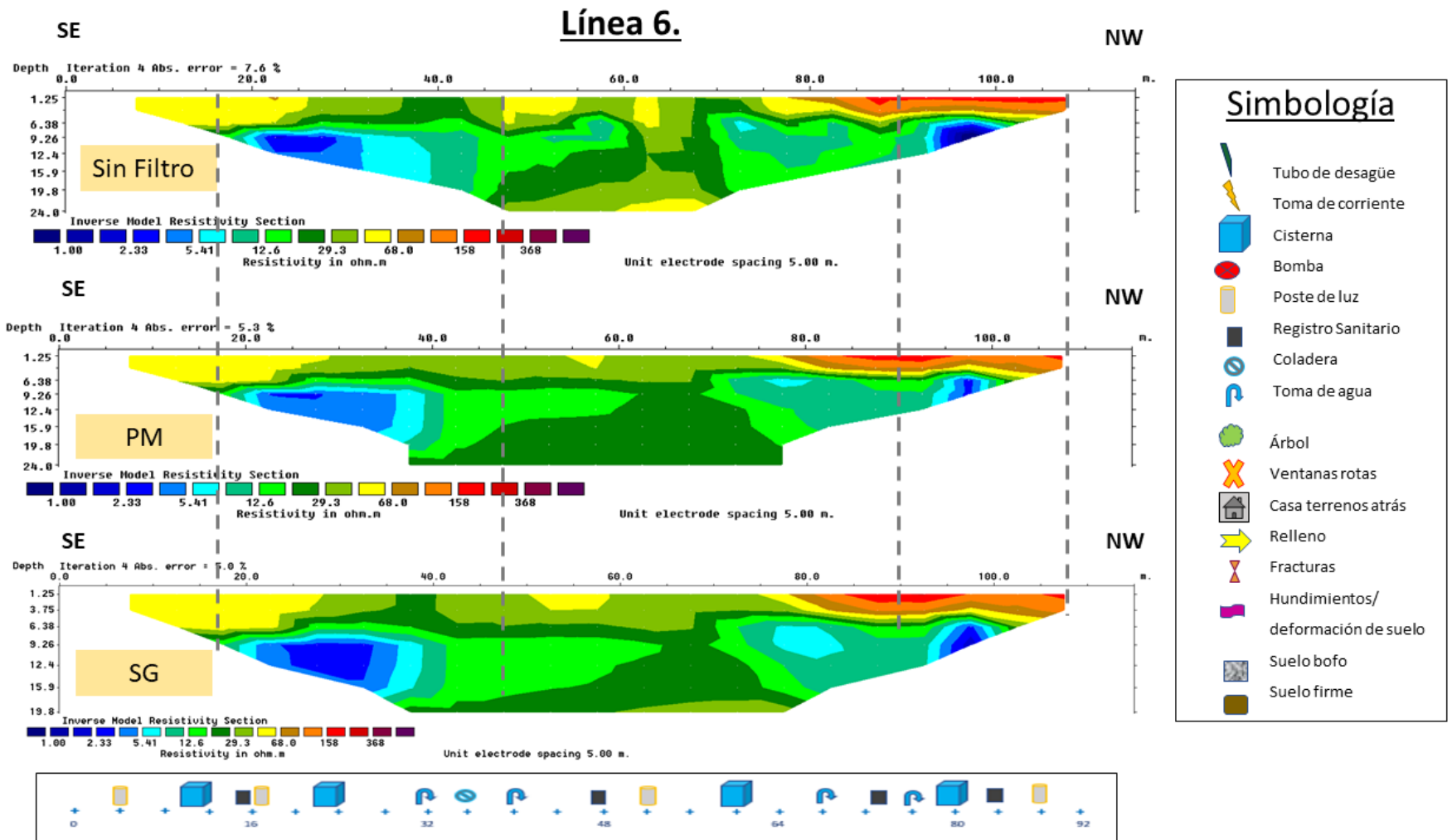


Figura 44. Perfiles invertidos de la Línea 6 de los diferentes procesos de filtrado

Después de realizar el procesamiento en cada línea, eliminación de los datos erróneos en las mediciones, es suficiente aplicar el filtro **Savitzky-Golay**. Este filtro da un menor error al momento de invertir los perfiles y respeta las anomalías a diferencia del filtro de **Promedios Móviles** que suaviza la señal que modifica la forma, tamaño y rango de resistividad de las anomalías con los perfiles son invertidos.

5.7. COMPARACIÓN DE PERFILES GEOELÉCTRICOS (MAYO-DICIEMBRE DE 2017)

5.7.1. COMPARACIÓN LÍNEA 1 (MAYO) Y 3 (DICIEMBRE)

Al comparar los resultados de las líneas 1 y 3 de TRE para antes y después del sismo podemos hacer algunos comentarios:

Recordando, los levantamientos hechos en la primera y segunda adquisición tienen diferente longitud y profundidad, siendo los últimos los que mayor número de electrodos y mayor profundidad de penetración poseen, por lo tanto, las comparaciones que se hacen en línea y línea corresponden a las regiones coincidentes.

5.7.2. Para la línea 1 con Datos de campo

- En esencia se presentan tres anomalías principales de alta resistividad que va de 140 -600 [Ω/m]
- Aparentemente en la línea después del sismo presenta errores de medición en los niveles superiores que no se presentaron en el primer levantamiento. Esto genera curiosidad ya que coinciden en la superficie con afectaciones estructurales tales como hundimiento agrietamiento y deformación del suelo.

5.7.3. Para la línea 1 con datos erróneos eliminados

Con el propósito de que la comparación de datos fuera de forma más sencilla, en los perfiles fueron seleccionados con círculos punteados en color negro las anomalías que no coinciden en los dos perfiles y con líneas punteadas en color rojo las coincidentes.

- **Sin filtrar.**

Se observa que, aunque la forma de las anomalías no es exactamente igual ciertas regiones son comparables dados sus valores en resistividad y su localización en profundidad y respecto al inicio del tendido

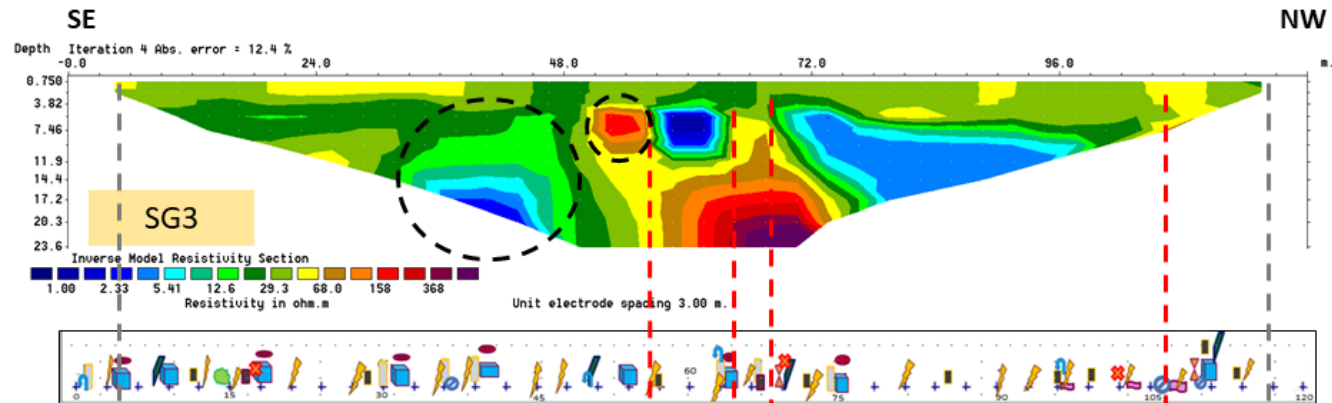
- **Con filtro Promedios Móviles.**

Para el perfil filtrado con promedios móviles de la línea 1, las anomalías de alta resistividad corresponden a las anomalías de la línea 2.

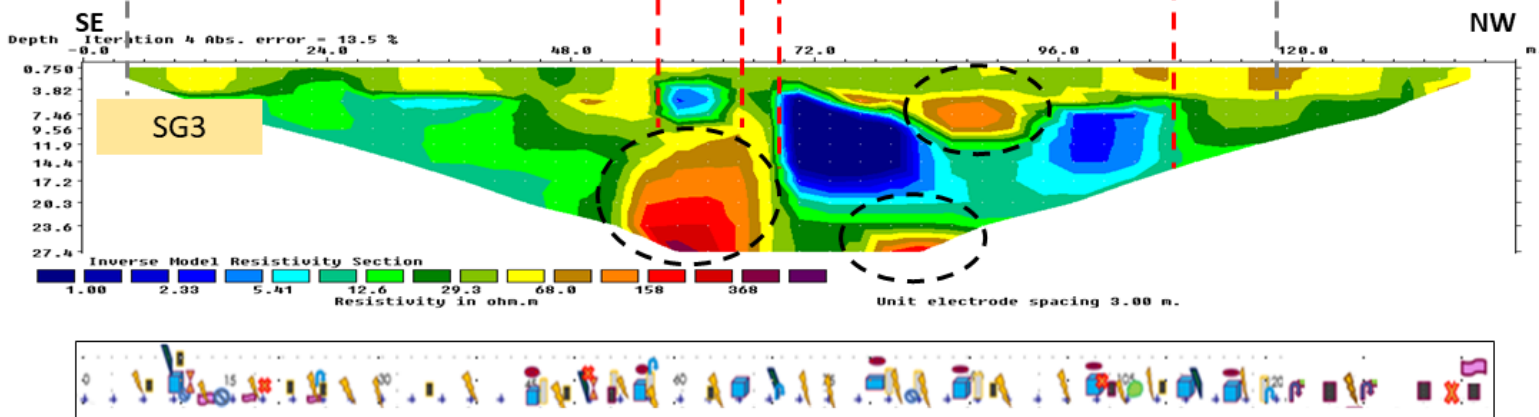
- **Con filtro Savitzky-Golay**

En el caso de los perfiles filtrados con Savitzky-Golay de la línea 1 las anomalías de alta resistividad no coinciden en posición con las que se observan en la línea 3. Pero las de baja resistividad en la parte central si coinciden en posición y casi no cambio en el tamaño de estas, pero si se observan resistividades más bajas que en el primer levantamiento (Ver Figura 45).

Línea 1.



Línea 3.



Simbología

- Tubo de desagüe
- Toma de corriente
- Cisterna
- Bomba
- Poste de luz
- Registro Sanitario
- Coladera
- Toma de agua
- Árbol
- Ventanas rotas
- Casa terrenos atrás
- Relleno
- Fracturas
- Hundimientos/
deformación de suelo
- Suelo bofo
- Suelo firme

Figura 45. Comparación de perfiles geoelectricos usando tercera iteración SG de la Línea 1 (mayo) y 3 (diciembre).

5.7.4. COMPARACIÓN LÍNEA 2 (MAYO) Y 4 (DICIEMBRE)

5.7.5. Para Datos de campo

- **Sin filtrar.**

Al comparar estos dos perfiles, no se pueden observar las anomalías de baja resistividad, pero la alta resistividad si son comparables en el rango de resistividades y localización en profundidad. Las anomalías más visibles coinciden en los dos perfiles.

- **Con filtro Promedios Móviles.**

Para el perfil filtrado con promedios móviles del primer levantamiento las anomalías de alta resistividad corresponden a las anomalías del segundo levantamiento respectivamente.

5.7.6. Línea 2 sin datos negativos

- **Sin filtrar.**

Las anomalías de alta resistividad coinciden en los dos perfiles, solo hay diferencia en las anomalías en la ubicación y en el rango de resistividades.

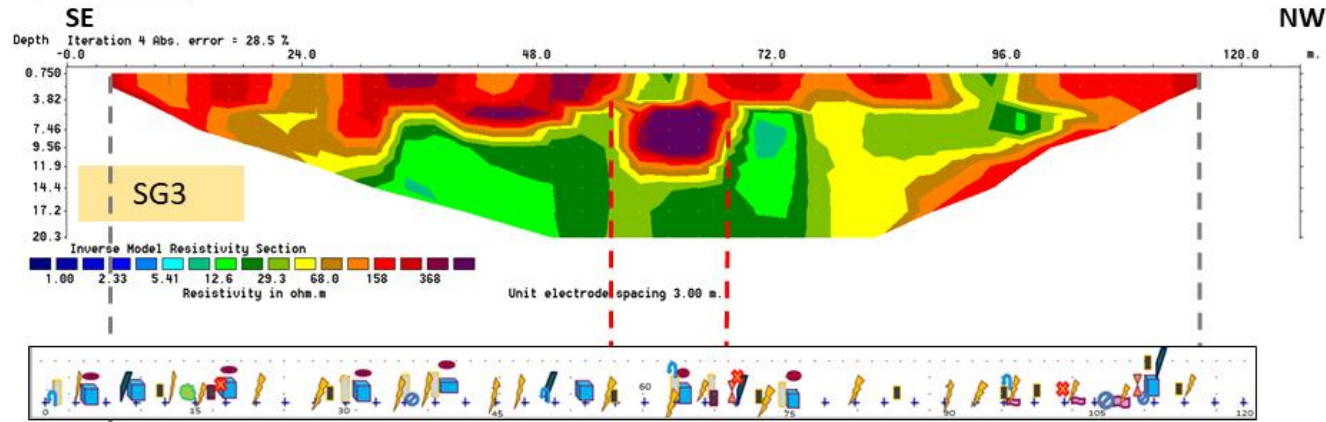
- **Con filtro Promedios Móviles.**

Para el perfil filtrado con promedios móviles del primer levantamiento las anomalías coinciden con los dos levantamientos.

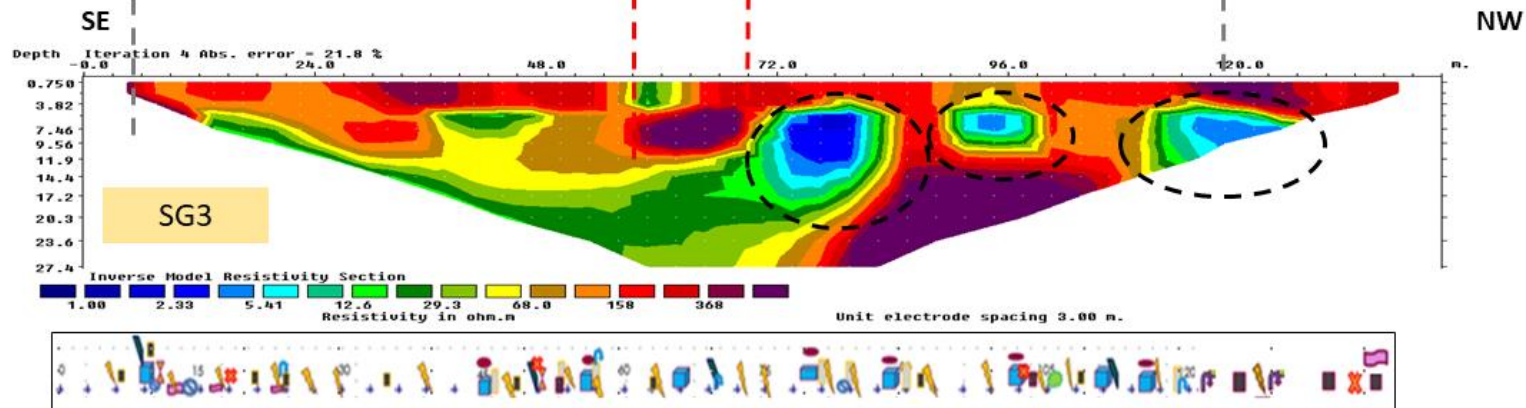
- **Con filtro Savitzky-Golay**

En el caso de los perfiles filtrados con Savitzky-Golay de la línea 2 hay una clara coincidencia en la anomalía en la parte central del pero se puede observar que en el segundo tendido aparecen anomalías de baja resistividad de los 72 metros en adelante (Ver Figura 46).

Línea 2.



Línea 4.



Simbología

- Tubo de desagüe
- Toma de corriente
- Cisterna
- Bomba
- Poste de luz
- Registro Sanitario
- Coladera
- Toma de agua
- Árbol
- Ventanas rotas
- Casa terrenos atrás
- Relleno
- Fracturas
- Hundimientos/ deformación de suelo
- Suelo bofo
- Suelo firme

Figura 46. Comparación de perfiles geoelectricos usando tercera iteración SG de la Línea 2 (mayo) y 4 (diciembre).

Los cambios que se observan en la resistividad de las anomalías en las cuatro líneas de TRE son provocados a que los levantamientos se hicieron en dos temporadas diferentes de precipitación; las líneas 1 y 2 se adquirieron en el periodo de estiaje en los primeros días de mayo, por lo cual el material del subsuelo no estaba saturado, en cambio las líneas 3 y 4 fueron tomas después de la temporada de lluvias lo cual puede explicar porque se presentan las anomalías de baja resistividad con mayor dimensión. Otro factor determinante que provocó un cambio en las resistividades es debido a que el segundo levantamiento fue hecho después del sismo de 19 de septiembre 2017, provocando un cambio en la compacidad del subsuelo.

Todos los perfiles geoeléctricos usaron el mismo tipo de arreglo y se llevó a cabo el mismo número de iteraciones al momento de aplicar el filtro SG, la longitud de las líneas 3 y 4 fue mayor lo que implica que el área de estudio es mayor por lo que observan otras anomalías que no observables en las líneas 1 y 2.

6. INTERPRETACIÓN E INTEGRACIÓN DE LA INFORMACIÓN.

6.1. RESULTADOS DE LAS PRUEBAS ELÉCTRICAS

Con los resultados obtenidos se logra caracterizar la distribución de la resistividad a lo largo de los perfiles geoelectricos para obtener una mejor visión de las propiedades del subsuelo, esta información proporcionada permite tener una evaluación del sitio. Cada perfil muestra diferentes distribuciones de resistividad. La zona superficial, de 0 a 4 [m], está relacionada a alta resistividad con un rango de 50 – 100 [Ω /m], vinculada a las estructuras de construcción de las casas que son las losas de cimentación. Además, algunas de esas zonas con presencia de cisternas que, al ser de concreto, explican el comportamiento de las de resistividades medias (12-30 [Ω /m]) en superficie por el contenido de agua.

LÍNEA 1

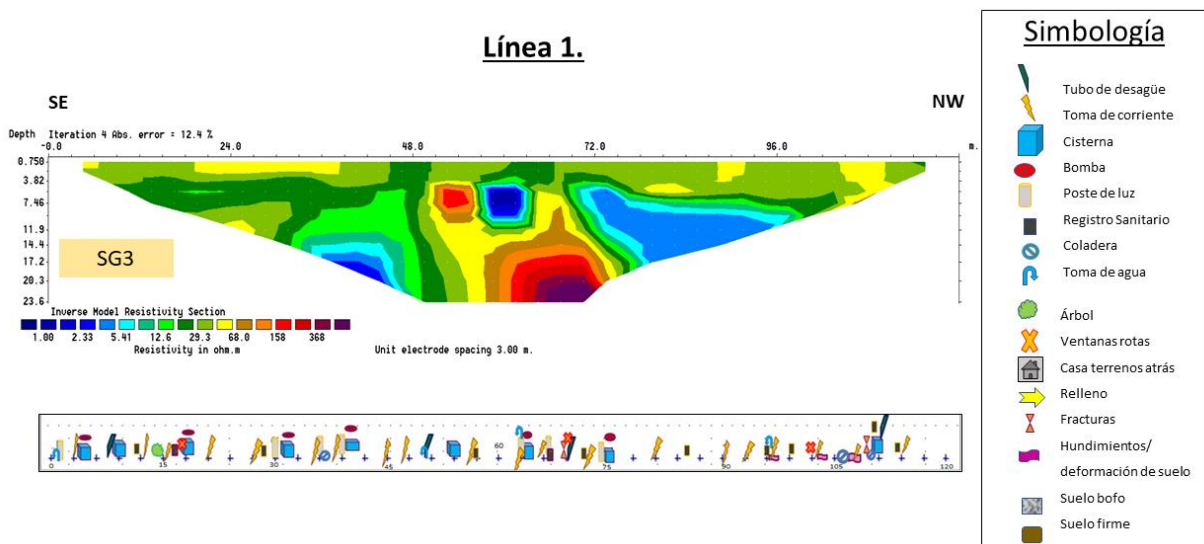


Figura 47 Interpretación del perfil geoelectrico 1. En la parte inferior se muestra con símbolos los rasgos importantes observados en superficie.

En la parte superficial de esta línea, ver Figura 47, existen fisuras, vidrios rotos y deformación del suelo, la cual podría deberse a zonas muy porosas que explicarían las altas resistividades. El área que abarcada de 4-13 [m], está claramente asociada a las zonas con resistividad que van de los 50 a 250 [Ω /m], en el perfil geoelectrico, este comportamiento pudiera estar asociado a derrames lávicos poco profundos que pudieron

ser transportados por pendiente. A mayor profundidad las resistividades disminuyen, esto puede estar relacionado a los niveles piezométricos, que van de los 30 y 10 [m], que se tienen registrados en cortes litológicos de los pozos cercanos a la zona de estudio, con lo cual se explica la saturación del material.

LÍNEA 2

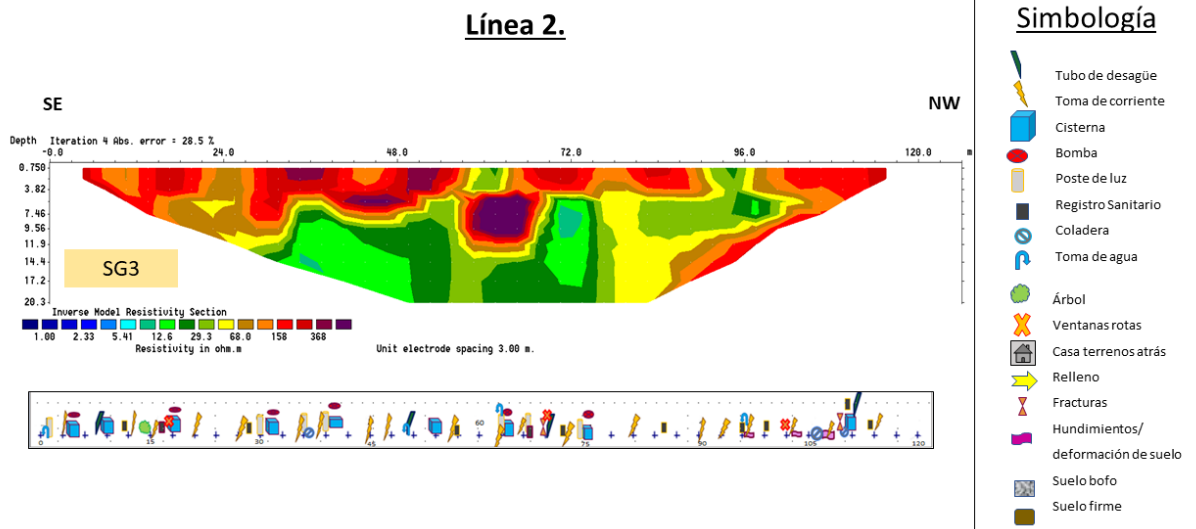


Figura 48 Interpretación del perfil geoelectrico 2. En la parte inferior se muestra con símbolos los rasgos importantes observados en superficie.

En la superficie del tendido del perfil geoelectrico (Figura 48), las construcciones presentan vidrios rotos, deformación en el suelo y fracturas. Debido a que el diseño y distribución de las casas no tienen el mismo patrón a también se presentan cisternas como en el primer perfil. El área que va de los 0 a 12 m de profundidad se observa que la mayor parte de la zona es de alta resistividad, que va de los 120 a 400 $[\Omega/m]$, estos valores están relacionados a un suelo altamente poroso no saturado, lo cual provoca el hundimiento diferencial que presentan las casas ubicadas en esta zona. A 60 [m] existe un área de mayor resistividad, entre 120-400 $[\Omega/m]$ con profundidad de 3-13 [m], relacionada con el comportamiento de rocas volcánicas como lavas o basaltos no saturados.

LÍNEA 3

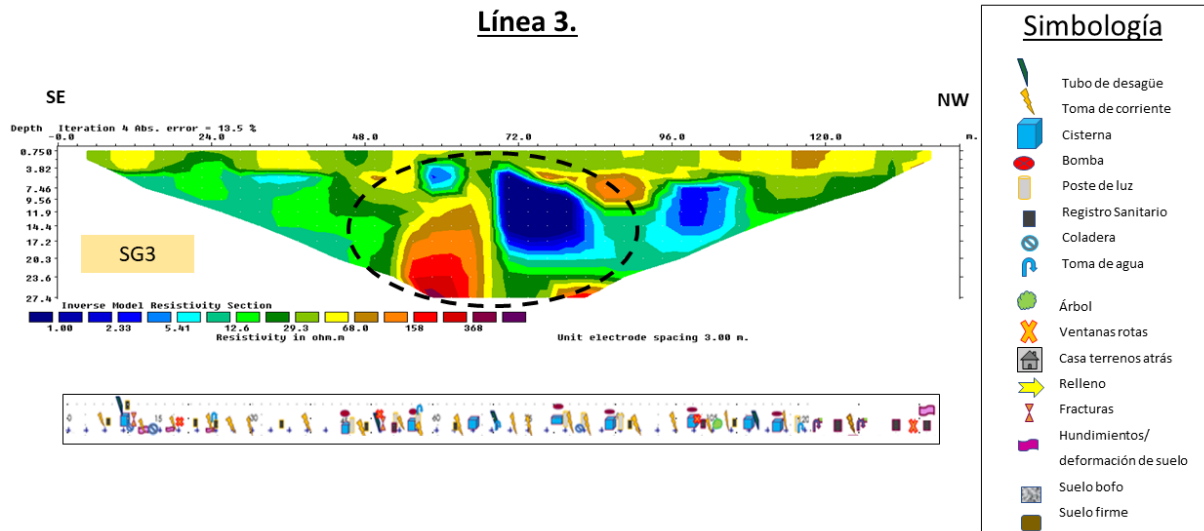


Figura 49 Interpretación del perfil geoelectrico 3. En la parte inferior se muestra con símbolos los rasgos importantes observados en superficie.

Al igual que en la línea 1, en la línea 3, ver Figura 49, seguían presentes fisuras y deformación del suelo, a pesar de que los habitantes hicieron varias reparaciones en las casas y áreas comunes. A partir de los 2 [m] de profundidad se presentan anomalías de baja resistividad que van de 1 a 6 [Ω/m], se debe a la saturación de los materiales porosos y de los derrames lávicos que pudieran estar fracturados. En la parte central, que van de los 57-87 [m], se encuentra un gran contraste de resistividades, la anomalía de alta resistividad tiene un rango de 50-400 [Ω/m]. Este contraste representa una zona de alto riesgo, la cual podría provocar hundimiento diferencial o en el peor de los casos podría presentarse un colapso.

LÍNEA 4

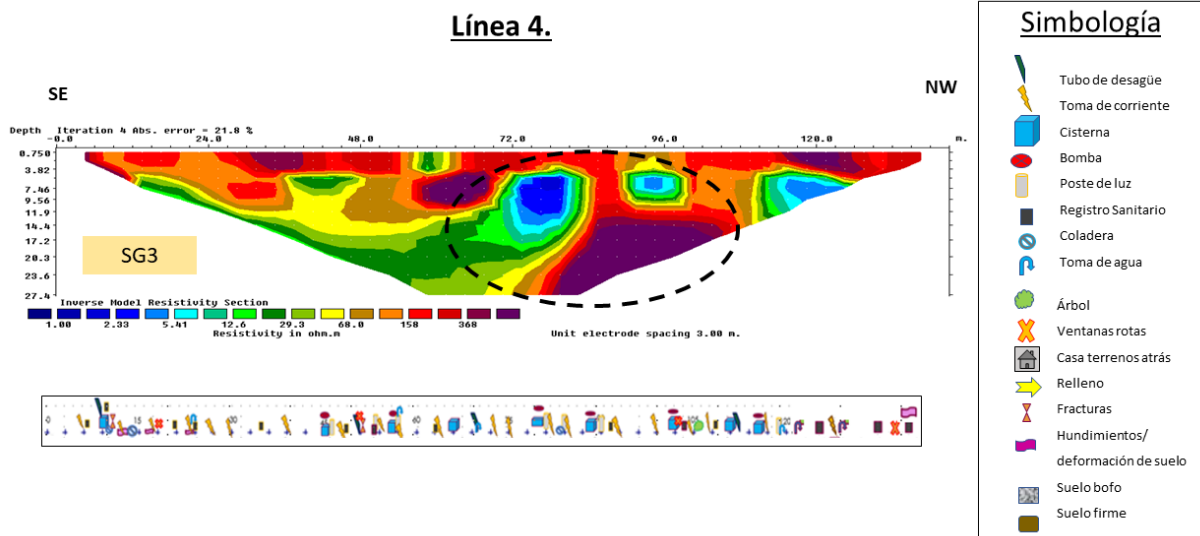


Figura 50 Interpretación del perfil geoelectrico 4. En la parte inferior se muestra con símbolos los rasgos importantes observados en superficie.

Como se observa en la Figura 50, la profundidad que va de 0 a 12 [m] se sigue presentando alta resistividad (120 a 400 [Ω/m]) relacionada al suelo altamente poroso, pero también se presentan anomalías de baja resistividad (1 a 6 [Ω/m]), A partir de los 72 [m] se observa otro contraste muy grande de resistividades, la cual es provocada a la saturación del material. Este contraste representa una zona de alto riesgo, la cual podría provocar hundimiento diferencial o en el peor de los casos podría presentarse un colapso.

LÍNEA 5

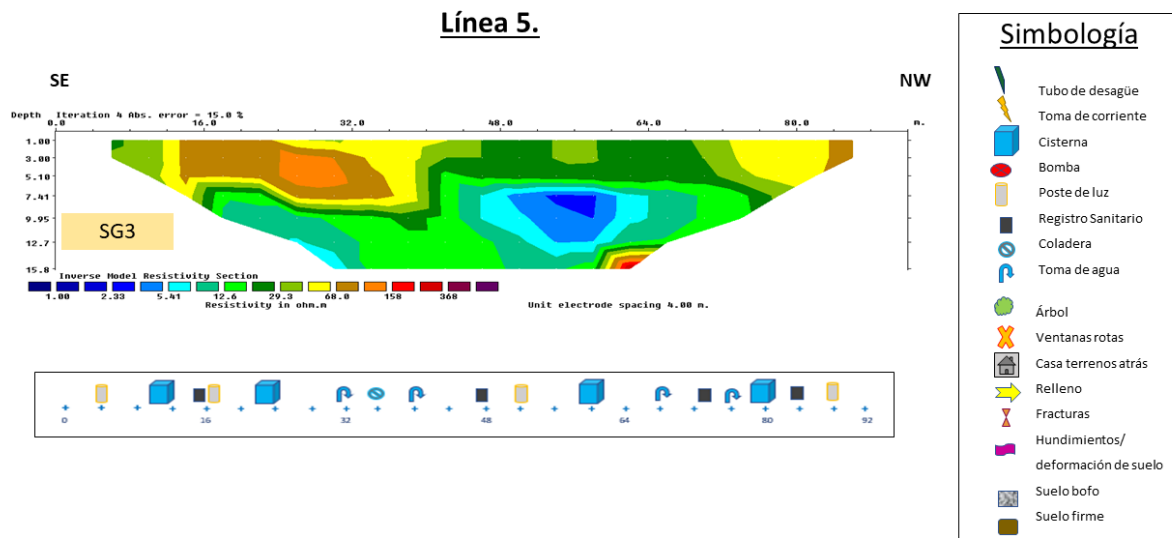


Figura 51 Interpretación del perfil geoelectrico 5. En la parte inferior se muestra con símbolos los rasgos importantes observados en superficie.

Se observa que en el perfil de resistividades, *Figura 51*, existen regiones de hasta 10 metros de profundidad con alta resistividad entre 8 a 45 metros con una resistividad media (50-170 Ω/m); a lo largo del terreno, en la superficie encontramos rasgos como cisternas, postes de luz y registros sanitarios que. Entre los 70 y 80 metros existe una zona con el mismo comportamiento, alta resistividad que puede hablarnos de materiales arcillosos que en estado natural se encontraban saturados pero dadas las características generales en la Alcaldía han cedido agua por goteo teniendo así un aumento en la resistividad.

LÍNEA 6

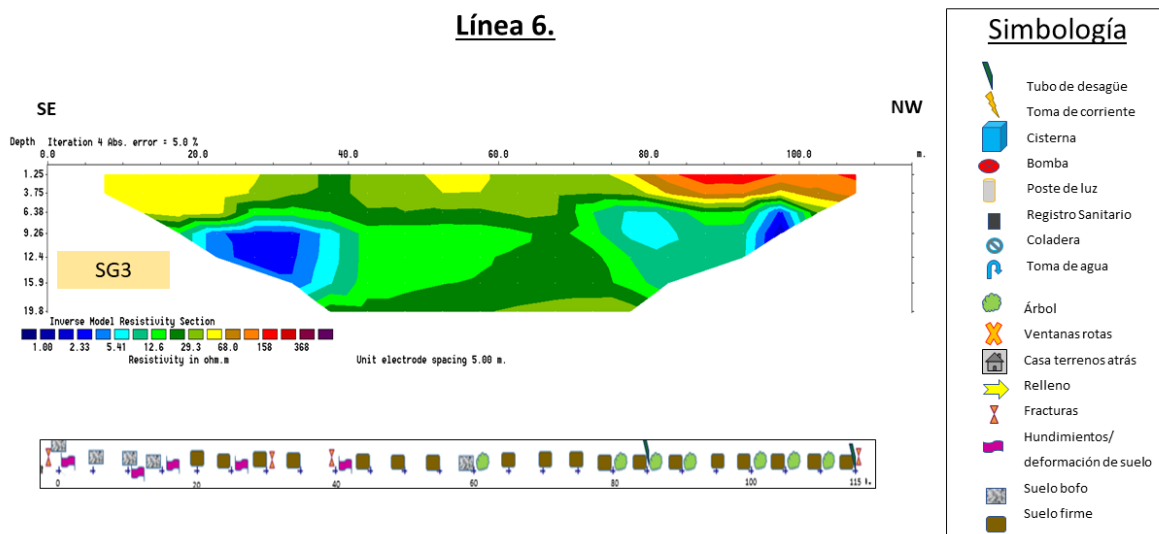


Figura 52 Interpretación del perfil geoelectrico 1. En la parte inferior se muestra con símbolos los rasgos importantes observados en superficie.

En el perfil geoelectrico de la *Figura 52* existen regiones de hasta 7 metros de profundidad con alta resistividad; de 8 a 28 metros con una resistividad media ($50-70 \Omega/m$), si bien en esa parte del terreno hay en la superficie tierra suelta específicamente para esa región la alta resistividad pueden corresponder al suelo bofo de la zona más superficial, esto se apoya en que el debajo puede existir derrames lávicos que al no ser uniforme estaría ocasionando los hundimientos diferenciales observados en superficie en forma de desniveles escalonados.

Del metro 47 al 65 y del 75 al 107, las zonas con resistividad alta de ($50-200 \Omega/m$) pudieran estar asociadas a un suelo mucho más firme.

Observando el perfil geoelectrico las zonas de baja resistividad podrían estar saturadas lo que provoca la buena conducción de corriente eléctrica.

6.2. RESULTADOS DE LAS PRUEBAS SÍSMICAS

Con el objetivo de comparar los resultados de la resistividad eléctrica se trató de realizar un estudio de sismica de refracción y de análisis de ondas Superficiales donde se deseaba adquirir un perfil de velocidades de onda P y uno más de ondas S.

Se hicieron levantamientos a lo largo de las líneas de eléctrica (Ver *Figura 53*). Con base en la teoría sísmica se logró obtener un modelo de velocidades.

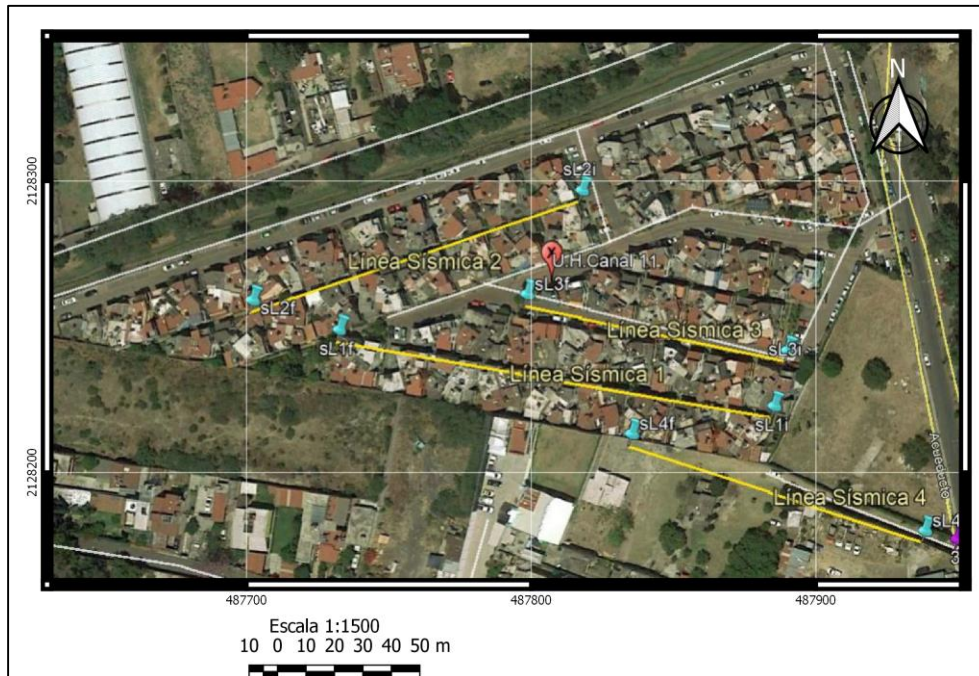


Figura 53 Georreferencia de las Líneas 1, 2, 3 y 4 de Sísmica de refracción en la Unidad Habitacional Canal 11 (Tomada de GoogleEarth).

Se obtuvo que los datos recopilados tenían un alto contenido de ruido. Debido a las condiciones del medio como la presencia de materiales arcillosos y al inmenso ruido urbano lo cual hizo que la lectura en los arreglos fue muy complicada, sin embargo, se realizaron algunos modelos de velocidad de onda P donde se pueden ilustrar al menos dos capas.

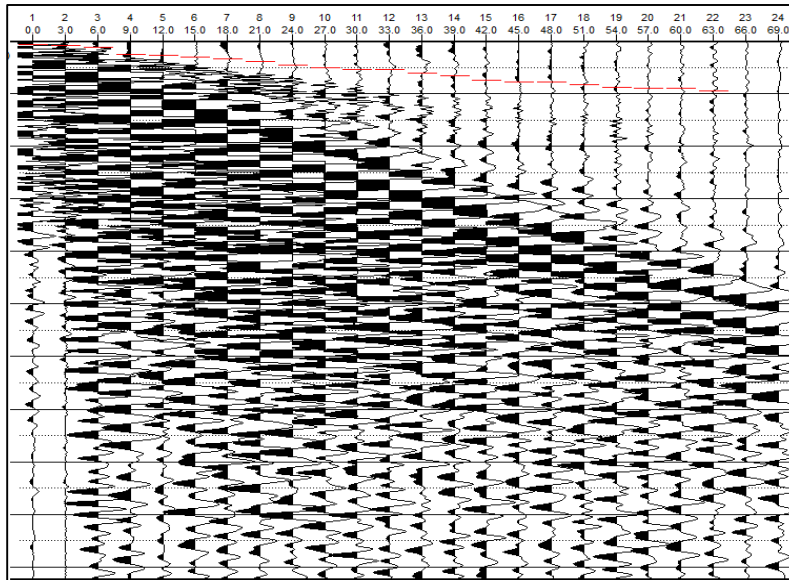


Figura 54 Muestras la trazas, donde se picaron los tiempos de arribo de onda refractada.

A partir de los tiempos de arribo picados en las trazas (Figura 54) podemos conocer las dromocronas, ver Figura 55. En la teoría sísmica, las ecuaciones de onda refractada y onda directa son útiles para conocer los parámetros del medio, por ejemplo, conociendo las pendientes de la onda directa y la onda refractada se pueden obtener un valor aproximado de las velocidades del primer estrato y del semiespacio (Reynolds, 2011).

A partir de la Ecuación (31) se aproxima el espesor de la primera capa.

$$h_1 = \frac{1t_i v_2 v_1}{2(v_2^2 - v_1^2)^{1/2}} \quad (31)$$

Donde t_i es el tiempo de intersección obtenido de la ecuación de onda refractada.

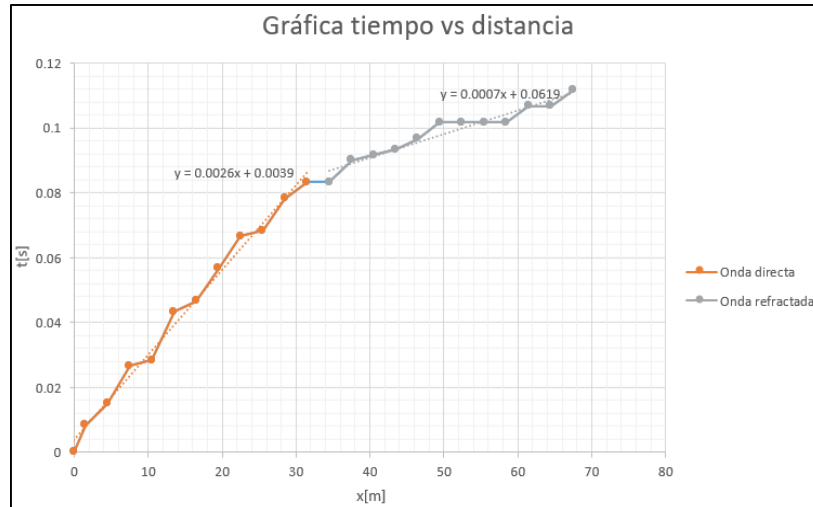


Figura 55 Muestra la Gráfica tiempo vs distancia donde podemos observar el movimiento tanto de onda directa como de onda refractada y las ecuaciones que describen cada una de las ondas.

A la par de esto se realizó un estudio de MASW se encontraron unas curvas de dispersión de onda de Fase. Se pudo observar que las ondas superficiales no fueron capaces de ver las irregularidades observadas en eléctrica, pero se pudo obtener una v_{s1} correspondiente a la primera capa y una v_{s2} que corresponde a la velocidad del semiespacio.

Al procesar el métodos MASW se llegaron a rescatar curvas de dispersión en el rango de frecuencias que va de 10-20 [Hz] en donde a la frecuencia más baja en 10 [Hz] la velocidad fue de 250 [m/s] y la velocidad mínima a la frecuencia de 18 [Hz] fue de 160[m/s], eso sugiere que se trata de materiales arcillosos muy blandos (Figura 56).

De todo en análisis de ondas superficiales que se hizo se eligieron las curvas para generar un modelo de velocidades v_s cuyo espesor es similar al de v_p debido a que se tomaron los valores de v_p para la inversión.

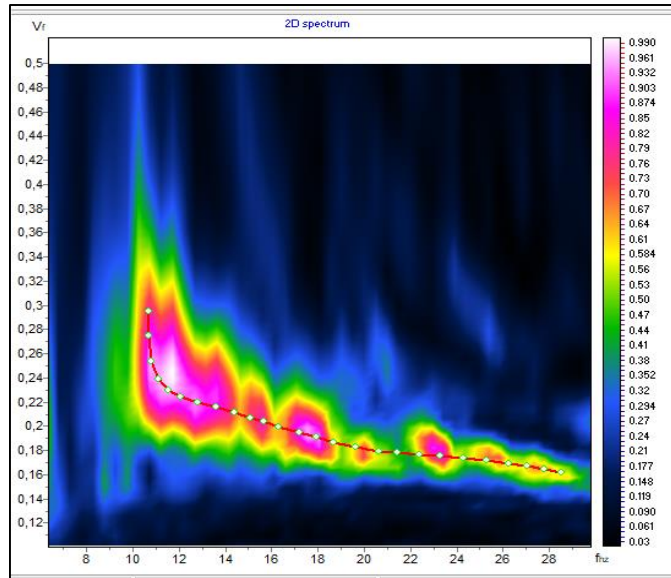


Figura 56 Curva de dispersión Línea 1, empalme 3.

Las velocidades de v_p obtenidas para la capa superior, al ser muy bajas puede decirse que debajo de las construcciones existe un material de relleno antropogénico usado en la cimentación.

Los datos de refracción de Ondas superficiales solo vieron un espesor de 10 [m] con una velocidad de $v_{s1} = 160$ [m/s] m/s y una velocidad para el semiespacio $v_{s2} = 250$ [m/s]. Esos materiales corresponden a velocidades muy bajas que se pueden correlacionar con materiales arcillosos característicos de las zonas de transición pues en la zona de lago de la Ciudad de México han encontrado velocidades de muy bajas v_s inferiores a los 100 [m/s] (Marshal Raúl J., et al, 2016).

Los valores de las velocidades de onda S y P obtenidos por los métodos sísmicos correspondientes a la primera y segunda capa o semiespacio son congruentes para los materiales que se encuentran en esta zona. El leve aumento de la velocidad en v_{s2} respecto a v_{s1} puede deberse a que los materiales por debajo de la capa 1 se encuentran saturados.

A partir de modelo de velocidad v_p llegamos a un modelo Vs y podemos generalizar que para la zona de estudio v_p tiene valores que van de 290-570 [m/s] la velocidad v_s va de los 160-250 [m/s].

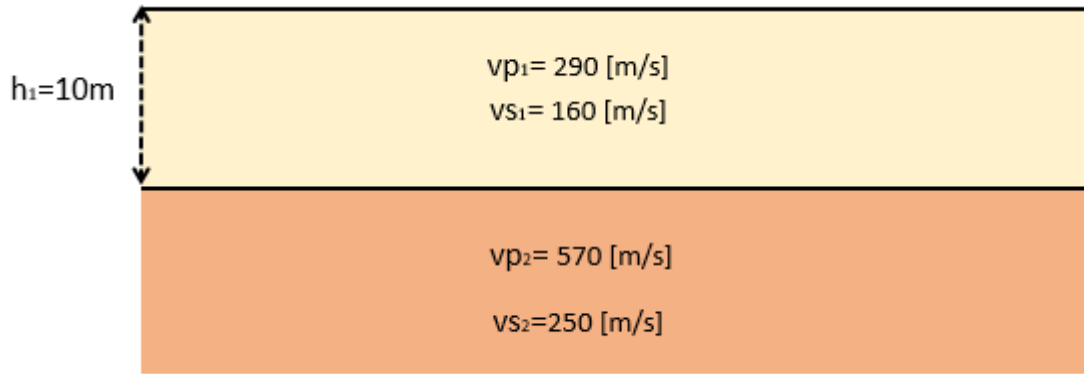


Figura 57 Modelo de velocidades de onda S Y P obtenido a partir de la inversión de las ondas Directa y refractada y de las curvas de dispersión.

Estos resultados obtenidos de la parte sísmica corroboran nuestra investigación respecto a los materiales de la zona caracterizados por los métodos eléctricos.

La Unidad Habitacional Canal 11 se asentó sobre depósitos blandos que son caracterizados por ser altamente plásticos y por lo tanto deformables además de que se siguen caracterizando por ser arcillas con alto contenido de agua (Marshal Raúl J., et al, 2016). Se sugiere que para calcular las constantes elásticas se determine el valor de la densidad de los materiales para así poder obtener los modelos dinámicos que describan mejor el comportamiento de los materiales sobre el cual se encuentra ubicada la U.H Canal 11.

6.3. INTEGRACIÓN DE INFORMACIÓN

Con base en la información que muestran en los cortes litológicos de los pozos más cercanos a la zona de estudio (Figura 12) podemos observar que la profundidad de los basaltos es variable debido a su naturaleza viscosa y a los diferentes episodios donde hubo escurrimientos de lava que no fueron proporcionales a lo largo de la dirección del flujo ocasionando topografía abrupta observable en la Figura 6.

En general hay varios puntos a discutir sobre la zona de estudio.

- La existencia del Río Santiago, con un caudal intermitente en temporada de lluvias a un costado de la Unidad Habitacional sumado con las fugas de agua debido al rompimiento de las tuberías nos puede hablar de un posible aporte de agua a nivel subsuelo. Además, por encontrarse en sitio de mediana pendiente en teoría nos hablaría de una zona de recarga natural de acuífero la infiltración de agua a la unidad es inminente. Esto favorece la inestabilidad del terreno.

- Según información del pozo La Noria No 5, el nivel estático se encuentra a 30 m de profundidad aproximadamente, y según el corte litológico nos indica una secuencia de 0-2 m de material aluvial, de 2-9 m de basalto con tezontle y de 9-52 m de basalto, con lo cual se infiere que el basalto podría estar fracturado y alterado.
- Como ya se ha mencionada la U.H se encuentra en la zona de transición es próximo a la zona de lomas, esto nos habla que los escurrimientos lávicos son poco profundos. Al estar en esta zona incrementa el riesgo a sufrir afectaciones por los fenómenos que se pueden presentar como inestabilidad de talud, hundimiento diferencial y agrietamientos los cuales ya se han presentado en los últimos años.
- Los sismos a poca profundidad tienen mayor presencia en la zona centro de la Ciudad de México y algunos otros cercanos a la zona de estudio evidencian los hundimientos en la zona de lago.

El que sea una zona donde exista infiltración de agua por rompimiento de tuberías y de manera natural por ser una zona de recarga sumando con la relativa poca profundidad del material más competente puede estar provocando que los materiales finos (arenas o arcillas) sean removidos por ese flujo subterráneo de agua dejando sitios por debajo de las construcciones con espacios vacíos o muy porosos que con el peso de las estructuras colapsan.

La desecación de las arcillas ha provocado que la presión intersticial en estos materiales disminuya provocando la compactación de los materiales y el hundimiento de varios sitios en la zona de estudio.

Se ha presentado evidencia de hundimientos diferenciales provocando fisuras en los muros de las casas en la unidad que son causados por las características.

7. CONCLUSIONES Y RECOMENDACIONES

Este trabajo se realizó en la alcaldía de Xochimilco, en la Unidad Habitacional Canal 11 que se encuentra en la zona de transición de acuerdo a la clasificación geotécnica (Atlas-CDMX, 2004), entre zona de lomas y zona de lago. Esta zona es considerada como problemática para las construcciones. La técnica utilizada para conocer el subsuelo en este estudio fue el de Tomografía de Resistividades Eléctricas cuyos levantamientos se hicieron con una separación de electrodos de 3,4, 5 [m] con una longitud final de 120 y 141 [m] donde se obtuvieron perfiles de resistividad cuya profundidad alcanzada fue de hasta 27 [m].

En los perfiles se observa que el terreno es tiene un comportamiento geoeléctrico complejo debido a las heterogeneidades del subsuelo.

Con los resultados obtenidos podemos explicar a continuación de manera general las posibles particularidades del lugar de estudio que ocasionan los diferentes problemas en las construcciones civiles, además de que se menciona el desempeño de los filtros para datos ruidosos en eléctrica

CONDICIONES DE LA ZONA

Las características físicas de la zona nos explican que existe un movimiento de tierra de menor competencia ocasionado por la saturación de este material que está en contacto con un material mucho más competente y que se depositó con cierta pendiente, así, al mismo tiempo se presenta un deslave ocasionado por fugas de agua en las tuberías que sumado con la compactación de materiales arcilloso ocasionan hundimiento diferencial.

Las fracturas observadas en ciertas estructuras civiles son provocadas por esos mismos hundimientos donde al no haber un equilibrio en los esfuerzos de las estructuras comienzan a propagarse las fracturas como un par de fuerzas lo que ocasiona también el rompimiento de los vidrios en la ventana.

Podemos aseverar que continuará el movimiento de terreno y por lo tanto los hundimientos diferenciales de manera gradual, teniendo un mayor riesgo las casas que actualmente están muy afectadas o donde existe un cambio de pendiente entre el contacto de basalto y material arcilloso.

INFORMACIÓN GEOFÍSICA

En general, es suficiente solo usar el filtro **Savitzky-Golay**. Este filtro da un menor error al momento de invertir los perfiles y respeta las anomalías a diferencia del filtro de **Promedios Móviles** que suaviza la señal que modifica la forma, tamaño y rango de resistividad de las anomalías con los perfiles son invertidos.

Al aplicar el filtro Savitzky-Golay se utilizaron 3 iteraciones ya que según Zúñiga, 2018 es lo recomendable para que el filtro tenga un mejor desempeño ya que se corre el riesgo de que al iterar más veces los resultados contengan datos ruidosos, sobre todo en los extremos de las líneas. Si observamos la Figura 32 vemos que la respuesta de la curva de resistividad ante el filtro SG3 es buena al presentar un nivel inferior de ruido que SG y que el filtro de Promedio móviles es por eso que en este trabajo el filtro SG3 se califica como el filtro con el mejor desempeño. Sin embargo, se debe recordar que este tipo de filtros solo eliminarán o disminuirán el ruido aleatorio presente en la señal.

Con respecto a los datos de sísmica de refracción, debido a su baja calidad no se pudo obtener un perfil de velocidades. La sísmica no funcionó porque no hay un horizonte estratificado ya que las características del subsuelo son muy complejas. Debido al bajo contraste de impedancia es muy difícil detectar la presencia de onda refractada, y en muchos casos solo se tiene registro de la onda directa. Esto se atribuye a lo largo del tendido y al tipo de fuente, por lo cual no se puede llevar a cabo la correlación de los perfiles de sísmica de refracción con los de TRE.

Los resultados confirman o caracterizan una zona típica de la Ciudad de México donde la práctica común es hacer asentamientos en zonas susceptibles a tener bajas velocidades. El método que mejores resultados arroja es el eléctrico ya que la irregularidad del subsuelo provoca datos altamente ruidosos.

Las diferencias en las características en el subsuelo en los tendidos antes y después del sismo se presentan como una disminución en los valores de resistividad debido que son épocas con diferentes condiciones meteorológicas, por lo que las mediciones hechas en mayo los valores de resistividad son mayores que las mediciones hechas en diciembre cuando el subsuelo presenta una saturación remanente, posterior a la época de lluvias. Además, el cambio en los valores de resistividad puede deberse también a el cambio en la compacidad del subsuelo.

RECOMENDACIONES

Para tener una mejor calidad en los levantamientos de cualquier tipo de prospección geofísica es recomendable revisar los datos en campo, hacer los ensayos necesarios para confirmar o descartar si una técnica geofísica es aplicable al tipo de medio que existe en ese lugar. Por otro lado si se desea aplicar una técnica y las condiciones no son las óptimas para hacer un tipo de levantamiento (específicamente haciendo un levantamiento de Sísmica), por la presencia de ruido, se recomienda buscar un horario donde la presencia del ruido antropogénico sea de menor.

Los datos de resistividad eléctrica generalmente se presentan con algún porcentaje de ruido por lo que es recomendable filtrarlos.

En el caso particular de la Unidad Habitacional Canal 11, es necesario monitorear la zona para evitar posibles colapsos en el futuro, para esto se requiere un modelo dinámico que se puede conocer sabiendo sus características mecánicas, los módulos elásticos del material para determinar su resistencia y deformabilidad. Esto se puede obtener haciendo pruebas con Ruido Sísmico las cuales además podrían proporcionar datos como la Frecuencia de Sitio, profundidad y velocidad del basamento.

Los perfiles geoelectrónicos son de gran utilidad al darnos una idea general de los puntos críticos donde podrían hacerse, en el futuro, sondeos a partir de los cuales se obtendrían datos para determinar un mapa de zonificación geotécnica local.

REFERENCIAS

- Arce, J., Layer, P., Martínez, I., Salinas, J., Macías-Romo, M., Morales-Casique, E., . . . Lenhardt, N. (2015). Geología y estratigrafía del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y de sus alrededores, sur de la Cuenca de México. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, 67(2), 123-143.
- Arce, J., Layer, P., Morales-Casique, E., Benowitz, J., Rangel, E., & Escolero, O. (2013). New constraints on the subsurface geology of the Mexico City Basin: The San Lorenzo Tezonco deep well, on the basis of $^{40}\text{Ar}/^{39}\text{Ar}$ geochronology and whole-rock chemistry. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 266, 34-49.
- Azami, H., Mohammadi, K., & Bozorgtabar, B. (February de 2012). An Improved Signal Segmentation Using Moving Average and Stavitzky-Golay Filter. *Journal of Signal and Information Processing*, 3, 39-44.
- Bahi, L., Baba, K., & Oudaf, L. (2014). Enhancing Geophysical Signals Through the Use of Savitzky-Golay filtering method. *Geofísica Internacional*, 4(53), 399-409.
- Coliente Tlaxcalteca, A. (2010). Inestabilidad en laderas y taludes. (*Tesis de maestría*). UNAM, México, D.F.
- CONAGUA. (2002). *Determinación de la disponibilidad de agua en el Acuífero Zona Metropolitana de la Ciudad de México*. Ciudad de México.
- De la Teja, M., Sánchez, E., Moctezuma, M., & De Los Santos, J. (Diciembre de 2002). Hoja E-14-2 Ciudad de México. *Carta Geológico-Minera Ciudad de México E14-2 Estado de México, Tlaxcala, D.F., Puebla, Hidalgo y Morelos*. Pachuca, Hidalgo, México: Servicio Geológico Mexicano.
- Gómez, E. (2009). Introducción al filtrado digital. Escuela Superior de Música de Catalunya.
- González Vallejo, L., Ferrer, M., & Orduño, L. (2002). *Ingeniería Geológica*. Madrid: Pearson Educación.
- Green, R. (1974). The seismic refraction. *Geoexploration*.
- Hassanpour, H. (2008). A time-frequency approach for noise reduction. *Digital Signal Preprocessing*(18), 728-738.
- Humire G., F., Sáez R., E., & Leyton F., F. (2015). *Manual de Aplicación de Técnicas Geofísicas Basadas en Ondas de Superficie Para la Determinación del Parámetro VS30*. Chile, Chile: Instituto de construcción.
- INEGI. (2015). *Anuario Estadístico y Geográfico del Distrito Federal 2015*. México: Instituto Nacional de Estadística y Geografía.
- IRIS Instruments. (2016). SYSCAL Pro resistivity & IP equipment for SOUNDING, IMAGING and MONITORING. (I. Instruments, Ed.) Orleans, Francia. Recuperado el 22 de 06 de 2019, de http://www.iris-instruments.com/Pdf_file/Syscal_pro_sw.pdf
- Júarez Badillo, E., & Rico Rodríguez, A. (1973). *Macánica de suelos*. México: Limusa.

- Keller, G. V. (1966). *Electrical Methods in Geophysical Prospecting*. Oxford: Pergamon Press.
- Khadja, B., Bahi, L., & Ouadif, L. (s.f.). Enhancing Geophysical Signals Through the use of Savitzky-Golay filtering method.
- Lezama-Campos, J., Morales-Casique, E., & Benowitz, J. (2016). Interpretación del registro geofísico del pozo profundo San Lorenzo Tezonco y su correlación litológica en la Cuenca de México. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, 33(2), 198-208.
- Lines, L., & Treitel, S. (1984). TUTORIAL: a review of least-squares inversion and its application to geophysical problems. *Geophysical Prospecting*, 2(32), 159 - 186.
- Loke, M. (2004). *Tutorial: 2D and 3D electrical imaging surveys*. Malasia: Geotomo Software.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics* (2nd ed.). UK: Cambridge University Press.
- Lu, N., & Godt, J. W. (2013). *Hillslope hydrology and stability*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Márquez, J. (2014). *Ruido, TUTORIAL*. Ciudad de México.
- Marshal, R., Mazari, M., Juárez, M., Auvinet, G., & Méndez, E. (2016). *El subsuelo de la Ciudad de México=The subsoil of México City*. Ciudad de México: UNAM, Instituto de Ingeniería.
- Menke, W. (2012). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. Palisades, New York: Academic Press.
- México, Ó. d. (15 de Diciembre de 2017). *Normas técnicas complementarias para diseño y construcción de cimentaciones*.
- Milsom, J. (2003). *Field Geophysics. The Geological Field Guide Series*. University College London.: Wiley.
- MOC-2008. (2008). *Manual de Diseño de Obras Civiles. Diseño por Sismo*. México: Instituto de Investigaciones Eléctricas, Comisión Federal de Electricidad.
- Mooser, F., & Ramírez, M. (1987). Faja Volcánica Transmexicana: morfoestructura, tectónica y vulcanotectónica. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 48(2), 75-80.
- Morales, D. A., Molina León, G., Reyes Rodríguez, G., & Vázquez Aragón, L. A. (2018). *Reporte de prácticas profesionales: Unidad Habitacional Canal 11, Xochimilco, CDMX. Documento inédito*. Ciudad Universitaria: Facultad de Ingeniería, UNAM.
- Nava Flores, M. (2017). Inversión de datos Geofísicos(clase). UNAM.
- Navarrete, S., Jiménez, B., Navarro, I., & Domínguez, R. (Julio-Agosto de 2013). Evaluación del riesgo al acuífero de Xochimilco por lluvias extremas. *Tecnología y Ciencias del Agua*, 4(3), 103-123.
- Ochoa, C., & Rodríguez, C. (1989). Estudio Geoelectrico del Sistema Acuífero de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 28-2, 191-205.

- Orellana, S. (1982). *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. (2a ed.). Madrid: Paraninfo.
- Orozco Montoya, A. (2009). Confiabilidad en estabilidad de taludes. (*Tesis de maestría*). UNAM, México, DF.
- Pérez, Q. R. (2007). *Tesis de maestría: Estructura tridimensional de velocidades para el sureste de México, mediante el análisis de trazado de rayos sísmicos de sismos regionales*. Ciudad Universitaria : Instituto de Geofísica .
- Redpath, B. (1973). *Seismic Refraction Exploration for Engineering Site Investigations. Excavations Research Laboratory.*, Livermore, CA.
- Reynolds, J. (2011). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. Wiley.
- Sánchez, P. M. (21 de Marzo de 2015). En Xochimilco persiste contaminación de río y presa pese a exigencias de la CDHDF. *SinEmbargo*. Recuperado el 08 de Octubre de 2018, de sinembargo.mx: <http://www.sinembargo.mx/21-03-2015/1285508>
- Santoyo Villa, E., Ovando Shelley , E., Mooser, F., & León Plata, E. (2005). *Síntesis geotécnica de la Cuenca dal Valle de México*. Ciudad de México: tgc.
- Schuenemeyer, J., & Drew, L. (2010). *Statistics for Earh andEnviorometal Scientist*. Singapur: Wiley.
- SGM. (Diciembre de 202). Carta Geológico Minera Ciudad de México E14-4. Pachuca, Hidalgo, México.
- Smith, S. (1999). *The Scientist and Engeeneering's Guode to Digital Signal Processing*. San Diego, California: Clifornia Technical Publishing.
- Telford, W., L.P Gerald, & R.E. Sheriff. (1990). *Applied Geophysics*. Cambridge: Cambridge University Press.
- Torres, E. A., Mórán Zenteno, D. J., Mori, L., & Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Mdre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana*, 285-297.
- Vazques-Sanchez, E., & Jaimes-Palomera, R. (1989). Geología de la Cuenca de México. *Geofísica Internacional*, 2(28), 133-190.
- Zúñiga, D. (2018). *Filtro Sazitzky y Golay de Segundo Grado en datos de Tomografía de Resistividad Eléctrica 2D*. CDMX: UNAM.