



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estudio Geoeléctrico en la
Zona de Transición en Santa
María Nativitas (Delegación
Xochimilco, CDMX)**

TESIS

Que para obtener el título de

Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Jesús Israel Vázquez Barrera

DIRECTOR DE TESIS

M.C. José Luis Salas Corrales



Ciudad Universitaria, CDMX, 2019



Universidad Nacional
Autónoma de México



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 ACADÉMICOS

Al Instituto de Geofísica y a la Facultad de Ingeniería de la UNAM por darme la oportunidad de participar de manera activa en este proyecto. A la comunidad de Santa María Nativitas por brindarnos el apoyo y las facilidades durante la realización de los estudios.

A mis directores de tesis el M. C. José Luis Salas Corrales y la Dra. Claudia Arango Galván, por brindarme la oportunidad de trabajar en este proyecto y darme las facilidades que me permitieron concluir este trabajo, ya que, sin sus consejos, observaciones y aportaciones el resultado no hubiera sido el mismo.

A mis sinodales, la M.C. Aidé Esmeralda López González y los ingenieros Javier Arellano Gil y Alberto Arias Paz, quienes con sus observaciones me ayudaron a mejorar la calidad de mi trabajo.

A la Universidad Nacional Autónoma de México, por brindarme la oportunidad de desarrollarme profesionalmente y como persona.

AGRADECIMIENTOS PERSONALES

A mis padres Eleazar Vázquez y Rocío Barrera, a mi hermano Atzell y a mi abuela Francisca, que gracias a su educación y valores inculcados me permitieron concluir satisfactoriamente esta etapa de mi vida. Por su apoyo y cariño incondicional, que me ha impulsado a ser un mejor ser humano y me ha permitido llegar hasta donde estoy.

A mis amigos, Daniel, Arturo, Emilio, Mauricio, Alejandra, Berenice, Andrea, Miguel y todos con quienes he compartido grandes momentos y de quienes también he aprendido cosas valiosas que hoy me definen.

ÍNDICE

Resumen	2
Abstract	3
Introducción	4
CAPÍTULO 1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS	7
1.1.-Ecuaciones Generales	7
1.1.1.-Corriente Eléctrica	7
1.1.2.-Densidad de corriente	8
1.1.3.- Resistencia, resistividad y conductividad	8
1.1.4.-Campo eléctrico	10
1.1.5.-Potencial Eléctrico	10
1.1.6.-Ley de Ohm	12
1.1.7.-Resistividad Aparente y Factor Geométrico	12
1.1.8.-Arreglos Electrónicos	15
1.2.- Métodos Geoelectrónicos en Corriente Continua	18
1.2.1.-Sondeos eléctricos Verticales	18
1.2.2.-Calicatas Eléctricas	20
1.2.3.-Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)	22
CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO	25
2.1.- Marco Geográfico	25
2.2.- Geología	27
2.2.1.- Geología Regional	27
2.2.2.- Estratigrafía.	29
2.2.3 Geomorfología	31
2.2.4.- Hidrogeología.	33
CAPÍTULO 3. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS	38
3.1.- Implementación de Campo	38
3.1.1.-Diseño y Adquisición de Perfiles	38
3.1.2.-Equipo Utilizado	40
3.2.- Inversión de los Datos	41
3.2.1.-Teoría de Inversión	41
3.2.2.- Procesamiento e inversión	43
3.2.3.- Resultados	45

4.1.- Conclusiones **53**

4.2. -Referencias **54**

Índice de Figuras

Fig. 1: Cargas en movimiento a través de una sección A (Modificado de Serway y Jewett, 2004). 7

Fig. 2: Líneas de corriente entre electrodos (Modificado de Mussett y Khan, 2000).13

Fig. 3: Arreglo de electrodos en un estudio geoelectrico (Reynolds, 1997).14

Fig. 4: Configuración electródica del arreglo Wenner.16

Fig. 5: Configuración electródica del arreglo Dipolo-Dipolo.17

Fig. 6: Configuración electródica del arreglo Wenner-Schlumberger.....17

Fig. 7: Configuración electródica del arreglo Polo-Polo.18

Fig. 8: Comportamiento de las líneas de corriente con diferente separación de electrodos (Modificado de Mussett y Khan, 2000).....18

Fig. 9: Refracción de las líneas de corriente (Modificado de Mussett y Khan, 2000).19

Fig. 10: Modelos de dos capas con diferentes espesores (Modificado de Mussett y Khan, 2000).19

Fig. 11: Secuencia de medición para una tomografía con arreglo Wenner (Modificado de Loke, 2015).23

Fig. 12: Mapa Delegacional de la Ciudad de México.25

Fig. 13: Mapa de la delegación Xochimilco, se muestra de color verde el Pueblo de Santa María Nativitas.26

Fig. 14: Modelo de la Cuenca de México con pozos y estructuras geológicas (González *et al.*, 2015).28

Fig. 15: Correlación estratigráfica SW-NE entre los pozos Nativitas 3, Nativitas 2 y San Luis 20 (Modificado de De Anda, 2018).30

Fig. 16: Extensión de los antiguos lagos de la Cuenca de México (Ruvalcaba, 2009).34

Fig. 17: Mapa con la ubicación de los perfiles de TRE, pozos y casas dañadas (Arango et al., 2016).39

Fig. 18: Resistivímetro Syscal-Pro Switch 48 de Iris Instruments.40

Fig. 19: Captura de pantalla del menú de edición de datos en el software Res2dinv para la sección S-N.43

Fig. 20: Modelo de bloques para la sección S-N con la opción de refinamiento.44

Fig. 21: Inversión de la sección S-N con topografía.45

Fig. 22: Inversión de la sección W-E con topografía.46

Fig. 23: Mapa de casas fracturadas con su respectiva orientación y correlación con los perfiles de TRE (Modificado de De Anda 2018).52

Resumen

En el presente trabajo se recopiló información geológica, hidrogeológica y geofísica de la zona de transición en Santa María Nativitas Xochimilco, Ciudad de México, con la finalidad de correlacionar la misma con la zona de mayor afectación de obras civiles, debido al fenómeno de subsidencia observado en superficie.

La caracterización geofísica fue realizada mediante la implementación de la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE). Se presentan, las ecuaciones generales del método, así como algunos conceptos necesarios para comprender la técnica utilizada, como: ley de Ohm, resistividad aparente, factor geométrico, tipos de arreglos electródicos, etc. Además, se desarrolla la teoría de la técnica de exploración, desde la implementación de campo y el tipo de arreglo utilizado, hasta el procesamiento e inversión de los datos mediante el algoritmo de mínimos cuadrados.

La adquisición de los datos fue realizada por el grupo de Hidrogeología de la Facultad de Ingeniería en conjunto con investigadores del Instituto de Geofísica. Se obtuvieron dos secciones geoeléctricas con orientación W-E y S-N cuya longitud fue de 440 m y 470 m respectivamente, la separación entre electrodos para ambas secciones fue de 10 m utilizando un arreglo dipolo-dipolo. Dichas secciones se intersecan entre sí y fueron procesadas e invertidas mediante la utilización del software Res2Dinv, para ser correlacionadas e interpretadas con la información geológica e hidrogeológica obtenida.

Los hallazgos encontrados en la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo inferidos a partir de las secciones geoeléctricas interpretadas, son coincidentes con lo esperado en una zona de transición abrupta.

Se observó una capa de alta resistividad, muy heterogénea, que presentó discontinuidades laterales importantes y que fue interpretada como el horizonte transicional entre los basaltos más antiguos ubicados en las zonas topográficamente más altas y los sedimentos lacustres que se ubican hacia la zona central de la cuenca.

La localización de estas discontinuidades, coincide con la ubicación en superficie de las zonas donde las obras civiles reportaron una afectación mayor.

Abstract

In this work, geological, hydrogeological and geophysical information was collected from the transition zone in Santa Maria Nativitas Xochimilco, Mexico City, in order to correlate it with the zone of greater affectation of civil works, due to subsidence phenomenon noticed on surface.

The geophysical characterization was carried out through the technique Electrical Resistivity Tomography (ERT). The general equations of the method are presented, as well as some concepts necessary to understand the technique used, such as: Ohm's law, apparent resistivity, geometric factor, types of electrode arrangements, etc. In addition, the theory of the exploration technique is developed, from the field implementation and the type of arrangement used, to the processing and inversion of the data using the least squares algorithm.

The data acquisition was performed by the hydrogeology group from the Faculty of Engineering in collaboration with Geophysics Institute researchers. The results obtained were two geoelectric sections with W-E and S-N direction whose length was 440 m and 470 m respectively, the spacing between electrodes was 10 [m] for both sections with a dipole-dipole array. Those sections intersect each other, the geoelectric sections were processed and inverted by using Res2Dinv software, to be correlated and interpreted with the geological and hydrogeological information obtained.

The findings in the electric resistivity distribution of the subsoil deduced from the geoelectric sections interpreted, they are coincident with the expected in an abrupt transition zone.

A high resistivity layer was observed, very heterogeneous, that registered very important lateral discontinuities and it was interpreted as the transitional horizon between the older basalts located in the topographically higher zones and the lake deposits which are located toward the central zone of the basin.

The location of these discontinuities, it matches in surface with the zones where the civil works reported a higher affectation.

Introducción

Los historiadores ubican la llegada de los Mexicas a la Cuenca de México hacia el año de 1267 aproximadamente, dando inicio a una serie de modificaciones a ríos y lagos que continuaron en la época colonial y hasta nuestros días (Ruvalcaba, 2009). Actualmente, la mayor parte de la zona urbana de la Cuenca de México está construida sobre los sedimentos de los antiguos lagos de Chalco, Xochimilco, México, Texcoco, Xaltocan y Zumpango, lo cual ofrece poca resistencia a las obras civiles que se asientan sobre ella (Arango *et al.*, 2011).

Históricamente, la Ciudad de México ha presentado problemas relacionados al hundimiento del terreno, las evidencias más notables de dicho fenómeno se encuentran presentes en gran parte del centro histórico de la ciudad, cuya arquitectura es parte del patrimonio cultural de la humanidad. Por tal motivo, se ha buscado proteger dicha zona, implementando medidas como la disminución en la extracción del acuífero debajo del centro histórico de la Ciudad de México, con el fin de reducir la subsidencia de la misma (Serrano *et al.*, 2008).

Tales medidas han obligado a intensificar la explotación en otras regiones del acuífero, ya que aunado al problema de la subsidencia existe un problema de sobrepoblación en la ciudad, razón por la que cada vez se requieren mayores cantidades del recurso hídrico para satisfacer las necesidades de todos sus habitantes. Una de las regiones en las que se ha intensificado la explotación, es en la zona sur del acuífero de la Ciudad de México, lugar donde se encuentra el área de estudio a tratar en este trabajo, específicamente en el poblado de Santa María Nativitas, en la alcaldía Xochimilco.

Hoy en día Xochimilco y Texcoco son considerados los últimos bastiones del sistema lacustre de la Cuenca de México. El Lago de Xochimilco al ser de agua dulce presentó condiciones naturales particulares para el desarrollo de chinampas, técnica de agricultura hidráulica desarrollada desde la época prehispánica que prevalece hasta nuestros días (Ruvalcaba, 2009).

El área de estudio se encuentra en una zona de transición abrupta entre la zona de lomas y el antiguo lago de Xochimilco. Murillo (1990) menciona que con frecuencia se presenta agrietamiento en las zonas de transición abrupta, entre zonas poco deformables de alta permeabilidad y estratos arcillosos lacustres, debido a una diferencia en la velocidad de consolidación. La sobreexplotación del acuífero en esta región ha exacerbado el fenómeno de subsidencia observado en superficie, provocando daños a las obras civiles que se encuentran en dicha área.

En el caso de Santa María Nativitas, se observa principalmente fracturamiento de casas habitación, debido a subsidencia y agrietamiento del terreno, de ahí se deriva la petición que dicha comunidad hiciera a la División de Ciencias de la Tierra de la Facultad de Ingeniería de la UNAM, para realizar un estudio de apoyo que ayudé a analizar los factores que interactúan con el fracturamiento de las casas habitación.

La caracterización del subsuelo de la Cuenca de México mediante la utilización de métodos geofísicos, ha sido de gran utilidad en el estudio de la subsidencia de la ciudad, así como para diversos estudios de carácter hidrogeológico, puesto que al tratarse de métodos indirectos, es posible obtener información del subsuelo sin la necesidad de perturbarlo (e.g., Rodríguez y Ochoa, 1989; Arango *et al.*, 2011; Luna, 2014; Barrera, 2015; Castro, 2015; Luna, 2017).

En este contexto, la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE) permite determinar la distribución de la resistividad eléctrica del subsuelo, siendo ampliamente utilizada para caracterizar el subsuelo en zonas urbanas con diferentes enfoques, ya sea geotécnicos, ambientales o arqueológicos (Arango *et al.*, 2011).

Por todo lo anterior, se propone realizar un estudio geofísico utilizando la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica, para caracterizar la zona de transición en Santa María Nativitas, en la Alcaldía Xochimilco. Se pretende, poder correlacionar las secciones geoeléctricas del subsuelo obtenidas, con las afectaciones observadas en superficie provocadas por la subsidencia del terreno, para poder así analizar los factores que interactúan con el fracturamiento de las casas habitación.

Objetivo General

- Caracterizar geoeléctricamente el subsuelo de la zona de transición en la localidad de Santa María Nativitas, Alcaldía Xochimilco, mediante la técnica de TRE para darle un sentido geológico y correlacionar los resultados con las afectaciones observadas en superficie.

Objetivos Particulares

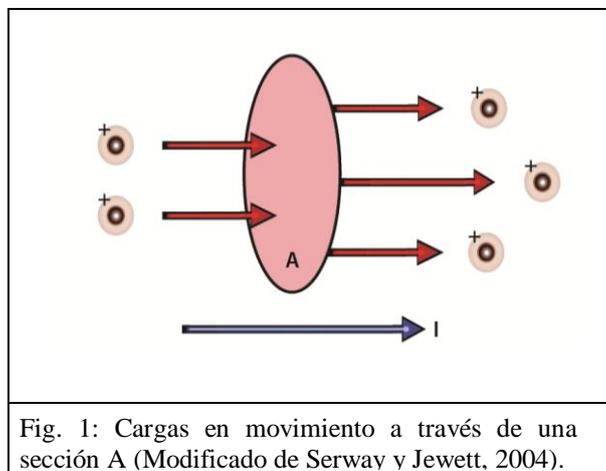
- Obtener modelos geoeléctricos que muestren la distribución de la resistividad en el subsuelo, a partir de datos adquiridos al emplear la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica.
- Obtener una interpretación de los modelos geoeléctricos, con base en la integración de la información geológica e hidrogeológica del área de estudio.

CAPÍTULO 1. FUNDAMENTOS TEÓRICOS

1.1.-Ecuaciones Generales

1.1.1.-Corriente Eléctrica

Cuando existe un flujo neto de cargas a través de alguna región, se dice que existe una corriente eléctrica. La cantidad de flujo de cargas eléctricas que atraviesa un material, depende de las características físicas del mismo y de la diferencia de potencial aplicada. Para poder comprender la definición de corriente eléctrica, es conveniente imaginar un conjunto de cargas moviéndose de manera perpendicular a una sección A, como se muestra en la figura 1, entonces: La corriente eléctrica es la razón a la cual las cargas fluyen a través de una superficie (Serway y Jewett, 2004).



Si dicha razón varía en el tiempo, se dice entonces que la corriente varía en el tiempo. Se define la corriente instantánea de la siguiente manera:

$$I = \frac{dQ}{dt} \quad (\text{Ecuación 1})$$

Dónde I representa la corriente, dQ la cantidad de cargas que pasan a través de un área en un intervalo de tiempo dt . En el S.I. la unidad de corriente es el Ampere (A):

$$1A = \frac{1C}{1s} \quad (\text{Ecuación 2})$$

Existe una convención que asigna a la corriente la misma dirección que las cargas positivas, sin embargo en conductores eléctricos tales como cobre o aluminio, la corriente eléctrica es generada gracias al movimiento de las cargas negativas, por lo tanto, cuando hablamos de corriente en un conductor ordinario la dirección de corriente es contraria al flujo de electrones (Serway y Jewett, 2004).

Los electrones libres (de valencia) en un conductor metálico se mueven de forma aleatoria y no tienen un movimiento neto dirigido a lo largo del alambre, comenzarán a moverse en una dirección preferencial sólo cuando se les aplique un campo eléctrico E, usualmente generado por una diferencia de potencial (Resnick *et al.*, 1999).

1.1.2.-Densidad de corriente

La corriente es una cantidad macroscópica y es característica de todo un conductor en particular, mientras que la densidad de corriente J, es un vector y es su análoga microscópica, es decir la densidad de corriente es característica de un punto dentro de un conductor y no de todo el conductor.

Si la corriente se distribuye uniformemente en un conductor de área de sección transversal A, la magnitud de la densidad de corriente para todos los puntos en dicha sección está dada por la siguiente ecuación:

$$J = \frac{I}{A} \left[\frac{A}{m^2} \right] \quad (\text{Ecuación 3})$$

La dirección de J es la misma que tendría una carga positiva en ése punto, por lo tanto un electrón en ése punto tendrá una dirección $-J$. De manera general, para cualquier conductor que sea cortado por una superficie (no necesariamente plana), la corriente I es el flujo de la densidad de corriente J sobre dicha superficie y se puede expresar mediante la siguiente ecuación (Resnick *et al.*, 1999).

$$I = \int J \cdot dA \quad (\text{Ecuación 4})$$

1.1.3.- Resistencia, resistividad y conductividad

Si se aplica la misma diferencia de potencial entre los extremos de una barra de cobre y una barra de madera geoméricamente similares, las corrientes resultantes serán muy diferentes, debido a la resistencia que presenta cada conductor. La resistencia de un conductor entre dos puntos, aplicando una diferencia de potencial V entre dichos puntos y midiendo una corriente I, está dada por:

$$R = \frac{V}{I} \quad [\Omega] \quad (\text{Ecuación 5})$$

El flujo de carga a través de un conductor se puede comparar con una tubería por la cual corre agua gracias a la diferencia de presión entre sus extremos. La diferencia de presión sería equivalente a la diferencia de potencial en un alambre, la velocidad del flujo de agua sería análoga a la velocidad del flujo de carga, además la velocidad del flujo de agua está determinada por la naturaleza de la tubería, es decir: Longitud, sección transversal y los impedimentos interiores sólidos. Estas características de la tubería son análogas a la resistencia en un conductor.

La resistividad, es una característica de un material y está asociada a la resistencia, se define como:

$$\rho = \frac{E}{J} \quad [\Omega \cdot m] \quad (\text{Ecuación 6})$$

La ecuación anterior es válida para materiales isotrópicos (las propiedades eléctricas son las mismas en todas direcciones). También existe la conductividad, que es la recíproca de la resistividad, por lo tanto:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad [\Omega \cdot m^{-1}] \quad (\text{Ecuación 7})$$

La ecuación 6, puede expresarse en términos de la conductividad como:

$$J = \sigma E \quad (\text{Ecuación 8})$$

La resistencia y la resistividad están relacionadas de tal manera que para un medio homogéneo e isotrópico de sección transversal uniforme, sometido a un campo eléctrico uniforme, si se conoce la resistividad ρ de un material, es posible calcular la resistencia R , de un pedazo en particular del material. Considerando un conductor cilíndrico, de área de sección transversal A y longitud L , por el cual fluye una corriente estable I , con una diferencia de potencial V entre los extremos del mismo, si las secciones transversales de los extremos del cilindro son superficies equipotenciales, entonces el campo eléctrico y la densidad de corriente son constantes para todos los puntos en el cilindro y la ecuación del campo eléctrico queda definida de la siguiente manera:

$$E = \frac{V}{L} \quad (\text{Ecuación 9})$$

Dónde V , es la diferencia de potencial y L , la longitud del conductor cilíndrico. Retomando la ecuación 6 de la resistividad y sustituyendo las ecuaciones 3 y 9:

$$\rho = \frac{E}{J} = \frac{V/L}{I/A} = \frac{V \cdot A}{I \cdot L} \quad (\text{Ecuación 10})$$

De la ecuación 5 se sabe que la resistencia es igual al cociente entre el potencial V y la corriente I , por lo tanto, se obtiene la siguiente expresión que relaciona directamente a la resistividad con la resistencia:

$$\rho = R \frac{A}{L} \quad \text{ó} \quad R = \rho \frac{L}{A} \quad (\text{Ecuación 11})$$

La resistividad es un coeficiente que depende de la naturaleza y estado físico en que se encuentre un cuerpo y puede definirse como una medida de la dificultad que la corriente eléctrica encuentra a su paso por un material determinado. La resistividad de un material es una de las magnitudes físicas con mayor rango de variación, debido a que se ve afectada por diferentes mecanismos que dependen de la estructura del medio considerado (Orellana, 1982).

En el caso de las rocas existen diversos factores que afectan su resistividad, uno de ellos y quizá el más importante son las impurezas que contienen en sus poros, ya que dentro de ellos suelen encontrarse electrolitos que modifican el comportamiento de las rocas ante el paso de corriente eléctrica, convirtiéndolas en un conductor electrolítico, aunado al contenido electrolítico en los poros, debe considerarse el efecto de la resistividad de la matriz propia y si los poros están conectados entre sí, ya que si esto ocurre la resistividad se verá notablemente afectada (Orellana, 1982).

Además existen otros factores como son: la presencia de arcillas que puede generar conducción superficial y la ionización de los minerales arcillosos, la temperatura que al aumentar en medios que contienen electrolitos disminuye la resistividad debido al movimiento de los iones, la presión que en rocas sedimentarias se ha observado se vuelven más resistivas con el aumento de la presión debido a que se cierra la conexión entre los poros, la presencia de componentes metálicos que es muy escasa en la corteza terrestre, los minerales semiconductores que dependiendo de las impurezas presentes pueden hacer más o menos resistivo un medio y los minerales dieléctricos presentes (Orellana, 1982).

1.1.4.-Campo eléctrico

Si se considera un objeto cargado, entonces el campo eléctrico que genera en una región alrededor de sí mismo, aplicará una fuerza eléctrica sobre cualquier otro objeto con carga que entre al campo, en otras palabras el vector de campo eléctrico E en un punto en el espacio es definido como: La fuerza eléctrica F_e que actúa sobre una carga de prueba positiva q_0 colocada dentro del campo, dividida por la carga de prueba, la expresión matemática que lo representa es la siguiente:

$$E \equiv \frac{F_e}{q_0} \quad \left[\frac{N}{C}\right] \quad \text{(Ecuación 12)}$$

El campo eléctrico entonces expresa la fuerza eléctrica por unidad de carga y es generado únicamente por la carga fuente, ya que la carga q_0 se considera lo suficientemente pequeña como para perturbar la distribución de carga que genera el campo eléctrico (Serway y Jewett, 2004).

La dirección del vector E , es la misma dirección de la fuerza eléctrica que una carga positiva experimenta al ser colocada dentro del campo, como es de esperarse si se coloca una carga negativa dentro del campo entonces la F_e tendrá una dirección opuesta al campo eléctrico.

Cuando se tiene un objeto cargado con una distribución de carga en la cual, la distancia entre cargas es más pequeña que la distancia entre el objeto y un punto de interés, en estas situaciones la distribución de cargas puede tomarse como continua, lo que significa que el objeto es equivalente a una carga total que se distribuye a lo largo de una línea, sobre una superficie o a través de algún volumen, generando así un campo eléctrico total que será la suma de la contribución de cada una de las cargas (Serway y Jewett, 2004).

1.1.5.-Potencial Eléctrico

Para entender el potencial eléctrico es necesario visualizar una carga de prueba q_0 colocada dentro de un campo eléctrico generado por una distribución de cargas, la fuerza que estará actuando sobre q_0 será q_0E . La fuerza q_0E , al ser producida entre cargas es una fuerza conservativa, según la ley de Coulomb lo establece. Ahora bien, si la carga de prueba es movida por algún agente externo, entonces el trabajo realizado por el campo sobre q_0 , será igual al negativo del trabajo realizado por

el agente externo al mover la carga. Entonces, para una carga con un desplazamiento infinitesimal ds , el trabajo realizado por la carga es $F \cdot ds = q_0 E \cdot ds$, pero como esta cantidad de trabajo es realizada por el campo, la energía potencial del sistema cambia una cantidad $dU = -q_0 E \cdot ds$, por lo tanto, para un desplazamiento finito de la carga prueba q_0 de un punto A a un punto B dentro del campo, el cambio de energía potencial en el sistema se representa en la siguiente ecuación (Serway y Jewett, 2004):

$$\Delta U = -q_0 \int_A^B E \cdot ds \quad (\text{Ecuación 13})$$

La integral de línea anterior se realiza a lo largo del camino que la carga de prueba sigue para llegar del punto A al punto B, además es importante mencionar que al tratarse de una fuerza conservativa entonces la integral de línea no depende del camino recorrido de un punto a otro, solo depende de las posiciones inicial y final.

Al dividir la energía potencial entre la carga de prueba, se obtiene una cantidad escalar que depende únicamente de la fuente responsable del campo eléctrico, la cantidad anterior es llamada potencial eléctrico V y para cada punto del campo eléctrico se puede obtener con la siguiente ecuación:

$$V = \frac{U}{q_0} \quad (\text{Ecuación 14})$$

Como se observa en la ecuación 13, al mover una carga de un punto A hacia un punto B dentro de un campo eléctrico, el sistema campo-carga experimenta un cambio de energía potencial. Por lo tanto la diferencia de potencial $\Delta V = V_B - V_A$, entre tales puntos está definida cómo el cambio en la energía potencial, cuando una carga de prueba es movida entre dos puntos, dividida entre la misma carga de prueba, la ecuación 15 representa el enunciado anterior:

$$\Delta V = \frac{\Delta U}{q_0} = - \int_A^B E \cdot ds \quad (\text{Ecuación 15})$$

La diferencia de potencial eléctrico entre los puntos A y B, depende solamente de la fuente que genera el campo, mientras que la diferencia en energía potencial existe únicamente si una carga se mueve entre dos puntos. En otras palabras el potencial eléctrico es una característica escalar de un campo eléctrico independientemente de cualquier carga que pueda ser colocada dentro del campo (Serway y Jewett, 2004). Debido a que el potencial eléctrico es una medida de la energía potencial por unidad de carga, por lo tanto las unidades en el S.I. del potencial eléctrico y de la diferencia de potencial son Joule sobre Coulomb, el cual se define como Volt (V):

$$1V \equiv 1 \frac{J}{C} \quad (\text{Ecuación 16})$$

Existe una relación muy estrecha entre el campo eléctrico y la diferencia de potencial eléctrico, si se considera un campo eléctrico uniforme, entonces la ecuación 15 puede reescribirse como:

$$\begin{aligned} \Delta V &= - \int_A^B E \cdot ds = -E \int_A^B ds = -E \cdot s \\ dV &= -E \cdot ds \end{aligned} \quad (\text{Ecuación 17})$$

Despejando el campo eléctrico de la ecuación anterior, se pueden obtener las derivadas direccionales del potencial eléctrico y conocer las componentes del campo en cualquier dirección.

$$E = -\nabla V = -\left[\frac{\partial V}{\partial x}\hat{i} + \frac{\partial V}{\partial y}\hat{j} + \frac{\partial V}{\partial z}\hat{k}\right] \quad (\text{Ecuación 18})$$

De la ecuación 18 se puede interpretar al campo eléctrico, como una medida de la razón de cambio del potencial eléctrico con la posición.

1.1.6.-Ley de Ohm

Un material obedece la ley de Ohm si la resistencia del material es constante, independientemente de la diferencia de potencial y la corriente suministrada, por lo que la relación $R = \frac{V}{I}$ es una definición general de la resistencia obedezca o no la ley de Ohm (Resnick *et al.*, 1999).

Existe una relación muy estrecha entre R, V e I con ρ , E y J respectivamente, de tal manera que las tres primeras sirven para analizar sistemas macroscópicos mientras que las otras tres son sus equivalentes microscópicos, matemáticamente las ecuaciones 4, 11 y 15 demuestran su relación. De esta manera la ecuación 8 mencionada anteriormente se conoce como la ley de Ohm para sistemas microscópicos:

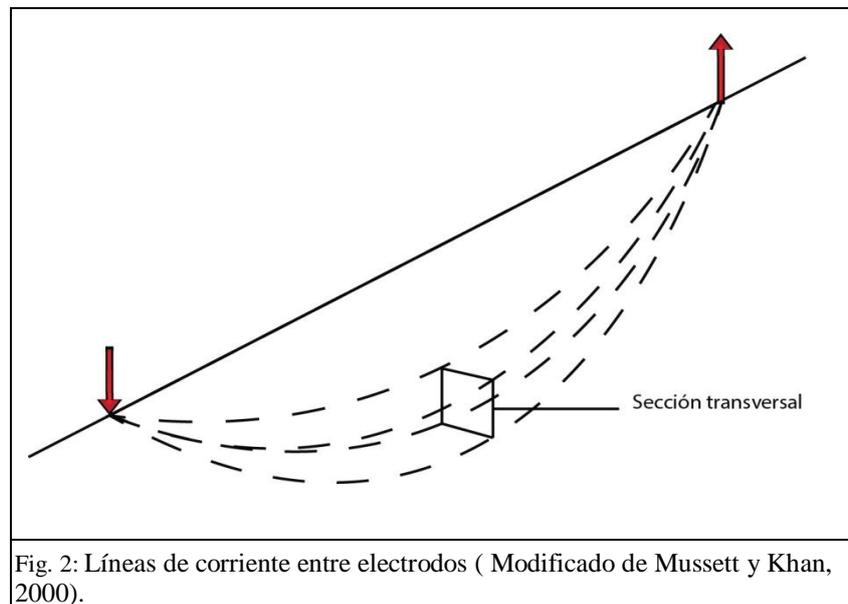
$$J = \sigma \cdot E$$

En el caso microscópico, la ley de Ohm se cumple si la relación $\rho = \frac{E}{J}$ es lineal, es decir si la resistividad es independiente del campo eléctrico y de la densidad de corriente. Además, de la ecuación de la ley de Ohm microscópica, se infiere que la dirección de la densidad de corriente en un punto tiene la misma dirección y sentido que el campo E en el mismo punto y es proporcional a él, el factor de proporcionalidad es la conductividad (Orellana, 1982).

1.1.7.-Resistividad Aparente y Factor Geométrico

En los estudios de prospección eléctrica como SEV o tomografías de resistividad eléctrica, el cociente $\frac{\Delta V}{I}$ es decir la resistencia, cambia por dos razones, la primera es debido a la heterogeneidad de los medios respecto a la resistividad y la segunda debido a separar los electrodos de corriente. Cuando se tienen dos electrodos de corriente uno inyecta corriente al medio y el otro sirve de salida a la misma, de manera general y sin tomar en cuenta la refracción de las líneas de corriente, estas primero divergen de un electrodo hasta un punto máximo para después converger en el segundo electrodo.

Durante el camino de un electrodo a otro, la resistencia presente para cada línea de corriente, es proporcional a la longitud que recorre e inversamente proporcional al área de la sección transversal del volumen formado por las líneas de corriente (Mussett y Khan, 2000).



Ahora, si se habla de un medio uniforme y se realiza una medición con el doble de separación en los electrodos de corriente, entonces el volumen formado por las líneas de corriente tendrá dos veces su longitud, pero cuatro veces su área de sección transversal, debido a que al estar más separados los electrodos, entonces las líneas de corriente divergen más antes de volver a converger. De esta manera, se tendrá un valor de resistencia diferente y por lo tanto implicaría una resistividad diferente para el mismo medio uniforme. Para corregir tal efecto, la resistencia es multiplicada por un factor geométrico que depende de la separación de electrodos. El factor geométrico es tal, que para un subsuelo uniforme, la resistividad aparente permanece constante aunque la separación del arreglo cambie.

Si el subsuelo es estratificado, entonces la resistividad aparente se verá afectada por la resistividad verdadera de las otras capas, de esta manera, la resistividad aparente es la resistividad que tendría el subsuelo si fuera uniforme, con los mismos valores de resistencia y con la misma separación de electrodos con los que se realiza una medición, es decir, se asume un modelo formado por un medio uniforme, cuando en realidad se tiene un medio heterogéneo, en consecuencia el valor obtenido para la resistividad no es el real. Conforme se abre más el arreglo, la resistividad aparente cambia debido a que hay más corriente fluyendo en capas más profundas, fenómeno que es aprovechado para deducir la estratificación eléctrica de un medio (Mussett y Khan, 2000).

Para poder definir el factor geométrico y cómo es que afecta el valor de la resistividad aparente, es conveniente imaginar un flujo de corriente en un medio homogéneo con forma de semiesfera, generado por un solo electrodo enterrado en la superficie. En dicho medio el flujo de corriente será radialmente, ahora bien, la caída de voltaje entre dos puntos (uno más cercano a la fuente que el otro), se puede describir con el gradiente del potencial $-\frac{\partial V}{\partial r}$, que tiene signo negativo porque el potencial decrece en la misma dirección en que la corriente fluye, de igual manera la densidad de corriente disminuye en esa dirección. En éste caso es posible calcular el potencial a una distancia “r” de la fuente puntual de la siguiente manera:

Recordando:

$$A = 2\pi r^2 ; E = -\frac{dV}{dr} ; J = \frac{I}{A} = \frac{I}{2\pi r^2}$$

Sustituyendo en la ecuación 8:

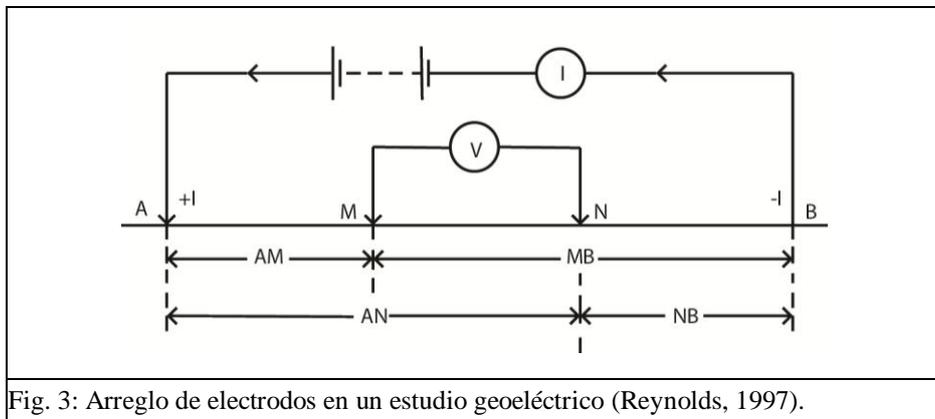
$$-\frac{dV}{dr} = \rho \left(\frac{I}{2\pi r^2} \right) = \frac{dV}{dr} = -\rho \left(\frac{I}{2\pi r^2} \right)$$

Finalmente, despejando dV e integrando ambos lados de la ecuación se obtiene el valor del potencial respecto de una distancia “r”.

$$\int dV = \int -\rho \left(\frac{I}{2\pi r^2} \right) dr ; V = -\rho \left(\frac{I}{2\pi} \right) \int \frac{1}{r^2} dr$$

$$V = \frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{r} \right) \quad \text{(Ecuación 19)}$$

Ahora, si se tiene un modelo de dos electrodos de corriente como es el caso de los métodos eléctricos, entonces se modifica la expresión que calcula el potencial ya que se tiene una distribución de potencial diferente, en la que se debe tomar en cuenta la contribución de cada electrodo de corriente por lo que el potencial es $V_p = V_A + V_B$.



Por lo tanto para obtener el potencial V_M del electrodo M:

$$V_M = V_A + V_B = \left[\frac{\rho I}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} \right) \right] + \left[\frac{\rho(-I)}{2\pi} \left(\frac{1}{MB} \right) \right]$$

$$V_M = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right] \quad (\text{Ecuación 20})$$

De manera similar se obtiene V_N . Aunque es mejor trabajar con diferencias de potencial ya que son los valores que se obtienen en campo, con lo que ΔV_{MN} es igual a:

$$\Delta V_{MN} = V_M - V_N = \frac{\rho I}{2\pi} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right] \quad (\text{Ecuación 21})$$

En la ecuación anterior, es posible despejar la resistividad de tal manera que sea posible calcular su valor, teniendo únicamente como datos la diferencia de potencial entre los electrodos M y N, la corriente aplicada y la geometría del arreglo.

$$\rho = \frac{2\pi \Delta V_{MN}}{I} \left[\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} \right) - \left(\frac{1}{AN} - \frac{1}{NB} \right) \right]^{-1} \quad (\text{Ecuación 22})$$

La ecuación obtenida para la resistividad, está conformada por dos términos, uno describe la resistencia y el otro describe la geometría del arreglo de electrodos implementado y se conoce como factor geométrico (K), que despejando de la ecuación anterior se obtiene:

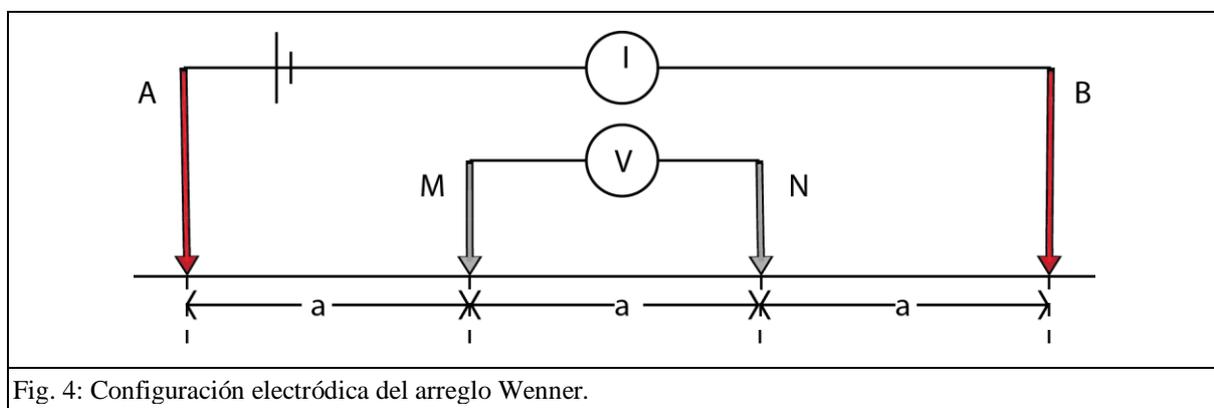
$$K = 2\pi \left[\frac{1}{AM} - \frac{1}{MB} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{NB} \right]^{-1} \quad (\text{Ecuación 23})$$

Es importante mencionar que el factor geométrico es diferente para cada arreglo de electrodos, en el caso anterior se obtuvo la fórmula general del factor geométrico. Otro aspecto importante a tener en cuenta, es que para obtener la ecuación de resistividad, se asumió un medio homogéneo, por lo que para un medio heterogéneo la fórmula anterior expresa el valor de una resistividad aparente, que incluso puede llegar a ser negativa y no es igual a la resistividad verdadera de un material (Reynolds, 1997).

1.1.8.-Arreglos Electródicos

Existe una gran variedad de arreglos o configuraciones electródicas que pueden ser usados en los diferentes métodos de exploración geofísica de corriente continua, la elección del mejor arreglo depende del tipo de investigación, para ello es importante tener claros diversos factores característicos del problema al que nos enfrentamos. En primer lugar el tipo de estructura que buscamos o esperamos encontrar, la sensibilidad del resistivímetro que utilizaremos y el nivel de ruido de fondo en dicha zona. Con lo anterior en mente, se debe tomar en cuenta, la función de sensibilidad (que nos ayudará a saber que tan efectivo es cada arreglo para detectar cambios horizontales o verticales de resistividad en el subsuelo), la profundidad de investigación, la cobertura horizontal de los datos y la intensidad de la señal (Loke, 2015). En conclusión es de gran importancia conocer las ventajas y desventajas que presenta cada configuración electródica, para poder elegir el más adecuado y obtener datos de calidad, por lo que en los siguientes párrafos se resumen algunas de sus características más importantes.

Wenner.- En éste arreglo la separación entre electrodos es la misma para cualquiera de sus variantes, la disposición entre los electrodos de corriente y potencial es la que cambia. El arreglo Wenner convencional es también denominado Wenner alfa y tiene una configuración como la que se muestra en la figura 4. Su mayor fortaleza es que tiene buena sensibilidad para detectar cambios verticales de resistividad, por el contrario es poco sensible a cambios horizontales de resistividad, en otras palabras es bueno detectando estructuras horizontales pero no tanto para detectar estructuras verticales. La profundidad media del arreglo es aproximadamente 0.5 veces la separación entre electrodos (Loke, 2015). De manera general para todos los arreglos la intensidad de la señal es inversamente proporcional al factor geométrico, en consecuencia debido a que el arreglo Wenner tiene el factor geométrico más pequeño también cuenta con la intensidad de señal más grande, característica que es muy conveniente cuando se trata con un medio con mucho ruido.



Dipolo-Dipolo.- La disposición de los electrodos para éste arreglo se muestra en la figura 5, como se puede observar el espaciamiento entre electrodos se define con dos parámetros, el primero de ellos denominado “a” es la separación entre los electrodos de potencial M y N, que a su vez es la misma separación entre los electrodos de corriente A y B. Mientras que el segundo factor “n” es el cociente de la distancia A-M entre la longitud “a” del dipolo. La manera de operar el arreglo consiste, en inicialmente elegir un espaciamiento “a” pequeño y mantenerlo fijo mientras que el factor “n” incrementa con el objetivo de aumentar la profundidad de investigación, posteriormente se repite la operación con valores de “a” más grandes. La sensibilidad del arreglo lo hace ideal para detectar cambios horizontales en la resistividad de un medio, aunque a su vez es relativamente insensible a cambios verticales de resistividad, mientras que la profundidad de investigación depende de los factores “a” y “n”, y en general comparado con el arreglo Wenner tiene una profundidad de investigación más superficial, finalmente en cuanto a la intensidad de la señal, el voltaje es inversamente proporcional al cubo del factor “n” lo que significa que para valores grandes de “n” la intensidad de la señal es muy pequeña (Loke, 2015).

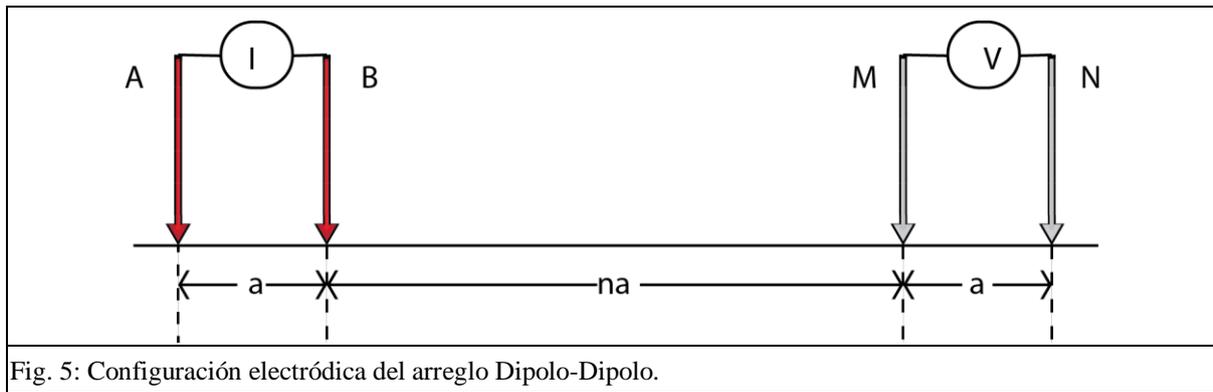


Fig. 5: Configuración electródica del arreglo Dipolo-Dipolo.

Wenner-Schlumberger.- La geometría de este arreglo se caracteriza por tener dos electrodos de potencial en el centro del arreglo y dos electrodos de corriente uno a cada extremo (Fig. 6), al igual que en el caso del arreglo dipolo-dipolo se tiene dos parámetros que definen la disposición de los electrodos, en este caso el factor “a” corresponde a la distancia entre los electrodos de potencial y el factor “n” al cociente de la distancia entre los electrodos A y M con el espaciamiento entre los electrodos de potencial. En general el arreglo es moderadamente sensible a cambios horizontales de resistividad para valores pequeños de “n”, y moderadamente sensible a cambios verticales cuando se tienen valores grandes de “n”. La profundidad media de investigación del arreglo es aproximadamente 10% más grande que la del arreglo Wenner con la misma separación entre electrodos de corriente, esto para valores de $n > 3$ (Loke, 2015). En lo que respecta a la intensidad de la señal es inversamente proporcional al cuadrado del valor de n, y tiene una cobertura horizontal ligeramente mejor que un arreglo Wenner, es decir pierde solo dos puntos de atribución con cada nivel de profundidad, mientras que un arreglo Wenner pierde tres por cada nivel.

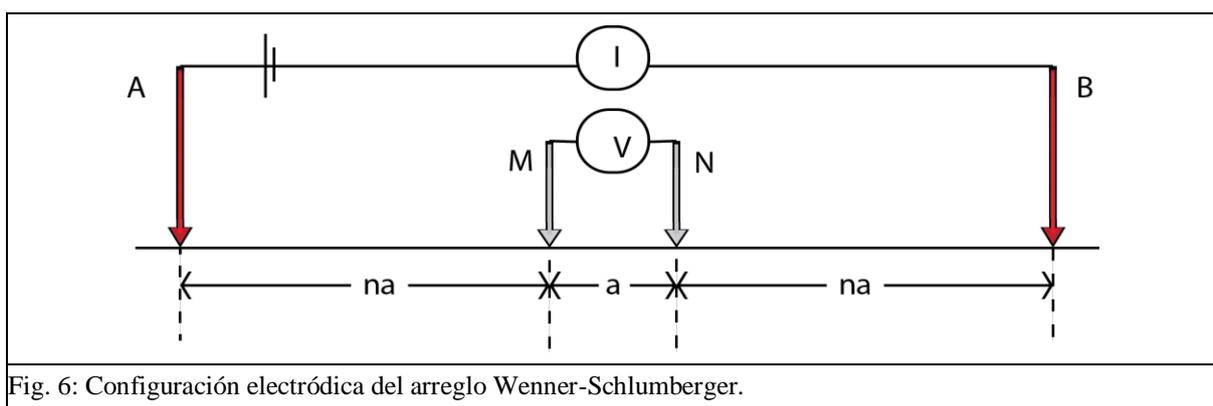
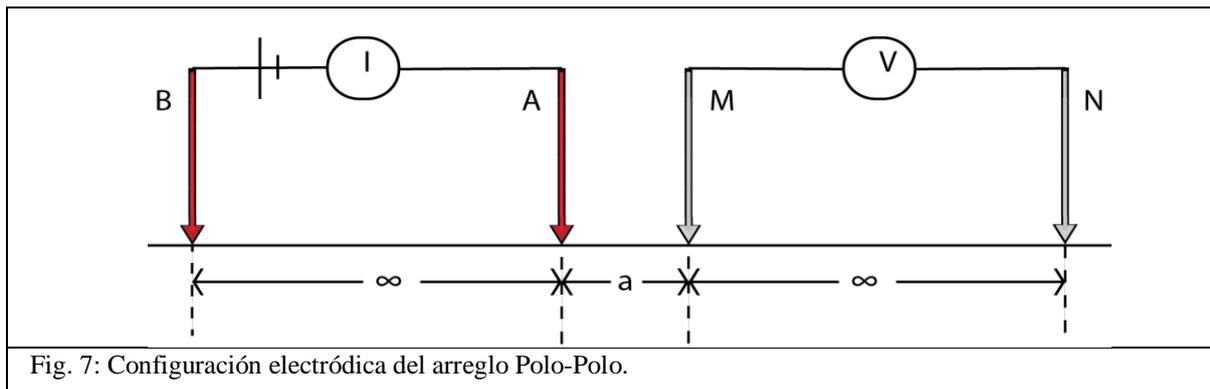


Fig. 6: Configuración electródica del arreglo Wenner-Schlumberger.

Polo-polo.- Este arreglo surge de la idea teórica de tener solo un electrodo de corriente y uno de potencial, fenómeno que es imposible llevar a cabo en un estudio real, por lo que para poder implementar un arreglo polo-polo es necesario colocar los segundos electrodos, tanto el de corriente como el de potencial a una distancia muy grande de los primeros (más de veinte veces la separación entre los electrodos que conforman el arreglo), de esta manera el error se reduce a menos del 5%.

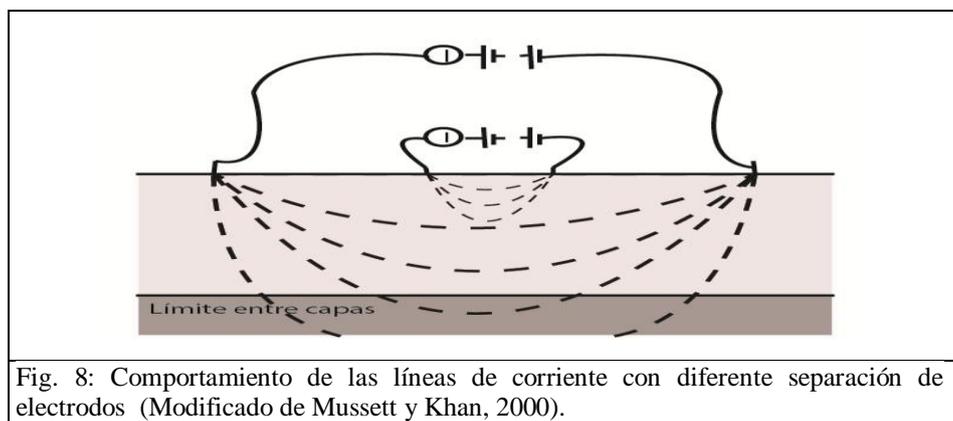
Tal característica implica una desventaja clara respecto a los otros arreglos, ya que se requieren espacios muy grandes para poder realizar un estudio con este arreglo, otra desventaja es que al encontrarse muy separados los electrodos de potencial, recogen una gran cantidad de ruido telúrico lo que disminuye considerablemente la calidad de los datos recopilados. Sin embargo el arreglo presenta como ventaja la mayor profundidad de investigación de todos los arreglos así como con la mayor cobertura horizontal, es decir la mayor cantidad de datos tomados por nivel aunque también tiene la resolución más pobre (Loke, 2015).



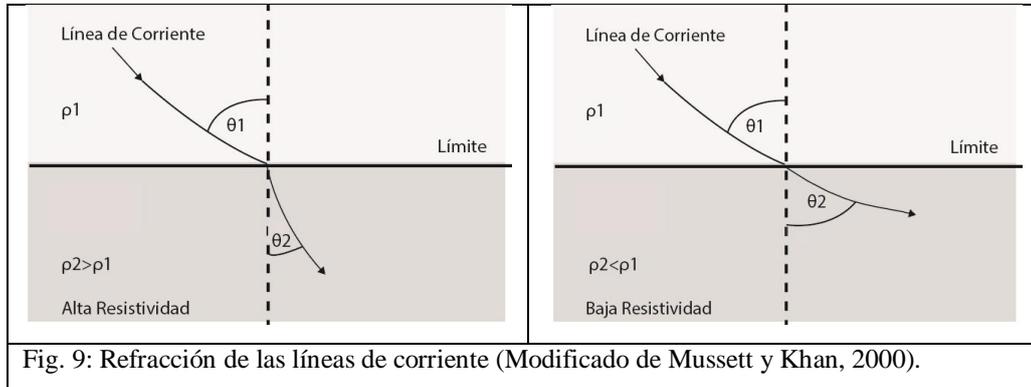
1.2.- Métodos Geoeléctricos en Corriente Continua

1.2.1.-Sondeos eléctricos Verticales

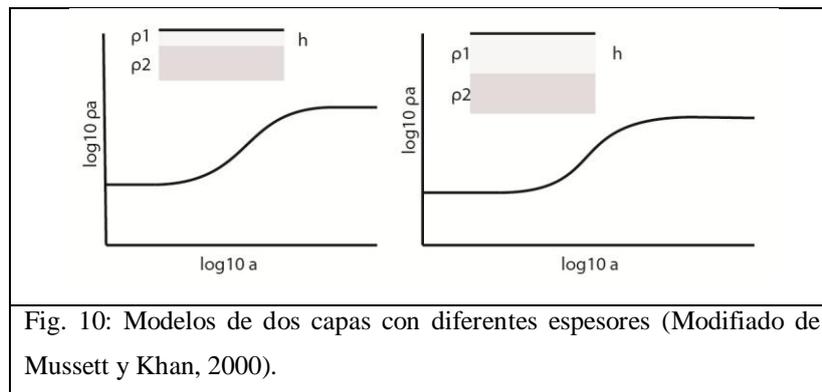
El método se basa en suponer una estructura del subsuelo compuesta por una serie de capas horizontales, cada una con una resistividad diferente pero uniforme. La esencia del método consiste en expandir un arreglo de electrodos a partir de un centro fijo. Si la separación entre los electrodos de corriente es mucho menor a la anchura de la capa más superficial, de esta manera todas las líneas de corriente quedarán dentro de la misma capa, por lo que el efecto de las resistividades de las otras capas será despreciable en las lecturas. En cambio cuando la distancia entre electrodos de corriente es lo suficientemente grande como para que las líneas de corriente puedan llegar a la segunda capa, entonces dicha capa será detectada gracias al efecto que su resistividad produce en la lectura.



Las líneas de corriente se refractan hacia la normal cuando cruzan a un medio con resistividad mayor y se alejan de la misma cuando pasan a un medio con resistividad menor. Los ángulos de las líneas de corriente están relacionados mediante la siguiente ecuación $\rho_1 \tan\theta_1 = \rho_2 \tan\theta_2$. Debido a que la refracción cambia la distribución de la corriente en un subsuelo estratificado comparado con uno uniforme la relación $\frac{\Delta V}{I}$ cambia, dicho fenómeno hace posible medir un cambio en la resistividad con la profundidad.



Para ilustrar de mejor manera el funcionamiento del método, partiremos de dos modelos con dos capas horizontales de resistividades diferentes y uniformes cada una de ellas, como se muestra en la siguiente figura 10.



Se observa que en el primer modelo la primera capa es más delgada en comparación con la primera capa del segundo modelo, además se muestra para cada modelo en una gráfica de resistividad aparente contra distancia (la separación del arreglo), la curva de resistividades obtenida mediante un SEV. La resistividad aparente será la misma para algunos pocos de los primeros espaciamientos del arreglo, debido a que en esas primeras mediciones las líneas de corriente aún no logran pasar a la segunda capa, mientras que conforme se va abriendo el arreglo las líneas de corriente entran en contacto con la segunda capa, por lo que en esa etapa de transición la resistividad se ve afectada lo que se refleja en la curva como un punto de inflexión, posteriormente al abrir aún más el arreglo se puede considerar que el total de las líneas de corriente ahora viajan a través de la segunda capa, fenómeno que se observa en la curva como otro valor constante de resistividad.

Al tratarse de modelos con resistividades uniformes, cuando la totalidad de las líneas de corriente viaja sobre una capa, la resistividad aparente es la resistividad verdadera de la capa. Si comparamos ambas curvas, se observa que el segundo modelo tiene una primera parte constante más prolongada que la del primer modelo, esto debido a que la primera capa del segundo modelo es más gruesa que la del primero, es decir, la parte constante en la gráfica es proporcional al espesor de la capa. Para realizar una interpretación de la curva de resistividades obtenida en campo, es necesario compararla con curvas maestras que nos ayudarán a conocer el espesor de las capas.

Cuando se trata de un estudio verdadero, el principio del método es el mismo, pero debe considerarse que, en primer lugar se trata de más de dos capas y que los valores de resistividad obtenidos son todos aparentes, como consecuencia de que cada valor se ve afectado por la resistividad de las otras capas, y posiblemente las líneas de corriente nunca viajan a través de una sola capa.

Al inspeccionar las curvas de resistividades obtenidas, es posible estimar un número mínimo de capas con cada punto de inflexión observado en la curva, se trata de una estimación ya que pueden existir capas que no contrastan mucho con otras, por lo que no se observará un cambio en la curva, además esta estimación nos ayudará a tener un valor mínimo de capas para realizar un modelo digital.

Con lo que respecta a las limitaciones del método, una de ellas es la profundidad de investigación, ya que depende de la máxima apertura de los electrodos de corriente, del arreglo utilizado, de la resistividad del medio y de la corriente que se inyecta, aunque es muy complicado obtener una regla general para conocer la máxima profundidad de investigación, empíricamente suele tomarse como un cuarto de la máxima separación entre electrodos. Hablando de la resolución del subsuelo obtenida con el método, depende de varios factores como: el contraste de resistividades entre capas, la separación a la cual se va abriendo el arreglo con cada nueva medición y el espesor de la capa en conjunto con la profundidad a la que se encuentra, es decir es más sencillo detectar una capa delgada si se encuentra más cercana a la superficie que una capa delgada a gran profundidad (Mussett y Khan, 2000).

1.2.2.-Calicatas Eléctricas

La finalidad de las calicatas eléctricas es conocer las variaciones laterales de resistividad eléctrica en el subsuelo, es decir es un método de investigación horizontal con profundidad aproximadamente constante, que sirve para detectar diversas estructuras geológicas como: contactos verticales, diques, cambios laterales de facies etc. También pueden ser conocidos como perfiles eléctricos. Cuando se habla de la penetración de una calicata, debe entenderse que mediante ella se detectan los cambios laterales que tienen lugar entre la superficie y la profundidad de investigación y no solo las variaciones que tienen lugar a dicha profundidad.

Existen diversos tipos de calicatas, pero se pueden clasificar en solo dos grupos. En el primer grupo se mantienen fijos los electrodos de corriente, creando un campo estacionario y los electrodos de potencial se mueven a diversas posiciones. En la segunda metodología los cuatro electrodos se mueven en conjunto, conservando distancias y posiciones, por lo que el dispositivo se traslada como un todo rígido sobre el perfil. En la siguiente tabla se muestran algunos de los arreglos utilizados y su clasificación.

Métodos de campo fijo	Métodos de campo móvil
Método de gradientes	Calicatas dipolares axiales
Método Racom	Calicatas trielectródicas
Calicata Schlumberger	Calicatas de dispositivo simétrico
Método de bloques	Calicatas circulares y de otros tipos

Los datos obtenidos en calicatas eléctricas se traducen en resistividades aparentes y se obtienen utilizando el valor de factor geométrico correspondiente al arreglo utilizado. Los valores de resistividad aparente, se representan gráficamente en función de la distancia del origen a alguno de los electrodos, es conveniente establecer como electrodo de referencia el mismo que emplean las curvas maestras que se usarán para realizar la interpretación. La orientación del dibujo debe coincidir con la de los mapas, por lo tanto deben situarse más a la izquierda las estaciones que se encuentren al oeste o al sur, dependiendo si el estudio es N-S o E-O. Cuando las calicatas sean de medición múltiple, las curvas correspondientes deben trazarse en el mismo gráfico con el fin de facilitar su interpretación.

De manera análoga a un SEV, en el cual, la curva de resistividades será una constante en un medio homogéneo debido a que no hay variaciones verticales, en las calicatas sería una curva constante debido a que no encontrará variaciones laterales. La presencia de variaciones laterales, se observa en la curva como desviaciones de esa línea horizontal, ya sea máximos, mínimos, puntos de inflexión etc.

La interpretación de los datos, comienza con un análisis cualitativo que consiste en analizar las curvas, separando las anomalías que son de interés de las producidas por cualquier otro motivo, posteriormente se comparan las anomalías encontradas con el mapa del sitio de estudio, así como con la información subterránea disponible con el fin de identificar sus causas, después se correlacionan las anomalías de los diferentes perfiles para entender su distribución espacial en la zona de estudio.

Al terminar la interpretación cualitativa, se realiza una interpretación cuantitativa con el fin de determinar la posición exacta, anchura y buzamiento aproximado de las heterogeneidades observadas. La precisión en esta etapa final depende en gran parte de la calidad de las mediciones de campo (Orellana, 1982).

1.2.3.-Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE)

El objetivo final de los estudios de resistividad eléctrica es determinar la distribución espacial de la resistividad en el subsuelo, esto a partir de mediciones realizadas en superficie (Loke, 2002). Sin embargo los métodos como el SEV tienen la limitante que solo consideran las variaciones verticales y la cantidad de datos tomados es muy reducida, por lo que no se obtiene una representación del subsuelo lo suficientemente buena para realizar una interpretación en zonas geológicamente complejas, mientras que en las calicatas eléctricas se busca conocer las variaciones laterales de resistividad pero sin tomar en cuenta las variaciones verticales presentando el mismo problema.

Con el desarrollo de sistemas de adquisición multieléctrodo, las imágenes de resistividad 2D y 3D de estructuras geológicas complejas tuvieron un gran avance (Everett, 2013). Con estos avances surge la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica, que es precisamente una combinación entre los SEV y las calicatas eléctricas, dando como resultado imágenes 2D donde la resistividad cambia tanto vertical como horizontalmente a lo largo de una línea de estudio.

Usualmente una TRE (Tomografía de Resistividad Eléctrica) se lleva a cabo con un gran número de electrodos, 25 o más con espaciamiento constante conectados a un cable. Se utiliza además una computadora junto con una unidad de switch electrónica, con la que se selecciona de manera automática los cuatro electrodos que se usarán para cada medición. La secuencia para tomar las mediciones, el tipo de arreglo y la corriente suministrada son parámetros que normalmente se establecen en un archivo de texto, que puede ser leído por algún programa de computadora. En la Fig. 11 se muestra un esquema de la posible secuencia para un arreglo Wenner con veinte electrodos. Para el ejemplo el espaciamiento entre electrodos es "a", por lo tanto se realizan todas las posibles mediciones con este espaciamiento, para la primer medición los electrodos usados son 1, 2, 3 y 4, para la segunda medición con espaciamiento 1a los electrodos usados son 2, 3, 4 y 5 usando A, M, N y B respectivamente, este proceso se repite hasta usar los electrodos 17, 18, 19 y 20 con un espaciamiento 1a. Después de completar la secuencia con espaciamiento 1a, mediante el mismo proceso se realizan las siguientes secuencias con espaciamiento 2a, 3a, 4a, etc.

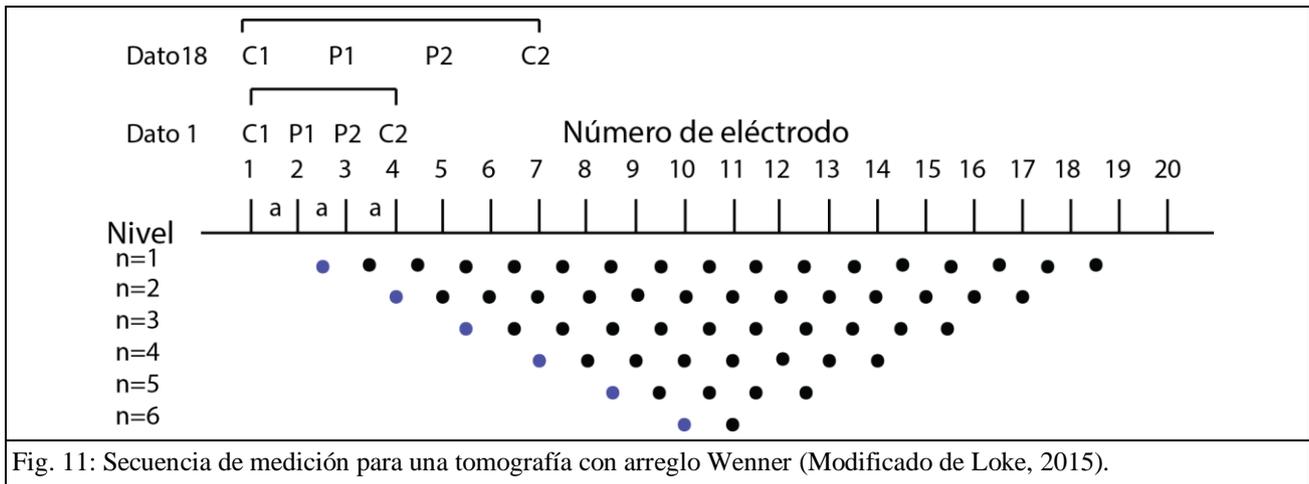


Fig. 11: Secuencia de medición para una tomografía con arreglo Wenner (Modificado de Loke, 2015).

Es notorio que conforme se aumenta el espaciamiento entre electrodos, disminuye el número de mediciones que se realizan en cada nivel, este número depende del arreglo utilizado ya que con el mismo número de electrodos se pueden obtener más o menos mediciones dependiendo de la configuración electródica utilizada. En los arreglos definidos con dos parámetros “a” y “n” el procedimiento es un poco diferente, para la primera secuencia de mediciones el espaciamiento “a” se mantiene fijo mientras que el valor “n” es el que incrementa, para las siguientes secuencias el procedimiento es el mismo pero con espaciamiento “2a”, “3a”, “4a” etc.

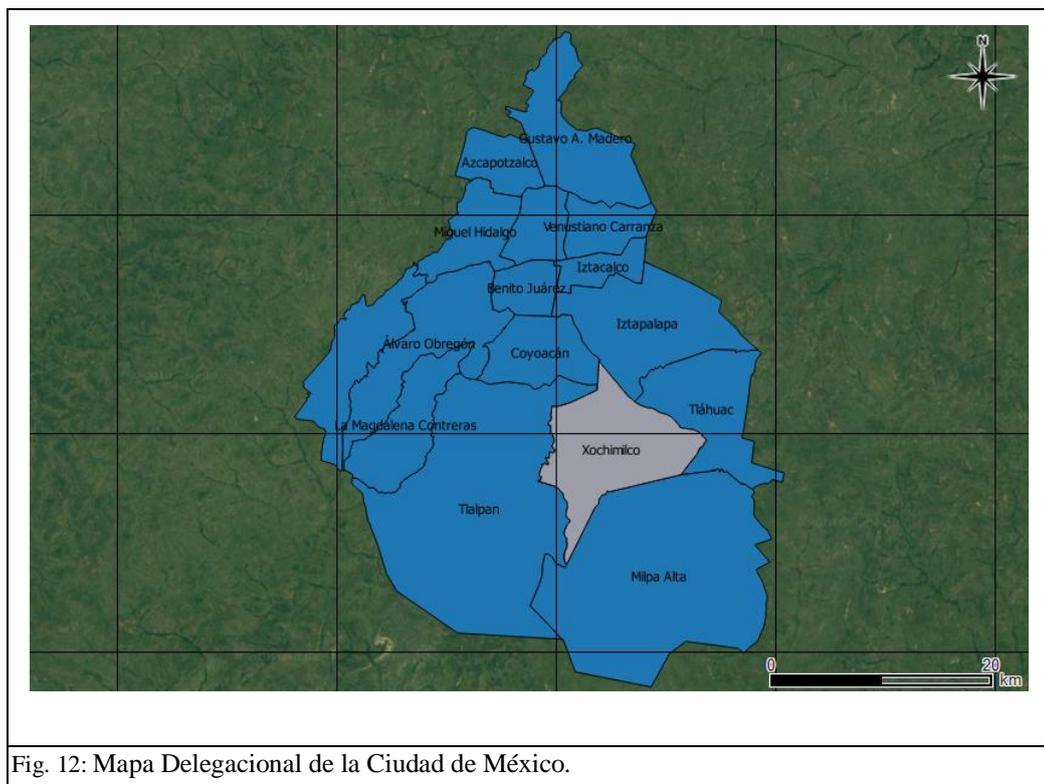
Una vez obtenidas las mediciones de resistividad aparente en un estudio 2D, los valores son graficados en una pseudosección que es una herramienta útil para mostrar los datos y tener una guía inicial para una interpretación cuantitativa posterior, una de las aplicaciones de las pseudosecciones es identificar datos malos que suelen ser valores muy altos o muy bajos, la imagen que se obtiene de una pseudosección es una imagen distorsionada de la distribución real del subsuelo, debido a que la forma de los contornos depende del tipo de arreglo utilizado y de la resistividad verdadera del subsuelo (Loke, 2011).

Para obtener una imagen de la cual se pueda realizar una interpretación geológica es necesario llevar a cabo una inversión de los datos, que dará como resultado un modelo cuya respuesta se ajusta de manera aceptable a los datos obtenidos en campo, con una tolerancia de error previamente establecida. El modelo 2D consiste en un gran número de celdas rectangulares, distribuidas de manera similar a los datos en la pseudosección, la resistividad de las celdas puede variar horizontal y verticalmente pero su tamaño y posición permanecen fijos (Loke, 2011). La solución del problema directo, usualmente resuelto con métodos numéricos tales como diferencias finitas o elemento finito, nos permite conocer la resistividad aparente que sería medida por un estudio realizado sobre el modelo calculado en la rutina de inversión, una vez calculados dichos valores teóricos se requiere de un método de optimización no lineal para cambiar automáticamente la resistividad del modelo de celdas hasta minimizar la diferencia entre los valores de resistividad medidos y calculados.

CAPÍTULO 2. ANTECEDENTES DE LA ZONA DE ESTUDIO

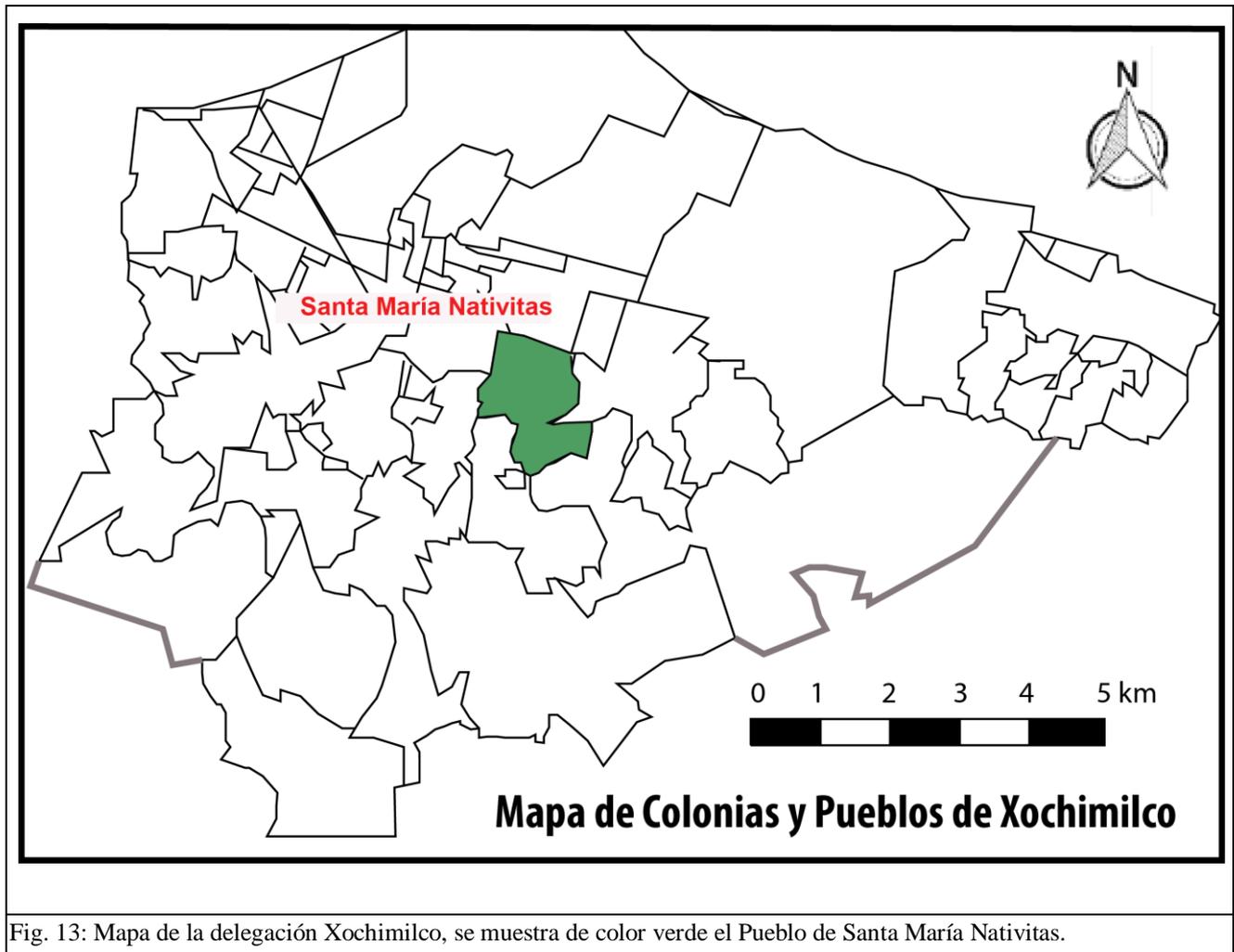
2.1.- Marco Geográfico

La zona de estudio se encuentra dentro de la localidad de Santa María Nativitas, Xochimilco, al sureste de la Ciudad de México. La extensión territorial de la Delegación Xochimilco es aproximadamente de 118.13 km^2 , limita al norte con las Delegaciones Iztapalapa y Coyoacán, al poniente con la Delegación Tlalpan, al sur con Milpa Alta y al Oriente con Tláhuac (Consejo de Evaluación del Desarrollo Social, 2015). Las coordenadas de Sata María Nativitas son: $19^\circ 15'$ latitud norte y $99^\circ 05'$ longitud oeste con una altitud de 2240 msnm (INEGI, 1996).



La región de Xochimilco comenzó a poblarse desde tiempos precolombinos y desde ese entonces se ha caracterizado por actividad agrícola. Para llevar a cabo tal actividad diseñaron una red de canales y chinampas, aprovechando el lago existente en la zona. Durante los dos primeros tercios del siglo XIX la población de Xochimilco se mantuvo estable en términos demográficos, posteriormente creció drásticamente y en el año de 1980 se contaba con 369,000 habitantes, de los cuales 333,000 vivían en la zona urbana (Alatríste, 2005).

En la actualidad la población sigue creciendo, ya que en la Encuesta Intercensal de 2015 los registros obtenidos fueron de 415,933 pobladores (Consejo de Evaluación del Desarrollo Social, 2015).



En cuanto al número de viviendas, como es de esperarse también ha incrementado, de los resultados en la Encuesta Intercensal de 2015 se estima un total de 107, 270 viviendas.

El clima en la mayor parte delegación es, de manera general Templado Subhúmedo con lluvias en verano y el factor que varía es la humedad (INEGI, 1996), como consecuencia de dicho clima para el periodo de 1951 a 1980 se reportó una precipitación acumulada anual de 838 mm, mientras que en el periodo de 1981 a 2007 la precipitación acumulada anual fue de 681 mm (DGCOH, 2007 citado en Navarrete *et al.*, 2013).

2.2.- Geología

2.2.1.- Geología Regional

Con base en la división fisiográfica del país la zona de estudio se encuentra dentro del Cinturón Volcánico Trans-Mexicano, en la Cuenca de México, por esta razón resulta importante llevar a cabo una descripción geológica de la misma, especialmente de la zona de Santa María Nativitas en Xochimilco.

El Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (CVTM) se localiza entre los 19° y 20° latitud norte, ésta región tiene una longitud aproximada de 1000 km y entre 50 km y 250 km de amplitud (Gutierrez *et al.*, 2005), su origen está relacionado con la subducción de la placa de Cocos y la de Rivera debajo de la placa Norteamericana (García *et al.*, 2008), que junto con la actividad volcánica han generado cuencas endorreicas, gracias a la obstrucción de ríos que solían drenar hacia la costa. Dentro de estas cuencas, se encuentra la Cuenca de México ubicada en la parte Centro-Oriente del CVTM, integrando a su territorio parte de la Ciudad de México, Estado de México, Hidalgo, Tlaxcala y Puebla (Gutierrez *et al.*, 2005). La Cuenca de México se encuentra rodeada por la Sierra Nevada al Suroeste, destacando el volcán Popocatepetl (5430 msnm) y el Iztaccíhuatl (5286 msnm), la Sierra Chichinautzin representa el límite sur y se une al Suroeste con la Sierra de Zempoala, al Noroeste se encuentra la Sierra de las Cruces, Monte Alto, Monte Bajo y las Sierras de Tepoztlán-Tezontlapan, mientras que la Sierra de Pachuca, Chiconautla y Tepozán se encuentran al Norte y Noreste de la cuenca.

En seguida se muestra una breve descripción de los eventos geológicos de mayor importancia en la Cuenca de México (Díaz-Rodríguez, 2006 citado en Sagahón, 2013):

- Durante el Cretácico, hubo un depósito aproximado de 2000 m de calizas, areniscas y lutitas en un ambiente marino.
- En el Terciario temprano, se llevó a cabo plegamiento y fallamiento normal de las rocas marinas, dando origen a un sistema tectónico regional de graben.
- Eoceno-Plioceno, le continuaron una serie de depósitos de sedimentos volcánicos, fluviales y lacustres dentro del graben.
- Durante el Oligoceno, Mioceno y Pleistoceno hubo depósitos de materiales piroclásticos y flujos de lava.
- En el Plioceno superior y Pleistoceno, se depositaron abanicos aluviales y piedemonte en las regiones Este Oeste.
- Finalmente, en el Pleistoceno erupciones volcánicas de basalto y pómez de la Sierra Chichinautzin, formaron la barrera que obstruyó la salida del drenaje al río Balsas.

Asociados a las sierras que limitan la cuenca existen sistemas de fallas que muestran orientaciones preferenciales E-W y NE-SW (González *et al.*, 2015). El sector sur que es precisamente en el que se encuentra la zona de estudio se tiene el sistema de fallas normales Xochimilco y Xicomulco con orientación E-W, cuyo bloque caído se encuentra en el norte (Figura 14).

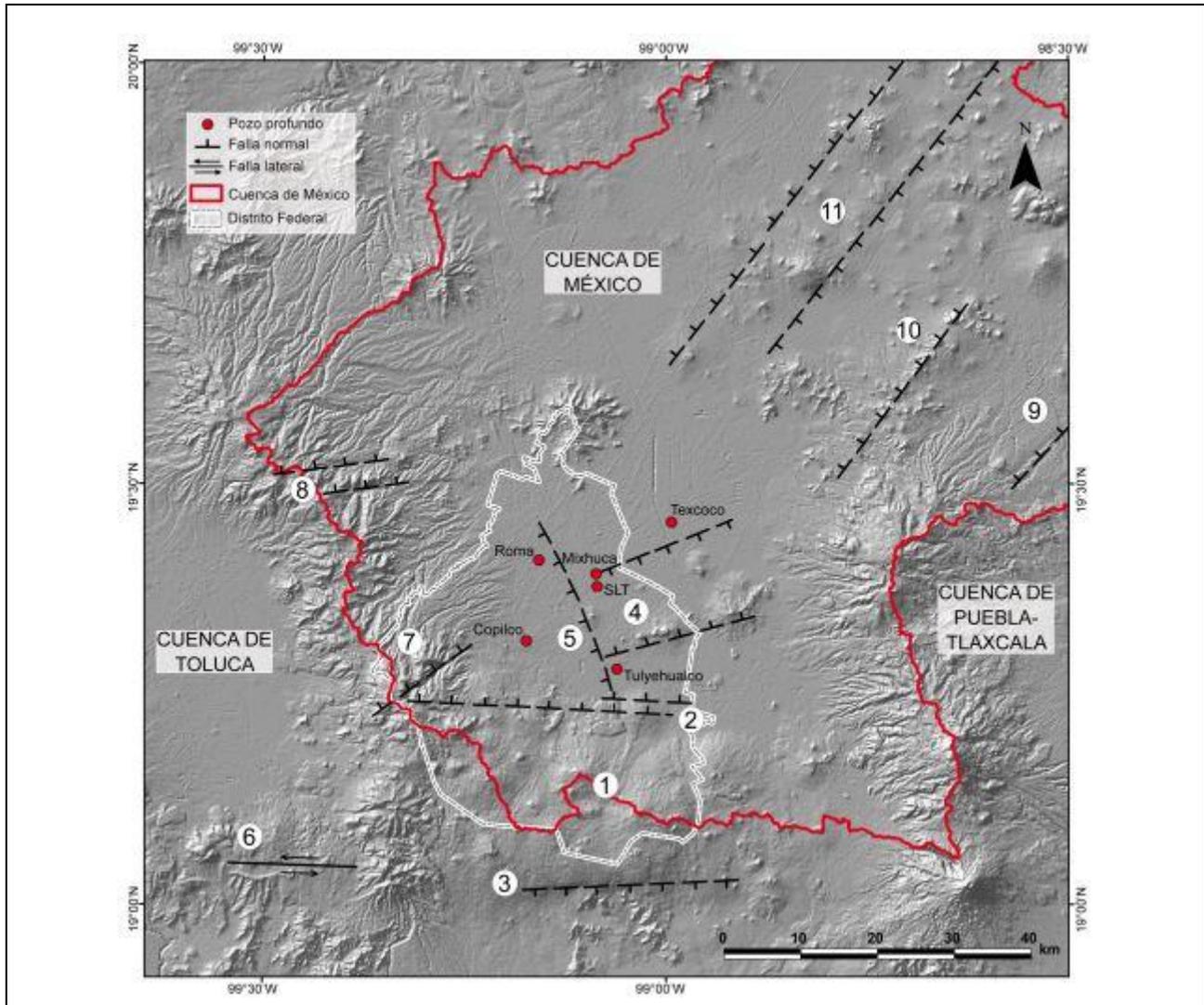


Fig. 14: Modelo de la Cuenca de México con pozos y estructuras geológicas (González *et al.*, 2015). (1) Pilar (*horst*) de Chichinautzin, (2) Sistema de fallas de Xochimilco y Xicomulco, (3) sistema de Fallas de la Pera, (4) Graben de Santa Catarina, (5) Falla Mixhuca, (6) Sistema de Fallas Tenango, (7) Falla Contreras, (8) Sistema de Fallas de Ixtlahuaca y Otomí, (9) Segmento sur del Sistema de Fallas Apan-Tláloc, (10) Falla Texcoco y (11) Sistema de fallas Tizayuca.

El entorno estructural de la Cuenca de México así como los pozos profundos perforados, permiten inferir que la cuenca está constituida por un amplio sistema de pilares y bloques escalonados, que definen la base de la depresión como una superficie irregular (González *et al.*, 2015).

2.2.2.- Estratigrafía.

La columna estratigráfica de la Cuenca de México descrita por Vázquez-Sánchez y Jaimes-Palomera (1989), inicia a finales del Cretácico con la formación Xochicalco del Aptiano siendo esta la más antigua de la columna, durante éste periodo y hasta el Oligoceno Temprano, se puede decir de manera general que la cuenca está constituida por rocas sedimentarias tales como: calizas calcarenitas, dolomías, turbiditas, limolitas y lutitas. Posteriormente en el Oligoceno Tardío inicia la actividad volcánica cambiando así el tipo de rocas presentes en la cuenca, que a manera de resumen, tienen una composición que varía de riolítica, dacítica, andesítica, basáltica y combinaciones de éstas familias (Enciso, 1992). La actividad volcánica sigue hasta el Cuaternario, periodo en el que ocurren eventos de gran importancia como la formación de los volcanes Popocatepetl e Iztaccihuatl, además del origen de la formación Chichinautzin que tiene un papel de gran importancia ya que es ésta la que cerró el drenaje natural que tenía la cuenca en la parte sur, provocando así el surgimiento del gran lago dentro de la cuenca. Durante el Pleistoceno y el Holoceno continuaron los últimos eventos volcánicos, teniendo como dato la colada de lava más reciente proveniente del volcán Xitle hace unos 2422 ± 250 años (Vázquez y Jaimes, 1989). Dichos eventos se alternaron con depósitos aluviales y lacustres dentro de la cuenca. Los depósitos aluviales están compuestos por material poco consolidado con fragmentos del tamaño de gravas, arenas, limos y arcillas, en el caso de los sedimentos lacustres se registran arcillas bentoníticas y montmorilloníticas e interestratificaciones de ceniza y pómez (Vázquez y Jaimes, 1989).

La delegación Xochimilco tiene el mismo basamento que el resto del Valle de México, es decir, una unidad de roca caliza del Cretácico a una profundidad aproximada de 2000 m, sobre ésta se encuentra una secuencia de rocas conglomeráticas conocida como conglomerado Texcoco (Gil, 2015). Además Mooser en (1978) establece que debido a la gran actividad volcánica en el sur, en la zona de Chalco y Xochimilco abundan gruesas capas de cenizas basálticas y estratos de pómez.

Con respecto a la comunidad de Santa María Nativitas, De Anda (2018) realizó una correlación estratigráfica entre los pozos: Nativitas 3, Nativitas 2 y San Luis 20. Dichos pozos se encuentran cerca de la zona de estudio, con 350 m y 1500 m de distancia respectiva entre ellos.

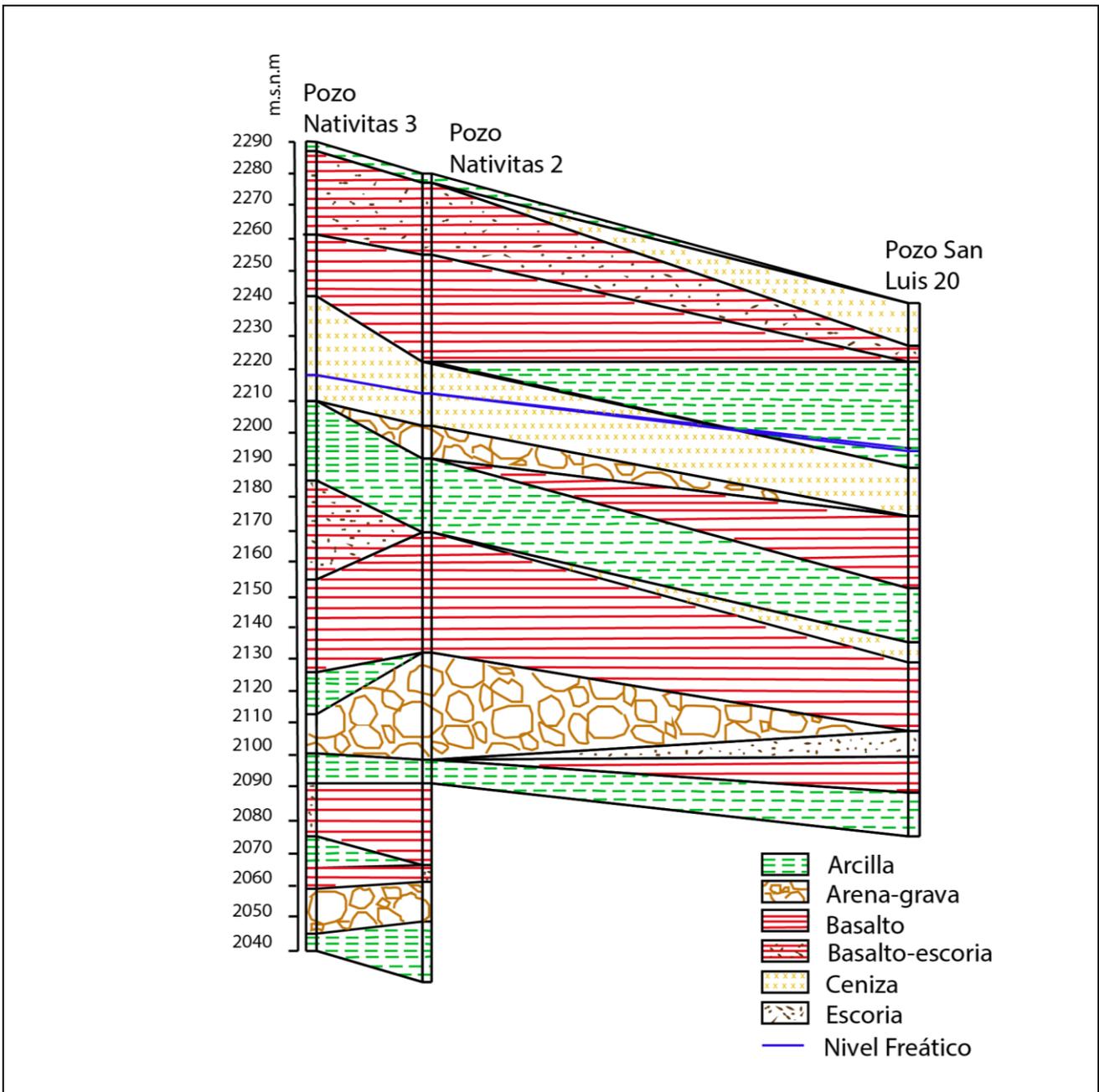


Fig. 15: Correlación estratigráfica SW-NE entre los pozos Nativitas 3, Nativitas 2 y San Luis 20 (Modificado de De Anda, 2018).

El mismo autor, identifica en la sección estratigráfica obtenida (Figura 15), intercalación de rocas clásticas (arcilla e intercalación de arenas con gravas) con rocas ígneas extrusivas (basalto, ceniza y escoria). De esta manera, confirma la serie de eventos volcánicos mencionados anteriormente, mientras que la variación granulométrica la atribuye a periodos de cambio en el tirante de agua y en la energía del antiguo lago. Los acuñamientos en diferentes direcciones son consecuencia de dos fuentes volcánicas principales, mientras que las discontinuidades entre litologías crean pendientes muy abruptas (De Anda, 2018).

2.2.3 Geomorfología

La condición actual del relleno de la Cuenca de México es el resultado de procesos geológicos, volcánicos y tectónicos que iniciaron a mediados del Oligoceno, fue entonces cuando comenzó la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa Norteamericana en el Océano Pacífico, dicho evento genera la fosa de Acapulco y en seguida el levantamiento de la masa central meridional, al hundirse la placa aproximadamente 100 km produjo una primera faja volcánica. Posteriormente, un posible cambio en el ángulo de subducción y la disolución de la placa produjo magmas que a partir del Mioceno medio constituyen el actual Cinturón Volcánico Trans-Mexicano (Mooser, 1978).

La topografía de la Cuenca de México, está caracterizada por una gran extensión cubierta por derrames de lava sobrepuestos con numerosos aparatos volcánicos. Morales y Nader (1978) describen las principales unidades geomorfológicas de la zona:

- Remanentes de sistemas volcánicos antiguos que floran en varias localidades aisladas del interior de la cuenca.
- Las altas sierras volcánicas Terciarias al oriente y occidente.
- Los abanicos aluviales Plio-Pleistoceno que cubren la base de las sierras mencionadas, interestratificados con lodo y capas de ceniza.
- El complejo volcánico del Plioceno Superior y del Cuaternario; los aparatos volcánicos juveniles, conos cineríticos y escoriáceos asociados con el complejo o esparcidos en el interior de la cuenca.
- Depósitos lacustres del Cuaternario que cubren grandes extensiones.

Derivado de la geomorfología de la cuenca y de los cambios geológicos y antropogénicos que se realizaron posteriormente, para poder realizar los primeros asentamientos humanos, se presentan fenómenos como subsidencia y agrietamiento en el suelo de la Ciudad de México y el área metropolitana, afectando las obras civiles presentes en ella.

Por esta razón se comenzaron a realizar estudios geotécnicos, para poder comprender el comportamiento del subsuelo y los fenómenos que aquejan la ciudad. Marsal y Mazarí (1959) dividen a la cuenca en: **zona lacustre, zona de transición y zona de lomas o zona petrea.**

Zona Lacustre

Del Castillo (1978) basado en esa misma zonificación, definió para la zona lacustre diferentes capas:

- Manto Superficial. Compuesto por depósitos arenoarcillosos o limosos con abundancia en restos arqueológicos, o bien, rellenos artificiales que llegan a tener hasta 10 m de espesor.
- Formación Arcillosa Superior. Definida por ceniza volcánica ultrafina, arcilla de alta compresibilidad de consistencia blanda a media y un espesor de entre 15 y 32 m.
- Capa Dura. Espesor aproximado de 3 m y compuesta de suelos limoarenosos compactos o rígidos.
- Formación Arcillosa Inferior. Formada por arcilla volcánica, semejante a la formación arcillosa superior, más comprimida y resistente con espesor de 4 a 14m.
- Depósitos Profundos. Depositos de arena con grava separados por estratos limo o arcilla arenosa.

Zona de Transición

Para esta zona Marsal y Mazari (1959) han reconocido tres condiciones típicas:

- Progresiva, la formación rocosa aparece cubierta por depósitos de origen aluvial, a su vez subyacentes a las capas más recientes de arcilla lacustre.
- Interestratificada, presente en regiones dónde la fase aluvial y lacustre suceden de forma alternada.
- Abrupta, se caracteriza por depósitos lacustres en contacto directo con la formación rocosa.

Zona de Lomas

En esta zona se encuentra roca sana a una profundidad menor de 0.5 m, los cuales corresponden a materiales sueltos. Formada por suelos arenolimosos (tobas) compactos, de alta capacidad de carga y baja deformabilidad, se incluyen los derrames de basalto del predregal (Del Castillo, 1978).

La comunidad de Santa María Nativitas en Xochimilco, está representada geomorfológicamente por las tres zonas, es decir, zona lacustre que comprende la zona baja de la Sierra Chichinautzin, la zona de transición corresponde a las faldas de la misma y la zona de lomas representada por la roca sana con una profundidad menor a 0.5 m.

La zona de estudio se localiza en la frontera sur del antiguo Lago de Xochimilco, en dónde de acuerdo con la clasificación de Marsal y Mazari, al presentarse contacto directo entre arcillas de alta compresibilidad y basaltos, se reconoce como una zona de transición abrupta de pendiente elevada.

Los factores que explican la escases de depósitos aluviales al pie de la sierra Chichinautzin y la formación de corrientes subterráneas que afloran en forma de manantiales, son el fracturamiento de las formaciones superficiales y la alta permeabilidad de los basaltos presentes en dicha zona (Del Castillo, 1978).

Es por esta razón, que el área de estudio presenta problemas estructurales en sus edificaciones, ya que como han mencionado otros autores, concretamente, Murillo (1990) con frecuencia se presenta agrietamiento en las zonas de transición abrupta, entre zonas poco deformables de alta permeabilidad y estratos arcillosos lacustres, debido a una diferencia en la velocidad de consolidación. La sobreexplotación del acuífero en esta región ha exacerbado el fenómeno de subsidencia observado en superficie, provocando daños a las obras civiles que se encuentran en dicha área.

2.2.4.- Hidrogeología.

Con la fundación de Tenochtitlán en 1325 iniciaron una serie de obras hidráulicas con el fin de proteger la metrópoli de inundaciones, un ejemplo de ello es el albarradón de Netzahualcóyotl en 1449, más tarde en la época colonial se construyeron varios diques y el Túnel Nochistongo (1608), mismo que en 1879 se convertiría en el Tajo Nochistongo debido a derrumbes, finalmente en la época independiente se realizaron los túneles de Tequisquiac (1895 y 1952) hasta que finalmente en 1975 se construye el sistema de drenaje profundo de ciudad de México, que sirvió para dar salida a las aguas de la cuenca hacia el norte. Esta serie de alteraciones modificó la hidrología de la cuenca, lo que disminuyó en forma gradual los niveles hidráulicos (Murillo, 1990).

En la Ciudad de México la extracción de agua subterránea por medio de pozos inició en 1847, para 1864 ya existían 200 pozos, 483 para 1877 y 1100 en 1888. Entre 1936 y 1944 con la invención de la bomba eléctrica, se intensificó la extracción de agua subterránea y se perforaron 93 pozos profundos (Serrano *et al.*, 2008).

Al reducirse el nivel de los lagos aunado a la sobreexplotación, se inició un desequilibrio hidrogeológico, ya que la superficie de recarga natural se disminuyó. Durante los años 40 la extracción de agua fue tan grande que se decretó una veda para el alumbramiento de nuevos pozos, a pesar de tales medidas los niveles siguieron en descenso debido a diversos factores, como la extracción, las fugas en el drenaje, la erosión de las serranías y el crecimiento de la mancha urbana, estos últimos dos disminuyeron la zona de recarga natural e incrementaron los escurrimientos superficiales (Murillo, 1990).



Fig. 16: Extensión de los antiguos lagos de la Cuenca de México (Ruvalcaba, 2009).

De acuerdo con su ubicación y el tipo de roca que lo conforman, el acuífero de la zona sur del Valle de México ha sido dividido en tres subsistemas: Zona Metropolitana, Valle de Chalco y ex lago de Texcoco (DGCOH, 1992). El primero, abarca toda la zona urbana de la capital incluyendo Xochimilco, está constituido por materiales granulares de permeabilidad media a baja y sus sitios de recarga se ubican básicamente en la Sierra de las Cruces y alrededores de Tlalpam. El segundo corresponde al Valle de Chalco, se recarga por infiltración de agua de lluvia en las estribaciones de las Sierras Santa Catarina, Chichinautzin y Nevada, que lo limitan al norte, sur y este, respectivamente, las rocas que forman las Sierras del norte y sur, corresponden a basaltos y materiales piroclásticos de alta permeabilidad. El tercer subsistema, corresponde al área del ex lago de Texcoco que cuenta con una recarga procedente de la Sierra de Chicoloapan de Juárez, los materiales que constituyen esta zona son de baja permeabilidad.

El acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México se clasifica como semiconfinado, debido a que presenta arcillas de manera irregular que le sirven como confinante o semiconfinante. El contenedor impermeable de dicho acuífero está constituido por rocas volcánicas y calizas, mientras que el sistema acuífero es originado por un paquete sedimentario, formado por tres grandes cuerpos: en la parte superior se encuentra un paquete arcilloso de alta porosidad, baja permeabilidad y gran heterogeneidad, debajo se encuentra el acuífero actualmente explotado formado por piroclastos y conglomerados de origen volcánico, con un espesor variable aproximado generalmente mayor de 200 m, finalmente le subyacen rocas volcánicas fracturadas cuya base llega a tener una profundidad máxima de 2000 m en el centro de la cuenca y va disminuyendo hacia los márgenes. Las tres unidades se encuentran comunicadas hidráulicamente, sobre todo las dos más profundas, la interrelación de la capa arcillosa con el paquete granular ha quedado demostrado en la subsidencia que afecta la ciudad de México (CONAGUA, 2005).

Ruvalcaba (2009) propone un acuífero para la zona lacustre de Xochimilco formado por tres estratos:

- Acuitardo superior, constituido principalmente por materiales arcillosos con espesor promedio de 20 m.
- Acuífero principal, formado por materiales granulares y arcillosos con un espesor promedio de 400 m.
- Acuífero profundo, compuesto por rocas volcánicas fracturadas y espesor promedio de 200 m.

La extracción de agua subterránea en 2005 era del orden de $50 \text{ m}^3/\text{s}$ y representaba el 70% del abastecimiento de la zona metropolitana. En general se observó que de 1971 a 2004 ocurrió un abatimiento en toda la cuenca de 34 m. Según el Censo de aprovechamiento realizado en 1992, dentro del acuífero de la Zona Metropolitana de la Ciudad de México, el mayor porcentaje de agua es utilizado en el uso público urbano, seguido del sector industrial, como se observa en la siguiente tabla.

Acuífero	Agrícola [Mm ³]	Doméstico [Mm ³]	Industrial [Mm ³]	Múltiples [Mm ³]	Pecuario [Mm ³]	Público [Mm ³]	Servicios [Mm ³]	Total [Mm ³]
ZMCM	0.488	0.663	49.420	1.629	0.125	448.5	6.540	507.635

Tabla 1.- Aprovechamiento de las aguas subterráneas 1992, (Modificado de CONAGUA, 2005).

Murillo (1990) estimó que se extraían del acuífero $57 \text{ m}^3/\text{s}$ y la recarga del mismo era de $25 \text{ m}^3/\text{s}$, por lo tanto se tenía un déficit de $32 \text{ m}^3/\text{s}$, es decir se extraía más del doble del agua de recarga.

Tal desequilibrio provocó descenso en los niveles piezométricos, deformación por consolidación de toda la parte baja del valle, agrietamientos y deterioro en la calidad del agua subterránea.

La zona afectada por subsidencia se ha extendido hacia el oriente, norte y sur de la zona lacustre, dónde se presentan agrietamientos con mayor frecuencia en la cercanía a las zonas de transición abrupta como es el caso en el Cerro de la Estrella y Xochimilco. Ocurre entre zonas poco deformables de alta permeabilidad y los estratos arcillosos lacustres que sufren consolidación más rápido en ése sitio, tales grietas presentan dirección preferencial similar a las curvas de nivel (Murillo, 1990).

Según estudios realizados en los alrededores de Xochimilco por la Secretaría de Obras y Servicios del Gobierno del Distrito Federal, señalan que en la década de 1980's el hundimiento era del orden de -0.49 a -0.25 m/año, en la década de 1990's era de -0.28 a -0.22 m/año y finalmente para el año 2000 los valores reportados son de -0.18 m/año (Serrano *et al.*, 2008). Los datos anteriores sugieren una disminución en la velocidad de consolidación, dicho fenómeno puede explicarse debido al aumento local de la extracción que provocó un descenso del nivel estático por debajo del acuitardo superior, que tuvo como consecuencia una reducción en el flujo vertical descendiente del acuitardo al acuífero principal, al pasar de un acuífero semiconfinado a uno libre (Arango *et al.*, 2016).

Con lo que respecta a la zona de Xochimilco, la extracción de agua subterránea se intensificó en la década de 1940's, con el fin de cubrir las necesidades de la Ciudad de México y disminuir la extracción en la zona centro, evitando así el hundimiento del centro histórico. Tal decisión tuvo como consecuencia la desaparición de los manantiales que alimentaban los canales de Xochimilco, para compensar la pérdida de agua natural, fue necesario utilizar agua tratada proveniente de la planta de tratamiento en el Cerro de la Estrella (Serrano *et al.*, 2008).

Una descripción más detallada del sistema acuífero en el área de estudio, sugiere un acuitardo superior con espesor promedio de 20 m, mismo que disminuye hasta 2 m en la zona montañosa, formado por depósitos lacustres del cuaternario. El acuífero principal, es confinado en la zona serrana y semiconfinado hacia la parte central de la planicie. Gracias a información recopilada durante el estudio, se sabe que el nivel estático oscila entre 40 m y 50 m debido al efecto de bombeo, actualmente el nivel piezométrico se encuentra por debajo del acuitardo superior, estableciendo así un acuífero del tipo libre en un medio más permeable. Debajo del acuífero principal se encuentra un acuífero profundo formado por roca volcánica estratificada y fracturada de baja permeabilidad debida a la alta compresión y un espesor promedio de 200 m (Arango *et al.*, 2016).

CAPÍTULO 3. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS

3.1.- Implementación de Campo

Con el objetivo de caracterizar geoelectricamente el subsuelo del área de estudio en Santa María Nativitas Xochimilco, se llevó a cabo un estudio geofísico utilizando la técnica de Tomografía de Resistividad Eléctrica (TRE), para así conocer la distribución espacial de la resistividad en el subsuelo y poder realizar una correlación con la información geológica obtenida y con los daños observados en superficie a las casas habitación. La selección de la técnica utilizada, depende de factores como el contraste entre las propiedades físicas del objetivo y el medio que lo rodea, es por eso que se determinó que la TRE era una buena opción para caracterizar, ya que se existe un acuífero debajo del área de estudio, cuya resistividad, contrasta notablemente con la resistividad de las formaciones geológicas que lo rodean. Además, la información geológica recopilada denota que se trata de una zona de transición abrupta, por lo que existe contacto directo entre sedimentos lacustres arcillosos y rocas volcánicas, por lo tanto se espera un contraste muy notorio entre las resistividades de las formaciones.

3.1.1.-Diseño y Adquisición de Perfiles

Para determinar la ubicación de los perfiles, fue necesario considerar un lugar representativo de la zona de transición y que a su vez se observaran afectaciones en las obras civiles aledañas. Por esta razón, se realizó un perfil en dirección S-N que se encuentra prácticamente sobre la zona de lago y en la parte sur es coincidente con la zona de transición. El segundo perfil tiene orientación W-E perpendicular al anterior y atraviesa la zona de transición de un extremo a otro pasando por la zona de lago.

Con respecto a las características de los dos perfiles de TRE, el primero de ellos tiene una longitud total de 470 [m] y una orientación S-N, sobre la calle Juárez, el espaciamiento entre electrodos fue de 10 [m] y se utilizó un arreglo dipolo-dipolo. El segundo perfil tiene una longitud de 440 [m] y orientación W-E, sobre la calle Vicente Guerrero, con las mismas características de espaciamiento y arreglo (Figura 17). Tomando en cuenta la configuración utilizada y la resistividad de las rocas presentes, se espera alcanzar una profundidad de investigación de 90 [m] aproximadamente.

Parámetros de adquisición	
Espaciamiento de electrodos	10 [m]
Tipo de Arreglo	Dipolo-Dipolo
Número total de datos	906
Número total de niveles de datos	39
Número de electrodos	48

Al encontrarnos en una zona de transición abrupta, se espera que el contacto entre las formaciones de sedimentos lacustres y rocas volcánicas, sea un contacto con una pendiente elevada. Además de acuerdo a la información geológica recopilada, se sabe que en esta zona no existe continuidad horizontal entre las formaciones. Por tal motivo se decidió utilizar un arreglo dipolo-dipolo, ya que, de acuerdo con Loke (2015) este arreglo tiene gran sensibilidad en cambios horizontales de resistividad, por lo que resulta útil en la detección de estructuras geológicas verticales.

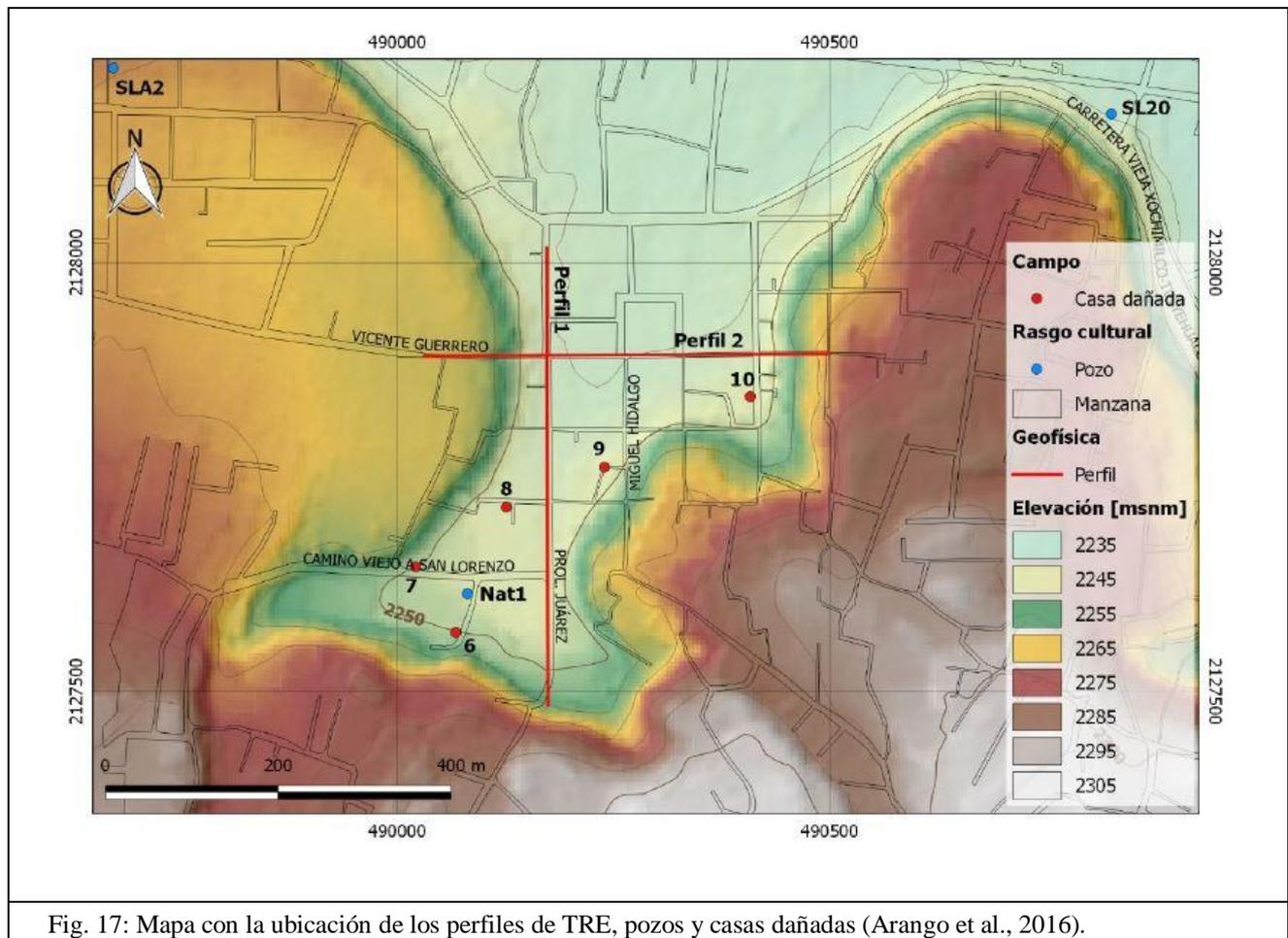


Fig. 17: Mapa con la ubicación de los perfiles de TRE, pozos y casas dañadas (Arango et al., 2016).

3.1.2.-Equipo Utilizado

Para llevar a cabo la adquisición de los datos de TRE, se utilizó un resistivímetro Syscal-Pro Switch 48 de Iris Instruments, este equipo utiliza cables multi-hilos para controlar el conjunto de electrodos conectados en los perfiles (Figura 19). En el estudio se utilizaron 48 electrodos de cobre de media pulgada y 30 [cm] de longitud.



Fig. 18: Resistivímetro Syscal-Pro Switch 48 de Iris Instruments.

El sistema de medición está formado por un transmisor y un receptor adaptados en la misma unidad, además cuenta con un convertidor externo de corriente directa que ayuda a incrementar la potencia, tiene una batería interna de 12 [V]. El dispositivo puede ser operado en dos modos: manual y automático, en el modo automático el voltaje máximo de operación es de 800 [V] mientras que en el modo manual el voltaje máximo se puede incrementar hasta 1000 [V], la corriente máxima de operación en ambos modos es de 2.5 [A]. El receptor cuenta con 10 canales que tienen un voltaje máximo de 15 [V] cada uno. La duración de los pulsos de voltaje que se pueden elegir con este instrumento son: 8, 4, 2, 1, 0.5 y 0.2 [s], la resolución del voltaje primario es de 1 [mV]. El equipo cuenta con 4 cables, en cada uno de ellos es posible conectar 12 electrodos con un espaciamiento máximo de 10 [m], por lo que la longitud máxima para un perfil es de 470 [m].

La resistencia de contacto entre los electrodos y el medio, es un parámetro de gran importancia en la calidad de los datos, por esta razón una vez instalado el equipo, es necesario llevar a cabo una prueba para evaluar dichas resistencias, deben estar debajo de 2 [Kohm], en el presente trabajo para algunos electrodos fue necesario humedecer el terreno, disminuyendo así la resistencia de contacto.

3.2.- Inversión de los Datos

Después de concluir la adquisición de los datos, es necesario desarrollar el procesamiento y la inversión de los mismos, con el fin de poder realizar alguna interpretación, tal inversión es llevada a cabo mediante un algoritmo. En esta etapa, se pretende llegar a un modelo matemático basado en las propiedades del subsuelo, que nos permita realizar inferencias de utilidad para nuestros objetivos en el área de estudio.

Clearbout (1985) define el procesamiento de datos geofísicos, como el uso de computadoras para el análisis de datos geofísicos. Para datos obtenidos en una TRE, existen diversos software que sirven para llevar a cabo la inversión. Uno de ellos es el Res2dinv, que genera un modelo conformado por celdas, cuyas resistividades son los parámetros de dicho modelo, mientras que los datos, son los valores de resistividad aparente medidos. En este software la relación matemática entre los parámetros del modelo y la respuesta del modelo, está dada mediante el método de diferencias finitas ó elemento finito. El método de inversión usado, es el algoritmo de mínimos cuadrados, el cual es un método de optimización, que parte de un modelo inicial modificado de manera iterativa, hasta que la diferencia entre la respuesta del modelo y los datos observados se reduzca hasta un valor de error aceptable.

3.2.1.-Teoría de Inversión

Menke (1989) define la teoría de inversión como un conjunto de métodos, utilizado para obtener inferencias útiles sobre el mundo real a partir de mediciones físicas.

La inversión de los datos tiene como objetivo proporcionar un modelo matemático, que tenga una respuesta aproximada a los valores reales medidos, sirviendo como una representación idealizada del subsuelo. El modelo está formado por un conjunto de parámetros que lo definen, parámetros que son propiedades físicas que queremos estimar a partir de los datos observados. La respuesta del modelo es un conjunto de datos sintéticos, que se calculan a partir de relaciones matemáticas definidas entre el modelo y un conjunto de parámetros dado (Loke, 2015).

Método de Mínimos Cuadrados

En la adquisición de datos geofísicos se obtienen conjuntos de datos discretos, por tal razón es conveniente representarlos en forma de matrices o vectores para facilitar su manipulación computacional, es por ello que el conjunto de datos observados, la respuesta del modelo y los

parámetros del modelo pueden ser representados por medio de los siguientes vectores respectivamente:

$$y = [y_1 + y_2 + \dots y_m]^T \quad f = [f_1 + f_2 + \dots f_m]^T \quad q = [q_1 + q_2 + \dots q_n]^T$$

Dónde m es el número de mediciones y n el número de parámetros del modelo. La diferencia entre los valores observados y los calculados (respuesta del modelo) se puede representar por un vector discrepancia, definido de la siguiente manera:

$$g = y - f \quad (\text{Ecuación 24})$$

En el método de optimización de mínimos cuadrados, el modelo inicial se modifica de tal manera que la suma de los cuadrados del error E se minimiza, el error E queda definido por la siguiente ecuación:

$$E = g^T g = \sum_{i=1}^m g_i^2 \quad (\text{Ecuación 25})$$

Para determinar el cambio en los parámetros del modelo que nos ayude a reducir la suma de los cuadrados del error, se utiliza la siguiente ecuación de Newton-Gauss:

$$J^T J \Delta q_i = J^T g \quad (\text{Ecuación 26})$$

Dónde Δq_i es el vector cambio de parámetros del modelo y J es el jacobiano de derivadas parciales. Los elementos del jacobiano están dados por:

$$J_{ij} = \frac{\partial f_i}{\partial q_j}$$

La ecuación anterior describe el cambio en la respuesta del modelo debido a un cambio en los parámetros del modelo. Después de calcular el vector cambio en los parámetros del modelo, se obtiene un nuevo modelo con la siguiente ecuación:

$$q_{k+1} = q_k + \Delta q_k \quad (\text{Ecuación 27})$$

En la práctica la ecuación de mínimos cuadrados raramente es usada por sí sola, ya que en algunos casos $J^T J$ puede no tener inversa, por esa razón existen mínimos cuadrados amortiguados, mínimos cuadrados suavizados, mínimos cuadrados suavizados y amortiguados etc. (Loke, 2015).

3.2.2.- Procesamiento e inversión

Antes de cargar los datos en el software Res2dinv se utilizó el software ProsysII, con la finalidad de revisar la calidad de los datos y eliminar valores de resistividad negativos, así como datos que tuvieran una desviación estándar muy alta, en ambas secciones se eliminaron muy pocos datos ya que la calidad de los datos era buena. Un factor importante a considerar en el estudio, es la topografía del lugar, ya que especialmente en la sección W-E se encontraron pendientes muy elevadas que daban la forma de un valle. Para resolver el efecto de la forma del terreno en las resistividades aparentes medidas, se agregó un archivo con la topografía del lugar asociada a los perfiles de TRE, en el mismo software.

Los modelos de resistividad eléctrica fueron obtenidos en el programa Res2dinv. El software permite la visualización de los datos obtenidos en campo, con la opción de poder eliminar manualmente, datos incoherentes debidos a fallas antropogénicas o a problemas con el equipo. De esta manera, se eliminaron algunos datos como se muestra en la Figura 19.

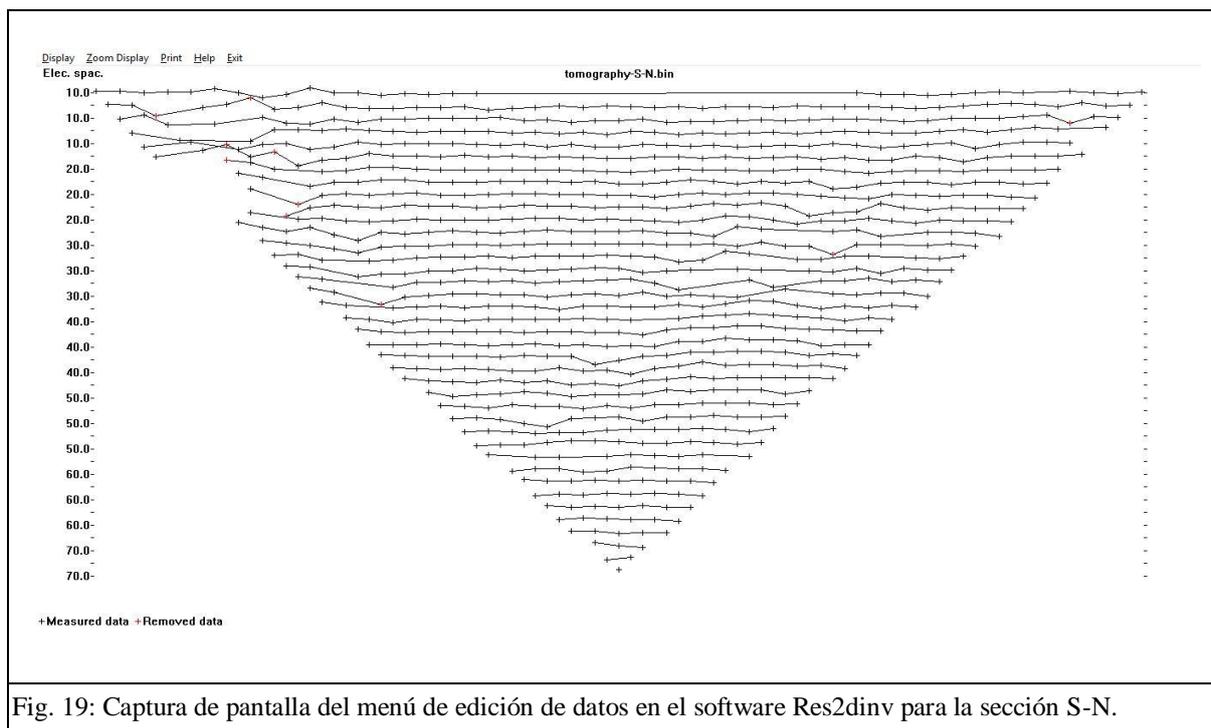


Fig. 19: Captura de pantalla del menú de edición de datos en el software Res2dinv para la sección S-N.

Después, se modificó el modelo de celdas utilizando la opción de refinamiento del modelo, lo que generó un nuevo modelo con un mayor número de bloques al simular un espaciamiento mínimo de 5 metros entre electrodos, de esta manera se obtuvieron celdas más pequeñas como se muestra en la siguiente figura.

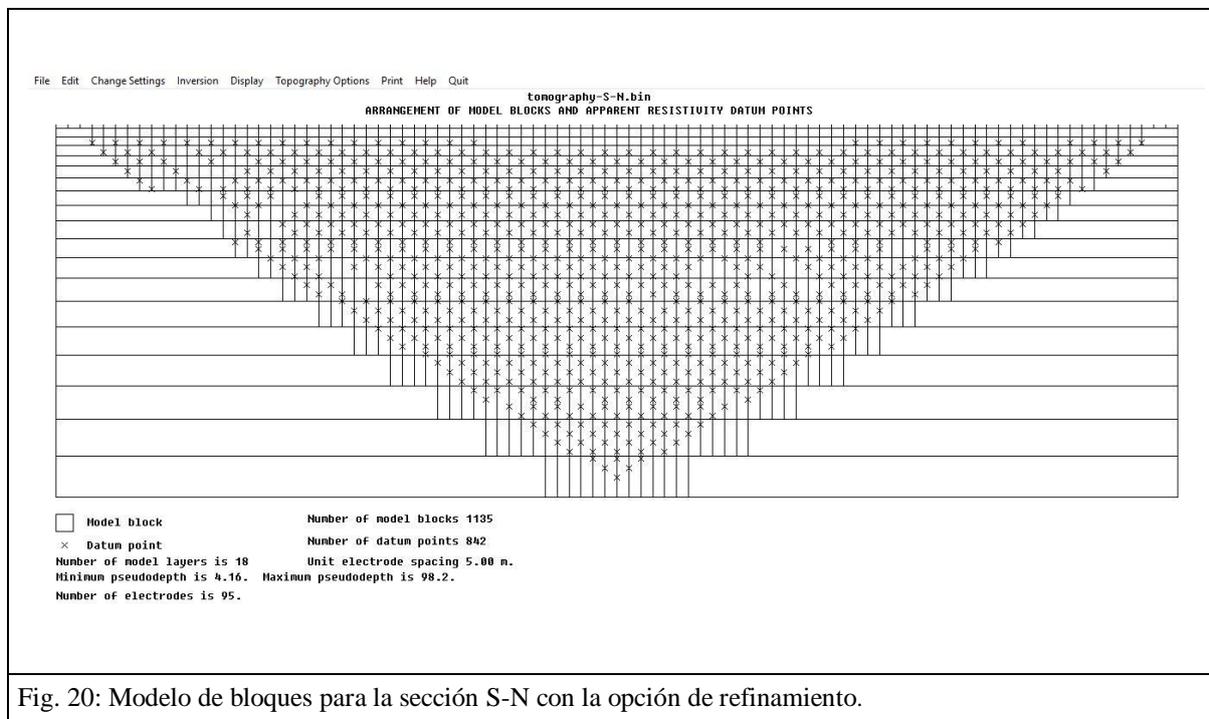
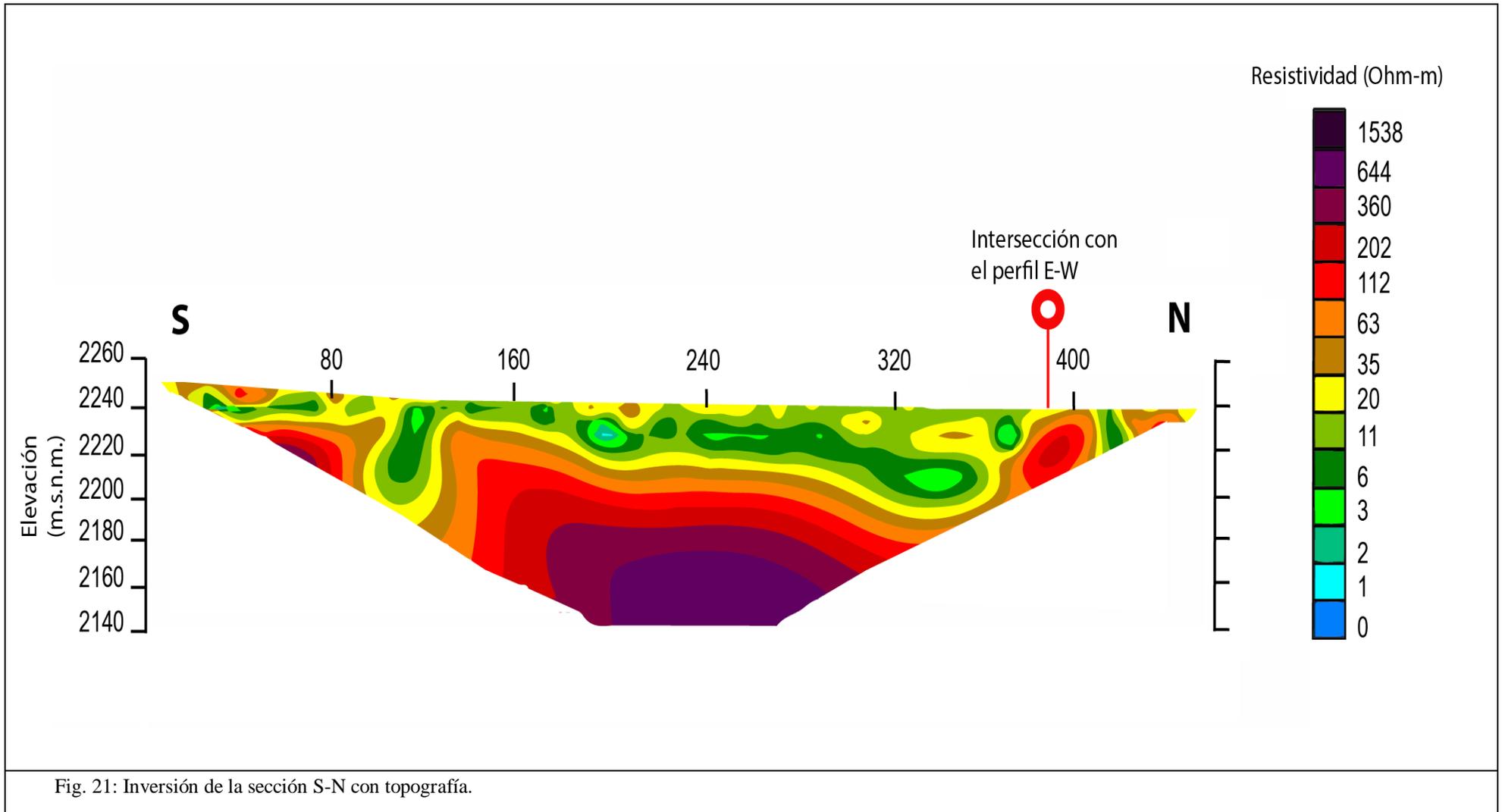


Fig. 20: Modelo de bloques para la sección S-N con la opción de refinamiento.

Una vez preparados los datos el siguiente paso fue elegir las especificaciones de la inversión, primero se eligió el método de elemento finito para resolver el problema directo, debido a las grandes variaciones de topografía que presentan las secciones. Se seleccionó la opción de inversión robusta para que no se tomaran en cuenta los datos ruidosos que pudieran prevalecer y además para disminuir la influencia de los bloques de las orillas en la inversión, ya que la mayoría de ellos cuentan con muy pocos datos.

Finalmente, se llevó a cabo la inversión utilizando el método de mínimos cuadrados, que como ya se explicó anteriormente, trata de minimizar la diferencia entre la respuesta del modelo obtenido y los datos observados. El software calcula esa diferencia como el error RMS, aunque el mismo Loke (2015) menciona, que no siempre un error RMS bajo garantiza un buen modelo geológico y que la mejor aproximación es el modelo para el cual, el error RMS no cambie mucho respecto a la iteración anterior. Con esto en mente se obtuvieron las siguientes secciones geoelectricas.

3.2.3.- Resultados



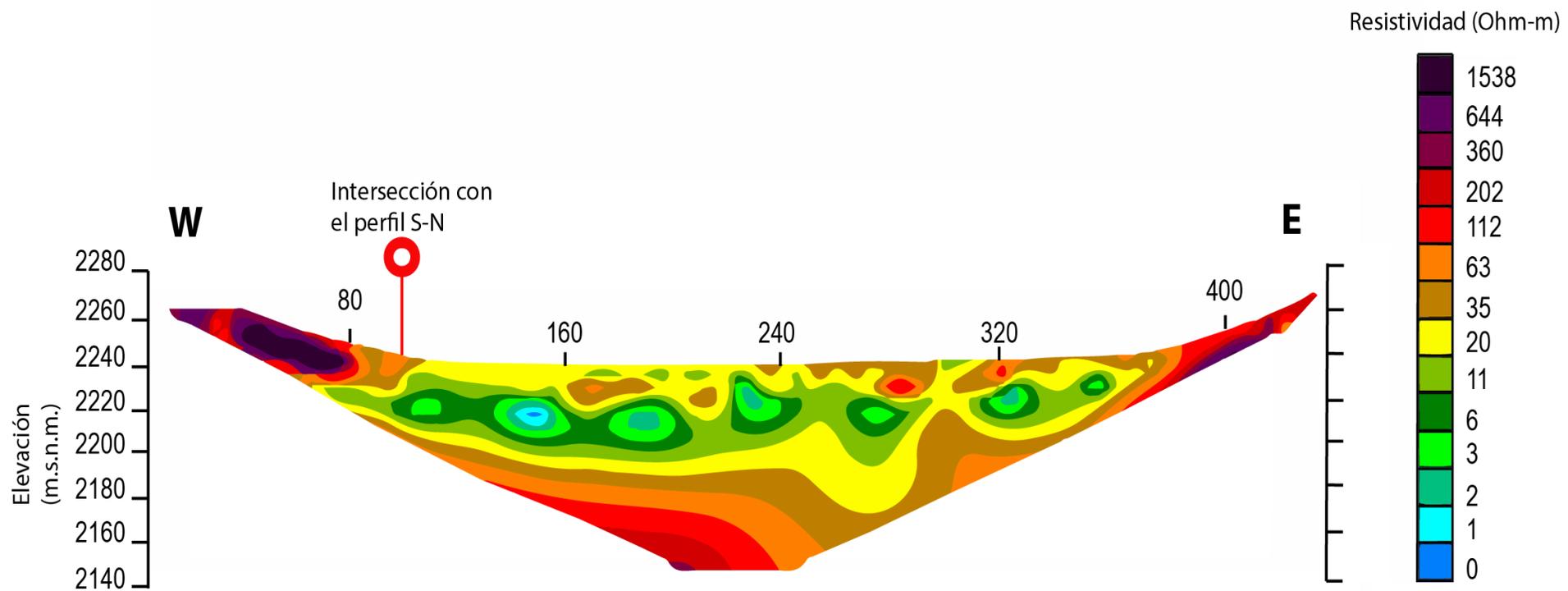


Fig. 22: Inversión de la sección W-E con topografía.

En la figura 21 se muestra el perfil 1, hacia la parte sur de los cero a los 80 m aproximadamente se observa una intercalación de materiales con resistividades que van de los 6 a los 35 Ohm-m, por debajo de estos materiales con profundidad mayor a 20 m, se observa un cuerpo con resistividades de 63 a 640 Ohm-m, entre los 100 a 120 m se observa una discontinuidad con valores de resistividad de 3 a 35 Ohm-m, pasando dicha discontinuidad de los 120 a 370 m y con un espesor de entre 15 a 50 m se observan materiales con los mismos valores de resistividad de 3 a 35 Ohm-m, aproximadamente a los 200 m con una profundidad de 15 m se observa un lente con resistividad muy baja que va de 1 a 2 Ohm-m, de igual manera de los 120 a 370 m pero con profundidades que van de 15 hasta 90 m se observa un cuerpo de geometría irregular con resistividad de 63 a 640 Ohm-m, en la parte norte que va de 370 a 410 m se tiene un cuerpo con resistividades de 63 a 202 Ohm-m, esta zona cobra importancia ya que aproximadamente a los 390 m se encuentra el cruce con el perfil 2, finalmente en los últimos metros de la sección se observan depósitos con resistividad de 6 a 63 Ohm-m.

El perfil 2 se muestra en la figura 22, los extremos W y E de la sección que van de los cero a 80 m y de los 350 a 440 m respectivamente, tienen materiales con valores de resistividad iguales que van de 63 a 1538 Ohm-m, después, de los 80 a los 250 m con un espesor de 30 a 40 m, se observa un grupo de materiales con resistividades que van de uno a 20 Ohm-m dentro de este grupo de materiales se observa intercalación de dichos materiales y además se observan cuerpos con geometría irregular que presentan resistividades muy bajas, en la misma zona pero a mayor profundidad, más de 40 m, se observa nuevamente un conjunto de materiales de resistividades que van de 63 a 644 Ohm-m, dichos materiales se ven hasta la profundidad máxima que es de 90 m aproximadamente, en el cruce con el perfil 1 que es a los 110 m se aprecia un cuerpo con resistividad de 35 a 63 Ohm-m, de los 250 a 300 m se aprecia una discontinuidad que contiene materiales intercalados con resistividades de 3 a 35 Ohm-m, en la parte superficial aproximadamente a 280 m y con profundidad de 10 a 20 m se observa un cuerpo con resistividad de 35 a 122 Ohm-m, finalmente de 300 a 350 m se observa un intercalación de materiales con resistividades de 2 a 35 Ohm-m, dentro de esta zona a los 320 m se observa un cuerpo con resistividad de 63 a 112 Ohm-m que va desde la superficie a una profundidad de 10 m aproximadamente.

CAPÍTULO 4. ANÁLISIS Y DISCUSIÓN DE RESULTADOS

Al correlacionar las dos secciones de TRE obtenidas se infieren dos unidades geoelectricas presentes en ambas secciones; la primera de ellas con materiales de resistividades menores a 100 Ohm-m, en ambas secciones dicha unidad se encuentra presente desde la superficie hasta 40 a 60 m de profundidad aproximadamente, además en esta unidad se observan cuerpos de geometría irregular, es en estos cuerpos donde se observan las resistividades más bajas. La segunda unidad, también presente en ambas secciones, está conformada por materiales con resistividades mayores a 100 Ohm-m; esta unidad se observa debajo de la primera unidad en ambas secciones, excepto en los extremos de la sección W-E en donde está aflorando.

Unidad Geoelectrica	Rango de Resistividades (Ohm-m)	Posible asociación litológica
Unidad 1	< 100	Materiales granulares de relleno
Unidad 2	> 100	Rocas volcánicas

Interpretación Geológica e Hidrogeológica

Para determinar la posible asociación litológica de los valores de resistividad, presentes en las unidades geoelectricas, se utilizaron las tablas de resistividades propuestas por Palacky (1987) y Loke (2015).

Además, se correlacionó la información geológica recopilada correspondiente al área de estudio, con las secciones geoelectricas obtenidas. Se concluye, que la unidad uno está compuesta por materiales granulares de relleno, que van desde depósitos aluviales como gravas y arenas gruesas, hasta depósitos lacustres formados por arcillas interestratificadas con pómez y cenizas. Por otro lado, la unidad geoelectrica dos, al presentar valores de resistividad más altos y por tratarse de una zona de transición entre la zona de lomas y la zona de lago, en la que además, ocurrieron eventos volcánicos durante el Cuaternario que formaron la Sierra Chichinautzin, se infiere que dicha unidad corresponde con rocas volcánicas, principalmente andesita y rocas piroclásticas, que también fueron observados en la correlación estratigráfica entre los pozos Nativitas 3, Nativitas 2 y San Luis 20 realizada por De Anda (2018).

Otro aspecto importante, es la correlación de las secciones geoelectricas con la Hidrogeología de la zona de estudio, ya que existen varios pozos de extracción cercanos a esta área y en general en toda la región de Xochimilco. Con la información recopilada, se definió un acuitardo superior con espesor promedio de 20 m, que llega a tener espesor de 60 m en la llanura central y hasta 2 m en la zona de lomas; se infiere, corresponde con la unidad geoelectrica uno, que llega a tener una profundidad aproximada de 20 m en la sección S-N y hasta 60 m en la sección W-E, por lo que se concluye, que dicha unidad puede corresponder con el acuitardo superior del acuífero, que se define como un paquete arcilloso de alta porosidad, baja permeabilidad y alta heterogeneidad.

La unidad número dos, al encontrarse por debajo de la primera unidad y al observar que sus valores de resistividad corresponden con materiales del tipo volcánico, se le asocia con el acuífero principal, formado precisamente por rocas volcánicas de gran permeabilidad. Además, como se observa en la sección W-E, se conecta con la zona de lomas a las orillas de dicha sección. Debido a las limitantes del método, no se logró observar más allá de 90 m de profundidad, por lo que resulta imposible interpretar la presencia del acuífero profundo, que probablemente se tenga debajo del acuífero principal.

En la zona de estudio se tiene un nivel estático del acuífero aproximado de entre 40 a 50 m, que no es posible observar con claridad en las secciones geoelectricas obtenidas, sin embargo, la unidad dos presenta valores de resistividad bajos en comparación con otras rocas volcánicas, lo que sugiere que la unidad dos pudiera presentar saturación de agua en sus poros. Para poder observar con precisión el nivel del acuífero sería conveniente realizar otro estudio, aplicando la misma técnica de exploración pero con un arreglo diferente, por ejemplo, un arreglo tipo Wenner que tiene mayor sensibilidad para cambios de resistividad verticales, además de disminuir la separación entre electrodos para cada medición, lo que ayudaría a mejorar la resolución de las secciones geoelectricas y definir con mayor precisión el nivel del acuífero en la zona.

Afectaciones observadas en superficie

Las afectaciones observadas a nivel superficial, son debidas en gran parte a la geomorfología misma de la zona de estudio, ya que al encontrarse en una zona transicional abrupta, existe contacto directo entre sedimentos lacustres altamente compresibles con rocas volcánicas mecánicamente estables. Aunado a esto, existe desequilibrio hidrogeológico debido a la urbanización y a la sobreexplotación del acuífero, esto se traduce en compactación diferencial de los sedimentos lacustres debido a la pérdida de presión en los poros, lo que exacerba el fenómeno de subsidencia.

El estudio realizado por De Anda (2018) muestra familias preferenciales de fracturamiento en casas habitacionales, que siguen la tendencia del contacto estimado entre la formación lacustre y la formación volcánica. En la figura 23 se muestra un mapa dónde se observa que las casas afectadas 1, 3, 5, 6, 7, 10, 11 y 12 siguen la tendencia anteriormente mencionada, que además, se menciona es zona de deslaves. Lo anterior confirma lo mencionado por Murillo (1990), quien considera que las grietas en la vecindad de transiciones abruptas, presentan dirección preferencial similar a las curvas de nivel. Sin embargo, existen otras tendencias de fracturamiento presentes que pudieran estar asociadas a discontinuidades en el basamento.

En la sección S-N ubicada en la calle Juárez, se observó una discontinuidad importante en el basamento, entre los 100 y 120 m aproximadamente, en esta área se tienen materiales de relleno en lugar de rocas volcánicas. Dicha discontinuidad se encuentra cerca de las casas afectadas 1, 7 y 8, esta última, además del fracturamiento con dirección similar a las curvas de nivel, presenta fracturamiento en dirección prácticamente perpendicular, por lo que se cree que este, pudiera ser ocasionado por la discontinuidad observada en la sección, ya que la dirección de tal fracturamiento es prácticamente paralelo a la discontinuidad observada.

Por otra parte, en la sección W-E ubicada sobre la calle Vicente Guerrero, también se observó una discontinuidad entre los 250 a 300 m aproximadamente, cerca de esta zona se encuentran las casas afectadas 5 y 10. Mientras que la casa 4 a pesar de encontrarse cercana a la zona de lomas, presenta fracturamiento en dirección perpendicular al contacto estimado. En la misma sección se observa que en el extremo oeste aflora la unidad dos formada por rocas volcánicas, pero debajo de ella también se logra apreciar una capa de sedimentos con menor resistividad, asociados a sedimentos lacustres de alta compresibilidad, por lo que se infiere que dicha intercalación entre las formaciones, genera una zona de lomas poco estable, cercana a la zona de transición.

Las discontinuidades presentes en el basamento de la zona de estudio, se suman a los problemas causantes del fracturamiento en las casas del poblado de Santa María Nativitas, que en algunas zonas pudieran disminuir la estabilidad de los basaltos de la zona de lomas, provocando deslaves, además del fracturamiento del suelo y de las casas habitación ubicadas en la zona lacustre.

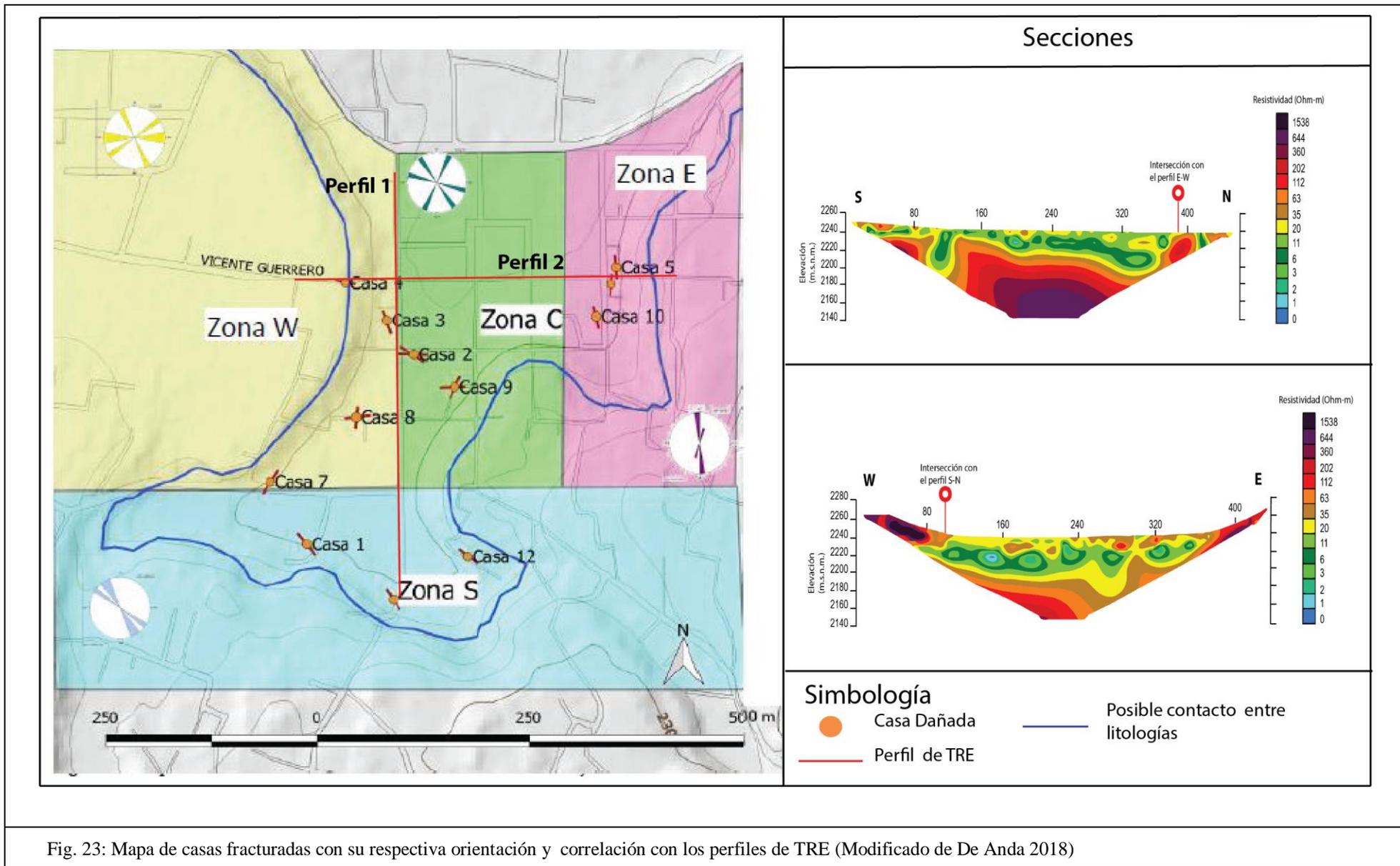


Fig. 23: Mapa de casas fracturadas con su respectiva orientación y correlación con los perfiles de TRE (Modificado de De Anda 2018)

4.1.- Conclusiones

Se logró caracterizar satisfactoriamente la zona de transición en el poblado de Santa María Nativitas, alcaldía Xochimilco. Se observaron dos unidades geoelectricas; la primera de ellas formada por materiales que presentan resistividades menores a 100 Ohm-m, que se asociaron a materiales granulares de relleno, específicamente depósitos aluviales como gravas y arenas gruesas, además de depósitos lacustres formados por arcillas interestratificadas con pómez y cenizas; la segunda unidad geoelectrica, está formada por materiales que presentan resistividades mayores a 100 Ohm-m, que fueron interpretados como rocas de origen volcánico, principalmente andesita y rocas piroclásticas.

Se concluye, que la unidad geoelectrica uno pudiera estar asociada al acuitardo superior del acuífero, ya que en estudios previos como el de Ruvalcaba (2009), se ha definido que tiene un espesor promedio de 20 m y hasta 60 m en la llanura central, además que está conformado por materiales arcillosos. Por otra parte, la unidad dos vincula al acuífero principal formado por rocas volcánicas de gran permeabilidad.

No fue posible observar con precisión el nivel estático del acuífero. Por lo tanto, se recomienda para poder caracterizar con precisión el nivel del acuífero en futuros estudios, aplicar la misma técnica de exploración (TRE) pero con un arreglo tipo Wenner, ya que al ser más sensible a cambios verticales de resistividad funcionaría mejor para tal objetivo, en comparación con el presente trabajo, ya que se utilizó un arreglo dipolo-dipolo que es más sensible a cambios horizontales de resistividad, con el objetivo de caracterizar mejor la zona de transición abrupta. Además, sería conveniente disminuir la distancia entre electrodos para poder tener mayor resolución en las secciones, siempre y cuando se obtenga la profundidad de investigación necesaria para observar dicho nivel.

Se logró caracterizar satisfactoriamente la geometría de las unidades geológicas presentes en el subsuelo, lo que permitió observar discontinuidades en el basamento formado por rocas volcánicas y que fueron rellenadas con materiales granulares lacustres, lo que resta estabilidad a las obras civiles presentes en superficie y que pudo correlacionarse con los datos de las viviendas afectadas. Se debe tener en cuenta que este es un estudio preliminar y que para caracterizar detalladamente las discontinuidades encontradas, se recomienda realizar más estudios de exploración geofísica en las zonas afectadas.

4.2. -Referencias

- Alatraste Guzmán, O. (2005). Xochimilco Aspectos Histórico-Culturales . *Boletín del CELE-UNAM*, 119-139.
- Arango Galvan, C., Arias, A., Salas, J. L., Arellano, J., Macias, S., Gómez Luna, M., & Roldán, O. (2016). *PROYECTO HIDROGEOLOGICO GEOFÍSICO PARA DETERMINAR LAS CAUSAS DEL FRACTURAMIENTO EN LA LOCALIDAD DE SANTA MARIA NATIVITAS, DELEGACION XOCHIMILCO*. Ciudad de México: Facultad de Ingeniería.
- Arango Galván, C., De la Torre González, B., Chávez Segura, R., Tejero Andrade, A., Cifuentes Nava, G., & Hernandez Quintero, E. (2011). Structural pattern of subsidence in an urban area of the southeastern Mexico Basin inferred from electrical resistivity tomography. *Geofísica Internacional*.
- Barrera Mendoza, J. A. (2015). *Empleo del método geofísico Tomografía de Resistividad Eléctrica para la ubicación de un sitio de recarga de acuífero en Xochimilco*. México: UNAM.
- Castro Soto, C. D. (2015). *CARACTERIZACIÓN GEOELÉCTRICA DEL SITIO DE DISPOSICIÓN FINAL PRADOS DE LA MONTAÑA, CIUDAD DE MÉXICO*. México: UNAM.
- Clearbout, J. (1985). *Fundamentals of Geophysical Data Processing With Applications To Petroleum Prospecting*. USA: Blackwell Scientific Publications.
- CONAGUA. (2005). *Estudio Técnico Del Impacto Por la Explotación del Agua Subterránea de los Acuíferos: Cuautitlán-Pachuca, Zona Metropolitana de la Ciudad de México, Texcoco y Chalco-Amecameca*. Ciudad de México.
- Consejo de Evaluación del Desarrollo Social. (2015). *Estadísticas Socio-Demográficas, Delegación: Xochimilco* . Ciudad de México: Consejo de Evaluación del Desarrollo Social.
- De Anda Clemente, Y. A. (2018). *Análisis hidrogeológico sobre el fracturamiento anterior y posterior al sismo del 19S 2017 en casas habitación de Santa María Nativitas, Xochimilco*. Ciudad de México: UNAM.
- De Cserna, Z., De la Fuente Duch, M., Palacios Nieto, M., Triay, L., Mitre Salazar, L. M., & Mota Palomino, R. (1988). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Boletín del Instituto de Geología, UNAM*, 10-57.
- De Cserna, Z., De la Fuente- Duch, M., Palacios Nieto, M., Triay, L., Mitre Salazar, L., & Mota Palomino, R. (1987). Estructura geológica, gravimetría, sismicidad y relaciones neotectónicas regionales de la Cuenca de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Boletín*, 9-23.

- Del Castillo Muris, R. (1978). Ciudad De México. En S. M. Suelos, *El Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en el área Urbana del Valle de México* (págs. 15-45). México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.
- E. Mussett, A., & Aftab Khan, M. (2000). *Looking Into The Earth an introduction to Geological Geophysics*. United Kingdom: Cambridge University Press.
- Enciso de la Vega, S. (1992). Propuesta de nomenclatura estratigráfica de la cuenca de México. *Universidad Nacional Autónoma de México, Instituto de Geología, Revista*, 10(1), 26-36.
- Everett, M. (2013). *Near-Surface Applied Geophysics*. New York: Cambridge University Press.
- García Palomo, A., Zamorano, J. J., Celia López, M., Galván García, A., Valerio, V. C., Ortega, R., & Macías, J. L. (2008). El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México Central. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, vol. 25, 158-178.
- Gil Frausto, K. M. (2015). Identificación y Cartografía del Peligro por Fenómenos de Remoción en Masa que Afectan los Poblados de la Delegación Xochimilco. *Tesis de Licenciatura*. Ciudad De México, México: UNAM.
- González Torres, E. A., Morán Zenteno, D. J., Mori, L., & Martiny, B. M. (2015). Revisión de los últimos eventos magmáticos del Cenozoico del sector norte-central de la Sierra Madre del Sur y su posible conexión con el subsuelo profundo de la Cuenca de México. . *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana.*, 285-297.
- Gutierrez de MacGregor, M. T., González, S. J., & Zamorano, O. J. (2005). Formas del Relieve de la Cuenca de México. En M. T. Gutierrez de MacGregor, S. J. González, & O. J. Zamorano, *La Cuenca de México y sus Cambios Demográfico-Espaciales* (págs. 17-41). México: Instituto de Geografía-UNAM.
- INEGI. (1996). *Cuaderno Delegacional, Xochimilco Distrito Federal*. Ciudad de México: INEGI.
- Lesser Illades, J. M., Sánchez Díaz, F., & González Posadas, D. (1990). Aspectos Geohidrológicos de la Ciudad de México. *Ingeniería Hidráulica en México*, 52-60.
- Luna Cervantes, D. U. (2017). *Estudio Geológico-Geofísico para la caracterización del suelo en la Zona Nor-Poniente de la Ciudad de México*. México: UNAM.
- Luna Izazaga, C. G. (2014). *Respuesta Hidrogeofísica del Acuitardo de la Ciudad de México*. México: UNAM.
- M. Reynolds, J. (1997). *An Introduction to Applied and Environmental Geophysics*. United Kingdom: Wiley.
- Marsal, R. J., & Mazri, M. (1959). *EL Subsuelo de la Ciudad de Méico*. México: Instituto de Ingeniería U.N.A.M.
- Meng Heng, L. (2011). Electrical Resistivity Survey And Data Interpretation. En H. K. Gupta, *Encyclopedia of Solid Earth Geophysics* (págs. 276-283). USA: Springer.

- Meng Heng, L. (2015). *Tutorial: 2-D and 3-D Electrical Imaging Surveys*. Geotomosoft.
- Meng Heng, L. (14 de Agosto de 2018). *ResearchGate*. Obtenido de ResearchGate: <https://www.researchgate.net/publication/285795285>
- Menke, w. (1989). *Geophysical Data Analysis: Discrete Inverse Theory*. San Diego, California: Academic Press, Inc.
- Mooser, F. (1978). Geología del Relleno Cuaternario de la Cuenca de México. En S. M. Suelos, *El Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en el Área Urbana del Valle de México* (págs. 9-13). México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.
- Morales, R., & Nader, F. (1978). Ex-Lagos de Xochimilco y Chalco. En S. M. Suelos, *El Subsuelo y la Ingeniería de Cimentaciones en el Área Urbana del Valle de México* (págs. 83-100). México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.
- Murillo Fernández, R. (1990). Sobreexplotación Del Acuífero De La Cuenca Del Valle De México: Efectos y Alternativas. En S. M. Suelos, *El Subsuelo De La Cuenca Del Valle De México y Su Relación Con La Ingeniería De Cimentaciones A Cinco Años Del Sismo* (págs. 109-118). México: Sociedad Mexicana de Mecánica de Suelos.
- Navarrete, S., Jiménez, B., Navarro, I., & Domínguez, R. (2013). Evaluación del Riesgo al Acuífero de Xochimilco por LLuvias Extremas. *TEcnoogía y Ciencias del Agua*, 103-123.
- Orellana, E. (1982). *Prospección Geoeléctrica en corriente continua parte 1*. Paraninfo.
- Palacky, G. J. (1987). *Resistivity Characteristics of Geological Targets*. In. *Electromagnetic Methods in Applied Geophysics*. OK: Tulsa.
- Resnick, R., Halliday, D., & Krane, K. (1999). *Física Vol. 2*. Ciudad de México: Compañía Editorial Continental.
- Rodríguez, R., & Ochoa, C. (1989). ESTUDIO GEOELECTRICO DEL SISTEMA ACUIFERO DE LA CUENCA DE MEXICO. *Geofísica Internacional*, 191-205.
- Ruvalcaba García, A. (2009). Modelación Matemática Del Comportamiento Hidrogeológico De La Zona Lacustre De Xochimilco, México. *Tesis de Maestría*. México, D.F., México: Universidad Nacional Autónoma De México.
- Serrano, G. A., Perevochtchikova, M., & Carrillo Rivera, J. (2008). Posibles Controles Hidrogeológicos de Impacto Ambiental Por la Extracción de Agua Subterránea en Xochimilco, México. *Journal Of Latin American Geography*, 39-56.
- Serway, R., & Jewett, J. (2004). *Physics for Scientists and Engineers*. Harrisonburg, Virginia: Thomson Brooks/Cole.
- Tapia Varela, G., & López Blanco, J. (2002). Mapeo geomorfológico analítico de la porción central de la Cuenca de México: Unidades morfo genéticas a escala 1:100,000. *Revista Mexicana de Ciencias Geológicas*, V. 19, 50-65.

- Urbieto, J. (2009). *Evaluación de Técnicas de Adquisición 2D y 3D con Tomografía de Resistividad Eléctrica en Pozo, Tesis de Maestría*. Ciudad de México: UNAM.
- Vázquez Sanchez, E., & Jaimes Palomera, R. (1989). Geología de la cuenca de México. *Revista Geofísica Internacional*, 133-190.