



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Estudio Geológico-Geofísico
para la caracterización del
suelo en la Zona Nor-Poniente
de la Ciudad de México**

INFORME DE ACTIVIDADES PROFESIONALES

Que para obtener el título de

Ingeniero Geólogo

P R E S E N T A

David Uriel Luna Cervantes

ASESOR DE INFORME

Ing. Marco Antonio Rubio Ramos



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

AGRADECIMIENTOS

A mis padres Rebeca y Genaro por el apoyo incondicional

A mi hermano por el inicio de una amistad profesional

Al Ing. Marco Rubio por el apoyo y por cada consejo

Al Ing. Carlos Pita por la oportunidad de formar parte de equipo de Geotem
Ingeniería y por el apoyo para la realización de este trabajo.

A mis asesores por sus observaciones

Y al amor de mi vida Lúlu

ÍNDICE

| | |
|---|-----------|
| RESUMEN | 1 |
| ABSTRACT | 4 |
| INTRODUCCIÓN | 7 |
| OBJETIVOS | 9 |
| 1. ANTECEDENTES | 10 |
| 1.1 CONTEXTO GEOLÓGICO REGIONAL | 10 |
| 1.2 ESTRATIGRAFÍA REGIONAL | 10 |
| 1.2.1 ESTRATIGRAFÍA LOCAL | 12 |
| 1.2.2 GEOLOGÍA ESTRUCTURAL DE LA ZONA NOR-PONIENTE | 14 |
| 1.3 ZONIFICACIÓN GEOTÉCNICA | 16 |
| 1.3.1 CONTEXTO GEOTÉCNICO DE LA ZONA NOR-PONIENTE DE LA CIUDAD DE MÉXICO. | 18 |
| 1.4 TOPOGRAFÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO | 18 |
| 1.5 HIDROLOGÍA DE LA ZONA DE ESTUDIO | 19 |
| 1.5.1 TIPO DE ACUÍFERO | 20 |
| 2. METODOLOGÍA | 21 |
| 2.1.1 ESTUDIO GEOLÓGICO-GEOTÉCNICO | 21 |
| 2.1.2 LEVANTAMIENTO GEOLÓGICO | 22 |
| 2.1.3 LEVANTAMIENTO GEOTÉCNICO | 25 |
| 2.1.4 ANÁLISIS PETROGRÁFICO | 28 |
| 2.2 ESTUDIO GEOFÍSICO | 31 |
| 2.2.1 MÉTODO DE EXPLORACIÓN SÍSMICA | 31 |
| 2.2.2 MÉTODO DE EXPLORACIÓN ELECTROMAGNÉTICA | 33 |
| 3.RESULTADOS | 36 |
| 3.1 DESCRIPCIÓN | 36 |
| 3.1.1 CARTOGRAFÍA GEOLÓGICA LOCAL | 36 |
| 3.1.2 ANÁLISIS ESTRUCTURAL LOCAL | 37 |
| 3.3 LARGUILLOS GEOLÓGICO-GEOTÉCNICOS | 42 |
| 3.4 ANÁLISIS PETROGRÁFICO | 48 |
| 3.5 CARACTERIZACIÓN DEL SUBSUELO. | 55 |
| 3.6 DESCRIPCIÓN DE PERFILES | 59 |
| LÍNEA DE EXPLORACIÓN TRS-01 | 59 |

| | |
|--|------------|
| LÍNEA DE EXPLORACIÓN TRS-02 | 60 |
| LÍNEA DE EXPLORACIÓN TRS-03 | 62 |
| LÍNEA DE EXPLORACIÓN TRS-04 | 63 |
| LÍNEA DE EXPLORACIÓN TRS-05 | 64 |
| LÍNEA DE EXPLORACIÓN TRS-06 | 66 |
| LÍNEA DE EXPLORACIÓN TRS-07 | 67 |
| PERFIL GEOELÉCTRICO 01 | 68 |
| PERFIL GEOELÉCTRICO 02 | 69 |
| PERFIL GEOELÉCTRICO 03 | 71 |
| PERFIL GEOELÉCTRICO 04 | 72 |
| MAPAS DE RESISTIVIDAD A PROFUNDIDAD DE 10 Y 20 M | 74 |
| MAPAS DE RESISTIVIDAD A PROFUNDIDAD DE 30 Y 50 M | 75 |
| MAPAS DE RESISTIVIDAD A PROFUNDIDAD DE 75 A 100 M | 75 |
| 3.7 EVALUACIÓN DEL RIESGO GEOLÓGICO | 76 |
| 4 CONCLUSIONES | 79 |
| 5 RECOMENDACIONES | 83 |
| 6 BIBLIOGRAFÍA | 86 |
| APÉNDICE 1. FUNDAMENTOS DE LOS MÉTODOS SÍSMICOS | 89 |
| A1.1 PRINCIPIO FÍSICO DEL MÉTODO DE PROSPECCIÓN SÍSMICA | 89 |
| A1.2 TÉCNICA DEL TENDIDO DE REFRACCIÓN SÍSMICA (TRS) | 90 |
| A1.2.1 PROCESAMIENTO DEL TENDIDO DE REFRACCIÓN | 91 |
| A1.3 TÉCNICA DE ANÁLISIS MULTICANAL DE ONDAS SUPERFICIALES (MASW) | 94 |
| A1.4.1 REGISTRO DE VIBRACIÓN AMBIENTAL | 95 |
| A1.4.1 PROCESAMIENTO DE AUTOCORRELACIÓN ESPACIAL (SPAC) | 96 |
| A1.5 CATEGORÍA DEL SUELO Y LA DETERMINACIÓN DE OTROS PARÁMETROS GEOTÉCNICOS | 99 |
| A1.6 ESPECIFICACIONES DEL EQUIPO SISMICO GEODE | 99 |
| APÉNDICE 2. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO TRANSITORIO ELECTROMAGNÉTICO EN EL DOMINIO DEL TIEMPO | 101 |
| A2.1 PRINCIPIOS TEÓRICOS DEL MÉTODO TRANSITORIO ELECTROMAGNÉTICO EN EL DOMINIO DEL TIEMPO (TDEM) | 101 |
| A2.2 PROCEDIMIENTO INTERPRETATIVO | 106 |
| A2.3 DETALLES DE ADQUISICIÓN | 107 |
| A2.4 INTERPRETACIÓN | 108 |

RESUMEN

Los datos obtenidos y asentados en el presente informe son propiedad de **GEOTEM Ingeniería S.A de C.V.** por lo que, para fines de este reporte, no se mostrarán datos que puedan afectar el convenio de confidencialidad preestablecido.

El análisis geofísico-geológico permite interpretar indirectamente la composición del subsuelo e inferir la configuración de los estratos que lo componen, por lo que la consultora **GEOTEM, Ingeniería S.A. de C.V.** realizó a solicitud de particulares un estudio integral mediante la aplicación de métodos de exploración sísmica de refracción y electromagnética, así como un reconocimiento geológico-geotécnico directo en campo con recuperación de muestra para análisis petrográfico sumado a la recolección de datos estructurales de las diferentes unidades aflorantes.

Las técnicas utilizadas consistieron en Tendido de Refracción Sísmica (TRS), registro de Vibración Ambiental como parte del método sísmico; Respecto al método electromagnético, ésta técnica fue realizada por medio de sondeos Transitorioa Electromagnéticoa en el dominio del tiempo (TDEM o TEM). A partir de los datos registrados con Tendido de refracción sísmica se realizó procesamiento para obtener modelos de velocidad de onda P, y procesamiento de análisis multicanal de ondas superficiales (MASW) para obtener modelos de velocidad de onda S; Con el registro de Vibración Ambiental y mediante el método de procesamiento autocorrelación espacial (SPAC) se generan modelos de velocidad de onda S; Con base en los modelos de V_p y V_s se hace el cálculo de los módulos elasto-dinámicos de las unidades geofísicas. Con los datos registrados mediante los sondeos TEM se configuran perfiles geoeléctricos que aportan un panorama de la distribución electro-estratigráfica a mayor profundidad.

Adicionalmente a los trabajos geofísicos de campo, se realizó un reconocimiento geológico. Este consistió en el recorrido del predio de estudio, así como en zonas circundantes en donde previamente se identificó de manera remota en imágenes satelitales y en los cortes carreteros la presencia de contrastes geológicos de interés.

En el sitio fueron obtenidos datos estructurales de muestras de roca de las unidades analizadas. Se presentan seis larguillos (definidos por un mosaico o secuencia de fotografías que reconstruyen los cortes y afloramientos geológicos donde se observa las unidades someras determinadas en este estudio (Tobas y Andesita) y para las cuales se realizó un cálculo cualitativo visual del RMR (Rock Mass Rating) y RQD (Rock Quality Designation), proponiendo indirectamente su estado de calidad. Con las muestras de roca tomadas en campo se realizó el análisis petrográfico de láminas delgadas.

Se identificaron tres unidades, la unidad U1 está asociada a materiales aluviales y de pie de monte, capa de cobertura y son producto de la alteración de la roca madre y se le asocia con valores de resistividad entre 40 a 75 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, velocidades de onda (V_p) de 300 a 1000 m/s, (V_s) de 140 a 450 m/s.

La Unidad U2 se subdividió por presentar un cambio en granulometría, la subunidad U2a está asociada a tobas y andesitas alteradas e intensamente fracturada, presenta valores de resistividad entre 75 a 175 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, velocidad de onda (V_p) entre 1000 – 2300 m/s, (V_s) entre 450 y 1100 m/s; la subunidad U2b se asocia a andesitas de moderado fracturamiento, con valores de resistividad mayores a 175 $\text{ohm}\cdot\text{m}$, velocidad de onda (V_p) entre 2300 a 2900 m/s y (V_s) entre 1100 y 1400 m/s. La unidad U3 se subdividió para una mejor correlación, la subunidad U3a está asociada a posibles horizontes arcillosos, presenta valores de resistividad entre 1° a 30 $\text{ohm}\cdot\text{m}$ y por estar por debajo de la profundidad de exploración de los Tendidos de refracción sísmica, no se asocian valores de onda (V_p y V_s); La subunidad U3b es el basamento de los perfiles y se asocia con posibles intercalaciones de depósitos vulcanosedimentarios.

Con los resultados del levantamiento geológico se hizo una propuesta de exploración geofísica somera con ayuda de los Tendidos de Refracción Sísmica para saber el contacto entre la Toba alterada y la Andesita, para el contacto de las unidades a mayor profundidad se utilizó el sondeo Transitorio Electromagnético en el dominio en el Tiempo, método que nos proporciona una buena interpretación del terreno.

El estudio exploratorio nos proporciona buenos modelos del subsuelo para realizar una mejor distribución de exploración directa. Con los Sondeos de Penetración

Estándar, método que mide la capacidad de resistencia al corte directo; muestreo de suelo blando con tubos shelby, se realizan pruebas de laboratorio como Triaxiales y de compresión simple, consolidaciones. Pozos a cielo abierto para obtención de muestras cúbicas y medición de nivel freático.

La suma de los estudios de exploración y correlación de métodos directos, ayudan a el diseño cimentación de pilas, pilotes o losas y la obtención de los bulbos de esfuerzos máximos para la construcción del complejo y propuestas para prevenir posibles deslizamientos en laderas.

Abstract

Data obtained in this report are the property of GEOTEM Ingeniería S.A de C.V. therefore, for the purposes of this report that specific information that may affect the pre-established confidentiality agreement will not be shown.

Acquisition of geophysical-geological data and further analysis allows to reveal indirectly the composition of the subsoil and also to infer the geometric configuration of the subsurface strata. For this reason is why the private consultancy **GEOTEM, Ingeniería S.A. of C.V.** carried out, upon the request of individuals, an integral survey on the study area through the application of refraction and electromagnetic seismic exploration methods, as well as with direct geological-geotechnical reconnaissance in the field and involving sample recovery for petrographic studies. Such analysis was complemented with the collection of structural data on different outcropping units

Used geophysical techniques consisted mainly on a series of Seismic Refraction Layering (TRS) surveys and record of Environmental Vibration, both belonging to the seismic method. In regarding the electromagnetic method, this technique was carried out by electromagnetic transient probes on the time domain (TDEM or TEM). From the data recorded with Seismic Refraction Layer, processing was performed to obtain P-wave velocity models; Multichannel Surface-Wave Analysis (MASW) processing was applied in order to obtain S-wave velocity models.

S wave velocity models were generated with the Environmental Vibration record and by the spatial autocorrelation (SPAC) processing method.

Elasto-dynamic modules of the geophysical units are calculated based on the V_p and V_s models. With the data recorded by the TEM probes, geoelectric profiles are configured in order to provide an overview of the electro-stratigraphic distribution units at deeper levels.

In addition to geophysical field work, a geological survey was also carried out. It consisted on a field trip to the study site although geologic recognize was done in surrounding areas. Where geological contrasts were previously identified remotely by satellite imagery surveys were performed but also on road sections as the assessment was ongoing.

At the site, structural data from the analyzed units were obtained and on same location rock samples were taken. Six strands (defined by a mosaic or sequence of photographs used on this study to reconstruct the geological outcrops and outcrops) where the shallow (Tuffs and Andesite) units were determined and for which a visual qualitative calculation of RMR (Rock Mass Rating) and RQD (Rock Quality Designation) was done. Such analysis served to propose an indirectly state of rock quality. With the rock samples previously taken, petrographic analysis on several thin sections was done.

With the results of the geological survey a proposal was made for shallow geophysical exploration. This decision was made with the aid of the Tendencies of Seismic Refraction in order to further delineate the contact between the altered Tuff unit and the Andesite flow. To determine the contact of the units at greater depth Transient electromagnetic sounding in the time domain was used. This is a reliable method that provides us a good data for the interpretation of the terrain.

Hence, three units were identified, unit U1 has been associated to alluvial and foothill materials. This is a cover layer and is the product of the alteration of the mother rock. It is associated with resistivity values between 40 and 75 ohm * m, Vp velocities on the range between 300 to 1000 m / s and Vs data ranging from 140 to 450 m / s.

On this report a U2 unit was identified and it was further subdivided in two units according to its change in grain size (granulometry test). The U2a subunit is associated with altered and heavily fractured tuffs and andesite flows, it has resistivity values between 75 and 175 ohm * m, wave velocity (Vp) between 1000-2300 m / S, (Vs) between 450 and 1100 m / s. The U2b subunit is associated with moderate fracturing andesites, displaying resistivity values greater than 175 ohm * m, wave velocity (Vp) between 2300 and 2900 m / s and (Vs) on the range of 1100 to 1400 m / s.

The deeper U3 unit was also subdivided for a better correlation. The subunit U3a is associated to the possible presence of clay horizons, it has values of resistivity between 1 and 30 ohm * m and is far below the depth of exploration of the seismic

refraction tendencies and it has not associated Wave values (V_p and V_s). The subunit U3b represents the basement of the geologic profiles and has been associated with possible intercalations of vulcanosedimentary deposits (according to literature reviews).

With the aid of Standard Penetration Probes (a method that measures the resistance to direct cutting), Shelby tubes for soil sampling test, geotechnical laboratory assays (such as triaxial and simple compression stress), consolidations assessment, shallow open pit wells (to obtain cubic samples) and finally water table measurement, the exploratory study (geophysical-geological) provides us with more consistent models of the subsoil geometry and therefore for a better distribution knowledge valuable for direct exploration.

The integración of exploration and correlation studies by direct methods help us to design the foundation of piles, piles or slabs and allow us in obtaining the bulbs of maximum efforts for design and the construction of the projected building complex and proposals to prevent possible slippers on slopes

INTRODUCCIÓN

El reconocimiento geológico es fundamental en los proyecto de exploración geotécnica y este debe ser el eje en todas las etapas, desde la planeación hasta el monitoreo, incluso después de terminada la obra o construcción. Así el necesario complemento para caracterizar un problema se basa en uno o mas métodos geofísicos. Con base a la caracterización geológica, los métodos indirectos toman mayor confiabilidad y se puede establecer una mejor correlación entre las propiedades físicas medidas indirectamente y la naturaleza geológica del subsuelo. Al realizar el reconocimiento geológico en campo, es indispensable tomar muestras de las unidades que afloran, para posteriormente analizarlas petrográficamente en láminas delgadas, realizando de esta forma un dictamen adecuado de laboratorio para asignar una litología a dichas muestras ejerciendo mayor soporte en su clasificación y definir los estudios geofísicos pertinentes

Los métodos de exploración sísmica han tenido éxito en el área de la geotecnia debido a la fortaleza de las técnicas de procesamiento de datos utilizadas y obtener modelos de velocidad de onda tanto de compresión (P) y de cizalla (S), sobre todo porque a partir de la obtención de modelos de onda S, mediante análisis multicanal de onda superficial (MASW) y/o autocorrelación espacial (SPAC), se puede conocer indirectamente el comportamiento elasto-dinámico de los estratos a través del cálculo de los módulos de Young, de Rigidez y la relación de Poisson.

El método de refracción sísmica es uno de los más utilizados en la exploración geotécnica. El análisis del arribo de la onda P permite inferir la distribución de estratos tomando como parámetro de contraste la impedancia acústica, ya que este parámetro está directamente relacionado con la densidad y velocidad de onda de compresión (P). En contraste, para el análisis de velocidad de onda de cizalla (S) se emplean métodos más recientes que el de refracción, y que también han sido utilizados con éxito en diversos campos de aplicación, siendo la

geotecnia una de las disciplinas donde más se aplica debido a que, mediante estos análisis se aproxima con precisión modelos de velocidad de onda a partir del análisis de ondas superficiales. Si se conocen los modelos de onda S se puede inferir las características elasto-dinámicas de los estratos. Estos módulos son de importancia para el cálculo estructural y el diseño ingenieril en cualquier tipo de construcción a mediana y a gran escala.

Mediante el método Transitorio electromagnético en el dominio del Tiempo (TDEM o TEM) es posible modelar las características eléctricas del subsuelo una dimensión. Si se programa una distribución uniforme de sondeos en la zona de estudio, y empleando métodos de interpolación adecuados, es posible crear perfiles 2D que permiten inferir la continuidad lateral de los contrastes verticales de resistividad.

La integración de resultados de exploración geofísica con el soporte del reconocimiento geológico permite generar una interpretación robusta del contexto litológico-estructural del subsuelo, lo cual ofrece una base de conocimientos que, a pesar de seguir siendo indirecta, reduce la incertidumbre e incrementa el éxito exploratorio, permite hacer propuestas para ubicación de pruebas directas que contribuyan con las siguientes etapas de caracterización y/o construcción en el predio ya con una mejor toma de decisiones.

OBJETIVOS

- El principal objetivo consiste en sustentar, por medio de la experiencia adquirida, la suficiencia profesional en el ámbito de la industria.
- Realizar un reconocimiento geológico-geotécnico, determinando superficialmente la distribución de las unidades geológicas, así como su calidad y su relación con discontinuidades como fracturamiento y fallamiento.
- Diseñar una propuesta de exploración con ayuda de los datos geológicos recolectados en campo, por la presencia de diferentes unidades geológicas y el reconocimiento de estructuras geológicas, implementar una exploración geofísica para generar un modelo geológico-geofísico que ayude al diseño de cimentación.
- Identificar la estratigrafía con base en la aplicación de métodos indirectos.
- En base a lo anterior generar un modelo de distribución de propiedades sísmicas (velocidades de onda P y S) del subsuelo en un área determinada a una profundidad del orden de 50 m tomando como propiedad física las velocidades de onda de compresión y de cizalla a partir de la aplicación de métodos de exploración sísmica de fuente activa (Refracción y Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW) y pasiva Autocorrelación Espacial (SPAC)).
- Sustentar un modelo morfológico del subsuelo a una profundidad de 150m tomando como propiedad física la resistividad eléctrica a partir de la aplicación del método Transitorio Electromagnético en el dominio del tiempo (TDEM o TEM).
- Establecer mediante el análisis petrográfico, la composición mineralógica de los elementos geológicos identificados en campo de manera detallada y proponer una clasificación petrogenética concreta.
- Proponer las acciones necesarias para la verificación de zonas con mayor interés geotécnico.

1. ANTECEDENTES

1.1 Contexto geológico regional

La Cuenca de México es una provincia geomorfológica enclavada en la porción centro-oriental de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM). Consiste en una planicie predominantemente con sedimentación lacustre, a una altitud aproximada de 2,240 m.s.n.m, rodeada por elevaciones montañosas volcánicas de diversas altitudes (i.e.: Popocatepetl, 5,454 m.s.n.m), aisladas y agrupadas en pequeñas serranías que bordean la cuenca.

1.2 Estratigrafía Regional

Diversos estudios geológicos señalan que del Aptiano al Turoniano Tardío, (Cerca, 2004), prevaleció la sedimentación marina calcárea en donde hoy se encuentra lo que actualmente constituye la Cuenca de México. La sedimentación calcárea cambió a detrítica marina turbidítica, en el intervalo de tiempo comprendido entre el Coniaciano y Campaniano Temprano.

Las secuencias de edad cretácica fueron plegadas en el transcurso del Maestrichtiano al Eoceno Temprano. Durante el Eoceno Tardío-Oligoceno Temprano, la sedimentación clástica producto de la denudación de la zona de sierras, fue contemporánea con el vulcanismo Terciario caracterizado por efusiones volcánicas de composición intermedia y ácido, fallamiento normal conjugado con desplazamiento lateral derecho. Hacia el Oligoceno Tardío-Mioceno Temprano la continuidad discreta de la actividad ígnea dio lugar al emplazamiento de rocas volcánicas calci-alcálicas de composición variable (andesítica a riolítica) relacionadas petrogenéticamente a la paleo-convergencia entre las placas oceánica de Farallón y continental Norteamericana.

Las rocas volcánicas de composición calci-alcálicas del Mioceno Medio y Tardío, marcan el inicio de la subducción de la placa oceánica de Cocos debajo de la continental Norteamericana.

Otros eventos volcánicos que forman parte de la Faja Volcánica Transmexicana y asociadas a un régimen tectónico y a fallas normales regionales del Plio-Cuaternario, están representadas por: andesitas basálticas, andesitas y dacitas calci-alcálicas del Plioceno Temprano, del Plioceno Tardío y del Cuaternario.

La actividad magmática también están representada por basaltos alcalinos y calci-alcálicos del Plio-Cuaternario y por basaltos, andesitas basálticas y andesitas calci-alcálicas del Cuaternario. Chavéz Aguirre (2008) proponen a partir de los estudios previos de Vasquez y Jaimes (1989) presenta un esquema de las diferentes columnas estratigráficas para la cuenca de la Ciudad de México, proponiendo la siguiente columna estratigráfica para la Cuenca de México, (Figura 1.1). La zona de estudio se encuentra asociada a rocas del Cuaternario.

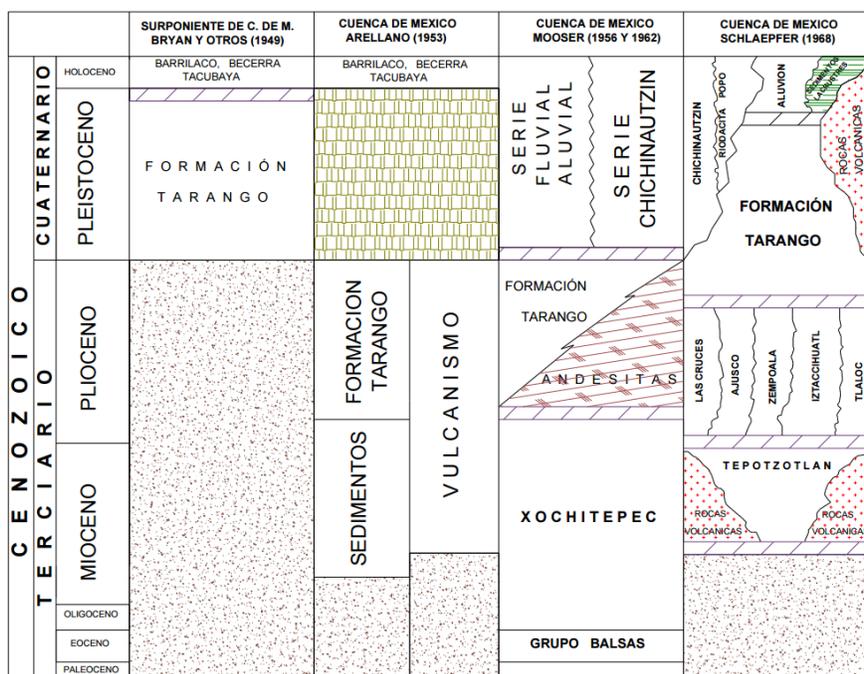


Figura 1.1. Esquema de las diferentes columnas estratigráficas propuestas para la Ciudad de México (Chávez Aguirre, 2008).

1.2.1 Estratigrafía Local

A escala local la base de la secuencia está representada por derrames de lava, brechas, tobas y conglomerados del Cenozoico Inferior, alcanzando espesores variables de pocos metros hasta 200 m, los conglomerados corresponden con el denominado Grupo El Morro; en el Paleogeno Tardío, después de un periodo erosivo se dan acumulaciones de lavas, brechas y tobas de composición andesítica con espesores variables que van de pocos metros hasta los 800 m, estos materiales corresponden con el Súper-Grupo Pachuca, (Chavez-Aguirre.2008)

Al inicio del Neógeno, una nueva actividad volcánica arroja lavas andesíticas, tobas y brechas, con espesores de hasta 700 (m). En la parte final del Neógeno un consecutivo periodo volcánico origina avalanchas ardientes compuestas de tobas, pómez y brechas, cuyos espesores alcanzan los 200 m, estos materiales se encuentran interdigitados con depósitos fluviales de la Formación Tarango (Chavez-Aguirre.2008).

Finalmente la actividad volcánica más reciente corresponde con el vulcanismo de la Sierra de Guadalupe. Los cambios petrológicos son evidentes, mientras que la Sierra de Guadalupe se encuentra compuesta por andesitas y traqui-andesitas, la zona de Barrientos (frontera geológica entre ambas sierras) presenta andesitas de hornblenda, mientras que hacia el oriente, en la zona propiamente de la Sierra de Guadalupe, la composición cambia a rocas dacíticas, lo cual tiene sentido en términos temporales ya que la evolución magmática pasa de composición intermedia (dacitas y andesitas de la Sierra Las Cruces) a intermedia máfica (Traqui-andesitas de la Sierra Las Cruces) asociada con la evolución de la diferenciación magmática del arco volcánico continental que compone la porción central de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM)(Figura 1.2). Cronoestratigráficamente La Sierra de las Cruces al poniente es el elemento con más rocas volcánicas recientes, datadas en el Plioceno-Pleistoceno (Palomo et al 2008.) La Sierra de Guadalupe, queda restringida en un periodo temporal entre el

Plioceno temprano y el Plioceno Tardío mientras que el elemento de la Sierra y Graben de Barrientos abarca el Mioceno Temprano, siendo el más alterado y erosionado, (Figura 1.3).

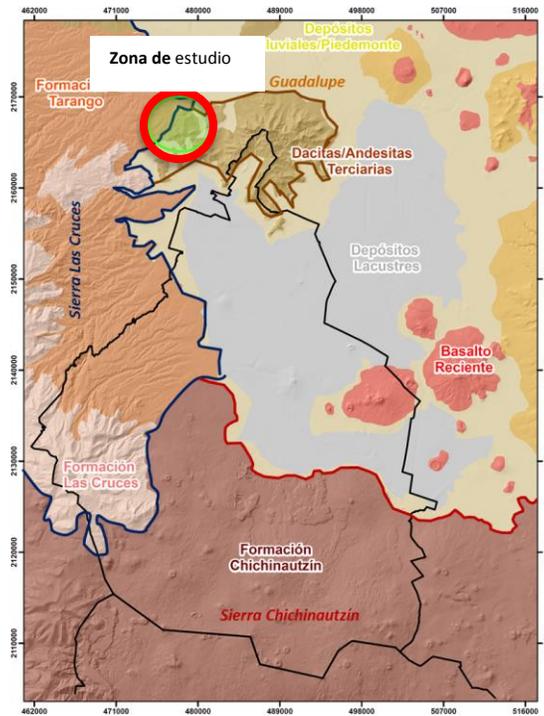


Figura 1.2. Mapa Geológico-Geomorfológico de la cuenca del Valle de México, realizado con ayuda del Modelo digital de elevación, INEGI

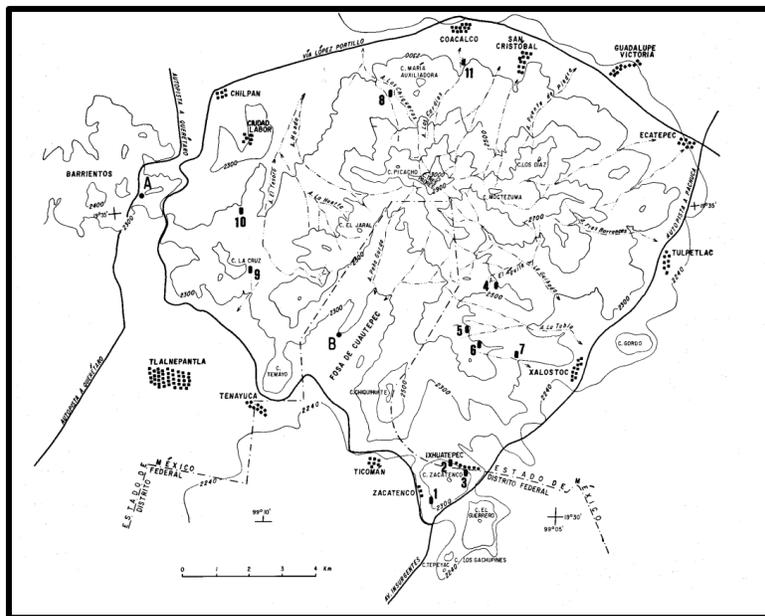


Figura 1.3. Esquema Geomorfológico de la Sierra de Guadalupe (Hubp 1996)

1.2.2 Geología estructural de la zona nor-poniente

La zona de estudio se encuentra dentro de un área alojando numerosos aparatos volcánicos, lavas y productos asociados que varían en edad del Neógeno Medio al Cuaternario.

Varios factores geológicos se conjuntan para dar origen a la Cuenca del Valle de México, provincia con un alto riesgo sísmico. El primer factor se encuentra asociada a la actividad ígnea y sus sistemas complejos de fallas regionales y fracturas conjugadas (Figura 1.4), que forman sistemas de fosas y pilares tectónicos. Las fosas están rellenas con potentes espesores de sedimentos lacustres intercalados con flujos de lavas y piroclastos, lo que indica el hundimiento del basamento, debido a la emersión regional de la Faja Volcánica Transmexicana, por la actividad magmática asociada a la subducción de la Placa de Cocos.

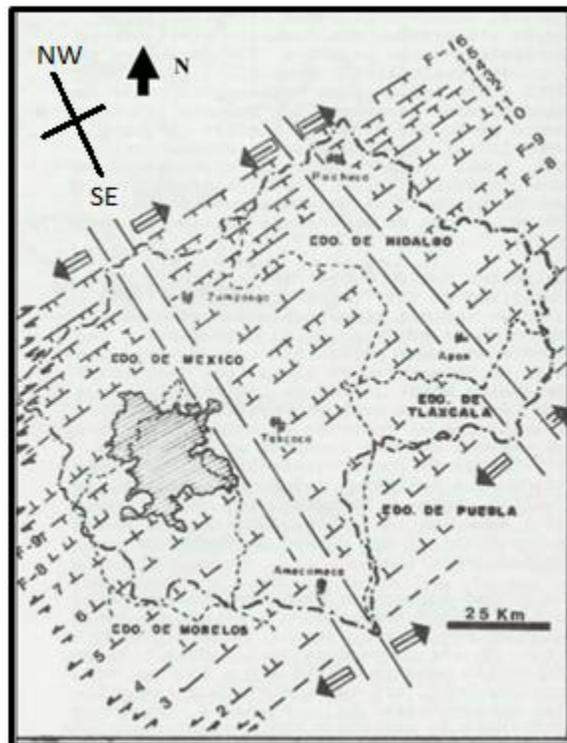


Figura 1.4. Bosquejo general de las orientaciones de las fallas y fracturas conjugadas, dentro de la Cuenca del Valle de México, (Marín y Aguayo, 1989).

Dentro de la Cuenca de México se tienen elementos estructurales altos y depresiones locales a diferentes niveles estratigráficos, los cuales se originan por la influencia regional de fallas y fracturas conjugadas NE-SW y NW-SE,(Marín y Aguayo, 1989), tal como se aprecia en las Figuras 1.4 y Figura 1.5, las barrancas de la región occidental, drenan hacia a cuenca.

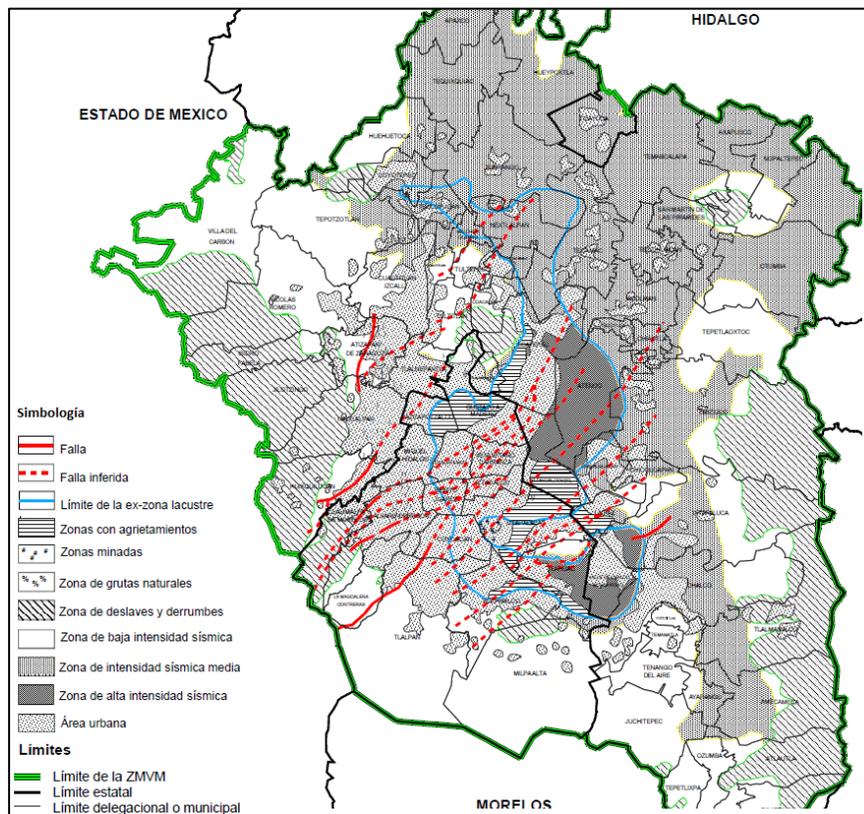


Figura 1.5. Mapa general de las fallas registradas e inferidas, correspondientes a la orientación NE-SW, Fideicomiso de Estudios Estratégicos sobre la Ciudad de México, Gobierno del Distrito Federal, 2000.

En la zona de estudio, dentro de la Sierra de Guadalupe se tiene, un estudio elaborado por García-Palomo y colaboradores (2008), muestra adicionalmente la presencia de un sistema de fallas normales conjugadas con orientaciones Este-Oeste y Noreste-Suroeste, aunque existe un claro dominio del sistema Este-Oeste, sobresaliendo La Falla La Quebrada y Tlayacampa que conforman el Graben de Barrientos. En general, las fallas tienen un comportamiento normal, asociado a esfuerzos propios del arco magmático que compone la Faja Volcánica Transmexicana, las zonas de cizalla tienen zonas de influencia del orden de 3 a 4

m compuestas por brechas características con material fragmentado en bloques (Figura 1.6).

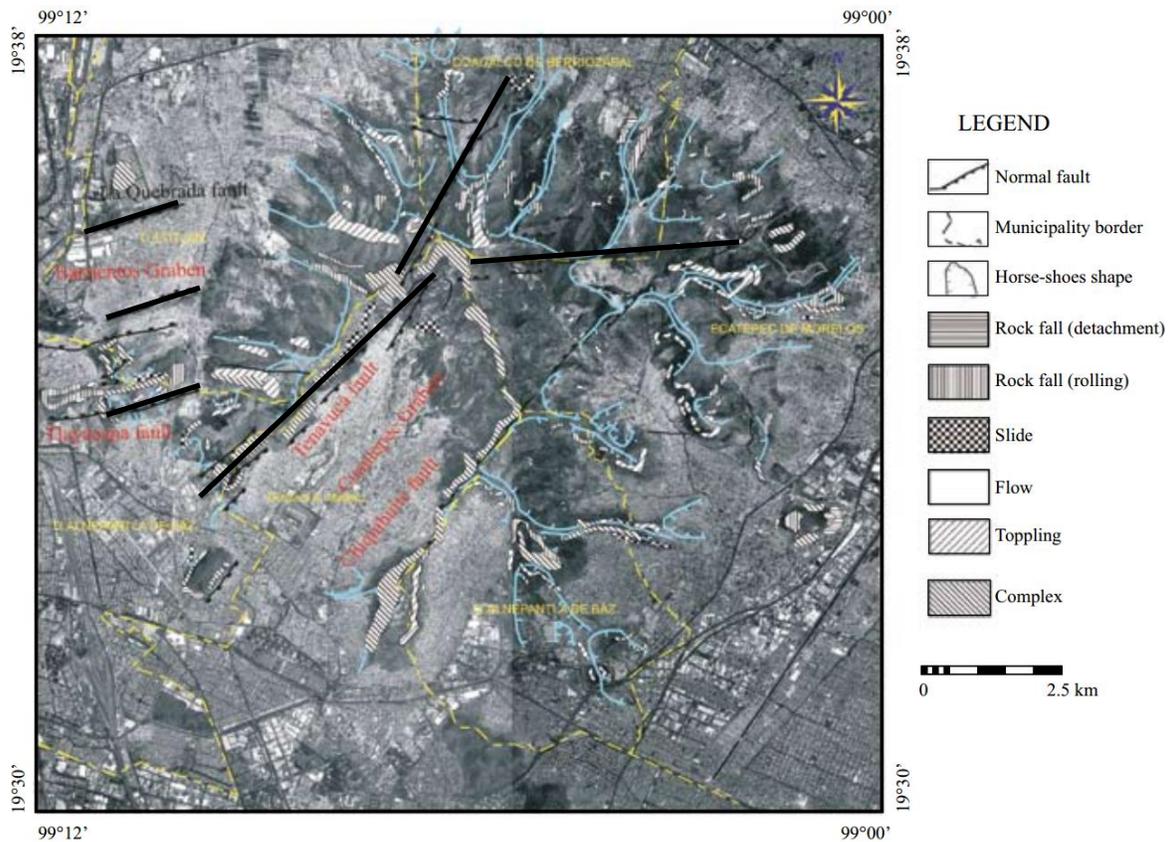


Figura 1.6. Localización de los sistemas de fallas en la Sierra de Guadalupe y en la zona de Barrientos, (Palomo, 2008)

1.3 Zonificación Geotécnica

De acuerdo con el Reglamento de Construcciones para el Distrito Federal (actual Ciudad de México, CDMX) y sus Normas Técnicas Complementarias para Diseño y Construcción de Cimentaciones (2004), la CDMX puede dividirse, desde el punto de vista geotécnico en tres zonas (Figura 1.7).

Zona I. Lomas, formadas por rocas o suelos generalmente firmes que fueron depositados fuera del ambiente lacustre, pero en los que pueden existir, superficialmente o intercalados, depósitos arenosos en estado suelto o cohesivos relativamente blandos. En esta zona, es frecuente la presencia de oquedades en

rocas, de cavernas y túneles excavados en suelos para explotar minas de arena y de rellenos no controlados.

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

Zona III. Lacustre, integrada por potentes depósitos de arcilla altamente compresibles, por tener un gran contenido de agua (Carreón, 2006) separados por capas arenosas con contenido diverso de limo o arcilla. Estas capas arenosas son generalmente medianamente compactas a muy compactas y de espesor variable de centímetros a varios metros. Los depósitos lacustres suelen estar cubiertos superficialmente por suelos aluviales, materiales desecados y rellenos artificiales; el espesor de este conjunto puede ser superior a 50 m. La zonificación Geotécnica se representa en el Figura 1.7.

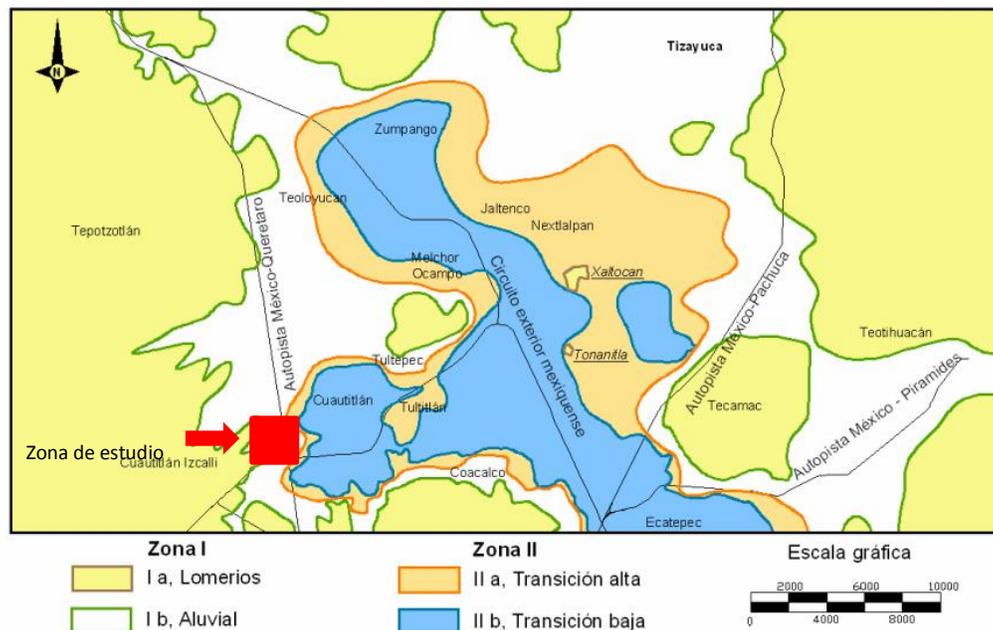


Figura 1.7. Zoniamiento para la Ciudad de México. Tomado de la propuesta de zonificación para el norte del valle de México, (Valencia, 2007).

La zona de estudio se encuentra localizada en una zona I de lomeríos, de acuerdo con el contexto geológico se encuentra compuesta por diferentes elementos geológicos ya que coincide con una transición geológica de la Formación Tarango a las vulcanitas que componen la Sierra de Guadalupe, por lo que no se descarta la presencia de cambios litológicos verticales y/o laterales ya sean estratigráficos o tectónicos que impliquen un riesgo más elevado de la estabilidad convencional que se asocia a las zonas de lomerío en el Valle de México.

1.3.1 Contexto Geotécnico de la zona Nor-Poniente de la Ciudad de México.

En la zona lacustre de la cuenca endorreica de México, la alta compresibilidad de las arcillas y el consecuente agrietamiento asociado a la explotación histórica de los mantos acuíferos, por diferentes mecanismos dificultan la edificación y conservación de vivienda. En la zona de transición, Zona II, la heterogeneidad del suelo y el fracturamiento en áreas de contacto abrupto entre suelos blandos y firmes afectan también las construcciones. En la zona de lomas al Nor- Poniente de la ciudad, son comunes los rellenos sueltos, los sanitarios y las galerías de minas antiguas así como las laderas o cortes artificiales inestables y los sistemas de fallas regionales NE/SW y los E/W son más intensos.

1.4 Topografía de la zona de estudio

La zona de estudio se localiza al Nor-Poniente de la Ciudad de México, dentro del municipio Cuatitlán Izcalli, perteneciente al Estado de México. El sistema coordinado utilizado en este trabajo fue el Universal Transveral de Mercator (UTM) con el Datum WGS84. Las coordenadas del sitio no fueron puestas en este reporte por fines de confidencialidad. La zona presenta diferencias topográficas, que van de los 2389 a 2297 m.s.n.m. , como se aprecia en el Modelo Digital de Elevaciones en la Figura. 1.8. Esto es resultado de la interacción tectónica entre la Cuenca de México y la Faja Volcánica Transmexicana.

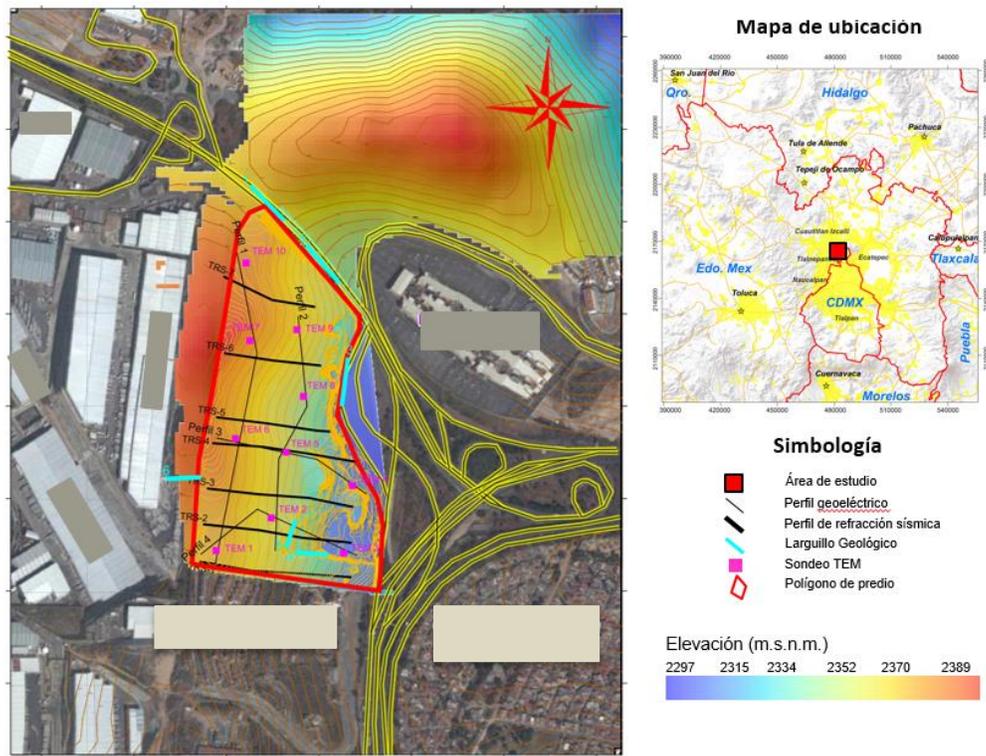


Figura 1.8. Mapa Regional con Modelo Digital de Elevaciones.

Topográficamente la zona de estudio se encuentra emplazada en los remanentes de lomeríos cuya composición geológica queda escasamente expuesta ante los múltiples avances de la urbanización.

Ante la intensa modificación de los elementos antropogénicos el modelo levantado por el INEGI, únicamente muestra el modelo digital de la zona que se ha verificado y que no ha variado por la actividad antropogénica (Figura 1.8).

1.5 Hidrología de la zona de estudio

La zona de estudio de acuerdo a la clasificación de las Provincias Fisiográficas hecha por Alvarez (1961), se encuentra dentro de la Provincia Fisiográfica del Eje Neovolcánico (para fin del presente estudio se considerará como la Faja Volcánica Transmexicana). La provincia se caracteriza por conformar una extensa altiplanicie rodeada por sierras volcánicas, con abanicos y llanuras aluviales. Localmente la zona de estudio se encuentra cubierta por suelos.

1.5.1 Tipo de Acuífero

De acuerdo a la clasificación de Provincias Fisiográficas, la zona de estudio aloja al acuífero de Cuatitlán-Pachuca, perteneciente a la Provincia Hidrológica No.26 de CONAGUA.

Dentro de la secuencia volcánica Oligo-Miocénica se encuentra la unidad hidrogeológica denominada Volcánicos Inferiores del Cenozoico, que está representada por materiales riolíticos, con algo de material dacítico intercaladao con material andesítico, hacia la cima se presenta un predominio de materiales andesíticos; esta unidad puede dividirse en dos unidades:

- La unidad basal está representada por los materiales riolíticos, donde el fracturamiento es moderado, al cual se le atribuye una permeabilidad baja o escasa, unidad que funge como capa confinante de posibles acuíferos profundos.
- La unidad superior corresponde con los materiales andesíticos, con intenso fracturamiento, asociada con brechas volcánicas poco consolidadas y tobas arenosas, de grano grueso y bastante alteradas , por lo que le atribuye una buena permeabilidad, constituyen el principal acuífero profundo.

Sobre la unidad anterior descansa una secuencia de materiales basálticos del Cenozoico, la cual está considerada dentro de la unidad geohidrológica denominada Volcánicos Superiores del Neógeno. Dentro de esta unidad se incluye a la secuencia de basaltos, brechas y tobas intercalada con materiales piroclásticos finos y sedimentos lacustres, que probablemente correspondan con la segunda actividad volcánica del Cenozoico; de acuerdo con la estructura que presentan se consideran altamente permeables.

Finalmente sobre esta última secuencia tenemos arenas, arcillas y tobas poco permeables del Cuaternario-Reciente, además de derrames de lava intercalados por tobas, comúnmente drenadas pero con buena permeabilidad; estos materiales constituyen la unidad hidrogeológica del Cuaternario. Localmente constituyen acuíferos subordinados de baja capacidad productora. De acuerdo

a los materiales que conforman el valle, se considera que el acuífero de Cuautitlán-Pachuca es de tipo semiconfinado.

2. METODOLOGÍA

2.1 Características generales

Las actividades y los objetivos de un reconocimiento geológico-geotécnico dependen directamente del proyecto u obra a realizar y de las características del terreno donde se sitúa, este último dato es resultado de la campaña que en muchos de los casos solo se hace para el lugar de estudio, en este proyecto se hace un reconocimiento dentro y fuera del predio para tener una mejor correlación con la geología regional y local.

2.1.1 Estudio Geológico-Geotécnico

Con el objetivo de generar un marco geológico local de la zona de estudio, así como el ofrecer una herramienta integral que permita conocer el modelo conceptual orientado a la geotécnica de la zona de estudio, se ha ejecutado un levantamiento geológico, por medio de la combinación integral de herramientas directas e indirectas.

El macizo rocoso es el conjunto de bloques de matriz rocosa y de discontinuidades, por lo que su clasificación es fundamental en la ingeniería geológica.

Para el levantamiento de datos en campo el procedimiento se dividió en tres fases, cada una con sus respectivos procedimientos, con el fin de garantizar la calidad de la información.

Para el levantamiento de datos el equipo indispensable de campo fue conformado por los siguientes elementos:

1. Brújula tipo Brunton.
2. Posicionador satelital (GPS).
3. Equipo de muestreo para rocas y sedimentos, (bolsas y marcadores).
4. Martillo o Pica.

5. Lupa con diez (10X) o de veinte (20X) aumentos
6. Imán
7. Ácido clorhídrico diluído al 10%
8. Cinta métrica (50 m)
9. Libreta de Campo
10. Computadora portátil para el acopio y análisis de datos.
11. Cámara fotográfica digital.
12. Mochila para muestras
13. Chaleco debidamente identificado
14. Botas

2.1.2 Levantamiento Geológico

Trabajo de campo

Los trabajos de campo en el área de estudio consistieron en la verificación puntual de cambios morfológicos y a lo largo de cortes carreteros y taludes dentro del predio y en los alrededores. Estos también fueron reconocidos en imagen satelital y en las imágenes de las carreteras aledañas en *Google Street View*.

Una vez posicionados en el punto de verificación se realizó la descripción macroscópica de muestra de mano, correspondiente de la litología, adquisición de datos estructurales necesarias, la toma de fotografías y las mediciones de los estratos u otros elementos de interés para la clasificación geomecánica cualitativa. Los puntos levantados fueron ubicados geodirectamente con un posicionador Satelital (GPS®) marca Garmin.

En las zonas donde se han registrado cambios litológicos, se tomaron muestras de roca con el objetivo de caracterizar la litología de la zona y realizar los estudios especiales de petrografía microscopica, para obtener su composición mineralógica. En la figura 2.1 se muestran los puntos y tracks de verificación geológica en la zona de estudio.



Figura 2.1. Puntos de Verificación geológica puntual

Muestreo

Descripción de muestras de mano:

Composición: Minerales, Líticos, y matriz estimando porcentaje con respecto a la muestra recolectada

Textura: Granular, Terrosa, Jabonosa, Compacta, Fisil etc.

Forma: Elipsoidal o redondeada, (Tabla 2.1 diagrama de Zingg)

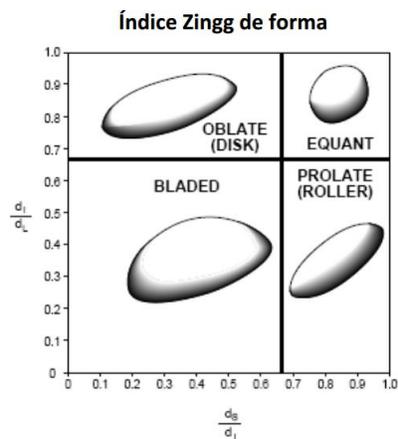


Tabla 2.1. Diagrama de Zingg (1935) para determinar redondez y esfericidad de partículas.

De donde:

di= diámetro intermedio

dl= diámetro mayor

ds= diámetro menor

Empaque: Contacto entre las aristas de los clastos, o presencia y grado de cementación.

Orientación: dirección preferencial de los clastos

Las dimensiones de las muestras fueron superiores a 20 cm de diámetro para evitar problemas durante la preparación de las láminas delgadas. El mínimo grado de alteración de las muestras debió de ser asegurada para no tener problemas en la interpretación descriptiva de la muestra.

Cartografía Geológica

Para la información topográfica del Modelo Digital de Elevación (DEM, por sus siglas en inglés), esta fue recopilada de la base del Continuo de Elevaciones Mexicano de Instituto Nacional de Estadística y Geografía (INEGI). La topografía del predio fue proporcionada por el cliente y los datos del levantamiento geológico y geofísico fue conjugada en una actualización del DEM, producto de la integración de todos los datos anteriores.

Este modelo asocia la imagen satelital más reciente de Google Earth que funcionaron como base para realizar fotointerpretación cualitativa una vez vaciados los datos del levantamiento, con lo cual fue finalmente generado un mapa geológico local de la zona de estudio.

Con base en la caracterización de las muestras (macro y microscópicamente), los contactos caracterizados en campo y utilizando las imágenes adquiridas en el levantamiento, se realizaron 6 "larguillos geológicos" (El larguillo geológico nos ayuda en la etapa de exploración para la correlación de diferentes litologías, estructuras y estimaciones para la obtención de RMR visual), en la zona de estudio conformados por un mosaico de imágenes, simulando una panorámica larga en donde se zonifican las características principales levantadas con el objetivo de

fundamentar posteriormente el trazo de los contactos en la cartografía geológica.

Análisis Estructural

Se colectaron datos de las estructuras que se identificaron en campo y los datos se vaciaron en planos de estratificación, orientación de los clastos (si la tienen), fracturamiento de las rocas (familias asociadas y sus relaciones de corte).

Para el levantamiento estructural de cada una de las familias se siguen los siguientes pasos:

1. Reconocimiento de la estructura
2. Relaciones con las estructuras existentes
3. Ubicación de la estructura con el GPS
4. Toma del dato estructural de discontinuidades con brújula tipo Brunton
5. Medición de la discontinuidad (longitud, espesor, rugosidad, espaciamiento)
6. Graficar el dato (si se tiene oportunidad) para verificar la medición
7. Recolección de muestra

Los datos recopilados en campo, fueron descargados en el programa Stereo ® con nomenclatura Dip/Dip Direction (echado y dirección del echado) con el objetivo de evitar confusiones en la nomenclatura tradicional de la mano derecha. Se obtuvo la tendencia de las fracturas, fallas y pseudoestratificaciones elaborando un estereograma que funcionó como interpretación estructural

2.1.3 Levantamiento Geotécnico

Para caracterizar un macizo rocoso donde se proyecta realizar una excavación, se requiere conocer los parámetros básicos de la roca y de las discontinuidades así como la estructura e incluye aspectos como el número de familias de discontinuidades existentes, el espaciado medio de los planos de discontinuidad, las características geomecánicas básicas de las discontinuidades.

Metodología

El término "macizo rocoso" se refiere al conjunto de uno o varios tipos de rocas que componen la zona de emplazamiento de la obra de ingeniería. Para la caracterización integral del macizo rocoso se requiere adicionalmente de los siguientes parámetros:

Descripción de Macizo rocoso

1. Litología
2. Grado de intemperismo
3. Grado de fracturamiento
4. Fracturas, longitud, persistencia, rugosidad, alteración, relleno
5. Presencia de agua (se cuantifica en caso de ser necesario)
6. Orientación con respecto a la obra de interés
7. Resistencia y comportamiento de la roca.
8. Familias de discontinuidades existentes.
9. Espaciado de los planos de discontinuidad y fracturación del macizo.
10. Factores geomecánicos de las discontinuidades: extensión, rugosidad, separación y resistencia de los labios, meteorización y relleno.
11. Condiciones del agua en las juntas.
12. Tensiones in situ, naturales o inducidas.
13. Alteraciones producidas en el macizo rocoso por las excavaciones.

Los criterios de clasificación tienen que ser claros y consistentes para que no exista ninguna duda aplicarlos, las categorías que se establezcan deben ser mutuamente excluyentes, de modo que no sea posible asignarle a un macizo rocoso dos categorías distintas.

Para la clasificación geomecánica, en este trabajo se utilizó el método desarrollado por Bieniawski (1989), el cual constituye un sistema de clasificación de macizos rocosos que permite a su vez relacionar índices de calidad (IC), con parámetros de diseño.

El parámetro primordial que define la clasificación es el denominado índice Rock Mass Rating (RMR), que indica la calidad del macizo rocoso en cada dominio estructural a partir de los siguientes criterios geotécnicos:

1.- Resistencia a la compresión simple de la matriz rocosa (obtenido mediante tabulación de valores respecto a la roca).

2.- Rock Quality Designation (R.Q.D.), grado de fracturación del macizo rocoso (adquirido visualmente), simulando en una foto de buena resolución el emplazamiento de un barreno y contando los intervalos mayores a 10 cm sin ser cortado por fracturas.

3.- Espaciado de las discontinuidades (medido en campo).

4.- Condiciones de las discontinuidades, el cual consiste en considerar los siguientes parámetros (determinado en campo):

- Abertura de las caras de la discontinuidad.
- Continuidad o persistencia de la discontinuidad.
- Rugosidad, grado de alisamiento
- Alteración de la discontinuidad (i.e presencia de arcillas).
- Relleno de las discontinuidades (i.e si presenta alguno)

5.- Presencia del Agua, dado que en un macizo rocoso, ésta tiene gran influencia sobre su comportamiento geomecánico y de resistencia a movimiento. La descripción utilizada para este criterio es:

- completamente seco,
- húmedo, agua a presión moderada,
- agua con fuerte presión.

6.- Orientación de las discontinuidades.

Para obtener el Índice RMR de Bieniawski se realiza lo siguiente:

1. Se suma los 5 variables o parámetros calculados, lo que da como resultado un valor índice (RMR básico).
- 2.-El parámetro 6 que se refiere a la orientación de las discontinuidades respecto a la excavación.

El valor del RMR varía entre 0 a 100. Estos valores se obtuvieron mediante la visual y con valores que el autor propone para diferentes tipos de roca (Figura 2.2).

| PARAMETRO | | ESCALA DE VALORES | | | | | |
|--------------------------------|---|--|--|--|--|---|----------|
| Resistencia de la roca intacta | Resistencia a compresión diametral (kg/cm ²) | Mayor a 80 | 40 a 80 | 20 a 40 | 10 a 20 | | |
| | Resistencia a compresión uniaxial (kg/cm ²) | Mayor a 2000 | 1000 a 2000 | 500 a 1000 | 250 a 500 | 100 a 250 | 30 a 100 |
| | Valoración | 15 | 12 | 7 | 4 | 2 | 1 |
| R. Q. D. | Recuperación (%) | 90 a 100 | 75 a 90 | 50 a 75 | 25 a 50 | Menor a 25 | |
| | Valoración | 20 | 17 | 13 | 8 | 3 | |
| Espaciamiento entre las juntas | (m) | Mayor a 3 | 1 a 3 | 0.3 a 1 | 0.05 a 0.3 | Menor a 0.05 | |
| | Valoración | 30 | 25 | 20 | 10 | 5 | |
| Estado de las fracturas | | Superficies muy rugosas, sin continuidad sin separación, roca adyacente sana | Superficies algo rugosas, separación menor a 1mm, roca adyacente ligeramente meteorizada | Superficies algo rugosas, separación menor a 1mm, roca muy meteorizada | Superficies pulidas, relleno menor a 5 mm, fisuras abiertas de 1 a 5 mm, fracturas continuas | Relleno blando con espesor mayor a 5 mm, fisuras abiertas mayores a 5 mm, fisuras continuas | |
| | Valoración | 25 | 20 | 12 | 6 | 0 | |
| Agua subterráneas | Flujo en 10 m de línea (l /h/m ²) | Nada | Menor a 10 | 10 a 25 | 25 a 125 | Mayor a 125 | |
| | Relación entre la presión de agua en la fractura y la tensión principal mayor | 0 | 0 a 0.1 | 0.1 a 0.2 | 0.2 a 0.5 | Mayor a 0.5 | |
| | Descripción | Totalmente seca | Húmeda | Mojada | Goteos | Flujo | |
| | Valoración | 10 | 10 | 7 | 4 | 0 | |

Figura 2.2. Clasificación RMR de Bieniawski 1989 (tomada de González de Vallejo 2004).

2.1.4 Análisis Petrográfico

Para realizar la caracterización a detalle del material pétreo se utilizó la técnica de petrografía, con luz transmitida. El análisis microscópico consistió en el análisis de una lámina delgada de cada muestra, para la identificación de los minerales translúcidos presentes, sus proporciones y relaciones texturales, que permitieron la clasificación del material.

El estudio petrográfico constó de los siguientes pasos:

- Asignar claves abreviadas para grabado del vidrio petrográfico y elaboración de la tabla de correspondencia entre las claves asignadas a las muestras de mano (testigo).
- Elaboración de una lámina delgada por muestra.
- Análisis y descripción de la lámina delgada, empleando un microscopio óptico de polarización para luz transmitida y luz reflejada marca Carl Zeiss, modelo "Axiolab Pol" adaptado con un analizador de imágenes "KS-300" y/o un microscopio petrográfico Leica ® modelo DM LP, para la obtención de los componentes de la muestra, porcentajes de los mismos, descripción de la morfología y relaciones identificadas.

- d) En lo relativo a fragmentos de roca identificados en la muestra de material pétreo, conociendo la mineralogía presente en ellos, y en base a las relaciones texturales se define inicialmente el probable origen del material pétreo, es decir, si es ígneo, sedimentario o metamórfico. En base a dicha clasificación inicial se procede a dar la clasificación particular en cada grupo, tomando como referencia las siguientes bases:
- Para rocas ígneas se utiliza el protocolo recomendado por la Subcomisión para la Clasificación Sistemática de las Rocas Ígneas de la IUGS (Unión Internacional de Geociencias)
 - Toma de fotomicrografías de campos representativos, con objetivo de 2.5X, 10X, 20X o 50x, según las necesidades del estudio
 - Muestra, todas con un ocular de 10X, en todos los casos se tomaron fotomicrografías con luz natural y polarizada (mediante la utilización de software analizador de imágenes KS-300, marca Carl Zeiss).

Para la preparación de la lámina delgada, las muestras de material pétreo deben ser cortadas y desbastadas hasta alcanzar espesores promedio de 30 micras, el proceso de preparación es el siguiente:

- a) Corte de la muestra en húmedo, mediante un disco de diamante de rin continuo a un espesor aproximado de 1.0 cm, este proceso se lleva a cabo en una cortadora MK de disco diamantado en húmedo.
- b) Desbastado de la muestra en una de sus caras para adherirla a un vidrio petrográfico mediante adhesivo óptico de curado ultravioleta, que soporta un rango de temperatura que varía de -100°C a 125°C y tiene un índice de refracción de 1.56.
- c) Pegado de la muestra al vidrio.
- d) Desbastado grueso de la muestra mediante un disco desbastador de polvo de diamante para llegar a un espesor de 0.3 cm. Desbastado fino de la muestra mediante equipo Petrothin Buehler ® para alcanzar el espesor de 30 micras. El desbastado gradual es con polvo abrasivo de 400, 600, 800, 1000 micras.
- e) Colocación de cubreobjetos mediante adhesivo óptico de curado ultravioleta.

- f) Una vez obtenida la preparación se realiza el análisis petrográfico con un microscopio AXIOLAB POL de la marca Karl Zeiss, el cual interactúa con el software analizador de imágenes KS-300 (Figura 2.3).



Figura 2.3. Equipo para análisis Petrográfico en laboratorio

2.2 Estudio Geofísico

La aplicación del método se puede observar en los apendices al final del informe. El Tendido de Refracción Sísmico (TRS) consistió en el levantamiento de 7 líneas: cuatro de 354 m de longitud, una de 260 m y dos de 230 m, dando un total de 2,100 m lineales. Sobre estas líneas se aplicó sísmica activa (generación artificial de fuente) así como sísmica pasiva (registro de vibración ambiental o natural del sitio).

El método Transitorio Electromagnético en el dominio del tiempo (TEM), fue aplicado mediante el registro de 10 sondeos empleando una bobina de 50 por 50 m. En la Tabla 2.1 se muestran los detalles generales del volumen de obra realizado, por el equipo de trabajo de **Geotem Ingeniería S.A de C.V.**

Tabla 2.1.- Volumen de obra geofísico realizada en el predio Horizonte Norte.

| Método | Técnica | Número de perfiles/sondeos | Volumen de obra total |
|------------------|--|--|-----------------------|
| Sísmico | Tendido de Refracción Sísmica (TRS) | 7 perfiles | 2,100 (m) |
| | Análisis Multicanal de Onda Superficial (MASW) | 7 perfiles | 2,100 (m) |
| | Autocorrelación Espacial (SPAC) | 19 arreglos de 24 estaciones de 15 minutos | 2,100 (m) |
| Electromagnético | Transitorio Electromagnético en el dominio del tiempo (TDEM o TEM) | 10 sondeos con bobina de 50 (m) | 10 sondeos |

2.2.1 Método de Exploración Sísmica

El método de exploración sísmica se aplicó empleando el equipo Geode® (Geometrics®). Este sismógrafo es de 24 canales pero en conexión con más

sismógrafos tiene la capacidad de llegar a 1,000 canales, por lo que cubre un gran rango de aplicaciones que van desde Refracción, Reflexión, MASW, Vibración Ambiental, hasta levantamientos marinos. En el sitio de estudio se empleó sólo un sismógrafo de 24 canales, se utilizaron geófonos de frecuencia natural de 4.5 Hz, también se emplearon cables para 24 conexiones cada uno

En el caso sísmica activa, la geometría del levantamiento se muestra en la Figura 2.4, con fuentes en las coordenadas 0, 15, 30, 45, 60, 75, 90, 105 y 115 m por cada segmento de 115 m (Figura 2.4).

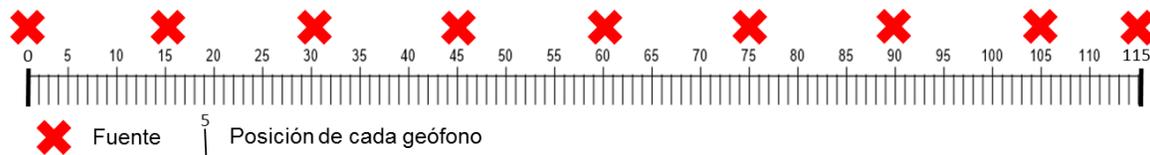


Figura 2.4. **Geometría de adquisición para sísmica activa**

La longitud alcanzada, empleando los 24 canales con el espaciamiento fue de 5 m. El intervalo de muestreo utilizado en los registros fue de 0.125 ms y las longitudes fueron de 0.25 y 1.5 s. El primero con el objetivo de observar a detalle el arribo de la onda directa y el segundo para tener buen muestreo de onda S y ondas superficiales. En la Tabla 2.2 se puede consultar las longitudes de cada línea.

El registro de vibración ambiental se hizo en cada geófono (componente vertical), se empleó un intervalo de muestreo de 16 ms y una longitud de 900 s, 15 minutos. En la Figura 2.5 se puede observar un bosquejo de la distribución de las líneas de exploración sísmica.

Tabla 2.2.- Tabla de los perfiles de exploración sísmica proyección UTM Datum WGS84, las coordenadas se omiten por confidencialidad.

| Línea | Longitud (m) |
|--------|--------------|
| TRS 01 | 345 |
| TRS 02 | 345 |
| TRS 03 | 345 |
| TRS 04 | 345 |
| TRS 05 | 260 |
| TRS 06 | 230 |
| TRS 07 | 230 |

2.2.2 Método de exploración electromagnética

Los sondeos Transitorios Electromagnético (TEM) fueron realizados empleando el equipo TEM FAST®, de Applied Electromagnetic Research, AEMR ®. Se emplearon bobinas para inyectar corriente directa, con el tamaño de 50 por 50 m. La distribución de los perfiles se hizo cubriendo lo más uniformemente posible el predio de estudio, con el objetivo de crear perfiles 2D que pudieran mostrar la continuidad lateral de los estratos geoelectrónicos detectados en los sondeos 1D.

En la tabla 2.3 se estipula las elevaciones de cada uno de los sondeos, mientras que en la Figura 2.5 se observa la distribución de éstos sobre el mapa de ubicación.

Tabla 2.3.- Tabla de elevaciones de los sondeos TEM. Proyección UTM Datum WGS84.

| Sondeo | Elevación (m) |
|--------|---------------|
| TEM01 | 2391 |
| TEM02 | 2375 |
| TEM03 | 2344 |
| TEM04 | 2336 |
| TEM05 | 2370 |
| TEM06 | 2394 |
| TEM07 | 2402 |
| TEM08 | 2365 |
| TEM09 | 2381 |
| TEM10 | 2397 |

La distribución de los diez sondeos se realizó con la finalidad de cubrir toda la zona de estudio y poder configurar cuatro perfiles geoelectricos, dos con dirección preferencial Norte-Sur (perfiles 1 y 2) y dos cuasi-perpendiculares, perfiles 3 y 4 (ver Figura 2.5).

La profundidad de investigación con los sondeos registrados es de aproximadamente 150 m, sin embargo, en algunos sectores de los perfiles se presenta información hasta 200 m de profundidad, teniendo un grado mayor de incertidumbre en los últimos 50 m, por tener presencia de posible tubería profunda y zonas de construcción en los límites de la zona de estudio, factores que limitan al método en las zonas con actividad antropogénica.

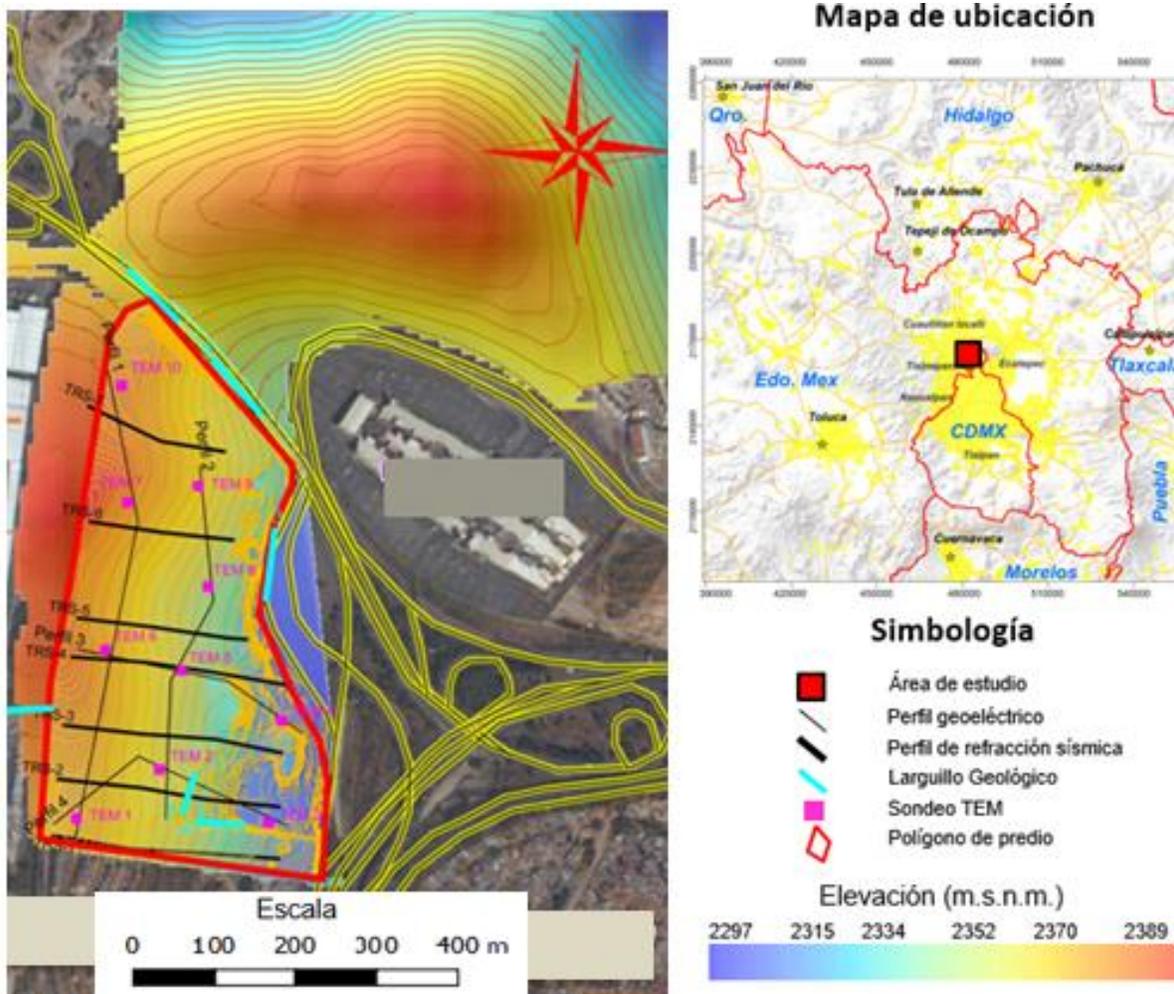


Figura 2.5.- Sondeos TEM y perfiles de exploración sísmica, en la zona de estudio

3.RESULTADOS

3.1 Descripción

Con ayuda del reconocimiento geológico-geotécnico superficial se hizo una correlación de la distribución de las unidades geológicas, que posteriormente se verificó en base a métodos indirecto su geometría a profundidad.

3.1.1 Cartografía Geológica Local

Es importante obtener la relación espacial entre las distintas litologías dentro de la zona de estudio. Superficialmente dicha distribución queda caracterizada por el mapa geológico a detalle mientras que el registro superficial de propiedades auxiliaron en la interpretación de los datos geofísicos para determinar la distribución a profundidad, y complementadas con la información de los estudios geofísicos.

En la Figura 3.1 se presenta la distribución litológica dentro de la zona de estudio y las estructuras cartografías, junto con la ubicación de los larguillos geológico-geotécnicos y que se describen/interpretan más adelante.

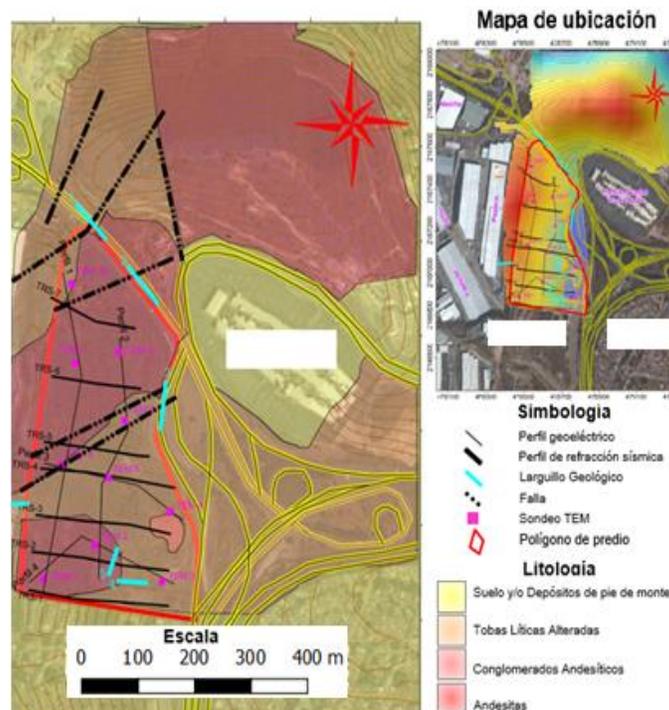


Figura 3.1.- Cartografía Geológica

Dentro del predio, se identifican dos cortes evidentes que caracterizan la zona sur, presentando tobas con distintos grados de alteración compuestas por materiales arenosos y empaquetando cristales ferromagnesianos, fragmentos de pómez y otros clastos no identificado (materiales que pueden generar un inestabilidad en algunos sectores), así como materiales andesíticos en el sector suroeste y en la porción norte.

Las zonas ocupadas por edificaciones han sido anteriormente definidas como depósitos aluviales recientes correspondientes a facies de depósitos de pie-de-monte (Figura 3.1). En el mapa también ha sido cartografiada una serie de estructuras o discontinuidades lineales en el centro del predio y dos más en la porción norte, los contactos laterales de este tipo son muy comunes dentro de la zona y en varios bancos de materiales cercanos a la zona de estudio

3.1.2 Análisis Estructural Local

A través del análisis cualitativo detallado y de las relaciones de corte con otras estructuras (fracturas, zonas de falla, planos de estratificación) se puede interpretar de forma general la historia asociada a la deformación a que fueron sometidas las rocas, siendo importante dado que las estructuras son muy sensibles a los cambios de orientación (Gamond, 1983; Fisher y Brantley, 1992; Bons, 2000).

Análisis

Para el análisis de los datos estructurales, este se realizó mediante la red estereográfica, que nos ayuda a entender la relación que existe entre las estructuras, facilitando la representación de un dato 3D que se obtiene en campo, a uno 2D representado en papel. El análisis estructural de las principales litologías se muestra a continuación.

a) Toba Lítica cristalina

Relaciones de corte

Las fracturas que pertenecen a la Familia 1 (F1), cortan a la Familia 2 (F2), lo que nos indica una posible continuidad de eventos tectónicos, registrada en las rocas (Figura 3.2 y Tabla 3.1). Las relaciones de corte nos indica edades realtivas y no absolutas

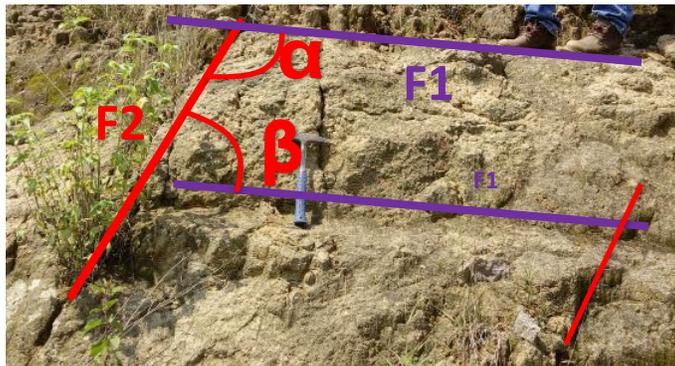


Figura 3.2 Relaciones de corte en la Toba Lítica cristalina

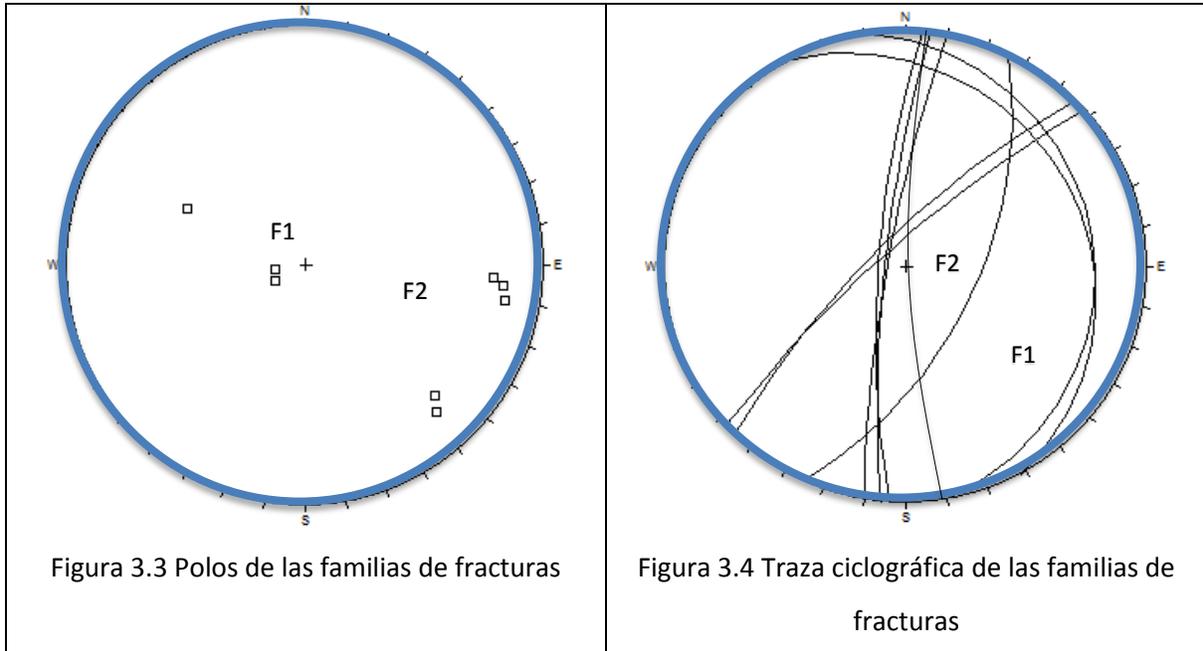
El desplazamiento que se observa del lado derecho de la fotografía es producto de la alteración de la roca por efectos ambientales y su relación con la familia de fracturas (F2)

Datos Estructurales

Tabla 3.1 Datos estructurales de la unidad de toba-lítica

| Dip- Direction | Dip |
|-------------------|-----|
| FAMILIA 1 | |
| 81 | 14 |
| 62 | 16 |
| 115 | 57 |
| FAMILIA 2 | |
| 315 | 75 |
| 318 | |
| 280 | 81 |
| 274 | 77 |
| 276 | 80 |

Los diagramas de las Figuras 3.3 y 3.4 agrupan datos y nos muestra una buena representación de los mismos. En este caso las familias de fracturas registradas en campo. En la Figura 3.4 se observa una intersección entre fracturas, formando cuñas con la intersección de las F1 y F2, con una orientación al NE y un echado bajo del orden de los 15 a 20 grados.



b) Andesita

Relaciones de corte

Las fracturas que pertenecen a la Familia 1 (F1), cortan a la Familia 2 (F2) y a su vez a la Familia 3 (F3), esta última familia sólo se presentó en las rocas andesíticas (Figura 3.5). Indica un evento que solo se encuentra en esta unidad, antes del depósito de las tobas Líticas- Cristalina.

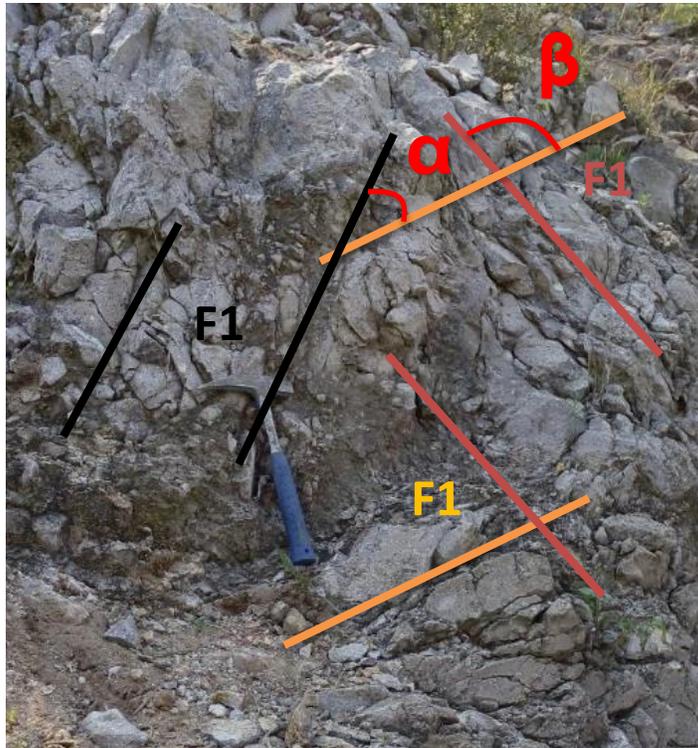


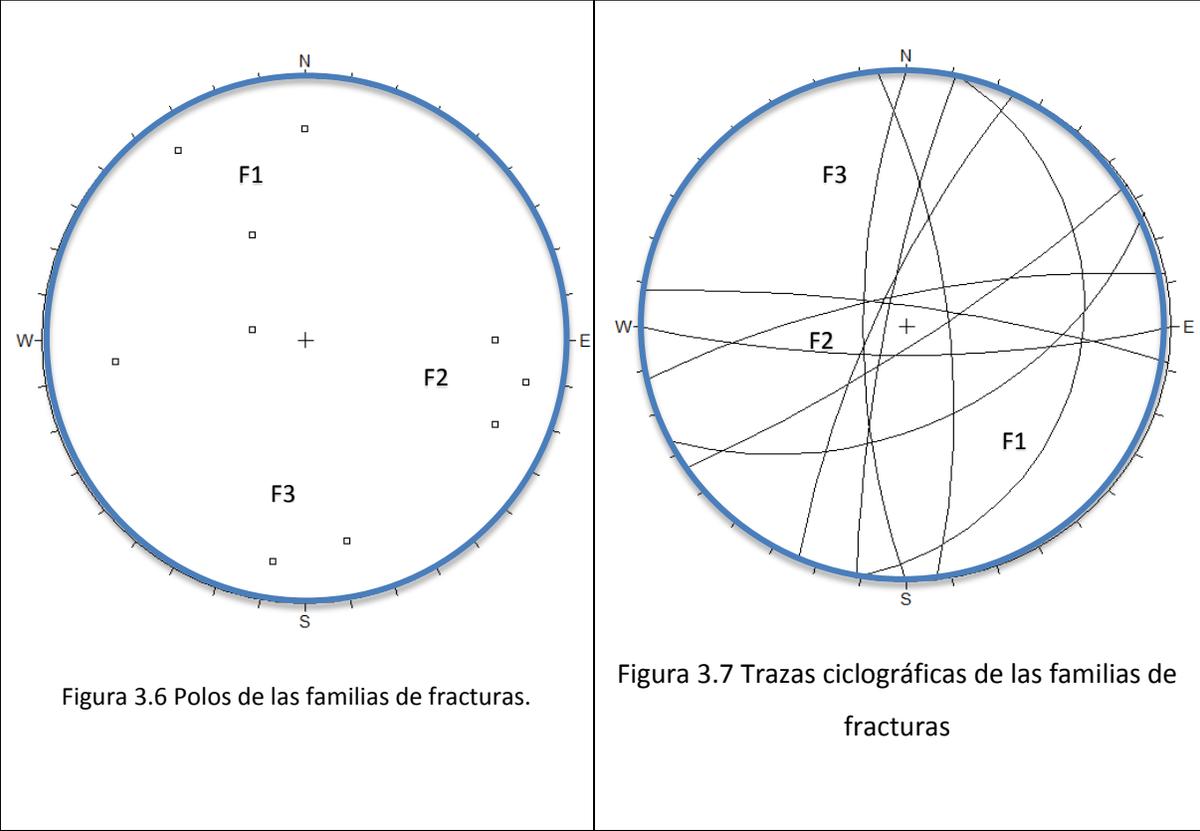
Figura 3.5 Relaciones de corte en la Andesita

Datos Estructurales

Tabla 3.2 Datos estructurales de la unidad de Andesita

| Dip- Direction | Dip |
|-------------------|-----|
| FAMILIA 1 | |
| 102 | 21 |
| 154 | 48 |
| 148 | 82 |
| 181 | 76 |
| FAMILIA 2 | |
| 281 | 82 |
| 295 | 76 |
| 270 | 71 |
| 349 | 76 |
| FAMILIA 3 | |
| 85 | 71 |
| 7 | 81 |

Las relaciones de corte y las trazas ciclográficas, (Figura 3.6 y 3.7) proporcionan edades relativas de los eventos tectónicos e incluso la relación de eventos posteriores a la formación de las unidades dentro de la zona de estudio.



En el caso de los materiales tobáceos se han graficado los datos estructurales, y se identifican 2 familias generales de discontinuidades y una tercera con menor presencia, mientras que para las andesitas se presentan 3 familias de discontinuidades generales, aunque en este caso el diaclasamiento es aleatorio y variado como se observa en el estereograma, (Figura 3.7).

3.3 Larguillos Geológico-Geotécnicos

1. Larguillo geológico “Carretera Norte”

La importancia de este larguillo radica en la presencia marcada de un contacto vertical y lateral entre tobas alteradas y la roca andesítica. Es evidente un cambio de textura, de vegetación y de color en el corte frontal al predio, (Figura 3.8).

Estructuralmente se aprecia la presencia de una falla con orientación NE-SW de echado aparente del orden de los 70-80 grados y una abertura de unos 40 a 50 cm, zona compuesta por materiales triturados y la cinemática de la falla tiene un comportamiento normal.

Este comportamiento se repite en varios bancos de materiales en las zonas aledañas donde se presentan estos contrastes laterales litológicos, lo que revela la presencia de varias fallas paralelas. El cambio es evidente ya que las andesitas, pese a que se encuentran muy fracturadas, presentan una resistencia mayor que las tobas, por lo que son fácilmente disgregables con la mano.



Figura 3.8.- Larguillo geológico “Carretera Norte”.

2. Larguillo geológico "Pared Noreste "

En esta sección se observa el contacto entre la unidad de tobas alteras y la andesita (Figura 3.9). Ambas unidades son cortadas por una falla, generando un desplazamiento entre las unidades, a lo largo del plano de falla, similar al que se observa en la Figura 3.8 ubicado al NE de nuestra zona de estudio. La relación entre el desplazamiento de las unidades producto del desplazamiento a lo largo de la falla que por la relación con los estratos tiene un desplazamiento normal con orientación NE-SW con un ángulo abrupto de 60 grados con respecto a la horizontal. Las tobas alteradas se encuentran estratigráficamente sobre las andesitas, presenta un contacto marcado, mientras que la morfología de la andesita es cóncava y circular, representando evidentemente un derrame erosionado y expuesto para posteriormente ser cubierto por eventos piroclásticos efusivos.

El plano de falla corta las dos secuencias, por lo que se observa un desplazamiento de los bloques de 1 m aproximadamente en la parte inferior derecha del perfil.

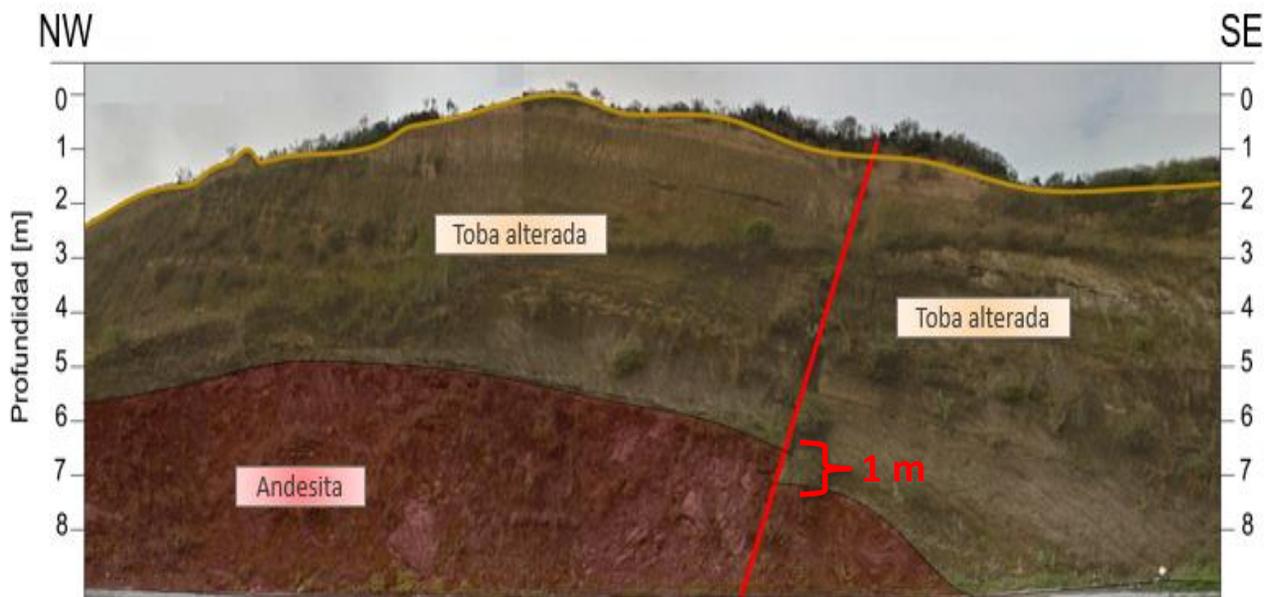


Figura 3.9.- Larguillo geológico "Pared Noreste".

3. Larguillo geológico “Pared Este”

El larguillo “Pared Este” (Figura 3.10) tiene una orientación N-S, y pone en contacto transicional lateral a la toba alterada y la andesita con un estrato conglomerático empaquetado entre los materiales tobáceos. Este estrato posiblemente indique un periodo de aporte fluvial o bien un periodo de alteración tectónica que provocó el depósito de fragmentos andesíticos que conformaban el paleorelieve y fueron consecutivos a varios periodos efusivos piroclásticos.

En este larguillo se observa un contacto abrupto entre la andesita y los depositos, por lo que se infiere el posible plano de falla.

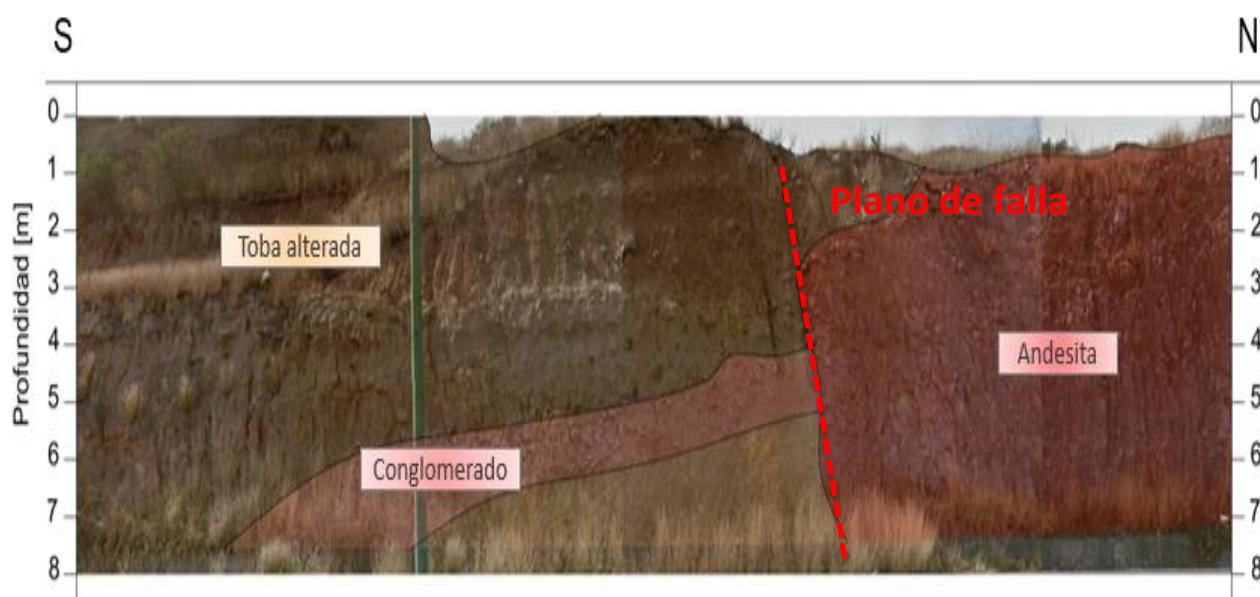


Figura 3.10.- Larguillo geológico “Pared Este”.

4. Larguillo geológico “Pared Sur”

Este larguillo “Pared Sur” (Figura 3.11) se encuentra localizado en la zona sur con orientación N-S, compuesto por una pared de aproximadamente 5 m donde se aprecia la presencia de diferentes pulsos volcánicos compuestos por tobas alteradas. No se identifican fallas geológicas en la pared, sin embargo se han reportados familias de fracturas generales (descritas en el

apartado de geología estructural). A detalle se aprecian hasta 6 tipos de fracturas. En el análisis estructural en relación con el corte, se ha determinado que las dos familias de fracturas principales conforman elementos geométricos suficientes para provocar un fallamiento del corte por cuña en las tobas, (ver análisis estructural local punto 3.1.2.)

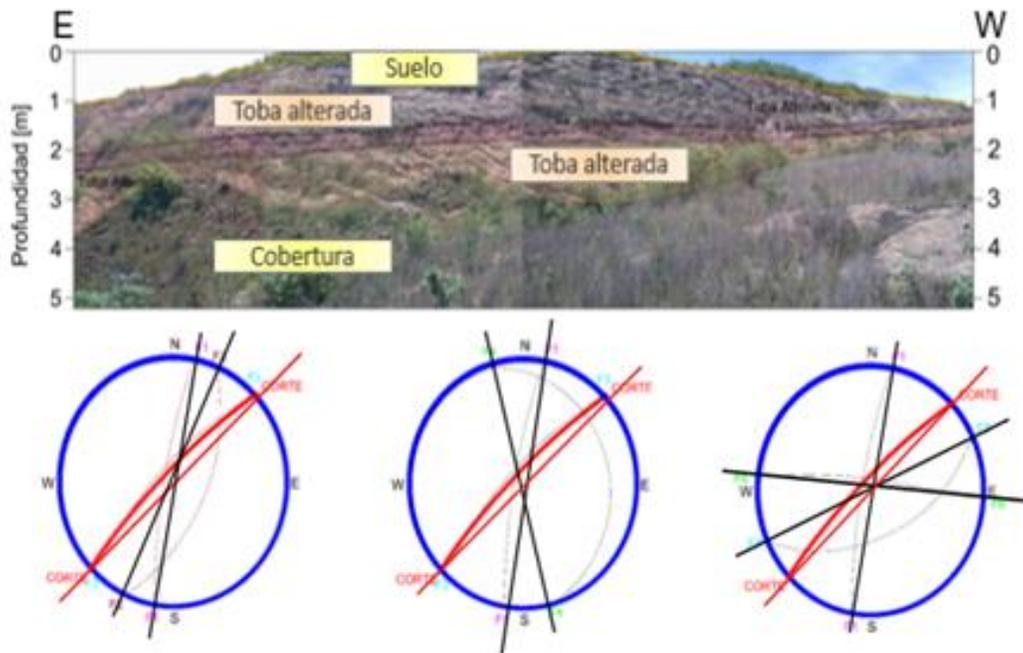


Figura 3.11.- Larguillo geológico "Pared Sur".

Geotécnicamente, los materiales presentes en la zona de estudio se encuentran consolidados, conformando una roca suave, la cual es disgregable con esfuerzo mínimo manual. Esto ayuda para una excavación sencilla, en general los elementos de la matriz de la toba son arenosos por lo que el fenómeno de consolidación es inexistente. Los materiales tienen compactación baja a intermedia y no son una buena zona para la cimentación.

La determinación del RMR se realizó en diferentes sectores del macizo rocoso, siendo el más representativo el mostrado en la Figura 3.12, Los parámetros considerados indican que la resistencia a la compresión simple es baja por ser una roca suave, la roca se muestra intensamente alterada. Las superficies de fracturamiento son onduladas y en la mayoría de los casos con rellenos arcillosos muy suaves, las discontinuidades son largas, superiores a 2 m de longitud y el

espaciamiento se encuentra entre los 40 y 60 cm. El RQD Visual ha sido estimado en algunos sectores entre 9 y 12 %, las condiciones posible compactación y fracturamiento le restan calidad al macizo rocoso, por lo que se considera una roca de clase IV de mala calidad (Figura 2.2).

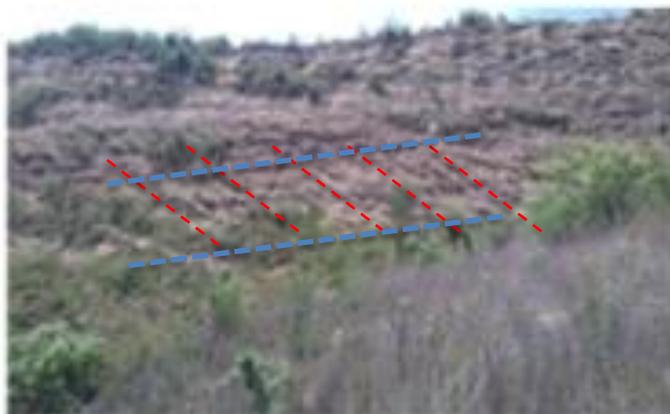


Figura 3.12.- Larguillo geológico "Pared Sur", RQD Visual: 9%, RMR Visual: 32 Clase IV.

5. Larguillo geológico "Pared Oeste"

En el larguillo geológico de la Pared Oeste (Figura 3.13), se resalta el contacto convexo de los materiales andesíticos debajo de los materiales tobáceos. En general en esta zona domina la presencia de la andesita, cuya elevación estructural evidentemente desciende hacia el este, por lo que no se aprecia en la pared perpendicular sur.

Las andesitas se encuentran poco alteradas, son compactas, sin embargo, se encuentran intensamente fracturados. Los bloques pueden ser separados del macizo rocoso con la mano y en términos de dimensiones no superan en promedio los 30 cm de diámetro. De acuerdo al análisis estructural se detectan 6 tipos de fracturas en 3 familias generales, (ver análisis estructural local punto 3.1.2), de las cuales de manera conjugada se generan cuñas de al menos 4 tipos con posibilidad de deslizamiento.

La calidad de los materiales asociados a las andesitas, mejora un poco ya que las condiciones de las fracturas son más rugosas y con menos relleno, pero con mayor abertura e intensidad. El cálculo de % RQD es bajo debido a la frecuencia de las fracturas, pero la resistencia a la compresión simple es superior a 150 Mpa, sin embargo la calidad de los materiales solo se incrementan a Clase III Media, (Figura 2.2.)

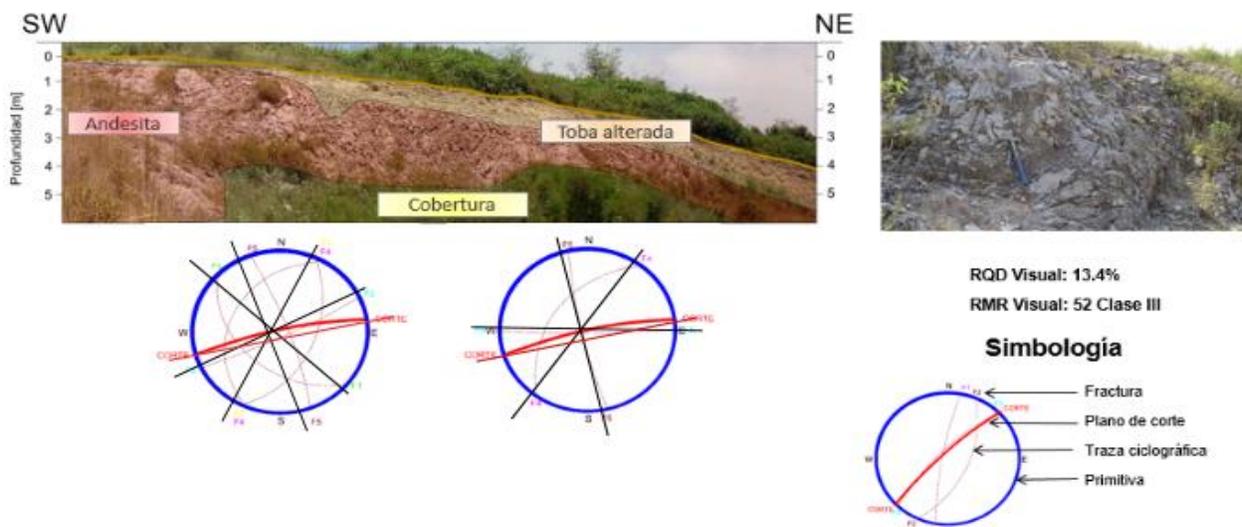


Figura 3.13.- Larguillo geológico "Pared Oeste".

6. Larguillo geológico "Pared Colindante"

Este larguillo tiene una orientación W-E y se encuentra fuera de la zona de estudio. Se decidió considerar esta zona dado que es la pared colindante con el predio, de interés siendo importante para identificar la disposición de la unidad tóbacea alrededor de la andesita. En este larguillo no se observa la presencia de andesita, solo la relación de toba fragmentada y alterada, subyacente por una toba muy alterada y presencia de suelo en la parte más superficial, (Figura 3.13).



Figura 3.13.- Larguillo geológico "Pared Colindante". Escala

3.4 Análisis Petrográfico

Muestra: P-38 1

1. Descripción macroscópica:

Roca de color gris a gris rosáceo con abundante moteado gris oscuro a negro y blanco cremoso, con zonas en las que predominan manchas más finas al fresco, y pardo con una pátina ocre y amarillenta generada por el intemperismo. Se observa textura porfídica a microporfídica con una matriz cristalina y fenocristales de plagioclasa y microfenocristales de anfíboles, algunos oxidados (Figura 3.15)



Figura 3.14.- Muestra "P-38 1"

2. Descripción microscópica:

La muestra tiene muy baja porosidad primaria. Los poros suelen tener formas irregulares y elongadas que se alinean con los microlitos de la matriz. El tamaño de estos está entre 50 a 300 μm . Los fenocristales presentes son, en su mayoría plagioclasas y anfíboles con un rango de tamaño entre 100 a 500 μm , Figura 3.16, También se observa escasa biotita con tamaños variables entre 50 y 150 μm . El hábito de las plagioclasas y los anfíboles suele ser subhedral a euhedral y en ocasiones se puede observar textura coronítica de los fenocristales de plagioclasa por reacción con la matriz que lo circunda y en los anfíboles por reemplazamiento de minerales opacos. En las biotitas se identifica hábito anhedral con reemplazamiento parcial a total por minerales opacos. Gran parte de los fenocristales de anfíbol se encuentran reemplazados por minerales opacos, el resto presenta reemplazamiento parcial en borde y planos de cruce. Ocasionalmente se observan fragmentos líticos probablemente producto de remoción de rocas circundantes, (Tabla 3).

Tabla 3. Proporción de constituyentes, muestra P38-1

| Constituyentes | % | Características |
|--|----|---|
| Matriz | 71 | Constituida por microlitos de plagioclasa y en menor proporción por minerales opacos y trazas de vidrio (menor a 1%). |
| Plagioclasas | 18 | Presentes en cristales subhedrales a euhedrales, algunas con textura coronítica por reacción de los cristales con la matriz circundante. Ocasionalmente forman glomeropórfidos. |
| Anfíboles | 6 | Se identifican en microfenocristales parcial a totalmente reemplazados por minerales opacos. |
| Biotita | 2 | Se aprecian finos cristales anhedrales reemplazados por minerales opacos. |
| Minerales opacos | 2 | Se observan reemplazando a los cristales de anfíboles y también en finos cristales euhedrales a subhedrales en la matriz. |
| Porosidad | 1 | Se observan como poros irregulares sin relleno, algunos elongados en la misma orientación de los microlitos |
| CALIDAD FÍSICA ----- BUENA | | |
| CALIDAD QUÍMICA ----- BUENA | | |
| GRADO DE CONSOLIDACIÓN ----- ALTO | | |

3. Clasificación:

Andesita, alterada.

4. Fotomicrografías:

Andesita alterada Fotomicrográficas: Campo de la muestra P-38, donde se observan los fenocristales de plagioclasas, ocasionalmente formando glomeropórfidos, en la matriz microlítica de plagioclasas de la misma composición y algunos fenocristales de anfíboles y biotita parcial a totalmente reemplazados por minerales opacos. Fotomicrografía superior tomada con luz paralela e inferior tomada con nicoles cruzados, (Figura 3.15).



Escala gráfica: — 2000 μm

Figura 3.16.- Fotomicrografía de muestra "P-38 1"

Muestra: P-39

1. Descripción macroscópica:

Roca de color gris a escasas zonas grisáceas- rosadas grisaceos-rosadas, en la que se aprecia abundante moteado gris oscuro a negro y blanco cremoso, con zonas en las que predominan motas más finas de color ocre, al fresco; Al intemperismo se aprecia de color pardo con manchones negros y una pátina amarillenta, (Figura 3.16). Se observa textura porfídica a microporfídica con una matriz cristalina y fenocristales de plagioclasa y microfenocristales de anfíboles (algunos de ellos oxidados).

Fotografía:



Figura 3.17.- Muestra "P-39"

2. Descripción microscópica:

La roca presenta una textura porfídica seriada, con escasos glomeropórfidos de plagioclasa y fenocristales individuales de plagioclasa, anfíboles y biotita, éstos últimos de menor tamaño. La matriz de la roca se compone principalmente de microlitos de plagioclasa, minerales opacos (titano-magnetita a magnetita) como cristales accesorios euhedrales y en ocasiones escasas cantidades de vidrio (<1% modal) sin alteración. Es poco frecuente pero en sectores se puede observar que los microlitos de plagioclasa se orientan preferencialmente. El tamaño va de 20 a 100 μm , (Figura 3.18).

La muestra tiene muy baja porosidad primaria. Los poros suelen tener formas irregulares. El tamaño de estos está entre 50 a 300 μm . Los fenocristales presentes son en su mayoría plagioclasas y anfíboles con un rango de tamaño entre 100 a 500 μm , (Figura 3.18), también se observa escasa biotita con tamaños variables entre 50 y 150 μm . El hábito de las plagioclasas y los anfíboles suele ser subhedral a euhedral y en ocasiones se puede observar textura coronítica de los fenocristales de plagioclasa por reacción con la matriz que lo circunda y en los anfíboles por reemplazamiento de minerales opacos. Se llegan a identificar cristales euhedrales de anfíbol en corte basal bien definido; en las biotitas se identifica hábito anhedral con reemplazamiento parcial a total por minerales opacos no identificados. Gran parte de los fenocristales de anfíbol se encuentran reemplazados por minerales opacos. Ocasionalmente se observan fragmentos líticos probablemente producto de remoción de rocas circundantes, Tabla 3.3.

Tabla 3.3. Proporción de constituyentes, muestra P-39

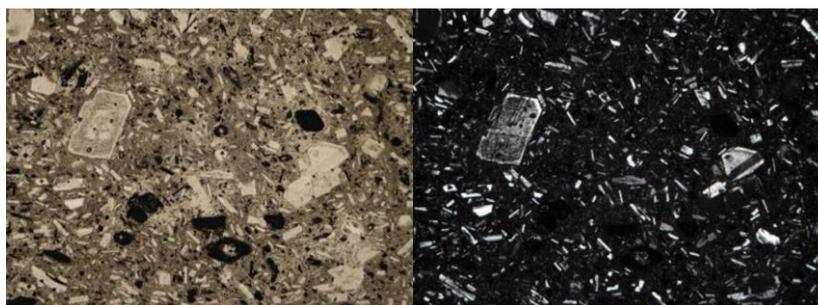
| Constituyentes | % | Características |
|--|----|---|
| Matriz | 69 | Constituida por microlitos de plagioclasa y en menor proporción por minerales opacos y trazas de vidrio (menor a 1%). |
| Plagioclasas | 13 | Presentes en cristales subhedrales a euhedrales, algunas con textura coronítica por reacción de los cristales con la matriz circundante. Ocasionalmente forman glomeropórfidos. |
| Anfíboles | 11 | Se identifican en microfenocristales parcial a totalmente reemplazados por minerales opacos. |
| Biotita | 4 | Se aprecian finos cristales anhedrales reemplazados por minerales opacos. |
| Minerales opacos | 2 | Se observan reemplazando a los cristales de anfíboles y también en finos cristales euhedrales a subhedrales en la matriz. |
| Porosidad | 1 | Se observan como poros irregulares sin relleno, algunos elongados en la misma orientación de los microlitos |
| CALIDAD FÍSICA ----- BUENA | | |
| CALIDAD QUÍMICA ----- BUENA | | |
| GRADO DE CONSOLIDACIÓN ----- ALTO | | |

3. Clasificación:

ANDESITA

Fotomicrografías:

Fotomicrografías de muestra P-39, donde se observan los fenocristales de plagioclasas, ocasionalmente formando glomeropórfidos, en la matriz microlítica de plagioclasas de la misma composición y algunos fenocristales de anfíboles, de sección basal y biotita parcial a totalmente reemplazados por minerales opacos. Fotomicrografía izquierda tomada con luz paralela y derecha tomada con nicoles cruzados, (Figura 3.18).



Escala gráfica: ——— 2000 μ m

Figura 3.18.- Fotomicrografía de muestra "P-39"

Muestra: P-40

1. Descripción macroscópica:

Roca de textura piroclástica, color pardo con tintes ocre en la que se aprecia una matriz vítrea con abundantes óxidos e hidróxidos de Fe asociados, en la que se observan piroclastos de fragmentos líticos y en menor proporción cristalinos. Los fragmentos presentan en general bordes angulosos. La roca presenta una estructura deleznable con fácil pérdida de material. Se identifica clara alteración de la matriz vítrea, facilitando el desprendimiento de material de la roca tanto piroclastos como fragmentos de matriz, Figura 3.19

Fotografía:



Figura 3.19.- Muestra "P-40"

2. Descripción microscópica:

La roca presenta una textura piroclástica, en la que se aprecia una matriz vítrea de textura perlítica en zonas y con devitrificación a cuarzo micro a criptocristalino. Se presenta abundantes óxidos e hidróxidos de Fe asociados. Los piroclastos presentan bordes angulosos y están conformados por fragmentos líticos de andesita, andesita-basalto y toba lítica, además de fragmentos cristalinos de plagioclasa, anfíboles, piroxenos, biotita y fragmentos de vidrio, éstos últimos con bordes subangulosos.

El tamaño de los fragmentos líticos varía de 0.5 cm hasta 3.00 cm, en tanto que los piroclastos cristalinos varían desde 0.5 mm hasta 0.7 mm. El contacto entre los piroclastos es en general puntual a tangencial, con pocas zonas de contactos

flotantes, lo que implica una baja proporción de matriz respecto a éstos. Los cristales de plagioclasa conservan en general la macla y el zoneamiento, y la alteración es mínima. Es frecuente que los piroclastos cristalinos presenten cierto fracturamiento. En la matriz vítrea se pueden observar zonas con minerales arcillosos asociados, probablemente como resultado de un proceso de intemperización, Figura 3.20.

Se aprecia porosidad secundaria irregular generada por pérdida de material debido a la baja compactación del material, la cual presenta bordes poco definidos, Tabla 3.4

Tabla 3.4. Proporción de constituyentes, muestra P-40

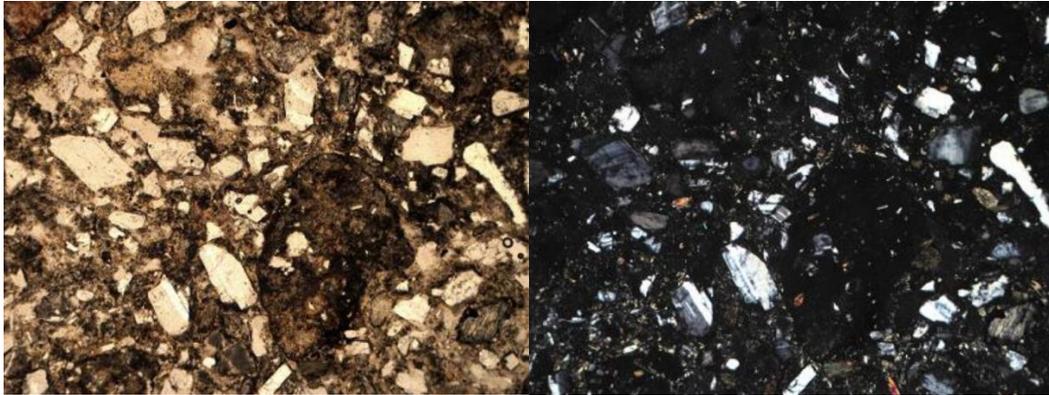
| Constituyentes | % | Características |
|--|----|---|
| Matriz | 23 | Constituida por material vítreo en una pasta de color pardo por asociación de óxidos e hidróxidos de Fe. Se aprecia textura perlítica en zonas y en otras desvitrificación a cuarzo cripto a microcristalino. También se observan escasos minerales arcillosos debido a un proceso de alteración. |
| Plagioclasas | 24 | Se identifican fragmentos líticos de andesita, andesita-basalto y toba lítica de bordes angulosos. |
| Anfíboles | 37 | Se observan cristales de plagioclasa, anfíboles, piroxenos y biotita, con fracturamiento frecuente. |
| Biotita | 8 | Se aprecian finos fragmentos de vidrio de color pardo y otros de vidrio incoloro. |
| Minerales opacos | 3 | Se observa en zonas restringidas probablemente asociado a alteración de la matriz vítrea. |
| Porosidad | 5 | Se presentan asociados a la matriz vítrea. |
| CALIDAD FÍSICA ----- BUENA | | |
| CALIDAD QUÍMICA ----- BUENA | | |
| GRADO DE CONSOLIDACIÓN ----- ALTO | | |

3. Clasificación:

Toba lítica-cristalina de matriz alterada (oxidación avanzada)

Fotomicrografías:

Fotomicrografías de la muestra P-40, donde se observan los piroclastos de líticos y cristales en la matriz vítrea. Se puede apreciar la abundancia de piroclastos respecto a la matriz. Fotomicrografía superior tomada con luz paralela e inferior tomada con nicols cruzados, (Figura 3.20)



Escala gráfica: — 2000 μm

Figura 3.20.- Fotomicrografía de muestra "P-40"

3.5 Caracterización del subsuelo.

Con base al estudio geológico-geotécnico al análisis petrográfico de láminas delgadas, se establece una correlación de los resultados obtenidos con una determinada litología mediante la aplicación del método geofísico sísmico y electromagnético.

Se establece diferentes unidades y se resumen los valores en la Tabla 3.5, clasificación geofísica-geológica:

- I. Depósitos aluviales; como capa superficial Unidad U1, que corresponde con depósitos aluviales y de pie de monte. Las velocidades de onda P para esta unidad van de 350 a 1,000 m/s, mientras que las de onda S comprenden el rango de 140 a 450 m/s. Con estos intervalos de velocidad se calcularon los modulos elastodinámicos que asigna una densidad teórica de 1.38 a 1.62 gr/cm^3 . Los módulos elásticos son los siguientes: módulo de rigidez de 0.27 a 3.28 ton/cm^2 , módulo de Young de 0.76 a 9.01 ton/cm y relación de Poisson de 0.4 a 0.37. Los valores de resistividad eléctrica van de 10 a 75 $\text{Ohm}\cdot\text{m}$. Esta unidad se asocia con la alteración de la roca madre y en ocasiones su depósito es producto de la remoción de masa, se caracterizan por la presencia de sedimentos arenosos. Sus propiedades mecánicas se asocian a suelos poco compactos a sueltos,

no consolidados y fácilmente excavables, con espesores menores a 5 m, existe un contacto entre la U1 y la U2a que es concordante con la unidad de depósitos aluviales y las Tobas y andesitas alteradas.

- II. Tobas-Líticas; Unidad que subyace a la capa superficial anterior es U2a, que en algunos sectores corresponde con tobas poco fracturadas y en otros con andesitas intensamente fracturadas cuya respuesta mecánica es similar en cuanto a caracterización de macizo rocosos; pese a la similitud con respecto a la velocidad de onda V_p , en los modelos de V_s se observa variaciones en las velocidades concordantes con la interpretación geológica en las zonas donde se reportan afloramientos, los valores en dichos perfiles tienden a mostrar un ligero incremento. Comprende un intervalo de velocidad de onda P de 1,000 a 2,300 m/s y de onda S de 450 a 1,100 m/s, con lo que se calcula una densidad teórica de 1.62 a 2.03 gr/cm³. Con los intervalos anteriores los módulos elásticos son los siguientes: módulo de rigidez de 3.28 a 24.53 ton/cm², módulo de Young de 9.01 a 66.33 ton/cm² y relación de Poisson de 0.37 a 0.35. En los perfiles geoelectricos comprende un rango de resistividad de 100 a 175 Ohm*m; estos perfiles dan soporte a la distinción entre las zonas de esta unidad donde se esperaría presencia de andesita o toba, el intervalo donde se espera toba va de aproximadamente 100 a 140 Ohm*m, y en donde se espera andesita mayores de 175 Ohm*m. Se hizo el cálculo de RMR visual para ambas litologías, asignándose un RMR Clase IV (bajo) y para las andesitas un RMR Clase III (medio) muy similares a nivel de macizo rocoso, pero con amplio valor de diferencia en resistencia a la compresión simple estimada.
- III. Andesita; La unidad U2b subyace gradacionalmente a U2a, corresponde con andesitas de moderado fracturamiento. El intervalo de velocidad de onda compresional va de 2,300 a 2,900 m/s y de onda de cizalla de 1,100 a 1,400 m/s. Con estos intervalos la densidad teórica va de 2.03 a 2.19 gr/cm³. Se estima que sea ligeramente mayor, sobre todo en los sectores

donde el espesor de esta unidad es más potente y es posible que las condiciones de fracturamiento disminuyan. Dichos sectores se pueden observar en los perfiles geoelectricos,(Figuras 3.28 a 3.31). Los módulos elásticos calculados son: módulo de rigidez de 24.53 a 42.84 (ton/cm²), módulo de Young de 66.33 a 115.51 ton/cm² y relación de Poisson de 0.35. Es la unidad con valores de resistividad mayores, se engloban todas las resistividades mayores a 175 Ohm*m. Se desconoce la calidad de la roca en esta unidad, aunque se infiere que el fracturamiento es menor que la andesita clasificada en U2a, aunque no se asegura que sea de calidad alta debido a la presencia estructuras que posiblemente tienen continuidad a profundidad.

- IV. Horizontes Arcillosos producto de la alteración de rocas más someras; La unidad U2b le subyace la unidad U3a, asociada con posibles horizontes arcillosos. Esta unidad es inferida con los perfiles geoelectricos. Con los perfiles de sísmica no se tiene cobertura ya que la ubicación de esta unidad va más allá de los 50 m, Figura 3.21 a 3.26. Corresponde con la unidad de menor resistividad eléctrica, con un rango de 10 a 30 Ohm*m, por lo que se hace la asociación litológica con horizontes arcillosos por los valores de resistividad obtenidos.
- V. Materiales Vulcano-Sedimentarios; Se hace la clasificación de una última unidad U3a la cual subyace U3b y que específicamente se observa en la base del perfil geoelectrico 01. Se infiere que corresponde a intercalaciones de depósitos vulcano-sedimentarios, comprende un intervalo de resistividad de 40 a 100 Ohm*m.

La compilación de todos los valores estimados se muestra en la Tabla 3.5.

| Unidad | Vp (m/s) | Vs (m/s) | Densidad (gr/cm3) | G (ton/cm2) | E (ton/cm2) | V | Resistividad (Ohm*m) | Geología | Observaciones |
|--------|-----------|-----------|-------------------|-------------|--------------|-----------|----------------------|---|---|
| U1 | 350-1000 | 140-450 | 1.38-1.62 | 0.27-3.28 | 0.76-9.01 | 0.40-0.37 | 40-75 | Depósitos aluviales y de pie de monte | Producto de la alteración de la roca madre y en algunos sectores depositados por eventos de remoción de masa |
| U2a | 1000-2300 | 450-1100 | 1.62-2.03 | 3.28-24.53 | 9.01-66.33 | 0.37-0.35 | 75-175 | Tobas y andesitas alteradas e intensamente fracturada | Andesitas alteradas y fracturadas producto del enfriamiento del cuerpo hipabisal y por procesos de intemperismo superficial. Tobas con RMR de Clase IV (Bajo) y andesitas con RMR de Clase III (Medio) |
| U2b | 2300-2900 | 1100-1400 | 2.03-2.19 | 24.53-42.84 | 66.33-115.51 | 0.35 | >175 | Andesitas de moderado fracturamiento | Se infiere que el fracturamiento se reduce en comparación con la unidad anterior, aunque por la presencia de diversas estructuras se infiere moderado. Se desconoce calidad del macizo rocoso a esta profundidad por métodos directos |
| U3a | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 10-30 | Posibles horizontes arcillosos, productos de la alteración de rocas mas someras | Se desconocen las condiciones directas del cuerpo litológico |
| U3b | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | ---- | 40-100 | Posibles Intercalaciones de depósitos vulcano-sedimentarios | Se desconocen las condiciones directas del cuerpo litológico |

Tabla 3.5 .Clasificación geofísica-geológica de las unidades litológicas en la zona de estudio.

3.6 Descripción de Perfiles

Línea de Exploración TRS-01

Se ubica en el extremo sur del predio, tiene una dirección NW-SE y una longitud de 354 m. Hay un decremento de aproximadamente 60 m en la elevación de inicio a fin del perfil (Figura 3.21).

La unidad U1 se observa como una capa delgada de sedimentos producto de la alteración de las unidades más someras, a partir de aproximadamente el cadenamiento 80 m, volviendo a desaparecer a los 180 m, del inicio del perfil este resultado de un aumento en las velocidades de onda P de la U2a hacia niveles superficiales. Presenta al inicio niveles ligeramente de mayor rigidez, lo cual se observa en algunos modelos de "Vs".

Con base a la cartografía geológica se infiere que U2a sea de composición andesítica del inicio del perfil hasta aproximadamente el cadenamiento 80 m, lo que es soportado por la presencia del sondeo TEM -01, que a partir de 10 m de profundidad presenta valores mayores a 200 Ohm·m, valores correspondientes con litología andesítica, sin embargo, las variaciones en Vs no son altamente contrastables a lo largo del perfil, por lo que existe la posibilidad de que las tobas en este sitio del predio tengan mayor calidad o que el contacto con la andesita se ubique más hacia el final del perfil.

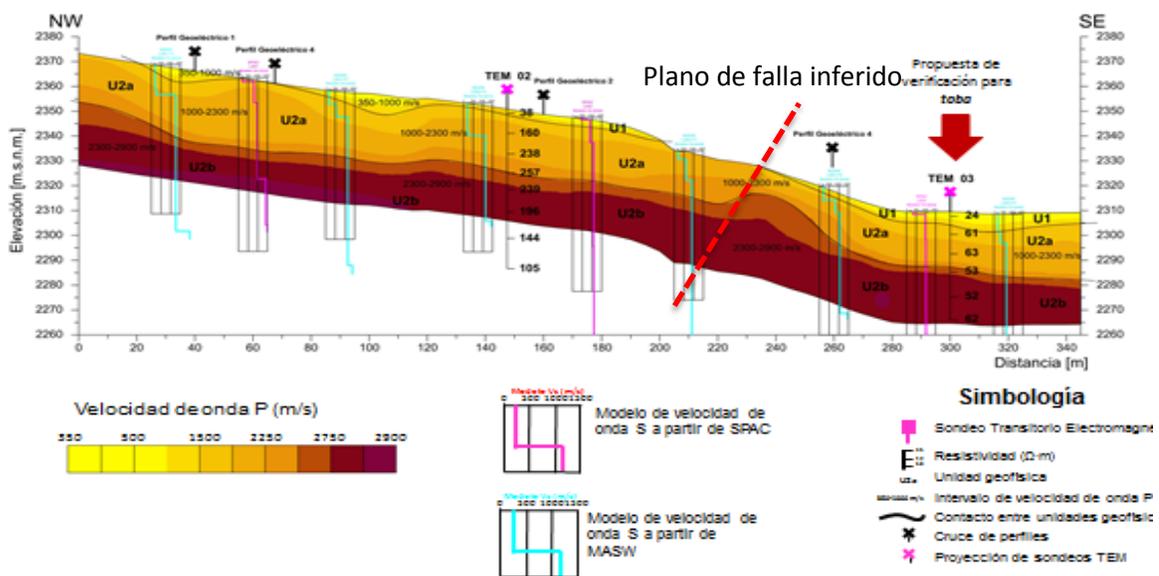


Figura 3.21. Perfil de refracción (Vp) TRS 01 con modelos de Vs a partir de MAS y SPAC.

El contacto entre U2a y U2b se da a una profundidad de entre 15 y 30 m, en el cadenamiento 180 m es más profundo y en el 250 m es más somero, (Figura 3.21). En el resto del perfil se mantiene en promedio a una profundidad de 20 m, se asocia con andesitas fracturadas.

En el cadenamiento 220 m se observa un cambio de velocidades, rasgo al que se asocia un posible zona de falla, la geometría concuerda con la dirección de las fallas regionales

Línea de Exploración TRS-02

Se ubica en el sector sur de la zona de estudio, tiene dirección NW-SE y una longitud de 245 m, hay un decremento en la elevación de aproximadamente 60 m de inicio a fin del perfil asociado con el corte escavado en la zona de estudio (Figura 3.22).

En este perfil la unidad U1 se observa como una capa reducida que cambia de espesor, llegando a un máximo de 5 m y desapareciendo totalmente entre los cadenamientos 200 y 240 m, a una altura de perfil donde, con base en la cartografía geológica, se infiere que la unidad U2b cambie de composición litológica. La parte inicial del perfil corresponde con andesita intensamente fracturada y la segunda con toba medianamente fracturada. Esta aseveración es soportada por la presencia de dos sondeos TEM: el TEM 02 y se ubica en el cadenamiento 150 m, zona cartografiada como andesita, y donde en poco menos de 10 m de profundidad presenta resistividades mayores a $150 \Omega \cdot m$; El TEM 03 ubicado en el cadenamiento 300 m, es una zona cartografiada como toba y mantiene valores de resistividad de entre 50 y $60 \Omega \cdot m$. El contraste entre los sondeos es claro, el TEM 02 tiene un carácter resistivo y el TEM 03 es más conductor. Este mismo cambio de carácter es claro si analizamos los dos modelos Vs ubicados en cada extremo. A inicio del perfil la última capa presenta valores cercanos a 1,500 m/s, mientras que en el modelo, ubicado hacia el final de la línea presenta valores de Vs de entre 500 y 1,000 m/s. En este caso los modelos de Vs también soportan el cambio litológico indicado en el mapa geológico local. El espesor de la unidad U2a se mantienen aproximadamente en 20 m, los dos puntos extremos donde varía es en el cadenamiento 60 m donde alcanza espesor de 30 m, y en el cadenamiento 240 m

donde llega a 10 m. U2b mantiene una distribución constante, la única variación considerable se presenta en el cadenamiento 240 m, donde se vuelve más somera (ubicación donde U2b tiene menor espesor). Esta variación de distribución de U2b se asocia a cambios en la calidad de la andesita, el fracturamiento disminuye por lo que las velocidades de onda P aumentan.

En la Figura 3.22 la flecha indica la propuesta para verificación de toba, tomando como argumentos el cambio litológico indicado en el mapa geológico y la proyección del TEM 03 que, como ya se indicó, presenta valores de resistividad bajos.

El cambio de velocidades en el cadenamiento 200 m es posiblemente continuidad lateral de la falla inferida en el perfil TRS-01.

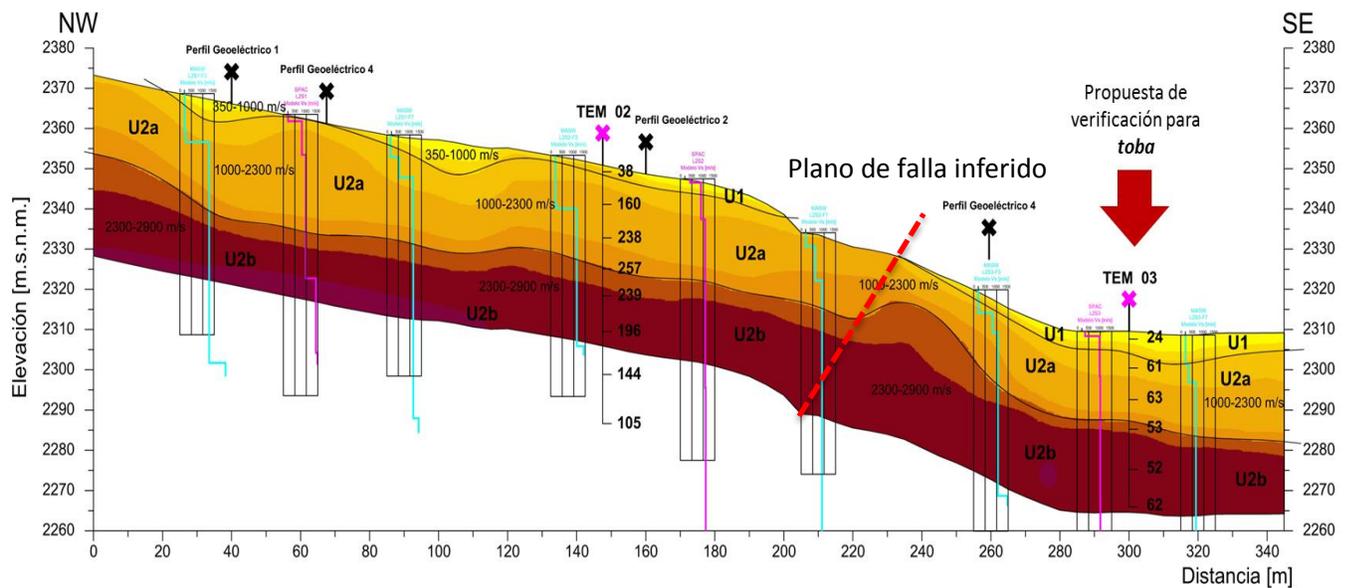


Figura 3.22. Perfil de refracción (V_p) TRS 02 con modelos de V_s a partir de MAS y SPAC.

Línea de Exploración TRS-03

Se ubica en el sector sur del predio, tiene dirección Noroeste-Sureste y longitud de 354 m. Hay un decremento topográfico de 50 m de inicio a fin de perfil (Figura 3.23)

Este perfil cruza por cambios litológicos indicados en la cartografía geológica y que tienen soporte en el perfil de refracción. La unidad U1 se observa como una distribución casi uniforme con un espesor promedio de 3 m, aumentando espesor hacia el final del perfil donde la topografía llega a ser casi plana. U2a tiene una distribución variable que tiene relación con los cambios litológicos entre andesita, toba y conglomerado andesítico. Los primeros 240 m del perfil están dominados por tobas, mientras que hacia la porción central y final del perfil aparentemente coinciden con andesitas fracturadas, en el perfil de refracción (V_p) se observan velocidades bajas a esta profundidad (el contacto entre U2a y U2b se vuelve algo más profundo), sin embargo, en los modelos de V_s se observan velocidades relativamente altas (1,000 m/s). En la parte central del perfil existen dos modelos de V_s que indican velocidades bajas para la unidad U2a (500 m/s), siendo soporte para asociar este sector con tobas. La parte final del perfil corresponde con andesitas compactas asociadas con un incremento en la posición estructural de la unidad U2b en el cadenamiento 280. En este sector final se observa un decremento en la velocidad tanto de V_p como de V_s debido a la baja compactación de la unidad Figura 3.23. Las variaciones de U2b son las que corresponden en su contacto con U2a y donde V_s se mantiene en valores cercanos a 1,000 m/s exceptuando el modelo correspondiente con la parte final del perfil, donde baja la velocidad (entre 500 y 1,000 m/s) a profundidad.

Se observa un cambio de velocidades a lo largo del perfil que se asocia a fallas que dan origen a un posible bloque con desplazamiento normal.

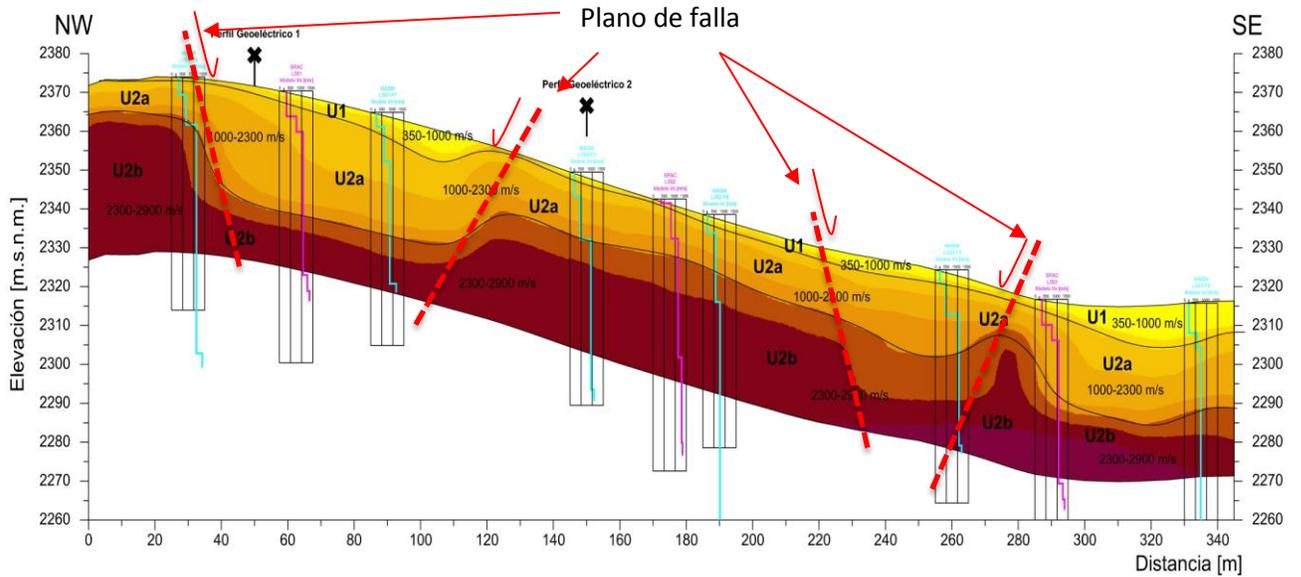


Figura 3.23. Perfil de refracción (V_p) TRS 03 con modelos de V_s a partir de MAS y SPAC.

Línea de Exploración TRS-04

Se ubica en la parte central del predio, tiene una dirección Noroeste-Sureste y una longitud de 345 m. Hay un decremento en la elevación de aproximadamente 80 m del inicio hacia el fin del perfil (Figura 3.24)

La unidad U1 muestra basculamiento al SE, se observa en un aumento gradual de espesor y en el inicio del perfil es apenas perceptible al final llega a tener un espesor de aproximadamente de 3 m. La unidad U2b corresponde prácticamente en su totalidad con toba, comprendiendo valores de V_s en promedio de 500 m/s. En ocasiones incrementa hasta 1,000 m/s indicando condiciones de mejor calidad. Se mantiene un espesor promedio de 10 m con un ligero decremento hacia el final del perfil. A diferencia de los perfiles anteriores, el contacto con U2b es más somero, aproximadamente a 15 m, lo que indica que la andesita presenta mejor calidad en profundidades menores. Se tiene la proyección de tres sondeos TEM a lo largo del perfil, los tres son consistentes con lo observado en sismica, (Figura 3.24), incluso se toma la ubicación del TEM 04 como propuesta de verificación para la toba, que a pesar de presentar valores de resistividad relativamente altos, se debe tomar en cuenta que se encuentra proyectado y puede

tener influencia del conglomerado andesítico. Sin embargo, la ubicación proyectada corresponde con toba en la cartografía geológica.

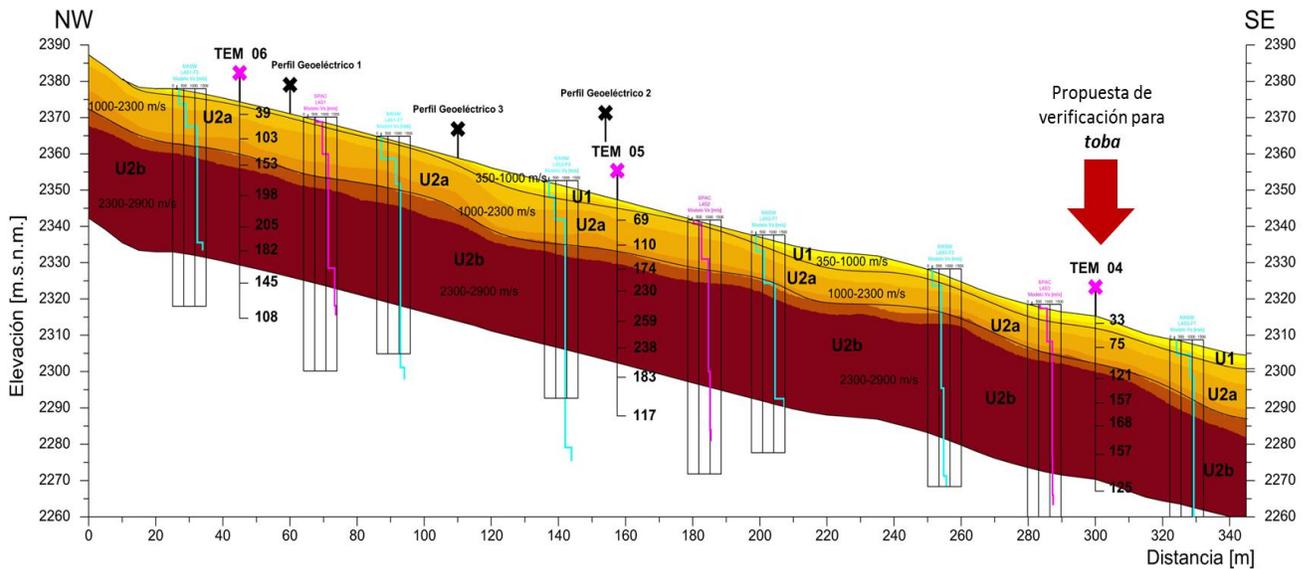


Figura 3.24. Perfil de refracción (V_p) TRS 04 con modelos de V_s a partir de MAS y SPAC.

Línea de Exploración TRS-05

Se ubica en la parte central del predio, tiene una orientación Noroeste-Sureste y una longitud de 260 m. Hay un decremento topográfico de 60 m del inicio hacia el final del perfil (Figura 3.25)

La unidad superficial, U1, tiene una distribución uniforme a lo largo de todo el perfil, a partir del cadenamamiento 160 m mantiene un espesor constante de 4 m. La unidad U2a presenta un cambio en el cadenamamiento 90 m, donde se observa un sector que se vuelve ligeramente más somero, (Figura 3.25).

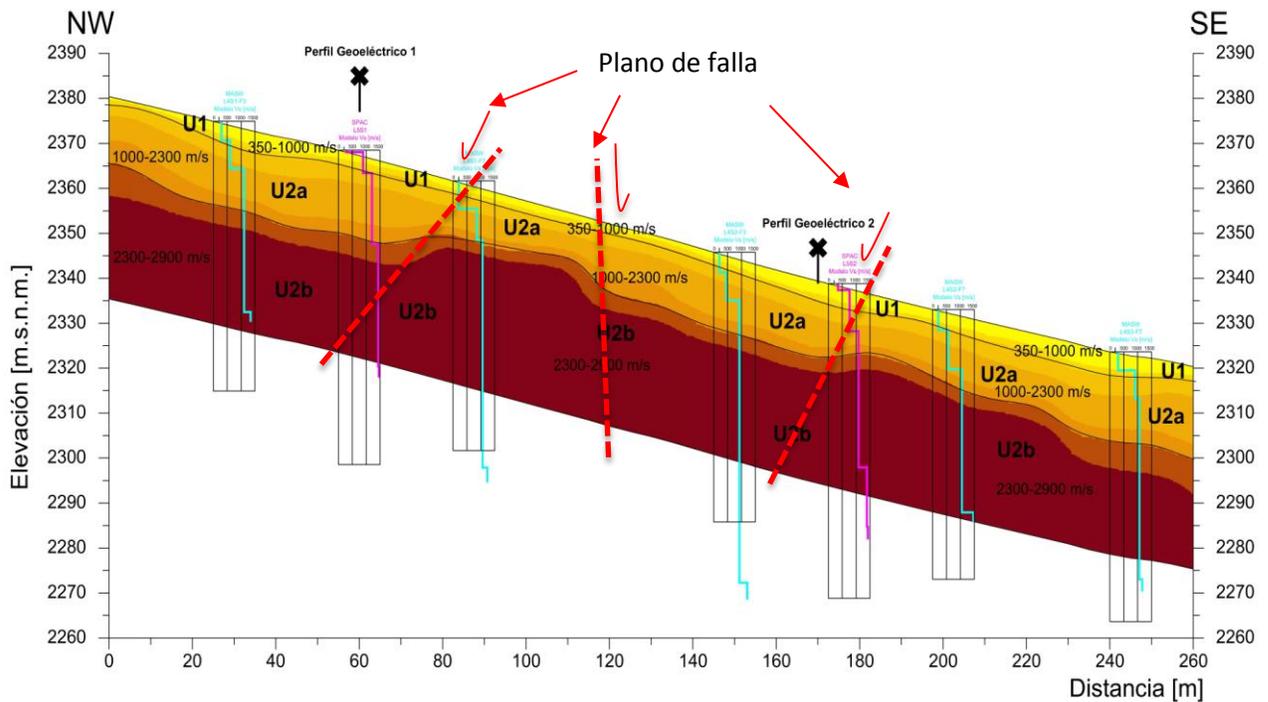


Figura 3.25. Perfil de refracción (Vp) TRS 05 con modelos de Vs a partir de MAS y SPAC.

Cercano a la ubicación de este rasgo se tiene un cambio litológico en la cartografía geológica, entre andesita (parte inicial del perfil) y toba (resto del perfil). Los modelos de Vs a partir de MASW revelan pocas variaciones, pero si se observa los dos modelos de SPAC se puede apoyar lo descrito en el mapa geológico, ya que el modelo Vs SPAC ubicado en el sector andesítico presenta un incremento en velocidad desde la parte somera, llegando a valores de entre 1,000 y 1,500 (m/s) en la profundidad correspondiente para U2a, mientras que en el modelo Vs SPAC ubicado en la zona de tobas, a esta misma profundidad apenas hay un incremento de 750 a 1,000 m/s. En U2b los valores de Vs se mantienen entre 1,000 y 1,500 m/s.

La presencia de variaciones locales de velocidades de onda (Vp), se asocian a fallas locales, que presentan la misma orientación del sistema de fallas regionales, (ver figura Figura 3.1.- Cartografía Geológica)

Línea de Exploración TRS-06

Se ubica en el sector norte del predio, tiene una dirección Noroeste-Sureste y una longitud 230 m. Hay un decremento en las elevaciones de 55 m, de inicio a fin del perfil, (Figura 3.26).

La unidad U1 es apenas perceptible, con un espesor de máximo 2 m. Para la subunidad U2b se observa valores de Vs generalmente altos, casi todos los modelos presentan incrementos de en promedio 1,000 m/s para esta unidad, excepto dos: en los cadenamientos 80 y 220 m, lo que se relaciona con una menor calidad dentro de la misma andesita, ya que en la cartografía geológica no se reporta un cambio de litología en el sector cubierto por este perfil. Similar al perfil anterior, el contacto con U2b aparece somero, en este caso es aproximadamente a 10 m de profundidad, (Figura 3.26).

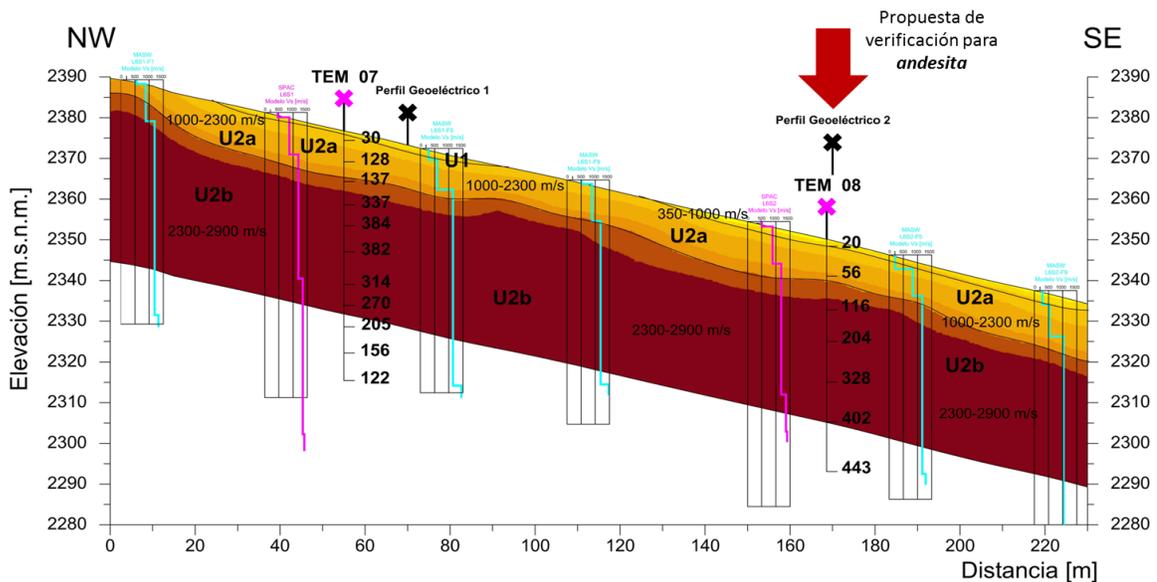


Figura 3.26. Perfil de refracción (Vp) TRS 06 con modelos de Vs a partir de MAS y SPAC.

Se cuenta como apoyo con la proyección de dos sondeos TEM, el 07 y 08, ambos presentan incrementos importantes en la resistividad a partir de los primeros 10-15 m. El TEM 07 comienza un decremento de resistividad a una profundidad de 40 m, indicando muy probablemente el límite de la unidad U2b, sin embargo, el TEM 08 continúa con resistividades ascendentes, por lo que la proyección de este sondeo es la propuesta para verificación de andesita.

Línea de Exploración TRS-07

Se ubica en el extremo norte del predio, tiene orientación Noroeste y longitud de 230 m. Existe un decremento topográfico de 35 m entre el inicio y final del perfil, (Figura 3.27)

La unidad U1 se observa con un espesor constante de 4 m del inicio del perfil hasta el cadenamiento 80 m, a partir de donde se vuelve apenas perceptible desapareciendo por totalidad a partir del cadenamiento 120 m, Figura 3.27.

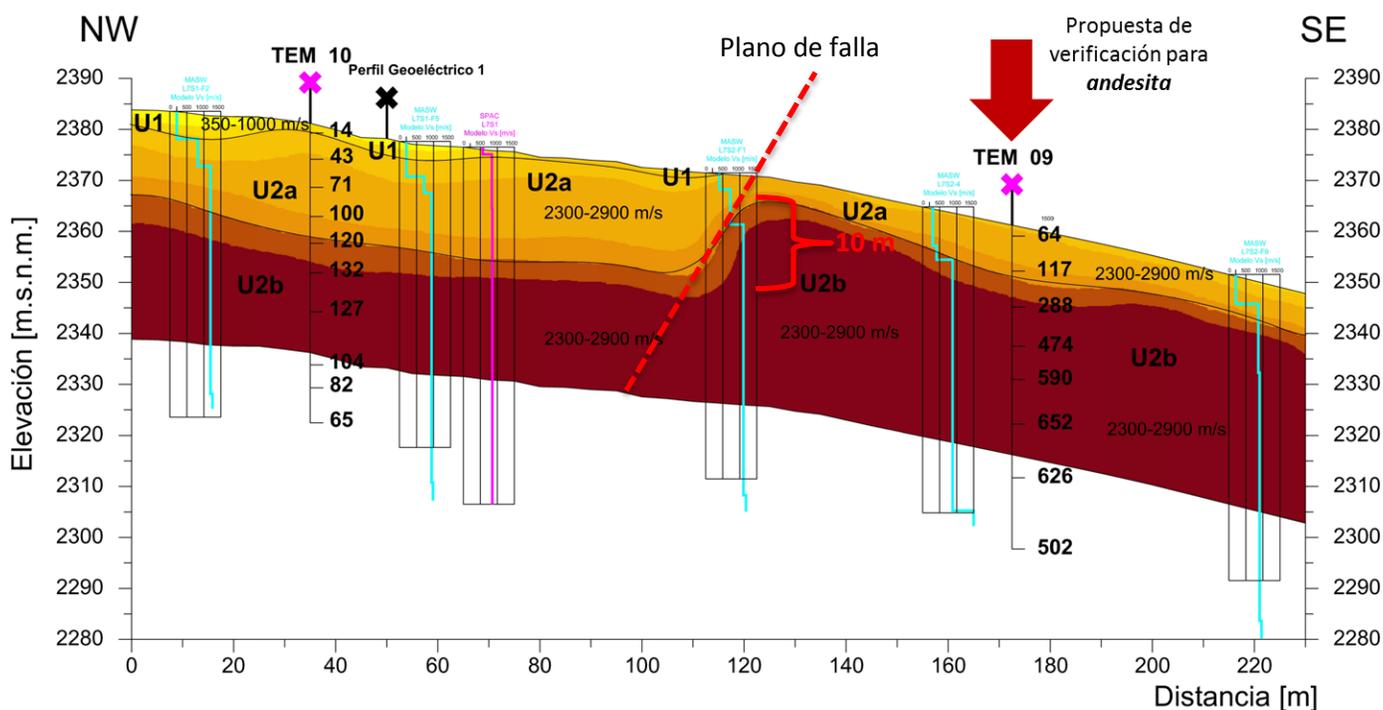


Figura 3.27. Perfil de refracción (Vp) TRS 07 con modelos de Vs a partir de MAS y SPAC.

En el mapeo geológico se determina un contacto entre la toba y la andesita a la altura del cadenamiento 30 m. En un principio corresponde con toba y desde este último hasta el final del perfil se trata de andesita. Este contacto tiene consistencia con los sondeos TEM proyectados, el TEM 10 (inicio de perfil) llega a 100 Ohm*m para la profundidad de U2a, mientras el TEM 09 presenta incrementos de entre 117 y 288 Ohm*m para esta misma profundidad, (Figura 3.27)

Aunque los modelos de Vs no revelan cambios considerables entre la toba y la andesita en todos los modelos generados se mantienen incrementos de entre 300 +/- y 1,000 m/s a la profundidad correspondiente para la unidad U2a. En el perfil de refracción se observa un rasgo importante en el cadenamiento 120 m donde U2a se vuelve más somera, este cambio de velocidades se asocia a la falla regional con una dirección perpendicular al perfil NE-SW que corresponde a la dirección en el mapa de cartografía Geológica (Figura 3.1).

En la cartografía geológica no se tiene registro de falla o contacto litológico, por lo que este rasgo puede ser superficial, pero no se descarta como una zona de posible verificación, se le puede asociar a una zona de menor calidad de la andesita, que en niveles someros puede presentar menor grado de fracturamiento.

Perfil Geoeléctrico 01

El perfil geoeléctrico abarca el sector Oeste del predio, tiene dirección Norte-Sur y cubre una extensión de aproximadamente 700 m. Está compuesto por los sondeos TEM-10, TEM-07, TEM-06 y TEM-01, del noroeste al sureste.

En los primeros 50 m de profundidad se observan resistividades compuestas por las unidades U2a y U2b que se extiende a lo largo de todo el perfil, siendo más potente entre los cadenamientos 300 a 450 donde llega a acuñarse y tener un espesor de hasta 100-150 m. La presencia de U2b es consistente la parte central de este dominio, extendiéndose prácticamente a lo largo de todo perfil, (Figura 3.28). La continuidad lateral de este intervalo resistivo es apoyada por los modelos de Vs proyectados en los cruces con los perfiles de sísmica. En la cartografía geológica entre los cadenamientos 400 y 500 se tiene la presencia de toba a diferencia del resto del perfil donde exceptuando los primeros 50 m se registra andesita.

En los intervalos del perfil donde se tiene registro de toba, se observan disminución de la resistividad dentro del mismo dominio, incluso al inicio del perfil no hay presencia de U2b, lo cual es soportado por el sondeo TEM 10, que registra un máximo de 132 Ohm*m en este nivel de profundidad.

A este dominio resistivo subyace la unidad U3a, que se extiende hasta más allá de 150 m de profundidad, teniendo como única variación un sector de resistividades alta, clasificados como U3b, desde el inicio del perfil hasta el cadenamiento 500 m. Esta subunidad profunda es soportada por un decremento en los niveles más profundos de los sondeos TEM 10 y TEM 07.

El desplazamiento de 20 m aproximadamente entre los TEM-10 y TEM-7 en la zona conductora, se asocia a una posible falla profunda, cuya geometría corresponde con la orientación regional de las fallas.

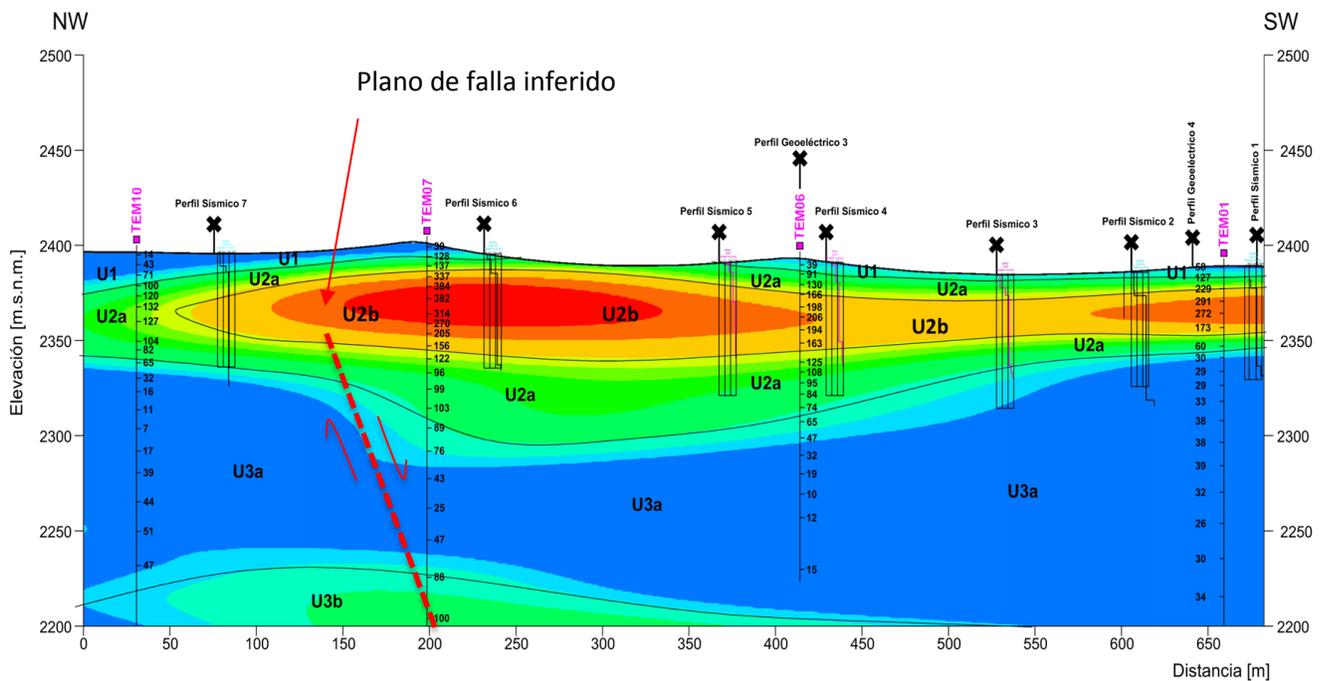


Figura 3.28. Perfil geoelectrico 01 a partir de sondeos TEM con modelos de Vs a partir de SPAC y MASW.

Perfil Geoelectrico 02

Se extiende en el sector Este del predio con dirección Norte-Sur, abarca aproximadamente 500 m, está compuesto por los sondeos TEM 09, TEM 08, TEM 05 y TEM 02, (Figura 3.29).

La unidad superficial es más perceptible en este perfil que en el perfil anterior pasado, aunque sigue siendo una capa delgada menor a 10 m. Lo que más resalta es el dominio resistivo que en este perfil tiene mayor extensión que en el perfil 01. Del inicio del perfil

hasta el cadenamamiento 300 m el dominio resistivo U2a con espesores de 10 m promedio y U2b presenta un espesor de aproximadamente 130 m al inicio del sondeo y tiende a disminuir su espesor en el cadenamamiento 230 m, con espesor promedio de 100 m . Lo anterior es registrado por los sondeos TEM 08 y TEM 09 (Figura 3.29).

En la cartografía geológica se registra presencia de toba entre los cadenamamientos 130 y 270 m, intervalo donde la subunidad U2a corresponde con toba medianamente fracturada. El resto del perfil corresponde a la presencia de andesita intensamente fracturada en la parte superficial y de mejor calidad a profundidad. En el TEM 09 se registran altas resistividades de hasta 652 Ohm*m mientras que en el TEM 08 llega a un máximo de 443 Ohm*m, lo cual indica que la calidad de la andesita es buena en este sector. Después del cadenamamiento 250 m el dominio resistivo disminuye en espesor a 100 m, de los cuáles únicamente 40 m corresponden con la unidad U2b, que disminuye incluso de valores de resistividad, llegando máximo 248 y 457 Ohm*m en los sondeos TEM 05 y TEM 02, respectivamente, por lo que se considera que en este sector sureste del predio la andesita es de menor calidad.

Subyaciendo a este dominio resistivo tiene lugar la unidad U3a, que toma mayor presencia en el sector final del perfil donde el dominio resistivo se vuelve menos potente. La igual que en el perfil anterior, los modelos de Vs, proyectado en los cruces con perfiles de sísmica, soportan la continuidad de los cambios geoelectricos en la parte somera.

Este perfil a profundidad presenta un cambio abrupto de aproximadamente 50 m entre las unidades U2a y U2b, rasgo que en superficie no es tan evidente, pero presenta una orientación perpendicular concordante con la orientación de las fallas regionales.

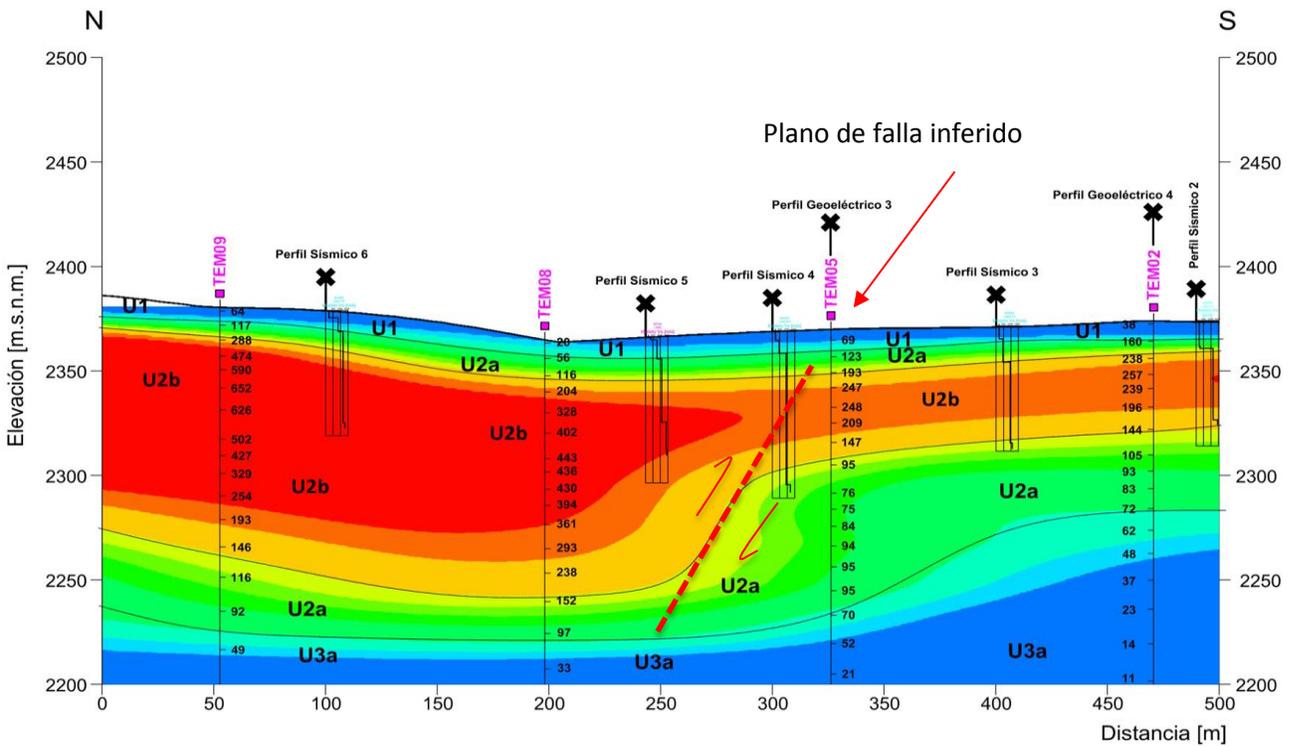


Figura 3.29. Perfil geoelectrico 02 a partir de sondeos TEM con modelos de Vs a partir de SPAC y MASW.

Perfil Geoelectrico 03

Se ubica en la parte central del predio, tiene una orientaci3n Noroeste-Sureste, cortando a los perfiles 01 y 02 perpendicularmente. Cubre una extensi3n de aproximadamente 350 m y lo componen los sondeos TEM 06, TEM 05 y TEM 04, (Figura 3.30).

En los sondeos TEM 06 y TEM 05 se registran los valores m1s altos de resistividad, llegando a 205 y 259 Ohm \cdot m, respectivamente. Estos valores se observan a una profundidad de aproximadamente 35 m y se clasifica como U2b, entre los cadenamamientos 200 y 300 m no se observa continuidad de U2b, esto debido a que en el siguiente sondeo (TEM 04) el nivel m1ximo es de 168 Ohm \cdot m, por lo que la continuidad de esta unidad no se puede asegurar, de este modo U2b toma mayor dominio. Es por esta raz3n que el TEM 04 es ideal para una propuesta para la verificaci3n del espesor real de la toba y su continuidad lateral. El dominio de U2b se observa en la mayor parte del perfil; al inicio llega hasta una profundidad de 80 m y al final llega hasta 120 m. Le subyace U3a,

registrado en principalmente por los dos primeros sondeos que presentan un decremento en la resistividad a partir de los 80 m de profundidad.

La presencia de cambios abruptos entre la unidad U2a y U2b a profundidades mayores a 100 m, se pueden inferir que son desplazamientos asociados a las fallas regionales.

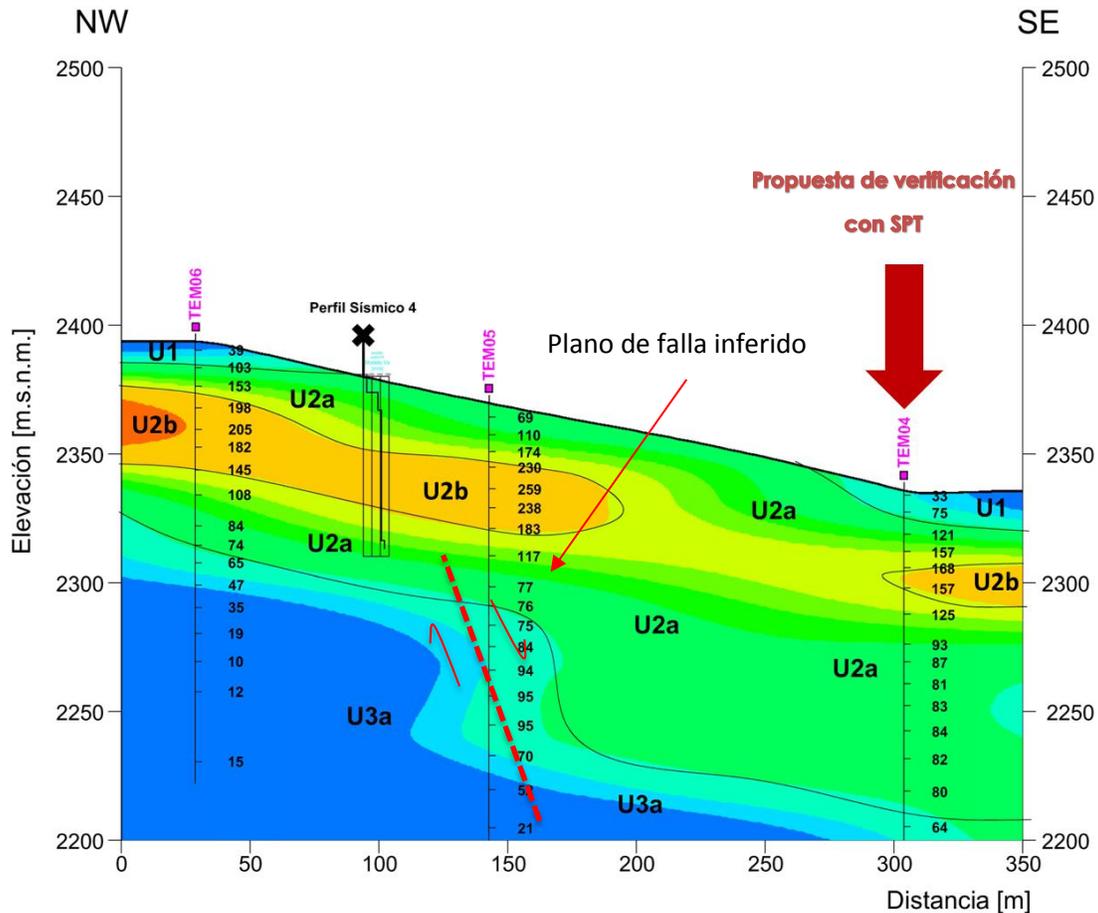


Figura 3.30. Perfil geoelectrico 03 a partir de sondeos TEM con modelos de Vs a partir de SPAC y MASW.

Perfil Geoelectrico 04

Este perfil se ubica en el sector Sur del predio, tienen dirección Suroeste-Sureste, tiene un cambio de dirección aproximadamente en la parte media de su extensión. Cubre poco más de 350 m de longitud, se compone por los sondeos TEM 01, TEM 02 y TEM 03, (Figura 3.31).

Similar al perfil 03, en el inicio de este perfil (extremo oeste), se observa una distribución de las unidades U2a y U2b. En este caso U2b se identifica hasta cerca del cadenamiento 160 m, es decir, la continuidad de U2b (registrada por los dos primeros sondeos) lateral se ve limitada debido a que el sondeo TEM 03 presenta valores de baja resistividad. Este cambio es concordante con la interpretación geológica, ya que en el mapa se observa un cambio de andesita a toba en el cadenamiento 250 m. En este perfil la unidad U3a es más somera, en promedio se encuentra a 50 m de profundidad, variando únicamente entre los cadenamientos 100 a 250 m, donde U2a aumenta de espesor, registrado por el sondeo TEM 02.

El aumento de espesor de de la unidad conductora U2a y U3, por debajo de los 100 m, se asocia a una falla con despalzamiento normal.

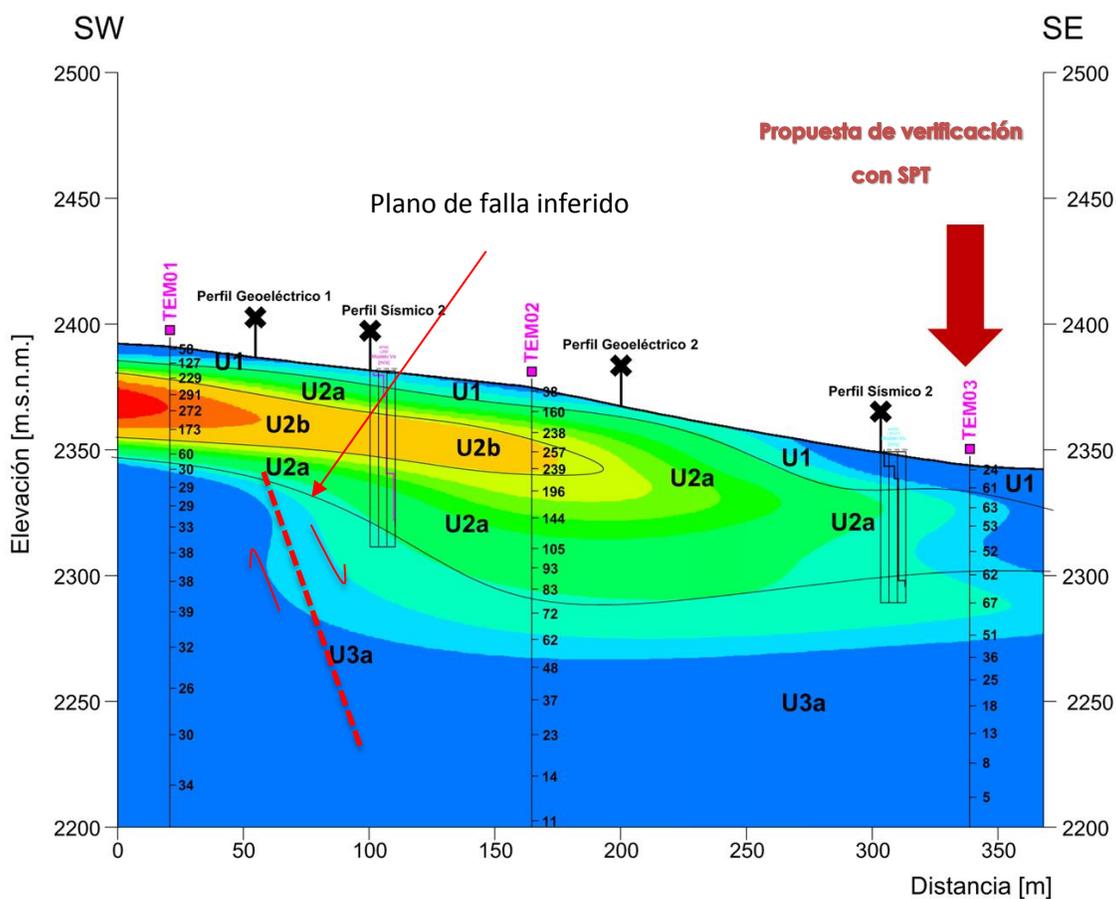


Figura 3.31. Perfil geoelectrico 04 a partir de sondeos TEM con modelos de Vs a partir de SPAC y MASW.

Mapas de Resistividad a profundidad de 10 y 20 m

En los mapas de geoelectrónicos de planta someros, realizados por el equipo de trabajo de **Geotem Ingeniería S.A de C.V.** Se observa una distribución de resistividades que concuerdan con la cartografía geológica. Lo más representativo que se observa es la cima del dominio resistivo (compuesto por U2a y U2b) descrito en los perfiles geoelectrónicos. En el sector Norte se observan sistema de fallas con dirección Noreste-Suroeste y el cual se muestra a detalle en el mapa a 20 m de profundidad, que pone en contacto lateral, las unidades U2b y U2a al norte del predio (Figura 3.32). Se infiere la continuidad a profundidad del contacto mostrado en el larguillo geológico "Carretera Norte" en donde se encuentra la aparente zona de falla con la dirección preferencial NE, mientras que el sistema e fallas central, se manifiesta en una ligera baja de la resistividad con respecto a las zonas alto-resistivas línea punteada en rojo, Figura 3.32.

En el extremo suroeste se observa una concentración de resistividad alta que va tomando mayor presencia a profundidad. Los sectores Norte y Sureste son dominados por resistividades bajas correspondientes con tobas, se puede observar que esta unidad es registrada por los sondeos TEM 10, en el sector Norte, y TEM 03 y 04 en el sector Sureste, (Figura 3.32)

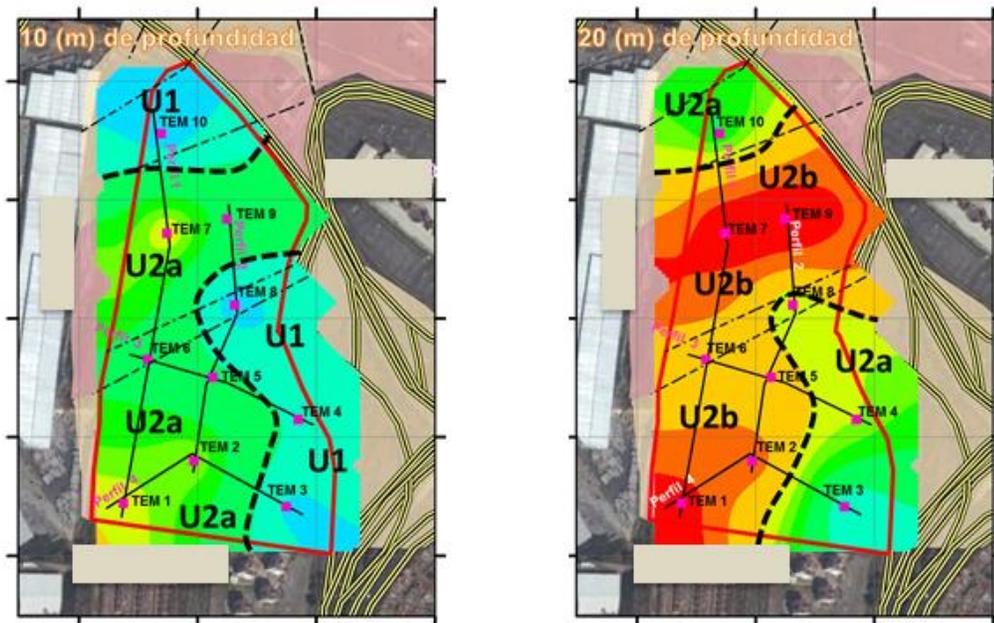


Figura 3.32. Mapas de planta para la profundidad de 10 m izquierda y 20 m derecha con fallas identificadas a partir de la cartografía geológica a detalle.

Mapas de Resistividad a profundidad de 30 y 50 m

En el mapa de resistividades a 30 m de profundidad se sigue observando claramente el sistema de fallas, mientras que el dominio resistivo en general toma la mayor extensión que en los mapas anteriores. En el mapa de 50 m la extensión del dominio resistivo disminuye tomando una morfología de corte "semi elipsoidal" con respecto a los mapas anteriores donde el comportamiento en campo se observaba más masivo. Los sectores de menor resistividad U2a toman mayor dominio rodeando la concentración de U2b, (Figura 3.33)

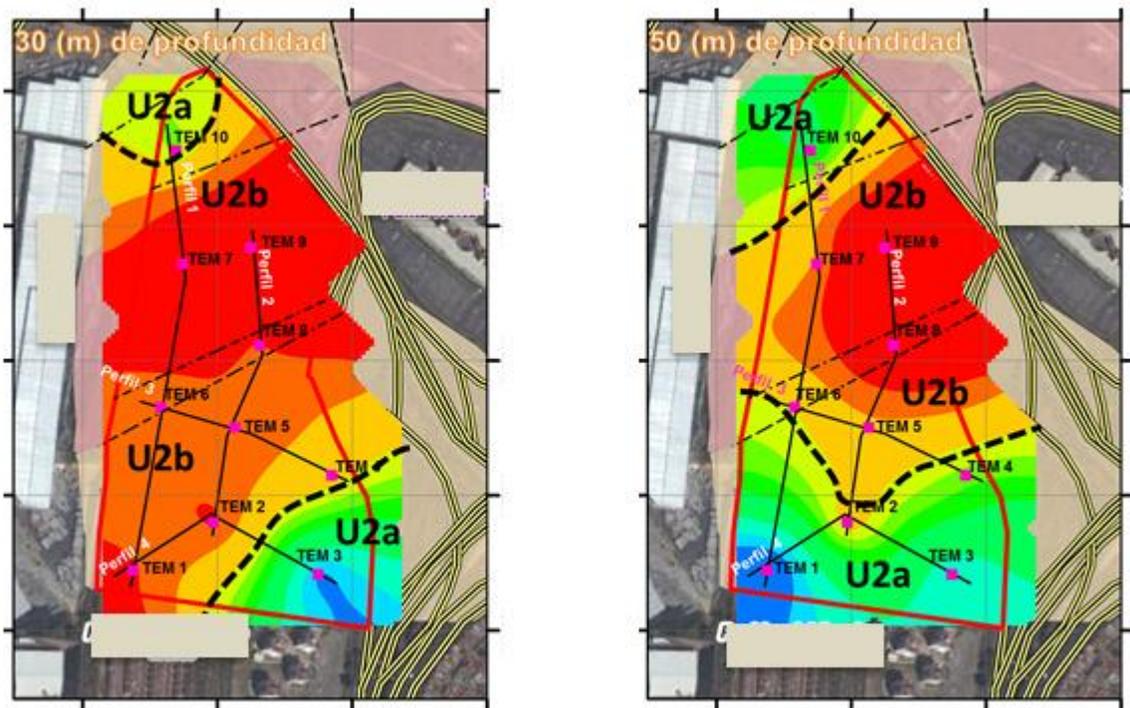


Figura 3.33. Mapas de planta para la profundidad de 30 m izquierda y 50 m derecha con fallas determinadas a partir de la cartografía geológica.

Mapas de Resistividad a profundidad de 75 a 100 m

En ambas profundidades se observa con mayor definición el comportamiento "concéntrico" del cuerpo resistivo, correspondiente con la unidad U2b y que a sido interpretado como un posible cuerpo hipabisal andesítico, (punto 3.1.4 análisis petrográfico), que se extiende a profundidad hacia el sector Este. La U2b se encuentra

rodeado por U2a mientras que hacia los extremos Norte y Sur se observa la distribución de la unidad U3a (Figura 3.34).

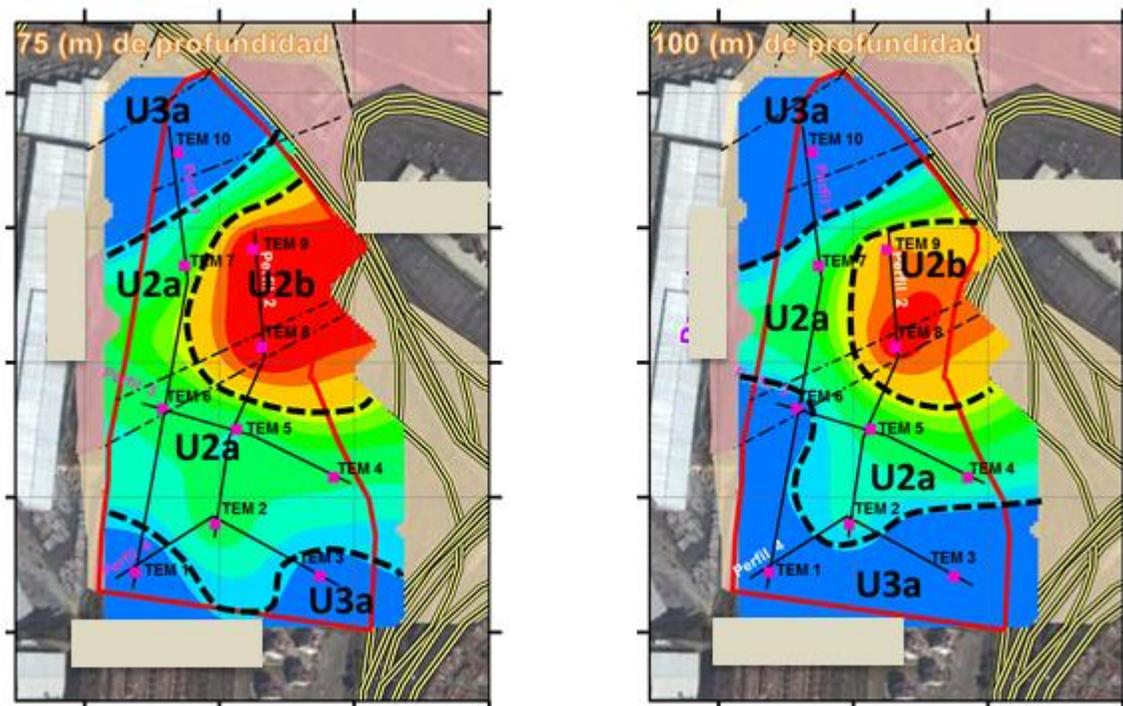


Figura 3.34. Mapas de planta para la profundidad de 75 m izquierda y 100 m derecha, con fallas determinadas a partir de la cartografía geológica.

3.7 Evaluación del Riesgo Geológico

Las unidades geológicas determinadas en este estudio sugieren una variedad de tipos de roca adecuados para soportar construcciones de mediana escala, tal como se planean emplazar.

A pesar de que las andesitas y tobas someras, clasificadas en la unidad U2a, revelan una calidad baja, se infiere que a profundidad mejor, tomando como base las características geofísicas observadas en los perfiles sísmicos y geoelectricos, donde se observa que al menos la andesita, (unidad U2a), presenta valores de velocidad de onda (P) cercano a 2,900 m/s y de onda S cercano a 1,500 m/s hasta los 50 m de profundidad, en el sector Norte y sobre todo Noreste del predio. Las condiciones geoelectricas revelan valores de resistividad de hasta 600 Ohm*m, hasta una profundidad de 100 a 150 m, lo

que indica que es posible que la calidad de la roca mejore substancialmente a estas profundidades.

Uno de los rasgos más importantes que se deben tener en cuenta en el aspecto de riesgo geológico es la presencia de fallas visibles y ocultas, indicadas en la cartografía geológica hacia la parte central y norte del predio, las cuales aparentemente presentan continuidad a profundidad de acuerdo con los mapas de resistividad y el resto de la información del subsuelo.

Si bien no se tiene evidencia de que se encuentren estas fallas activas, se deben considerar siempre para el diseño estructural de la obra civil, en caso de un fenómeno natural (i.e sismo, lluvias torrenciales y saturación de agua, sismo de magnitudes elevadas , algunos movimientos de tierra inesperados, (Figura 3.35).

De igual manera, la carga que se planea construir en el predio puede provocar subsidencia sútil o inestabilidad en los cortes carreteros, por lo que se debe realizar el análisis pertinente con los diseños geométricos y las cargas en el predio para evitar movimientos de tierra en los límites que comprometan la infraestructura dentro del predio y las abundantes carreteras de los alrededores con algún método de estabilidad según sea requerido como anclas, valla, concreto, etc.

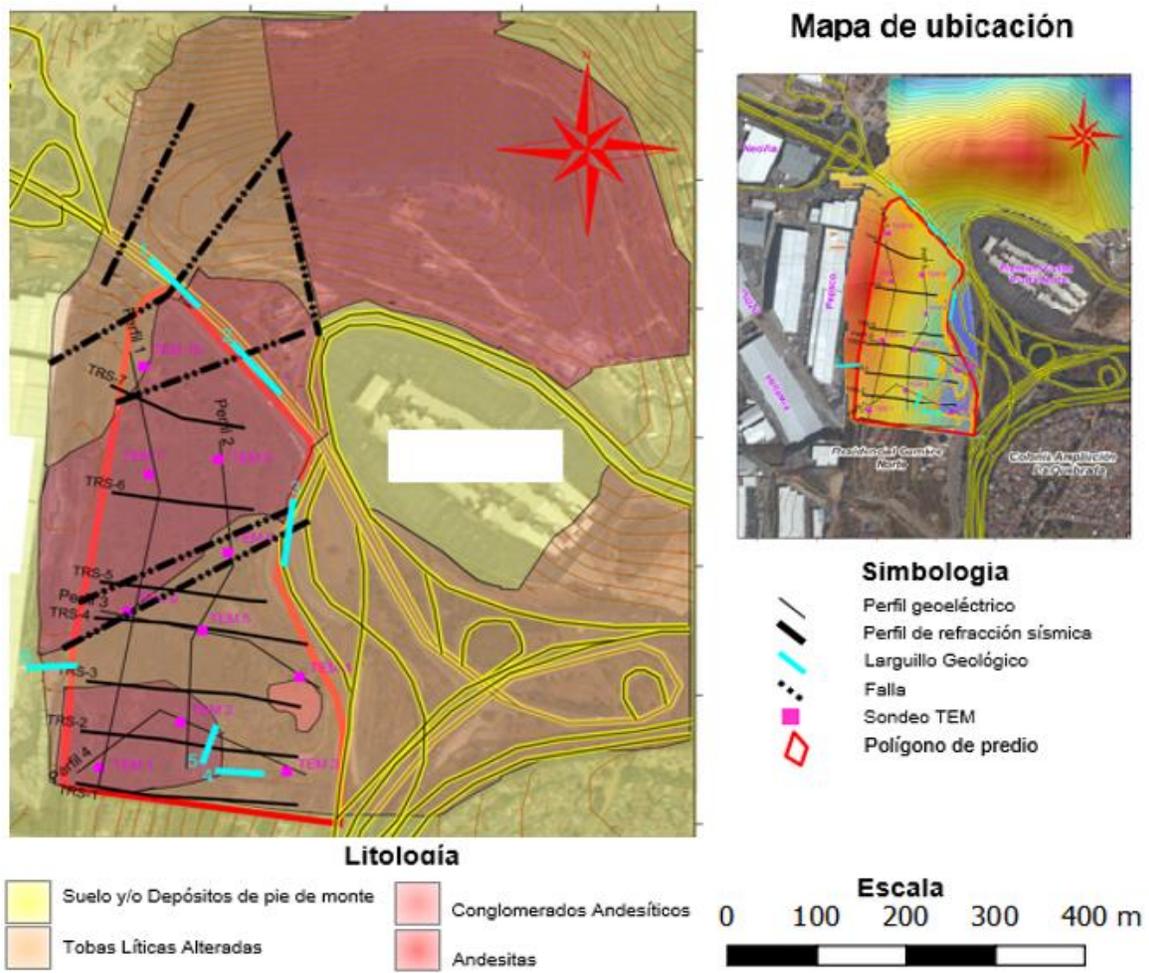


Figura 3.35. Cartografía geológica con fallas presentes en la zona de estudio.

4. CONCLUSIONES

- De acuerdo al reconocimiento geológico que se hizo tanto en las 22 hectáreas que componen el predio, como en las zonas circundantes disponibles, se realizó una cartografía geológica local, en la que se diferencian dos unidades principales: andesita y tobas, litologías que fueron confirmadas por trabajo de campo y pruebas petrográficas de láminas delgadas.
- La continuidad y contactos entre estas dos unidades están regidos principalmente por un sistema de fallas, que pasa por la parte central y norte del predio, con dirección **Noreste-Suroeste**. La mayoría de los contactos entre litologías identificados laterales y en algunos casos las tobas se encuentran sobre las andesitas. En la parte central de este sistema tiene lugar una distribución de andesita que, con base en el análisis de los mapas geoeléctricos de planta, se infiere que a profundidad toma la forma de un cuerpo ígneo.
- Hacia el Norte y Sur del predio tienen lugar cuerpos de toba que bascularon hacia el Noroeste y Sureste, respectivamente, apoyando la tesis del cuerpo intrusivo andesítico.
- En el extremo Sureste se encuentra un cuerpo de andesitas aislado, sin embargo, no se encontró evidencia de fallas que puedan explicar su emplazamiento en esta zona, por lo que serán necesarias más estudios para delimitar sus contactos.
- Con base al análisis de larguillos geológicos, se observa que el contacto entre andesita y toba no es una forma plana horizontal, sino que toma una forma semi-curva que sugiere la cima del cuerpo ígneo, así mismo se aprecian múltiples contactos laterales asociados con la presencia de fallas de comportamiento normal en los alrededores del predio.
- Se realizó un análisis visual de la calidad de la roca (RQD) y a nivel de macizo rocoso (RMR) visual para la andesita y toba someras. Se determina que la andesita tiene en promedio un RQD de 16.5% y un RMR de 48.3 Clase III, y la toba tiene en promedio un RQD de 10.5 % y un RMR de 32 Clase IV (clasificación según *Bieniawski, 1989*). Lo anterior indica que el comportamiento mecánico de una unidad y otra no varía mucho en términos del RMR, y es que, pese a las

diferencias entre resistencia a la compresión simple que puede presentar la andesita con respecto a las tobas, las intensas condiciones de fracturamiento, la abertura y presencia de relleno en las mismas, así como la calidad de sistemas de fracturamiento, disminuye su calidad de sistemas de fracturamiento, disminuye su calidad considerablemente respecto al emplazamiento de obras civiles.

- Mediante la aplicación del método sísmico (fuente activa y pasiva), se generaron 7 perfiles que modelan el subsuelo hasta una profundidad de 50 m. Estos perfiles reflejan la distribución estratigráfica desde el punto de vista mecánico del subsuelo.
- Con la aplicación del método TEM integra la información del subsuelo y se complementa lo determinado mediante el método sísmico. A partir de los sondeos se generan 4 perfiles geoelectrónicos hasta una profundidad de 150 m, observándose la continuidad de las unidades previamente en los perfiles sísmicos, dando soporte geoelectrónico a lo previamente determinado en el análisis mecánico.
- Se hizo un análisis integral con toda información generada se obtuvieron resultados que ayudaron a una caracterización del subsuelo de la siguiente manera:

-Unidad U1: unidad superficial de distribución muy delgada de 1-2m de espesor, compuesta por depósitos aluviales y pie de monte. Este material es producto de la alteración de la roca madre y depositados por remoción de masa, "in situ".

-Unidad U2a: compuesta por dos probables tipos de roca, andesita intensamente fracturada y de compacidad media. Esta clasificación se hace tomando como referencia que en los perfiles de sísmica no se observa un cambio considerable en los sitios donde geológicamente se determina cambios entre estas litologías, y justificado con lo analizado con los RMR visuales, donde se observa que, a nivel de macizos rocosos, las calidades no difieren mucho, por lo que en la respuesta refracción no se observa un cambio fiel (lateral) en los contactos entre estas litologías. Los modelos de Vs muestran mayor sensibilidad en el cambio de litología debido a que depende más de la rigidez, sobre todo los modelos generados mediante SPAC, y que es resultado de un análisis más amplio en extensión de

terreno. Los resultados muestran buena correlación con lo indicado en el mapa geológico.

Unidad U2b: corresponde con andesita de moderado fracturamiento, en los perfiles de refracción se observa que su distribución es más somera en el sector norte del predio, mientras que con los perfiles geoeléctricos se observa que su potencia es mayor en el sector Noreste, y menor en el sector Sureste, lo cual sirvió para inferir de un cuerpo hipabisal inferido. En todos los perfiles la U2b se encuentra rodeado por U2a.

Unidad U3a: es una unidad de resistividades bajas que subyace a la U2a en su parte profunda. Con sísmica no se tiene alcance de esta unidad, pero con los perfiles geoeléctricos es evidente su presencia, ya que en todos los sondeos TEM se observa un decremento de resistividad hacia la parte más profunda.

Unidad U3b: Esta unidad se observa únicamente en la parte más profunda del sector Noroeste del predio. Se identifico por medio del aumento de resistividades a profundidades de aproximadamente 170 m, rango de profundidad que sobrepasa la profundidad de estudio, pero que se realiza la clasificación indicando que a diferencia de las unidades anteriores, ésta tiene un grado de incertidumbre mayor.

- Los mapas geoeléctricos de planta ayudan a conocer indirectamente la continuidad a profundidad de lo determinado en el mapa geológico local, sugiriendo la continuidad de la andesita (unidad U2b) en forma "cónica", lo cual soporta la propuesta de que la andesita corresponde con un cuerpo hipabisal cuyo máximo espesor se ubica en el sector Este/Noreste del predio.
- Pese a que en sísmica no es posible determinar contactos laterales, debido a la similitud de las calidades del macizo rocoso y como respuesta mecánica en los perfiles sísmicos, estos si que son evidentes en los cambios laterales en los mapas de resistividad en planta, que permite inferir continuidad en el subsuelo de las fallas mapeadas en superficie.
- Los valores de resistividad eléctrica, así como el levantamiento geológico y sísmico revelan que los materiales arcillosos son escasos y dominan la presencia de materiales arenosos, que componen las rocas tobáceas suaves y de

compactación media (disgregable con el martillo geológico) y rocas intensamente fracturadas que conforman bloques no superiores a 40 cm los cuales deben ser adecuadamente respecto al diseño de la cimentación de una obra civil.

- En cuanto al riesgo geológico, se descarta la presencia abundante de arcillas que pudiesen causar problemas de subsidencia diferencial o problemas estructurales asociados con la relación sismo-medio de emplazamiento. Esto se sustenta ya que se encuentra dentro de la zona de lomas en la clasificación geotécnica que puede generar un desplazamiento sumado a la presencia de fallas en la zona de estudio ante un evento sísmico de magnitudes mayores podrían generar movimientos de tierras indeseables. La carga puntual de las estructuras civiles proyectadas puede afectar el cálculo de estabilidad de los taludes de las carreteras próximas, pudiendo manifestarse problemas de estabilidad en el borde del predio con las carreteras.
- El sistema de fracturas y fallas locales no son detonadores de desastres, sin embargo pueden acelerar los procesos que ocasionalmente pueden afectar la obra civil. El conjunto de fracturas implica una debilidad en la roca que pueden contener material no consolidado, que favorece deslizamientos, derrumbes o caída de bloques, que pueden afectar a una zona urbana.
- Las fallas que se infieren en los perfiles geoelectricos , se encuentran relacionadas con el sistema de fallas regionales, que localmente pueden presentar, riesgos de deslizamiento en laderas con pendientes pronunciadas y en dirección a las inclinaciones de los planos de falla, considerando las diferencias mecánicas en los y un aumento en las condiciones pluviales y subterráneas, deben de ser consideradas para la estabilidad de posibles deslizamientos.

5. RECOMENDACIONES

- Con el objetivo de verificar tanto la continuidad litológica de todas las unidades como la calidad de ésta a profundidad y tomando en cuenta la cartografía geológica a detalle y sustentándose en los resultados geofísicos, se hacen **4 propuestas de verificación** por medio de sondeos mixtos de penetración y obtención de muestra inalterada en suelo blando y muestras en roca, dos para la andesita y dos para la toba. Para la verificación de la andesita se propone la proyección de los sondeos TEM 08 y 09 sobre los perfiles sísmicos TRS-06 y TRS-07 Figura 3.36, respectivamente, mientras que para la verificación de tobas se propone la proyección de los TEM 03 y 04 sobre los perfiles TRS-02 y TRS-04, respectivamente, (Figura 3.37).

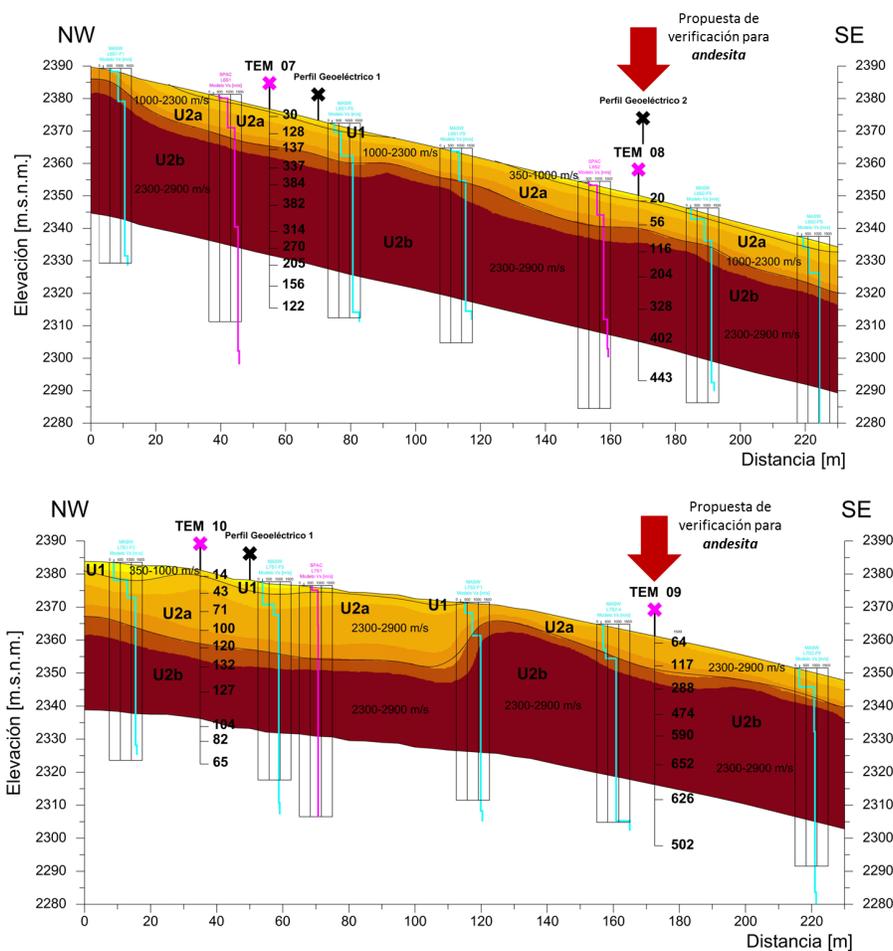
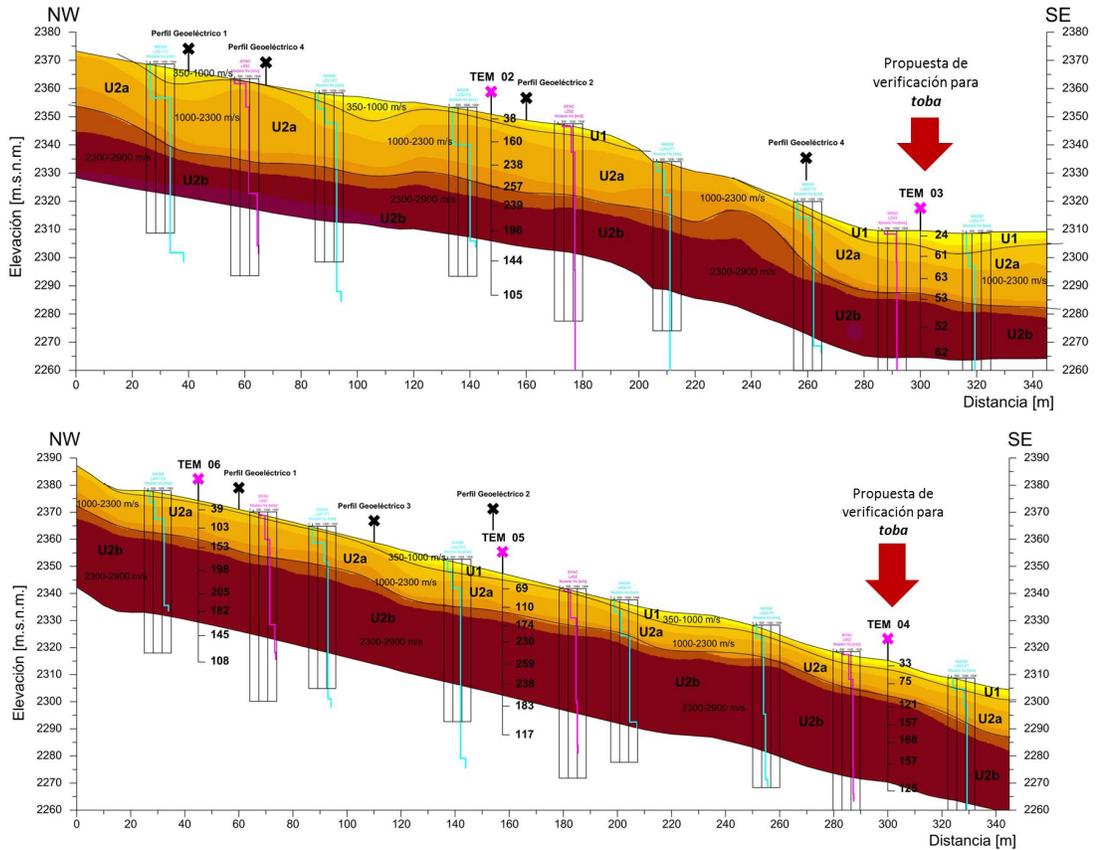


Figura 3.6. Propuestas para verificación de andesita. Proyección de TEM 08 y 09 sobre perfiles sísmicos TRS 06 y TRS 07.



• **Figura 3.7.** Propuestas para verificación de andesita. Proyección de TEM 03 y 04 sobre perfiles sísmicos TRS 02 y TRS 04.

- Integrar la información geológica-geofísica con los resultados de la mecánica de suelos y de laboratorio, que ayude en el diseño de las cimentaciones y considerando como zonas de mayor vulnerabilidad aquellas del predio con presencia de cambios laterales y asociados a posibles fallas geológicas
- Realizar perforaciones directas poco profundas (50m) con el objetivo de verificar los espesores de materiales tobáceos y andesíticos con el objetivo de fortalecer el modelo conceptual de la zona de estudio.
- Considerar que la zona aparentemente presenta muy bajos contenidos de arcilla, por lo que los fenómenos asociados con subsidencia diferencial o la

necesidad de diseños especiales para evitar resonancia sísmica son de probabilidades bajas.

- Realizar pruebas directas como sondeos de penetración estándar con obtención de muestra alterada e inalterada (NMX-C-0431- ONNCCE-2002), para suelo y roca, también pruebas de laboratorio, para arcillas consolidaciones si se presentan en el sondeo, pruebas de corte directo y triaxiales en el caso de rocas.
- Realizar correlación de los valores de “Resistencia a la Penetración Estándar” o el “Valor de N” obtenidos en el registro del sondeo mixto o sondeo de penetración estándar, esto con la finalidad de saber la capacidad de resistencia al corte directo en condiciones propias del terreno.
- Realizar sísmica de Pozo o Down Hole, como método verificación de los valores obtenidos en la etapa de exploración y con ayuda de los sondeos una buena correlación tanto datos directos e indirectos.
- Para la estabilidad de posibles deslizamineto realizar una serie de drenes en las actuales caras de las laderas y en los flancos combinado con cunetas y contracuneta que mantengan en aparente equilibrio de las laderas.

6. BIBLIOGRAFÍA

- Aguirre-Becerril, H.R., Pérez-Rocha, 2006, Sísmica de dispersion de ondas superficiales usando ruido sísmico.
- Alvarez Manuel, 1961, Provincias Fisiográficas de la Republica Mexicana.
- Brian R Spies, Dwight E. Eggers, 1986, "The use and misuse of apparent resistivity in electromagnetic methods" Geophysics, Vol. 51, No.7.
- Bons, 2000, The Formation of veins and their microstructures (en línea): Journal of the Virtual Explorer, v. 2, "Strain an Structure" <http://virtualexplorer.com.au/journal/>
- Carreón-Freyre Dora C, 2006, Mecanismos de fracturamiento de depósitos arcillosos en zonas urbanas. Caso de deformación diferencial en Chalco, Estado de México.
- Cerca Martínez, Luis Mariano, 2004, Deformación y magmatismo Cretácico Tardío - Terciario Temprano en la zona de la Plataforma Guerrero Morelos, UNAM,
- Chavéz Aguirre José María, 2008, Atlas multidisciplinario y de riesgo Geotécnico de la zona conurbada al norponiente del valle de México, Tesis
- CONAGUA, 2015, Actualización de la disponibilidad media de agua en el acuífero Cuatitlan-Pachuca (1508), Estado de México.
- CONAGUA, 1999, Estudio Hidrogeológico y modelo matemático del acuífero del valle de Celaya.
- Dooley, J. C., 1952, Calculation of depth and dip of several layers by seismic refraction methods.
- Faust, L. Y., 1951, Seismic velocity as a function of depth and geologic time.
- Fideicomiso de Estudios Estrategicos Sobre la Ciudad de México, 1997, Gobierno del Distrito Federal Capitulo VII, Zona Metropolitana del Valle de México Riesgos Geológicos.
- Fisher, D. M., Brantley, S.I, 1992, Models of quartz overgrowth and vein formation and episodic fluid flow in an ancient subduction zone: Journal of Geophysical Research.
- Gamond, J.F. 1983, Displacement features associated with fault zones : a comparison between observed examples and experimental models: Journal of Structural Geology.
- Garcia Palomo Armando, 2008, El arreglo morfoestructural de la Sierra de Las Cruces, México central.
- GEOMETRICS, 1986, Engineering Seismic Reflection Software.

- GEOMETRICS, 1986, Seisview Seismic Refraction Processing Software User's Manual, EG&G Geometrics.
- GEOPSY, 2008, Geophysical Signal Database for Noise Array Processing
- Gogueti, F. M., 1951, Seismic reaction with variable velocity, Geophysics, vol 16(1):81
- Gonzales de Vallejo Luis, 2004, Ingeniería Geológica, editorial Pearson Education, Madrid
- Grant F.S., West G.F., 1965, Interpretation Theory in Applied Geophysics; McGraw-Hill
- Hales, F. W., 1958, An accurate graphical method for interpreting seismic refraction lines.
- Hatherly, P., 1976, A Fortran IV programme for the reduction and plotting of seismic reaction data using the generalised reciprocal method.
- Herrmann, R. B., 1987, Computer Programs in Seismology, S. (7 Vols.). Louis University.
- Hitoshi, M., Sumio, S., & Junpei, A., 2004, A Method to Estimate Phase Velocities of Rayleigh Waves Using Microseisms Simultaneously Observed at Two Sites. Seismological Society of America, 94, 961-976.
- Hubp Lugo José, 1996, Geomorfología de la Sierra de Guadalupe (Al norte de la Ciudad de México) y su relación con peligros naturales
- Jakosky, J. J., 1950, Exploration geophysics, Trija.
- Lankston, R. W., 1990, High-resolution refraction seismic data acquisition and interpretation.
- Lankston, R. W., and Lankston, M. M., 1986, Obtaining multilayer reciprocal times through phantoming.
- Peralta S. A., 2007, Levantamiento Sísmico de Refracción Somera y Levantamiento Geológico en el Área de “El Casino”, al Norte del poblado de Urumaco, Universidad Simón Bolívar.
- Marín, C S. y J. E. Aguayo. ,1989., Evolución geológica de la cuenca de México e importancia de sus rasgos estructurales, Ecología Urbana, vol. Esp., Sociedad Mexicana de Historia Natural, México
- Matthews, M.C., Hope, V.S. & Clayton, and C.R.I., 1996: The use of surface waves in the determination of ground stiffness profiles. - Proc. Inst. Civ. Engineers, Geotech. Engineering, 119: 84-95.
- Maya y Negrín, 2007, REV. DIG. UNIV. Vol.8, No. 12, , Pág. 2 y 3.
- Méndez Edgar, 2011, “Caracterización de anomalías geotécnicas en las zonas lacustres y de transición de la ciudad de México”, Instituto de Ingeniería UNAM, Ciudad de México.
- Moisés Dávila, Gustavo Arvizu., 2014, Geología Ambiental, Editorial Innova, México.

- Mota, L., 1954, Determination of dip and depths of geological layers by the seismic refraction method.
- Moura S.J. , 1978Aplicaciones del Método Sísmico de Prospección Geofísica en el estudio de Carreteras; Reporte del Laboratorio Nacional de Ingeniería Civil, Lisboa.
- Musgrave A.W., 1967, Seismic Refraction Prospecting; Society of Exploration Geophysicists.
- Nabighian M.N., 1979, Quasi-static transient response of a conducting half-space: An approximate representation, Geophys.
- Okada, H., 1998, Microtremors as an exploration method: Geo-exploration Handbook. Boletín del Earthquake Investigation Committee, 2, 1-6.
- Okada, H.,2003, The Microtremor Survey Method. Geophysical monographs series (12).
- Okada, H., Matsuhima, T., Moriya, T., & Sasatani, T.,1990, An exploration technique using long-period microtremors for determination of deep geological structures under urbanized areas. Butsuri Tansa (43), 402-417.
- Palmer, D., 1980, The generalized reciprocal method of seismic refraction interpretation.
- Prem V. Sharma, 2003, Environmental Engineering Geophysics, Cambridge University, UK.
- Ramirez Oyanguren Pedro, 2004, Mecánica de Rocas: Fundamentos e Ingeniería de Taludes.
- Redpath, B. B., 1973, Seismic refraction exploration for engineering site investigation.
- Scott, J. H., 1973, Seismic refraction modeling by computer.
- Scott, J. H., B. L. Tibbetts, and R. G. Burdick.,1973, Computer Analysis of Seismic Refraction Data.
- Seiji Tsuno, 2004,On the efficiency and precision of array analysis of microtremors by the spac method in practical engineering use
- Sirotem MK II.,1990, Operation Manual
- Stoyer C.H., 1990, Efficient computation of transient sounding curves for wire segments of finite length using an equivalent dipole approximation, Geophysical Prospecting.
- M. Telford, L.P. Geldart., 1990, Applied Geophysics second edition, R.E. Sheriff, Cambridge University Press, United Kingdom.
- Winglink, 2001,User's Manual, Edition 4, © Gosystem srl, Milan, Italia,
- Wyrobek, S. M., 1956, Application of delay and intercept times in the interpretation of multilayer refraction time distance curves.

Apéndice 1. FUNDAMENTOS DE LOS MÉTODOS SÍSMICOS

A1.1 Principio Físico del método de prospección sísmica

El método de refracción sísmica está basado en las trayectorias de tiempo mínimo que emplean las ondas elásticas en propagarse desde un punto de la superficie, donde son generadas, hasta los diferentes horizontes refractores del subsuelo y de éstos hasta otro punto, ubicado en la superficie, en donde geoelectricamente las señales son detectadas por una serie de sensores o geófonos alineados con la fuente de energía o punto de tiro.

Los geófonos, también denominados sismo-detectores, son transductores que convierten la energía mecánica manifestada a través de pequeños movimientos del terreno en pulsos de energía eléctrica, la cual es transmitida por un cable hasta el sismógrafo que amplifica, filtra y registra las señales en medios digitales. La forma más empleada para conservar permanentemente los registros de campo obtenidos con la técnica de refracción, es mediante los sismogramas, que constituyen archivos que muestran el registro a partir de la generación de las ondas elásticas para todos los geófonos, sobre el terreno conectados, con sus respectivas marcas de tiempo, (Figura A.1.1).

A partir de la observación, procesado y análisis de estos registros o sismogramas es posible construir gráficas tiempo-distancia. Las ondas sísmicas longitudinales P viajan a través del medio con frentes de onda, de donde se obtienen los tiempos de arribo, desde el punto de tiro hasta los detectores y las distancias están determinadas por la separación entre geófonos. Con el análisis y procesado se determina el número de capas que conforman el subsuelo, sus espesores y velocidades de propagación.

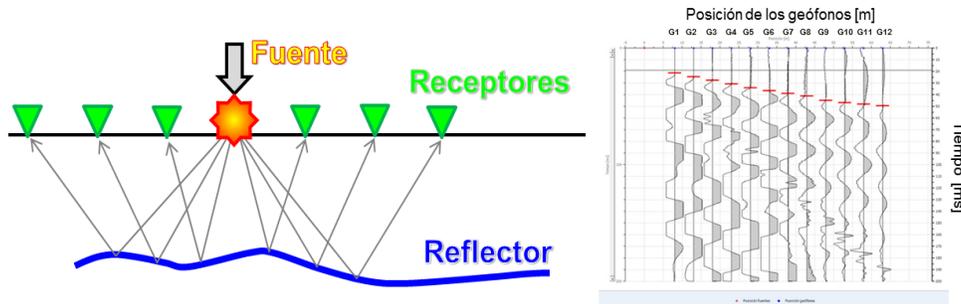


Figura A1.1 Principio físico del método sísmico y grafica de tiempos y distancias (velocidad).

A1.2 Técnica del Tendido de Refracción Sísmica (TRS)

La prospección con fines geotécnicos por refracción sísmica permite interpretar la estratigrafía del subsuelo al uso del principio físico del fenómeno de la refracción total de una onda sísmica que incide sobre una interface localizada entre dos cuerpos con diferentes propiedades mecánicas, (horizonte de refracción). La condición fundamental para llevar a cabo estudios de sísmica por refracción es que la sucesión de los estratos a investigar se caracterice por velocidades sísmicas crecientes al aumentar la profundidad. De este modo se pueden evaluar hasta 4 ó 5 horizontes de refracción diferentes, (Figura A.1.2)

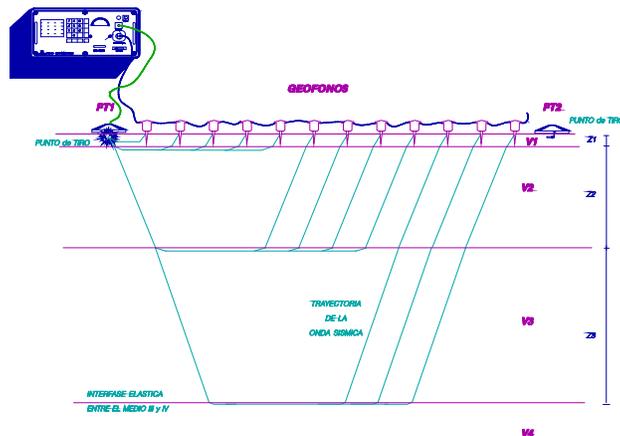


Figura A1.2. Representación de la técnica de Tendido de Refracción Sísmica.

Las determinaciones se basan en la medición de los tiempos de recorrido de las ondas elásticas para las cuales -suponiendo amplias superficies de separación con respecto a la longitud de onda o en todo caso con una débil curvatura- los

frentes de onda se representan por medio de las señales sísmicas asociadas. El análisis se basa en el principio de Fermat y en la ley de Snell.

A1.2.1 Procesamiento del tendido de refracción

Con los datos adquiridos en campo se procede a construir diagramas tiempos-distancias identificando en los sismogramas obtenidos, las primeras llegadas de las ondas sísmicas, (Figura A.1.3)

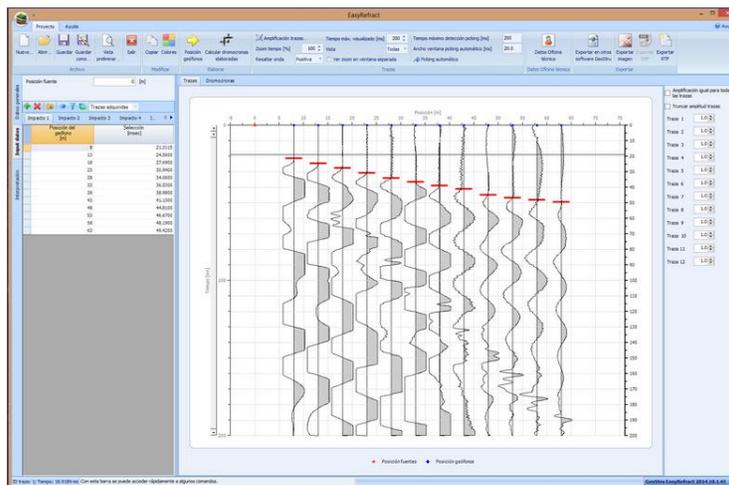


Figura A1.3 Procesamiento de los tendidos de Refracción Sísmica.

Para determinar en el plano la distancia óptima XY es necesario considerar varios puntos de disparo, tanto de los extremos como del interior del tendido. Esto hace posible identificar con más precisión los tiempos relativos de un mismo refractor que sirven para caracterizar las "dromocronas", las cuales son fundamentales para la interpretación. En las interpretaciones multiestratos, para generar las dromocronas se puede aprovechar las técnicas de phantoming y así superar la falta de datos de algunos refractores, Figura A.1.4. Partiendo de la construcción de las dromocronas es posible determinar la función velocidad según la ecuación 1

$$T_v = \frac{T_{S_1Y} - T_{S_2X} + T_{S_1S_2}}{2} \dots\dots\dots(1)$$

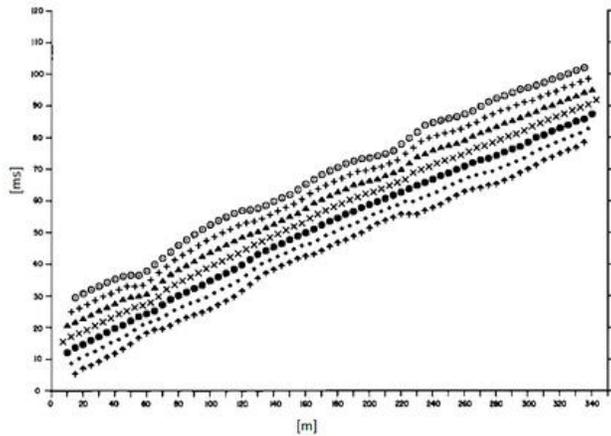


Figura A1.4 Representación de los tiempos medidos y las distancias en el Tendido de Refracción Sísmica.

Donde T_{S1Y} y T_{S2X} en la ecuación son los tiempos de recorrido de la señal sísmicos para llegar, respectivamente, de la fuente $S1$ a X y de la fuente $S2$ a Y , mientras que T_{S1S2} es el tiempo de recorrido entre dos puntos de disparo $S1$ y $S2$, externamente simétricos con respecto al tendido. T_v es el tiempo calculado en un geófono G puesto entre X y Y , no necesariamente coincidente con la posición de un geófono del tendido, (GEOTEM 2017), (Figura A.1.5)

El cálculo de la función T_v se lleva a cabo para cada valor de XY comprendido entre cero y la mitad del tendido con variación igual a la distancia real entre los geófonos del tendido. La mejor recta de regresión de las funciones de velocidad obtenidas, permite determinar el XY óptimo y la velocidad del refractor que se obtiene del coeficiente angular.

Mediante la función tiempo-profundidad es posible encontrar la profundidad del refractor expresada en unidad de tiempo. Dicha función se expresa con:

$$T_G = \frac{T_{S_1Y} + T_{S_2X} - \left(T_{S_1S_2} + \frac{XY}{V_n} \right)}{2} \dots\dots\dots (2)$$

Donde V_n es la velocidad del refractor.

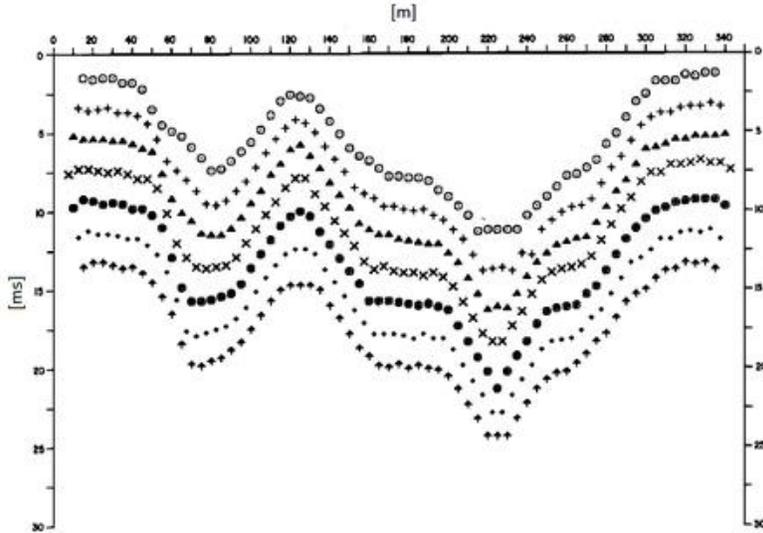


Figura A1.5 Representación de los tiempos medidos y las distancias en el Tendido de Refracción Sísmica.

De la misma manera que con la función velocidad, se determinan varias funciones tiempo-profundidad para el conjunto de los valores XY en estudio. Entre las funciones encontradas, la que presente la mayor articulación compete al valor óptimo de XY.

Finalmente, es posible determinar el espesor del refractor en las correspondientes posiciones de los geófonos G mediante la relación:

$$h = T_G \sqrt{\frac{V_n XY}{2T_G}} \dots\dots\dots (3)$$

Donde:

h representa la profundidad mínima desde el geófono G y por lo tanto la morfología del refractor se define con la envolvente de las semicircunferencias de radio h. Una de las principales ventajas del es que el factor de conversión de la profundidad es relativamente insensible a las pendientes hasta aproximadamente 20°

La interpretación con el método GRM determina las velocidades promedio en los estratos y el espesor de cada refractor por debajo del geófono. Tal espesor

representa la profundidad mínima desde el geófono, por lo que la morfología del refractor está definida por la envolvente de las semicircunferencias.

A1.3 Técnica de Análisis Multicanal de Ondas Superficiales (MASW)

El método de "Análisis de Ondas Superficiales con múltiples receptores" (MASW por sus siglas en inglés), consiste en el análisis de la propagación de una onda Rayleigh a lo largo de la superficie de la tierra. El método MASW es propiamente una metodología de procesamiento (mas no propiamente de adquisición) de la información sísmica en el dominio de las frecuencias. En este proceso se analiza la velocidad de dispersión de la energía en el subsuelo, esto permite utilizar los mismos sismogramas registrados en la técnica de refracción; donde las curvas de dispersión de energía se generaron a partir de un apilamiento de la decimación multiespectral de 2 a 200 Hz de cada traza sísmica registrada en cada punto de impacto; esto permite generar un perfil de velocidades a detalle del subsuelo, (Figura A.1.6) (Valdes 2005)

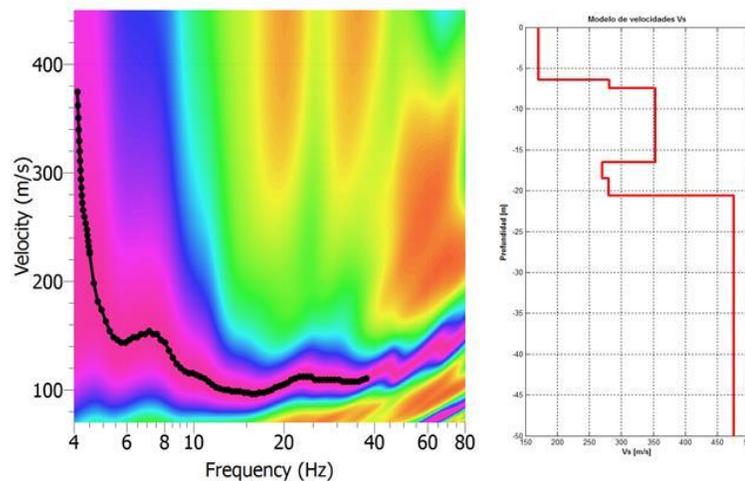


Figura A1.6 Curva de dispersión de la energía de los registros y modelo de velocidad Vs.

El método MASW es más sensible a contrastes de velocidad o inversiones de velocidad sísmica debido a que el espectro de amplitud realza estas variaciones o tendencias espectrales de las características del medio.

Este método nos permite cuantificar la velocidad de propagación de la onda S (onda de corte) en el subsuelo, a partir de la energía producida por una fuente de impacto mecánico y su carácter dispersivo a diferentes frecuencias. El análisis en conjunto de la información de cada sismograma permite obtener una sección 2-D de onda de corte Vs.

A1.4.1 Registro de Vibración Ambiental

Los métodos de sismica pasiva consisten en instalar arreglos de estaciones que miden la vibración ambiental de la zona de estudio, esta vibración ambiental, también denominada microtremores, Estos son movimientos de baja amplitud producto del oleaje, las mareas, la presión barométrica , actividad humana, etc. Mediante métodos de procesamiento como la Auto-correlación Espacial (SPAC por sus siglas en ingles), se puede obtener un modelo de velocidad de onda S profundo a partir del análisis de la componente vertical de los registros de vibración ambiental, Figura A1.7. Estos modelos han tenido gran aplicación y uso en análisis estructurales a gran profundidad siendo un complemento muy útil para métodos electromagnéticos, potenciales e incluso sísmicos de reflexión y refracción. El método presenta ventajas de logística y reducción de costos, toda vez que al ser un método pasivo, las fuente artificial, muchas veces costosa no requerirse es necesaria, dicha fuente, el método puede ser aplicado cerca de asentamientos urbanos sin ser un método en absoluto invasivo.

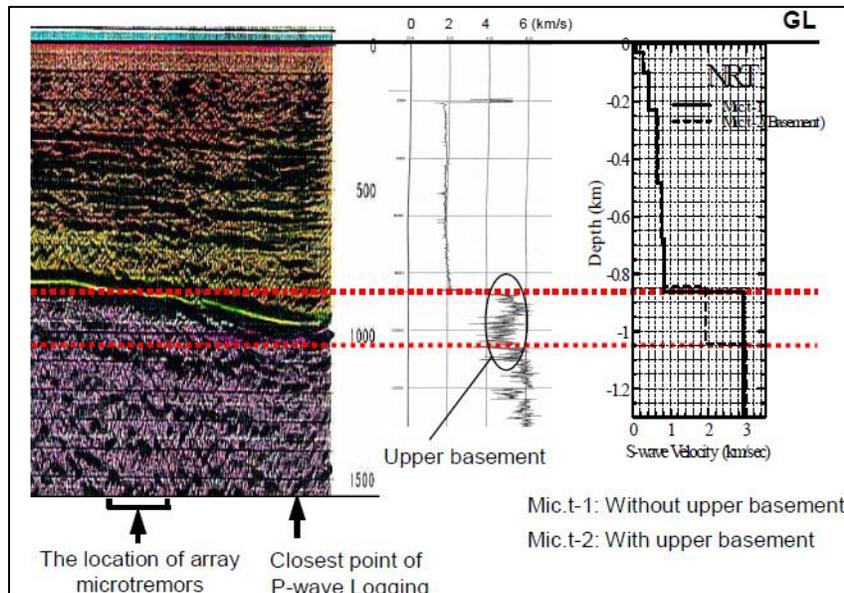


Figura A1.8 Comparación de modelo de velocidad de onda S con registro sísmico de pozo y perfil de reflexión (tomado de Tsuno, 2004).

A1.4.1 Procesamiento de Autocorrelación Espacial (SPAC)

Los microtremores (vibraciones ambientales) están conformados básicamente por ondas superficiales, asumiendo que estos son de carácter estacionario en espacio y tiempo, en campo estas señales son registradas de forma simultánea en por lo menos dos estaciones que conforman un arreglo instrumental equidistante. El procesamiento de la información tiene por objetivo obtener la curva de dispersión de ondas Rayleigh que posteriormente se utiliza para determinar la estructura de velocidades mediante las ondas superficiales (Aguirre-González 2006).

El tratamiento de la información geosísmica (por parte del equipo de GEOTEM Ingeniería S.A de C.V) por SPAC consistió en:

- Adquisición de registros continuos de vibraciones (periodos-frecuencias) in situ.
- Normalización en tiempo sobre los registros
- Decimación de la información (bit)
- Calculo de la función de correlación cruzada

- Apilado de correlaciones
- Extracción de la curva de dispersión (filtrado múltiple)
- Inversión de tiempos de viaje máximos de la función de correlación cruzada
- Generación de perfiles de velocidad para la onda de corte S

El procesamiento de los registros de ruido ambiental tienen por objetivo obtener la *función de correlación* (en la literatura será encontrada como *función de Green*) para el caso de *Interferometría sísmica* y el *coeficiente de correlación* (aproximación experimental a la función de Bessel de orden cero) para obtener la *curva de dispersión*. En este proyecto el proceso de la información involucro el cálculo del *coeficiente de correlación*.

El primer paso consiste en remover la media, la tendencia lineal y se procede a normalizar en el tiempo, Figura A1.9. Este paso es fundamental para minimizar efectos en la correlación cruzada de ruido proveniente de fuentes asociadas a la industria y/o actividades humanas e irregularidades en la respuesta instrumental (*Bensen, 2007*).

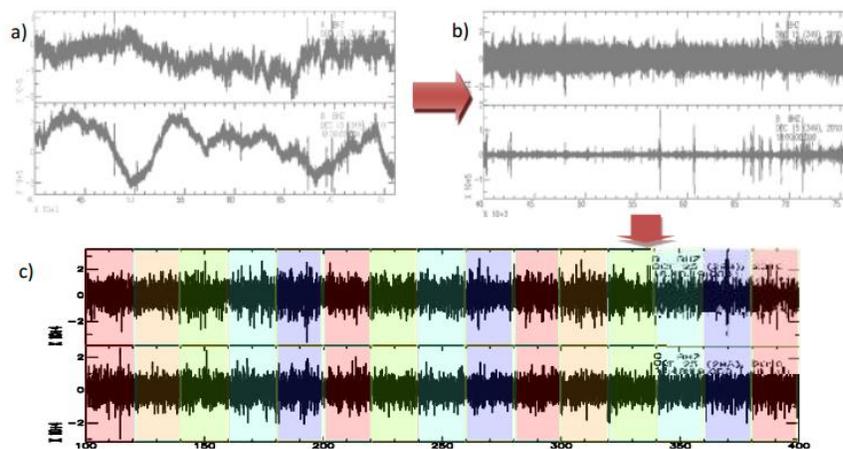


Figura A1.9 a) Registros de ruido, b) Normalización, c) Amplificación sobre selección de ventanas, obtenidos mediante Geopsy

El procesamiento para obtener las funciones de correlación en el dominio de las frecuencias requiere del cálculo de los *espectros de potencia* y posteriormente se calculan las correcciones normalizadas. Este método fue aplicado a los registros de campo para ventanas de 50 s este tipo de proceso se muestra en la Figura 8.4. Cada correlación por ventana está representada en un color diferente, debido a la cantidad de ventanas se puede obtener una *función de Bessel* de orden cero promediada con una desviación estándar, Figura a1.10

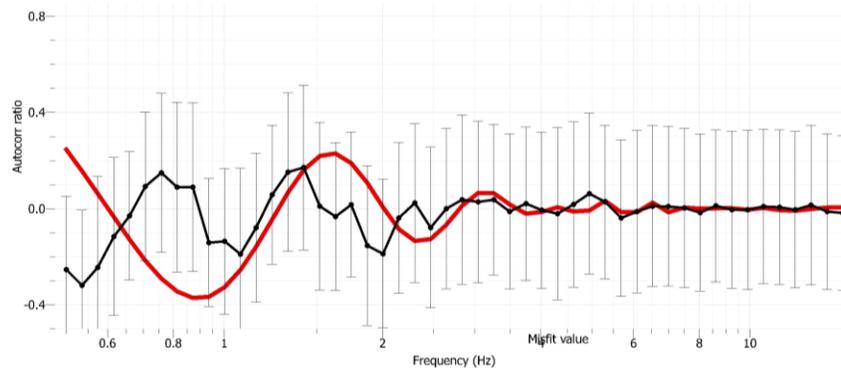


Figura A1.10 Se muestra la función promedio de Bessel de orden cero y el ajuste sobre la función de autocorrelación calculada para uno de los registros.

El siguiente paso consiste en obtener la curva de dispersión para la onda *Rayleigh* remuestreando la función generada con anterioridad, se lleva a cabo una inversión en un intervalo de confianza dictado por la función de correlación, obteniendo una distribución de velocidades.

El sistema computacional utilizado para el procesamiento de la información obtenida por SPAC es el software *GEOPSY (Geophysical Signal Database for Noise Array Processing)* se trata de un sistema totalmente abierto con objetivos de investigación académica y aplicaciones geofísicas, su arquitectura modular permite al usuario llevar a cabo varias tareas con aplicaciones en la *sísmica pasiva* específicamente para la Geotecnia. En este proyecto el proceso utilizó el módulo *DINVER* para la inversión de las curvas de dispersión medida a partir de las ondas superficiales.

A1.5 Categoría del suelo y la determinación de otros parámetros geotécnicos

El último componente de la fase de procesamiento es el que permite la determinación de la categoría de suelo y parámetros geotécnicos utilizando los resultados obtenidos durante el cálculo. Aquí se muestra el promedio de la velocidad V_s en los primeros treinta metros, se consideraron en el espesor de las capas definidas en el modelo. A partir de estos datos y el uso de algunas definiciones adicionales, se determina la categoría a la que pertenece el suelo examinado. Por último, también se calculan:

- Módulo de deformación de cizalla;
- Módulo de compresibilidad volumétrica;
- El módulo de Young;
- Resistencia a la Penetración Estándar, NSPT;

A1.6 Especificaciones del equipo sísmico Geode

El equipo sísmico Geode combina lo mejor de las estaciones sísmicas de Geometrics, es ideal para la refracción, downhole, etc. Con módulos sísmicos 24 canales, pesa sólo 8 lbs. (3,6 kg) y se interconectan mediante un cable de red digital de bajo costo. La Geode puede trabajar todo el día en una pequeña batería de 12v y se suspende cuando no está en uso, Geometrics ®

El Geode se conecta con geófonos y software profesional, estándar de la industria, que expande las capacidades para aplicaciones comerciales o de investigación y se puede operar desde su ordenador portátil para ver, grabar y procesar los datos y las interfaces de software utilizan un simple cable de red de alta velocidad, para eliminar la necesidad de conductores y tarjetas especiales Geometrics ®

Características Físicas del equipo

El equipo geode es operado con una laptop compatible con Windows sistemas 98/NT4/ME/W2K/XP, Figura A1.11

- Poder: Requiere batería externa de 12V. Usa 0.65 W/canal durante adquisición, en modo de espera se reduce el poder en un 70% mientras.
- Ambiental: -30 a 70 grados C.
- Físico: 25.4cm (L) x 30.5cm (A) x 17.75cm (P). (10"L x 12"A x 7"P). Pesa 3.6Kg. (8 lb).
- Usa conectores herméticos Bendix de 61 pines par la entrada de geófonos.

Configuraciones GEOMETRICS®

- Configuraciones: 3, 6, 8, 12, 16 o 24 canales en un modulo Geode de campo a prueba de agua.
- Conversión A/D: 24 bits que resultan de utilizar un convertidor sigma-delta de Cristal Semiconductor y sobremuestreo propiedad de Geometrics ®.



Figura A1.11 Equipo GEODE y vista del levantamiento de Campo.

Apéndice 2. FUNDAMENTOS DEL MÉTODO TRANSITORIO ELECTROMAGNÉTICO EN EL DOMINIO DEL TIEMPO

Los métodos electromagnéticos (EM) se introdujeron hace más de 50 años, en la exploración de sulfuros masivos (cuerpos de sulfuros metálicos muy conductores). Las medidas eran originalmente hechas en el dominio de frecuencia, a una sola frecuencia en CA (Corriente Alterna) donde las amplitudes de los campos primarios y secundarios eran medidos simultáneamente.

Esta opción se reemplazó rápidamente por el uso de un pulso cuadrado conmutado (una señal repetida de Direct Current DC), permitiendo el examen de los campos inducidos en el intervalo entre los pulsos, es decir en la ausencia del campo primario. En el caso de sistemas de medición con el campo primario apagado, como el empleado en este estudio, lo que es de interés es el decaimiento de la señal con respecto al tiempo cuando la señal del transmisor está apagada. El TDEM ha reemplazado en gran medida al clásico Sondeo Schlumberger (Sondeo Eléctrico Vertical, un método de la corriente continua), ofreciendo menores costos unitarios, una mayor profundidad de penetración y logística de diseño de campo significativamente más fácil.

A2.1 Principios Teóricos del método Transitorio Electromagnético en el Dominio del Tiempo (TDEM)

La Técnica de prospección geofísica conocida como Transitorio Electromagnético (TDEM) se basa en un principio del método es bastante sencillo definiéndose como sigue: Un transmisor envía un pulso de corriente eléctrica cuadrada repetida en una bobina de alambre propagándose a través del subsuelo. A la terminación de cada pulso, su desplazamiento induce la aparición de un campo magnético de acuerdo con las ecuaciones de Maxwell, el cual se propaga a través de los diferentes materiales conductores en el subsuelo y su variabilidad da lugar a las llamadas corrientes de arrastre (también llamadas

corrientes de Eddy o de Foucault) las cuales se difunden hacia abajo a una velocidad proporcional a la resistividad de la Tierra. Estas corrientes se propagan a profundidad sobre las fronteras que delimitan cuerpos o materiales conductores en el subsuelo, en respuesta a este desplazamiento aparece un campo magnético secundario. Un receptor en la superficie puede medir las variaciones de este campo. (Nabighian, 1979).

La fuerza del campo disminuye (rápidamente) con el tiempo, y el análisis de estos cambios da la distribución de resistividad con la profundidad en la tierra. En la mayoría de los casos, incluyendo en este estudio, lo que es medido es la razón temporal de cambio del campo magnético secundario (dH/dt) en la dirección vertical, Esto se logra midiendo los voltajes inducidos en una bobina receptora colocada al centro de la bobina transmisora (configuración de bobina, loop central), o en la misma bobina (configuración de bobina (loop) coincidente). El receptor graba los voltajes transitorios en forma discreta en varios canales, produciendo una curva de decaimiento de voltaje contra el tiempo, Figura A.2.1

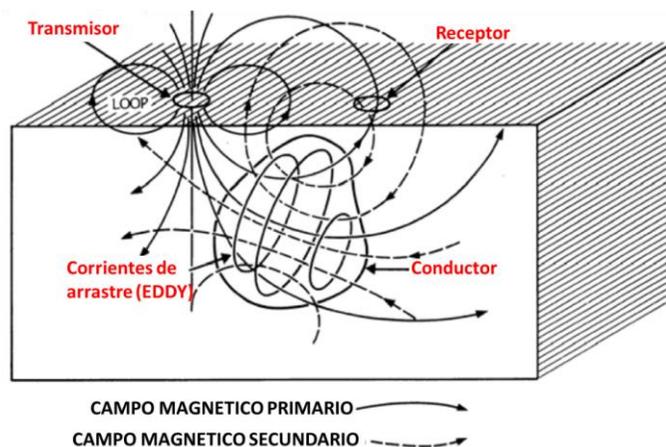


Figura A.2.1. Modelo Geoelectrico, tomado del manual de operación de Geoex Sirotem II.

Mediante el registro de estos transitorios electromagnéticos se detecta la existencia de materiales conductores en el subsuelo. El decaimiento de esta señal (transitorio electromagnético) se registra al medir el voltaje en varios pulsos de tiempo durante un tiempo estacionario entre los pulsos de corriente. El carácter

de este decaimiento (duración, amplitud, etc.) es dependiente de la conductividad, geometría y profundidad del conductor, así como de su posición respecto a la bobina receptora.

La señal que normalmente se induce es de tipo escalón a través de un emisor o generador del campo electromagnético consiste en un circuito de forma prefijada (circulo, cuadrado, geometría definida), por el que se hace circular la señal. Al interrumpir la corriente se origina un campo magnético, que se amortigua y debilita rápidamente. El receptor o captor (bobina) puede estar formado por el mismo circuito primario que originó el campo magnético u otro receptor de características prefijadas, y situados en el interior o próximo al primario.

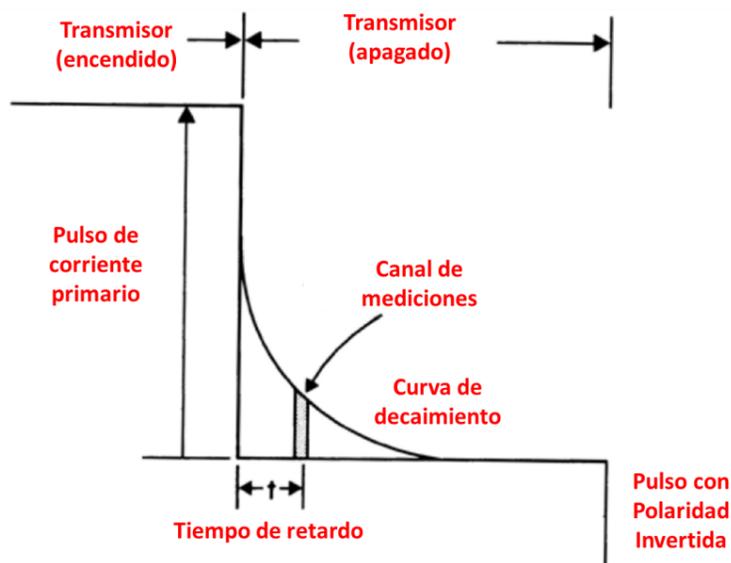


Figura A.2.2 Curva de decaimiento, tomado del manual de operación de Georex Sirotem II

En el caso de la configuración de la bobina central (SIROTEM), los voltajes del tiempo tardío (a diferencia de las medidas del tiempo temprano dentro de la rampa Turn off) se convierte a la resistividad aparente y la ecuación que modela tal comportamiento es:

$$\rho_a = \left(\frac{a^4}{V} \right)^{2/3} t^{-5/3} 6.32 \times 10^{-12} \quad \Omega m \dots\dots\dots (1)$$

Dónde ρ_a es la resistividad aparente, a es la longitud del Loop del transmisor, y V es el voltaje normalizado medido al tiempo t de tiempo después de la rampa del Tun off. La aproximación es válida para tiempos de retrasos mayores que:

$$\frac{\pi a^2}{10000} \rho_e \quad [ms] \dots \dots \dots (2)$$

Donde a es la dimensión del Loop y ρ_e es la resistividad de la Tierra. Lo importante a resaltar es el hecho que la forma de las curvas de resistividad aparente, no se relacionan claramente a la distribución de resistividad, esto difiere bastante a la interpretación de las curvas de los sondeos SEV's por ejemplo.

Las resistividades aparentes del TDEM corresponden a una normalización de los parámetros relativos y por esta razón las interpretaciones son hechas usando los parámetros medidos (I , dH/dt , V).

A continuación se muestra el procedimiento de cálculo para obtener la resistividad aparente ρ_a a partir de la derivada temporal del flujo magnético.

$$\frac{\partial B_z}{\partial t} = \frac{M}{20\pi^{3/2}} \frac{\mu^{5/2} \sigma^{3/2}}{t^{5/2}} \quad \text{Si} \quad M = Ib^2 \quad \sigma = 1/\rho \dots \dots (3)$$

$$E = \frac{\partial B_z}{\partial t} A \quad E \text{ es la fuerza electromotriz en Volts, es decir } \Delta V = \frac{\partial B_z}{\partial t} A \dots \dots (4)$$

Mediante despeje y sustitución en la ecuación inicial se obtiene:

$$\frac{\Delta V}{b^2} = \frac{Ib^2}{20\pi^{3/2}} \frac{\mu^{5/2}}{t^{5/2} \rho^{3/2}} \dots \dots \dots (5)$$

Al despejar para la resistividad ρ .

$$\rho = \left(\frac{Ib^4}{\Delta V t^{5/2}} \frac{\mu^{5/2}}{20\pi^{3/2}} \right)^{2/3} \dots\dots\dots(6)$$

$$\rho = \left(b^{8/3} \left(\frac{\Delta V}{I} \right)^{-2/3} t^{-5/3} \mu^{5/3} \left(\frac{1}{20} \right)^{2/3} \left(\frac{1}{\pi} \right) \right) \dots\dots\dots(7)$$

Sustituyendo el valor de permeabilidad magnética $4 \times 10^{-7} \text{ NA}^{-2}$ y el valor de π .

$$\mu^{5/3} = 1.463 \times 10^{-10} \quad 1/\pi = 0.3183 \quad (8)$$

$$\mu^{5/3} \times (1/\pi) \times (1/20)^{2/3} = 6.3219 \times 10^{-12} \dots\dots\dots(9)$$

Con lo que queda demostrada la expresión:

$$\rho = 6.3219 \times 10^{-12} b^{8/3} \left(\frac{\Delta V}{I} \right)^{-2/3} t^{-5/3} \dots\dots\dots(10)$$

La técnica del Transitorio Electromagnético (TDEM), puede ser aplicada en forma escalable la profundidad de exploración desde los pocos metros hasta del orden de los 2000 m. Las mediciones se realizan mediante una bobina con dimensiones por lado desde los 3, 10, 25, 50, 100, 200, 300 y 500m, y en algunos casos se utiliza transmisor externo para aumentar la cantidad de corriente en el circuito.

Una aplicación exitosa del método, debe incluir información relativa a la geología y características afines del objetivo de estudio y exploración minería, geohidrología, petróleo, ambiental, geotermia por mencionar algunas aplicaciones, así como de todos los aspectos relevantes asociados al comportamiento y la respuesta del campo bajo estudio estas características de la

zona hacen imprescindible la realización de un adecuado programa de exploración para poder planificar una distribución espacial de las mediciones. Con toda esta información disponible de la zona se realizan las consideraciones necesarias para presentar un marco geológico y geomorfológico que describa las unidades presentes en la zona y de su importancia geológico-geofísica.

A2.2 Procedimiento interpretativo

La conductividad eléctrica de cualquier medio es una combinación de dos parámetros distintos: la conductividad iónica donde los flujos actuales vía el movimiento del ion libre en un estado fluido, y la conductividad electrónica donde los flujos actúan por el intercambio del electrón en un estado sólido. Excepto en la presencia de porcentajes grandes de minerales conductivos vinculados, como los depósitos del sulfuro macizos, la conducción iónica es dominante. La litología controla la conductividad en virtud de la permeabilidad (no simplemente la porosidad). Una excepción parcial es la presencia de minerales de arcilla saturados donde la conducción iónica es importante. Esto es particularmente importante en la exploración de los recursos geotérmicos donde en la práctica el objetivo es el (conductivo) el encape de alteración arcilloso

Dado que existe una cierta permeabilidad, la conductividad del fluido en los poros controla la resistividad volumétrica del medio. En el caso ideal la relación es simple, como esta descrito en la Ley de Archie:

$$R_t = a\phi^{-m}S_w \Omega m \dots 11$$

Dónde R_t = la resistividad volumétrica, ϕ = la porosidad, S_w = la resistividad del fluido en los poros y "a" y "m" son constantes relacionadas a la composición de la roca.

Donde la litología es simple, se esperaría detectar el contraste de resistividad debido al límite no saturado/saturado en el nivel freático, a los cambios grandes en la permeabilidad, o a la conductividad del fluido, y el volumen de mineral de arcilla. Por consiguiente, una interpretación útil sólo es posible si se dispone de medios independientes de evaluar la importancia relativa de cada uno de estos factores. Normalmente, esto se logra a través de la comparación de resultados de TEM con los registros de pozos (del nivel freático, de arcilla registros gamma, de densidad para derivar la porosidad, la conductividad del fluido). En el ambiente volcánico, contrastes adicionales suceden de la heterogeneidad extrema de la litología; desde rocas resistivas intrusivas y lavas coherentes a depósitos volcanoclásticas pobremente consolidados y poroso (relativamente conductores). Los fluidos geotérmicos controlan la resistividad en virtud de la correlación positiva con salinidad y temperatura. En la práctica el efecto de la alteración argílica asociada con los sistemas hidrotermales extintos son el rasgo dominante.

Otras consideraciones a tomar en cuenta son que la profundidad de penetración, la cual está limitada por las sucesiones conductivas (las corrientes inducidas permanecen someras) y la profundidad al nivel freático no está resuelta cuando los datos de tiempo tempranos están limitados por el tiempo Turn off.

A2.3 Detalles de adquisición

Equipo empleado

Los sondeos en el dominio del tiempo se realizaron con un equipo Sirotem-S (Mark 3®) el sistema cuenta con la capacidad del acelerador Turn off rápido, y loop de 300x300 m en la modalidad de loop coincidente

Procedimientos de campo

La estructura de la bobina del transmisor se tendió desde de dos esquinas; los cuatro lados de la bobina se tendieron con cable medido y se alinearon utilizando GPS. Después de conectar el transmisor y verificar la continuidad de la bobina, y después de comparar que el sistema estaba funcionando, a través del uso de calibración y los chequeos nulos, se grabaron los conjuntos de datos a una proporción de repetición de transmisor especificada, a varias ganancias para perfeccionar las respuestas temprana y tardía relativas al Turn off.

Control de calidad

El funcionamiento correcto del receptor se verificó por la calibración interna diaria y los chequeos nulos. Éstos no producen ningún archivo, sino un mensaje en pantalla que indica que el sistema está funcionando correctamente. Además, se grabaron conjuntos de datos múltiples a cada ganancia a cada sitio, haciendo un total de ocho grabaciones por el sitio.

A2.4 Interpretación

Procesamiento

Se transfirieron los voltajes normalizados grabados por los receptores a una PC que usa el programa TerraTEM®, y transfirieron los datos al programa de Interpex TEMIX-S® para la inversión, y luego a WINGLINK® para trazar y construir las secciones

Inversión unidimensional

Éstas se hicieron para cada Sondeo (unidimensional) usando el programa TEMIX-S® desarrollaron por Interpex Inc®. Se hacen cálculos dentro de este programa usando el algoritmo de Stoyer (1990); su funcionamiento correcto se ha verificado por comparación con el programa de CSIRO GRENDL para el caso de sondeo de loop coincidente.