

UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



FACULTAD DE INGENIERÍA

EXPLORACIÓN GEOELÉCTRICA, GRAVIMÉTRICA Y MAGNETOMÉTRICA
EN LA REGIÓN DE LA CEIBA Y LA CEIBA-POZA RICA, ESTADOS DE
PUEBLA Y VERACRUZ

TESIS

PARA OBTENER EL TÍTULO DE:

INGENIERO GEOFÍSICO

PRESENTA:

FABIOLA MÉNDEZ RIVERO

ENRIQUE JAVIER TORRES LÓPEZ



DIRECTOR: Dr. Jaime Urrutia Fucugauchi

Ciudad Universitaria, México DF, 2010

Agradecimientos

FABIOLA MÉNDEZ R.

Agradezco a la UNAM por dejarme ser parte de esta gran institución, y por darme tanto conocimiento así como a ser una persona con una sed de conocer mucho más. Gracias en especial al Dr. Jaime Urrutia Fucuhauchi por sus enseñanzas y por el invaluable apoyo que me brindo en la elaboración de esta tesis.

Agradezco a mis padres por apoyarme siempre y en especial a mi madre por cuidar de mí aun en contra de mi voluntad, por dejar equivocarme para aprender y por esa fuerza que le inyecta a la familia.

A Ivone, Alex y Fer mis hermanos por ser parte de mi vida, por toda esa diversidad y por los buenos y malos momentos que pasamos juntos.

Agradezco a mis amigos de la facultad (Paco, Jaqueline, Nelson, Enrique) porque sin esos ratos de alegría, consejos y sobre todo de tristeza que compartieron conmigo yo no estaría en donde estoy hoy. Gracias por todo

Agradezco a Cesar porque gracias a tus consejos siempre quiero ser una mejor persona, y sobre todo por el apoyo que me diste para terminar este trabajo.

ENRIQUE JAVIER TORRES LÓPEZ

No queda más que agradecer a todos, a TODOS los que han formado parte de mi vida hasta este momento porque gracias a ellos soy quien soy ahora. En especial a mi madre y a mi familia que ha estado conmigo y para mí todo el tiempo.

ÍNDICE

RESUMEN.....	1
CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN	3
CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO	9
2.1.-LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA.....	10
2.2.-ESTRATIGRAFÍA.....	11
2.2.1.-FORMACIÓN MÉNDEZ	12
2.2.2.-FORMACIÓN VELASCO.....	13
2.2.3.-VELASCO BASAL	14
2.2.4.-VELASCO SUPERIOR.....	14
CAPÍTULO 3. GEOELÉCTRICA	16
3.1.-FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO	16
3.1.1.- CORRIENTE ELÉCTRICA	16
3.1.2.- DENSIDAD DE CORRIENTE	17
3.1.3.- RESISTIVIDAD Y LEY DE OHM	17
3.1.4.- ECUACIÓN GENERAL DE LA PROSPECCIÓN ELÉCTRICA.....	19
3.2.- TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	23
3.2.1.- ARREGLO POLO-DIPOLO	24
3.3.- MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN.....	25
3.4.- PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN	26
3.5. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS ELÉCTRICOS.....	27
3.6.- LOCALIZACIÓN DE LOS PERFILES 2D DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA	29
3.7. PROCESAMIENTO DE DATOS ELÉCTRICOS	31
3.8.- PERFILES GEOELÉCTRICOS 2-D	33

CAPÍTULO 4. GRAVIMETRÍA	40
4.1.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO	40
4.1.1.- LEY DE GRAVITACIÓN DE NEWTON	40
4.1.2.- ACELERACIÓN DE LA GRAVEDAD	41
4.1.3.- GRAVEDAD TEÓRICA	41
4.1.4.- EL GEOIDE	42
4.1.5.- ANOMALÍAS DE GRAVEDAD	44
4.1.5.1.- CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE	44
4.1.5.2.- CORRECCIÓN DE BOUGUER	45
4.2.ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS	46
4.2.1.- LOCALIZACIÓN DEL ESTUDIO GRAVIMÉTRICO	48
4.2.2.- ADQUISICIÓN DE DATOS DE GRAVIMÉTRICOS	49
4.3.- TOPOGRAFÍA Y MAPAS DE CONTORNO	50
4.4.- ANOMALÍAS	51
4.5.- MAPAS COMPARATIVOS DE RESULTADOS	52

CAPÍTULO 5. MAGNETOMETRÍA	55
5.1.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO	55
5.1.2.- CONCEPTOS BÁSICOS DEL MAGNETISMO	56
5.1.3.- DEFINICIÓN DEL CAMPO PRINCIPAL	58
5.1.4.- ELEMENTOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO	59
5.1.5.- VARIACIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO	61
5.1.6.- CORRECCIONES	61
5.1.6.1.- VARIACIÓN DIURNA	62
5.1.6.2.- MODELO DEL CAMPO GLOBAL (IGRF)	62
5.1.6.3.- FILTRADO DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS	63
5.1.6.4.- CONTINUACIÓN ASCENDENTE	63
5.1.6.5.- CONTINUACIÓN DESCENDENTE	64
5.1.6.6.- REDUCCIÓN AL POLO	64
5.1.6.7.- ANOMALÍA REGIONAL Y RESIDUAL	65

5.2.- ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE MAGNETOMETRÍA.....	65
5.3.- MODELOS COMPARATIVOS DE RESULTADOS	66
CAPÍTULO 6. SONDEOS DE PENETRACIÓN ESTÁNDAR	69
6.1.- PRUEBAS DE LABORATORIO	73
6.2.- INTERPRETACIÓN GEOTÉCNICA.....	74
CAPÍTULO 7. INTERPRETACIÓN Y MODELOS	83
GEOELÉCTRICA	83
GRAVIMETRÍA	85
MAGNETOMETRÍA	86
SONDEOS DE PENETRACIÓN ESTÁNDAR	86
7.1.- MODELO DE LA INTERPRETACIÓN.....	89
CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES	90
ANEXO	92
INSTRUMENTACIÓN	92
BIBLIOGRAFÍA	94

CAPÍTULO 1. INTRODUCCIÓN

Los métodos geofísicos en el área de ingeniería nos pueden ser muy útiles para diferentes propósitos; este tipo de métodos son utilizados para identificar, por medio de observaciones de tipo indirectas, materiales de distintas propiedades en el subsuelo. Estos métodos incluyen mediciones de diferentes características del subsuelo o inherentes a la tierra misma como lo pueden ser mediciones magnéticas, electromagnéticas, eléctricas, sísmicas, gravimétricas, microondas, y de otros tipos. El método específico a elegir y los distintos arreglos de equipos y aparatos dependen de las características de los objetivos de la investigación a realizar.

Al hablar de ventajas de los métodos indirectos como los geofísicos, podemos mencionar algunas importantes, entre ellas que con este tipo de métodos se pueda investigar una mayor cantidad de área en un menor tiempo, que con los métodos tradicionales directos como lo pueden ser sondeos de penetración o la exploración geológica directa. Otra ventaja importante es que son métodos de tipo no destructivos, esto significa que no dañaran el suelo ni las estructuras en donde se realice el estudio.

Así como existen ventajas también existen limitaciones en este tipo de métodos; la mas importante es que siempre existe un grado de incertidumbre en los resultados, es recomendable la integración de métodos geofísicos así como algún método directo para poder estar seguro que el trabajo que se esta realizando sea bien logrado.

No existe un método mejor que otro; esto depende del tipo de estudio que se quiera realizar. Es importante tener claros los objetivos y las limitaciones que tenemos en cada caso en particular. En este caso los métodos seleccionados fueron el eléctrico, el gravimétrico y el magnetométrico.

El método gravimétrico es muy útil para detectar huecos o cavernas, así como la determinación de los estratos y su grado de compactación en el subsuelo además de que

es un método muy útil para hacer estudios regionales debido a la facilidad de movimiento del equipo.

El método eléctrico fue seleccionado también por su capacidad para investigar los cambios de litología en el subsuelo y los arreglos fueron realizados en función al objetivo deseado. Esto además que el método eléctrico permite como ventaja una mayor facilidad de procesado en sus datos.

Se eligió además el método magnetométrico como complemento de estos dos ya que con este método podemos encontrar anomalías magnéticas que nos permitan caracterizar de mejor manera el perfil que se tiene planeado para este trabajo.

A todo esto se le sumó un método directo que contribuye significativamente al estudio y a una interpretación mejor de los resultados, el método se denomina sondeos de penetración estándar y fue utilizado para obtener muestras directamente del subsuelo en la parte donde se hicieron los estudios geofísicos de tipo local y así compararlas con los resultados obtenidos de la interpretación geofísica.

1.1.- OBJETIVOS DEL ESTUDIO

El objetivo principal es realizar un estudio de detalle del sitio localizado en el “Km 35+000, denominado “La Cuchilla”, a un costado del Río San Marcos, del tramo Poza Rica–La Ceiba, ubicado aproximadamente a 12 Kilómetros del poblado La Ceiba y/o Villa Ávila Camacho, estado de Puebla (Figura. 1.1), donde se desea conocer las condiciones geológicas de la zona a partir de algunos métodos geofísicos y de esta manera correlacionar los resultados obtenidos con los resultados de estudios de sondeos de penetración estándar.

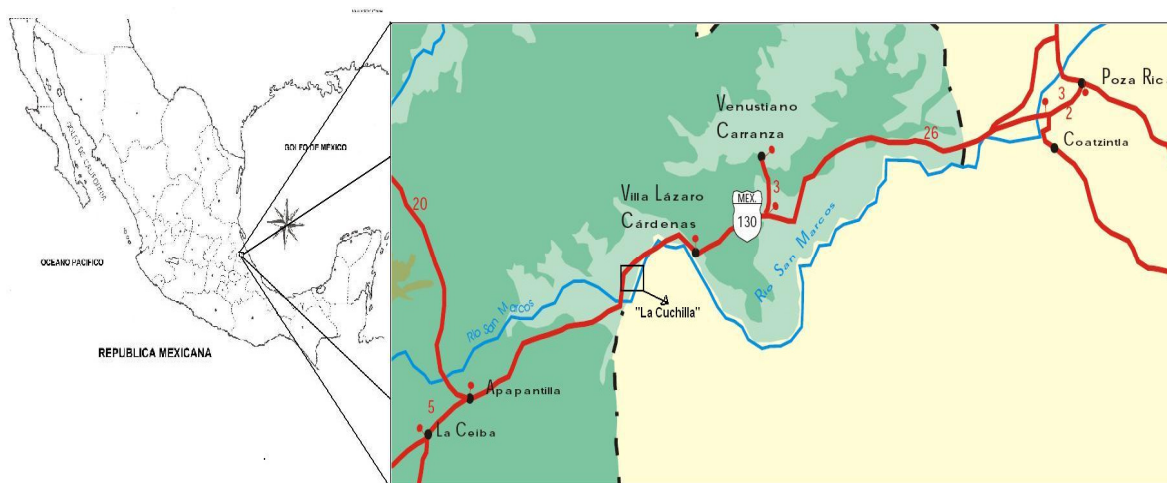


Figura 1.1. Imagen del sitio en estudio, junto al Río San Marcos y de la zona de estudio regional
(Tomado de: Puebla. Mapa turístico estatal)

Un segundo objetivo del estudio geofísico es la investigación de las estructuras regionales en la zona. La investigación regional proporciona información sobre la estratigrafía y estructuras regionales y provee un marco para la interpretación de los datos en el área de detalle. Los estudios a escala regional presentan mayores dificultades, relacionadas con la topografía abrupta en esta parte de la Sierra Madre Oriental, que dificultan los trabajos de campo y la adquisición de datos. El procesado y modelado de los datos también requiere de aplicación de correcciones topográficas y filtros.

La realización de los estudios contempla las siguientes etapas:

- Revisión de información geográfica, geológica y geofísica del sitio
- Planeación de los estudios
- Trabajos de campo
- Interpretación de resultados y conclusiones
- Modelado e interpretación de resultados
- Reporte

1.2.- ANTECEDENTES

MEDIO FÍSICO

Localización: El municipio de La Ceiba se localiza en la parte Norte del estado de Puebla. Sus coordenadas geográficas son los paralelos 19º 58' 06"y 20º 01' 30" de latitud norte y los meridianos 97º 33'24" y 97º 37'00" de longitud occidental.

Colindancias: al Norte con Jonotla, al Este con Cuetzálan del Progreso, al Sur con Xochitlan, al Oeste con Zapotitlán de Méndez y Atlequizayan.

Extensión. Tiene una superficie de 229.6 kilómetros cuadrados que lo ubica en el lugar 201 con respecto de los demás municipios del estado.

Orografía. El municipio pertenece a 2 regiones morfológicas; de la cota 1,000 hacia el norte, al declive del golfo y de la misma cota hacia el sur, a la Sierra Norte. La Sierra Norte o Sierra de Puebla, está formada por Sierras más o menos individuales, paralelas, comprimidas las unas contra las otras y que suelen formar grandes o pequeñas altiplanicies intermontañas que aparecen frecuentemente escalonadas hacia la costa, en tanto que el declive del golfo es el declive septentrional de la Sierra Norte hacia la llanura costera del Golfo de México y se caracteriza por sus numerosas chimeneas volcánicas y lomas aisladas. El Municipio presenta un declive accidentado; a excepción de algunos cerros aislados como El Ahuatzingo, presenta un declive constante, en dirección Sur-Norte, por lo que prácticamente forma parte del declive hacia el Golfo de México. Su altura con respecto al nivel del mar oscila entre 400 y 1480 metros. Cerros: Cosoltepec y Tepehica.

Hidrografía. El Municipio pertenece a la vertiente septentrional del Estado de Puebla, formada por las distintas cuencas parciales de los ríos que desembocan en el Golfo de México, y que se caracteriza por sus ríos jóvenes e impetuosos, con una gran cantidad de caídas. Se localiza dentro de la cuenca del Río Tecolutla y es recorrido por dos ríos permanentes: El Zempoala, que baña en un corto recorrido el poniente y se une

posteriormente al Apulco, afluentes del Tecolutla. El Río Tozán, que nace en la porción meridional y recorre el municipio de sur a norte, uniéndose posteriormente al Zempoala. También cuenta con algunos acueductos y arroyos intermitentes que se unen a los ríos mencionados. Río Tahica: Nace en las montañas del sur del Municipio y recorre de sur a norte desembocando en la planicie costera, cruzando la cabecera Municipal para finalmente desembocar en el Río Zempoala.

Clima. El municipio se localiza en una zona de transición entre los climas templados de la Sierra Norte, y los cálidos del declive de Golfo; presenta un clima semicálido subhúmedo con lluvias todo el año.

Principales ecosistemas. El Municipio presenta áreas muy reducidas de bosques; tan solo al Sureste y al Suroeste, bosque Mesófilo de montaña y selva alta perennifolia respectivamente. Flora.- Flor cacalozochitl Fauna.- Tejón, tuza real, armadillo, martas, reptiles, tigrillos, aves canoras (clarín, jilgueros, primaveras) mapaches, conejo, zorra y ardilla.

Recursos naturales. Cuentan con bosques de maderas finas: cedro, caoba, carbonillo y el encino; también cuenta con bancos de material petreo.

PERFIL SOCIODEMOGRÁFICO

Grupos étnicos. El grupo étnico predominante es el náhuatl.

Evolución demográfica. El municipio cuenta de acuerdo al conteo de población en 2005 del INEGI, con 5,981 habitantes, con una densidad de población de 118 habitantes por kilómetro cuadrado y una tasa de crecimiento anual de -0.73% Se calcula que para el año 2010 contara con una población de 9,594, tendrá una densidad de 205 habitantes por kilómetro cuadrado.

Tiene una tasa de natalidad de 41.6 por ciento, una tasa de mortalidad de 9.5 por ciento y una tasa de mortalidad infantil de 43.7 por ciento.

INFRAESTRUCTURA SOCIAL Y DE COMUNICACIONES

Educación. El municipio cuenta con una infraestructura educativa en los siguientes niveles: Preescolar, Primaria, Secundaria, Bachillerato.

Salud. La atención a la salud en el municipio de la Ceiba es proporcionada a través de un Centro de Salud S.S. y 5 casas de salud que se encuentran en las localidades.

Medios de comunicación. Cuenta con servicios de correo, caseta teléfono, recibe la señal de cadenas de TV y de estaciones radiodifusoras.

Vías de comunicación. Una pequeña carretera estatal pasa por su cabecera y la comunica por un lado con Jonotla, Tuzamapan de Galeana y Huehuetla; por el otro lado el camino llega a Cuetzalan de Progreso y ahí entronca con una carretera del mismo tipo que pasa por Nauzontla, Zacapoaxtla y Zaragoza, en este último punto entronca con la carretera federal No. 129.

ACTIVIDAD ECONÓMICA

Agricultura. En el municipio se produce principalmente granos como el maíz y café.

Ganadería. En esta actividad el municipio solo cuenta con ganado de traspatio, entre los que se encuentran diferentes variedades de aves y ganado vacuno.

Industria. Se caracteriza por tener ramas industriales.

Comercio. Destacan los expendios de productos alimenticios para la población como tienda de abarrotes, frutas, legumbres, sin faltar las carnicerías, pollerías, etc.

Servicios. Se encuentran establecimientos como fondas y loncherías para la preparación de alimentos, cuenta con transportes de servicio de taxi, así como expendios de bebidas.

Actividades económicas del municipio por sector:

Primario 91.4% (agricultura, ganadería, caza y pesca)

Secundario 2.1% (minería, petróleo, industrias manufactureras, construcción y electricidad)

Terciario 6.5% (comercio, turismo y servicios).

CAPÍTULO 2. MARCO GEOLÓGICO

La zona de estudio se ubica entre las poblaciones de La Ceiba y de Poza Rica, en los estados de Puebla y Veracruz respectivamente, en el noreste del país (Figura 2.1). La zona esta caracterizada por los cinturones de pliegues y cabalgaduras de la Sierra Madre Oriental. En la zona afloran las secuencias de rocas sedimentarias Mesozoicas y Cenozoicas, deformadas por la actividad tectónica en la orogenia Laramide.



Figura. 2.1 Mapa geológico regional que incluye el área de estudio en color azul (Tomado de: la carta geológica-minera, Poza Rica F14-12 de Veracruz-Puebla-Hidalgo, editada por el Servicio Geológico Mexicano, año 2000).

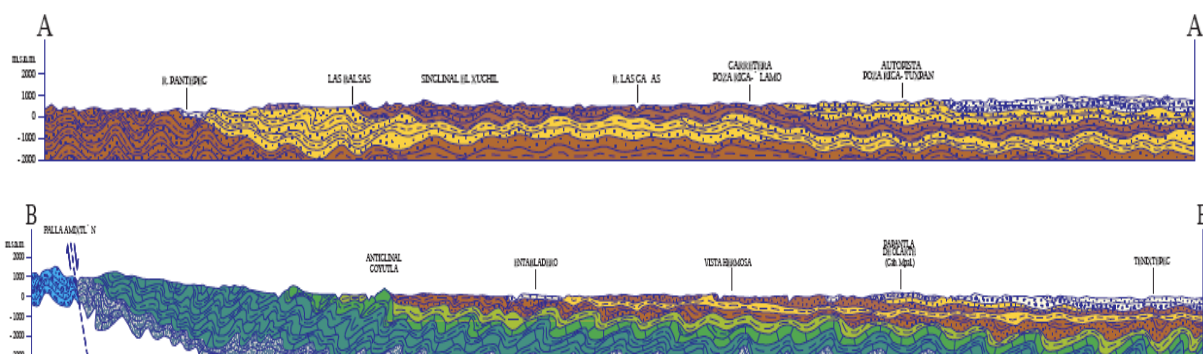


Figura. 2.2 Sección Geológica (Tomado de: la carta geológica-minera, Poza Rica F14-12 de Veracruz-Puebla-Hidalgo), la sección B es la mas representativa al estudio regional.

Las estructuras y estratigrafía regional se investigaron a lo largo de un transecto entre La Ceiba y Poza Rica (Figura 2.2). Adicionalmente, se realizaron estudios de detalle

en una zona seleccionada cercana a la localidad de La Ceiba, en la localidad de La Cuchilla.

La comunidad de Villa Ávila Camacho o también conocida como “La Ceiba”, se localiza al norte del estado de Puebla (Sierra Norte de Puebla). Sus coordenadas son: Latitud 20°23'09", Longitud 097°52'52". La zona tiene una altitud de 240 metros sobre el nivel del mar. La zona de estudio se encuentra ubicada entre el Río San Marcos y el Arroyo Cilima los cuales forman parte del Río Cazonces que desemboca en el Golfo de México.

2.1.-LOCALIZACIÓN GEOGRÁFICA

En el contexto regional, las unidades aflorantes son parte de las secuencias sedimentarias plegadas de las Formaciones Méndez, Velasco y Chicontepec.

La Cuchilla se ubica en una región de pliegues, en particular posicionada sobre un anticlinal llamado Buena Vista, es convexo hacia arriba, producido por fuerzas de compresión originados por el tectonismo de la zona dentro del marco de La Orogenia Laramídica (Figura 2.3).

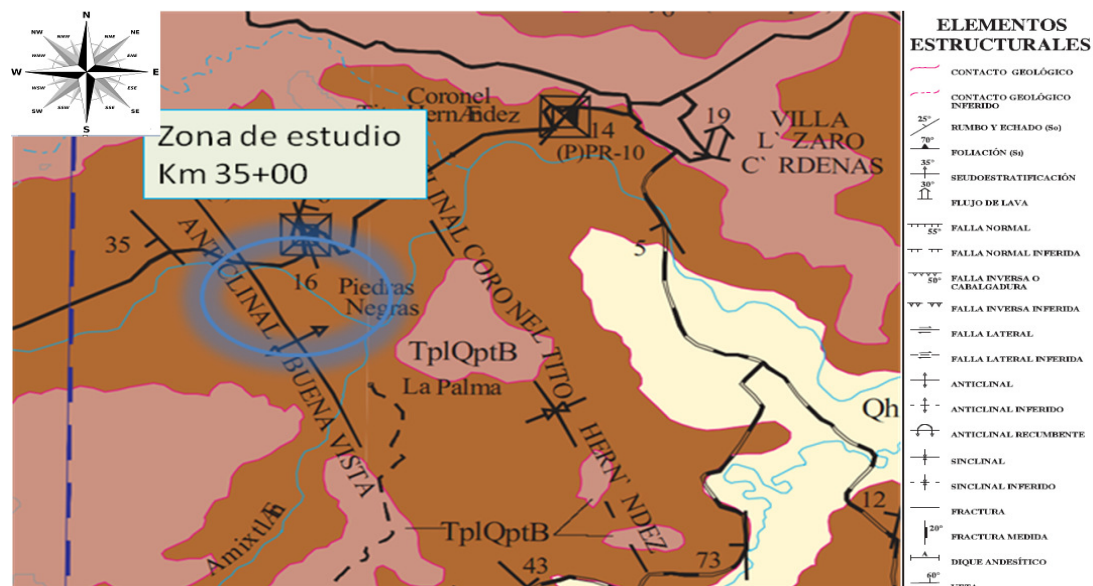


Figura 2.3 Geología de la zona de estudio local (Tomado de la carta geológica-minera, Poza Rica F14-12 de Veracruz-Puebla-Hidalgo, editada por el Servicio Geológico Mexicano, año 2000).

Las rocas aflorantes en la zona de estudio forman parte del Grupo Chicontepec. El Grupo Chicontepec comprende una secuencia de turbiditas depositadas en agua profunda, pertenecientes a la era Terciaria de los periodos Eoceno Temprano y Paleoceno (65 a 40 millones de años). Las capas que conforman el afloramiento son principalmente de areniscas de color gris oscuro que al intemperizarse cambian a color ocre, alternadas de lutita de color gris oscuro que al intemperizarse se convierten a gris claro.

La cima y base del afloramiento están cubiertas por aluvión lo cual dificulta precisar el inicio de la formación.

La lutita es una roca detrítica, es decir, formada por detritos, y está integrada por partículas del tamaño de la arcilla y del limo. Las lutitas de color negro son las más comunes y su color se debe a la presencia de carbono (material orgánico). Según su forma de fragmentación, pueden ser físis o no físis, la lutita físis es aquella que se escinde en planos paralelos espacialmente próximos, la lutita no físis, en cambio, se escinde en fragmentos o bloques.

2.2.-ESTRATIGRAFÍA

2.2.1.- GRUPO CHICONTEPEC

Este grupo estratigráfico se encuentra desde el sureste de San Luis Potosí hasta Teziutlán Puebla, paralelamente a la margen oriente de la Sierra Madre Oriental, así como en el subsuelo de la Cuenca de Veracruz.

La localidad tipo se encuentra a 2.5 kilómetros al Este de Chicontepec, Veracruz, donde se compone de una alternancia de areniscas arcillosas con limolitas y lutitas gris verdosas con estratificación rítmica e intercalaciones delgadas de margas arenosas de

color gris oscuro. Se divide en tres miembros: Chicontepec Inferior, Medio y Superior (Nava et al, 2001).

El Grupo Chicontepec sobreyace concordalmente con la formación Méndez y subyacen a las secuencias arcillosas de las formaciones Guayabal y/o Aragón.

Los sedimentos que rellenan la Cuenca de Chicontepec se caracterizan por ser de origen turbidítico, depositadas primero por corrientes marinas que erosionaron al sustrato para dar forma a la cuenca y después ellos mismos se depositaron en las depresiones formadas por la erosión.

La distribución de los sedimentos está marcada por las dimensiones de lo que fue la cuenca y los canales asociados, fuera de la cuenca encontramos sedimentos de areniscas y lutitas correspondientes a la Formación Velasco (Aleman, 1980).

2.2.2.-FORMACIÓN MÉNDEZ

Fue definida por Jeffrey en 1910 y descrita más ampliamente por DeGolyer en 1916. Su localidad tipo se encuentra al oriente de la estación Méndez en el km 629 del ferrocarril de San Luis Potosí a Tampico; su litología se caracteriza por margas grises con fracturamiento concoidal, en la cima las margas son de color rosado y se conoce como “Méndez rojo”, este miembro tiene intercalaciones de margas grises y areniscas. Aflora en la mayoría de los casos en el eje axial de los sinclinales del frente este de la Sierra Madre Oriental.

Se compone de una secuencia de lutitas y margas de color gris y gris verdoso, que llegan a alternar con capas de bentonita blanca; incluyen calizas arcillosas de color gris, lutitas en parte bentoníticas en capas delgadas. El espesor de la formación Méndez varía desde 100 m hasta 1000 m aproximadamente. Es de edad Campaniano Superior-Maastrichtiano, siendo la última formación del periodo Cretácico que erosionaron los paleocanales de la Cuenca de Chicontepec.

Sobreyase concordantemente a la Formación San Felipe, es discordante con las formaciones Tamaulipas Superior e Inferior; se presenta en contacto tectónico con rocas del Jurásico Superior al noroeste de las Truchas Veracruz, subyace concordantemente a la Formación Velasco Basal del Paleoceno (Nava et al, 2001).

Por su contenido faunístico, compuesto de Globotruncana cónica, Globotruncana bulloides, Heterohelix cf. cieneuxiae, Globotruncana ventricosa, Planulina dayi, Clavulinoides trilaterata, entre otros, y por su posición estratigráfica, se confirma que su edad corresponde al Campaniano-Maastrichtiano. El ambiente sedimentario de esta formación es el de mar abierto, de aguas tranquilas representadas por facies de relleno de cuenca con aporte de terrígenos y cenizas volcánicas. Desde el punto de vista petrolero se le considera roca almacenadora por su litología en horizontes brechoides y también roca sello por sus horizontes limosos y arcillosos (Nava et al, 2001)

2.2.3.-FORMACIÓN VELASCO

Fue definida por Cushman y Trager en 1924. Tiene su localidad tipo en la estación Velasco del ferrocarril Tampico-San Luis Potosí. Se encuentra expuesta en el lado este y sureste del Sinclinal de Magiscatzin en Tamaulipas, se reporta también al sur de la Cuenca de Chicontepec. Se compone de lutitas de color gris, verde, algunas capas son calcáreas y otras se componen de bentonita verde, con interestratificaciones de areniscas calcáreas en capas delgadas. Al sur de la Cuenca de Chicontepec, la formación Velasco consiste de margas de color gris, gris-verde, con capas muy delgadas de bentonita, cenizas y arenas. Presenta en ocasiones horizontes de anhidritas, huellas de oleaje y anélidos; al este de la Faja de Oro la Formación Velasco está representada por lutitas de color verde, el espesor promedio es de 140 m (Nava et al, 2001)

Al oeste de Ébano-Pánuco, en las Haciendas de Tulillo, se zonificó a la Formación Velasco en dos miembros distintivos por su contenido faunístico: Velasco Basal y Velasco Superior (Nava et al, 2001).

2.2.4.-VELASCO BASAL

Esta biozona se caracteriza por el predominio de ejemplares de la familia Globigerínidos, con un porcentaje muy elevado de Globigerina cretácea d'Orbigny. Otros ejemplares fósiles reportados son: Globorotalia velascoensis, Globorotalia compresa, por lo que su edad corresponde con el Paleoceno Inferior. La fauna en su mayoría es pelágica, aun que con algunos ejemplares bentónicos que indican un mar de aguas más profundas que el de la Velasco Superior, un ambiente marino que corresponde con un mar abierto. El espesor máximo de esta biozona es de 90 metros. Otros conjuntos faunísticos están representados por un "limo de Globigerina", constituido en su mayor parte por globigerina cretácea d'Orbigny.

Debe mencionarse la gran semejanza que existe entre las micro faunas de las formaciones Velasco y Chicontepec, variando la parte basal de la Velasco que no se encuentra representada en la Chicontepec. (Congreso Geológico., exc. C-16, 1956). Desde el punto de vista petrolero se le considera que este miembro corresponde con roca sello por su baja porosidad y permeabilidad.

2.2.5.-VELASCO SUPERIOR

Esta biozona también se representa en la región de Ébano, Velasco, La Palma, etc., su fauna es plantónica y bentónica que corresponde a condiciones batiales y neríticas con profundidades variables hasta cerca de 700 m. la salinidad corresponde a un medio braquisalino, es decir, a un mar de agua ligeramente diluida. En esta biozona predominan numéricamente los ejemplares de las familias Globorotaliidae y

Globigerinidae, que constituyen hasta 60% del conjunto faunístico. Aparece en menor proporción Globorotalia membranacea (Ehrenberg). (Congreso Geológico. Int., exc. C-16, 1956).

CAPÍTULO 3. GEOELÉCTRICA

3.1.-FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO

Dentro de las diferentes técnicas geofísicas se encuentran las que se relacionan con la propiedad física de la resistividad eléctrica que poseen los materiales. En este caso se presentan los principios teóricos que rigen al método de Prospección Eléctrica.

Partiendo del concepto de Campo Eléctrico el cual dice que, cualquier carga eléctrica (ya sea positiva o negativa), genera un campo eléctrico, el cual atrae o repele a otras cargas según su polaridad (cargas iguales se repelen, cargas diferentes se atraen). La fuerza con la que se atraen o repelen las cargas se conoce como intensidad de campo eléctrico.

3.1.1.- CORRIENTE ELÉCTRICA

La corriente eléctrica se define como el flujo de cargas eléctricas que por unidad de tiempo atraviesa un área transversal.

Si ΔQ es la carga que fluye a través de área A en un tiempo Δt , la intensidad de la corriente promedio se define como (Sánchez J., 2004):

$$I = \frac{\Delta Q}{\Delta t} \dots\dots\dots 3.1$$

El flujo de la carga por unidad de tiempo puede no ser constante, en cuyo caso general la definición de la corriente de una fuente natural en un tiempo infinitesimal, es la corriente instantánea I definida como (Sánchez J., 2004):

$$I = \frac{dQ}{dt} \dots\dots\dots 3.2$$

Y su unidad es el Ampere [A].

3.1.2.- DENSIDAD DE CORRIENTE

Otro concepto importante es el de densidad de corriente, que está definida como J y es la cantidad de corriente I , que pasa por unidad de área A .

$$J = I/A \quad \dots\dots\dots 3.3$$

Ahora se explica lo anterior en otros términos. Sea n el número de partículas cargadas negativamente por unidad de volumen y suponiendo que cada partícula contiene una carga q que se mueve con una velocidad v en un tiempo Δt , cada una recorre una distancia $v \Delta t$, todas las partículas contenidas en el volumen $A v \Delta t$, pasan a través del área A en el tiempo Δt . El número de partículas contenidas en este volumen es $n A v \Delta t$ y su carga es q . Entonces la carga total que fluye a través del área A del conductor, en un tiempo Δt es:

$$\Delta Q = nqAv\Delta t \quad \dots\dots\dots 3.4$$

Entonces sustituyendo la ecuación 3.4 en 3.1 tenemos que:

$$I = \Delta Q / \Delta t = nqAv \quad \dots\dots\dots 3.5$$

Y sustituyendo la ec. 3.5 en 3.3.

$$J = I/A = nqv \quad \dots\dots\dots 3.6$$

En forma vectorial:

$$\vec{J} = nq\vec{v} \quad \dots\dots\dots 3.6^a$$

3.1.3.- RESISTIVIDAD Y LEY DE OHM

Los electrones adquieren una velocidad de arrastre v en sentido contrario al campo eléctrico E . El campo eléctrico es proporcional a la velocidad de arrastre o desplazamiento.

$$v \propto E$$

$$v = \mu E \quad \dots\dots\dots 3.7$$

Donde μ es la movilidad de los portadores de carga libre. Cada material tiene un

μ característico.

Entonces sustituyendo la ec. 3.7 en 3.6a tenemos:

$$\vec{J} = nq\vec{v} = \rho_L\mu\vec{E} \quad \dots\dots\dots 3.8$$

Donde

$\rho_L = nq$: densidad de electrones libres

$\sigma = \rho_L\mu$: conductividad

Así obtenemos la ecuación vectorial de la Ley de Ohm

$$\vec{J} = \sigma\vec{E} \quad \dots\dots\dots 3.9$$

La densidad de corriente J en un punto tiene la misma dirección y sentido del campo E en el mismo punto.

Despejando el campo eléctrico obtenemos que

$$E = \frac{1}{\sigma}J \quad \dots\dots\dots 3.9a$$

$$E = \rho J \quad \dots\dots\dots 3.10$$

Donde, $\rho = \frac{1}{\sigma}$ se conoce como resistividad y sus unidades son el $[\Omega \cdot m]$. Otra forma

valida de expresar el campo eléctrico es (Sánchez M., 2003):

$$E = V/l \quad \dots\dots\dots 3.11$$

Entonces sustituyendo las ecuaciones 3.3 y 3.11 en 3.10

$$\frac{V}{l} = \rho \frac{I}{A} \quad \dots\dots\dots 3.12$$

Despejando el potencial queda:

$$V = \rho \frac{l}{A} I \quad \dots\dots\dots 3.13$$

Donde al producto $\rho \frac{l}{A} = R$, a esta expresión se le conoce como resistencia,

nótese que la resistencia depende de la geometría del cuerpo conductor.

Entonces la ec. 3.13 se reescribe como:

$$V = RI \quad \dots\dots\dots 3.14$$

Esta expresión se conoce con el nombre de Ley de Ohm (Sánchez M., 2003).

Para la prospección eléctrica lo que interesa una propiedad que sea independiente de la geometría del material, dicha propiedad es la resistividad, la cual queda definida matemáticamente de acuerdo a la expresión de resistencia R como:

$$\rho = R \frac{A}{l}$$

$$\text{Ó de acuerdo a la Ley de Ohm como: } \rho = k \frac{\Delta V}{I} \quad \dots\dots\dots 3.15$$

Donde k es un factor geométrico que depende de la geometría del dispositivo.

3.1.4.- ECUACIÓN GENERAL DE LA PROSPECCIÓN ELÉCTRICA

Los conceptos básicos anteriores, ahora se explicará su aplicación en la prospección eléctrica, que se rige por las ecuaciones de Maxwell.

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = -\frac{\partial \vec{B}}{\partial t} \quad \dots\dots\dots 3.16a$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} + \frac{\partial \vec{D}}{\partial t} \quad \dots\dots\dots 3.16b$$

Donde

$\vec{E}$ - Campo eléctrico existente en el espacio, creado por las cargas.

$\vec{D}$ - Campo dieléctrico que resulta de los efectos eléctricos de la materia.

$\vec{B}$ - Campo magnético existente en el espacio, creado por las corrientes.

$\vec{H}$ - Campo magnético que resulta de los efectos magnéticos de la materia.

Como se trata de un campo estacionario, las derivadas temporales son nulas.

Por lo cual las ecuaciones se reducen a:

$$\vec{\nabla} \times \vec{E} = 0 \quad \dots\dots\dots 3.17a$$

$$\vec{\nabla} \times \vec{H} = \vec{J} \quad \dots\dots\dots 3.17b$$

De las ecuaciones anteriores se observa que el campo eléctrico $\vec{E}$ es

conservativo y de acuerdo a las propiedades del operador vectorial $\vec{\nabla}$, existe al menos una función escalar V tal que:

$$\vec{E} = -\vec{\nabla}V \quad \dots\dots\dots 3.18$$

En efecto, se cumple que $\vec{\nabla} \times E = \vec{\nabla} \times (-\vec{\nabla}V) = 0$

Ahora retomando el concepto de densidad de corriente J , y sabiendo que tienen la misma dirección y sentido que el campo eléctrico E . Se cumple la ecuación de continuidad y como se sabe que el campo es estacionario, entonces se tiene la siguiente ecuación:

$$\vec{\nabla} \cdot \vec{J} = 0 \quad \dots\dots\dots 3.19$$

Que se cumple en todos los puntos excepto en los electrodos. Ahora bien, regresando a la ecuación vectorial de la Ley de Ohm, (ec. 3.9) y sustituyendo ésta en la ec. 3.19

$$\vec{\nabla} \cdot (\sigma \vec{E}) = 0 \quad \dots\dots\dots 3.20$$

Esta es la ecuación general de la prospección eléctrica. Desarrollando se obtiene lo siguiente:

$$\vec{\nabla} \cdot (\sigma \vec{E}) = \sigma \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{E} + \vec{E} \cdot \vec{\nabla} \cdot \sigma = 0$$

Sustituyendo la ec. 3.18 en el primer termino de la adición anterior

$$-\sigma \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{\nabla} \cdot \vec{V} + \vec{E} \cdot \vec{\nabla} \cdot \sigma = -\sigma \cdot \vec{\nabla}^2 \cdot \vec{V} + \vec{E} \cdot \vec{\nabla} \cdot \sigma = 0$$

Si dentro de cada zona con conductividad σ , uniforme se cumple que $\vec{\nabla} \cdot \sigma = 0$, entonces queda finalmente la ecuación 3.20 como:

$$\vec{\nabla}^2 V = 0 \quad \dots\dots\dots 3.21$$

Esta es la ecuación de Laplace, la cual es válida en todo el semiespacio excepto en los electrodos.

En un campo eléctrico debido a un electrodo puntual, las líneas de flujo de corriente forman superficies semiesféricas equipotenciales perpendiculares a este campo (Figura 3.1),

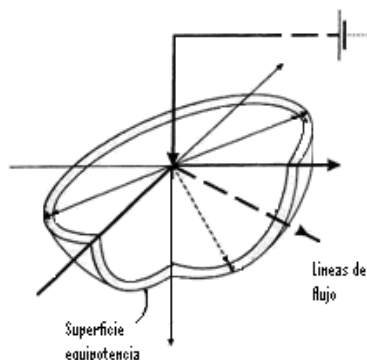


Figura 3.1 Líneas de corriente y superficies equipotenciales producidas por un electrodo puntual.

Entonces de la ecuación de densidad de corriente J (ec.3.3).

$$J = \frac{I}{A} = \frac{I}{2\pi r^2}$$

Donde $A = 2\pi r^2$ que es el área de la semiesfera. Por consiguiente al sustituir el término anterior en la expresión vectorial de la Ley de Ohm, (ec. 3.9), y despejando el campo eléctrico en valor absoluto obtenemos el valor del campo eléctrico de un electrodo puntual.

$$|E| = \frac{I\rho}{2\pi r^2} \dots\dots\dots 3.22$$

La diferencia de potencial entre dos puntos M y N se puede obtener al sustituir la ec. 3.22 en la ec. 3.18.

$$-\nabla V_N^M = \frac{I\rho}{2\pi r^2}$$

Integrando,

$$V_N^M = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{r_M} - \frac{1}{r_N} \right) \dots\dots\dots 3.23$$

Donde r_M y r_N son las distancias del electrodo de corriente a los puntos M y N respectivamente (Figura 3.2a). Para considerar potenciales absolutos, habrá que atribuir a un punto determinado el potencial cero. Para esto se dice que el punto N está en el infinito por lo que la ec. 3.23 queda como:

$$V_M = \frac{I\rho}{2\pi r_M} \dots\dots\dots 3.24$$

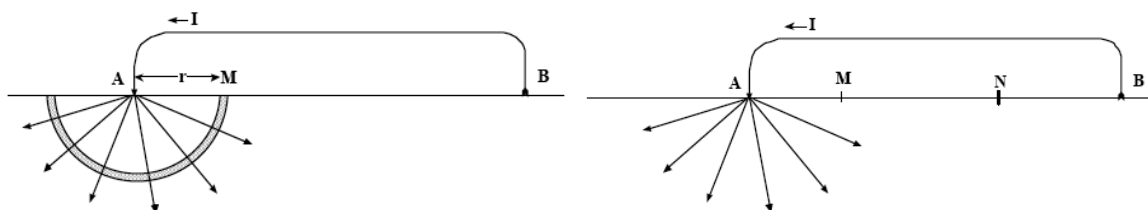


Figura 3.2 Esquema que ejemplifica la diferencia de potencial entre dos puntos M y N dado un flujo de corriente. a) el punto N esta en el infinito, b) el potencial entre los puntos (electrodos) M y N se genera por la circulación de corriente entre los electrodos A y B.

En la realidad, para poder introducir corriente en el subsuelo, debe de existir otro electrodo B por lo que lo que el potencial en el punto M tendrá la influencia del electrodo de corriente A menos la del electrodo B , así mismo, como no se puede medir el potencial con un solo electrodo en un punto, es necesario un segundo electrodo N , el cual tendrá la misma influencia que producen los electrodos de corriente A y B en el punto M (Figura 3.2b), por lo que, la ecuación 3.23 queda de la siguiente manera:

$$V_M - V_N = \frac{I\rho}{2\pi} \left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)$$

Despejando la resistividad ρ

$$\rho = \frac{\Delta V}{I} \left[\frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \right]$$

De la ec. 3.14 tenemos que el factor geométrico k es,

$$k = \frac{2\pi}{\left(\frac{1}{AM} - \frac{1}{BM} - \frac{1}{AN} + \frac{1}{BN} \right)} \dots\dots\dots 3.25$$

Él cual solo depende de la geometría del dispositivo.

Se llama dispositivo electródico al conjunto de electrodos que por lo general consta de n electrodos, en dos de los cuales circula la corriente I llamados A y B otros dos M y N en los cuales se mide la diferencia de potencial generada por la corriente (Sánchez J., 2004) (Figura 3.2b).

Estos dispositivos pueden adoptar cualquier disposición geométrica sobre la

superficie del terreno, éstas se denominan modalidades, configuraciones o arreglos. Para fines de este trabajo nos referiremos a arreglos. Existen varios tipos de arreglos establecidos, los cuales han sido utilizados y creados de acuerdo a las diferentes condiciones y objetivos de estudio requeridos a lo largo de la historia de la prospección eléctrica.

3.2.- TOMOGRAFÍA DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

Lo concerniente a la tomografía o imagen eléctrica, es un método que se ha utilizado en la exploración moderna y se puede decir que es una combinación de los Sondeo Eléctrico Vertical SEV y de las calicatas eléctricas, con la finalidad de obtener una gran cantidad de ρ tanto lateral como verticalmente, distribuidos en toda la zona de estudio (Figura 3.3). Esto se traduce en suficiente información útil para lograr realizar mediante el procesamiento, modelos del subsuelo en 2-D y 3-D.

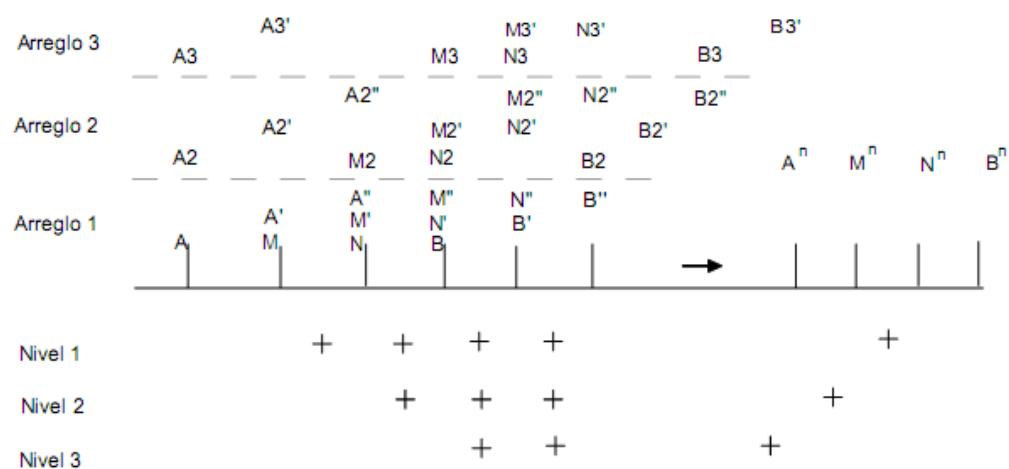


Figura 3.3 Esquema que muestra la forma de operación de la tomografía eléctrica.

Un modelo razonable para interpretar el subsuelo es un modelo bidimensional 2D, el cual considera cambios de resistividad en la dirección vertical y también en la dirección horizontal a lo largo de la línea de estudio. En este caso, se considera que la resistividad no cambia en la dirección que es perpendicular a la línea de estudio. En la mayoría de los casos, particularmente para estudios donde existen cuerpos geológicos

alargados, esta es una consideración razonable. Un estudio de resistividad 3-D es más efectivo que un modelo 2-D. Sin embargo en la actualidad los estudios 2-D son más prácticos y económicos, es decir, se obtienen resultados muy efectivos y el costo del estudio es bajo. Los estudios de sondeo de resistividad 1-D, generalmente involucran alrededor de 10 a 20 lecturas, mientras que los estudios de imágenes eléctricas 2-D involucran alrededor de 100 a 1000 mediciones, en comparación, los estudios 3-D involucran miles de mediciones.

En muchas situaciones geológicas, los estudios de imagen eléctrica 2-D proporcionan resultados que complementan la información obtenida por otros métodos geofísicos. Se recomienda que los estudios de imágenes eléctricas bidimensionales se utilicen en conjunción con estudios de sísmica o GPR para complementar información acerca del subsuelo.

3.2.1.- ARREGLO POLO-DIPOLO

Un levantamiento empleando la geometría Polo-Dipolo se realiza colocando un electrodo de corriente sobre la superficie del terreno y los electrodos de medición (dipolos) a separaciones múltiples de la distancia bipolar (Figura. 3.4). Se inyecta corriente al terreno a través del electrodo que va sobre la línea cerrando el circuito con otro electrodo que se coloca a una distancia de varios cientos de metros para que no influya sobre los dipolos de medición, la corriente inyectada es controlada. En los dipolos de medición se recibe la señal eléctrica que viaja por el subsuelo midiéndose la respuesta del terreno, las variaciones de resistividad lateralmente y en profundidad son traducidas a términos de los materiales detectados.

La profundidad de investigación es proporcional a la separación de los electrodos, los tendidos se desplazan sobre las líneas de investigación controladas topográficamente.

Los Perfiles 2-D con arreglo Polo-Dipolo, por su arreglo asimétrico, resultan ser una de las técnicas más eficientes para la detección indirecta de agrietamientos, cavernas, zonas de debilidad o cualquier tipo de discontinuidad que se presente en el subsuelo, con lo cual se identificarán a detalle las zonas anómalas que pudieran corresponder, de acuerdo con el marco geológico.

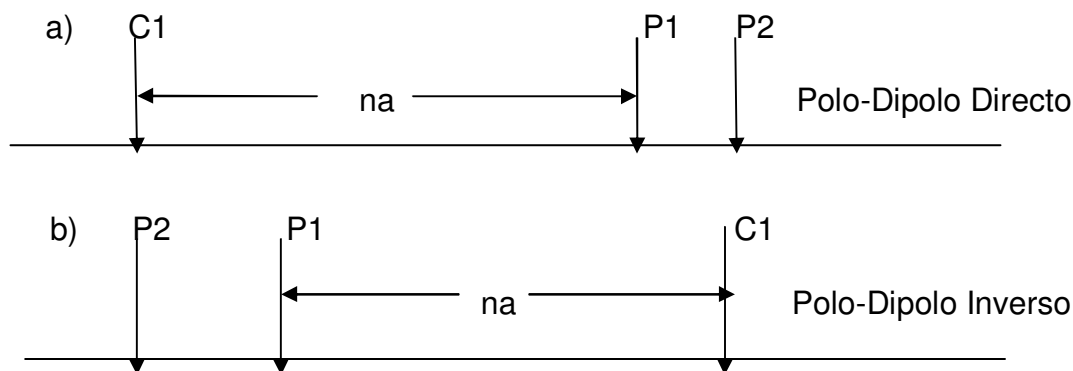


Figura 3.4, a) arreglo Polo-Dipolo directo, b) arreglo Polo-Dipolo inverso

3.3.- MÉTODOS DE INTERPOLACIÓN

Siguiendo con los fundamentos del procesamiento, es necesario mencionar que son los métodos de interpolación utilizados para este trabajo, ya que con ellos se construyen las imágenes de los perfiles y secciones eléctricas. Se denomina interpolación a la obtención de nuevos puntos partiendo del conocimiento de un conjunto discreto de puntos medidos.

En ingeniería y algunas ciencias es frecuente disponer de un cierto número de puntos obtenidos por muestreo o a partir de un experimento y pretender construir una función que los ajuste. Se trata de que a partir de n parejas de puntos (x_k, y_k) , obtener una función f que verifique $f(x_k) = y_k$, $k=1, \dots, n$, a la que se denomina función interpolante de dichos puntos. A los puntos x_k se les llama nodo. Existen muchos métodos de interpolación, pero para fines de este trabajo, dado las características de los datos a procesar y los resultados deseados, se describen brevemente a continuación los métodos empleados:

- Inverso de las distancias (Inverse distance to a power), consiste en que el valor del

punto problema se estima asignando pesos a los datos del entorno, en función inversa de la distancia que los separa del punto problema. Se establece, por tanto, que los puntos más cercanos tienen un peso mayor en el cálculo, aunque la relación no tiene porque ser lineal.

- Kriging. Este método de interpolación asume que la variable representada puede definirse como una variable regionalizada. Esta hipótesis supone que la variación espacial de la variable a representar puede ser explicada al menos parcialmente mediante funciones de correlación espacial (Gómez, 2007).

3.4.- PROFUNDIDAD DE INVESTIGACIÓN

El concepto de “profundidad de investigación” en los sondeos de resistividad lo introdujeron Conrad y Marcel Schlumberger en 1932 y ha sido discutido posteriormente por muchos autores para diversos arreglos y estructuras (Barrer, 1989). Se han definido distintos procedimientos matemáticos para determinar la “profundidad de investigación” de los dispositivos geoelectricos, basados generalmente en la función de sensibilidad de Frechet. Esta función valora el grado en el cual un cambio de resistividad del terreno del subsuelo provoca una variación en el potencial medido en los electrodos del dispositivo geoelectrico.

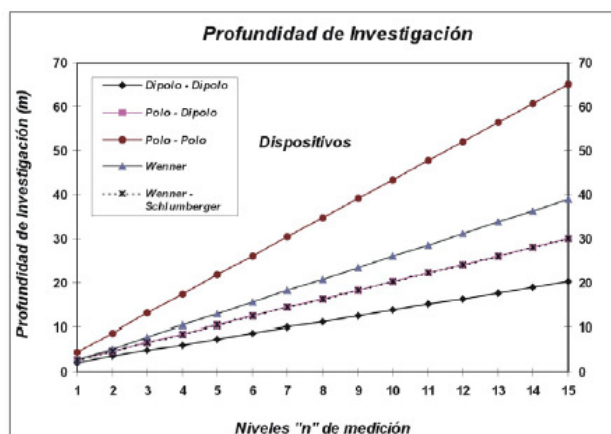


Figura 3.5. Se muestran las distintas profundidades medias de investigación sobre un medio homogéneo de resistividad para los distintos dispositivos obtenida para una distancia eléctrica de 5 metros.

El gráfico (Figura 3.5) da la profundidad media de investigación para los diferentes conjuntos; esta da una idea de la profundidad a la que se puede sondear con un dispositivo geoelectrodico en particular. Los valores de profundidad son determinados al integrar la función sensibilidad con la profundidad.

La relación señal/ruido está estrechamente relacionada con el valor de la constante k de cada dispositivo y para el mismo modelo de subsuelo, o sea, que a mayor valor de constante k menor será la señal de potencial medido y viceversa. En otras palabras, la señal es inversamente proporcional al factor geométrico usado para calcular el valor de resistividad aparente.

3.5. ADQUISICIÓN Y PROCESAMIENTO DE DATOS ELÉCTRICOS

La importancia que tiene este método para nuestro estudio es el nivel del detalle de la información que nos brinda del subsuelo, y sobre todo la profundidad que alcanza este método. La ventaja del metodo es que brinda dimensiones y profundidades muy aproximadas de los objetivos, información que no se logra con otros metodos y que permite llegar a un modelo de detalle del subsuelo.

La distribución geométrica de las líneas de investigación se debe hacer con base en las observaciones realizadas con respecto al fenómeno de interés y objetivo de estudio, en este caso el estudio esta enfocado a la caracterización de la zona para ver si es estable o no. La longitud de todos los perfiles es de 100 m, el espaciamiento entre electrodos TRE-1 a TRE-8 es de 2 m y los TRE-9 y TRE-10 el espaciamiento es de 4 m, con lo cual se pueden detectar estructuras de aproximadamente. 1 y 2 m respectivamente, con toma de lecturas de 8 a 9 niveles de investigación, para alcanzar profundidades de investigación mínimas de 15.0 a 30 m (Figura 3.6).



Figura 3.6. Lugar donde se realizaron las diferentes líneas geoelectricas, “La Cuchilla”.

Al llegar al lugar se preparó el equipo para la adquisición de los datos de la línea 1, se extiende a lo largo de una línea 50 electrodos aproximadamente. Se utiliza un cable aislado calibre 16 equipado con conectores, los cuales se conectan a los electrodos. Los cables de corriente se conectan al emisor de corriente (Ver anexo) para inyectar corriente al terreno por medio de dos electrodos. Los cables de potencial son conectados al receptor (Ver Anexo) para medir la caída del potencial por medio de otro par de electrodos. Los datos de corriente y de caída de potencial se combinan para determinar la resistividad aparente.

Finalizada la adquisición de los datos en la línea 1 se recogió el equipo y se procedió a reubicarlo para la toma de la segunda línea siguiendo la metodología empleada para la preparación de la línea 1, el mismo procedimiento se empleó para el resto de las líneas planeadas.

En este trabajo se realizó la inversión con los datos, los valores de resistividad se presentaron con un poco de ruido por los cambios climáticos que se vivieron cuando fueron tomados los datos, a partir de estas observaciones se eliminaron algunos puntos con la finalidad de disminuir el error. En este caso la consideración más relevante para

poner límites a los valores de la resistividad, fue el alto contenido de humedad que presentan los materiales en el subsuelo.

3.6.- LOCALIZACIÓN DE LOS PERFILES 2D DE RESISTIVIDAD ELÉCTRICA

El sitio de estudio en La Cuchilla tiene una altura de 261m sobre el nivel medio del mar y se localiza geográficamente con las siguientes coordenadas:

Longitud UTM	Latitud UTM	Longitud Este	Latitud Norte
628674	2259779	97 ° 45 '59.6901084 ''	20 ° 25 ' 55.455604 ''
628671	2259830	97 ° 45 '59.7803895 ''	20 ° 25 '57.1150518 ''
628618	2259786	97 ° 46 '1.62041767 ''	20 ° 25 '55.696997 ''
628589	2259785	97 ° 46 '2.62124149 ''	20 ° 25 '55.6715593 ''
628551	2259792	97 ° 46 '3.93051275 ''	20 ° 25 '55.9085013 ''
628518	2259801	97 ° 46 '5.0667559 ''	20 ° 25 '56.2092658 ''
628499	2259798	97 ° 46 '5.72307602 ''	20 ° 25 '56.1163357 ''
628503	2259823	97 ° 46 '5.57859226 ''	20 ° 25 '56.9284322 ''
628466	2259799	97 ° 46 '6.86139504 ''	20 ° 25 '56.1569135 ''
628468	2259831	97 ° 46 '6.78410212 ''	20 ° 25 '57.1971591 ''
628465	2259806	97 ° 46 '6.89408195 ''	20 ° 25 '56.3848181 ''
628565	2259799	97 ° 46 '3.4456675 ''	20 ° 25 '56.1327425 ''
628684	2259799	97 ° 45 '59.33988994 ''	20 ° 25 '56.1036638 ''
628605	2259802	97 ° 46 '2.06479959 ''	20 ° 25 '56.2205399 ''
619487	2255764	97 ° 51 '17.6335077 ''	20 ° 23 '47.0373878 ''
628687	2259788	97 ° 45 '59.2392456 ''	20 ° 25 '55.7451785 ''
628645	2259788	97 ° 46 '0.68833903 ''	20 ° 25 '55.7554448 ''
628616	2259789	97 ° 46 '1.68864449 ''	20 ° 25 '55.7950544 ''

Tabla 3.1 Coordenadas de localización de los sondeos.

Se realizó el recorrido del área, inspeccionándose de manera visual, registrándose las irregularidades que presentó el sitio, tales como: topografía superficial, desnivel entre la estructura del macizo del cerro y la franja marginal del río. Definida el área de estudio, se determinó la ejecución de ocho perfiles 2-D de resistividad eléctrica con el arreglo Polo-Dipolo de 100 m de longitud, cada uno, ubicados de manera transversales a la margen del río, estos perfiles fueron identificadas como TRE-1T a TRE-8T, y la ejecución de dos perfiles 2-D de resistividad eléctrica Polo-Dipolo de 134 m de longitud, ubicados de manera longitudinal a la margen del río, llamados TRE-9L y TRE-10L (Figura 3.7).

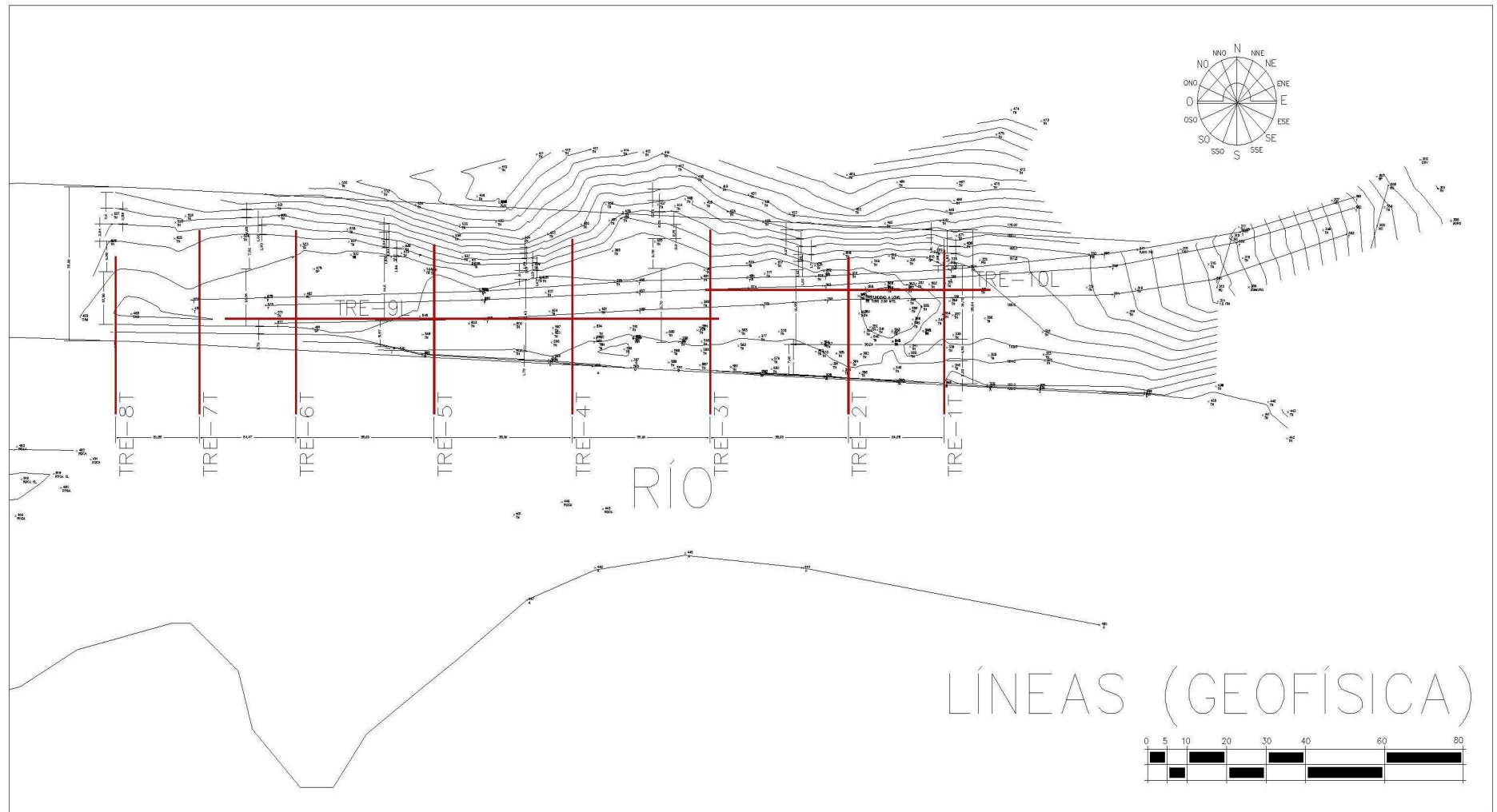


Figura 3.7, Localización de las ocho perfiles TRE-1T a TRE-8T transversales y dos líneas TRE-9L y TRE-10L, longitudinales en el área determinada para estudio.

3.7. PROCESAMIENTO DE DATOS ELÉCTRICOS

El procesamiento de los datos obtenidos se realizó con el programa de inversión Res2Dinv de *Geotomo Software*.

El programa RES2DINV es un software creado por la empresa *Geotomo* el cual funciona mediante el uso de la técnica de inversión de mínimos cuadrados (deGroot-Hedlin and Constable 1990, Sasaki 1992) para producir un modelo 2D del subsuelo con únicamente datos de resistividad aparente (Griffiths and Barker 1993). El software es completamente automático y el usuario no tiene que proponer un modelo inicial. Este programa ha sido optimizado para la inversión de gran cantidad de datos.

El uso de la memoria disponible es igualmente optimizado para reducir el tiempo de cómputo al minimizar el tiempo de transferencia en disco.

Se incluyen en él los arreglos electródicos Wenner, Polo-Polo, Dipolo-Dipolo, Polo-Dipolo, Wenner-Schlumberger y de tipo rectangulares. De igual manera se pueden hacer correcciones topográficas. En conjunción con el programa RES2DMOD, forma un paquete completo de Resistividad 2D para modelado e inversión de datos de resistividad.

El programa funciona de tal manera que este elige automáticamente los parámetros óptimos de inversión para datos en particular. Todo momento los parámetros que afectan el proceso de inversión pueden ser modificados por el usuario.

Se incluyen tres diferentes variantes del método de mínimos cuadrados; uno muy rápido, el llamado quasi-Newton (Loke and Barker 1996), uno más lento pero de igual forma más preciso llamado Gauss-Newton, y una técnica híbrida moderadamente rápida que incorpora las ventajas de los métodos quasi-Newton y Gauss-Newton. Un filtro de alisado puede ser ajustado para enfatizar las variaciones de resistividad en las direcciones vertical y horizontal. Se proveen dos variaciones del método restringido de alisado de los mínimos cuadrados; uno optimizado para reducir la diferencia entre las resistividades aparentes medidas y las calculadas, la otra que garantiza modelos con

variación de resistividad alisada aún con juegos de datos ruidosos. La información de Resistividad de pozos y otras fuentes también pueden ser incluidas para restringir el proceso de inversión.

3.8.- PERFILES GEOELÉCTRICOS 2-D

Finamente se elaboraron los perfiles geoelectricos, aplicando el programa Res2Dinv, definiéndose para cada profundidad los contactos de los materiales con diferentes características y zonas que presentan anomalías, tales como: superficie de fallas, líneas de flujo y saturamiento de agua, que para nuestro caso representan la parte fundamental de la investigación.

En la Figura 3.8 se observa un cuerpo de alta resistividad, correspondiente a tubería con un diámetro aproximadamente de 3 m, el cual esta localizado a los 16 m de longitud con una profundidad aproximada de 3.5 m y con resistividad (300 ohm-m), así como un par de anomalías con una resistividad promedio de entre 25 a 40 ohm-m, y una saturación de agua. Se puede ver claramente dos horizontes geoelectricos y su zona de transición, la primera tiene una resistividad promedio de 20 a 80 ohm-m y el siguiente horizonte es de 80 a 280 ohm-m.

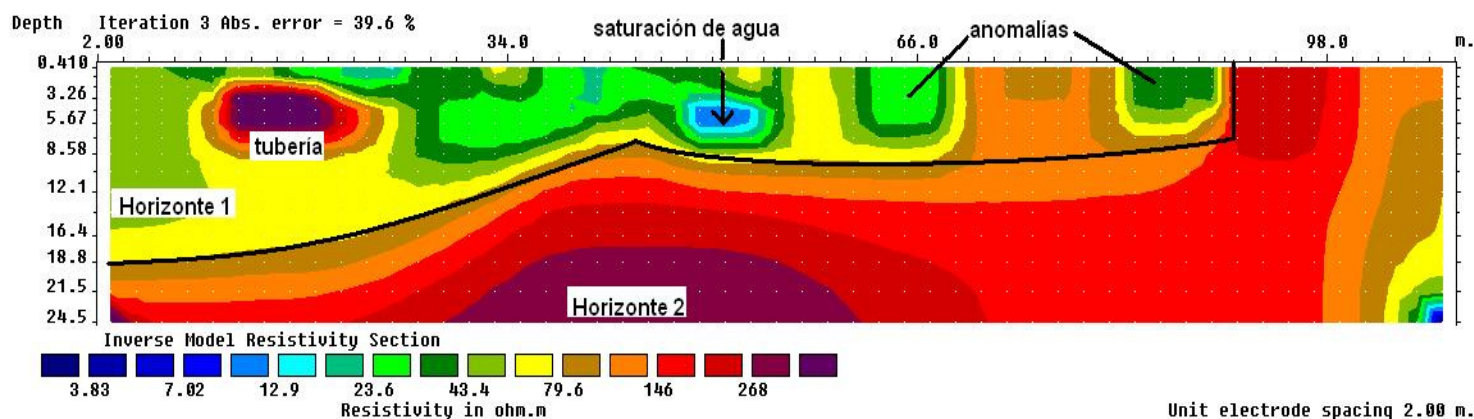


Figura 3.8. Perfil TRE-01T

En la Figura 3.9 se puede ver nuevamente la tubería, así como el par de anomalías y la saturación de agua. Los horizontes solo cambian un poco de forma pero en general se siguen viendo claramente, la zona de transición es mucho más homogénea.

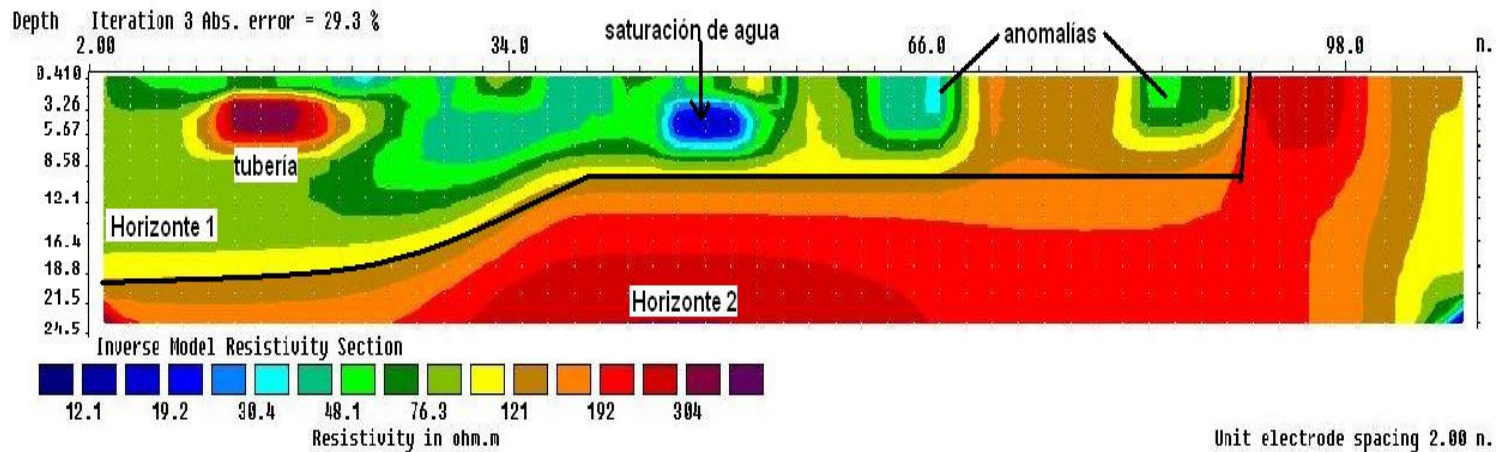


Figura 3.9. Perfil TRE-02T

En la Figura 3.10 se puede ver nuevamente la tubería, así como el par de anomalías y la saturación de agua. Los horizontes solo cambian un poco de forma, la zona de transición es mucho más homogénea con una resistividad promedio entre 110 a 150 ohm-m.

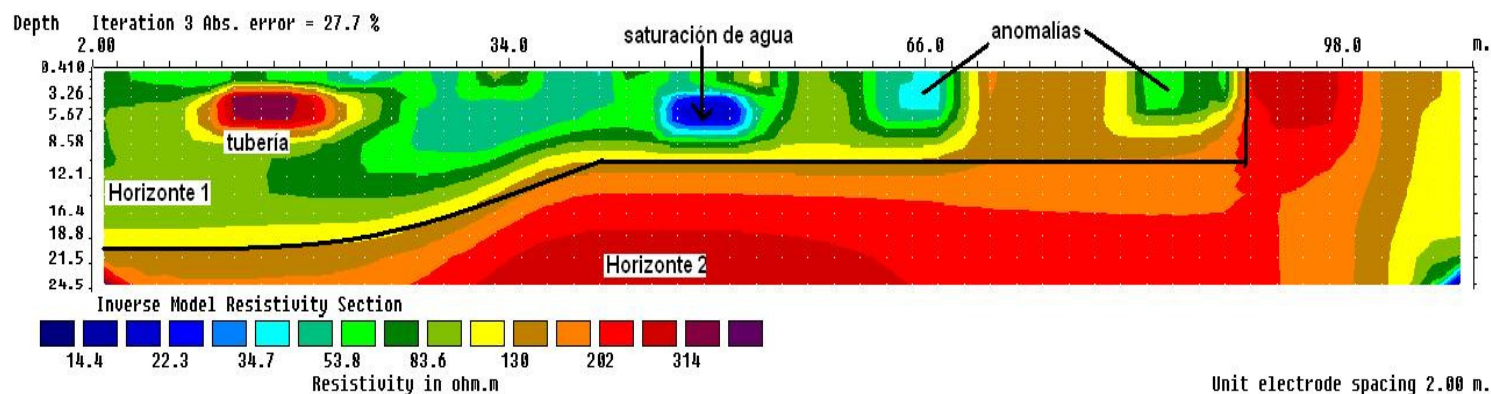


Figura 3.10. Perfil TRE-03T

En la Figura 3.11 se puede ver nuevamente la tubería, así como el par de anomalías y la saturación de agua. Los horizontes solo cambian un poco de forma, la zona de transición es mucho más homogénea con una resistividad promedio entre 100 a 150 ohm-m. El día que se tomaron las mediciones había gran saturación de agua en el suelo por la lluvia de la noche anterior.

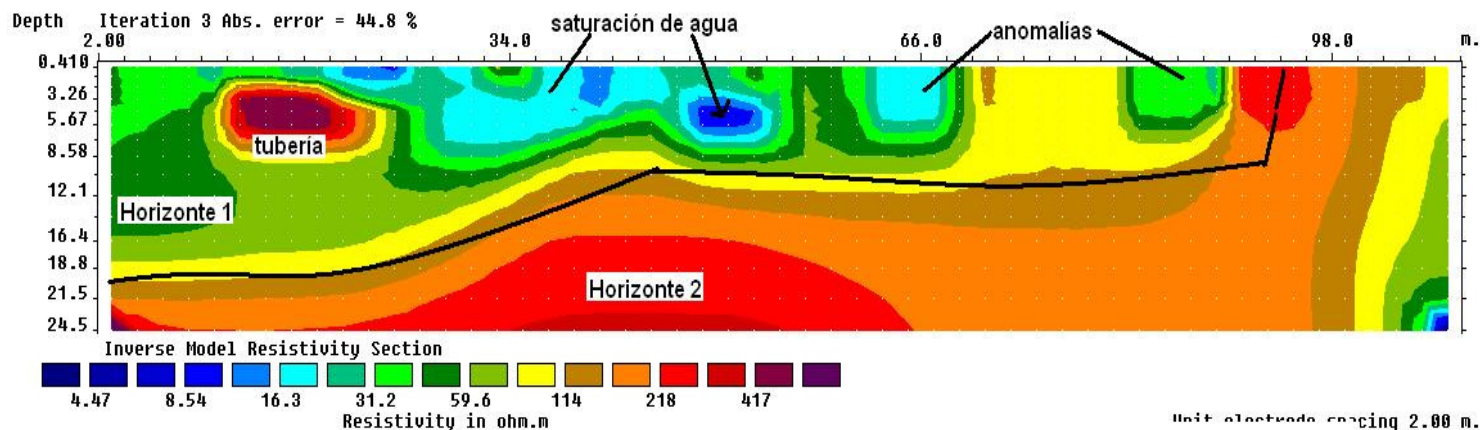


Figura 3.11. Perfil TRE-04T

En la Figura 3.12 se puede ver nuevamente la tubería, así como el par de anomalías y la saturación de agua. Los horizontes solo cambian un poco de forma, la zona de transición es mucho más homogénea. El día que se tomaron las mediciones había gran saturación de agua en el suelo por la lluvia de la noche anterior y la de ese mismo día.

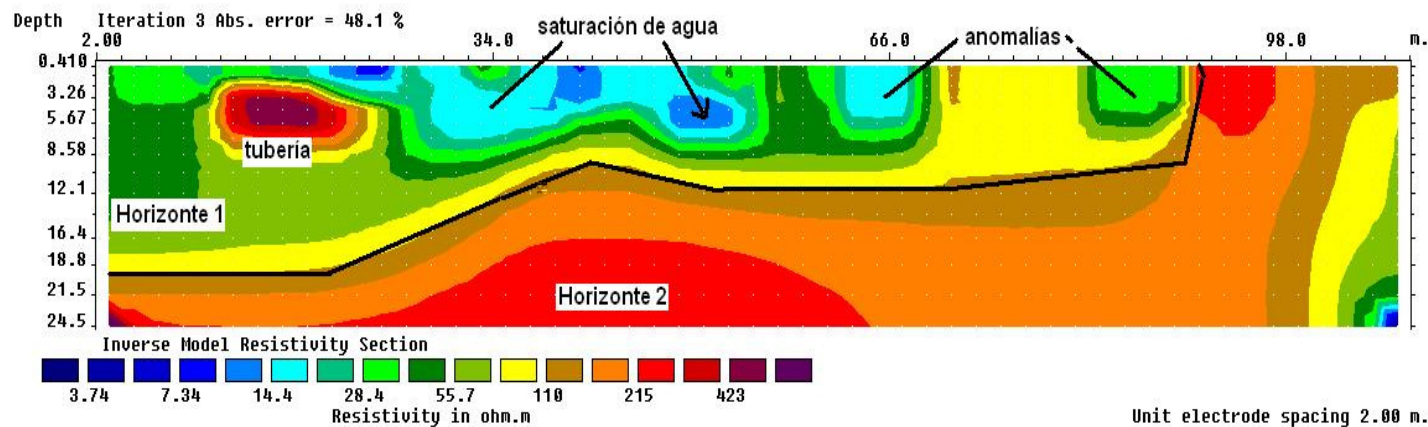


Figura 3.12. Perfil TRE-05T

En la Figura 3.13 se ve nuevamente la tubería, así como el par de anomalías. Los horizontes solo cambian de forma y de tamaño, el horizonte 1 es menor en comparación a los perfiles anteriores y el horizonte 2 es mayor en tamaño, la zona de transición es poco homogénea con una resistividad promedio entre 70 a 130 ohm-m. Se puede ver claramente que el agua en la zona ya es menor

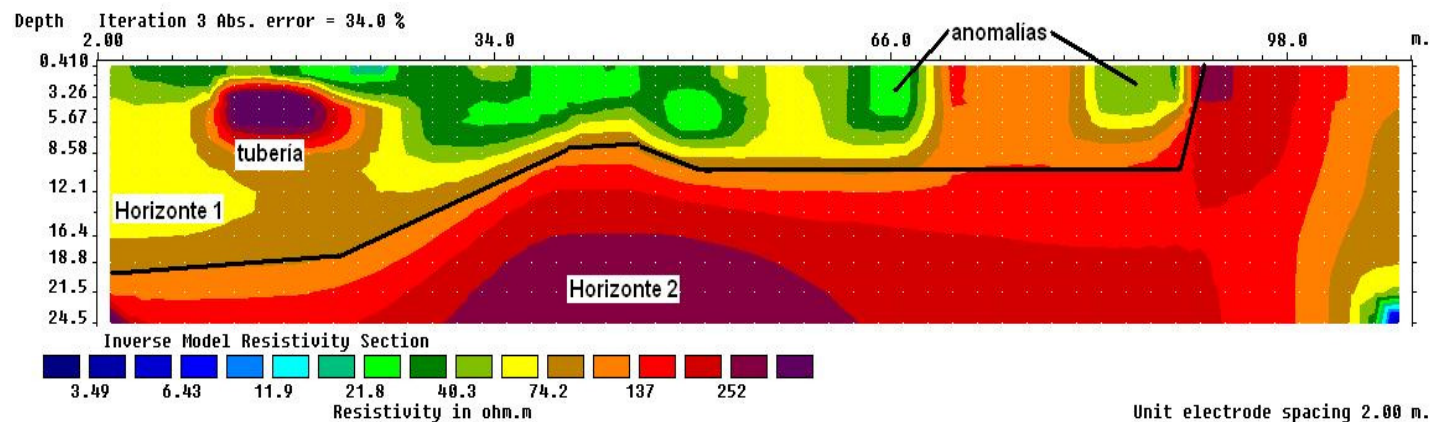


Figura 3.13. Perfil TRE-06T

En la Figura 3.14 se puede ver nuevamente la tubería, así como el par de anomalías. Los horizontes cambian de forma y de tamaño, la zona de transición es mucho más homogénea con una resistividad promedio entre 70 a 130 ohm-m. Se puede ver claramente que el agua en la zona ya es menor.

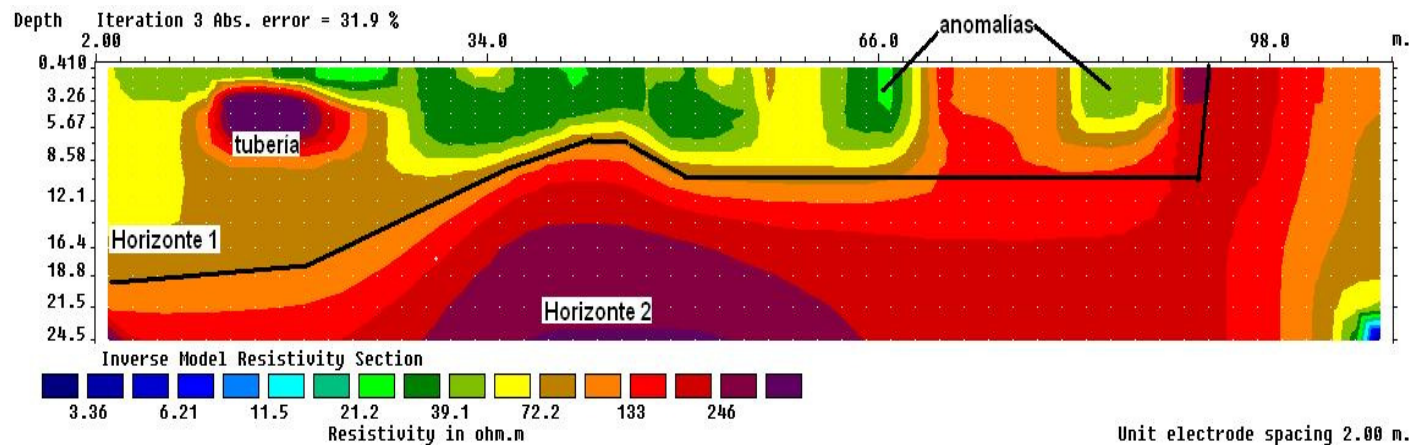


Figura 3.14. Perfil TRE-07T

En la Figura 3.15 se puede ver nuevamente la tubería, así como el par de anomalías. Los horizontes cambian de forma y de tamaño, la zona de transición es mucho más homogénea con una resistividad promedio entre 70 a 130 ohm-m. El horizonte 1 tiene una resistividad promedio de 20 a 60 ohm-m y el horizonte 2 tiene una resistividad promedio de 60 a 250 ohm-m. Se puede ver claramente que el agua es mínima.

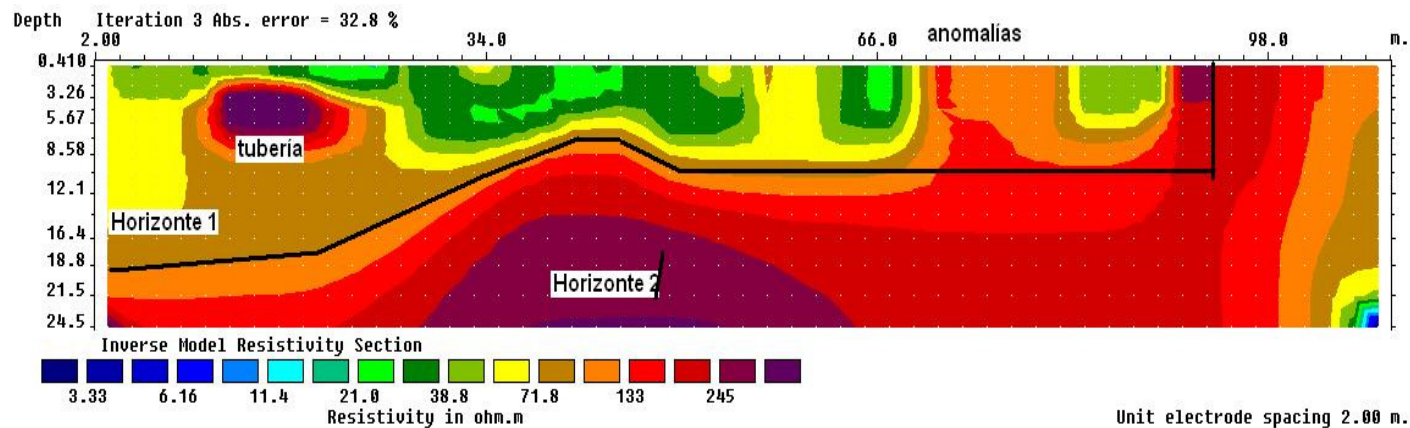


Figura 3.15. Perfil TRE-08T

En la Figura 3.16 se puede ver la saturación de agua, esta línea es transversal a los perfiles 4 al 7. Podemos ver 2 horizontes y su zona de transición, el primer horizonte tiene una resistividad promedio entre 8 a 25 ohm-m, el segundo horizonte tiene una resistividad promedio de 80 a 200 ohm-m y la zona de transición tiene una resistividad promedio de 25 a 40 ohm-m.

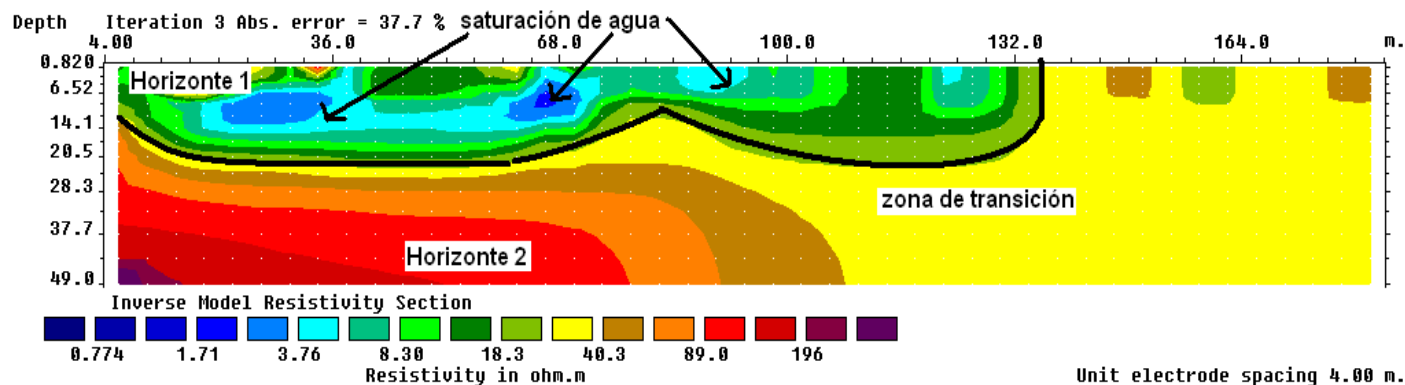


Figura 3.16. Perfil TRE-09L

En la Figura 3.17 no hay saturación de agua, esta línea es transversal a los perfiles 1 al 4. Podemos ver 2 horizontes y su zona de transición, el primer horizonte tiene una resistividad promedio entre 8 a 15 ohm-m, el segundo horizonte tiene una resistividad promedio de 20 a 320 ohm-m.

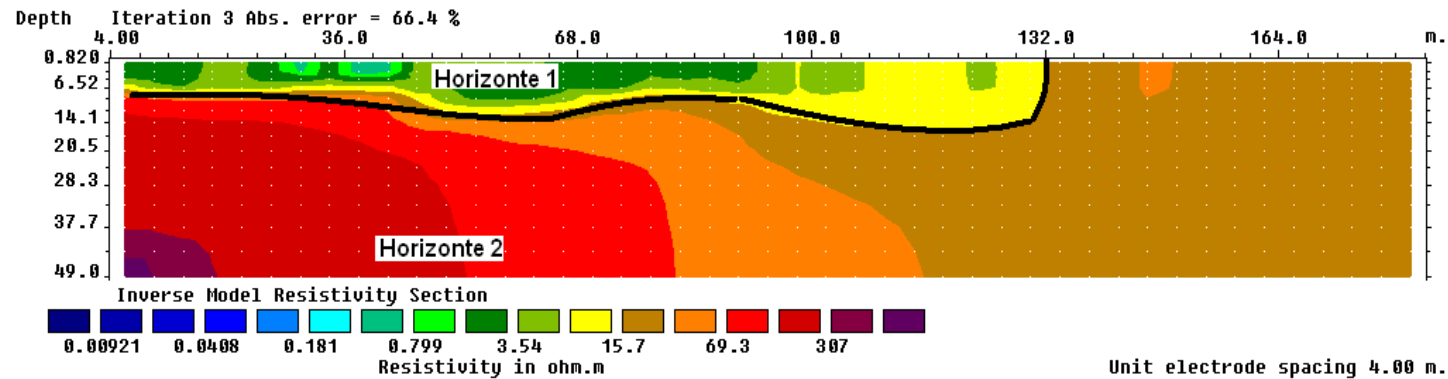


Figura 3.17. Perfil TRE-10L

CAPÍTULO 4. GRAVIMETRÍA

4.1.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO

El método de prospección gravimétrica se basa en la medición en superficie de las pequeñas variaciones o anomalías de la componente vertical y de los gradientes horizontal y vertical del campo de gravedad terrestre. Estas variaciones son debidas a una distribución irregular en profundidad de masas de diferentes densidades y conociendo aquéllas se puede llegar a una interpretación más o menos probable de la situación de las masas en el subsuelo, dependiendo del conocimiento geológico y de la distribución de densidades en profundidad. El método gravimétrico tiene un rango de aplicación muy amplio, en exploración de recursos minerales y energéticos y en estudios diversos de tectónica y estratigrafía en escalas regional y local (Hinze et al., 2005; Nabighian et al., 2005).

4.1.1.- LEY DE GRAVITACIÓN DE NEWTON

La fuerza de gravitación es expresada por la ley de Newton La fuerza entre dos partículas de masas m_1 y m_2 es directamente proporcional al producto de las masas e inversamente proporcional al cuadrado de la distancia entre los centros de masas:

$$F = G \left(\frac{m_1 \cdot m_2}{r^2} \right) \dots\dots\dots 4.1$$

Donde:

F = Fuerza sobre m_2

r = distancia entre los centros de los cuerpos de masa m_1 y m_2

m_1 , m_2 = masa del cuerpo 1 ó 2 respectivamente,

G = Constante de Gravitación Universal

La fuerza F es siempre atractiva, en el SI de unidades el valor de g es

$$6,672 \times 10^{-11} \left(\frac{Nm^2}{Kg^2} \right), \text{ y en unidades CGS } 6,672 \times 10^{-11} \left(\frac{dina \cdot cm^2}{g^2} \right).$$

4.1.2.- ACELERACIÓN DE LA GRAVEDAD

La aceleración de m_2 debido a la presencia de m_1 puede ser encontrado dividiendo F por m_2 en la ecuación (4.1), esto es:

$$g = \left(\frac{m_1}{r^2} \right) \cdot r_1 \quad \dots\dots\dots 4.2a$$

La aceleración g es igual a la fuerza gravitacional por unidad de masa debido a m_1 . Si m_1 es la masa de la Tierra, M_e , g se convierte en la aceleración de gravedad y esta dada por:

$$g = \left(\frac{M_e}{R_e^2} \right) \cdot r_1 \quad \dots\dots\dots 4.2b$$

Siendo R_e el radio de la Tierra y r_1 descendiendo hacia el centro de la Tierra. (Es común usar g si se refiere a la Tierra o a una masa m).

La aceleración de gravedad fue primero medida por Galileo en su famoso experimento en Pisa. El valor numérico de g sobre la superficie de la Tierra es alrededor de $980 \left(\frac{cm}{s^2} \right)$. En honor de Galileo la unidad de aceleración de gravedad, $1 \left(\frac{cm}{s^2} \right)$ es llamada el galileo ó Gal. (Telford, 1990.)

4.1.3.- GRAVEDAD TEÓRICA

La gravedad normal g_0 ó el campo gravitacional normal de la Tierra se refiere a la atracción de la gravedad producida por el elipsoide de revolución, y se calcula con la fórmula siguiente llamada Formula Internacional de la Gravedad:

$$g_0 = 9.78049 \left[1 + 0.0052884 \sin^2 I - 0.0000059 \sin^2 (2I) \right] \quad \dots\dots\dots 4.3$$

Donde:

g_0 está en $m \cdot s^{-2}$

I = latitud

La formula fue adoptada por la Unión Internacional de Geodesia y Geofísica en 1930. En 1967 un nuevo elipsoide fue adoptado, llamado Sistema de Referencia Geodésico 1967, proporcionando así la Formula Internacional de Gravedad 1967,

$$g_0 = 9.78031846(1 + 0.0053024 \sin^2 I - 0.0000058 \sin^2(2I)) \dots\dots\dots 4.4$$

Recientemente la Asociación Internacional de Geodesia ha adoptado el sistema de referencia geodésico 1980, el cual eventualmente ha sido guiado hacia el campo de referencia actual, Sistema Geodésico Mundial 1984; En conclusión, la formula esta dada

$$\text{por: } g_0 = 9.7803267714 \left(\frac{1 + 0.00193185138639 \sin^2 I}{\sqrt{1 + 0.00669437999013 \sin^2 I}} \right) \dots\dots\dots 4.5$$

La cantidad g_0 expresada por (la ecuación 4.5) ó sus antecesoras son comúnmente referidas como gravedad teórica ó gravedad normal. (Blakely, 1996).

4.1.4.- EL GEOIDE

El elipsoide de referencia es la superficie equipotencial de una Tierra uniforme, el geoide es la superficie equipotencial actual llevada a nivel del mar. Las diferencias de altura entre esas dos superficies raramente exceden 100 m. y generalmente cae debajo de 50 m.

La forma del geoide es dominada por amplias ondulaciones con dimensiones laterales de escala continental pero con correlaciones no obvias con los continentes. Ellas aparentemente son causadas por extensos movimientos de convección en el manto. Comparada con esas amplias ondulaciones la respuesta del geoide sobre la topografía y las variaciones de densidad dentro de la litosfera son efectos de segundo orden, ambos bajos en amplitud y cortos en longitud de onda (Blakely, 1996).

Una ondulación de geoide positivo indica un exceso de masa, una ondulación de

geoide negativo implica un déficit de masa.

El geoide es un modelo físico que busca representar la verdadera forma de la Tierra calculándola como una superficie del campo de gravedad con potencial constante y es utilizada como referencia para determinar la elevación del terreno. (Figura. 4.1).

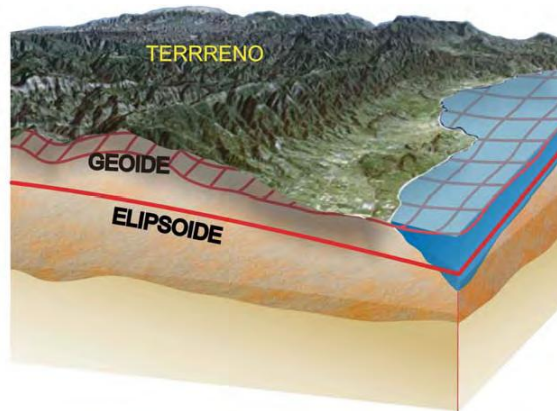


Figura 4.1. El Geoide. Sacado de (<http://mapserver.inegi.gob.mx/>)

La utilidad principal del geoide es establecer la superficie de referencia de la altura ortométrica, conocida también como altura sobre el nivel medio del mar. Combinando información de un modelo de alturas geoidales con alturas geodésicas obtenidas mediante técnicas de posicionamiento satelital es posible obtener altura ortométrica de cualquier punto sobre el terreno.

La manera de transformar el valor de altura geodésica (h) que proporciona un receptor GPS en un valor de altura ortométrica (H), es mediante la resta del valor de altura geoidal (N) dada por un modelo digital de elevación geoidal. La Ecuación (4.6) muestra la relación entre estas tres alturas.

$$H=h-N \quad \dots\dots\dots 4.6$$

Con el siguiente esquema se muestra la relación entre estas tres superficies y los tres tipos de altitudes de un punto sobre la Tierra. (Figura. 4.2).



Figura 4.2. Altitudes de un punto sobre la Tierra, Tomado de (<http://mapserver.inegi.gob.mx/>)

4.1.5.- ANOMALÍAS DE GRAVEDAD

Los valores de gravedad son generalmente influenciados por varios factores como la altitud y las variaciones de densidad en el subsuelo, la exploración gravimétrica es concerniente con anomalías debido a estos factores, de manera que se pueden hacer correcciones para reducir los valores de las lecturas de gravedad a datos de superficie equipotencial como el geoide (ó una superficie paralela a él en todas partes). (Blakely, 1994).

4.1.5.1.- CORRECCIÓN DE AIRE LIBRE

Las mediciones de la gravedad pueden ser comparadas directamente con el campo de referencia g_0 porque el geoide corresponde al nivel del mar, las mediciones de gravedad sobre la Tierra, sin embargo, pueden ser ajustadas por elevación sobre o debajo del nivel del mar, g_r representa la atracción de la gravedad sobre el geoide. (Blakely, 1994).

El valor de la gravedad a una distancia pequeña h sobre el geoide está dada por una serie de expansión de Taylor.

$$g(r+h) = g(r) + h \frac{\partial}{\partial r} g(r) + \dots$$

En términos de orden mayor y reacomodando el término restante tenemos:

$$g(r) = g(r+h) - h \frac{\partial}{\partial r} g(r)$$

Si asumimos que la Tierra es uniforme y esférica, entonces:

$$g(r) = -\gamma \left(\frac{M}{r^2} \right)$$

Y la ecuación anterior se convierte en:
$$g(r) = g(r+h) - \frac{2g(r)}{r} h$$

El término anterior de esta ecuación es considerado para la diferencia en elevación entre $g(r)$ y $g(r+h)$. Esto es conocido como la corrección de aire libre g , porque es el único ajuste de elevación requerido si no hay masas existentes entre el punto de observación y el nivel del mar. Usando valores de g y r a nivel del mar proporciona:

$$g_{fa} = -0.3086 \times 10^{-5} h \quad \dots\dots\dots 4.7$$

Donde h es la altura sobre el nivel del mar. La ecuación (4.7) es la misma para ambas en el SI de unidades (g_{fa} en $(m \cdot seg^{-2})$, h en m) y en unidades CGS (g_{fa} en Gal, h en cm), por que $\frac{g_{fa}}{h}$ tiene unidades de seg^{-2} .

4.1.5.2.- CORRECCIÓN DE BOUGUER

La corrección de aire libre y la gravedad teórica ignoran masas que pueden existir entre el nivel de observación y el nivel del mar. La corrección de Bouguer es considerada para esta masa adicional, la corrección simple de Bouguer aproxima todas las masas sobre el nivel del mar con una losa homogénea, extendida infinitamente de igual espesor para la altura del punto de observación sobre el nivel del mar (Blakely, 1996; Hinze et al., 2005). La atracción de una losa infinita es descrita por la ecuación:

$$g_{sb} = 2\pi\rho h$$

Donde:

(= Constante de gravitación

ρ = Densidad

h= Altura (espesor de la losa)

Usando una densidad de corteza típica de 2670 ($kg \cdot m^{-2}$), la corrección simple de Bouguer se convierte en:

$$g_{sb} = 0.1119 \times 10^{-5} h \quad \dots\dots\dots 4.8$$

Para ambas en el SI de unidades (g_{sb} en $m \cdot seg^{-2}$, h en m) y en unidades cgs (g_{sb} en Gal, h en cm), donde h es la altura sobre el nivel del mar (Blakely, 1996).

Entonces, la Anomalía Simple de Bouguer esta dada por:

$$Dg_{sb} = g_{obs} - g_{fa} - g_{sb} - g_0 \quad \dots\dots\dots 4.9$$

Donde:

g_{obs} = Gravedad observada

g_{fa} = Corrección de Aire Libre

g_{sb} = Corrección de Bouguer

g_o = Gravedad teórica.

4.2.ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE LOS DATOS GRAVIMÉTRICOS

El método gravimétrico fue elegido en esta tesis tomando en cuenta con la misma importancia que los otros métodos pero de manera complementaria a estos.

Este método en especial fue utilizado principalmente pensando en detectar las variaciones de densidades del subsuelo tanto verticalmente como lateralmente en la zona de estudio y así tratar de caracterizar las formaciones y unidades geológicas principales de la zona.

El presente trabajo esta en dos escalas, las cuales son regional y local (Figura 4.3). El método gravimétrico se complementa y tiene mucho en común con el método

magnético ambos requieren técnicas similares fundamentalmente de interpretación. Este método es muy útil en la investigación del subsuelo a diferentes profundidades, y nos muestra el contraste de densidades en límites de formaciones geológicas.



Figura 4.3. Fotos de la zona de estudio local y regional.

La correlación de valores de densidades del subsuelo obtenidos fue realizada basándose principalmente en las cartas geológicas del lugar así como directamente de la relación que se tenía con las muestras in-situ obtenidas de los sondeos de penetración estándar. Con las gráficas, modelos y perfiles obtenidos mediante el proceso de los datos adquiridos en campo y con la ayuda de las cartas geológicas del lugar nos permitió proponer modelos de interpretación. Los contrastes de valores de gravedad obtenidos al finalizar el proceso nos llevan a proponer dos cosas. La primera en el estudio de tipo local en correlación con el método eléctrico y con los sondeos de penetración nos revela que el subsuelo en esa zona en general está compuesto de roca sedimentaria la cual en los primeros metros es poco compactada debido a que en esa zona probablemente hay un relleno importante, mas a profundidad el suelo va cobrando mayor compactación sin llegar a demasiada debido a que es una zona lacustre.

La segunda interpretación que proponemos es la de tipo regional. Al ser mas extensa y sobre la carretera el tipo de modelos obtenidos nos dan una impresión que se revela una zona de pliegues a lo largo del trayecto lo cual es comprobado con la ayuda de

las cartas geológicas del lugar que demuestran que en efecto es una zona de plegamientos geológicos.

4.2.1.- LOCALIZACIÓN DEL ESTUDIO GRAVIMÉTRICO

Se elaboraron dos perfiles gravimétricos a lo largo de la zona de trabajo con orientación SW-NE; el primero de tipo local y el segundo de tipo regional. La línea caracterizada como tipo local se trazó sobre las líneas del tendido eléctrico Polo-Dipolo antes mencionadas con motivo de correlacionar un método con el otro para caracterizar mejor la geología de la zona (Figura 4.4).

La línea de tipo regional fue tomada a lo largo de un trayecto en la carretera La Ceiba-Poza Rica con el propósito de lograr una mucho mejor caracterización de la zona y tener una visión mucho mas amplia de la geología del lugar (Figura 4.5).

Se realizaron las lecturas de los datos, se tomaron tres valores (mGal) en cada punto. La reducción de datos se obtuvo a través de la suma o resta de valores de acuerdo a las diferentes reducciones realizadas (deriva, marea latitud, aire libre, Bouguer simple).

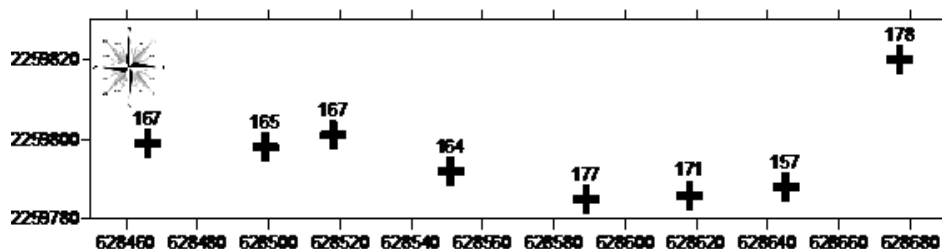


Figura 4.4. Posición de puntos de medición con respecto a coordenadas UTM Línea 13/01/10

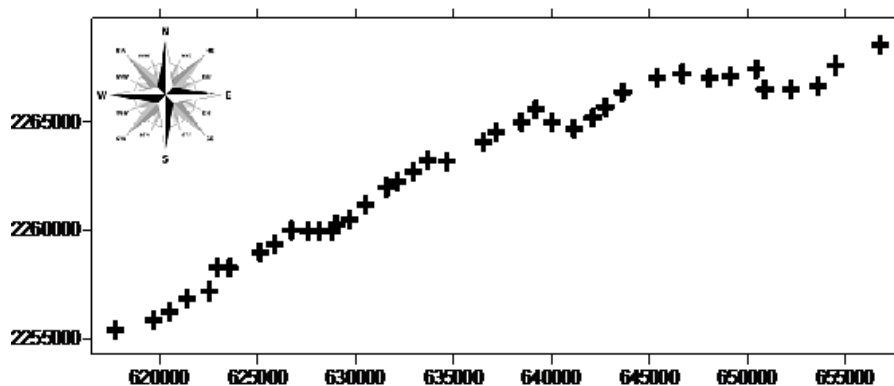


Figura 4.5. Posición de puntos de medición con respecto a coordenadas UTM Línea 14/01/10

4.2.2.- ADQUISICIÓN DE DATOS DE GRAVIMÉTRICOS

Para la utilización del gravímetro el primer paso es la nivelación, esto se logra poniendo el aparato sobre una placa de metal la cual sirve como soporte y como protección del mismo.

La nivelación se logra a base de tres tornillos los cuales se mueven de manera que tanto las burbujas que marcan los niveles en “x” como en “y” queden fijas. Ya teniendo nivelado al aparato se dispone a “liberar la masa” que se refiere a abrir el sistema de resorte y cuarzo interno que dan uso y precisión al mismo; es muy importante después de este paso no mover el gravímetro de ninguna manera ya que cualquier movimiento puede afectar su funcionamiento gravemente.

Lo siguiente es mover la perilla que mueve el contador, esto ya con motivo de encontrar la gravedad en el punto dado, una aguja nos dice hacia que lado moverlo y cuando esta quede justo en el centro habremos encontrado la lectura correcta.

De igual manera y con extremo cuidado se cierra la masa y se apaga el aparato colocándolo de nuevo en su estuche hasta la siguiente medición.

4.3.- TOPOGRAFÍA Y MAPAS DE CONTORNO

Los mapas de contorno muestran respectivamente la localización de los puntos medidos con respecto a la topografía de los estudios locales y regionales(Figuras 4.6 y 4.7); esto realizado mediante un proceso en el software Surfer 8.0.

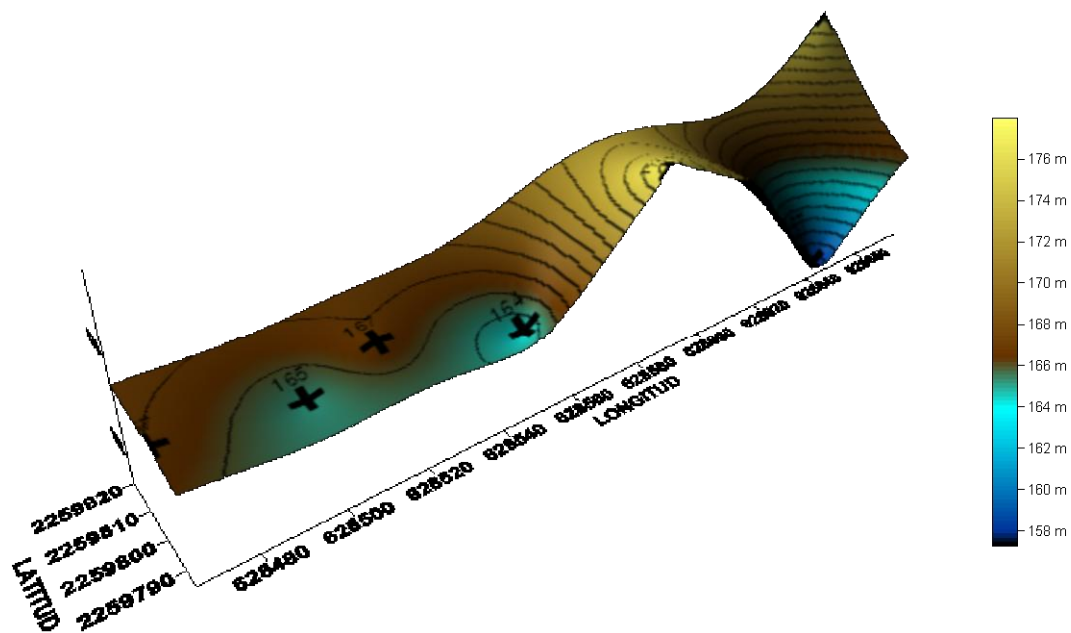


Figura 4.6 Topografía con los puntos donde se tomaron lecturas 13/ 01 /10. La ilustración muestra exactamente la forma del terreno de la zona de estudio a nivel local y los puntos de medición en esta. Coordenadas UTM y escala en metros.

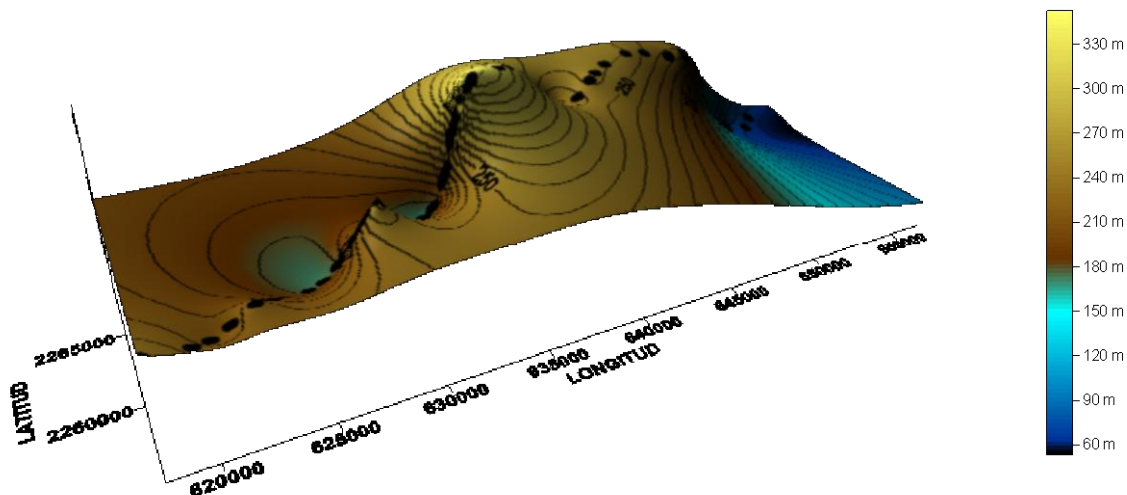


Figura 4.7. Topografía con los puntos donde se tomaron lecturas 14/01/10. La ilustración muestra exactamente la forma del terreno de la zona de estudio a nivel regional en el trayecto de La Ceiba-Poza Rica y los puntos de medición en esta. Coordenadas UTM y escala en metros

4.4.- ANOMALÍAS

Después de obtener ya el valor de las anomalías, se hicieron mapas y perfiles para poder visualizar los datos de manera más fácil y así poder comparar toda la zona.

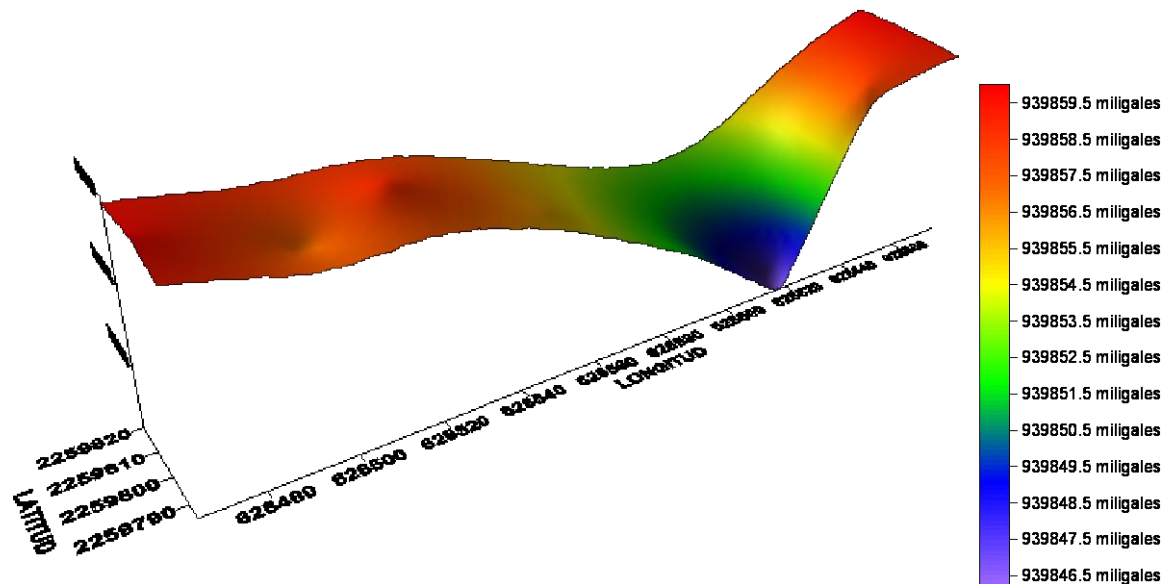


Figura 4.8. Resultados obtenidos del día 13/01/10 (local)

En la imagen (Figura 4.8) resultante del procesado de datos del perfil llamado local ubicado en “la cuchilla”, podemos ver la escala que muestran los valores de miligales siendo los azules los mas bajos.

En general lo aquí propuesto es con base en las cartas geológicas del lugar, que es una zona al margen de un río por lo que principalmente es material de origen sedimentario. Este material esta mal compactado y mal clasificado debido a que en el lugar hay muestras de rellenos debido a la erosión y a los posibles deslaves en el lugar.

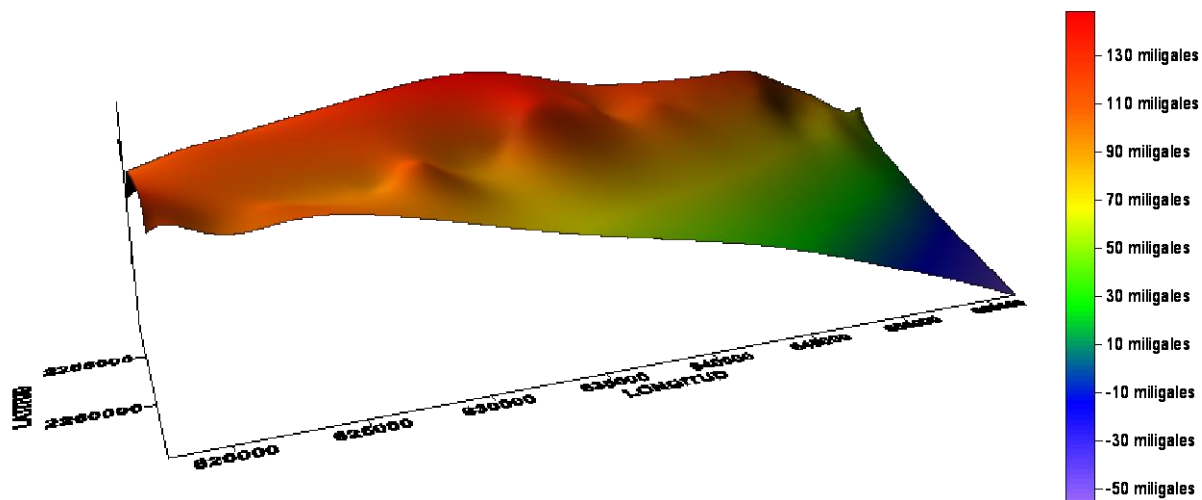


Figura 4.9. Resultados obtenidos del día 14/01/10 (regional)

En la imagen anterior (Figura 4.9) se mapeó la anomalía de Bouger en la línea regional, en la cual nuestra propuesta con base en la geología del lugar y los resultados obtenidos es que como antes se mencionó, esta es una zona de pliegues la cual abarca todo lo mapeado y es parte de la carretera misma, por esto mismo la figura se observa con montículos ciertamente regulares.

4.5.- MAPAS COMPARATIVOS DE RESULTADOS

Podemos ver la comparación entre la topografía y el mapa de las anomalías, visto en 3-D para poder realzar las características.

En los mapas de anomalía correspondientes al estudio local y regional podemos observar las correlaciones entre la topografía de la zona y las diferencias entre las anomalías gravimétricas del subsuelo obtenidas en el estudio, en las cuales claramente se ve una relación entre ellas.

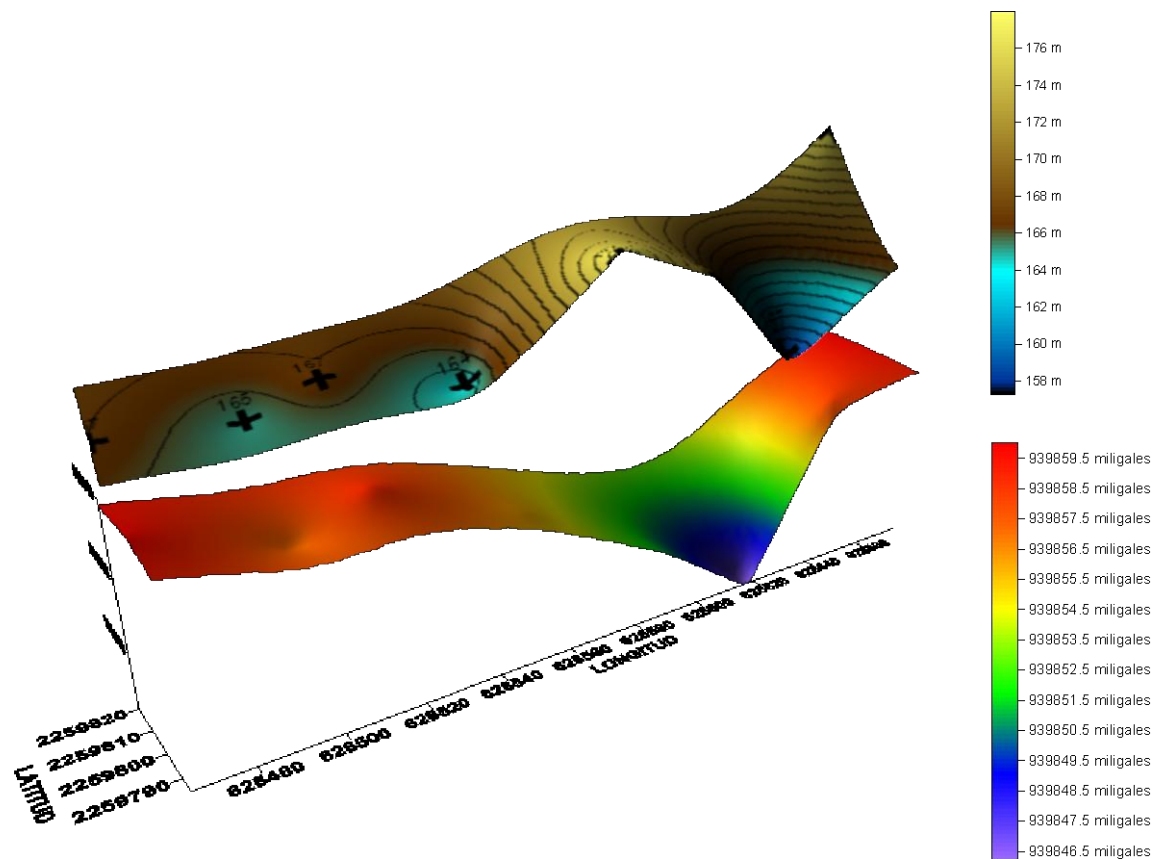


Figura 4.10. Topografía y mapa de anomalía del día 13/01/10

En las imágenes (Figuras 4.10 y 4.11) se buscó la comparación de la topografía correspondiente de cada una de las líneas realizadas con su anomalía antes comentada. En estas figuras podemos ver la relación claramente existente entre una y otra.

En la de tipo local podemos ver como propusimos que el material de abajo es poco consolidado y seguramente un relleno por el terreno y el grado de clasificación del material.

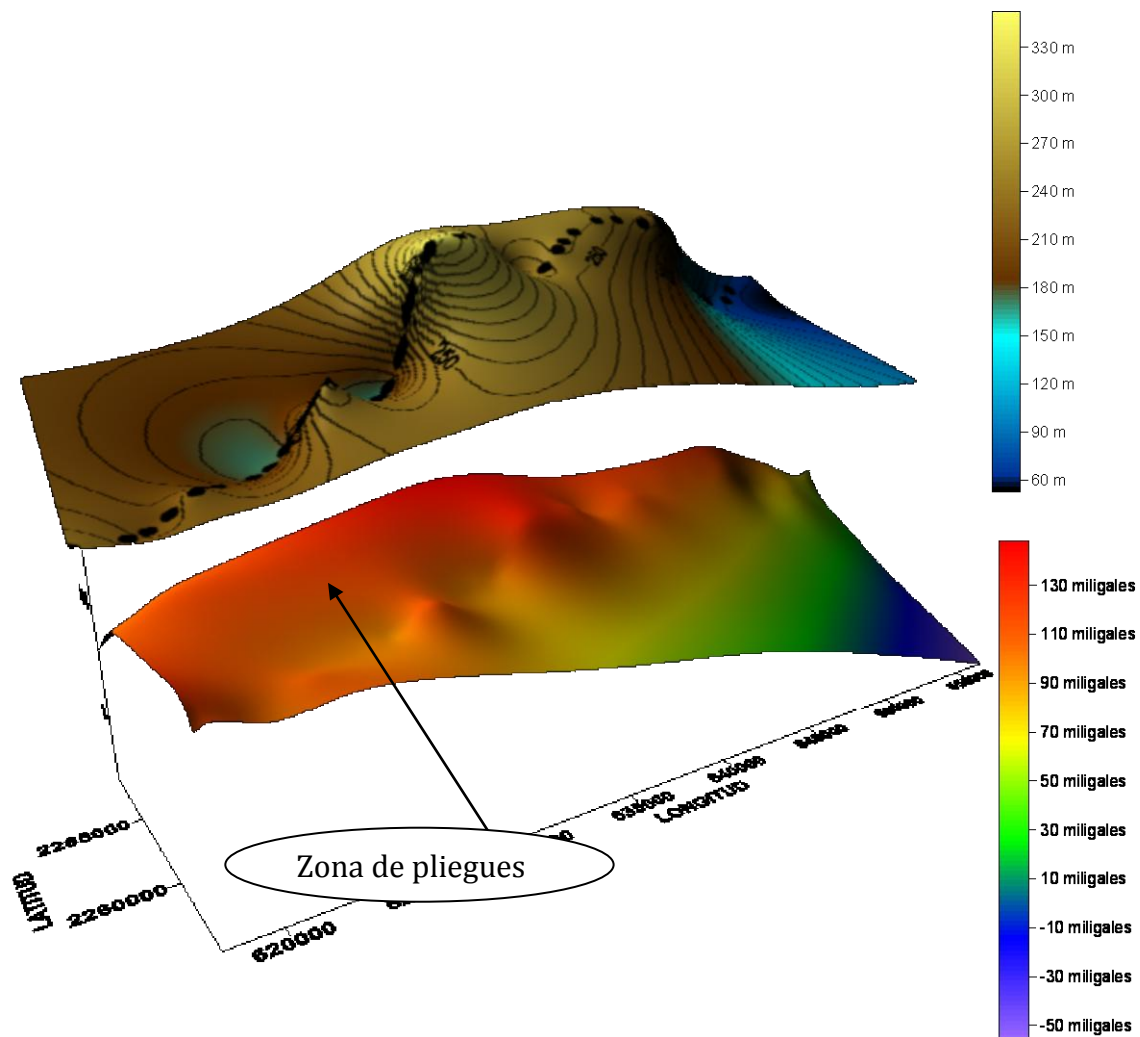


Figura 4.11. Topografía y mapa de anomalía del día 14/01/10

En la figura de el estudio regional como antes se mencionó se proponen una zona de pliegues que van en conjunto con la forma de carretera misma que va de La Ceiba hacia Poza Rica.

CAPÍTULO 5. MAGNETOMETRÍA

5.1.- FUNDAMENTOS TEÓRICOS DEL MÉTODO

El Método Magnetométrico es una técnica de exploración geofísica que consiste en medir las variaciones del campo magnético terrestre y en base a ellas determinar las anomalías magnéticas asociadas a contrastes en las rocas del subsuelo y realizar inferencias sobre la geología. Los levantamientos magnetométricos consisten en realizar mediciones del campo magnético sobre la superficie terrestre, con instrumentos denominados magnetómetros, en intervalos de distancia aproximadamente constante a lo largo de una línea denominada perfil. Es necesario que las mediciones sean lejos de fuentes que puedan generar un campo magnético de gran magnitud (cables de alta tensión, tuberías de metal cuando éstas no son el objetivo, entre otros).

Si bien, un porcentaje considerable del campo geomagnético es proveniente del núcleo (>90%), la distribución de los materiales en la corteza y el manto superior también producen campos importantes que pueden ser medibles en superficie. No obstante, para que ésta última contribución pueda ser percibida en las mediciones, es necesario eliminar la contribución del núcleo, así como las aportaciones externas (interacción Tierra-Sol, fuentes antropogénica, entre otras).

En el próximo apartado se presenta la descripción teórica del campo magnético terrestre (o geomagnético) los elementos que lo constituyen, los factores que producen variaciones temporales, así como las correcciones necesarias para obtener la anomalía magnética.

5.1.1.- EL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo magnético terrestre se asemeja al campo generado por una barra de gran tamaño alineada con el eje de la Tierra o aquel que sería producido por una esfera

de magnetización uniforme.

Precisamente, como la Tierra se comporta como un gigantesco imán, exhibe líneas de campo o líneas de flujo, que entran por el polo norte magnético y convergen en el polo sur magnético, como se muestra en la Figura 5.1.

La dirección de las líneas de fuerza del campo magnético es vertical en los polos magnéticos, y horizontal en el ecuador magnético, y su intensidad está en función de la densidad de las líneas de flujo.

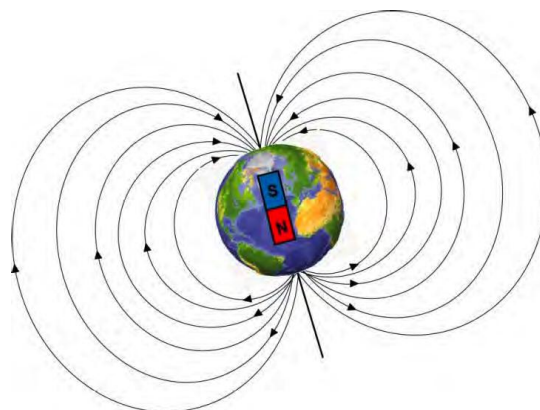


Figura 5.1 Líneas de campo geomagnético.

El origen del campo magnético, aún no es entendido por completo, pero la hipótesis más aceptada es la cual lo asocia al movimiento de corrientes eléctricas producidas por el acoplamiento del efecto convectivo y la rotación del núcleo exterior líquido, formado por hierro y níquel.

5.1.2.- CONCEPTOS BÁSICOS DEL MAGNETISMO

La expresión para la *fuerza magnética* proviene de la ley de Coulomb:

$$F = \frac{m_1 \cdot m_2}{\mu r^2} \cdot r_1 \quad \dots\dots\dots 5.1$$

Donde F es la fuerza del polo magnético m_1 sobre el polo m_2 , r es la distancia que los separa, r_1 es el vector unitario de m_1 a m_2 y μ es la permeabilidad magnética.

La fuerza magnética puede verse mejor reflejada a través de la *fuerza de campo*

magnético que existe en un punto del espacio, como resultado de un polo de fuerza de campo localizado a una distancia r de tal punto. Esta fuerza de campo magnético se define como la fuerza sobre un polo unitario:

$$H = \frac{F}{m'} = \frac{m}{\mu r^2} r_1 \quad \dots\dots\dots 5.2$$

Donde m' es un polo ficticio en el punto del espacio, y representa el instrumento de medición.

Por otra parte, necesitamos definir el concepto de magnetización. La magnetización M es la influencia que ejerce un campo magnético sobre un material. Se dice que la magnetización es inducida, si los electrones libremente orientados en un material, se alinean en una dirección preferencial en presencia de un campo magnético externo, y se cumple que $M=0$, si $H=0$ y $M \neq 0$, si $H \neq 0$. Se denomina magnetización remanente si aún, en ausencia de campo inductor, la magnetización es distinta de cero: $M \neq 0$, si $H=0$ (Argote, 2008).

La *intensidad de magnetización* es proporcional a la fuerza del campo y se define como la magnetización M por unidad de volumen ν :

$$I = \frac{M}{\nu} \quad \dots\dots\dots 5.3$$

Para campos magnéticos de baja magnitud (como el de la Tierra) M es proporcional a H y se relacionan a través de la susceptibilidad magnética, que se define como el grado con que se magnetiza un cuerpo.

$$M = \kappa H \quad \dots\dots\dots 5.4$$

Ahora, si un cuerpo magnético se sitúa en un campo externo ocurrirá una magnetización, la cual producirá un campo H que incrementa el campo total en el interior de dicho cuerpo. Entonces, se define a la *inducción magnética* como el campo total en el interior del cuerpo:

$$B = H + H' \quad \dots\dots\dots 5.5$$

$$\text{ó} \quad B = \mu H \quad \dots\dots\dots 5.6$$

5.1.3.- DEFINICIÓN DEL CAMPO PRINCIPAL

El campo magnético medido en la superficie terrestre es la suma de distintos campos: campo interno del núcleo, el campo residual de dipolos más pequeños y superficiales, campo cortical y el campo externo. La suma del campo interno y el residual se denomina campo principal y es el que se describirá a continuación.

En 1838, Gauss utilizó la teoría del potencial escalar para describir el campo principal de la Tierra. Postuló que el potencial escalar en cualquier punto está dado por una suma de funciones armónicas esféricas y que el campo de la Tierra se debe en su gran mayoría a la contribución del núcleo.

Conforme a las ecuaciones de Maxwell, el rotacional del campo magnético en la superficie terrestre es cero ($\nabla \times B = 0$), por lo que el campo magnético de la Tierra según el teorema de Helmholtz ($F = -\nabla V + \nabla \times A$; $-\nabla V$ es una función escalar y $\nabla \times A$ es vectorial), queda únicamente descrito como:

$$B = -\nabla V \quad \dots\dots\dots 5.7$$

Aplicando la ley de Gauss de la inducción magnética ($\nabla B = 0$) a la ecuación anterior, se obtiene la ecuación de Laplace:

$$\nabla^2 V = 0 \quad \dots\dots\dots 5.8$$

La ecuación de Laplace sólo es válida en una Tierra esférica donde no hay corrientes que fluyan. Si se expresa a la ecuación de Laplace en coordenadas esféricas:

$$\frac{\partial}{\partial r} \left(r^2 \frac{\partial V}{\partial r} \right) + \frac{1}{\sin \theta} \frac{\partial}{\partial \theta} \left(\sin \theta \frac{\partial V}{\partial \theta} \right) - \frac{1}{\sin^2 \theta} \frac{\partial^2 V}{\partial \phi^2} = 0 \quad \dots\dots\dots 5.9$$

r , θ y ϕ son coordenadas geográficas cuyo origen está referido al centro de la Tierra y corresponden al radio, colatitud y longitud, respectivamente.

De la ecuación (9) se obtiene la forma original de la solución de Gauss (1838):

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left[\left(\frac{r}{a} \right)^n S_n^e + \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} S_n^i \right] \quad \dots\dots\dots 5.10$$

Donde a es el radio de la Tierra y $n \rightarrow \infty$. En esta ecuación, la serie que contiene

el término r^n , crece conforme r crece, e indica que la fuente de un campo externo se aproxima en dirección del incremento de r . A estos términos se les denomina de fuente externa y se denotan con el subíndice e .

Ahora, observando el comportamiento de la serie $1/r^n$, conforme r decrece los términos de esta serie crecen, lo que indica que se está aproximando la fuente de un campo interno en dirección del decremento de r . Estos términos se denominan de fuente interna y se denotan con un subíndice i .

Poniendo la solución del potencial en términos de los polinomios de Legendre, considerando únicamente la parte interna, debido a que ésta representa la mayor contribución (Blakely, 1996):

$$V = a \sum_{n=0}^{\infty} \left(\frac{a}{r} \right)^{n+1} \sum_{m=0}^n (g_n^{mi} \cos m\phi + h_n^{mi} \sin m\phi) P_n^m(\theta) \quad \dots\dots\dots 5.11$$

Los coeficientes g_n^{mi} y h_n^{mi} son denominados *coeficientes de Gauss*. Si se sustituye ésta expresión en la ecuación del potencial escalar, se obtienen las tres componentes del campo magnético:

$$B_x = \frac{1}{r} \frac{\partial V}{\partial \theta} \quad \dots\dots\dots 5.12$$

$$B_y = -\frac{1}{r \sin \theta} \frac{\partial V}{\partial \phi} \quad \dots\dots\dots 5.13$$

$$B_z = -\frac{\partial V}{\partial r} \quad \dots\dots\dots 5.14$$

5.1.4.- ELEMENTOS DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

En los estudios geomagnéticos los vectores **B**, **H** y **M** deben ser referenciados respecto a los puntos de observación. Una de las formas es describir al vector en términos de tres componentes ortogonales en un sistema coordenado, y usualmente se orienta en dirección norte, en dirección este y sobre la vertical, como se observa en la

figura 5.2 (Telford, 1976).

La intensidad de la componente horizontal es:

$$H = \sqrt{B_x^2 + B_y^2} \quad \dots\dots\dots 5.15$$

Otra forma de representar al vector puede ser a través de su intensidad total (ecuación 5.16) y sus ángulos de declinación e inclinación.

$$T = \sqrt{B_x^2 + B_y^2 + B_z^2} \quad \dots\dots\dots 5.16$$

La inclinación (ecuación 5.17) es el ángulo vertical formado entre el vector de intensidad total y el plano horizontal. Entonces, si el plano vertical que contiene el vector es llamado *meridiano magnético*, la declinación (ecuación 5.18) se define como el azimut del meridiano magnético.

$$I = \arctan \frac{B_z}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \dots\dots\dots 5.17$$

$$D = \arcsen \frac{B_y}{\sqrt{B_x^2 + B_y^2}} \quad \dots\dots\dots 5.18$$

Se ha convenido que si el vector de inclinación está por debajo del plano horizontal es positiva, y negativa si se encuentra sobre el plano (Figura 5.2). Así mismo, la declinación es positiva hacia el este y negativa hacia el oeste (Telford, 1976).

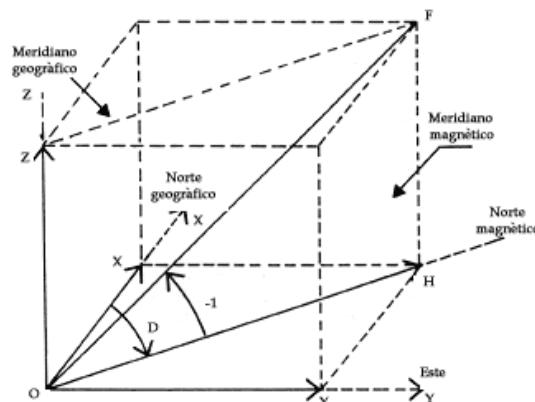


Figura. 5.2 Representación del vector de campo magnético. La intensidad de campo (F) y sus proyecciones horizontal (H) y vertical (Z) están relacionadas a través de los ángulos de inclinación (I) y declinación (D). Tomado de <http://www.abae.gob.ve/images/vector-campo-magnetico.jpg>

5.1.5.- VARIACIONES DEL CAMPO GEOMAGNÉTICO

El campo magnético terrestre sufre variaciones en tiempo y espacio debido a distintos factores internos y externos. Las fuentes externas que producen variaciones en el campo magnético terrestre son el producto de la interacción del campo magnético global y el campo magnético asociado con el viento solar.

A continuación se mencionan los efectos principales que son de especial interés en los levantamientos de magnetometría (Nabighian, 2005):

- La variación diurna, debe su origen a la acción del viento solar sobre las corrientes ionosféricas, además de provocar el achatamiento del campo magnético terrestre en la parte de la Tierra que está expuesta al Sol. Esta variación es de aproximadamente 60 nT, en periodos de 24 horas (Telford, 1976).
- La interacción del viento solar con el campo magnético terrestre causa la formación de un anillo de cargas en el ecuador que produce variaciones de ~10 nT en latitudes cercanas a él.
- Variaciones del campo magnético terrestre en los polos, con duración de algunas horas, por la interacción de partículas cargadas y las líneas de flujo del campo terrestre que convergen durante las tormentas magnéticas (~20 nT).

5.1.6.- CORRECCIONES

En un levantamiento magnético las mediciones del campo total involucran una suma de contribuciones internas y externas a la Tierra.

Para obtener una anomalía magnetométrica que nos proporcione únicamente información de la contribución de la corteza, y más específicamente de la distribución de los minerales magnéticos en ella, es necesario eliminar la aportación del campo magnético del núcleo, así como las fuentes de campo magnético externas. Existen distintas correcciones que es necesario aplicar a los datos de campo magnético medidos, pero a continuación sólo se mencionan las más significativas para el presente estudio.

5.1.6.1.- VARIACIÓN DIURNA

El campo geomagnético tiene variaciones de intensidad en el transcurso del día, las cuales deben ser eliminadas. El método más sencillo para eliminar éstas variaciones, consiste en registrar el campo geomagnético en la misma dirección y en un mismo punto (base) cercano al lugar de estudio (no mayor a 100 km de distancia), durante un periodo mayor o igual a 24 horas en intervalos iguales de tiempo (Breiner, 1973).

Si una curva suave en función del tiempo puede ser ajustada a las lecturas de la base, entonces estos valores pueden ser restados o eliminados de otras lecturas si se tiene la hora en la que se realizaron estas últimas mediciones.

Así entonces, se examinan los valores del campo en la base geomagnética y se elige a uno de ellos como referencia ($V_{referencia}$). Después, teniendo la hora en la que se realizaron las mediciones de las estaciones de cada perfil, se busca el valor que corresponda en la base a dicha hora (V_{base}) y se realiza la siguiente diferencia:

$$V.D = |V_{referencia} - V_{base}| \quad \dots\dots\dots 5.20$$

La ecuación 5.20 describe la variación diurna, la cual finalmente se suprime al valor medido en campo.

5.1.6.2.- MODELO DEL CAMPO GLOBAL (IGRF)

Debido a que el campo magnético generado por el núcleo es casi siempre más grande que el de la geología de la corteza, y como este tiene un gradiente significativo en muchas partes de la Tierra, es deseable remover un modelo del campo magnético global a los datos, antes de iniciar con el procesamiento.

El modelo más usado hoy en día es el IGRF, siglas en inglés para denominar al Campo de Referencia Geomagnético Internacional. El IGRF es calculado para los coeficientes de Gauss de orden y grado 10, debido a que se considera que estos pocos términos representan en gran parte el campo magnético generado por el núcleo

(Nabighian, 2005).

El IGRF es actualizado cada 5 años e incluye los coeficientes para predecir el campo producido por el núcleo para un futuro inmediato, suponiendo que cada coeficiente cambia linealmente en el tiempo. El ajuste del IGRF para varios periodos en la zona de México es considerado aceptable para estudios de anomalías cotricales (Urrutia y Campos, 1993).

Al eliminar la contribución del campo magnético del núcleo la información restante nos proporciona de manera aproximada la contribución del campo magnético de la corteza. Así entonces, el campo que resulta de eliminar los efectos o contribuciones de la variación diurna y la resta del IGRF, es producto de la distribución de los minerales magnéticos en la corteza (20-30 km), y se le denomina *anomalía del campo magnético*.

5.1.6.3.- FILTRADO DE ANOMALÍAS MAGNÉTICAS

Las anomalías magnéticas contienen la suma de los efectos de distintas fuentes (cuerpos someros, intermedios, profundos, fuentes de ruido, etc.) y el proceso de filtrado nos permite separar los efectos de ellas. Existen diversos filtros con distintos objetivos, pero su propósito general es realzar las anomalías de interés para obtener información preliminar de la localización de la fuente. A continuación se presenta una breve descripción de distintos procesos de filtrado.

5.1.6.4.- CONTINUACIÓN ASCENDENTE

La continuación ascendente transforma el campo potencial medido en una superficie, al campo que sería medido en otra superficie más lejana a la fuente. Esta transformación atenúa las anomalías respecto a la longitud de onda y degrada los datos medidos con la finalidad de poder acentuar anomalías originadas por cuerpos profundos, suprimiendo el efecto de los cuerpos someros.

El proceso de continuación ascendente es utilizado como herramienta para comparar e incluso unificar levantamientos aeromagnéticos que se han realizado a distintas altitudes.

5.1.6.5.- CONTINUACIÓN DESCENDENTE

Para la continuación ascendente los puntos de observación se realizan a un nivel superior, aunque sería también válido realizar continuaciones en regiones más cercanas a las fuentes, con el objeto de corroborar que no existen fuentes en la región de la continuación.

A este procedimiento se le denomina continuación descendente, y su utilidad radica en que acentúa los detalles de la distribución de las fuentes, especialmente aquellas someras. Cabe destacar que la continuación descendente es poco estable y amplifica en gran medida las longitudes de onda corta.

Si la continuación descendente se lleva a cabo a profundidades mayores que la estructura causante de la anomalía, el campo producto de la continuación tendrá fluctuaciones extremas. El nivel al que estas fluctuaciones comienzan, en algunos casos, dan un indicador directo de la profundidad de la cima de la estructura causante de la anomalía (Sharma, 1997).

La continuación descendente es aplicada a las anomalías globales medidas desde satélites (300-700 km de altura) para observar su comportamiento a niveles cercanos a la superficie de la Tierra.

5.1.6.6.- REDUCCIÓN AL POLO

Las anomalías gravimétricas suelen situarse justo encima del cuerpo causativo, pero en magnetometría no sucede lo mismo. Una distribución uniforme de material magnético producirá una anomalía sesgada si el campo magnético inductor no es vertical

(Blakely, 1996).

La reducción al polo es un procedimiento matemático que transforma una anomalía medida bajo cualquier dirección de campo magnético, en aquella que sería medida bajo un campo vertical. Así, las anomalías magnéticas serán reubicadas sobre sus respectivos cuerpos causativos y los cuerpos simétricos producirán anomalías simétricas (Bevan, 2006).

5.1.6.7.- ANOMALÍA REGIONAL Y RESIDUAL

Para la interpretación de las anomalías magnéticas es necesaria la separación de las variaciones regionales de las variaciones locales. La separación de las anomalías se realiza a través de distintos métodos, como el ajuste polinomial a la tendencia regional que es sustraída a la anomalía, dando como resultado la anomalía residual, y otros de mayor complejidad como los filtros pasa-bandas a distintas frecuencias (Nabighian, 2005).

La anomalía residual realza los cuerpos someros que han sido enmascaradas por los efectos regionales, en la anomalía magnética.

5.2.- ADQUISICIÓN Y PROCESADO DE MAGNETOMETRÍA

El otro método empleado en este estudio es la Magnetometría la cual, con ayuda del campo geomagnético (declinación, inclinación e intensidad total) se llevan a cabo las correcciones para modelar las anomalías magnéticas y realizar estimaciones de los contrastes en susceptibilidad magnética y magnetización de las rocas (Figura 5.3).



Figura 5.3 Adquisición de datos. Zona local y regional

De igual forma que los métodos propuestos anteriores fue utilizado en complemento con los otros, este en especial con el gravimétrico en donde previamente se explicó sus ventajas.

5.3.- MODELOS COMPARATIVOS DE RESULTADOS

En la parte superior de la Figura 5.4 se presenta la topografía del sitio a detalle denominado “La Cuchilla” y en la inferior las anomalías magnéticas correspondientes después de su procesamiento y substracción del campo de referencia y variaciones.

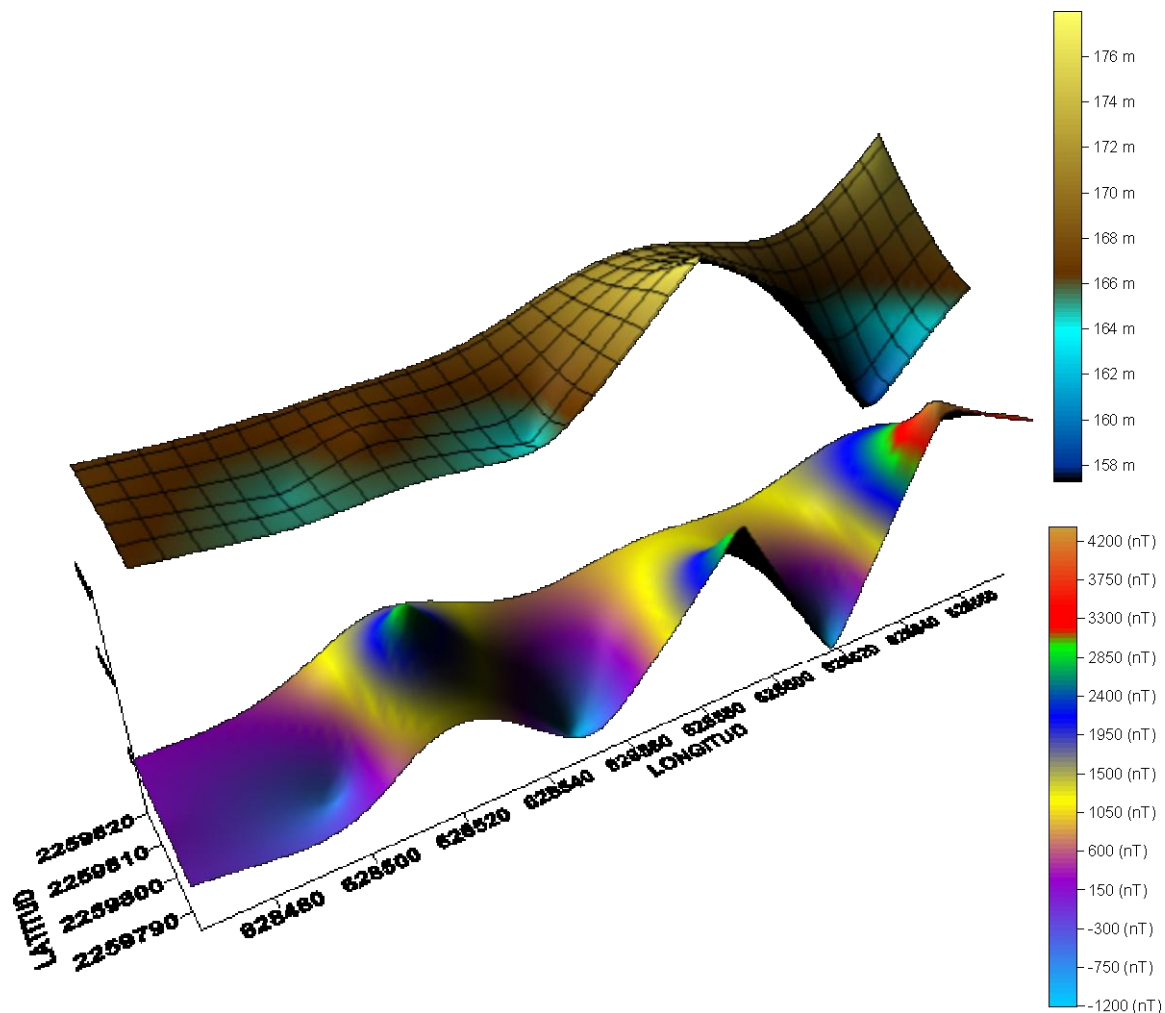


Figura 5.4. Anomalía magnética y topografía en el estudio de detalle de La Cuchilla

Los resultados de las mediciones a lo largo del trayecto La Ceiba-Poza Rica se presentan en las Figura 5.5. En la parte superior se presenta nuevamente la topografía y en la inferior las anomalías magnéticas observadas luego del procesado y correcciones.

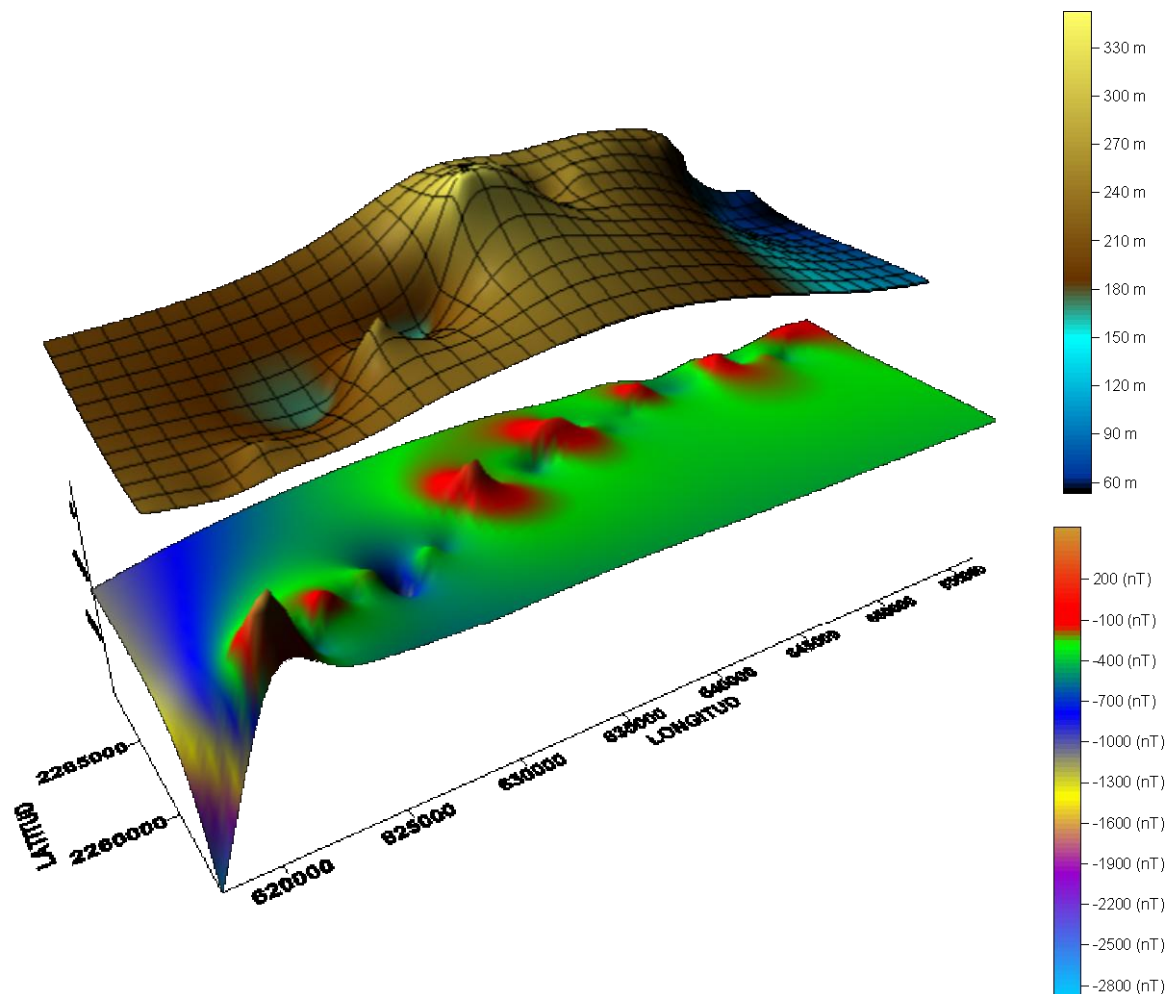


Figura 5.5. Anomalia magnética y topografía en el perfil regional La Ceiba-Poza Rica

Las anomalías magnéticas en el perfil medido regional se presentan como una serie de máximos y mínimos de baja amplitud y número de onda intermedios. Estas anomalías se asocian al plegamiento de la secuencia sedimentaria y reflejan también los efectos topográficos. Las anomalías no parecen estar asociadas a cuerpos ígneos, dado su relativa baja amplitud. A partir de un análisis cualitativo de las anomalías y tendencias regionales, se considera necesario obtener datos adicionales de mediciones paralelas y a lo largo del perfil puede observarse el relieve topográfico, representado por una serie de elevaciones, asociadas a los plegamientos de las secuencias sedimentarias.

CAPÍTULO 6. SONDEOS DE PENETRACIÓN ESTÁNDAR

Con la finalidad de conocer la estratigrafía y las propiedades físicas y mecánicas del subsuelo en el sitio en estudio, se llevó a cabo la exploración de campo, mediante la ejecución de cuatro sondeos del tipo mixto (Figura 6.1), los tres primeros a 24.00 m de profundidad y el cuarto a 18.00 m de profundidad, en la parte baja del cerro, identificados con el nombre de SM-1, SM-2, SM-3 y SM-4 (Figura 6.4). Este tipo de sondeo consiste en obtener muestras alteradas, utilizando el penetrómetro estándar o tubo liso de 60 cm de longitud y 2 pulgadas de diámetro exterior, hincado a percusión mediante un martinete de 63.5 Kg., el cual es dejado caer en caída libre desde una altura de 73 cm, registrándose el número de golpes para hincar cada una de las cuatro partes de 15 cm, en que se subdivide el penetrómetro, este procedimiento es conocido internacionalmente como prueba de penetración estándar, cuya interpretación consiste en sumar el número de golpes obtenidos para el hincado de las 2 partes intermedias de 15 cm, eliminándose la 2 partes extremas de 15 cm, por considerarse afectadas por alteraciones durante la prueba y por el contacto con las paredes de la perforación.



Figura 6.1. Muestras de sondeo de penetración estándar.

Debido a la dureza de los suelos encontrados en estratos más profundos, los tubos de pared delgada se doblan y alteran la zona en que se hincan. Se recurrió entonces a muestreadores mas elaborados, en este caso el muestreador Denison (barril de acero provisto con broca de carburo de tungsteno o diamante industrial, (Figura 6.2) utilizado para materiales desmenuzables y también algunos tipos de arenas y limos cohesivos sobre todo si están sobre el nivel hidrostático. La presencia de partículas duras, como gravas o fragmentos de roca puede estropear e incluso destruir una muestra de un terreno blando, ya que la corona los tritura contra la muestra al ir avanzando el sondeo.



Figura 6.2. Muestreador Denison. Tomado de ocw.uis.edu.co/.../PERFORACION_Y_MUESTREO_DE_SUELOS

Este muestreador consta de sus tubos concéntricos, el exterior dispone de una zapata dentada que corta el material por rotación y el interior lleva en su parte inferior, una zapata cortante que sobresale del tubo exterior y está montada en baleros, de tal forma que pueda permanecer fijo al girar el tubo exterior. Dentro del tubo interior, se aloja una camisa donde la muestra queda retenida. Una trampa de hojas metálicas dificulta la salida de la muestra una vez que se ha introducido. Opera de la siguiente forma:

Se baja el muestreador al fondo de la perforación y se hince a presión la zapata interior. En esta forma, se protege la muestra contra la erosión, y se evita que gire el tubo interior al hacerlo al exterior. Se da al tubo exterior una velocidad de rotación comprendida entre 50 y 200 rotaciones por minuto, la cual debe elegirse en función de los primeros

resultados obtenidos. Durante toda la operación se aplica presión vertical por medio de un sistema hidráulico y se hace circular agua o lodo de perforación. Una vez lleno el muestreador, se saca y extrae la muestra, y se procede en la forma indicada para tubos de pared delgada.

Esta combinación de muestreo denominado mixto, permite en un mismo sondeo, obtener muestras alteradas con el penetrómetro estándar o tubo liso (Figura 6.3) y muestras de partículas duras, como gravas o fragmentos de roca con el muestreador Denison, en el primer tipo de muestreo en los estratos del subsuelo se determinan sus propiedades índice mediante pruebas de laboratorio además de correlacionar la prueba de penetración estándar con sus propiedades mecánicas, en el segundo tipo de muestreo en los estratos del subsuelo se determinan las propiedades mecánicas de resistencia y deformación obtenidas directamente de las pruebas de laboratorio.

Simultáneamente a los trabajos de perforación, se levantó un registro de campo, el cual contiene la identificación de cada sondeo, el número de muestras alteradas e inalteradas y la profundidad a la que fueron extraídas, el tipo de herramienta empleada y la clasificación geotécnica de campo, mostrados en la sección estudios de laboratorio.

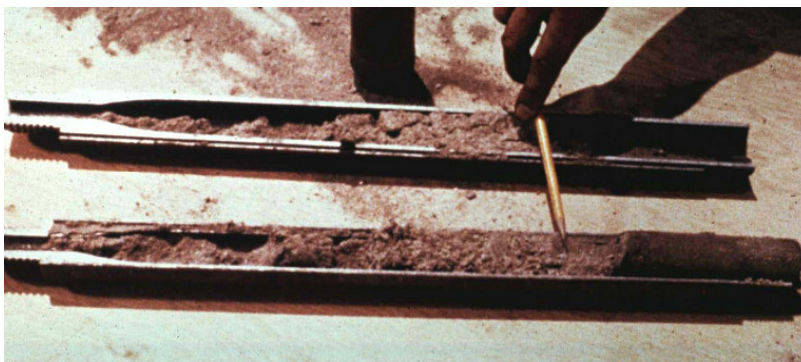


Figura 6.3. Muestra obtenida con penetrómetro. Tomado de:
ocw.uis.edu.co/.../PERFORACION_Y_MUESTREO_DE_SUELOS

|

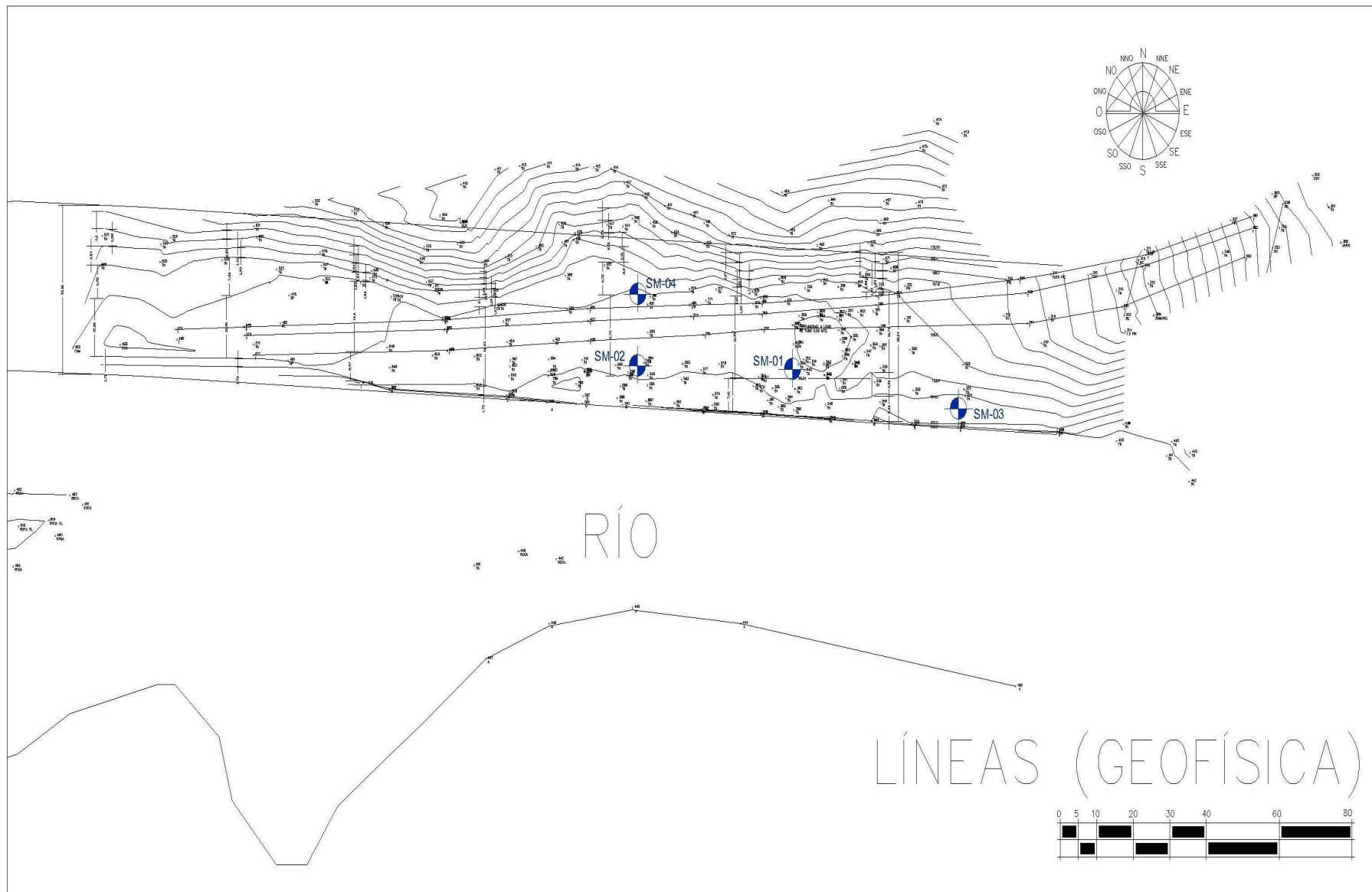


Figura 6.4 Se muestra la posición de los Sondeos de Penetración Estándar mixtos dentro del área en estudio.

6.1.- PRUEBAS DE LABORATORIO

Mediante las pruebas de laboratorio se obtienen las propiedades índices y mecánicas, con las cuales se determinan las propiedades físicas y mecánicas, respectivamente, de los diferentes estratos muestreados.

En las muestras alteradas e inalteradas obtenidas en los sondeos mixtos, se realizaron las siguientes pruebas índices:

- Clasificación
- Contenido natural de agua
- Límites líquido y plástico
- Análisis granulométrico por mallas, vía húmeda
- Porcentaje de finos por lavado
- Densidad de sólidos

En las muestras inalteradas se realizaron las siguientes pruebas mecánicas:

- Resistencia a la compresión simple

Consistencia	No. De golpes, N	Resistencia a la compresión simple, q_u
-----	-----	Kg/cm ²
Muy blanda	< 2	< 0.25
Blanda	2 – 4	0.25 – 0.50
Media	4 – 8	0.50 – 1.0
Firme	8 – 15	1.0 – 2.0
Muy firme	15 – 30	2.0 – 4.0
Dura	> 30	> 4.0

Tabla 6.1.- Para la correlación de golpes con consistencia en arcillas usada para las muestras

Obtenida de: Terzaghi y Peck "Mecánica de suelos", Tomo 1 de Juárez Badillo

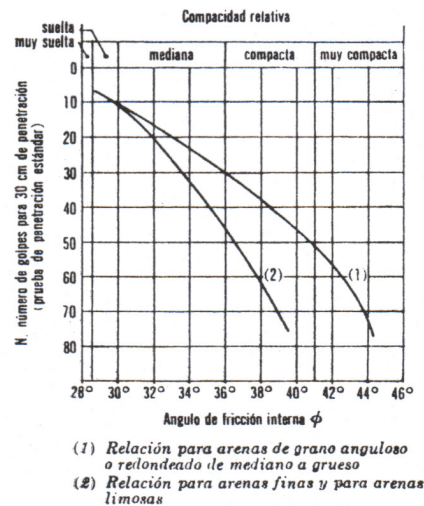


Figura 6.5. Tabla de compacidad relativa utilizada para la obtención de los parámetros Skempton, 1986. Obtenida de Mecánica de suelos, Tomo 1 de Juárez Badillo

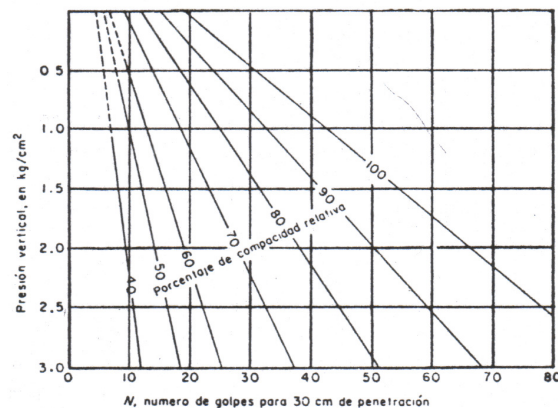


Figura 6.6. Relación entre la penetración estándar, la presión vertical y la compacidad relativa para arenas. Obtenida de Mecánica de suelos, Tomo 1 de Juárez Badillo

6.2.- INTERPRETACIÓN GEOTÉCNICA

La interpretación del modelo geotécnico del sitio se realizó con base a los resultados del número de golpes obtenidos de la prueba de penetración estándar basándonos en la (tabla 6.1 y Figura 6.5 o 6.6) y los obtenidos de las pruebas físicas y mecánicas realizadas en el laboratorio a las muestras alteradas e inalteradas. El modelo geotécnico del subsuelo del sitio en estudio, se caracteriza por la presencia de cinco unidades estratigráficas, las cuales se describen a continuación:

SONDEO SM-1 (Figura 6.7)

Profundidad (m)	Unidad estratigráfica
00.00 a 00.60	Arcilla plástica con gravas, de color verdosa, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 8 golpes, contenido natural de agua promedio de 25%, su límite líquido es de 28%, mientras que su límite plástico es de 14%, de consistencia media.
00.60 a 03.00	Arcilla plástica con gravas, de color verdosa, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 12 a 14 golpes y 26 golpes en la zona intermedia, contenido natural de agua promedio de 27%, de consistencia firme.
03.00 a 04.80	Arena gruesa con gravas y gravillas, de color gris claro, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 26 a 32 golpes, contenido natural de agua promedio de 28%, compacidad media a densa.
04.80 a 09.00	Arena gruesa con gravas, de color gris claro, con índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, de compacidad muy densa.
09.00 a 24.64	Arcilla, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, contenido natural de agua de 25%, de consistencia dura.

El nivel de aguas freáticas fue detectado a los 4.00 m de profundidad con respecto al nivel natural del terreno.

PROYECTO: KM 35+000 LA CUCHILLA UBICACION: LA CUCHILLA FECHA: OCTUBRE-2009
 SONDEO: SM-01 PROFUNDIDAD: 24.64 M. NAF: SE ENCONTRO A 4m.

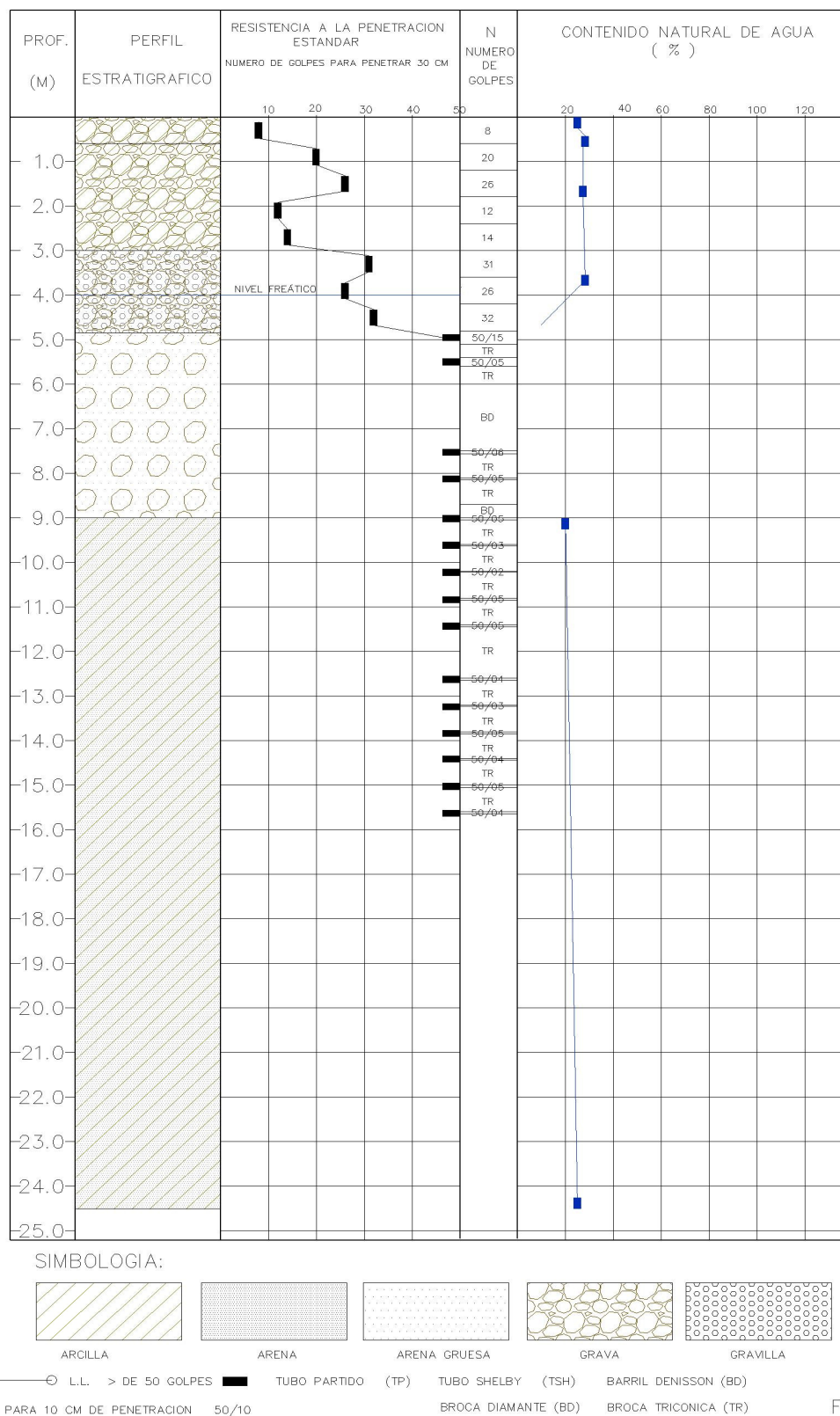


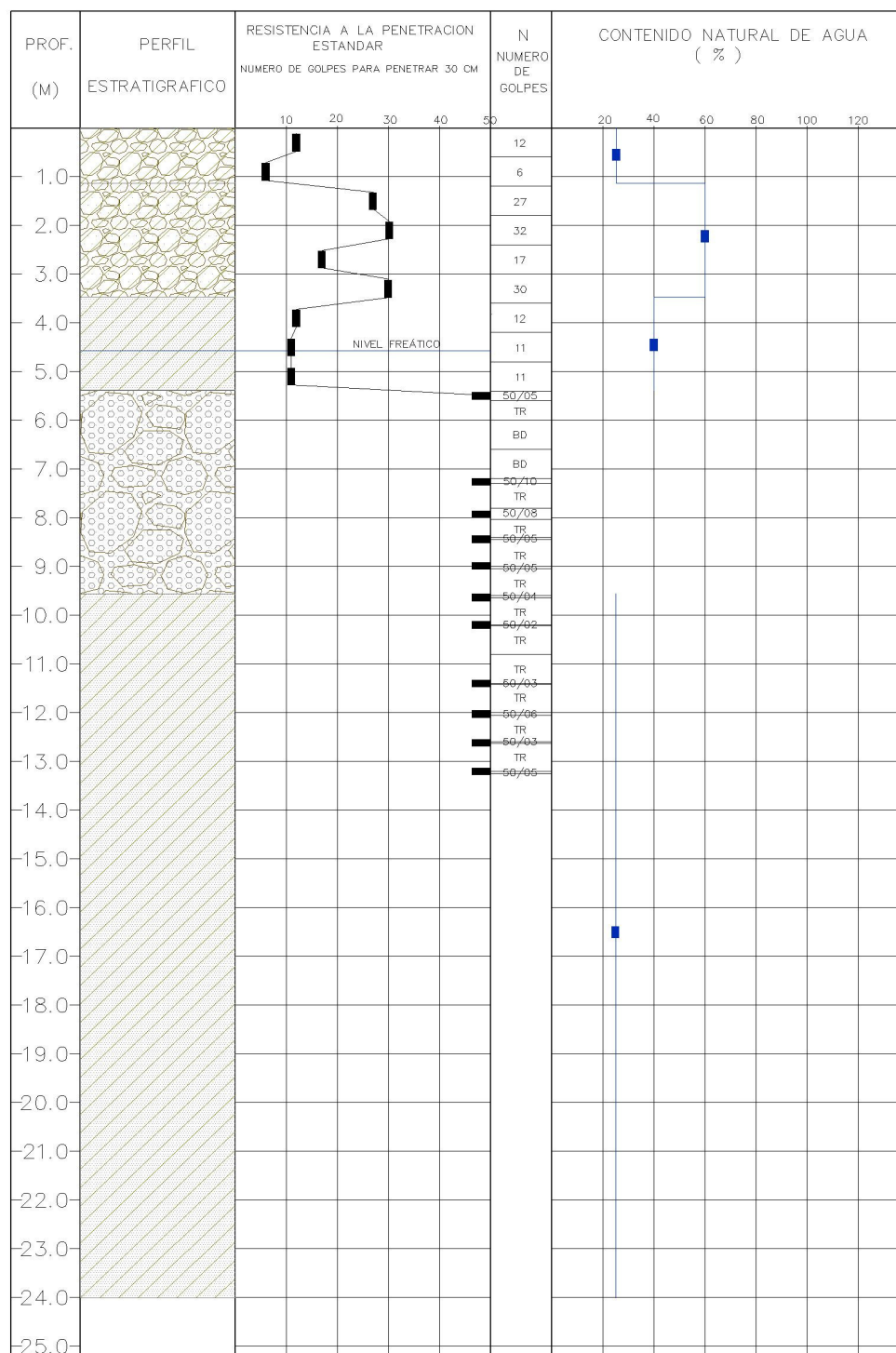
Figura 6.7 Perfil Estratigráfico del sondeo SM-1

SONDEO SM-2 (Figura 6.8)

Profundidad (m)	Unidad estratigráfica
00.00 a 01.20	Arcilla plástica verdosa con gravas, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 6 a 12 golpes, contenido natural de agua promedio de 26%, de consistencia media a firme.
01.20 a 03.60	Arcilla con gravas, de color verdosa, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 17 a 32 golpes, contenido natural de agua promedio de 60%, su límite líquido varía de 28 a 36%, mientras que su límite plástico varía entre 14 y 15%, de consistencia muy firme a dura.
03.60 a 05.40	Arena fina, de color gris verdosa, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 11 a 12 golpes, contenido natural de agua promedio de 40%, de compacidad media.
05.40 a 09.60	Arena gruesa con gravas y gravillas, de color gris claro, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, de compacidad muy densa.
09.60 a 24.03	Arcilla de color gris verdosa, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, contenido natural de agua de 25%, de consistencia dura.

El nivel de aguas freáticas fue detectado a los 4.60 m de profundidad con respecto al nivel natural del terreno.

PROYECTO: KM 35+000 LA CUCHILLA UBICACION: LA CUCHILLA FECHA: OCTUBRE-2009
 SONDEO: SM-02 PROFUNDIDAD: 24.03 M. NAF: SE ENCONTRO A 4.6m



SIMBOLOGIA:



L.P. L.L. > DE 50 GOLPES TUBO PARTIDO (TP) TUBO SHELBY (TSH) BARRIL DENISSON (BD)
 50 GOLPES PARA 10 CM DE PENETRACION 50/10 BROCA DIAMANTE (BD) BROCA TRICONICA (TR)

FIGURA No.

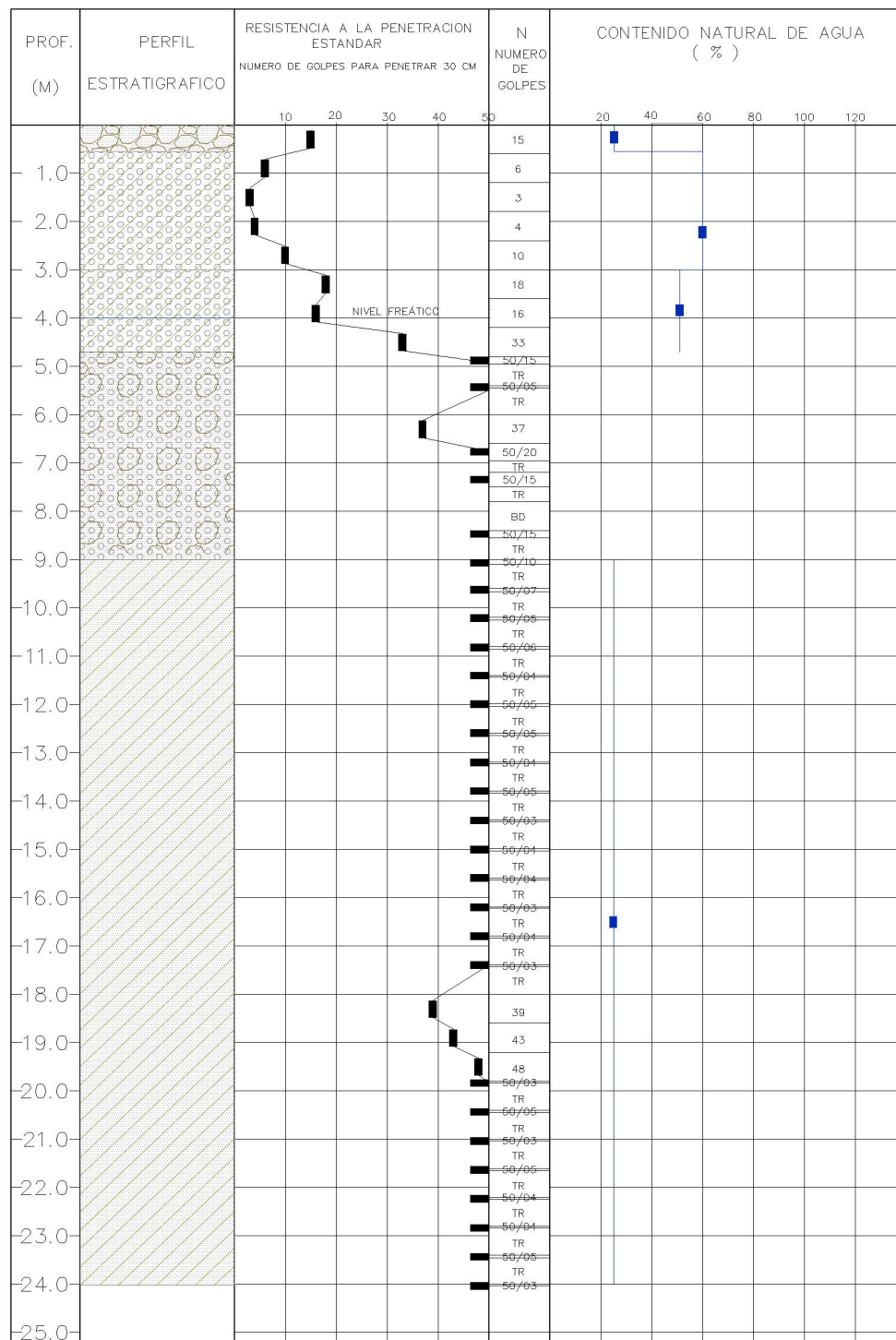
Figura 6.8 Perfil Estratigráfico del sondeo SM-2

SONDEO SM-3 (Figura 6.9)

Profundidad (m)	Unidad estratigráfica
00.00 a 00.60	Arena fina gris verdosa con grava, con un Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 15 golpes, contenido natural de agua promedio de 26%, de compacidad media.
00.60 a 03.00	Arcilla con gravillas, de color verdosa, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 3 a 10 golpes, contenido natural de agua promedio de 60%, su límite líquido es de 28%, mientras que su límite plástico es de 14%, de consistencia blanda a firme.
03.00 a 04.80	Arcilla con gravillas, de color verdosa, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 16 a 33 golpes, contenido natural de agua promedio de 52%, límite líquido de 45%, límite plástico de 19%, de consistencia muy firme a dura.
04.80 a 09.00	Arena fina con gravas y gravillas, de color gris claro, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, de compacidad muy densa.
09.00 a 24.03	Arcilla de color gris verdosa, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, contenido natural de agua de 25%, de consistencia dura.

El nivel de aguas freáticas fue detectado a los 4.00 m de profundidad con respecto al nivel natural del terreno.

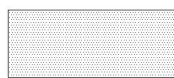
PROYECTO: KM 35+000 LA CUCHILLA UBICACION: LA CUCHILLA FECHA: OCTUBRE-2009
 SONDEO: SM-03 PROFUNDIDAD: 24.03 M. NAF: SE ENCONTRO A 4m



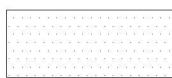
SIMBOLOGIA:



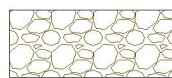
ARCILLA



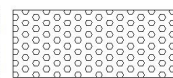
ARENA



ARENA GRUESA



GRAVA



GRAVILLA

L.P. L.L. > DE 50 GOLPES TUBO PARTIDO (TP) TUBO SHELBY (TSH) BARRIL DENISSON (BD)
 50 GOLPES PARA 10 CM DE PENETRACION 50/10 BROCA DIAMANTE (BD) BROCA TRICONICA (TR)

FIGURA No.

Figura 6.9 Perfil Estratigráfico del sondeo SM-3

SONDEO SM-4 (Figura 6.10)

Profundidad (m)	Unidad estratigráfica
00.00 a 02.40	Arcilla con gravillas, de color verdoso y café verdosa, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 8 a 28 golpes, contenido natural de agua promedio de 20%, de consistencia media a muy firme.
02.40 a 04.80	Arcilla con gravillas, de color verdoso, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 34 a mayor de 50 golpes, contenido natural de agua promedio de 32%, límite líquido de 32%, límite líquido de 20%, de consistencia dura.
04.80 a 06.60	Arena fina con gravas y gravillas, de color gris claro, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, de compacidad muy densa.
06.60 a 10.80	Arena fina con gravas, de color gris claro, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, de compacidad muy densa.
10.80 a 18.03	Arcilla color gris verdosa, con Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, contenido natural de agua de 25%, consistencia dura.

PROYECTO: KM 35+000 LA CUCHILLA UBICACION: LA CUCHILLA FECHA: OCTUBRE-2009
 SONDEO: SM-04 PROFUNDIDAD: 18.03 M. NAF: SE ENCONTRÓ A 5.8m

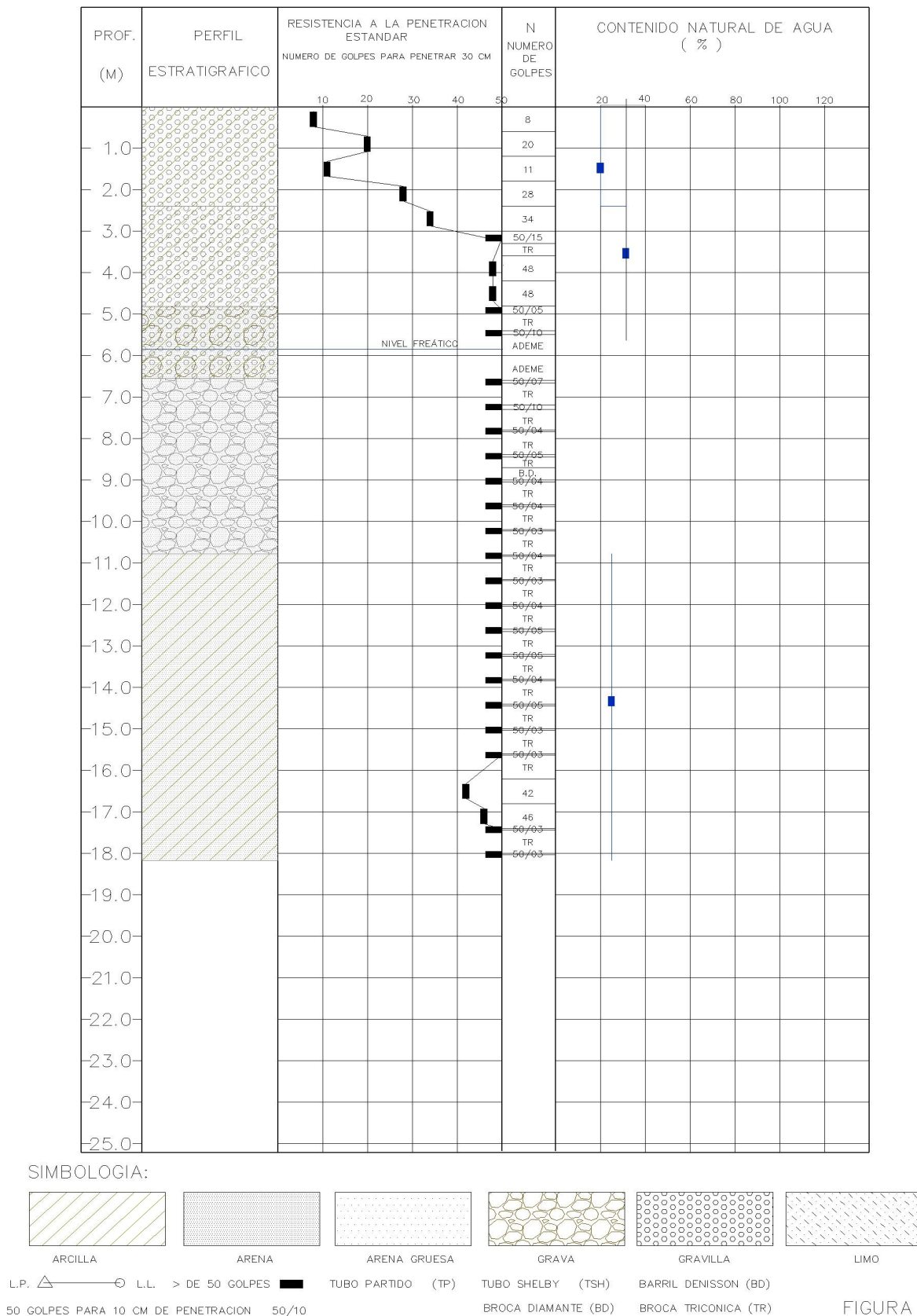


FIGURA No.

Figura 6.10 Perfil Estratigráfico del sondeo SM-4

CAPÍTULO 7. INTERPRETACIÓN Y MODELOS

En este capítulo se analiza y discute la interpretación de resultados de cada método utilizado en este trabajo, con lo cual queremos obtener una interpretación conjunta de todos estos métodos.

La zona de estudio regional mide 40 km y se realizó, a lo largo de la carretera que va de La Ceiba a Poza Rica. Con la modelación de los datos obtenidos de campo en el software Surfer 8.0 se documentan la distribución de anomalías a lo largo del transecto. Las anomalías se caracterizan por una serie de máximos y mínimos, que sugieren una posible relación con el plegamiento en la secuencia sedimentaria. En la zona de estudio se presenta una serie de pliegues geológicos que pertenecen a la formación Chicontepec, la cual está constituida de unidades de arenisca y lutita principalmente.

La zona de estudio local tiene dimensiones del orden de unos 200 m en la localidad llamada La Cuchilla la cual se encuentra perpendicular a la margen del Río Cazones. La zona se encuentra sobre un anticlinal.

En las dos etapas del proyecto, los estudios consistieron en la aplicación de varios arreglos de los diferentes métodos geofísicos.

GEOELÉCTRICA

En la exploración geoeléctrica, se emplearon los arreglos Polo-Dipolo, que proporcionan imágenes del subsuelo asociadas a variaciones verticales y laterales de resistividad aparente (σ). Las líneas desde la TRE-01T a TRE-08T y de la TRE-09L A TRE-10L cuentan con 8 niveles de investigación.

Las primeras anomalías se manifiestan con valores muy bajos de resistividades, de 0.5 a 35 ohm-m, con una profundidad promedio de 4.0 m, observándose su efecto a lo largo de todas las líneas y en una franja de aproximadamente 6 m de ancho, esta anomalía se asocia con saturación de agua.

Entre 4.0 a 6.0 m de profundidad se observan anomalías con patrones más complejos en algunos casos con resistividades bajas y en otros altas, de 35 a 70 ohm-m, lo cual se asocia con materiales que se han depositado por acarreos formando una línea o superficie de deslizamiento. Esta anomalía coincide con el actual nivel de aguas del Río Cazones.

De 6.0 m y hasta la profundidad promedio de 12.0 m, se identifica una anomalías con resistividades que incrementan su valor de 70 a 130 ohm-m, asociada con materiales heterogéneos a homogéneos. Esta anomalía es interesante por coincidir con el lecho del río y seguramente con una intercomunicación con la masa de sedimentos mediante una superficie de deslizamiento o flujo.

A partir de los 12.0 m y hasta una profundidad de 24.5 m, se observan anomalías con resistividades de 80 a 450 ohm-m, en las líneas TRE-01T a TRE-08T y TRE-09L y TRE-10L, representado con un cambio brusco a valores de resistividad muy altos, asociándose esta variación con un cambio en las litologías de los materiales, es decir los materiales resultan más homogéneos y muy compactos.

En la figura 7.1 se muestra una composición de los perfiles eléctricos obtenidos en el estudio de tipo local en la zona de La Cuchilla en donde podemos observar de una manera adecuada la correlación entre las anomalías en el terreno y las posiciones reales de cada perfil tomados a 35 metros de distancia uno de otro junto con los dos perfiles perpendiculares a estos. En la figura también se muestra en líneas punteadas las correlaciones encontradas entre perfil y perfil de las anomalías resaltadas en estos.

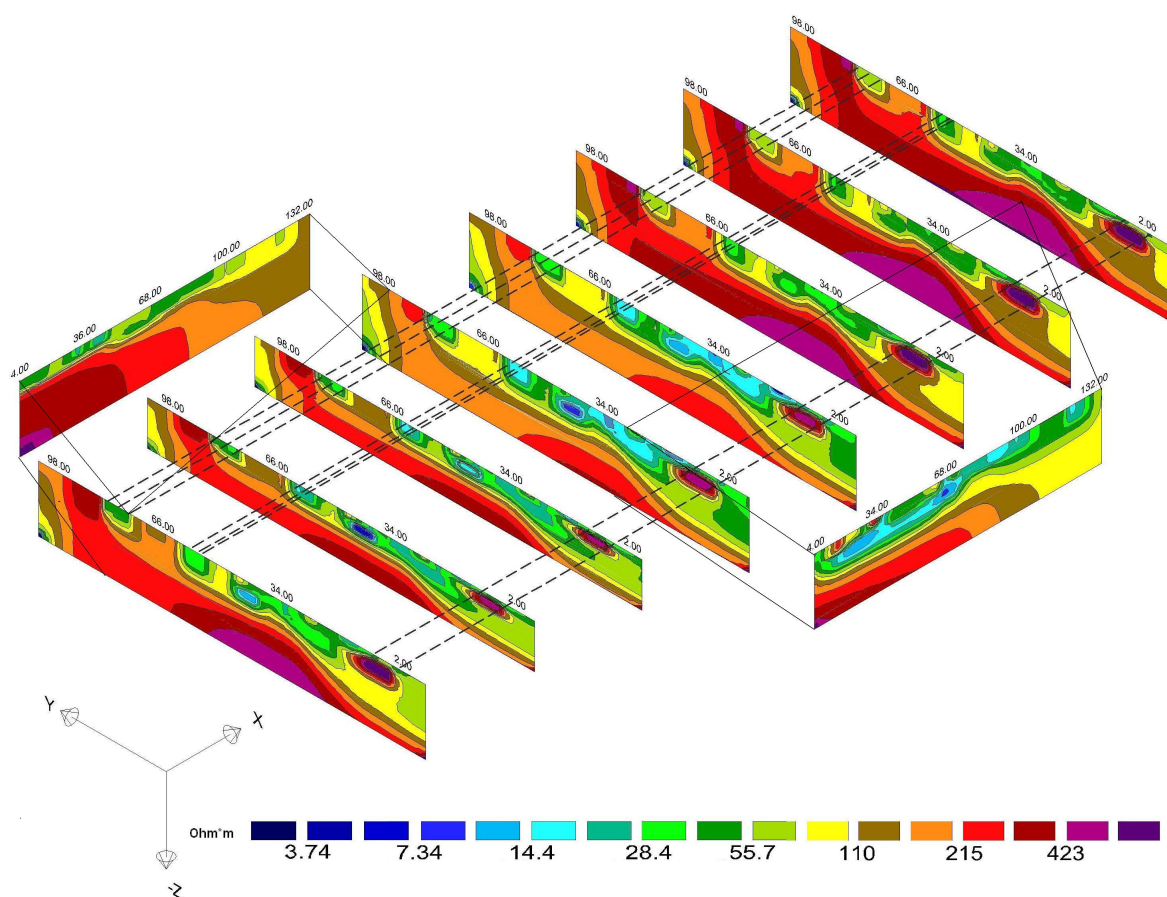


Figura 7.1 Composición de líneas Geoeléctricas.

GRAVIMETRÍA

A los datos de campo observados se realizaron las correcciones de aire libre y Bouguer, a nivel local y regionalmente. A partir del procesamiento de las anomalías de aire libre y Bouguer y modelado pudimos inferir los contrastes de densidades (ρ).

Los resultados de los análisis de los datos gravimétricos en la zona de estudio local nos permiten inferir la presencia de tres capas casi homogéneas. En la capa superficial podemos ver parte de la influencia de la topografía ya que entre el punto 5 al 7 se puede ver un aparente decremento de densidad de los materiales. En esta parte se realizó un relleno de otro tipo de material el cual está menos consolidado.

Del procesamiento de los datos gravimétricos en la zona de estudio regional se obtuvo un modelo de anomalías gravimétricas. En el modelo se aprecia la influencia del

relieve topográfico por lo que con esto solo podemos darnos una idea muy general de la posición de las capas, sin poder estimar en detalle las influencias de estructuras del modelo.

MAGNETOMETRÍA

A partir de los análisis de los parámetros de campo geomagnético (declinación, inclinación e intensidad total) se llevan a cabo las correcciones y modelados para obtener la distribución de las fuentes de las anomalías y estimar los contrastes de susceptibilidad magnética (Ω) de las rocas.

En el estudio local se observan unos saltos anómalos de 2850-4200 nT, los cuales son asociados a tubería que pasa por el lugar de estudio y a otro tipo de efectos externos.

En el estudio regional se observan máximos discretos de los valores que van de 100 a 200 nT, los cuales pueden ser ocasionados por factores externos como son los cables de alta tensión y el transporte que circula por la carretera. Algunos máximos coinciden con la topografía pero esto no es determinante para obtener una interpretación de las anomalías observadas a lo largo del transecto.

La amplitud de las anomalías magnéticas observadas es relativamente baja, del orden de unos 200nT. Con esto podemos concluir que en toda la zona local y regional no se encontró indicio de roca volcánica. El patrón de anomalías y las amplitudes corresponden bien con zonas de rocas sedimentarias, como es el caso en el área de estudio, caracterizada por secuencias sedimentarias Mesozoicas y Paleogénas plegadas.

SONDEOS DE PENETRACIÓN ESTÁNDAR

La interpretación del modelo geotécnico del sitio se realizó con base a los resultados del número de golpes obtenidos de la prueba de penetración estándar y con

los obtenidos de las pruebas físicas y mecánicas realizadas en el laboratorio a las muestras alteradas e inalteradas. Los resultados de las mediciones de campo y análisis e interpretación de los sondeos de penetración permiten definir un modelo de estructura y estratigrafía somera. Este modelo geotécnico está definido por seis grandes unidades estratigráficas, las cuales se describen a continuación (Figura 7.2):

Profundidad (m)	Unidad estratigráfica
00.00 a 00.60	Arcilla plástica con gravas, con un Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 8 golpes, consistencia media a firme.
00.60 a 01.80	Arena gruesa con gravas, de color verdosa, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 6 a 20 golpes, compacidad de suelta a media.
01.80 a 03.00	Arcilla plástica con gravas, de color verdosa, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 10 a 30 golpes, consistencia de firme a muy firme.
03.00 a 04.80	Arena fina de color gris verdosa, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 11 a 34 golpes, compacidad de media a densa.
04.80 a 09.00	Arena gruesa con gravas, de color gris claro, Índice de Resistencia a la Penetración Estándar de 37 a más de 50 golpes, compacidad de densa a muy densa.
09.00 a 18.00	Arcilla de color gris verdosa (lutita), Índice de Resistencia a la Penetración Estándar mayor a 50 golpes, consistencia dura.

Se muestra a continuación el perfil estratigráfico, producto de la interpretación de los resultados de campo y laboratorio.

PROYECTO: KM 35+000 LA CUCHILLA UBICACION: LA CUCHILLA FECHA: OCTUBRE-2009
 SONDEO: SM-05 PROFUNDIDAD: 18.00 M. NAF: _____

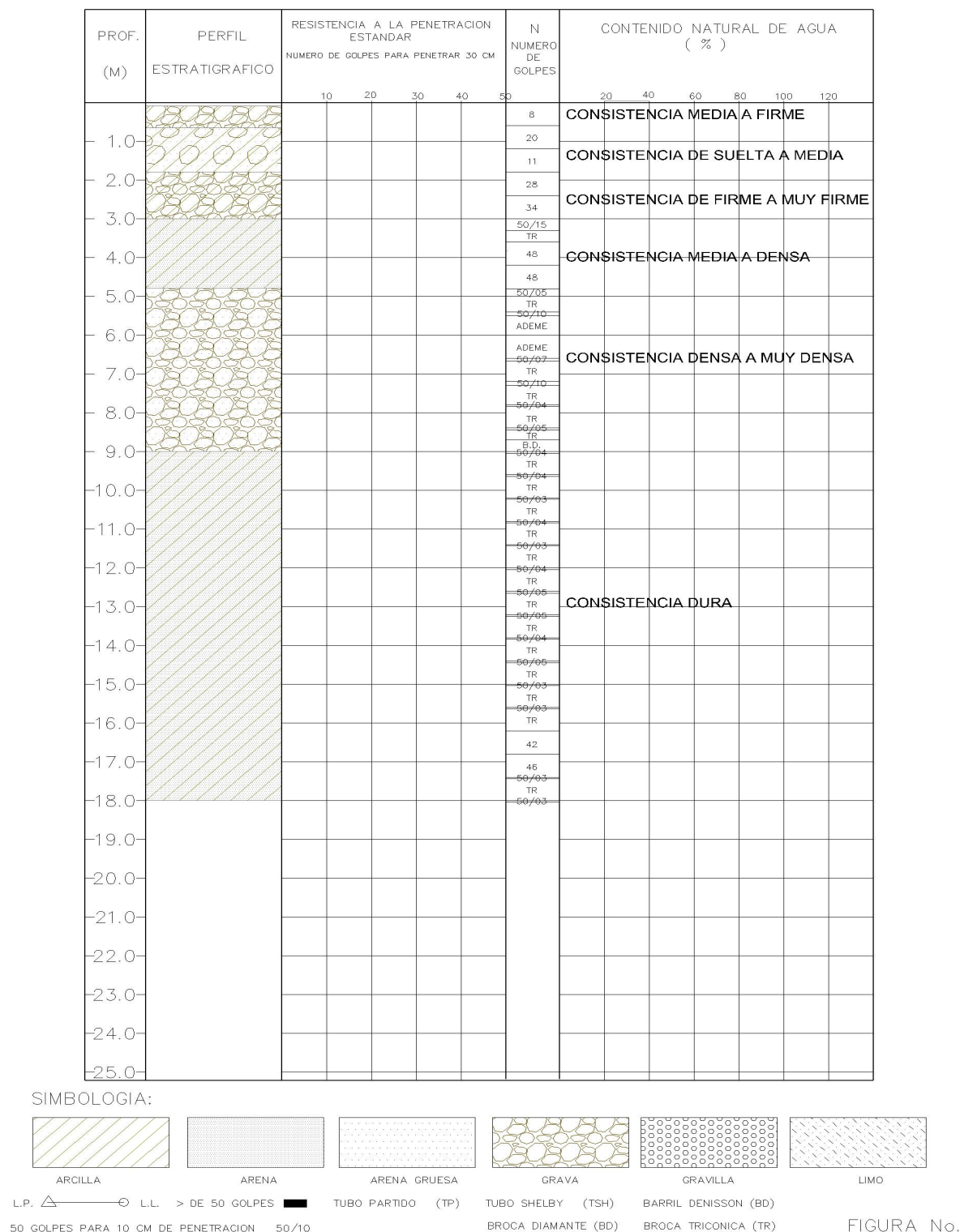


FIGURA No.

Figura 7.2 Esquema representativo de los Sondeos de Penetración Estándar

7.1.- MODELO DE LA INTERPRETACIÓN

Derivado de la integración de los estudios geofísicos y de geotecnia y la interpretación conjunta de los resultados de la investigación, en particular de los sondeos Polo-Dipolo, se construyó un modelo para la zona de La Cuchilla. En el modelo se incluyen los aspectos estratigráficos y estructurales de los estudios y se añade la topografía del sitio. El modelo se ilustra en la siguiente figura.

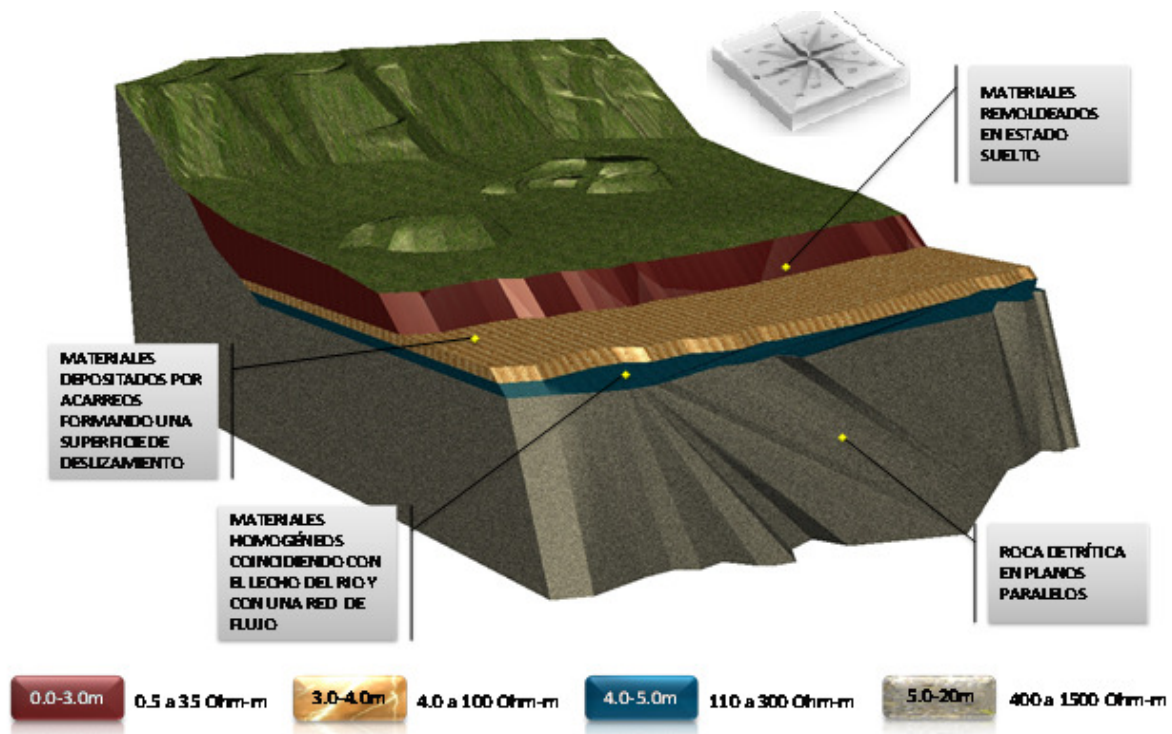


Figura 7.2 Modelo de interpretación propuesto para el estudio local

CAPÍTULO 8. CONCLUSIONES

Se presentan los resultados del proyecto de exploración geofísica con métodos eléctricos, gravimétricos y magnetométricos realizados en la zona de La Ceiba-Poza Rica en el estado de Puebla y Veracruz respectivamente.

Los estudios se realizaron a dos escalas espaciales, una de detalle y otra a nivel regional. Los estudios de detalle se llevaron a cabo en la zona de La Cuchilla, localizada a unos 15 km de La Ceiba y los estudios regionales se completaron en la carretera de La Ceiba-Poza Rica.

Se puede concluir en cuanto al estudio geoeléctrico que las anomalías registradas en la zona, manifiestan de manera definida entre la superficie y 3 m de profundidad, un estrato de materiales heterogéneos con características físicas y mecánicas que indican efectos de alteración. La siguiente capa geoeléctrica está entre 3 a 5 m de profundidad con materiales de baja resistencia, asociados con una superficie potencial de corrimiento o deslizamiento, coincidiendo con diferentes niveles dinámicos que recientemente ha presentado el Río San Marcos. Finalmente se registra una anomalía que subyace a las dos anteriores, con un espesor mayor a 15 m, asociándose con materiales muy compactos formando un conglomerado con características muy homogéneas.

En cuanto al estudio gravimétrico se encontró en la zona de estudio local una anomalía que podemos asociar a tipos de roca más compactas o de alguna manera más consolidada. Sin embargo, no se encontró en el subsuelo una roca de tipo ígnea que pueda provocar mayores contrastes en la anomalía.

En el estudio de tipo regional se observa una serie de anomalías que idealmente podríamos asociar a plegamientos a lo largo de la carretera. Los pliegues estarían formados en rocas sedimentarias de la Formación Méndez. Sin embargo, no podemos concluir y obtener modelos estructurales, debido a que la topografía y el riesgo que

conlleva realizar estudios regionales en zonas de topografía abrupta y acceso limitado, no nos permitió tomar más mediciones. Por lo tanto de esta parte diremos que las anomalías observadas tienen que ver más con la carretera y con la topografía.

De igual forma los estudios magnetométricos nos muestran anomalías con las que podemos concluir que en la zona únicamente se presentan rocas sedimentarias en el subsuelo próximo, esto se demuestra al no ser de una magnitud alta las anomalías encontradas.

Con ayuda de los sondeos de penetración estándar determinamos las siguientes capas: 0.0-0.6 m arcilla plástica verdosa con grava de consolidación media a firme, 0.6-1.8 m arena gruesa con gravas de consolidación suelta a media, 1.8-3.9 m arcilla plástica con gravas de consolidación firme a muy fuerte, 3.0-4.8 m arena fina de consolidación media a densa, 4.8-9.0 m arenas gruesas con gravas de consolidación densa a muy densa y de 9.0-18.0 m arcilla de consolidación dura.

En cuanto a la integración de los 3 diferentes métodos de exploración geofísica y los sondeos de penetración estándar se pudo obtener un modelo mejor de la zona, así como una caracterización específica.

ANEXO

INSTRUMENTACIÓN

Para la exploración geofísica se usaron diferentes equipos los cuales enlistamos y describimos a continuación:

Especificaciones del transmisor de onda cuadrada

- Transmisor de onda cuadrada, modelo 2008, serie PF-4
- Planta de energía eléctrica de 5000 watts
- Carretes de cables cal.14 de 100 m de longitud.
- Electrodo de cobre (30 calicatas) de ½" diámetro y 40 cm de longitud
- Multímetros MUL-600, para lecturas y filtro de variación de frecuencia
- Especificaciones de corriente
- Intensidad + de 1200 mA
- Voltaje + de 400 Volts
- Potencia + de 100 Watts

Gravímetro LaCoste and Romberg.

- Rango: 7000 miligales
- Precisión: 0.04miligales
- Repetibilidad: 0.01miligales
- Longitud: 19.7cm
- Ancho: 17.8cm
- Altura: 25.1cm
- Peso: 3.2kg

Accesorios estandar: base de aluminio, 2 baterías de almacenamiento de gel, Cargador de baterías, fusibles de repuesto, nivel de ajuste de la herramienta, manual de instrucciones y un cable de extensión de potencia.

Magnetómetro portátil de protón modelo G-856 AX:

- Resolución: 0.1 nT
- Exactitud: 0.5 nT
- Reloj: Fecha Juliana, exactitud de 5 seg. por mes.
- Sintonía: Automática o manual, rango de 20,000 a 90,000 nT
- Tolerancia de Gradiente: 1000 nT/metro.
- Tiempo de ciclo: 3 seg a 999 seg estándar, puede ser seleccionado manual-mente tan rápido como un tiempo de ciclo de 1.5 seg.
- Lectura: Ciclo Manual, o automático para estación base.
- Memoria: 5700 lecturas de campo o 12500 lecturas como estación base.
- Salida Digital: RS-232, 9600 baud.
- Entrada: Acepta comandos de ciclo externos.
- Consola: 18 x 27 x 9 cm, 2.7 kg.
- Sensor: 9 x 13 cm, 1.8 kg.
- Poder: 9 baterías D de 1.5V

Accesorios Estándar: Sensor, Poste, Arnés, Dos juegos de baterías, cable RS-232, manual de operación, Manual de Aplicaciones, Software Magmap.

Opciones: Aditamento de gradiómetro. Cable de sensor/poder externo, Cable de Sensor (RS-232/Poder externo, juego de batería recargable y cargador.

BIBLIOGRAFÍA

- BLAKELY, R.J., 1996. Potential theory in Gravity and Magnetism Applications. Cambridge University Press. Reino Unido, pp. 154-178.
- BREINER, S. 1973. Applications Manual for Portable Magnetometers. Geometrics. California, pp.2- 54.
- BUTLER D (Editor) 2005. *Near Surface Geophysics*. Society of Exploration Geophysicists.
- CAMPBELL W.C. 1997. *Introduction to Geomagnetic Field*. Cambridge University Press, UK.
- CONSTABLE C. G. 2005. *Geomagnetic Temporal Spectrum*. In Encyclopedia of Geomagnetism and Paleomagnetism, Springer.
- DOBRIN M. B. 1975. *Introducción a la Prospección Geofísica*. Segunda Edición, Ediciones Omega. Barcelona, España.
- DEARING, JOHN. 1994. Environmental Magnetic Susceptibility Using the BartingtonMS2 System. Bartington Instruments. Oxford.
- GEOMETRICS INC 1995. *G-856 Proton Precession Magnetometer Operator Manual*.
- HINZE, W. y co-autores, 2005. New standards for reducing gravity data: The North American gravity database. Geophysics, v. 70, p. 125-132.
- LÓPEZ HIDALGO A., Fanton G. O., Cara R. E. *Técnicas Prácticas para Investigación de Resistividad en dos y tres dimensiones (Tomografía eléctrica 2D y 3D)*
- LÓPEZ RAMOS E. 1979. *Geología General de México*. Publ. México.
- MUNIZ L. *El Geomagnetismo*. Cuadernos del Instituto de Geofísica, 11. México, Instituto de Geofísica, UNAM- Ed. Plaza y Valdés, p. 52
- NABIGHIAN, M.N., Ander, M.E., Grauch, V.J.S., Hansen, R.O., LaFehr, T.R., Li, Y., Pearson, W.C., Pierce, J.W., Phillips, J.D., Ruder, M.E., 2005. 75th Anniversary – Historical development of the gravity method in exploration. Geophysics, v. 70(6), P. 63-89.
- NETLETON L. *Gravity and Magnetism in Oil Prospecting*. Mc. Graw-Hill, 1976
- KEARY, P. et al. 2002. An introduction to Geophysical Exploration, Wiley, John & Sons Incorporated.
- MENKE, WILLIAM Y ABBOTT, DALLAS. 1990. Geophysical Theory. Columbia University Press. New York.
- MILSON, J.J. 2003. The Geological Field Guide John Wiley & Sons. Inglaterra, pp. 52-53.

- ORELLANA E. 1972. *Prospección Geoeléctrica en Corriente Continua*. Paraninfo, Madrid, España.
- PARASNIS, D.S. 1986. *Principles of Applied Geophysics*. Chapman & Hall. Gran Bretaña, p. 9.
- ROBINSON, E.S. 1988. *Basic Exploration Geophysics*. John Wiley & Sons. Canadá, p. 408.
- SHARMA, P.V. 1997. *Environmental and Engineering Geophysics*. Cambridge University Press. UK. pp. 34-35.
- TELFORD, W.M. 1976. *Applied Geophysics*. Cambridge University Press. Estados Unidos de América, pp. 120-121.
- URRUTIA, J. 1977. Importancia del magnetismo remanente natural en la interpretación de anomalías magnéticas. *Boletín Asoc. Mex. Geof. Exploración*, v. 18, p. 83-116.
- URRUTIA, J. CAMPOS, J.O., 1993. Geomagnetic secular variation in central Mexico since 1923 AD and comparison with 1945-1990 IGRF models. *Journal of Geomagnetism Geoelectricity*, v. 45, p. 243-249.
- URRUTIA, J. FLORES, J.H., 1996. Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central Mexico. *International Geology Review*, v. 38, p. 176-194.
- WILLIAM, LAURIE. 1997. *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press. UK.
- LÓPEZ AGUIRRE DANIEL, Tesis: Orígen, Evolución e Importancia Económica Petrolera de la Cuenca de Chicontepec, CU 2008.
- URBETA GÓMEZ JAVIER, Tesis: Evaluación de las Técnicas de Adquisición de Datos 2D y 3D con Tomografía de Resistividad Eléctrica en Pozo, CU 2009.

CONSULTA EN INTERNET

http://www.geomag.bgs.ac.uk/gifs/igrf_form.shtml

<http://www.abae.gob.ve/images/campo-magnetico.jpg>

Google Earth. <http://earth.google.com/>, 2009.

INEGI, <http://www.inegi.gob.mx/>, 2009.

MEXART, <http://mexart.mexart.unam.mx/>, 2008.

RESUMEN

En el presente estudio de exploración geofísica se emplean cuatro diferentes métodos para investigar la estratigrafía y estructura somera a escala de detalle en la zona de La Cuchilla, localidad de La Ceiba y dos métodos a escala regional en el transecto La Ceiba-Poza Rica. Los métodos empleados son geoeléctricos, gravimétricos, magnetométricos y sondeos de penetración estándar. Los trabajos de campo se realizaron en octubre del 2009 y enero del 2010 en la zona “La Cuchilla” y en el transecto La Ceiba-Poza Rica, respectivamente.

En el estudio regional se usó la gravimetría y la magnetometría, que permitió identificar estructuras asociadas a contrastes de densidad y propiedades magnéticas en la secuencia sedimentaria plegada. Entre los resultados para el transecto regional es la aparente ausencia de estructuras ígneas. Las anomalías observadas corresponden a una serie de máximos y mínimos distribuidos regionalmente, pero cuyas amplitudes en las anomalías magnéticas son menores de 200 nT.

En el estudio local, los sondeos geoeléctricos permitieron definir la estructura somera, e indicaron la presencia de cuatro capas. La primera tiene una profundidad de 0.0-3.0 m, la segunda va de los 3.0-4.0 m, la tercera va de 4.0-5.0 m y la cuarta va de los 5.0-20.0 m. Con las anomalías gravimétricas podemos decir que hay unidades con contrastes de densidad, con la magnetometría descartamos la presencia de rocas volcánicas y con la ayuda de los sondeos de penetración estándar podemos definir las siguientes unidades estratigráficas 0-0.6 m Arcilla plástica verdosa con grava con consistencia media a firme, 0.6-1.8 m arena gruesa con grava con consistencia de suelta a media, 1.8-3.0 m arcilla plástica con gravas con consistencia de firme a muy firme, 3.0-4.8 m arena fina con consistencia de media a densa, 4.8-9.0 m arena gruesa con gravas con consistencia de densa a muy densa y 9.0-18.0 m arcilla con consistencia dura.

Para la evaluación del sitio de La Cuchilla, se realizó una reducción de datos,

procesamiento e interpretación de cada uno de los métodos. Los métodos se usaron para construir un modelo geológico-geofísico y comprobar que con todos ellos se puede hacer una integración de información detallada, determinando que con cada uno se obtienen resultados que ayudan a una mejor interpretación.

Se presentan los resultados del proceso así como, recomendaciones y comentarios para la toma de decisiones de la interpretación de geotecnia. Se comprueban las ventajas de la combinación aplicada de los diferentes métodos para obtener una mejor interpretación.