



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO



**Facultad de Ingeniería.
División de Ciencias de la Tierra.
Departamento de Geofísica.**

Uso del Radar de Penetración Terrestre en la determinación de espesores y estratigrafía volcánica.

T E S I S

Que para obtener el título de:

INGENIERO GEOFÍSICO

Presenta:

Zuly Coorine Villanueva Inchaurregui.

Director de tesis:
Dr. Hugo Delgado Granados.

Ciudad Universitaria, México DF, 2006.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

Todo el material contenido en esta tesis esta protegido por la Ley Federal del Derecho de Autor (LFDA) de los Estados Unidos Mexicanos (México).

El uso de imágenes, fragmentos de videos, y demás material que sea objeto de protección de los derechos de autor, será exclusivamente para fines educativos e informativos y deberá citar la fuente donde la obtuvo mencionando el autor o autores. Cualquier uso distinto como el lucro, reproducción, edición o modificación, será perseguido y sancionado por el respectivo titular de los Derechos de Autor.

Dedicatoria

A la gente que me ha acompañado durante mi camino, a quienes se han ido sin poder despedirse, a quienes lograron despedirse, a quienes llegaron revolviendo mi mundo para hacerlo más divertido, a quienes llegaron para traerme calma, a quienes han llegado sin pedir permiso y han salido diciendo hasta pronto, a quienes llegan con una esperanza, a quienes me dejan con una esperanza, a quienes comparten y no su vida conmigo, a quienes juegan, a quienes ríen y lloran conmigo, a quienes comparten los atardeceres. A la UNAM.

A mis abuelos, porque sé que siempre estarán conmigo, por la música que quedó pendiente y porque gran parte de lo que soy es gracias a ellos

Agradecimientos

Al Programa de Apoyo a Proyectos de Investigación e Innovación Tecnológica (PAPIIT) por el apoyo al proyecto Implicaciones de la erupción del volcán Parícutin en 1943, del cual surge la elaboración de mi tesis

A Hugo Delgado por el apoyo que me ha dado desde que nos conocimos..

A Oscar Díaz por el apoyo y paciencia durante la realización de la tesis.

A Enrique Cabral por el apoyo para la realización de mi tesis.

A mi Mamá por cada pedazo de corazón y alma que me ha dado, por cada bendición. Por todo el apoyo y confianza. Por haberme enseñado a querer a mis hermanos con sus defectos y sus virtudes. Por ser el ángel que ilumina la estrella que alumbra mi camino cuando se vuelve un poco oscuro.

A Jaime por haber intentado ser mi padre, por todas las palabras de aliento que se perdieron entre los regaños, por todos los abrazos que nunca llegaron a mi alma. Por haberme dado la suficiente madurez para llegar hasta donde estoy, por la vida, por todas las veces que estuvo en mi corazón. Por darme la esperanza de que un día podamos entendernos y me vuelva a querer tanto.

A Edith por haber tenido el valor de regresar a mi familia por su propio pie, sin secretos y con la frente en alto.

A Jimmy, por todas las veces que me enseñó lo bonito que era ser una niña traviesa, por el tiempo que me regaló cuando era niña, por ser el gran hermano mayor de todos nosotros.

A Kirk, por ser parte de mi gran familia y hacer el esfuerzo por que sigamos siendo familia, por el apoyo y consejos que me ha dado y por compartir un poco de su vida conmigo.

A Sandra por haber llegado a la vida de mi hermano y a la vez a la mía, por escucharme y hablar conmigo, y sobre todo por todo el cariño que me ha dado.

A Emiliano, por ser el niño travieso que me llena de vida, por hacer que lo quiera tanto y por sacar de mí a la niña que a veces se pierde.

A Ginnavoe, por ser la hermana que influye tanto en mi vida y en mis decisiones, por enseñarme que la paciencia es de gran ayuda en la vida.

A Aris por enseñarme que no se necesita todo el apoyo de parte de tu familia para que sientas que vas por buen camino. Por ser la promesa tan anhelada de mi madre, que espero, un día se cumpla.

A Charly, por ser el chiquis, por todo el apoyo que me ha brindado. Por abrir camino, no con pica y cincel, sino con palabras. Por detener un poco su día para poder hablar conmigo y bromear. Por ser la mano que empuja hacia delante, y la voz que alienta a no decaer.

A Dalí por nunca haberse separado de mi camino y apoyarme desde aquella gran y hermosa coincidencia que fue conocerla.

A Nancy y Hebert por haber regresado a mi vida sin algún reproche o pregunta, sino solo ofreciendo su gran amistad.

A Luis por llegar a mi vida sin ser llamado, por la ayuda y el apoyo que me ha brindado.

A Erandi y Raquel por darme tantos buenos ratos, y estar conmigo en los malos ratos tratando de encontrar una solución. Por enseñarme que la amistad es lo mejor que te queda en el camino y por ser las amigas que nunca podré olvidar

A Adrián, Sangre y David por enseñarme que no se necesita llevar la misma sangre en las venas para quererlos tanto, para sentir su gran apoyo y cariño.

A Esmeralda por escucharme cuando más lo he necesitado y por estar siempre que la he buscado.

A Daisy, Xoch, Javier y Pahola por compartir conmigo un poco de su vida y su tiempo.

A Ana, Nacho, Juan, Daniel, Erick, Tania por todas las risas y bromas que hemos compartido.

A Ran por enseñarme que la rana de la buena suerte llega junto con una gran amistad. Por recordarme lo bonito que es soñar. Por no juzgarme, sino comprenderme, por enseñarme a no juzgarme sin tiempo, por ser el tiempo...

A Sofía por escuchar y estar en mis ratos de desesperación.

A María por enseñarme que la gente es interesante por todos sus defectos y virtudes, por enseñarme a aceptar a la gente como es. Por aguantar mis malos ratos, por la paciencia que me ha tenido. Por llegar a mi camino a pintarlo un poco de rosa.

A la UNAM por la formación como profesionista que me brindó dentro y fuera de las aulas. Por dejarme formar parte de esa gran casa de estudios, porque al conocerla me conocí.

Finalmente, a Randy, por haber estado a mi lado ayudando a levantarme después de cada caída, ayudarme a dejar a un lado el miedo para seguir el camino, enseñarme que las estrellas se pueden tocar, sólo es cuestión que se quiera. Por ser los pasos que siempre siento a mi lado. Por enseñarme a marcarle el paso a la vida, y no que la vida te marque el paso. Por enseñarme que en la vida todo pasa por alguna razón. Por ser quien está cuando parece que todos se han ido. Por ser la mano que siempre está dispuesta a jugar o a apoyar, pero sobre todo por ser mi hermanito.

Índice

Resumen.

I. Generalidades.

Introducción.

Antecedentes.

Planteamiento del problema.

Objetivos.

Objetivo general.

Objetivo particular.

Metodología.

Área de estudio.

II. Geología.

Geología regional.

Geología local.

Formación Zumpinito

El Parícutin.

Nacimiento del volcán Parícutin.

Erupción del Volcán Parícutin.

Desarrollo del volcán Parícutin.

Derrames de lava.

Fumarolas.

Depósitos piroclásticos de caída y canales de erosión.

Estudios de erosión.

III. Teoría del Radar de Penetración Terrestre.

Ecuaciones de Maxwell.

Ecuaciones de Maxwell para un medio homogéneo.

Propiedades eléctricas de la materia.

Conductividad.

Permitividad dieléctrica.

Permeabilidad magnética.

Ecuación de onda Plana.

Propagación de onda electromagnéticas.

Constantes de fase y atenuación.

Velocidad de la onda electromagnéticas.

Longitud de onda.

Profundidad de Penetración.

Impedancia.

Propagación de ondas Planas en Medios Disipativos.

Propagación de ondas planas en dieléctricos disipativos.

Propagación de la onda electromagnética en conductores.

Transición de dieléctricos disipativos y buenos conductores.

IV. Procesamiento del Radar de Penetración Terrestre.

Edición

Filtros verticales y horizontales.

Deconvolución.

Modelo convolución en el dominio de la frecuencia.

Filtrado inverso.

Ondícula fuente.

Filtros óptimos de Wiener.

Deconvolución Spike.

Preblanqueamiento.

Filtros modeladores de Wiener.

Deconvolución predictiva.

Migración.

Principio de la migración.

Apilamiento.

V. Espesores y estratigrafía volcánica.

Columnas estratigráficas obtenidas por medio de trincheras

Radagramas después del procesamiento de datos.

Interpretación de secciones electromagnéticas procesadas.

Discusiones.

Conclusiones.

Bibliografía.

Resumen

El volcán Parícutin se encuentra en la parte occidental de la República Mexicana, en el estado de Michoacán. A principios del siglo XIX Alejandro von Humboldt comenzó a describir el área de Michoacán, donde se encuentra el volcán Parícutin. Desde entonces se han continuado los estudios.

Debido al alto nivel de erosión en las zonas aledañas al Volcán Parícutin, ocasionado esencialmente por la intensidad de las lluvias, es factible pensar que las isopacas medidas hace más de 50 años hayan sufrido algunos cambios.

Es por eso que se ve la necesidad de hacer un nuevo estudio de la zona para documentar cualquier variación desde el trabajo reportado por Segerstrom (1950).

Para conocer la estructura de las cenizas producidas por el Parícutin, y la forma en que la erosión ha influido en la zona se aplicó la técnica geofísica denominada el Radar de Penetración Terrestre (RPT). Así mismo se pretende observar la funcionalidad del RPT ya que su aplicación podría facilitar la caracterización de este tipo de estudios, además de complementar la información obtenida con las tradicionales trincheras.

Las secciones realizadas se obtuvieron en la parte noroeste del volcán Parícutin mediante el RPT. Se utilizaron antenas de 40, 70 y 200 MHz, con la finalidad de tener una profundidad de penetración mayor y una buena resolución combinando las antenas, es decir, con las antenas de baja frecuencias se tendrá una mayor profundidad de penetración pero poca resolución, y con la antena de 200 MHz (que se considera de alta frecuencia) se tendrá poca profundidad de penetración pero a cambio se ganará una buena resolución.

Los datos que se obtuvieron en campo del RPT se compararon con los datos que reportó Segerstrom (1950) para ver la diferencia de espesores del Parícutin, también se utilizó una columna que se obtuvo de realizar trincheras para observar la resolución del método en éste tipo de estudios. De acuerdo con lo explicado anteriormente se obtuvieron resultados favorecedores para el método, ya que se tiene una buena resolución y se reduce el trabajo en campo a comparación de la realización de trincheras.

1. Generalidades.

1.1. Introducción.

En México, en estudios de espesores y estratigrafía volcánica, casi no es utilizado el RPT, por lo regular se utiliza para minería e hidrología. Por esta razón es que se hace el estudio en una zona donde se tiene estudios anteriores como el de Segerstrom en 1950, donde Segerstrom hace un mapa de isopacas, esto para observar las bondades del método y decir si funcionaría para este tipo de estudios.

El volcán Parícutin se encuentra en la porción central del estado de Michoacán, en la parte suroeste de México (Figura 1.1), hizo erupción entre 1943-1952, por lo que su evolución ha sido bien documentada desde sus inicios.

En este trabajo se utiliza el Radar de Penetración Terrestre (RPT) para observar el subsuelo en la vecindad del Parícutin con secciones en las faldas del volcán al norte del cráter.

La finalidad del estudio es reconocer espesores y estructuras de los depósitos del volcán Parícutin.

1.2. Antecedentes.

El Radar de Penetración Terrestre comienza a ser utilizado en los años 70's para determinar espesores de hielo y glaciares (Annan y Davis, 1976). El RPT también puede ser aplicado para la exploración de minerales conductivos y definir la geología alrededor de estructuras de interés económico (Ulriksen, 1982)

Se pueden detectar estructuras de antiguas edificaciones y restos de civilizaciones de interés arqueológico, para una mayor eficiencia en las excavaciones (Butler et al, 1994).

En Ingeniería Civil el RPT se puede utilizar para la evaluación de fracturas, cavidades, localización de tuberías, cables subterráneos y espesores de muros, con esto se puede evitar la destrucción de las estructuras existentes (Ulriksen, 1982; Tejero et. al., 2002).

El RPT es sensible a la presencia de agua, por lo que se podría utilizar para determinar mantos freáticos y efectuar estudios en la distribución y contaminación de fluidos (Brewxter y Annan, 1994)

En Geología Estructural se pueden encontrar fallas y estudiar su continuidad. Otra aplicación en geología es para correlacionar formaciones estratigráficas (Doolittle y Asmussen, 1992; Fisher et al., 1992; Stevens et al., 1995).

1.3. Planteamiento del problema.

La realización de trincheras es un trabajo arduo para la determinación de espesores. Existen nuevas tecnologías que pueden ayudar rápido y eficientemente en el estudio de espesores como el RPT, pero se tiene que calibrar el método.

Seegerstrom había calculado las isopacas (espesores) de los depósitos de cenizas del Parícutin, pero han pasado 53 años desde el estudio, por lo tanto se hace deseable estudiar las variaciones de espesor. Este estudio representa un intento para probar la eficiencia del método, al aplicar el RPT al estudio de espesores de ceniza

1.4. Objetivos.

1.4.1. Objetivo general.

El RPT es un método electromagnético de buena resolución, con él se quiere observar cómo se encuentra el subsuelo de la zona del Parícutin. Observar los espesores de las capas del Parícutin y compararlos con los datos que se tienen en la literatura.

1.4.2. Objetivos secundarios.

1. Ver las características y observar que antena es la más conveniente para este tipo de estudio.
2. Calibrar resultados con observaciones directas.
3. Evaluar la bondad del método en este tipo de aplicaciones

1.5. Metodología.

Observando el mapa de la región del Parícutin se hizo la selección de las secciones que se querían obtener en campo con el RPT. Se hicieron trincheras en campo, para observar la forma en que se encontraban las cenizas del Parícutin, y se tomaron las secciones con el RPT. Se realizó el procesamiento de las secciones seleccionadas para después poder hacer la interpretación de acuerdo con los datos que se obtuvieron durante el proceso, para evaluar y comparar los datos.

1.6. Área de estudio.

El volcán Parícutin se encuentra en la porción central del estado de Michoacán. Al volcán se puede llegar por la autopista Morelia-Lázaro Cárdenas, tomando la desviación hacia la Ciudad de Uruapan, después se toma el camino a Nuevo San Juan Parangaricutiro.

El área de estudio está en las coordenadas UTM Este 786000-788000 y Norte 2161000-2157000 (Figura 1.1).

El trazo de las secciones se puede ver en la figura 1.2. Como se puede observar el área de estudio se encuentra sobre derrames de lava y sobre material re TRABAJADO.

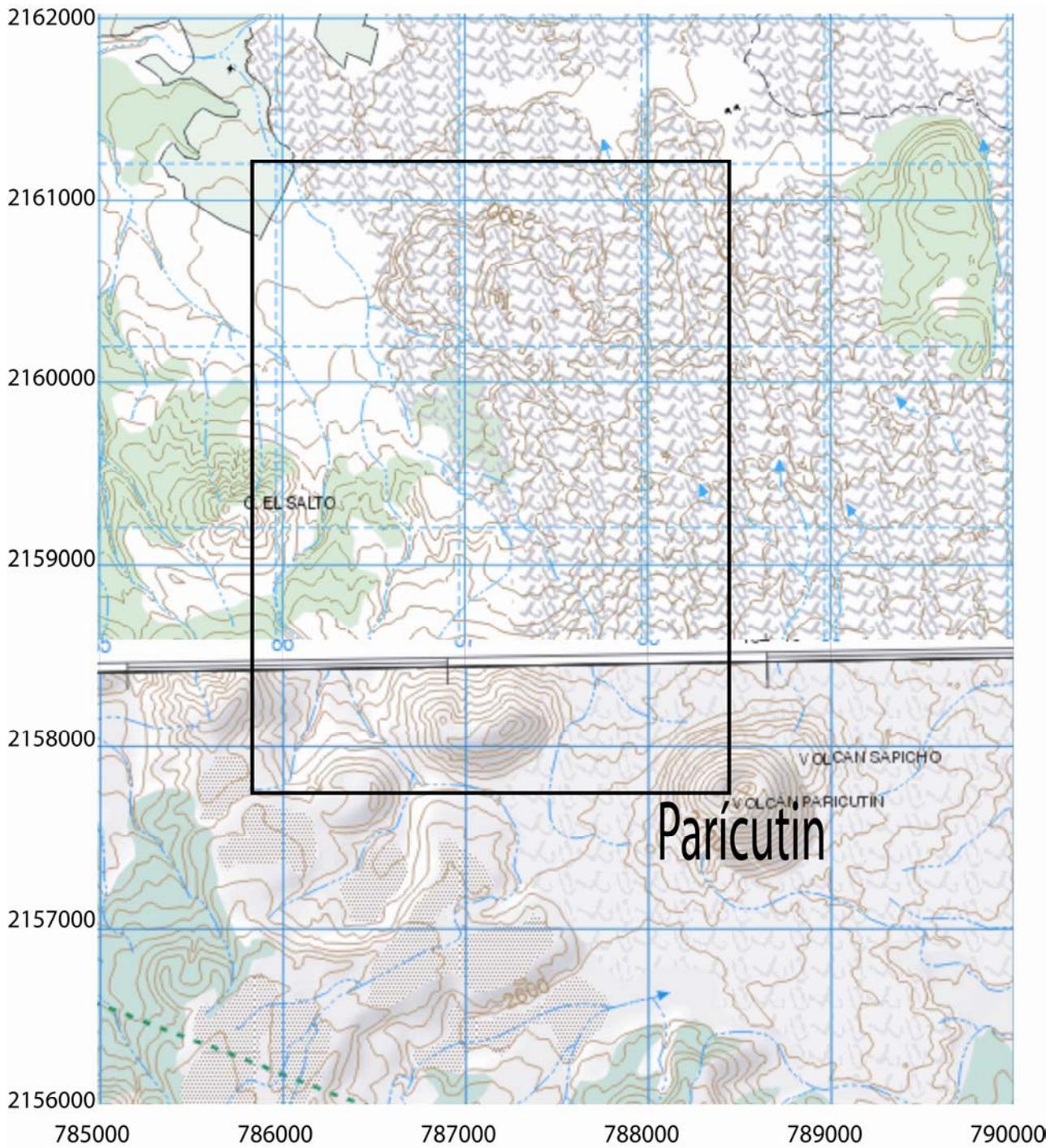


Figura 1.1. Mapa de localización del volcán Parícutin y sus alrededores. El área de estudio se encierra en un rectángulo, se encuentra al noroeste del volcán.

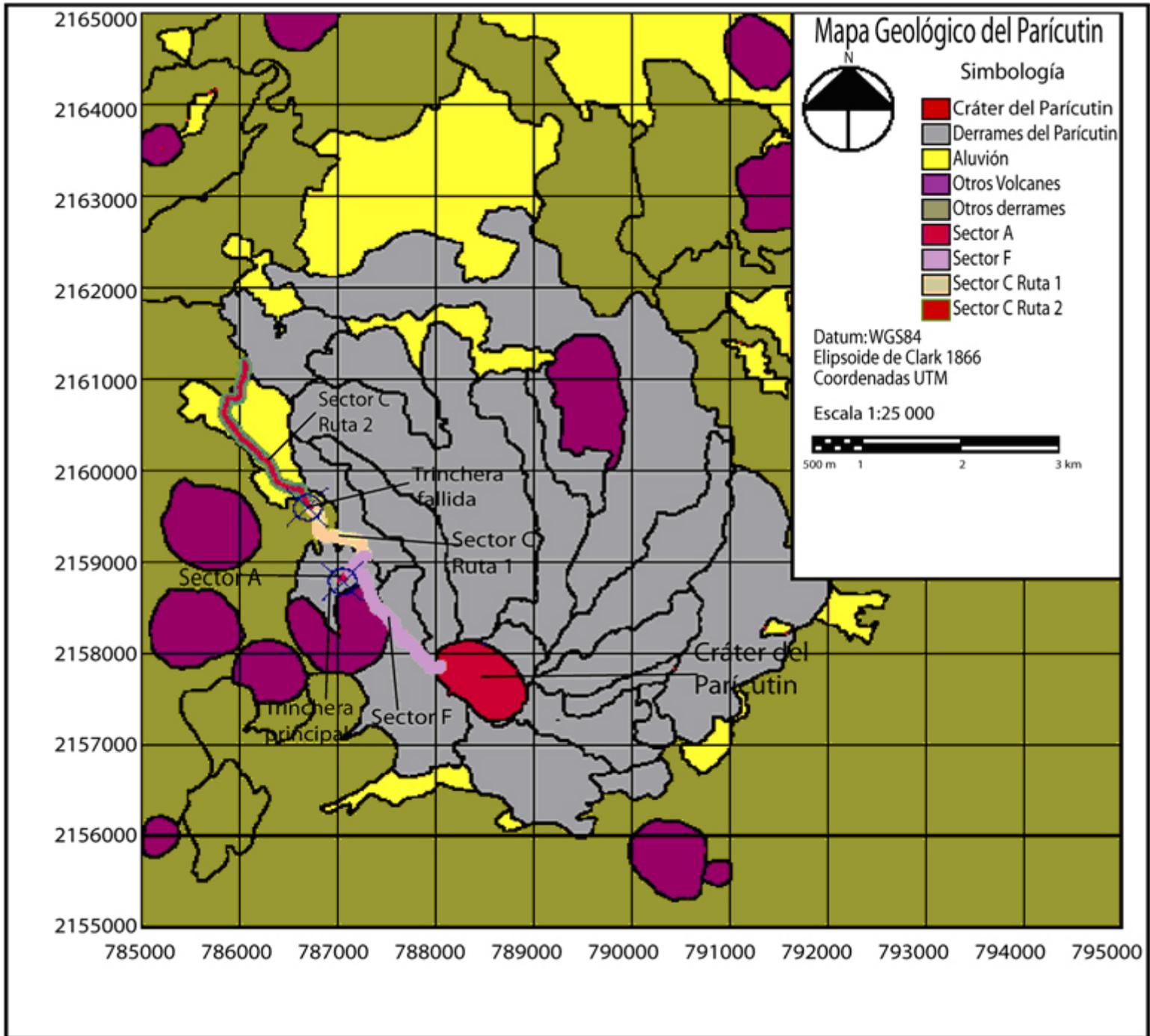


Figura 1.2. Mapa geológico del Parícutin. Se pueden ver las secciones que se tomaron en el área, así como la distribución de las cenizas del Parícutin. En el mapa encontramos al cráter del volcán Parícutin, señalado por un triángulo, aproximadamente en las coordenadas 788465.6182, 2157703.3732, y en color rojo. Coordenadas UTM. Mapa de tipo litoestratigráfico.

La actividad inicial del Parícutin estuvo caracterizada por fumarolas y explosiones piroclásticas con bombas volcánicas que se desplazaron por una fisura orientada al noroeste.

Los flujos de lava del volcán cubrieron aproximadamente 18.5 km², con un volumen de más de 2 km³. Las lavas tuvieron variaciones en su viscosidad y composición. Se tienen rocas de tipo de andesitas y basaltos con pequeñas diferencias en sus contenidos de SiO₂ y presentan minerales de olivino y ortopiroxeno.

Las poblaciones de Parícutin, San Juan Parangaricutiro, Zirosto, Zacán y Angahuán se vieron directamente afectadas. Se produjo el éxodo de más de 2500 personas incluyendo dos poblaciones completas (Parícutin y San Juan Parangaricutiro) (Luhr y Simkin, 1993).

2. Geología.

2.1. Geología regional.

El volcán Parícutin forma parte de la Faja Volcánica Transmexicana (FVTM), este arco volcánico se desarrolla sobre la margen suboccidental de la Placa Norteamericana como resultado de la subducción de las placas Rivera y Cocos a lo largo de la trinchera de Acapulco. La región de la FVTM se extiende por encima de los 1200km por el sur de México con una dirección aproximada de E-W.

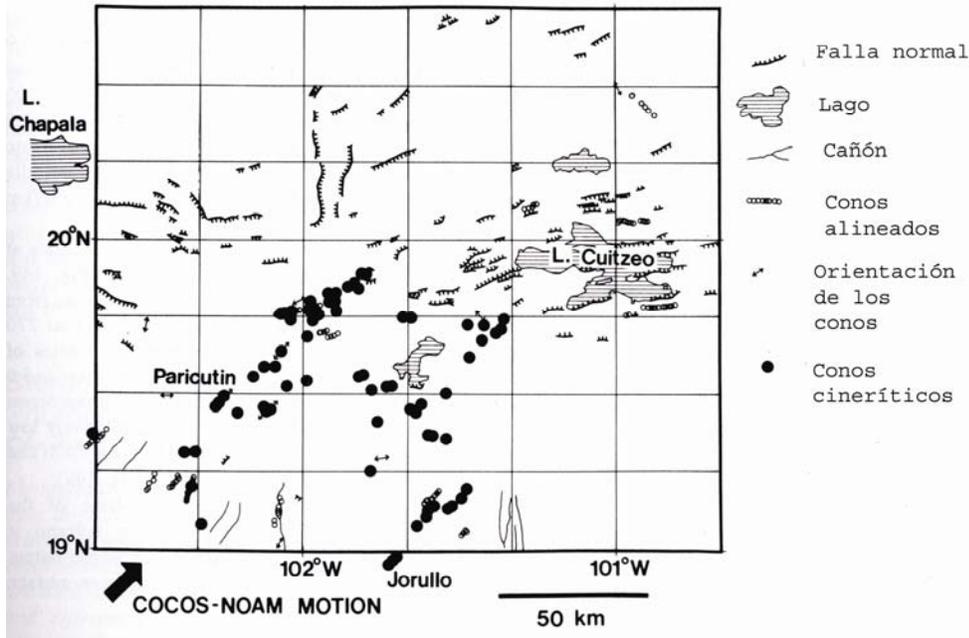
En el sector central, entre el rift de Colima y el sistema de fallas Taxco-Querétaro, se desarrolla el Campo Volcánico Michoacán-Guanajuato (CVMG), formado por centros monogenéticos y pequeños volcanes escudo de composición basáltica o basáltico-andesítica. Los estratovolcanes están completamente ausentes, si se exceptúa el caso del cerro Tancítaro, el cual se toma como suelo para el estudio de los depósitos del volcán Parícutin (COREMI, 1995)

Composición de rocas.

Los tipos de rocas son definidas por su contenido de silicio: Basalto <53%, andesita bajo Si 53-57%, andesita alto Si 57-63%, dacita >63% (Hasenaka, y Carmichael, 1987).

Variación temporal de la composición del magma.

Todos los conos de lava y ceniza más jóvenes que 40,000 años son calci alcalinas con excepción de algunas lavas transicionales, en la figura 2.1 se puede observar la ubicación de los conos y flujos de lava. En el Pleistoceno Tardío las lavas recientes son un poco más silicatadas que las lavas calci alacalinas más viejas y son encontradas solamente en la parte sur de CVMG, entre 200 y 300 Km. de la trinchera (Figura 2.1). En el campo de conos de ceniza al SW de la ciudad de México, las lavas del Holoceno también son más silícicas que las otras muestras (Hasenaka, y Carmichael, 1987).



MOVIMIENTO DE LA PLACA DE COCOS

Figura 2.1. Alineación de los conos, junto con sus fallas. Los puntos negros son los conos cineríticos y flujos de lavas más jóvenes que 40,000 años. (Hasenaka y Camichael, 1987)

La mayoría de las rocas alcalinas se encuentran morfológicamente en conos más viejos. Las rocas alcalinas más jóvenes son del Cerro La Pilita, donde las crestas de presión de los flujos de lava están todavía bien preservadas. De acuerdo con la morfología de la lava y la forma del cono, se estima que la erupción ocurrió entre 40,000 y 370,000 años atrás. Por lo tanto, durante el Cuaternario Tardío el vulcanismo alcalino ocurrido en el CVMG, estuvo cerca de la Trincheras Mesoamericana. La coexistencia similar de vulcanismo alcalino y calco-alcalino se encuentra también en otras partes de la Faja Volcánica Transmexicana en la Zona de apertura Colima y cerca del Volcán Sangangüey. En ambos casos, el vulcanismo es espacialmente relativo a una estructura graben (Luhr y Simkin, 1993).

Variación espacial de la composición de magma.

Las lavas calco-alcalinas y transicionales ocurren a través de CVMG, pero las lavas alcalinas con alto Mg y bajo Mg tienen distinta distribución. Las muestras de alcalinos con alto Mg son siempre encontrados en la parte sur del CVMG, entre 200 y 270 km de la trincheras, mientras que las muestras alcalinas con bajo Mg siempre ocurren en la parte norte de la FVTM, entre 350 y 400 km de la trincheras. Entonces

los elementos compatibles muestran un decremento general con la distancia de la trinchera (Hasenaka, 1987). (Figura 2.2)

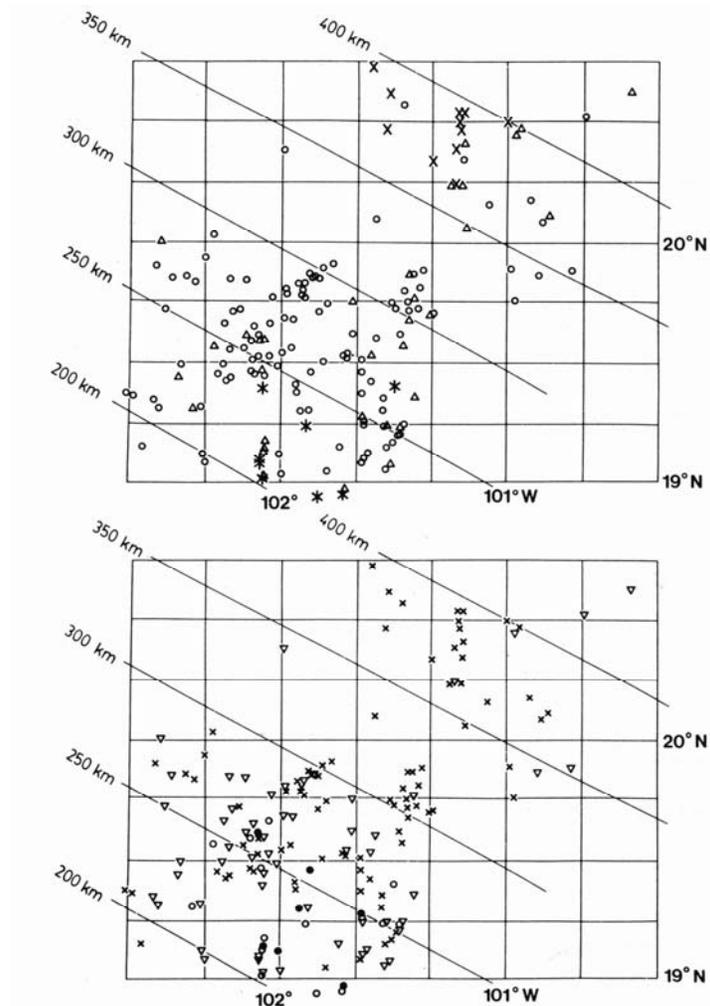


Figura 2.2. Localización geoquímica, es la misma área que la figura 2.1. En la parte de arriba se ve la localización de los volcanes calco-alkalino (circunferencias), alcalinos con alto contenido de Mg *, x alcalinos con bajo Mg, y rocas transicionales (triángulos). En la parte de abajo se ve la localización de lavas con alto Mg. Los círculos son volcanes con rocas de alto Mg. Circunferencias son volcanes con lavas >8% de MgO. Las cruces son lavas con <5% MgO, y los triángulos son lavas con 5-8% MgO.(Modificado de Hasenaka y Camichael, 1987).

2.2. Geología local.

2.2.1. Formación Zumpinito

La formación Zumpinito de acuerdo con Williams (1950) se describe a continuación.

Las rocas volcánicas más antiguas son las que se encuentran en la formación Zumpinito en una sección cerca de la planta hidroeléctrica Zumpinito, un poco al sur de Uruapan. La formación subyace en Uruapan y en el plano adyacente, donde es cubierta por una capa de ceniza basáltica que llegó de un cono cinerítico vecino. Está expuesta en la barranca del Río Cupatitzio y sus tributarios, y forma el cerro conspicuo Cerro de La Cruz en los alrededores. El camino que conecta Uruapan y Apatzingán va sobre un terreno montañoso tallado en la capa de la formación de Zumpinito, y presumiblemente la formación se extiende al sur por lo menos hasta el Valle de Apatzingán. La formación aparece de entre los volcanes más jóvenes al oeste del Parícutin.

La Formación Zumpinito cae horizontalmente, excepto en Cerro de Charanda, cerca de Uruapan, donde las capas son ladeadas con un ángulo alto. Las formaciones volcánicas no originales son preservadas, de aquí que la topografía erosional tallada en las rocas de la formación Zumpinito contrasta mucho con la forma construida por los volcanes más tardíos.

El volcán más viejo de la edad del post-Zumpinito forma la parte alta del Cerro de Tancítaro, el pico más alto en el estado de Michoacán. Tiene una altura de 3,842 m.

El Tancítaro tenía un diámetro de 11 km, por las partes bajas estaba cubierto por flujos y fragmentos eyectados de conos basálticos jóvenes. Donde las lavas del Tancítaro desaparecían debajo de las rocas jóvenes hay una inclinación diferente y la topografía cambia.

Aunque de acuerdo con Ownby et al, en prensa, lo que se acaba de describir no sería la formación Zumpinito sino el Tancítaro, esto debido a estudios de Argón que se hicieron con algunas muestras en Michoacán, y también a que la coloración del Tancítaro es amarillo-café (Luhr y Simkin, 1993), la cual se distingue de las cenizas del volcán Parícutin y la cual se tomo como suelo para hacer las trincheras en la zona.

Volcanes más jóvenes.

Cerros de Curitzerán, Cerro del Anillo, y Cerro de Sicuín.

Las ciudades de San Juan Parangaricutin y Zacán están separadas por colinas de bosques las cuales se conocen como Cerro de Curitzerán. Los conos están ligeramente modificados por erosión y tiene cráteres bien preservados que caen en la línea WSW.

Cerros de Capácuaro

Es el punto más voluminoso de lavas dentro del tiempo reciente y es de la apertura que cae 6-8 Km Al este de la ciudad de Capácuaro. Un gran monte cónico crece sobre la apertura, pero esto es una lava viscosa o consiste de fragmento eyectado que no es conocido.

2.3. El Parícutin

2.3.1. Nacimiento del volcán Parícutin.

Foshag y Gonzalez Reyna hicieron un estudio sobre el nacimiento del volcán Parícutin, el cual fue publicado en 1956. En este estudio se tiene estudios desde el inicio del volcán Parícutin. En el estudio reportan que a las 4 de la tarde del día 20 de febrero, la fisura que los pobladores habían visto, emitió gases con azufre y vapor. (Figura 2.3)

Originalmente la grieta tenía 30 cm de diámetro (Figura 2.3), pero se fue haciendo más grande debido a la caída de sus paredes. En esta etapa se tenían fragmentos de basalto de naturaleza diferente a los flujos de lava posteriores los cuales podrían pertenecer a las paredes del orificio (Figura 2.4).

Entre las 11 y 12 PM la actividad del volcán Parícutin se volvió violenta, es decir, hubo lanzamiento de bombas y una gran columna eruptiva, se tenían rayos, y posteriormente se tenían flujos de lava.

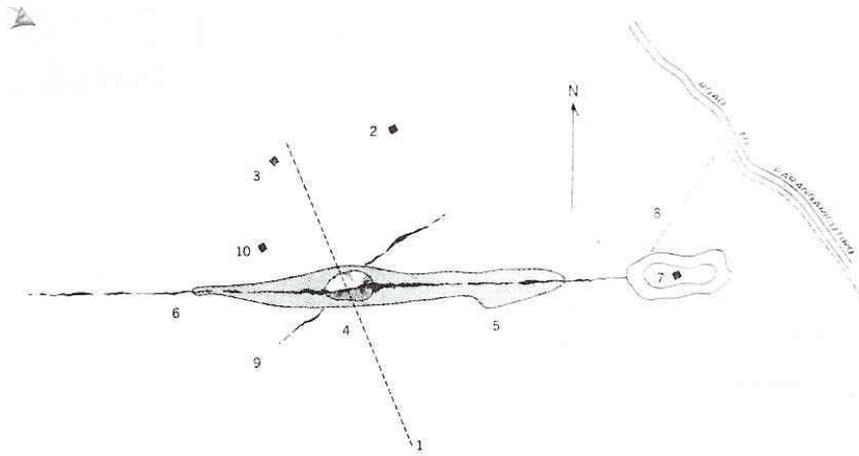


Figura 2.3. Forma de la fisura al momento del nacimiento. Se puede ver el orificio inicial, la depresión a lo largo de la fisura, una fisura secundaria y su proximidad al antiguo camino Uruapan-Parangaricutiro (Foshag y González-Reyna, 1956).

Al día siguiente, se podía ver, según testigos, un pequeño cerro de piedras de diferentes tamaños y arena que se había formado alrededor del orificio donde había salido el humo, el montículo tenía una forma redonda, se podía ver la lava que estaba saliendo de la base.

La lava que salía del volcán, fluía a una velocidad de 3 km/h.

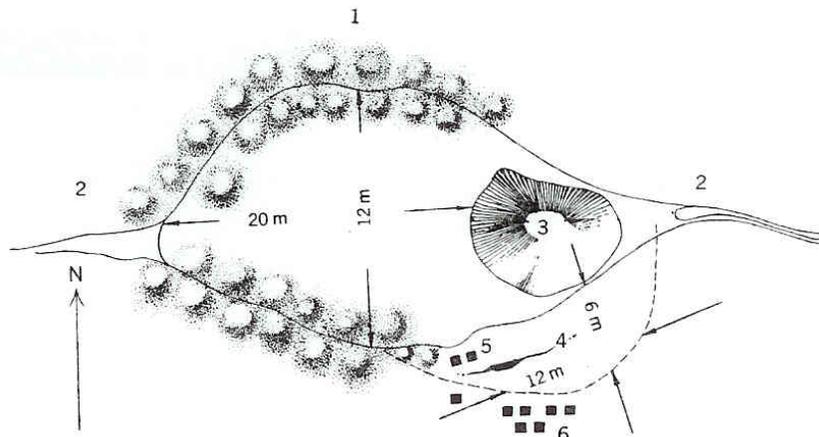


Figura 2.4 Descripción hecha por Anguiano y Martínez, el día del nacimiento del volcán.

- 1.- Pequeños montículos de ceniza.
- 2.- La fisura recién abierta.
- 3.- Orificio que expulsaba vapores.
- 4.- Fractura abierta durante la inspección.
- 5.- Posición de Anguiano y Martínez.
- 6.- Otros.

Foshag y gonzález-Reyna, 1956.

2.3.2. Erupción del Volcán Parícutin.

A continuación se describe la erupción del Parícutin de acuerdo con Foshag y Gonzalez-Reyna, (1956).

Las primeras manifestaciones fueron sismos locales con ruidos subterráneos, estos fueron perceptibles dos semanas antes de la erupción. Los sismos fueron incrementando su intensidad hasta el 20 de febrero cuando se dio el primer rompimiento del volcán y los sismos cesaron.

Se observó una leve explosión dentro de una fisura recién formada en los campos del llano Cuiyúsuru, la cual produjo una pequeña columna eruptiva que expulsó polvo y algunas rocas calientes. Por varias horas esta fisura creció debido a la caída de sus paredes, también la columna creció. Después de 4 horas de tal actividad el nuevo volcán comenzó a rugir y a lanzar gran cantidad de bombas incandescentes con gran fuerza; el nuevo cono creció con gran rapidez, es así que a los 6 días de actividad tenía una altura de 167 m.

2.3.3. Desarrollo del volcán Parícutin.

Se describe el desarrollo del Parícutin de acuerdo con Foshag y Gonzalez Reyna, (1956).

Después de 2 años y medio se le consideró bien establecido al volcán Parícutin, esto fue cuando el edificio volcánico maduró. El tiempo de desarrollo se divide en 3 periodos, con base al orificio al cual se asociaba la actividad. Los 3 periodos son: (Figura 2.5).

- ⊕ Periodo Quitzocho: Durante el cual la actividad se centró en las fisuras y orificios originales de Cuiyúsuru, donde el volcán construyó su cono.
- ⊕ Periodo Sapichu: Donde la actividad principal tuvo lugar en los orificios Sapichu y posteriormente en el cono adventicio Sapichu.
- ⊕ Periodo Taquí: Cuando la actividad estuvo ligada a los orificios Taquí y Ahuán. (Delgado, 2002)

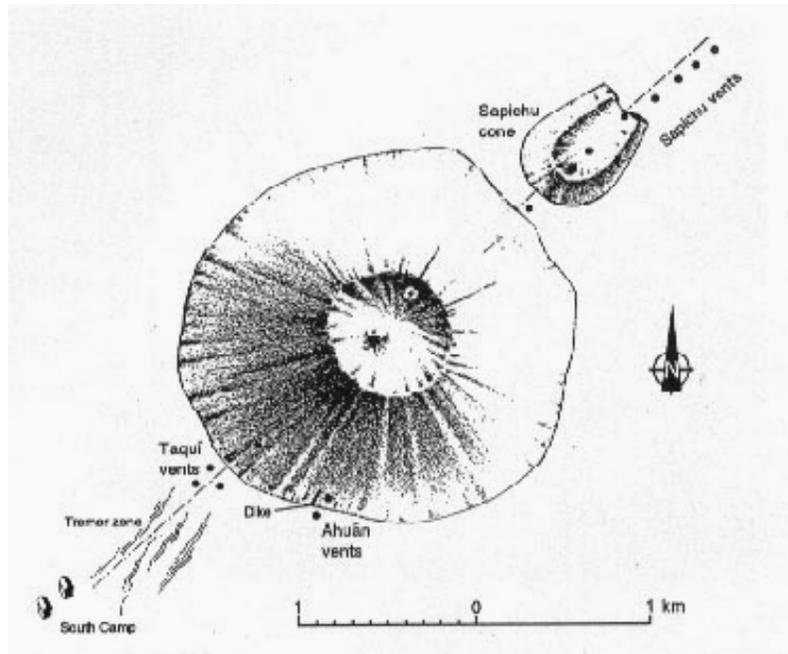


Fig. 2.5: Ubicación de los orificios, al centro Quitzocho, al NE Sapichu, al SW Taquí y al SSW Ahúan. Foshag y Gonzalez-Reyna, 1956

Período Quitzocho.

Del 20 de febrero al 19 de Octubre de 1943. Su actividad se centró en el orificio original en Cuiyúsuru, alrededor del cual el volcán construiría su cono.

Lo más importante en este período fue el crecimiento del cono principal y todos los eventos accidentales que le sucedieron.

El cono alcanzó una altura de 365 metros al final de este periodo, y una gran estabilidad.

En la primera fase se construyó el cono debido a la expulsión de bombas y cenizas. Lanzó pocas cenizas, pero se tuvo una gran cantidad de bombas, la actividad explosiva era continua y generalmente violenta. Durante un periodo de 25 días el cono creció a un edificio de 200 metros de altura.

Al primer flujo de lava se le llamó flujo Quitzocho (Figura 2.6), el flujo atravesaba las paredes del cono haciéndolo en forma de herradura, cuando el flujo se detenía, las paredes del cono se reconstruían rápidamente, así la forma del cono cambiaba casi diario de acuerdo a la actividad del volcán.



Figura 2.6 Se observa que el cono cinerítico ya alcanza una altura considerable. La columna esta densamente cargada de ceniza. Se ve el primer flujo de lava emitido, dañando las paredes del edificio volcánico. Luhr, 1993

El 18 de marzo termina la expulsión de bombas y comienza a emitir cenizas que se dispersaron y destruyeron campos de cultivo y bosques. Una columna eruptiva se mantuvo constante alcanzando en ocasiones una altura de 500 m sobre el cráter del volcán (Foshag y González Reyna, pp 66, 1956) (Figura 2.7).

Del flanco sur del cono se tuvo una salida de magma a la superficie, estos flujos se les llamó “flujo Pastouri” y “Flujo Mesa del Corral”, ambos fueron precedidos por una parcial destrucción del flanco del cono.



Figura 2.7: Vista aérea del volcán Parícutin, se observa una columna de ceniza densa y de gran altura, también se observa un flujo de lava en la parte sur del cono que por la forma y tiempo puede corresponder al flujo Pastouri. Foshag y González-Reyna, 1956

La fase cinerítica terminó el 9 de junio y empezó el período eruptivo, en esta etapa los flujos de lava salían de falsos orificios situados en el flanco noreste del cono. Después el cono fue cortado por el flujo y arrastrado hacia el norte y noreste, cubriendo las cenizas anteriores.

Se tuvieron 3 orificios activos, por los cuales salía lava; dos tipos de flujos cortos en el flanco sur y otro pequeño en el oeste. (Luhr y Simkin, 1993)

Tabla 1. Se muestran las erupciones de lava más importantes durante el período de nacimiento del Parícutin. Luhr, 1993

Fecha	Nombre del flujo	Orificio
21 de Febrero	Quitzocho	Cuiyúsuru
18 de Marzo	Pastouri	Ahúan
17 de Abril	Mesa del Corral	Ahúan
10 de Junio	Sin nombre (muy breve)	Cuiyúsuru
12 de Junio	Parícutin	Cuiyúsuru
14 de Junio	Lagunita	Cuiyúsuru
27 de Julio	Quitzocho	Cuiyúsuru
29 de Julio	Tititzu	Quitzocho
26 de Agosto	Sin nombre (breve)	Quitzocho
26 de Agosto	Sin nombre (breve)	Taquí
18 de Septiembre	Sin nombre (breve)	Taquí
2 de Octubre	Sin nombre (breve)	Ahúan

La secuencia de eventos del período Quitzocho es la siguiente:

- ⊕ Aparición de una densa columna de ceniza.
- ⊕ Cambio rápido a una gran actividad explosiva con disminución de la columna eruptiva.
- ⊕ Ruptura de una sección del cráter o del cono.
- ⊕ Aparición del flujo de lava.
- ⊕ Regreso a la columna eruptiva usual.

Después del primer mes de actividad el cono había crecido lo suficiente para que los flujos de lava no pudieran romper las bases de las paredes.

La obstrucción de los orificios del cráter fue por el lanzamiento de bombas con pocas cenizas a donde había muchas cenizas. En estos episodios los gases escaparon por el flujo de lava. Con los escombros se formó un cono más estable, pero la salida de cenizas y gases era impedida.

De acuerdo a los cálculos que se hicieron de los materiales emitidos, se calculó para la ceniza una densidad de 1500 kg/m³, para el lapillo fino 1250 kg/m³. Para el cono el cual está constituido por granos finos y gruesos de material pumítico se calculó una porosidad del 60%.

Tabla 2. Cálculos hechos por Foshag sobre los volúmenes en flujos de lava y depósitos de ceniza.

Evento	Millones de ton³
Flujo Quitzocho	6
Flujos Pastouri y Mesa del Corral.	3
Flujo Parícutin	2
Flujo Lagunita	10
Quitzocho Ridge	6
Flujos de Octubre a Septiembre	3
Ceniza	
Cono	110
Manto	313

Tabla 3. Promedio de expulsión de cenizas y lava (Foshagy González-Reyna, 1956)

Promedio de lava/minuto	1300 ton ³ x 106
Promedio de ceniza/minuto	1200 ton ³ x 106

En los estratos de ceniza había fragmentos de vidrio moldeados aerodinámicamente, los cuales corresponden a pequeñas gotas de material fundido que es expulsado por los volcanes y que se solidifican en el aire, a estos fragmentos la gente les llamaba “pajaritos”. (Foshag y González-Reyna, 1956).Figura 2.8



Figura 2.8: Testigos presenciando la explosión del volcán, se pueden observar piroclastos lanzados, muchos de ellos solidificaron mientras viajaban en el aire. (Foshag y González-Reyna, 1956).

El período de crecimiento del cono termina con el surgimiento de nuevas grietas u orificios, las grietas Sapichu, en el flanco noreste del cono.

Período Sapichu.

El periodo duró 2 y medio meses, del 18 de octubre al 8 de enero de 1944. La principal actividad cambió el orificio que se abrió cerca de la base noreste del cono, con esto se redujo la actividad en el cono central. Al nuevo cono le llamaron los habitantes Tarascos “Sapichu” que quiere decir pequeño.

La actividad eruptiva en este periodo fue regular. Las explosiones de los orificios ocurrían a intervalos regulares lanzando fragmentos de lava viscosa a una altura de 300 m.

El Sapichu tenía forma de luna o de herradura, esto fue debido al tipo de explosiones durante el evento. El tipo de actividad eruptiva era estromboliana.

Se podían observar columnas de ceniza a intervalos no mayores a 10 segundos, las columnas eran a veces pardas a negras y muy densas, alcanzando una altura de unos cuantos cientos de metros.

En este periodo había dos orificios activos, del borde noreste emanaban nubes de color blanco (vapor).

El flujo de lava del Sapichu cubrió un área de más de 3 km² estimándose en 38.5 millones de toneladas métricas, los bloques más grandes tenían un volumen de

300 m³. Cubrió flujos anteriores como el flujo Lagunita (junio a julio de 1943) y una parte del flujo Quitzocho (febrero a marzo de 1943), también cubrió las tierras de Corúngaro, Turúmbaro, Churingo, Terúpica. Tipácuaro, Cheraquijando, Piedra del Sol, Nitzicátaró, Chorétiro, La Lomita y El Pajarito extendiéndose hasta el antiguo camino Uruapan-San Juan Parangaricutiro.

Período Taquí

El flanco suroeste del cono mostró una emisión de menor importancia de lava el 26 agosto de 1943, la actividad persistente comenzó el 7 de enero de 1944, con el brote de los respiraderos del Taquí. Este brote continuó inmediatamente después del cese de la actividad en el respiradero del Sapichu, así el orificio Taquí se convirtió en el más constante emisor de lava del Parícutin.

La emisión de lava de los orificios Taquí alternó con algunos flujos del orificio Ahuán, correspondiente al anterior Pastouriu y Mesa del Corral, que fue situado directamente en el lado opuesto del respiradero de Sapichu y probablemente sobre la misma grieta. Por esto se incluyó la actividad de Taquí y Ahuán en el período Taquí.

La actividad de Taquí comenzó con el surgimiento de lavas provenientes de tres respiraderos pequeños en la base suroeste del cono, cercanos. Los numerosos flujos y las lengüetas de la lava emitidos por estos respiraderos (la mayoría de los cuales no aparecieron directamente en el lugar) aparecían en superficie a distancia, fluyendo debajo de la corteza solidificada.

El más grande de estos flujos, llamado “Flujo Taquí” tiene una longitud total de 10 km. aproximadamente y cubre el área sobre las tierras de cultivo de San Juan Parangaricutiro y Parícutin. Es difícil estimar el total de lava expulsada durante el período de Taquí, ya que el espesor medio de las lavas no es bien conocido. La parte más gruesa quedó sobre el Llano de Quitzocho alcanzando casi 60 m. El área cubierta por los flujos de este período, a julio de 1945, era 17 km².

Al final de este período el cono tenía una elevación aproximada de 340 metros sobre el terreno original, el diámetro en su base era de 1 km. y el de su cráter era de 400 m. El cráter mostró mayor actividad durante el Período Taquí que durante el Período Sapichu, pero considerablemente menos que durante el período de Quitzocho.

Durante el período Taquí, la actividad explosiva era errática, en ocasiones alcanzaban breves periodos violentos similares a los del Período Quitzocho pero que

terminaban siempre en emisiones débiles, aun más que las del Periodo Sapichu. Sus columnas eruptivas contenían vapor frecuentemente y raras veces ceniza. Los tipos de bombas y cenizas expulsados eran similares a los de los periodos anteriores. El cono demostró poco aumento en su elevación, esto se debió a que el depósito de material era afectado por deslizamientos y erosión por lluvia.

La característica más llamativa del período Taquí era el crecimiento de volcancitos y de hornitos en la superficie de los flujos de lava (Taquí y Ahuan). Éstos debieron su origen, quizás, a que los respiraderos reales de la lava se enterraron, permitiendo que ésta se moviera en canales bajo la nueva corteza. Esto forzó a labrar diversos conductos y a buscar un escape para la liberación de gases (combustibles) que se manifestaban como llamas, formando a los “volcancitos” y “hornitos”.

Cuatro y medio meses transcurrieron desde que la lava salió a la superficie hasta que alcanzó las cercanías de San Juan Parangaricutiro.

Una característica destacable de estos flujos fue su avance subcortical, durante este tiempo; después de una pausa de 3 meses, la lengüeta de Parangaricutiro (Fig. 2.9) explotó debajo de su cubierta de escombros y de escoria (cerca de la base de Cerro de Equijuata) a cerca de 5 km. de su fuente original.

2.3.4. Derrames de lava.

A continuación se describe la erupción del Parícutin de acuerdo a Foshag y Gonzalez-Reyna (1956).

Primeras lavas

Durante el periodo formativo temprano, las lavas que fluyeron por los orificios del Parícutin fueron basálticas y de tipo AA, estas lavas se iban haciendo más silíceas, las lavas iban del gris claro al negro y en ocasiones en tonos pardos donde el vapor había oxidado al hierro. Todas las lavas del Parícutin eran de grano fino, afaníticas, con algunos fenocristales dispersos de olivino e hiperstena. Los fenocristales de olivino (subhedrales y euhedrales) siempre estaban presentes igualmente magnetita y picotita. Los grandes cristales de plagioclasa tenían un promedio de composición de Albita⁴⁹ que cambia a Albita⁵³ en pequeños cristales a Albita⁷⁰ en los muy pequeños (Delgado, 2002).

Derrame de lava de julio de 1944

El derrame de lava es de tipo AA y muestra algunos bloques de consolidación diferenciada que se caracterizan por mostrar una textura variable desde afanítica porfídica con fenocristales de olivino hasta material escoriáceo de mediana densidad.

Las temperaturas medias que alcanzaron estas lavas fueron de ~1000 C. La lava esta constituida por una andesita basáltica (54.88%-60.38% de SiO₂); con fenocristales de olivino y plagioclasa de 0.55 mm, los cuales observándolos al microscopio petrográfico, están incluidos en una matriz microcristalina compuesta por plagioclasa, olivino, clinopiroxeno y vidrio. Las lavas muestran un espesor de más de 13 metros y cubrieron parcialmente la parroquia orientada este-oeste.

Derrames nor-occidentales del Parícutin

Estas lavas se emplazaron durante el periodo Taquí-Ahuan (8 de enero de 1944 – 12 de enero de 1945) y cubrieron en su totalidad al poblado del Parícutin, el cual se localizaba aproximadamente a 1 kilómetro

El máximo avance septentrional de los derrames se llevó acabo durante las primeras semanas de 1945 y posteriormente se emplazaron sobre los derrames preexistentes incrementando solo de forma gradual el espesor. Los contactos entre los diferentes derrames históricos de lava no son fácilmente identificables.

2.3.5. Fumarolas.

Se describen las fumarolas del volcán Parícutin de acuerdo con Foshag y González-Reyna, (1956).

Fueron abundantes en los primeros flujos de lava, numerosas en la periferia de los flujos pero raras dentro del flujo mismo. Las fumarolas en el flujo Quitzocho persistieron por más de un año, éstas mostraban temperaturas de 105°C a 400°C, se encontró que las emanaciones de temperaturas entre los 100 y 250 grados eran ácidas y producían un olor a ácido clorhídrico, mientras que las fumarolas con temperaturas de 250 °C a 430 °C eran alcalinas y producían un olor a amoniaco.

Las fumarolas ácidas de baja temperatura son asociadas con lavas que se alteraban a colores rojizos y que se rodeaban de aureolas de sales de colores, las alcalinas de alta temperatura mostraban menos alteración.

Además de estas fumarolas habían orificios que sólo producían vapor, se cree que la lava caliente entraba en contacto con suelo húmedo o con alguna fuente subterránea de agua. Tres tipos de emanaciones podían distinguirse, las de vapor que eran puramente blancas, las de color azulado que contenían finas partículas de sólidos condensados y las oscuras que contenían gran cantidad de ceniza. Las fumarolas de alta temperatura de 1100 °C a 1200 °C se asociaron a los hornitos del flujo Taquí, en ocasiones dispersaban sobre la superficie de las lavas capas amarillas y naranjas.

Se tuvieron eventos sineruptivos, los cuales son los que ocurrieron durante todo el evento volcánico en el valle de los poblados Parícutin y San Juan Parangaricutiro. Se enlistan los 8 de mayor importancia para este tipo de estudio:

- ⊕ Apertura de fisuras.
- ⊕ Sismos.
- ⊕ Construcción y destrucción de edificios volcánicos, estabilidad.
- ⊕ Explosiones (sonidos), emisiones de cenizas y caída de cenizas.
- ⊕ Lanzamiento de bombas.
- ⊕ Emisión de flujos de lava.
- ⊕ Tormentas eléctricas asociadas a nubes de ceniza.
- ⊕ Lluvia ácida.

Los eventos que ocurrieron una vez que concluyó la erupción se les llama posteruptivos, estos involucran aspectos erosivos en los acuíferos, vegetación, la fauna, morfología y los ligados a las actividades antrópicas, es decir, los que modificaron la vida diaria de los nativos de la zona Tarasca.

2.3.6. Depósitos piroclásticos de caída y canales de erosión

Se describen los depósitos piroclásticos y canales de erosión del volcán Parícutin de acuerdo con Foshag y González-Reyna, (1956).

Si se sigue el camino amplio en dirección norte a sur (mirando el volcán) la pendiente aumenta gradualmente y en diferentes puntos puede apreciarse la estratificación rítmica y en ocasiones graduada de los depósitos piroclásticos.

El espesor de estos depósitos de ceniza es muy variable y puede alcanzar hasta 50 metros en algunos puntos. Después de la aparición de pequeños canales de erosión

que muestran los estratos de ceniza, el mejor punto para observarlos es en la base del cerro Canicjuata. Desde ese punto se observan amplios canales de erosión que permiten apreciar en gran parte la sucesión estratigráfica de los depósitos de caída con horizontes graduados, bombas volcánicas y tefra semi-consolidada.

Los canales de erosión estudiados durante el proceso de erupción del Parícutin se formaron por un proceso de degradación caracterizado por un incremento gradual que variaba en su profundidad y ensanchamiento por metros en pocos meses, debido a las características deleznable de las cenizas.

Era durante el período Taquí que había oportunidades ocasionales de ascender el cono y de observar la configuración y la actividad del cráter, se observó la presencia de un respiradero persistente y permanente cerca del borde del sudoeste del cráter, los orificios reales de los respiraderos eran asombrosamente pequeños, considerando el tamaño de la columna eruptiva emitida. El carácter de la columna eruptiva en el tiempo también fue condicionado por la configuración interna del cráter.

Donde estaban abiertos los orificios eruptivos, resultó una columna del vapor libre, o cargado solamente levemente con ceniza, si el orificio eruptivo era taponado con la ceniza y los escombros, la columna eruptiva salía cargada con la ceniza.

Durante los 18 meses que el período de Taquí estuvo en observación no hubo cambio inusual en la actividad del volcán, se había colocado en una actividad rutinaria y regular, la actividad, aunque continua, fue reducida considerablemente, y el cono adquirió tal grado de estabilidad que llegó a ser difícil cambiar radicalmente su configuración o tamaño; el Parícutin ya era un volcán bien establecido.

La erupción del Parícutin se da por terminada en 1952, habiendo cubierto con flujos de lava un área de 14 km² (Figura 2.9) con espesores máximos de 150 metros y miles de kilómetros cuadrados en los terrenos adyacentes cubiertos con material piroclástico de tamaño variable.

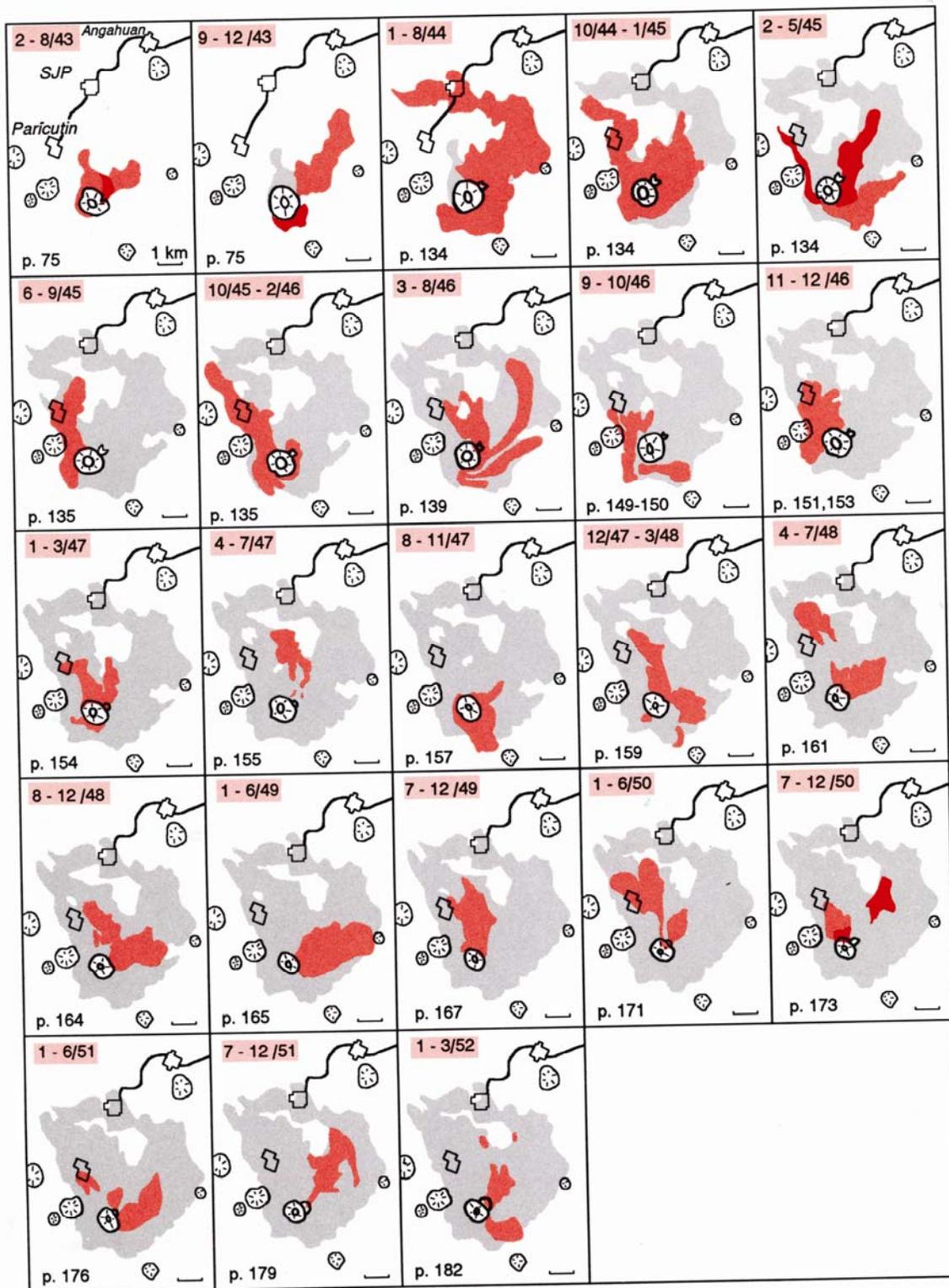


Figura 2.9. Desarrollo del campo de las lavas cerca del volcán Parícutin. El área con sombreado gris es el campo de lava que existente al inicio de cada periodo. El área con rojo muestra el nuevo flujo de lava. Donde se ve un color más oscuro hay dos campos más jóvenes. Modificado de Luhr y Simkin, 1993.

2.3.7. Estudios de Erosión.

Se hace una descripción de la erosión que se tiene en la zona del Parícutin de acuerdo con Segerstrom, (1950).

Topografía y Fisiografía antes de la erupción.

El cono del Parícutin esta al este de un hueco de 15 km entre el Cerro de Angahuán (3,292 m de altura) y Cerro de Tancítaro (3,842m de altura). El Parícutin salió 5 km al sur del valle de San Juan Parangaricutiro y en la parte norte del Cerro de Tancítaro. Antes las cuencas aisladas en esa región eran normales, pero se ha incrementado el drenaje y ayuda al río Itizícuaru al oeste y al Río Cupatitzio al este.

Todos los grados de diseminación se pueden ver en los conos vecinos del Parícutin, de los cuales no hay menos de 35. Todos los conos, excepto Cutzato y algunos otros, tienen cráteres con brecha, los cuales probablemente, fueron formados no por erosión, sino por movimientos de lava debajo de los conos que causaron que parte de sus flancos se movieran hacia arriba.

Los flujos de lava formaron acantilados que iban de San Juan Parangaricutiro hasta Cerro Tancítaro al sur y Cerro Angahuán al norte. Los acantilados tenían rangos de 15-75 m, por lo regular eran de 15-20 m de alto, no eran verticales y tenían una inclinación de 45°.

Efectos de la erupción en el flujo de agua-tierra.

1. La tierra que estaba en el área fue desapareciendo, posiblemente por los temblores asociados con la erupción.
2. Los primeros productos del volcán Parícutin fueron cubiertos por cenizas del mismo volcán.
3. El agua fue recorriendo el área sobre los arroyos que se fueron formando por la erupción.
4. La permeabilidad del manto de ceniza, al reducir pérdidas de evaporación, logro que se tuviera más disponibilidad de agua.
5. Se hizo un manto de agua entre el contacto de ceniza permeable y la menos permeable y también para algunas capas finas de cenizas.

Productos Eruptivos.

Cono cinerítico.

El cono se formó por sucesivas capas de materiales piroclásticos, tiene una inclinación de 31-33°. La garganta del agujero explosivo está compuesto de aglomerado. Dentro de la base hay lava masiva. Se tenía lapilli, escoria, conos de escoria y superficie de material no clasificado. Esto fue producido cuando una erupción de material fino siguió después por lluvia intensa.

Flujos de lava

Hay una notable diferencia entre la lava del sur y norte. La inclinación del sur favorece la formación de caminos estrechos hacia el filo de la lava. La lava que esta en el norte tiene una inclinación en capas anchas.

A continuación se describe el ciclo de eventos de la parte sur de la lava:

1. Un nuevo flujo de lava deja una forma de V entre lado y lado de la colina adyacente.
2. La depresión se llena por ceniza retrabajada de la inclinación de la columna.
3. Un nuevo barranco se forma en la lava y corta a través de la ceniza hacia abajo de la tierra pre-existente
4. Un nuevo flujo de lava sigue el nuevo barranco, lo llena y lo cimenta, forma una nueva depresión y con esto se inicia un nuevo ciclo.

Hay dos factores que influyen en la formación de esta lava: la permeabilidad de la lava y el gradiente de la depresión a lo largo de la frontera de la lava.

En la tabla 4 se puede ver el volumen de la ceniza del Parícutin para áreas con diferentes isopacas, y en la figura 2.10 se puede ver la localización de las isopacas.

Tabla 4. Volúmenes de la ceniza del Parícutin según croquis de Segerstrom.

Área	Tamaño de área (m²)	Volumen de ceniza (m³)
Cono Parícutin		0.125
Dentro de 12 m isopacas	2.7	0.16
Dentro de 5m isopacas	7.5	0.20
Dentro de 50 cm isopacas	119	0.34
Dentro de 25 cm isopacas	233	0.38
Dentro de 8 cm (Los Reyes)	750	0.45
Dentro de 1 cm (Jiquilpan)	6,000	0.60
Dentro de 1mm isopaca	60,000	0.65

(Gudalajara)

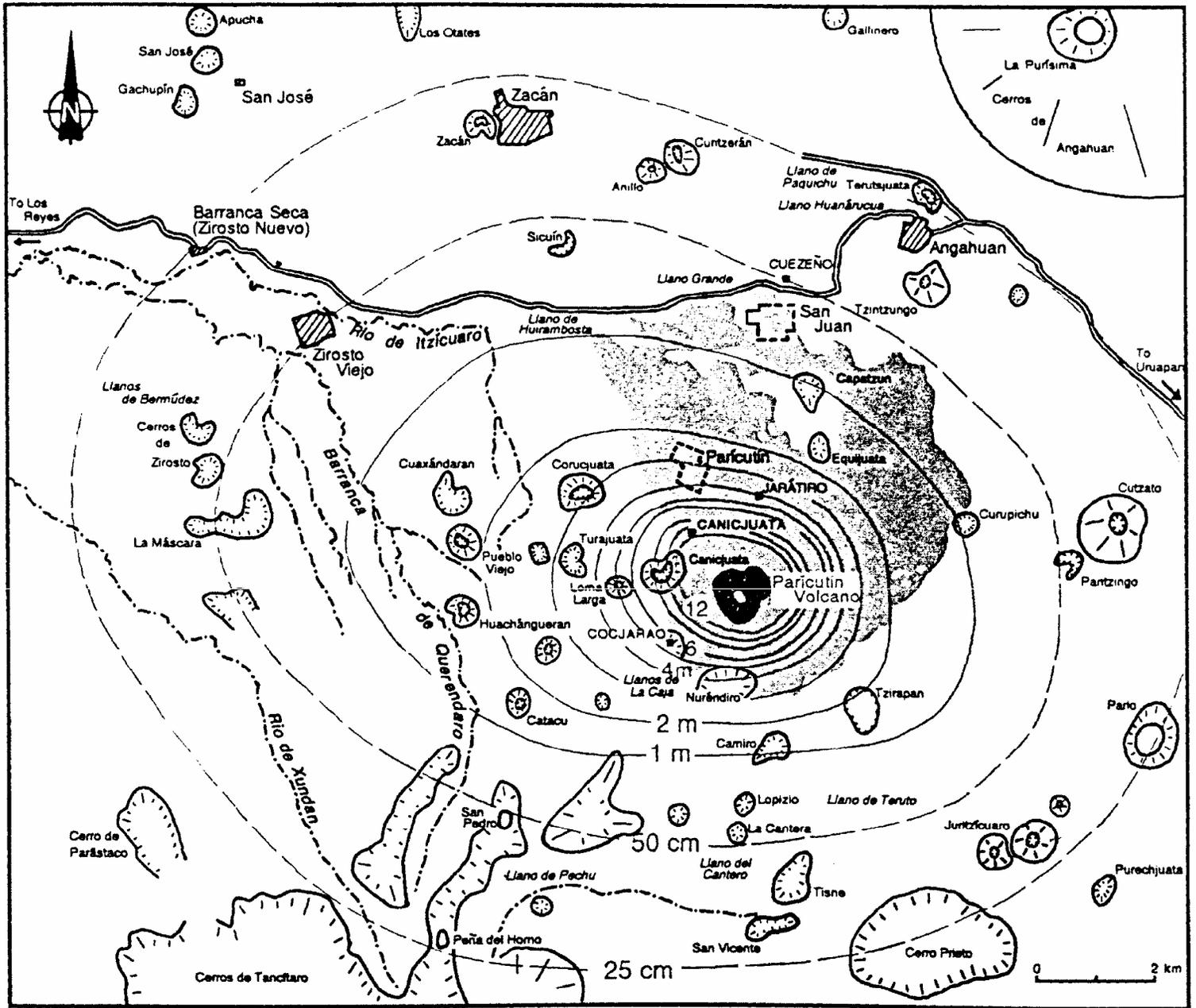


Figura 2.10. Espesor de ceniza (de octubre de 1946), cono, campo de lava, ríos y nombres de la localización del área del Parícutin (Tomada de Segerstrom 1950).

Movimiento de Masa.

Reptación.

Cuando la inclinación de la ceniza es mayor que 32° , el cual es el ángulo de reposo de la ceniza del Parícutin se tiene una reptación (Figura 2.11). Por esta razón los árboles se inclinan.



Figura 2.11. Parte norte del cerro de Canicjuata, mostrando el efecto de la reptación, se logra ver como se inclinan los árboles por la forma en que se encuentran las cenizas. Se encuentra a 1 km NW del volcán Parícutin. Segerstrom, (1950).

Derrumbe

La reptación es una manifestación de deslizamiento lento, debido a que un derrumbe en el sentido usual es un descenso brusco de volumen grande material del declive, dejando una pared cóncava en la cabecera de la inclinación.

Los derrumbes han estropeado la ceniza la ceniza de grandes áreas en lados de barrancas del Zirosto (8 $\frac{1}{2}$ km NW del volcán).

Flujo de lodo

Se tiene una buena clasificación de los granos, la capa permeable absorbe la suficiente agua para dar fluidez y lubricación, la cual proviene del volcán.

El flujo de lodo representa un intermedio entre la reptación y un lavado de capa. El flujo de lodo baja hasta que pierde la suficiente agua para perder fluidez. (Figura 2.12)



Figura 2.12. Flujos de lodo entre el Cerro de Jarátiro y el volcán Parícutin. El flujo más largo mide aproximadamente de ancho 50 cm. Tomado de Segerstrom (1950).

Bancos de arroyos.

Se da por el movimiento de material de su base. Si el arroyo fluye de la base de un banco vertical, cortando la base, una tajada rompe dejando una pared vertical del arroyo. (Figura 2.13)



Figura 2.13. Bancos de arroyos del lado del Arroyo de Ticuiro, 5 ½ km NNW del volcán. Tomado de Segerstrom 1950.

Ciclo de erosión.

La etapa inicial se describe por la erosión de arroyuelos. En la siguiente etapa se tiene un drenaje paralelo el cual es destruido por bifurcaciones complejas. En cada lluvia se tiene notables cambios en la bifurcación y arroyos. Exceptuando el material removido uniformemente por erosión, los interflujos representan la superficie original del área de la ceniza depositada.

En la tercera etapa, madurez, los interflujos de los conos antiguos pierden su superficie lisa.

La cuarta etapa es de diseminación es caracterizada por incremento de interflujos con facetas triangulares cada vez mayores.

En la quinta etapa las facetas son removidas por material cortante, acompañados por interflujos y desarrollo de barrancas anchas en las cenizas.

La sexta etapa puede ser considerada el periodo donde los últimos remanentes de mantos de ceniza.

3. Teoría del Radar de Penetración Terrestre.

Para entender la forma en que funciona el RPT, a continuación se hará una breve explicación. El RPT emite un haz de radiación electromagnética por medio de un transmisor de radio de alta frecuencia (Figura 3.1). Los objetos que se encuentran en la trayectoria de este haz reflejan las ondas hacia el transmisor. El radar se fundamenta en la reflexión de ondas, es decir en las ecuaciones de Maxwell, las cuales fueron planteadas en 1864, pero quedaron demostradas hasta 1886 debido a los experimentos del alemán Heinrich Hertz (Russel, 1997).

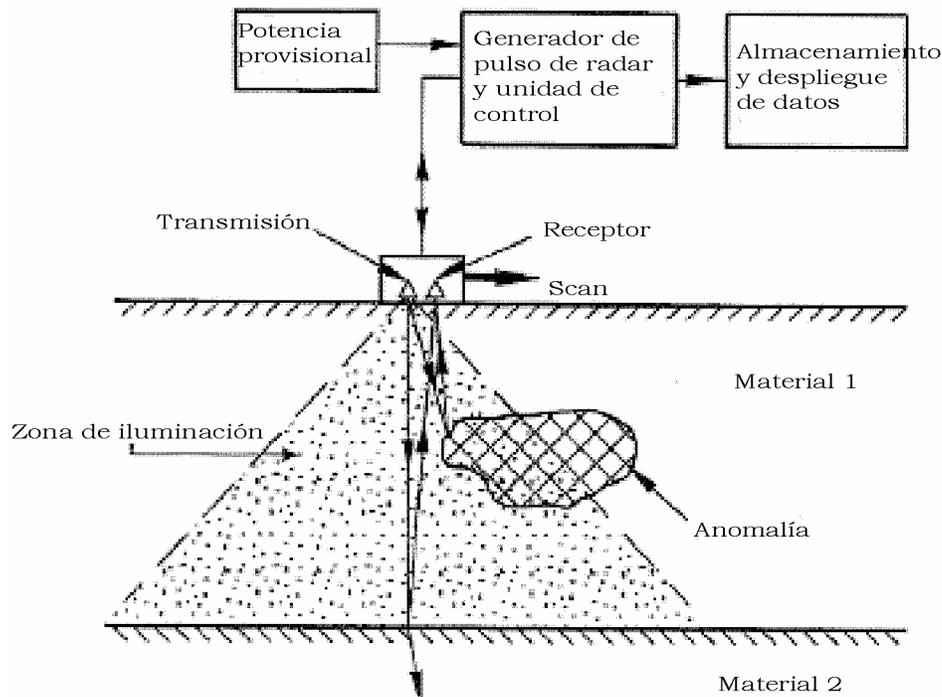


Figura 3.1. Esquema donde se muestra la forma en que trabaja el RPT, mandando la onda electromagnética y recibéndola para poder obtener los datos de la superficie Russel (1997).

La reflexión ocurre cuando la onda Electromagnética pasa de un material a otro, esto se logra ver debido al contraste de las propiedades eléctricas entre cada material. La magnitud de la reflexión depende del contraste eléctrico entre cada material (Muller, 2002).

El RPT genera una sucesión de trazas. Una traza es la gráfica de la magnitud de las ondas reflejadas en un tiempo después de cada pulso. Un radagrama es el

despliegue de una traza después de otra con la intensidad de la señal reflejada (Muller, 2002). Como la onda electromagnética viaja muy rápido, el RPT debe tomar los datos de forma rápida, por esto el tiempo es medido en nano-segundos.

El RPT está compuesto por un transmisor, una antena, un receptor y un indicador. El transmisor emite ondas electromagnéticas a través de una antena que concentra las ondas en un haz coherente apuntando en la dirección deseada, la antena genera una diferencia de voltaje que varía con el tiempo, con una duración corta y con una frecuencia central. Las antenas del RPT transforman la señal de voltaje en una onda electromagnética que va al subsuelo. La onda electromagnética se refleja por el medio de acuerdo a sus propiedades eléctricas y estas reflexiones son captadas mediante otra antena, la señal de voltaje se registra en función del tiempo (Annan, 1992; Annan y Chua, 1992). La onda capta la energía contenida en la señal y la envía al receptor. Mediante un proceso de amplificación y tratamiento informático el receptor del RPT genera una señal en el dispositivo de visualización (Russel, 1997).

La resolución de los datos que se tomen se controla por medio de la longitud de onda de la propagación de onda electromagnética en la tierra. La longitud de onda tiene que ver con el incremento de la frecuencia, es decir cuando se tiene una frecuencia alta, se tiene una longitud de onda más corta y por lo tanto una mayor resolución pero poca profundidad, y viceversa. La detección de objetos en la tierra depende del tamaño de los objetos que se están buscando, su forma, la orientación relativa a la antena, el contraste con el medio y también del ruido que se tenga en la señal.

Las antenas emiten ondas electromagnéticas mediante un transmisor (Figura 3.2), adaptando la entrada de la señal de voltaje al medio, y mediante un receptor adapta las reflexiones a una señal de voltaje de salida (Peterson et al., 1998; Taflove, 1998).

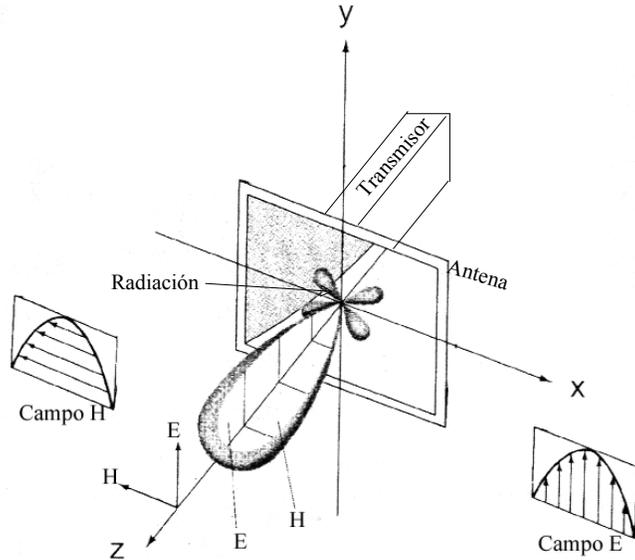


Figura 3.2.- Modo de radiación de las antenas, en un sistema RPT. (Peterson et. Al., 1998 y Taflove, 1998)

Las señales de entrada y de salida se relacionan por medio del factor de eficiencia del sistema Q (Ec. 3.1), el cual es una medida de la proporción de la energía generada P_{TX} y la energía registrada P_{RX} , medida en decibeles (Annan, 1992; Annan y Chua, 1992)

$$Q = \left[\frac{P_{TX}}{P_{RX}} \right] \quad \text{Ec. 3.1}$$

La ecuación del Radar es necesaria para entender el factor de referencia (Annan, 1992; Annan and Chua, 1992):

$$P_{RX} = \frac{\xi_{TX} \xi_{RX} G_{RX} G_{TX} g \sum A e^{-4\alpha h}}{(4\pi h)^2} P_{TX} \quad \text{Ec. 3.2}$$

Para un dipolo:

$$A = \frac{\lambda^2}{4\pi} \quad \text{Ec. 3.3}$$

Donde:

ξ_{TX} : Eficiencia del transmisor.

ξ_{RX} : Eficiencia del receptor.

G_{TX} : Ganancia directiva del transmisor.

G_{RX} : Ganancia directiva del receptor.

La ecuación del radar (Ec. 3.2) describe la forma en que los parámetros del sistema se combinan con los parámetros del medio para determinar el nivel de energía

que el sistema registra, entonces el factor de eficiencia determina la región en la que el RPT puede ver y detectar anomalías de ciertas características (Annan, 1992).

La energía que se emite del transmisor a la antena, tiene pérdidas, las cuales son calculadas mediante la eficiencia del transmisor (ξ_{TX}). La energía perdida se transmite al subsuelo mediante el patrón de direccionalidad de la antena, el cual, por lo regular se le llama directividad de la antena o ganancia directiva (G_{TX}) (Díaz, 2003). La energía se propaga en el medio y se atenúa por pérdidas eléctricas y por la dispersión esférica del frente de onda, además de que parte de la energía es dispersada por el medio ($e^{-2\alpha h}/4\pi h^2$). La energía que es reflejada depende del objetivo y de la función de ganancia (ΣA y g). La señal adquirida por el receptor depende de la direccionalidad de la antena y el área efectiva (G_{RX}) y ésta señal es reducida por el factor de eficiencia (ξ_{RX}) de la antena receptora (Annan, 1992; Annan y Chua, 1992).

3.1. Ecuaciones de Maxwell.

En las ecuaciones de Maxwell se describe el desplazamiento de las corrientes de acuerdo a la ley Ampere. (Nathan, 2004).

Algunas de las principales características que tienen las ecuaciones de Maxwell son:

- ⊕ Interdependencia de los campos eléctricos y magnéticos.
- ⊕ Existencia de ondas electromagnéticas.
- ⊕ Velocidad finita de propagación de ondas electromagnéticas.
- ⊕ La propagación en el vacío es a la velocidad de la luz, y la luz es una onda electromagnética.

Las ecuaciones de Maxwell determinan:

- ⊕ Efectos de transmisión.
- ⊕ Reflexión.
- ⊕ Atenuación.
- ⊕ Dispersión.

Para poder ver la importancia de las ecuaciones de Maxwell, se va a hacer un breve análisis de las ecuaciones de campo. (Ida, Nathan, 2004).

Tabla 5. Ecuaciones de Maxwell

Ecuaciones de Maxwell
$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t}$
$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t}$
$\nabla \cdot D = \rho_v$
$\nabla \cdot B = 0$

Donde:

H es el vector de Intensidad magnética [A/m]

B es el vector de flujo magnético o inducción magnética [T=Wb/m²]

E es el vector de intensidad eléctrica [V/m]

D es el vector de flujo eléctrico o inducción eléctrica [C/m²]

J es el vector de densidad de corriente (conducción) [A/m²]

ρ es la densidad de carga [C/m³]

$$\nabla \times E = -\frac{\partial B}{\partial t} \quad \text{Ec. 3.4}$$

La ecuación 3.4 relaciona intensidad eléctrica con la variación de la inducción magnética. Se le conoce como *la ley de la inducción electromagnética de Faraday*, establece que un campo magnético puede producir una corriente en una trayectoria cerrada si el flujo magnético está variando con el tiempo. Por medio de la ley de Lenz se puede explicar el signo negativo de esta ecuación, el voltaje inducido por el flujo del campo variable B, este tiene una polaridad tal que la corriente establecida en una trayectoria cerrada dé lugar a un flujo que se opone al cambio de flujo magnético, esto quiere decir que cuando el conductor magnético se mueve va a tener una fuerza magnética que se oponga al movimiento (Escobar-Salguero y Cortés-Soto, 2000).

$$\nabla \times H = J + \frac{\partial D}{\partial t} \quad \text{Ec. 3.5}$$

La ecuación 3.5 es la *Ley de Ampere*. El campo magnético es generado por corrientes de conducción J y por corrientes de desplazamiento $\frac{\partial D}{\partial t}$.

$$\nabla \cdot D = \rho_v \quad \text{Ec. 3.6}$$

La ecuación 3.6 es la *Ley de Coulomb*. Las fuentes del vector de inducción eléctrica son las cargas q .

$$\nabla \cdot B = 0 \quad \text{Ec. 3.7}$$

En la ecuación 3.4 las líneas del campo B son continuas y forman curvas cerradas por lo tanto se tiene una ausencia de fuentes del campo magnéticos.

Para las ecuaciones de Maxwell se tiene que:

$$D = \epsilon E.$$

$$B = \mu H$$

$$J = \sigma E$$

Donde:

σ es la conductividad eléctrica del medio medida en Siemens/m.

μ es la permeabilidad magnética medida en [H/m].

ϵ es la permitividad eléctrica medida en [F/m].

El RPT, de acuerdo al rango de frecuencia que opera, tiene corrientes de conducción pequeñas ante las corrientes de desplazamiento, pero no son despreciables. Por esto los materiales geológicos tienden a portarse como dieléctricos disipativos. (Díaz, 2003).

3.1.1. Ecuaciones de Maxwell para un medio homogéneo

Para el caso de un medio homogéneo e isotrópico, suponiendo que la permitividad ϵ , permeabilidad μ y conductividad σ son constantes, y considerando las ecuaciones de Maxwell, (Straton, 1941 y Orellana, 1974) se tiene:

$$\nabla \times E = \text{rot}E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t} \quad \text{Ec. 3.1.1}$$

$$\nabla \cdot H = \text{div}H = 0 \quad \text{Ec. 3.1.2}$$

$$\nabla \times H = \text{rot}H = \sigma E + \varepsilon \frac{\partial E}{\partial t} \quad \text{Ec. 3.1.3}$$

$$\nabla \cdot E = \text{div}E = 0 \quad \text{Ec. 3.1.4}$$

Una manera de caracterizar un medio homogéneo es en un espacio libre, es decir, en un medio homogéneo conductor no pueden acumularse cargas debido a la densidad de carga eléctrica la cual es igual a cero (Díaz, 2003). Aplicando el rotacional a la ecuación 3.1.1 y sustituyendo en 3.1.4:

$$\nabla \times (\nabla \times E) + \sigma \mu \frac{\partial E}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} = 0 \quad \text{Ec. 3.1.5}$$

Si aplicamos el rotacional a la ecuación 3.1.4 y consideramos la ecuación 3.1.1, obtenemos:

$$\nabla \times (\nabla \times H) + \sigma \mu \frac{\partial H}{\partial t} + \varepsilon \mu \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} = 0 \quad \text{Ec. 3.1.6}$$

Teniendo en cuenta la identidad vectorial $A \times B \times C = B(A \cdot C) - C(A \cdot B)$ y la cuarta ecuación de Maxwell se puede escribir:

$$\Delta E - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 E}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial E}{\partial t} = 0 \quad \text{Ec. 3.1.7}$$

$$\Delta H - \mu \varepsilon \frac{\partial^2 H}{\partial t^2} - \mu \sigma \frac{\partial H}{\partial t} = 0 \quad \text{Ec. 3.1.8}$$

Estas últimas dos ecuaciones son las ecuaciones para los campos eléctrico y magnético respectivamente. Representan la forma en que cada campo se propaga en función del tiempo y de las propiedades del medio. (Díaz, 2003)

3.2. Propiedades eléctricas de la materia.

La velocidad de propagación de la onda electromagnética, así como su amplitud tiene que ver con las propiedades eléctricas y magnéticas. Pero en la mayoría de los casos son más importantes o dominantes las propiedades eléctricas de la materia.

Las propiedades eléctricas se expresan, fundamentalmente, por medio de (Orellana, 1972):

- ⊕ Resistividad eléctrica ρ (o su inversa, conductividad σ)
- ⊕ Constante dieléctrica ϵ .
- ⊕ Permeabilidad magnética.

A cierta frecuencia, las propiedades eléctricas son predominantemente controladas por las propiedades químicas, distribución y contenido de agua. Las propiedades eléctricas entran en dos tipos básicos, uno que describe la disipación de energía y otro que describe el almacenamiento de energía. En ambos casos el movimiento de cargas está descrito por la Ecuación de difusión. (Nathan, 1995).

3.2.1. Conductividad.

Es la capacidad del material para llevar cargas. La pérdida de energía se le llama disipación y resulta del cambio de energía eléctrica en energía térmica. La disipación (pérdida de energía) resulta de la conversión de energía eléctrica a energía térmica, durante las colisiones de las cargas (Nathan Ida, 1995). Este transporte de cargas está definido por la ley de Ohm:

$$J = \sigma E \quad \text{Ec. 3.2.1}$$

Donde:

$$\sigma = \frac{1}{\rho} \quad \text{Es la Conductividad eléctrica.}$$

$$\rho = \frac{\text{densidad de corriente}}{\text{intensidad del campo eléctrico}} \left[\frac{\text{Siemens}}{\text{metros}} \right] \quad \text{Es la Resistividad.}$$

La conductividad eléctrica que se tiene en las cenizas es de 0.002421308 S/m (Víctor Hugo Garduño y Arreygue Rocha, 2003). Este valor es un promedio de las cenizas volcánicas cerca de la zona

El mecanismo más dominante de conducción eléctrica es el transporte iónico de cargas a través del agua que llena los poros en las rocas y suelos (Díaz 2003). En la Tabla 6 se muestran los rangos de conductividades eléctricas características de las rocas.

Tabla 6.- Propiedades eléctricas de los materiales (Tomado de Ulriksen, 1982; Davis y Annan, 1989; y Lorenzo, 1994).

MATERIAL	CONDUCTIVIDAD (mS/m)	PERMITIVIDAD ELECTRICA RELATIVA
Aire	0	1
Hielo	0.1-0.01	4-8
Concreto	0.015	6-9
Asfalto	0.0001-0.001	3.8
Cemento	0.01-0.1	16
Suelo arenoso	0.0001-0.001	3-25
Suelo limoso	0.0001-0.01	2.5-19
Suelo arcilloso	0.0001-0.01	2.4-15
Grava cemento	0.01-0.1	13
Conglomerado	0.025	18
Caliche	0.012	4.6
Granito	0.01-1.5	5-7
Caliza	0.5-2	4-8
Arena seca	0.01	4-6
Arena saturada	0.08-1	20-30
Arcilla seca	1.3	5
Arcilla saturada	1000	40
Esquisto	1.3-230	5-15
Basalto húmedo	0.01	8
Limo	1.8-180	10
Sal	0.013-1.32	5
Agua salada	30000	80
Agua dulce	0.5	80
Agua destilada	0.01	80

3.2.2. Permitividad dieléctrica.

La polarización dieléctrica es la fuerza que trata de mover, las cargas que han sido movidas por una fuerza externa, a su estado original. La polarización esta controlada por la permitividad eléctrica, también incrementa la densidad de flujo eléctrico en el material (Keller, 1989), por lo tanto la relación constitutiva que define el vector de desplazamiento eléctrico es (Nathan Ida, 1995):

$$D = \epsilon_0 E + P \quad \text{Ec. 3.2.2}$$

Donde:

P es el vector de polarización proporcional al campo eléctrico externo.

ϵ_0 permitividad al vacío.

También puede escribirse:

$$D = \epsilon_0 E + \epsilon_0 \chi_e E = \epsilon_0 (1 + \chi_e) E \quad \text{Ec. 3.2.3}$$

χ_e es la susceptibilidad eléctrica

$$\begin{aligned} \epsilon &= \epsilon_0 (1 + \chi_0) \\ \Rightarrow \epsilon &= \epsilon_R + i\epsilon_I \end{aligned} \quad \text{Ec. 3.2.4}$$

Sustituyendo

$$D = \epsilon E \quad \text{Ec. 3.2.5}$$

ϵ es compleja.

La parte imaginaria de la permitividad representa la disipación eléctrica. En los aislantes sólo se tiene la parte real de la permitividad, por lo tanto no se tiene disipación eléctrica. Los mecanismos de disipación en los materiales son más fáciles de describir a través del uso de la permitividad compleja, en la que se deben de incluir dos componentes de disipación. Una componente es debida a las corrientes de conducción, la otra es debida al dieléctrico, o disipación por polarización (Nathan Ida, 1995). La permitividad compleja se define como:

$$\epsilon = \epsilon_R - i \left(\frac{\omega \epsilon_I + \sigma}{\omega} \right) \quad \text{Ec. 3.2.5}$$

La parte real de la permitividad compleja (ϵ_R) es el término que por lo regular se asocia con los dieléctricos como permitividad relativa. En los aislantes (ϵ_R) es cero. En los disipativos la parte imaginaria posee dos partes, la primera provocada por la permitividad compleja es la parte representativa de la disipación dieléctrica, la segunda es debida a la conducción o disipación ohmica (Nathan , 1995).

Para medir el grado de un dieléctrico disipativo se utiliza la tangente de pérdida:

$$\text{Tan } \alpha = \frac{\omega \epsilon_1 + \sigma}{\omega \epsilon_R} \quad \text{Ec. 3.2.6}$$

En muchos dieléctricos, la disipación ohmica es relativamente pequeña mientras la disipación por polarización es pequeña en buenos dieléctricos. En la disipación dieléctrica, a micro frecuencias, domina la disipación por polarización. En materiales altamente conductivos, la disipación Ohmica es la que domina (Nathan, 1995).

En términos generales, al igual que la permitividad, la conductividad debe ser expresada en términos complejos. Aunque en la teoría electromagnética se ha tomado en asimilar a la parte compleja de la permitividad con la conductividad y la parte compleja de la conductividad con la permitividad (Keller, 1989; Ward y Hohmann, 1989). Entonces, se debe definir:

$$\epsilon = \epsilon_0 \epsilon_r \quad \text{Ec. 3.2.7}$$

Donde

ϵ_r es la permitividad eléctrica relativa

$$\epsilon_0 = 8.854 \times 10^{-12} \text{ F/m.}$$

Para obtener la permitividad relativa del material que se está estudiando, que en este caso son las cenizas volcánicas de la zona del Parícutin se multiplica la constante dieléctrica por la permitividad del vacío. La constante dieléctrica se obtuvo por medio de las trincheras, lo que se hacía era medir la velocidad de la onda electromagnética sabiendo una profundidad de cierto material observando las trincheras, esto con RPT en el campo, entonces realizando la operación se tendría:

$$\epsilon = 6.1978 \times 10^{-11} \text{ F/m}$$

Los materiales presentes en el subsuelo, que poseen moléculas dipolares, son el agua y los hidrocarburos; por esta cualidad es el agua y los hidrocarburos pueden aumentar la polarización de los materiales mediante una contribución en la permitividad (Keller, 1989).

Este comportamiento nos muestra que para frecuencias superiores a 3 GHz la permitividad de las rocas, con contenido de agua, se ve afectada.

3.2.3. Permeabilidad magnética.

Las propiedades magnéticas de los materiales son dadas por la interacción de campos magnéticos externos y el movimiento de cargas en los materiales. Los campos magnéticos son generados dentro de los materiales por los electrones en sus orbitas, estos campos equivalen a pequeños magnetos los cuales se les podrían llamar momentos magnéticos, por esto los materiales contienen un volumen de densidad de momento magnéticos. Es decir, la polarización magnética es el resultado del spin de electrón y movimiento en su órbita atómica, teniendo como resultado la pérdida de la energía y el almacenamiento de energía (Nathan, 1995).

Si el campo interno se alinea con el campo externo incrementa el campo total, cuando se oponen el campo interno y el campo externo disminuye el campo total. En la mayoría de los casos los momentos magnéticos internos se orientan aleatoriamente, en este caso el campo total interno es nulo y los materiales tienden a ser como el vacío desde el punto de vista magnético.

Todo material tiene un vector de magnetización M en la presencia de un campo magnético externo. Utilizando el vector de magnetización el vector de densidad magnética puede escribirse de la siguiente forma (Keller, 1989):

$$B = \mu_0 H + M \quad \text{Ec. 3.2.7}$$

Donde:

M = vector de magnetización

μ_0 = permeabilidad al vacío.

La ecuación de la magnetización en términos de la intensidad del campo magnético:

$$M = \mu_0 \chi_m \quad \text{Ec. 3.2.8}$$

Donde:

$\mu_0 \chi_m$ = susceptibilidad magnética del material.

A partir de la susceptibilidad magnética del material se puede escribir a la permeabilidad en forma compleja, quedando:

$$\mu = \mu_0 (1 + \chi_m) = \mu_R + i\mu_I$$

La última permeabilidad es compleja. La parte imaginaria de la permeabilidad compleja es la disipación provocada por las fuerzas magnéticas entre sí. Como no

existen corrientes magnéticas, no se puede asignar la disipación de energía como conducción magnética. La parte real representa los materiales sin disipación magnética. En medios geológicos la disipación magnética se desprecia (Keller, 1989; Ward y Hohmann, 1989)

La permeabilidad magnética se define como:

$$\mu = \mu_0 \mu_r$$

Donde $\mu_0 = 4\pi \times 10^{-7} \text{ H/m}$ y μ_r es la permeabilidad magnética relativa, o aptitud de un cuerpo o medio en relación con el vacío, de dar paso a las líneas de campo magnético. Se determina por la relación entre la inducción magnética en un cuerpo y la intensidad de campo magnético externo.

La permeabilidad magnética en la mayoría de los materiales geológicos es igual al vacío, en algunos casos que se tenga una gran concentración de mineral se tendrá una permeabilidad alta (Díaz, 2003). En la siguiente tabla se puede observar que las permeabilidades de los materiales geológicos son bajas.

Tabla 7. Lista de minerales más comunes con permeabilidades muy altas (Telford et. al., 1978).

Minerales	Permeabilidad Magnética relativa
Magnetita	5
Pirrotita	2.55
Ilmenita	1.55
Hematina	1.05
Pirita	1.0015
Rutilo	1.0000035
Calcita	0.999987
Cuarzo	0.999985
Horblenda	1.00015

3.3. Ecuación de onda plana.

El vector de propagación de onda describe la magnitud de la onda, da el número de onda, la frecuencia espacial y la dirección de propagación de onda.

En un medio homogéneo e isótropo, con parámetros μ y σ , donde se propaga un campo electromagnético, se introduce un sistema rectangular de coordenadas x, y, z con el eje z positivo hacia abajo. Suponiendo que el vector de intensidad eléctrica E , y el vector de intensidad magnética H cumplen las siguientes condiciones:

1. Los vectores E y H son constantes:

E=constante, H=constante si z=constante.

2. El campo tiende a cero cuando z tiende a infinito.

Según las ecuaciones

$$\begin{aligned}\Delta E + \gamma^2 E &= 0 \\ \Delta H + \gamma^2 H &= 0\end{aligned}\tag{Ec. 3.5}$$

Donde

γ es la constante de propagación

se puede obtener:

$$\begin{aligned}\frac{\partial^2 E}{\partial z^2} + \gamma^2 E &= 0 \\ \frac{\partial^2 H}{\partial z^2} + \gamma^2 H &= 0\end{aligned}\tag{Ec.3.6}$$

La solución de las ecuaciones 3.6 sería:

$$\begin{aligned}E &= Ae^{i\gamma z} + Be^{-i\gamma z} \\ H &= Ce^{i\gamma z} + De^{-i\gamma z}\end{aligned}\tag{Ec. 3.7}$$

Donde A, B, C y D son vectores constantes complejos que se definen con los siguientes pasos:

Analizando los exponentes:

$$\begin{aligned}e^{i\gamma z} &= e^{i(a+bi)z} = e^{-bz} e^{iaz} \\ e^{-i\gamma z} &= e^{-i(a+bi)z} = e^{bz} e^{-iaz}\end{aligned}\tag{Ec. 3.8}$$

Como e^{iaz} es una función acotada, entonces $e^{i\gamma z}$ tiende a cero cuando z tiende a cero, y $e^{-i\gamma z}$ no tiende a cero (Díaz, 2003), por lo tanto para que se cumpla la condición 2 es necesario igualar a cero B y D en la ecuación 3.6.

$$B=0$$

$$D=0$$

$$H=Ce^{i\gamma z}$$

$$E=Ae^{i\gamma z}$$

Para determinar C y A se usan las condiciones iniciales

$$z=0$$

$$A=E_0$$

$$C=H_0$$

Descomponiendo los vectores E y H en sus componentes x, y, z para representarse en forma escalar:

$$H_x = H_{0x}e^{iyz}, H_y = H_{0y}e^{iyz}, H_z = H_{0z}e^{iyz}$$

$$E_x = E_{0x}e^{iyz}, E_y = E_{0y}e^{iyz}, E_z = E_{0z}e^{iyz}$$

De acuerdo con la primera condición, de las ecuaciones 3.5, se puede llegar a:

$$\frac{\partial H_z}{\partial z} = 0$$

$$\frac{\partial E_z}{\partial z} = 0$$

Ec. 3.9

Sustituyendo estas ecuaciones en las ecuaciones 3.5:

$$E_z = 0, H_z = 0$$

Por lo que el campo electromagnético, que cae verticalmente sobre una superficie plana, siempre se encuentra en un plano horizontal (Díaz, 2003), por lo tanto los campos se escriben de la siguiente forma:

$$H_{(x,y)} = H_{0(x,y)}e^{iyz} \quad \text{Ec. 3.10}$$

$$E_{(x,y)} = E_{0(x,y)}e^{iyz} \quad \text{Ec. 3.11}$$

3.4. Propagación de ondas electromagnéticas.

La forma en que se propagan las ondas electromagnéticas en un medio tiene que ver con las propiedades eléctricas y magnéticas. Estas propiedades modifican la velocidad, amplitud, longitud de onda, entre otras cosas, de la onda electromagnética.

3.4.1. Constantes de fase y atenuación.

De las ecuaciones:

$$\Delta E + \gamma^2 E = 0$$

$$\Delta H + \gamma^2 H = 0$$

Ec. 3.5

Donde:

γ es la constante de propagación, la cual es un vector complejo que puede descomponerse en una parte real y una parte imaginaria. La parte real se llama *constante de fase* y la parte imaginaria se le llama *constante de atenuación*. La

constante de atenuación determina la amplitud de la onda Electromagnética (Orellana, 1974):

$$\begin{aligned}\gamma &= a + ib \\ \gamma^2 &= \mu\epsilon\omega^2 + i\mu\omega\sigma\end{aligned}\tag{Ec. 3.4.1}$$

Desarrollando el binomio de estas ecuaciones e igualando términos semejantes para determinar sus componentes:

$$\begin{aligned}\gamma^2 &= (a + ib)^2 = a^2 + 2iab - b^2 \\ a^2 - b^2 &= \mu\epsilon\omega^2 \\ 2ab &= \mu\sigma\omega\end{aligned}\tag{Ec. 3.4.2}$$

Resolviendo las ecuaciones simultáneamente, se puede obtener la constante de atenuación en función de las propiedades del medio (Díaz, 2003):

$$b = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2} \left[\sqrt{\sigma^2 + \epsilon^2\omega^2} - \epsilon\omega \right]}\tag{Ec. 3.4.3}$$

La constante de atenuación en función de la tangente de pérdida:

$$b = \omega \left\{ \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left[\left(\frac{\sigma}{\epsilon\omega} \right)^2 + 1 \right]} - 1 \right\}\tag{Ec. 3.4.4}$$

La tangente de pérdida es la razón entre las corrientes de conducción y de desplazamiento:

$$\text{Tan } \alpha = \frac{\sigma E}{\omega\epsilon E} = \frac{\sigma}{\omega\epsilon}\tag{Ec. 3.4.5}$$

La tangente de pérdida está en función de la frecuencia de la onda electromagnética. Este parámetro es útil en la determinación del tipo de corrientes que predominan, esto podría ser por la naturaleza del medio (σ, ϵ) y de la naturaleza de la onda electromagnética (ω) (Díaz, 2003).

La constante de fase en función de las propiedades del medio:

$$a = \sqrt{\frac{\mu\omega}{2} \left[\sqrt{(\sigma^2 + \epsilon^2\omega^2)} + \epsilon\omega \right]}\tag{Ec. 3.4.6}$$

Constante de fase en función de la tangente de pérdida, la cual determina la relación que guardan las corrientes de desplazamiento y de conducción (Orellana, 1974; Ward, S. H. y Hohmann G. W., 1989):

$$a = \omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left[\sqrt{\left(\left(\frac{\sigma^2}{\epsilon\mu} \right) + 1 \right)} + 1 \right]} \quad \text{Ec. 3.4.7}$$

Las ecuaciones que definen a la constante de atenuación y la constante de fase son directamente proporcionales a la frecuencia.

Cuando se tiene frecuencias bajas, se tiene un dominio del modo cuasiestacionario el campo electromagnético varía muy poco con el tiempo, por esta razón las constantes de fase y de atenuación son equivalente en este rango (Díaz, 2003).

Las constantes de fase y de atenuación son directamente proporcionales a la conductividad, debido a que ambas constantes aumentan con el incremento de la conductividad del medio.

La constante de fase es directamente proporcional a la permitividad eléctrica en las altas frecuencias. Mientras que la constante de atenuación tiende a hacerse constante para las altas frecuencias, siendo inversamente proporcional a la permitividad dieléctrica.

Para ver la forma en que la constante de atenuación y la constante de fase son directamente proporcionales a la frecuencia se puede ver en la figura 3.3 las ecuaciones respectivas variando la frecuencia en un rango de 1×10^{-4} a 1×10^{20} Hz, para conductividades diferentes y suponiendo un medio con permitividad eléctrica 20 veces la del vacío y una permeabilidad magnética igual a la del vacío (Díaz, 2003).

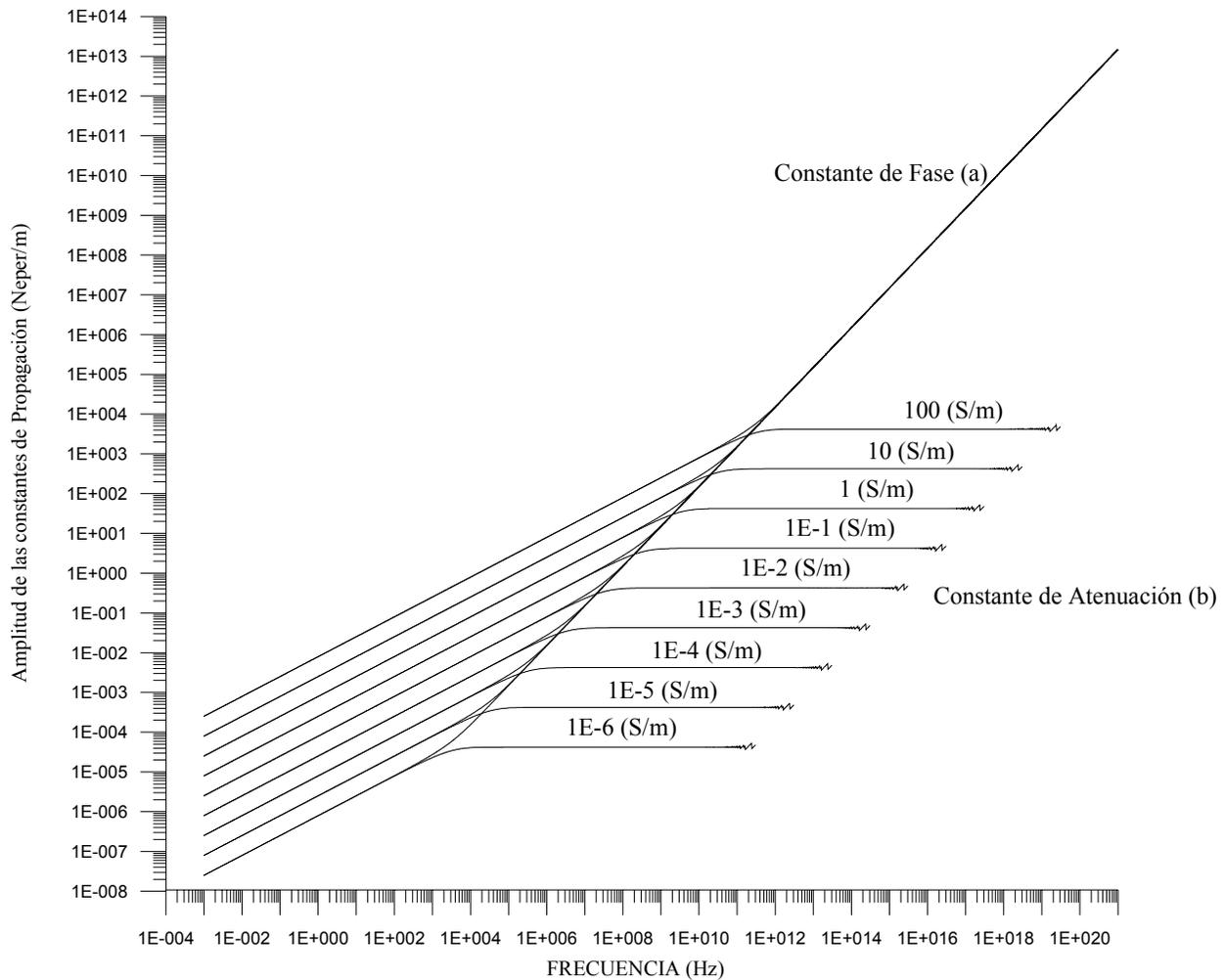


Figura 3.3. Gráfica del comportamiento de las constantes de atenuación y de fase respecto de la frecuencia de oscilación. Para una permitividad 20 veces mayor a la del vacío y una permeabilidad igual a la del vacío (Díaz, 2003).

Se puede observar que las constantes de fase y de atenuación son equivalentes en cierto rango de frecuencias (bajas), en donde se presenta el dominio de validez del modo cuasiestacionario; pues es donde el campo electromagnético varía relativamente poco con el tiempo (Orellana, 1974). Puede verse además que existe una frecuencia en la que las constantes de fase y de atenuación dejan de ser iguales, y está en relación con la tangente de pérdida.

A altas frecuencias la constante de fase tiende a hacerse asintótica respecto de la frecuencia; es decir que existe una fase igual para todos los medios (μ , σ y ϵ). Por su parte la constante de atenuación permanece constante para las altas frecuencias.

Se debe observar que ambas constantes son directamente proporcionales a la conductividad, ya que ambas constantes aumentan con el incremento de la conductividad del medio.

Analizamos nuevamente el comportamiento de estas constantes, con respecto de la frecuencia, pero ahora variando la permitividad eléctrica, y suponiendo un medio con una conductividad de 1×10^{-3} S/m y una permeabilidad magnética igual a la del vacío. (figura 3.4). Tendremos que, existe una región en la que las constantes de fase y de amplitud son iguales, y que el valor es el mismo para cualquier valor de constante dieléctrica. Es decir en la región de las bajas frecuencias las constantes de fase y de atenuación tienden a un mismo valor, que no depende de la permitividad eléctrica (Díaz, 2003).

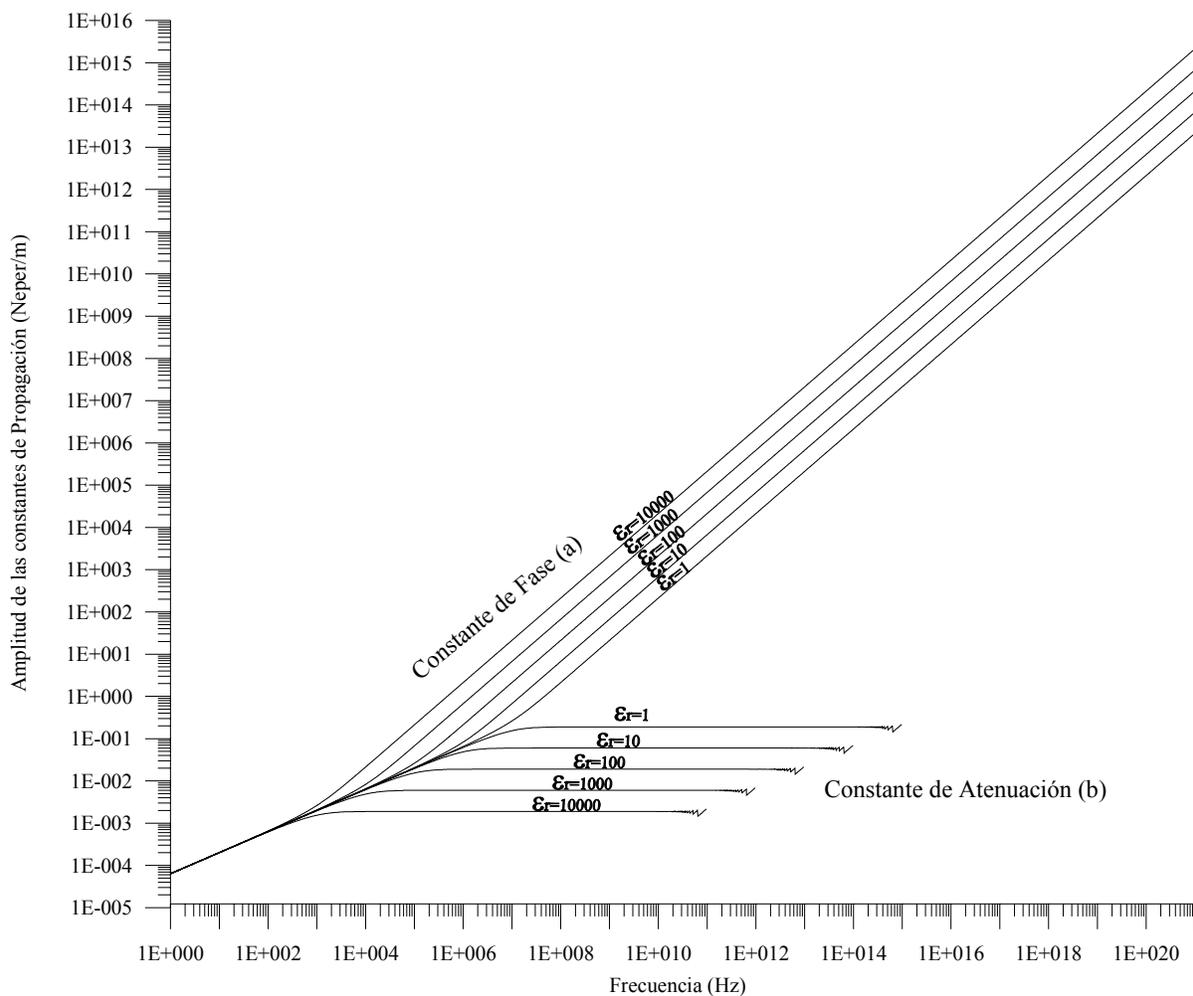


Figura 3.4.- Grafica del comportamiento de las constantes de atenuación y de fase respecto de la frecuencia de oscilación, variando la permitividad eléctrica relativa. Para una conductividad de 1×10^{-3} S/m y una permeabilidad igual a la del vacío. Tomado de Díaz, 2003.

Se observa que la constante de fase es directamente proporcional a la permitividad eléctrica en las altas frecuencias. Mientras que la constante de atenuación, al igual que el caso anterior, tiende a hacerse constante para las altas frecuencias, pero a diferencia del caso de la conductividad, ésta es inversamente proporcional a la permitividad dieléctrica.

En el caso de la constante de atenuación existe una frecuencia tal que ésta tiende a cero, y esto ocurre de manera abrupta. Esta frecuencia es proporcional a los valores de conductividad e inversamente proporcional a la permeabilidad y un factor de escala, éste factor de escala está dado por un rango de 55×10^6 - 56×10^6 . Este factor de escala puede verse como la tangente de pérdida, y ésta tendría un rango inverso al factor de escala anterior. A partir de ésta frecuencia límite es cuando el material se comporta como un dieléctrico perfecto.

Como puede apreciarse podemos dividir en tres regiones el comportamiento de la constante de atenuación, a diferencia de la constante de fase que sólo presenta dos, respecto de la frecuencia. En las bajas frecuencias ambas tienen el mismo valor y sólo dependen de la conductividad. En altas frecuencias la constante de fase sólo depende de la permitividad eléctrica, y la constante de atenuación permanece invariante ante la frecuencia pero es directamente proporcional a la conductividad e inversamente proporcional a la permitividad eléctrica; además de que ésta región es siempre delimitada por la misma banda de frecuencias. Mientras que en la tercera región, la constante de atenuación es nula, y es ésta región donde el medio se comporta como un dieléctrico perfecto (Díaz, 2003).

Para poder dar un sentido físico a las ecuaciones, se pasan al dominio del tiempo introduciendo el factor

$$e^{-i(\omega-\varphi)}$$

Donde:

φ es una fase que puede ser establecida según convenga, por lo tanto puede eliminarse del factor.

$$\text{Re}(H_x e^{-i\omega t}) = \text{Re}(H_{x0} e^{i\varphi} e^{-i\omega t}) \quad \text{Ec. 3.4.8}$$

Como H_x es una magnitud compleja:

$$H_{x0} = H_{0x} e^{i\varphi} \quad \text{Ec. 3.4.9}$$

Donde:

$$H_{x0} = |H_{0x}|$$

$\Phi = \arg H_{x0}$.

Sustituyendo 3.4.1 y 3.4.9 en $H_{\tau}^{(i+1)} - H_{\tau}^{(i)} = 0$ se tiene:

$$\begin{aligned} \operatorname{Re}\left[H_x e^{-i\omega t}\right] &= \operatorname{Re}\left[H_{0x} e^{iaz} e^{-bz} e^{i\varphi} e^{-i\omega t}\right] = \operatorname{Re}\left[H_{0x} e^{-bz} e^{i(az+\varphi-\omega t)}\right] \\ \operatorname{Re} &= \left[H_x e^{-i\omega t}\right] = H_{0x} e^{-bz} \cos(az + \varphi x - \omega t) \end{aligned} \quad \text{Ec. 3.4.10}$$

De aquí se obtiene la amplitud del campo magnético:

$$H_{0x} e^{-bz} = f(z) \quad \text{Ec. 3.4.11}$$

Y la fase del campo:

$$az + \varphi x - \omega t = \phi(z) \quad \text{Ec. 3.4.12}$$

3.4.2. Velocidad de la onda electromagnética.

El frente de fase de la onda Electromagnética es la superficie que pasa a través de puntos con iguales fases de oscilación (Díaz, 2003). De la ecuación 3.4.12:

$$az + \varphi x - \omega t = \phi(z) = \text{cte}$$

Despejando la profundidad:

$$z = \frac{\omega t - \varphi x + \text{cte}}{a} \quad \text{Ec. 3.4.13}$$

Cuando incrementa el tiempo también la profundidad, es decir que el frente de onda se mueve de arriba a abajo (Díaz, 2003).

La velocidad de propagación de una onda electromagnética es la velocidad con la que se propaga su frente de onda (Orellana, 1974). Para obtener esta velocidad del frente de onda se diferencia la ecuación de la profundidad 3.4.13 en función del tiempo:

$$v = \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\omega}{a} \quad \text{Ec. 3.4.14}$$

Se puede ver en esta ecuación que la velocidad es directamente proporcional a la frecuencia e inversamente proporcional a la constante de fase. Ahora, sustituyendo la ecuación de atenuación 3.4.7 en la ecuación de la velocidad en función del tiempo 3.4.14:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left[\sqrt{\left(\frac{\sigma}{\epsilon\omega} \right)^2 + 1} + 1 \right]}} \quad \text{Ec.3.4.15}$$

La velocidad de onda en la parte de altas frecuencias es independiente de la conductividad y la frecuencia. En la región de bajas frecuencias la velocidad es inversamente proporcional a la conductividad (Díaz, 2003).

La velocidad de onda en frecuencias altas es inversamente proporcional a la permitividad eléctrica y es constante a la frecuencia. En bajas frecuencias la velocidad es independiente de la permitividad eléctrica (Díaz, 2003).

Entonces se tiene las siguientes regiones:

- ⊕ La región de bajas frecuencias, donde la velocidad es inversamente proporcional a la conductividad e independiente de la permitividad, en esta región la velocidad es directamente proporcional a la frecuencia.
- ⊕ Región de altas frecuencias, donde la velocidad es inversamente proporcional a la permitividad e independiente de la conductividad eléctrica, la conductividad eléctrica permanece constante a la frecuencia.

La velocidad más grande que puede tener una onda es en el vacío, es decir cuando la permitividad y conductividad eléctrica alcanzan su mínimo, o en el caso en que la frecuencia sea muy grande. (Díaz, 2003).

3.4.3. Longitud de onda.

La longitud de onda es la velocidad de propagación de la onda electromagnética en el material dividida entre su frecuencia, es decir, la longitud de onda es la distancia que atraviesa el frente de onda en un periodo de tiempo (Orellana, 1974). La ecuación que define a la longitud de onda es:

$$\lambda = \frac{v}{f} = \frac{2\pi}{a} \quad \text{Ec. 3.4.16}$$

Donde:

v es la velocidad de la onda

f es la frecuencia

a es la constante de fase

Sustituyendo la constante de fase en la ecuación 3.4.16

$$\lambda = \frac{2\pi}{\omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left[\sqrt{\left(\left(\frac{\sigma}{\epsilon\omega} \right)^2 + 1} \right) + 1} \right]}} = \frac{1}{f \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left[\sqrt{\left(\left(\frac{\sigma}{\epsilon\omega} \right)^2 + 1} \right) + 1} \right]}} \quad \text{Ec.3.4.15}$$

Cuando se tiene bajas frecuencias la longitud de onda es inversamente proporcional a la conductividad. En la región de altas frecuencias la longitud de onda no depende de la conductividad. La longitud de onda es inversamente proporcional a la frecuencia (Díaz, 2003).

En bajas frecuencias la longitud de onda es inversamente proporcional a la conductividad e independiente de la permitividad. En la región de altas frecuencias la longitud de onda es inversamente proporcional a la permitividad e independiente de la conductividad eléctrica. En ambas regiones es inversamente proporcional a la permitividad e independiente de la conductividad eléctrica. En regiones de alta frecuencia y baja frecuencia la longitud de onda es inversamente proporcional a la frecuencia, pero es más susceptible en la región de las bajas frecuencias. (Díaz, 2003)

3.4.4. Profundidad de Penetración.

La profundidad de penetración del campo electromagnético tiene que ver con el amortiguamiento que tiene cada instante la función $H_{0x}e^{-bz}$, este amortiguamiento es en forma exponencial y oscila en forma cosenoidal, con periodo espacial b , de tal manera que entre mayor sea b , que es la constante de atenuación, mayor es el amortiguamiento del campo (Orellana 1974).

Entonces la profundidad de penetración δ_e es la distancia en la cual la amplitud de la onda $f(z)$ disminuye e veces, es decir, exponencialmente:

$$\frac{f(z)}{f(z + \delta_e)} = e \quad \text{Ec. 3.4.16}$$

Sustituyendo 3.4.11 en 3.4.16:

$$e = \frac{H_{0x}e^{+bz}}{H_{0x}e^{-b(z+\delta_e)}} = \frac{e^{-bz}}{e^{-b(z+\delta_e)}} = e^{b\delta_e} \quad \text{Ec. 3.4.17}$$

$$\delta_e = \frac{1}{b}$$

$$\Rightarrow \delta_e = \frac{1}{\omega \sqrt{\frac{\mu\epsilon}{2} \left[\sqrt{\left(\left(\frac{\sigma}{\epsilon\omega} \right)^2 + 1} \right) - 1 \right]}} \quad \text{Ec. 3.4.18}$$

De esta ecuación podemos observar que la profundidad de penetración también depende del periodo T de oscilación del campo. Esto es sabiendo la relación de que si tenemos un T mayor la ω es menor y con esto tenemos una mayor profundidad de penetración.

La atenuación describe como la energía se pierde o disipa, esta pérdida de energía es una transformación de un tipo de energía a otra, es decir, la energía electromagnética puede convertirse en energía térmica. La pérdida es debido a una dependencia con la frecuencia y las propiedades del medio en diferentes velocidades (Díaz, 2003).

De la ecuación se puede observar que la profundidad de penetración es inversamente proporcional a la conductividad en la región de bajas y altas frecuencias.

En la región de bajas frecuencias la profundidad de penetración es inversamente proporcional a la frecuencia e independiente de la *permitividad eléctrica*. En la región de altas frecuencias la profundidad de penetración es directamente proporcional a la *permitividad* y constante a la *frecuencia* (Díaz, 2003).

3.4.5. Impedancia.

La *impedancia intrínseca* es la relación entre los campos fasoriales E y H para una onda plana electromagnética transversal en un medio no limitado:

$$Z = \frac{E}{H} \quad \text{Ec. 3.4.19}$$

En el caso en que se tenga esta misma razón pero en el mismo punto de la onda, se le llama *impedancia de onda*.

De la ecuación de Maxwell:

$$\nabla \times E = \text{rot}E = -\mu \frac{\partial H}{\partial t}$$

Y estableciendo un modo de propagación de tipo transversal eléctrico se tiene que:

$$-\frac{\partial E_y}{\partial z} = i\mu\omega H$$

Tomando en cuenta el concepto de onda plana:

$$\begin{aligned} -i\gamma E_y &= i\mu\omega H_x \\ -\gamma E_y &= \mu\omega H_x \end{aligned}$$

Despejando:

$$\frac{E_y}{H_x} = Z_{yx} = -\frac{\mu\omega}{\gamma} \quad \text{Ec. 3.4.20}$$

A esta última ecuación se le llama impedancia de onda (Z_{xy}). Esta impedancia es un número complejo en la mayoría de los casos. Sustituyendo el valor de la constante de propagación:

$$\begin{aligned} Z_{yx} &= -\frac{\mu\omega}{\gamma} = \frac{\mu\omega}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon}\sqrt{1+i\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}}} = -\frac{\mu}{\sqrt{\mu\varepsilon}\sqrt{1+i\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}}} \\ Z_{yx} &= \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \frac{1}{\sqrt{1+i\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}}} e^{i\pi} \end{aligned} \quad \text{Ec. 3.4.21}$$

3.5. Propagación de ondas Planas en Medios Disipativos.

Para obtener la definición de la tangente de pérdida (la cual tiene que ver con las propiedades eléctricas) en función de las parte imaginarias de la permitividad se toma la definición de la constante de propagación, la cual es:

$$\gamma^2 = \mu\varepsilon\omega^2 + i\mu\omega\sigma = \mu\varepsilon(\varepsilon\omega + i\sigma) = \mu\omega^2\varepsilon\left(1+i\frac{\sigma}{\varepsilon\omega}\right) = \mu\omega^2\varepsilon(1+iTan\alpha) \quad \text{Ec. 3.12}$$

Esta expresión escrita en función de la tangente de pérdida quedaría:

$$\gamma^2 = \mu\varepsilon\omega^2 + i\mu\omega\sigma = \mu\varepsilon(\varepsilon\omega + i\sigma) = \mu\omega^2\varepsilon\left(1+i\frac{\sigma}{\varepsilon\omega}\right) = \mu\omega^2\varepsilon(1+iTan\alpha) \quad \text{Ec.3.13}$$

Para el caso de un dieléctrico disipativo se tiene que introducir las expresiones complejas de la permitividad. Esto es por que se tienen que tomar en cuenta las pérdidas de energía (Nathan Ida, 1995). Entonces tomando en cuenta las expresiones de la tangente de pérdida:

$$\text{Tan}\alpha = \frac{\omega\varepsilon_1 + \sigma}{\omega\varepsilon_R} \quad \text{Ec. 3.14}$$

Sustituyendo en la ecuación:

$$\Delta E + \gamma^2 E = 0$$

Se tendría:

$$\Delta E + \mu\omega^2\varepsilon(1+i\text{Tan}\alpha)E = 0 \quad \text{Ec. 3.15}$$

De esto se obtiene la constante de propagación:

$$\begin{aligned} \gamma^2 &= \mu\omega^2\varepsilon(1+i\text{Tan}\alpha) \\ \gamma &= \omega\sqrt{\mu\varepsilon}\sqrt{1+i\text{Tan}\alpha} \end{aligned} \quad \text{Ec. 3.16}$$

De estas ecuaciones, resolviéndolas simultáneamente, para obtener las expresiones para las constantes de atenuación b y constante de fase a :

$$\begin{aligned} b &= \omega\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{(\text{Tan}\alpha^2 + 1)} - 1\right]} \\ a &= \omega\sqrt{\frac{\mu\varepsilon}{2}\left[\sqrt{(\text{Tan}\alpha^2 + 1)} + 1\right]} \end{aligned} \quad \text{Ec. 3.17}$$

Es importante decir que las constantes de propagación poseen términos complejos, los cuales son producto de la disipación, por lo que se tienen que tomar en cuenta sus partes reales e imaginarias de las constantes. Esta sería la diferencia entre estas expresiones de las constantes de atenuación y de fase con las expresiones que se obtuvieron en el capítulo 3.4.1. Las expresiones quedarían:

$$\begin{aligned} a' &= a_R + ia_I \\ b' &= b_R + ib_I \end{aligned} \quad \text{Ec. 3.18}$$

Se toma el término $\omega\varepsilon_1 + \sigma$ como una aproximación de la conductividad, mientras que la parte real de la permitividad se considera como una aproximación de la permitividad, entonces la ecuación 3.5.3 quedaría (Nathan Ida, 1995; Keller, 1989; Ward and Hohmann, 1989):

$$\text{Tan}\alpha = \frac{\sigma}{\omega\varepsilon} \quad \text{Ec. 3.19}$$

Esta ecuación se dedujo considerando la disipación por medio de las permitividades y conductividades complejas, por eso la constante de propagación puede escribirse como:

$$\gamma = \omega\sqrt{\mu\epsilon}\sqrt{1 + \frac{i\sigma}{\omega\epsilon}} \quad \text{Ec. 3.20}$$

3.5.1. Propagación de ondas planas en dieléctricos disipativos.

En el rango de frecuencias altas del radar el almacenamiento de la energía está dado por el dieléctrico y con la polarización magnética se crea la propagación de onda.

Se tiene un dieléctrico disipativo cuando la tangente de pérdida es mucho menos a 1, $\tan \alpha \ll 1$, esto es donde las corrientes de desplazamiento son mucho mayores que las de conducción, pero estas últimas no pueden despreciarse. La conductividad no puede ser despreciada debido a que hay una disipación de la energía por las partes complejas de la permitividad y estas asignan a la parte real de la conductividad. De acuerdo con lo anterior, la constante de propagación puede aproximarse mediante una expansión en series de Taylor de la constante de propagación:

$$\gamma = \omega\sqrt{\mu\epsilon}\sqrt{1 + \frac{i\sigma}{\omega\epsilon}}$$

Se usa el teorema del binomio de Newton para determinar la constante de atenuación y de fase:

$$(1+x)^n = 1 + nx + \frac{n(n-1)}{2!}x^2 + \frac{n(n-1)(n-2)}{3!}x^3 + \dots \quad \text{Ec. 3.5.1}$$

Donde:

$$|x| \ll 1$$

$$x = i\left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)$$

$$n = 1/2$$

$$\gamma = \omega\sqrt{\mu\epsilon}\left[1 + i\frac{\sigma}{2\omega\epsilon} + \frac{1}{8}\left(\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)^2 + \dots\right] \quad \text{Ec. 3.5.2}$$

Se toma hasta el segundo término de la expansión, entonces la aproximación de la constante de propagación es:

$$\gamma \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \left[1 + i \frac{\sigma}{2\omega\varepsilon} \right] \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon} + i \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \quad \text{Ec. 3.5.3}$$

De esta ecuación se puede ver que las constantes de fase y de atenuación son:

$$\begin{aligned} a &\cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon} \\ b &\cong \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}} \end{aligned} \quad \text{Ec. 3.5.4}$$

En la constante de fase se puede manipular la frecuencia de oscilación para poder incrementar las corrientes de desplazamiento con respecto de la conducción y de esta manera asimilar un medio como no conductivo (Díaz, 2003).

Para el caso de la atenuación, la frecuencia no depende de la oscilación, entonces a frecuencias muy grandes la atenuación de la onda electromagnética tiende a hacer constante. La constante de fase aumenta con la frecuencia y se hace asintótica para cualquier rango de conductividades (Díaz, 2003).

Entonces, la velocidad de onda electromagnética sustituyendo las ecuaciones anteriores en la ecuación: $v = \frac{\partial z}{\partial t} = \frac{\omega}{a}$, se tendría:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \quad \text{Ec. 3.5.5}$$

Esta ecuación es idéntica a la ecuación de velocidad de onda electromagnética en medios dieléctricos perfectos, pero esta ecuación, a diferencia de la otra, es una aproximación para un rango de frecuencias muy grandes. Usando las definiciones de permitividad y permeabilidad relativa, se tiene:

$$v = \frac{1}{\mu\varepsilon} = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\mu_r\varepsilon_0\varepsilon_r}} \quad \text{Ec. 3.5.6}$$

Si $\mu_0=4\pi \times 10^{-7}$ H/m. Entonces la velocidad quedaría:

$$v = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\varepsilon_0\varepsilon_r}} \quad \text{Ec. 3.5.7}$$

Utilizando la ecuación de una onda electromagnética $v = c = \frac{1}{\sqrt{\mu_0\varepsilon_0}}$, la velocidad de onda en medios dieléctricos disipativos:

$$v = \frac{c}{\sqrt{\varepsilon_r}} \quad \text{Ec. 3.5.8}$$

La velocidad con la que se propaga la onda electromagnética es descrita por la velocidad de la luz en el material. La velocidad electromagnética es siempre más lenta que en el vacío, y en materiales no magnéticos la velocidad de propagación en el material es igual a la velocidad de la luz en el vacío, dividida por la raíz cuadrada de la permitividad eléctrica relativa (Annan, 1992).

Para obtener la longitud de onda:

$$\lambda = \frac{2\pi}{a} \cong \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\epsilon}} \quad \text{Ec. 3.5.9}$$

Esta ecuación es una aproximación para un rango de frecuencias muy grandes (Díaz, 2003). Haciendo lo mismo que con la velocidad de onda, para el caso del vacío la longitud de onda

$$\lambda = \lambda_0 = \frac{1}{f\sqrt{\mu_0\epsilon_0}} = \frac{c}{f} \quad \text{Ec. 3.5.10}$$

Usando las definiciones de permitividades y permeabilidades relativas, la longitud de onda se puede escribir:

$$\lambda = \frac{1}{f\sqrt{\mu_0\epsilon_r\epsilon_0}} = \frac{c}{f\sqrt{\epsilon_r}} = \frac{\lambda_0}{\sqrt{\epsilon_r}} \quad \text{Ec. 3.5.11}$$

Sustituyendo en la ecuación de profundidad de penetración la constante de fase y la constante de atenuación:

$$\delta_e = \frac{1}{b} \cong \frac{1}{\frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}}} \cong \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\epsilon}{\mu}} \quad \text{Ec. 3.5.12}$$

En esta ecuación se puede observar la independencia de la profundidad de penetración a las frecuencias grandes. Usando las definiciones de permitividad relativa, permeabilidad relativa e impedancia intrínseca:

$$\delta_e \cong \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\epsilon_0\epsilon_r}{\mu_0\mu_r}} \cong \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\epsilon_0\epsilon_r}{\mu_0}}$$

$$\delta_e = \frac{2\sqrt{\epsilon_r}}{\sigma Z_0} \quad \text{Ec. 3.5.13}$$

Para la impedancia de onda se tiene:

$$Z_{yx} = -\frac{\mu\omega}{\gamma} \cong -\frac{\mu}{\sqrt{\mu\epsilon}\left[1+i\frac{\sigma}{2\omega\epsilon}\right]} \cong -\frac{\sqrt{\mu}}{\sqrt{\epsilon}\left[1+i\frac{\sigma}{2\omega\epsilon}\right]} \cong \sqrt{\frac{\mu}{\epsilon}} \frac{e^{i\pi}}{\left[1+i\frac{\sigma}{2\omega\epsilon}\right]} \quad \text{Ec. 3.5.14}$$

Usando la definición de impedancia intrínseca:

$$Z_{yx} \cong Z_0 \frac{e^{i\pi}}{\left[1+i\frac{\sigma}{2\omega\epsilon}\right]} \quad \text{Ec. 3.5.15}$$

3.5.2. Propagación de la onda electromagnética en conductores.

En un medio muy conductivo la tangente de pérdida es mayor a la unidad, esto quiere decir que las pérdidas por disipación son muy altas, o que las corrientes de desplazamiento serán muy pequeñas respecto a las de conducción. El hecho de que se tenga una alta conductividad no quiere decir que sea un conductor perfecto, a frecuencias bajas y pérdidas altas las ecuaciones se reducen a la ecuación de la difusión y se le llama inducción electromagnética (Díaz, 2003).

$$\gamma = \omega\sqrt{\mu\epsilon}\sqrt{\left(1+i\frac{\sigma}{\omega\epsilon}\right)}$$

Esta ecuación en el caso de la tangente de pérdida aumenta, debido a la frecuencia de operación, por lo tanto su valor puede aproximarse por medio de:

$$\gamma \cong \omega\sqrt{\mu\epsilon}\sqrt{\frac{i\sigma}{\omega\epsilon}}$$

$$\gamma \cong \sqrt{i} \sqrt{\omega \mu \sigma}$$

$$\sqrt{i} = \sqrt{e^{\left(\frac{\pi}{2}\right)i}} = e^{\left(\frac{\pi}{4}\right)i} = \frac{(1+i)}{\sqrt{2}}$$

$$\Rightarrow \gamma \cong (1+i) \sqrt{\frac{\sigma \mu \omega}{2}} \quad \text{Ec.3.5.16}$$

En donde se puede observar que las constantes de fase y de atenuación tienen la misma expresión:

$$a \cong b \cong \sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}} \quad \text{Ec. 3.5.17}$$

No se puede aproximar la propagación de la onda electromagnética en un medio conductor si manipulamos la frecuencia a regiones bajas.

Para determinar la velocidad de la onda electromagnética:

$$v = \frac{\omega}{a} \cong \frac{\omega}{\sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}}} \cong \sqrt{\frac{2\omega}{\mu \sigma}} \quad \text{Ec. 3.5.18}$$

Se puede ver que la velocidad de la onda Electromagnética aumenta con la frecuencia, por lo tanto si se combinan este factor con medios muy resistivos la velocidad de la onda Electromagnética sería infinita (Díaz, 2003).

Longitud de onda:

$$\lambda = \frac{2\pi}{a} \cong \frac{2\pi}{\sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}}} \cong \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \quad \text{Ec. 3.5.19}$$

Atenuación de onda:

$$\delta_e = \frac{1}{b} \cong \frac{1}{\sqrt{\frac{\omega \mu \sigma}{2}}} \cong \sqrt{\frac{2}{\omega \mu \sigma}} \quad \text{Ec. 3.5.30}$$

Impedancia de onda:

$$Z_{yx} = -\frac{\mu \omega}{\gamma} \cong -\frac{\mu \omega}{\sqrt{i} \sqrt{\omega \mu \sigma}} \cong \sqrt{\omega \mu \sigma} e^{i\left(\pi - \frac{\pi}{4}\right)} \quad \text{Ec. 3.5.31}$$

3.5.3. Transición de dieléctricos disipativos y buenos conductores.

Cuando un medio se aproxima a un dieléctrico disipativo y un buen conductor, se establece la frecuencia a la que el medio deja de ser disipativo para ser conductor y viceversa. Para obtener la expresión para esto, se iguala las expresiones de la velocidad entre un dieléctrico disipativo y un conductor, de la siguiente forma:

$$\begin{aligned}\sqrt{\frac{2\omega_D}{\mu\sigma}} &= \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}} \\ \frac{2\omega_D}{\mu\sigma} &= \frac{1}{\mu\varepsilon} \\ \omega_D &= \frac{\sigma}{2\varepsilon}\end{aligned}\quad \text{Ec. 3.5.22}$$

Esta frecuencia es la transición entre la aproximación de un medio dieléctrico disipativo y un medio conductor. Para frecuencias menores a la frecuencia de transición se tiene la región de validez de los buenos conductores, y las frecuencias mayores son las aproximaciones a medio dieléctrico disipativos (Díaz, 2003).

La frecuencia de transición entre las aproximaciones de un buen conductor y de un medio dieléctrico se presenta cuando la tangente de pérdida es igual a 2 (Díaz, 2003). Como se puede ver en la fórmula de dicha frecuencia (Ecuación 3.5.22) la conductividad eléctrica es directamente proporcional a la frecuencia de transición e inversamente proporcional a la permitividad por un factor de escala.

Tabla 10. Resumen de fórmulas de los dieléctricos disipativos y los buenos conductores.

Medio	Constante de fase	Constante de Atenuación	Velocidad	Longitud de onda	Profundidad de penetración	Impedancia
Buenos Conductores	$a \cong \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$	$b \cong \sqrt{\frac{\omega\mu\sigma}{2}}$	$v \cong \sqrt{\frac{2\omega}{\mu\sigma}}$	$\lambda \cong 2\pi\sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$	$\delta_e \cong \sqrt{\frac{2}{\omega\mu\sigma}}$	$Z_{yx} \cong \sqrt{\omega\mu\rho} e^{i\left(\frac{\pi-\pi}{4}\right)}$
Dieléctricos disipativos	$a \cong \omega\sqrt{\mu\varepsilon}$	$b \cong \frac{\sigma}{2}\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}$	$v \cong \frac{1}{\sqrt{\mu\varepsilon}}$	$\lambda \cong \frac{2\pi}{\omega\sqrt{\mu\varepsilon}}$	$\delta_e \cong \frac{2}{\sigma}\sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}}$	$Z_{yx} \cong -\sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}\left(1+i\frac{\sigma}{\omega\varepsilon}\right)^{\frac{1}{2}}$

Para saber que fórmulas utilizar en este caso, se utiliza la fórmula de transición de dieléctricos disipativos y buenos conductores. Si se tienen frecuencias mayores a la transición se tendrá un medio dieléctrico disipativo, y si es menor, buenos conductores.

Se tienen los siguientes valores:

$$\sigma = 0.001605 \left[\frac{S}{m} \right]$$

$$\varepsilon = 6.1978 \times 10^{-11} \left[\frac{F}{m} \right]$$

$$k = 7$$

$$\mu = 4\pi \times 10^{-7} \left[\frac{H}{m} \right]$$

Sustituyendo estos valores en la ecuación de frecuencia de transición:

$$\omega_D = \frac{\sigma}{2\varepsilon}$$

Se obtiene:

$$\omega_D = 12.948143 [MHz]$$

Por lo tanto estamos en un medio que se va a comportar como dieléctrico disipativo, ya que la frecuencia que se está utilizando está arriba de este valor.

Ahora sustituyendo los valores en las ecuaciones para un medio que se comporta como dieléctrico disipativo que están en la tabla anterior. Para el caso de la constante de fase,

$$a \cong \omega \sqrt{\mu\varepsilon}$$

La cual determina la relación que tienen las corrientes de desplazamiento y de conducción, tendríamos:

Frecuencia de 40 MHz	Frecuencia de 70 MHz	Frecuencia de 200 MHz.
a=0.353	a= 0.61776	a=1.17650

Para la constante de atenuación, la cual tiene que ver con la amplitud de onda,

$$b \cong \frac{\sigma}{2} \sqrt{\frac{\mu}{\varepsilon}}$$

$$b=0.11424$$

La velocidad que se obtuvo fue constante, esto porque se tomó la misma conductividad para todas las capas, es decir, se va a tener una velocidad promedio para todos los medios que se están estudiando. La velocidad de la onda se utiliza en el

procesamiento de datos en la parte de migración, y para poder cambiar la sección en la parte de profundidad de tiempo a distancia. La velocidad de onda que se obtuvo, aplicando la fórmula para dieléctricos disipativos y de acuerdo con los datos que se tienen:

$$v=0.1133 \text{ (m/ns)}$$

La longitud de onda se necesita para saber que tanta resolución se va a tener, en este caso, la profundidad a la que se puede llegar a ver sin tanto ruido, así como el detalle que se tenga a cierta profundidad. Entre mayor sea la frecuencia de la antena se van a poder observar capas más pequeñas, pero se tendrá una menor profundidad de penetración.

Frecuencia de 40 MHz.	Frecuencia de 70 MHz.	Frecuencia de 200 MHz.
$\lambda=2.83 \text{ (m)}$	$\lambda=1.61 \text{ (m)}$	$\lambda=0.5665 \text{ (m)}$

De acuerdo con la longitud de onda se puede ver que la antena de 200 MHz va a tener una mayor resolución de los datos, que de 70 MHz y 40 MHz.

La profundidad de penetración que se va a tener con RPT sería la siguiente:

$$\delta_e \cong \frac{2}{\sigma} \sqrt{\frac{\varepsilon}{\mu}}$$

$$\delta_e = 8.7515(m)$$

4. Procesamiento del Radar de Penetración Terrestre.

Esta es una lista del procesamiento de datos que se siguió para el procesamiento de los datos de la zona del Parícutin.

- ⊕ Edición de archivo de encabezado.
- ⊕ Normalización de distancia.
- ⊕ Filtros verticales finitos.
- ⊕ Filtros horizontales finitos.
- ⊕ Deconvolución.
- ⊕ Migración.
- ⊕ Apilado de datos.

Después de la deconvolución y migración se aplican los filtros necesarios dependiendo de cómo hayan quedado los datos.

4.1. Edición.

Para la definición de la edición de datos según el manual GSSI, 1997 se tiene lo siguiente

Edición del encabezado

Un encabezado describe la forma en que se encuentra el sistema del radar en el momento en que se tomaron los datos. Esta información se puede editar de acuerdo a los cambios del procesamiento o para la generación del reporte.

Los parámetros del encabezado incluyen:

- ⊕ Nombre del archivo.
- ⊕ Frecuencia de la antena.
- ⊕ Rango.
- ⊕ Posición del pulso transmitido.
- ⊕ Canal.
- ⊕ Muestra/scans.
- ⊕ Bits/muestra.
- ⊕ Scans/metro.
- ⊕ Metro/marca.

- ⊕ Constante dieléctrica.
- ⊕ Escala de profundidad aproximada.

Se debe revisar y cambiar como sea necesario en el encabezado: scans/seg, metro/marca, scans/metro, rango en nanosegundos (ns) y constante dieléctricas. Esto se hace por medio de la función “edit” y luego “file header”. Los scans/seg, metros/marca, y el rango son parámetros conocidos de la superficie y los scans/metros se deben estimar, es decir, se van haciendo pruebas de cómo se verían mejor los datos que se quiere analizar de acuerdo a los scans/metro que se tengan.

Dentro de los datos que se tiene en el archivo de encabezado está la permitividad dieléctrica del lugar donde se hizo el levantamiento. La energía del radar se refleja en los límites de los materiales no similares eléctricamente donde hay un contraste en la permitividad dieléctrica. Estos límites por lo regular se encuentran en los límites estratigráficos .

Los valores que se escogen para la permitividad dieléctrica definen la relación entre tiempo y profundidad. Esto sirve para poder cambiar la sección que se encuentra con escala de tiempo, a escala de profundidad, con esto se puede hacer una mejor interpretación del perfil.

En este caso para obtener la velocidad del suelo se utilizo la fórmula

$$v = \frac{\omega}{a} = \frac{1}{\sqrt{\mu\epsilon}}$$

Donde

a es la constante de fase

ω es la frecuencia.

$\mu\epsilon$ Tiene unidades de (s/m)² y se conoce como la velocidad de fase.

La velocidad de fase depende de la forma en que el material almacena la energía al resistirse a una fuerza externa. Por eso se usan la permeabilidad magnética y permitividad eléctrica, las cuales son las propiedades de polarización. Pero se sabe que la permeabilidad magnética de las rocas es aproximada a la del vacío (Díaz, 2003).

Se sabe que la velocidad de onda electromagnética se describe por la velocidad de la luz en el material. En materiales no magnéticos la velocidad de propagación es igual a (Annan, 1992).

$$v = \frac{c}{\sqrt{\epsilon}}$$

$c \cong 299795637.69 \text{ km/s}$
 $\varepsilon \cong 7$ Permitividad eléctrica.

Si se aplican los datos que se tienen a la ecuación se obtiene la velocidad de:

$$v=0.1133 \text{ [m/ns]}$$

Edición de datos.

De acuerdo con los datos GPS y sabiendo lo que se quiere observar se cortan los datos que no se quieran. Se modifican las marcas hechas por el Radar, donde sea necesario, en la superficie durante el estudio de campo.

Normalización de distancia

Esto se utiliza para tener una escala horizontal constante entre cada marca del perfil. Para la mayoría de los perfiles se utilizan 80 scans/m y una marca cada 10 metros.

4.2. Filtros verticales y horizontales.

Según el manual GSSI, 1997. Se tienen dos tipos de filtros:

- ⊕ FIR, los cuales son filtros de respuesta al impulso finita.
- ⊕ IIR, filtros de respuesta al impulso infinita.

Los filtros que se utilizaron fueron los finitos, debido a que los filtros finitos producen resultados simétricos, entonces las reflexiones no cambiaron en posición o tiempo.

El tipo de filtro que se utilizó fue el de caja, con éste se hace un promedio de los datos. Este tipo de filtro asigna el mismo tamaño a los datos a lo largo de todo el filtrado. También se eligió este tipo de filtro porque es más rápido.

El ruido lineal se puede distinguir porque se tienen bandas horizontales por lo regular en una frecuencia vertical más baja que la reflexión real en los datos. Este tipo de ruido podría disfrazar reflexiones de las ondas electromagnéticas reales en profundidad, y por lo tanto se perderían rasgos del perfil.

Para quitar las bandas horizontales el filtro más adecuado es el pasa altas horizontal, esto es porque el tipo de ruido se produce debido a bajas frecuencias, entonces solo pasarían altas frecuencias y se quitarían dichos ruidos.

Algunas veces la información horizontal será de frecuencia más baja que la señal de las antenas. Entonces se usa un filtro pasa altas vertical para quitar el ruido de baja frecuencia. Los parámetros que se utilizan para este filtro son dependiendo del ruido que se quiera quitar o los datos que se quieran conservar.

El filtro pasa altas horizontal debe ser un número impar para que no se pierda la simetría. Con este filtro se quitan las características que se aplanan por el número de scans iguales a la amplitud del filtro o más largas.

La amplitud del filtro debe ser siempre un número mayor de scans que la amplitud en scans del evento real aplanado más largo en los datos que se quiere conservar.

El filtro quita la reflexión de la superficie, que también es un tipo de ruido. Si se quiere evitar esto se cambia el número de muestra de inicio a un valor debajo de la superficie de reflexión.

Para elegir los límites de frecuencia del filtro pasa altas vertical se utilizale el espectro de frecuencia, con esto se va viendo la frecuencia que se quiere quitar y la que se quiere conservar. Se corre primero con una frecuencia baja, y se va incrementando tanto como sea necesario.

Para seleccionar el filtro vertical pasa bajas se estima la frecuencia de corte observando la frecuencia de los datos del radar. Se usa el espectro de frecuencia para ver el contenido de frecuencia del archivo de radar.

El filtro pasaba bajas horizontal se hace con una amplitud baja y se va incrementando dependiendo de cómo se observen los datos.

4.3. Deconvolución.

Para la definición de la deconvolución se consultó, básicamente a Yilmaz, 1987.

La Tierra está compuesta por capas de rocas con diferente litología y propiedades físicas. En teoría las capas de la Tierra están definidas por su densidad y velocidad. El producto de la densidad por la velocidad se llama *impedancia*. La impedancia entre capas adyacentes causa reflexiones que son grabadas a lo largo de

un perfil en la superficie. De esta manera, los datos grabados pueden ser modelados como la convolución de la respuesta de la Tierra a un impulso con una ondícula. La ondícula tiene muchas componentes, incluyendo la firma de la fuente, el filtro de grabado, reflexiones de superficie y la respuesta de los geófonos. La respuesta de la Tierra al impulso es aquella que sería grabada si la ondícula fuera sólo un impulso. La respuesta al impulso comprende las reflexiones primarias (series de reflexiones) y todos los posibles múltiples. Entonces de manera ideal, la deconvolución debería comprimir las componentes de la ondícula y eliminar los múltiples, dejando simplemente la reflectividad en la traza sísmica.

El contraste de impedancias entre las rocas se debe solamente a la velocidad. Se pueden hacer dos suposiciones, para la deconvolución:

- ⊕ Suposición 1: la Tierra está hecha de capas horizontales y de velocidad constante.
- ⊕ Suposición 2: la fuente genera una onda plana compresional que incide de forma normal en las fronteras de las capas. Bajo esas circunstancias no se generan ondas de cizalla

Sabemos que la suposición uno no es necesariamente cierta, pues existen áreas de geología estructural compleja donde también existen cambios de velocidad importantes. La suposición dos implica que los datos son grabados con offset cero, lo cual nunca sucede, aunque si tomáramos en cuenta que las fronteras entre capas son más profundas que la longitud del cable de grabado, entonces podemos olvidarnos de la dependencia en el ángulo de los coeficientes de reflexión.

Otro punto muy importante para saber que respuesta podemos esperar del subsuelo y su posterior análisis son las características de la onda de presión creada por la fuente (la firma). No debemos de pasar desapercibido que conforme la ondícula viaja a través del subsuelo su amplitud va decayendo debido a la divergencia del frente de onda y que las frecuencias son atenuadas debido a los efectos de absorción de las rocas; a este comportamiento se le denomina *no estacionalidad*.

La deconvolución es un proceso que incrementa la resolución temporal de los datos, mediante la compresión de la ondícula, generalmente se aplica antes del apilamiento, aunque también es común aplicarla en datos apilados. En este trabajo, se aplicó antes de apilar. En algunos casos, este proceso también es útil para remover la energía en forma de múltiples de la sección.

Matemáticamente, el modelo convolucional se puede representar de la forma siguiente:

$$x(t) = w(t) * e(t) + n(t) \quad \text{Ec. 4.1}$$

$x(t)$ = datos grabados

$w(t)$ = ondícula base, normalmente es desconocida, se puede estimar pero en el tiempo más próximo a la excitación, pero no en la forma que llega al receptor.

$e(t)$ = respuesta al impulso de la Tierra.

$n(t)$ = ruido ambiental, en realidad sólo se puede tener una idea general de sus características.

Ahora se tienen tres incógnitas para una sola ecuación, lo cual se puede intentar remediar con las siguientes suposiciones, que en la realidad no se cumplen (Yilmaz, 1987):

- ⊕ Suposición 3: la componente de ruido es cero.
- ⊕ Suposición 4: la forma de la fuente es conocida-

Si conociéramos la forma de la fuente, entonces el proceso sería determinístico, pero como usualmente no conocemos la fuente, se trata de un proceso estadístico.

4.3.1. Modelo convolucional en el dominio de la frecuencia.

La convolución en tiempo es un producto en el dominio de la frecuencia, además dado que la ondícula fuente se está replicando en cada frontera entre capas, entonces el contenido de energía de la ondícula fuente y del radagrama será muy parecido, de donde se obtiene la suposición cinco:

- ⊕ Suposición 5: la reflectividad es un proceso aleatorio. Esto implica que el radagrama tiene las características de la ondícula fuente pues las características de sus autocorrelaciones y espectros de amplitud son similares.

Esta suposición es la base de la deconvolución, permite la autocorrelación de los datos conocidos por la autocorrelación de la ondícula fuente que es desconocida, esto significa que podemos calcular un filtro inverso directamente de la autocorrelación del radagrama, de donde ni siquiera es necesario tomar en cuenta la suposición tres.

4.3.2. Filtrado Inverso

Se define un operador $a(t)$ tal que la convolución de $a(t)$ con el radagrama lleva a una estimación de la respuesta al impulso de la Tierra, entonces :

$$e(t) = a(t) * x(t) \quad \text{Ec. 4.2}$$

Sustituyendo 4.2 en 4.1:

$$x(t) = w(t) * a(t) * x(t) \quad \text{Ec. 4.3}$$

si se elimina $x(t)$, entonces queda:

$$\delta(t) = a(t) * w(t) \quad \text{donde } \delta(t) \text{ representa la delta de Kronecker} \quad \left\{ \begin{array}{l} 1, \quad t = 0 \\ 0, \quad t \neq 0 \end{array} \right.$$

resolviendo para $a(t)$ obtenemos:

$$a(t) = \delta(t) * w'(t) \quad \text{Ec. 4.4}$$

donde $w'(t)$ es la ondícula fuente inversa de $w(t)$ que se asume conocida por el momento. Encontrar el inverso del filtro resulta más fácil en el dominio de la frecuencia, la herramienta útil en este caso es la transformada $-z$, entonces el inverso será:

$$w'(t) = 1/[1-(1/2z)] = 1 + (1/2)z + (1/4)z^2 + \dots$$

el filtro buscado entonces, es aquel que se parezca más al resultado (1, 0, 0), pues será más estrecho.

4.3.3. Ondícula fuente

Decimos que una onda es de fase mínima si su energía está concentrada en mayor medida al inicio. De manera similar, una onda es de fase máxima si la energía se concentra en mayor medida al final de la misma. Una situación intermedia, es una ondícula de fase mezclada. Otra manera de decirlo, es que la ondícula de fase mínima es la de *menor retraso* de energía, mientras que la ondícula de fase máxima es la de *mayor retraso* de energía. Los enunciados anteriores constituyen las bases del Teorema de Retraso de energía de Robinson: *una ondícula de fase mínima tiene el menor retraso de energía.*

Tomando en cuenta que la ondícula de fuente es causal pues existe sólo después del tiempo cero y además es realizable, porque es una forma de onda transitoria y finita, el teorema es muy importante, puesto que a través de él y con ayuda de la deconvolución spiking será posible comprimir la onda hasta un spike de retraso cero. Lograrlo, depende de la longitud del filtro, además en si la onda de entrada fue una ondícula de fase mínima. La convolución spiking, es estrictamente la inversa de la ondícula. Si la ondícula es de fase mínima, entonces encontraremos un operador inverso estable de fase mínima también; al decir estable se refiere a que los coeficientes del operador forman una serie convergente a cero si el tiempo tiende a infinito, lo que también significa que el filtro tiene una energía finita (Figura 4.1). Si trabajamos con una ondícula de fase máxima o mezclada, su inverso no sería estable.

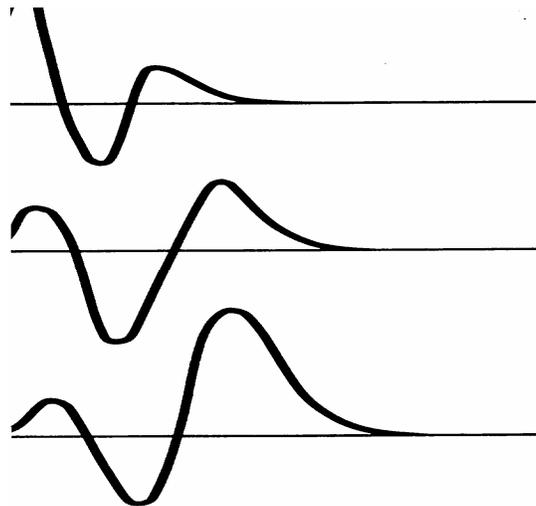


Figura 4.1. Ondículas con duración finita. De arriba hacia abajo: fase mínima, mezclada y máxima.

4.3.4. Filtros óptimos de Wiener

Con ayuda de la autocorrelación de la traza en el caso de la deconvolución spiking (deconvolución estadística), o con la autocorrelación de la ondícula de fuente (si se conoce), como en el filtrado inverso por cuadrados mínimos (deconvolución determinística), además de la correlación cruzada entre la salida deseada y la ondícula de entrada formaremos un sistema de ecuaciones cuyas incógnitas son los coeficientes del filtro buscado, como se ve a continuación la determinación de los coeficientes del filtro de Wiener implican la solución de las llamadas ecuaciones normales:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} g_0 \\ g_1 \\ g_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ g_{n-1} \end{bmatrix}$$

El filtro óptimo de Wiener, es aquel donde el error cuadrado mínimo entre las salidas obtenidas y las deseadas es mínimo. Éstos se aplican en gran variedad de problemas en los cuales se puede considerar cualquier tipo de salida además del spike de retraso cero. Las cinco salidas que se pueden obtener son las siguientes:

Tipo 1: spike de retraso cero.

Tipo 2: spike en un retraso cualquiera.

Tipo 3: formas avanzadas en el tiempo de las series de entrada

Tipo 4: Cualquier forma arbitraria.

4.3.5. Deconvolución Spike

El proceso para llevar a cabo la salida del tipo 1 se llama deconvolución spiking. La correlación cruzada de la salida deseada (1,0,0,...,0) con la ondicula de entrada $(x_0, x_1, x_2, \dots, x_{n-1})$ da como resultado la serie $(x_0, 0, 0, \dots, 0)$. La forma generalizada de las ecuaciones normales toma la forma:

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 1 \\ 0 \\ 0 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ 0 \end{bmatrix}$$

donde la ecuación anterior fue escalada por un factor de $1/x_0$, éste es un proceso matemáticamente idéntico al filtrado inverso de cuadrados mínimos.

Como la deconvolución spiking es el equivalente al filtrado por cuadrados mínimos, el equivalente de fase mínima es meramente el inverso del operador de deconvolución, por lo tanto, una manera de extraer una ondícula cuando contamos con su fase mínima es calcular el operador de deconvolución spiking y encontrar su inverso.

En conclusión, si la ondícula de entrada no es de fase mínima la deconvolución spiking no puede convertirla a un spike con retraso cero aunque el espectro de amplitudes es virtualmente plano, el espectro de fase de la salida no es de fase mínima como y finalmente hay que notar que el operador de deconvolución spiking es el inverso de fase mínima equivalente de la ondícula de entrada, la cual puede o no ser de fase mínima.

4.3.6. Preblanqueamiento

Para prevenir cualquier tipo de comportamiento indeseable (asintótico) y de esa manera dar estabilidad numérica en el operador de deconvolución, es necesario “subir a un escalón ” a la señal observada en el espectro de amplitudes o agregar un nivel artificial de ruido blanco antes de la deconvolución, a lo que se llama preblanqueamiento. Este procedimiento se lleva a cabo sumando una constante a la función de autocorrelación de retraso cero (Yilmaz, 1987).

4.3.7. Filtros modeladores de Wiener

En general para cualquier ondícula de entrada una serie de salidas deseadas puede ser definida como spikes retrasados. Los errores cuadrados mínimos pueden ser graficados como función del retraso. El retraso que corresponda al error mínimo es elegido para definir el spike de salida retrasada deseado. Entonces la salida del filtro de Wiener usando el spike con retraso óptimo debe ser el resultado más compacto posible.

4.3.8. Deconvolución Predictiva

Una forma avanzada de la serie de tiempo, sugiere un proceso de predicción, dado un tiempo $x(t)$ necesitamos predecir su valor en un tiempo futuro $(t+\alpha)$ donde α

es un retraso predictivo. Wiener mostró que el filtro para calcular $x(t+\alpha)$ puede ser calculado utilizando una forma especial de la matriz de ecuaciones normales. Como la salida deseada $x(t+\alpha)$ es la versión avanzada en el tiempo de la entrada $x(t)$ es necesario especializar la parte derecha de la ecuación básica del filtrado de Wiener para el problema predictivo.

Si como habíamos hecho antes tomamos la autocorrelación de una serie de tiempo y la colocamos en la parte izquierda de la ecuación y después tomamos la correlación cruzada de la salida deseada $x(t+\alpha)$ con la entrada $x(t)$ para colocarla en la parte derecha de la ecuación que después resolveremos para encontrar los coeficientes del filtro, se observa que el vector de resultados es igual a la autocorrelación retrasada por un factor igual a α , es decir: $g_i = r_{i+\alpha}$.

$$\begin{bmatrix} r_0 & r_1 & r_2 & \dots & r_{n-1} \\ r_1 & r_0 & r_1 & \dots & r_{n-2} \\ r_2 & r_1 & r_0 & \dots & r_{n-3} \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ \cdot & \cdot & \cdot & \dots & \cdot \\ r_{n-1} & r_{n-2} & r_{n-3} & \dots & r_0 \end{bmatrix} \begin{bmatrix} a_0 \\ a_1 \\ a_2 \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ a_{n-1} \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} r_\alpha \\ r_{\alpha+1} \\ r_{\alpha+2} \\ \cdot \\ \cdot \\ \cdot \\ r_{\alpha+n-1} \end{bmatrix}$$

Después de haber obtenido los coeficientes a_i del operador, se retrasan α tiempos, si $\alpha = 2$, entonces el operador llamado *filtro de predicción* será el siguiente $(1, 0, a_0, a_1, a_2, \dots, a_i)$. Si encontramos la convolución de la serie de entrada con in operador $(1, 0, -a_0, -a_1, -a_2, \dots, -a_i)$, entonces encontraremos en la serie de errores llamada *filtro de error de predicción*, que cuando se aplica a la serie de entrada resulta en la serie de errores en el proceso de predicción. La importancia de tomar en cuenta los errores radica en que a menudo las trazas tienen una componente predecible, con un periodo de recurrencia, y de acuerdo con las suposiciones para el método, ningún otro evento más que las reflexiones es impredecible.

La deconvolución predictiva es un proceso general que abarca la deconvolución spiking; en general se puede hacer la siguiente afirmación: dada una ondicula de entrada de longitud $(n + \alpha)$, el filtro de error predictiva la contrae a una longitud igual a α , donde α es el retraso predictivo, cuando $\alpha=1$, el proceso se llama deconvolución spiking. En realidad, la deconvolución predictiva es una parte integral del procesamiento de datos cuya meta es comprimir la onda y como consecuencia

incrementar la resolución temporal, en el límite se puede usar para hacer más angosta la ondícula y obtener una estimación de la reflectividad.

Los parámetros que se utilizan en la deconvolución son longitud de operador (operator length), desplazamiento predictivo (prediction lag), preblanqueo (prewhitening), y ganancia (gain).

Para el operador length el criterio que se utilizó fue que se especificaba el tamaño del filtro usado en número de muestra, esto se hacía contando el número de muestras de lo que se quería eliminar, o comprimir, según fuera el caso. Entre más grande era el filtro se tenía una mejor aproximación de la ondícula y por lo general un mejor resultado, pero entre mayor fuera el filtro se tomaba más tiempo el programa. Para quitar las reverberaciones se midió el ancho de estas en número de muestras, y se le daba ese valor al parámetro de operador length, el valor se iba incrementando hasta obtener el resultado deseado.

Cuando se usaba la deconvolución para quitar múltiples, el lag era igual o menor que el espacio entre los múltiples.

El preblanqueo y ganancia no se movían, se dejaban constantes.

4.4. Migración.

La antena de radar emite energía con un ancho de rayo grande, tanto que los objetos a varios metros puedan ser detectados. La consecuencia del ancho grande de rayo es que los objetos de dimensiones finitas podrían aparecer como reflectores hiperbólicos en el registro del radar. Los objetos que están a mayor profundidad podrían ser tapados por estas hipérbolas. La superficie con inclinación muy empinada podrían causar reflexiones difractadas. La migración mueve los reflectores inclinados a su posición normal y colapsa las difracciones hiperbólicas (GSSI, 1997).

En el RADAN hay 2 métodos para migrar Kirchhoff y suma de hipérbolas. En este caso se utilizó el de Kirchhoff. Un valor promedio se deriva sumando a lo largo de la hipérbola de los datos y en el lugar del pico de la hipérbola, el método de Kirchhoff aplica un factor de corrección al valor promedio, basado en el ángulo de incidencia y distancia de la característica. Se le aplica un filtro para compensar el proceso de suma. El filtro mejora la resolución enfatizando las altas frecuencias y aplicando una fase de corrección (GSSI, 1997).

Antes de migrar los datos, se tiene que asignar los siguientes valores en el encabezado:

- ⊕ Permitividad dieléctrica.
- ⊕ Simple/scan.
- ⊕ Range (ns)
- ⊕ Scans/metro.

Para migrar los datos se necesita la velocidad a la cual el pulso de radar viaja en el material, la velocidad en este caso es de 0.1133 m/ns. Después solo se va variando el ancho de la hipérbola, la cual se usa para ser sumado a lo largo del archivo.

Algunas de las cosas que hace la migración son las siguientes:

- ⊕ Llevar a los receptores a su posición original.
- ⊕ Los anticlinales se ven más estrechos.
- ⊕ No se mueve la cresta.
- ⊕ Los sinclinales se vuelven más anchos.
- ⊕ Los puntos bajos no se mueven.
- ⊕ Las reflexiones cruzadas (famosos moños) pueden volverse en imágenes de sinclinales.
- ⊕ Las difracciones se convierten en puntos.

La migración se puede ver como una forma de deconvolución espacial que incrementa la resolución espacial (GSSI 1997).

Cuando un múltiple se le trata como un primario y se migra con velocidad primaria, éste es migrado excesivamente y se le llama sobremigración (Yilmaz, 1987). La sobremigración causa las famosas sonrisas.

La migración no desplaza eventos horizontales, más bien, mueve eventos inclinados en la dirección hacia arriba de la inclinación y colapsa las difracciones, así se facilita la delineación de fallas (GSSI, 1997).

El objetivo de la migración es hacer la sección apilada parecer similar a la sección geológica a lo largo de la línea sísmica.

La sección migrada es dibujada en el tiempo, esto es porque la estimación de velocidad es limitada en exactitud, por esto la conversión en profundidad no es completamente exacta. Otra razón es porque los intérpretes prefieren evaluar el valor de la sección migrada comparándolos con los datos no migrados (GSSI, 1997).

El proceso de migración que produce una sección en tiempo migrado se llama migración en tiempo, es apropiado tan largo sea la variación de la velocidad lateral de suave a moderada (Yilmaz, 1987).

Cuando la velocidad lateral es significativa la migración en tiempo no produce el dibujo del subsuelo verdadero. Entonces se usa migración en profundidad (GSSI, 1997).

4.4.1. Principios de la migración.

Considerando el reflector inclinado CD de la sección geológica que se muestra en la figura 4.4.1

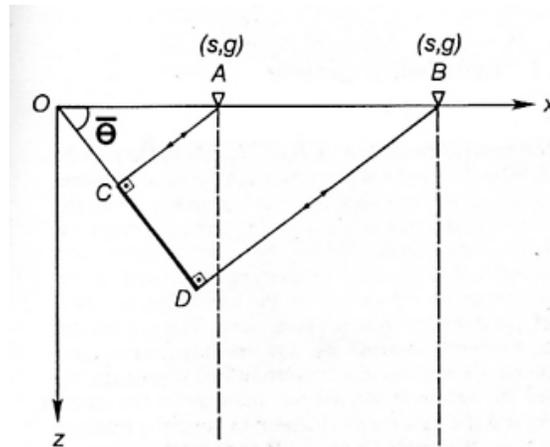


Figura 4.4.1. Reflector inclinado CD de la sección geológica que se está tomando como ejemplo. Yilmaz, 1987.

Se quiere obtener una sección cero offset a lo largo del perfil OX. Se mueve la fuente y el receptor hacia la derecha, entonces el primer reflector que se graba es A. La llegada de la reflexión a A es indicada por el punto C' que esta en la figura 4.4.2 en la sección de tiempo cero offset

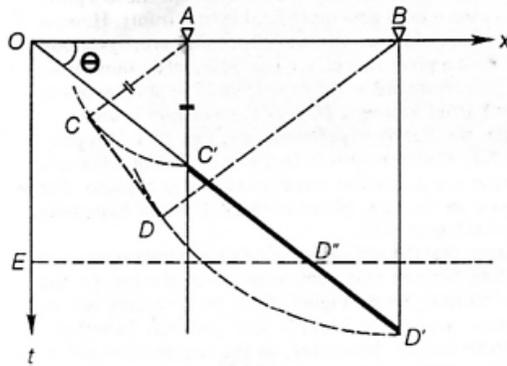


Figura 4.4.2. El segmento C'D' migrado en la sección de tiempo, cuando se migra los reflectores se mueven hacia arriba como se ve en la figura 4.4.1. Yilmaz, 1987.

Como nos estamos moviendo de A hacia la derecha, entonces las llegadas de la incidencia normal se graban del reflector inclinado CD. La última llegada se graba en B, que es indicada por el punto D' (fig. 4.4.2) La figura 4.4.1 esta en profundidad, y la 4.4.2 esta en tiempo, se tomo una constante de velocidad igual a 1 para poder hacer el intercambio entre profundidad y tiempo en las secciones. Comparando a las figuras 4.4.1 y 4.4.2 se puede ver que la posición real del reflector CD esta puesta en la sección de tiempo, entonces se puede ver que la posición en la figura 4.4.1, no es la misma posición del evento reflejado C'D'.

4.5. Apilamiento.

El apilamiento es una combinación de números de señales electromagnéticas que trascienden en el dominio del tiempo (Sheriff, 1991). Esto para poder ver las secciones de una mejor forma. En este trabajo se fueron variando los parámetros de apilamiento entre 3 y 5.

El apilamiento es el promedio de trazas en una estación, esto produce interferencia destructiva de ruido aleatorio logrando conservar parte importante de la señal, el número de trazas promediadas es el número de "stacks" (Russel, 1997). El apilamiento no quita ruido coherente.

5. Espesores y estratigrafía volcánica.

5.1. Columnas estratigráficas obtenidas por medio de trincheras.

En las faldas del Parícutin se hizo una trinchera (Curso de Riesgos Volcánicos, 2005), esta columna se utilizó para hacer una comparación con los datos de las secciones ya procesadas, para poder ver que tantos cambios de velocidad se podía apreciar con las antenas, es decir, que tantos cambios de litología se verían con cada antena, ver si hay una relación entre la columna que se tiene del Parícutin haciendo una trinchera y las secciones que se obtuvieron con RPT. Pero solo se hizo esta comparación para el sector A, debido a que no se tenían más trincheras que pudieran ayudar en las interpretaciones de las otras secciones.

En la columna, que se describe a continuación, se pueden observar que hay diferentes tipos de ceniza, la que se ve más delgada en el dibujo quiere decir que es ceniza fina y la más gruesa ceniza gruesa. También se describen algunos atributos, así como colores que más predominaban en cada capa. Se describen los tipos de contactos, los cuales pueden ser transicionales, es decir, que no se pueden observar muy claramente y los contactos nítidos, los cuales se pueden observar muy bien.

Simbología

Texturas:

Masiva

M

Ceniza

.....

Otros atributos

Gradación normal

▲

Gradación inversa

▼

=====

Laminación

Contacto transicional

~

Contenido

Pajaritos

✓ ✓

Cristales de olivino

□ □

Raíces

└─┬─┘

Escoria

⊖

Número de capa	Tipo de ceniza	Atributos	Espesor (cm)	Descripción
39	✓ ✓	15	Se tienen dos contactos nítidos, presenta pajaritos de 2.5 cm. En el primer contacto se tiene porcentaje de 70 de gris oscuro y 30 de aceitunados.
38		5.5	Los contactos son nítidos. Se tiene un 30% de gris claro y 70% de aceitunados.
37	✓ ✓ 	8.5	El contacto inferior es nítido con laminaciones, presenta ceniza fina. 50 % de gris claro y 50 % de gris oscuro.
36		15	Presenta laminación. 60% de gris claro y 40 % de gris oscuro.
35	✓ ✓	13	Sin estructura. 60% gris claro, 20% gris oscuro y 20% aceitunados.
34	✓ ✓	11	Ambos contactos nítidos, presenta pajaritos de 12 mm de espesor. 80 % gris claro, 5% gris oscuro y 15 % aceitunados.
33		17.5	Presenta dos secuencia: en la primera de se tienen restos de raíces, 85% gris claro, 10% gris oscuro, 5% aceitunados. En la segunda secuencia se tiene ceniza, 85% gris claro, 10% gris oscuro y 5% aceitunados.
32		4	Tiene ambos contactos nítidos. 10 % gris oscuro y 90% aceitunados.
31	✓ ✓	10	Contacto inferior nítido, presenta pájaros, solo tiene gris oscuro.
30	✓ ✓	41.5	Se tienen 5 secuencias: La primera contiene 4% de pajaritos, 30% gris claro, 45% gris oscuro 25% aceitunados. La segunda 30% gris claro, 45% gris oscuro 25% aceitunados. La tercera contiene 15% de pajaritos,30% gris claro, 25% gris oscuro 30% aceitunados. La cuarta 80% de gris oscuro y 20% de aceitunados. La quinta 80% de gris oscuro y 20% de acetunados
29	✓ ✓	30.5	Ambos contactos transicionales, se tienen dos secuencias en la primera 35% de gris claro 35% de gris oscuro y 30% aceitunados. En la segunda secuencia se tiene 70% de gris claro y 25% de aceitunados.
28	~	23	Ambos contactos transicionales. 70% de gris claro y 30% aceitunados.
27	✓ ✓	13	Contactos trancisionales, con 4 secuencias , sin estructura

26			7	Contacto inferior trancisional, contiene pajaritos 20%
25			24	Contiene tres secuencias contacto inferior nítido, la primera presenta gradación inversa, la segunda laminación y 1 ultima no tiene estructura
24			0.7	Ambos contactos trancisionales , todos son aceitunados.
23		M	24	Contiene 7 secuencias , con alternancia de finos y gruesos.
22		M	22	No presenta estructura, ambos contactos nítidos todos son subredondeados.
21			40	Contacto superior nítido, Con 12 secuencias, el primer porcentaje es de las capas 1,3,5,7,9 la segunda alas capas 2,4, la tercer a : 6,8,10 con 30 % de pajaritos , el cuarto a la 11 y el ultimo a la12
20			16	Se divide en 10 secuencias cíclicas claras y oscuras , presenta secuencia cíclica.
19			11	Presenta laminación, , con 100% de gris oscuro.
18			11.5	Tiene tres secuencias , contacto superior nítido con un 15 % de pajaritos en la capa.
17			6	Contiene tres secuencias, , contacto superior nítido, con fragmentos subredondeados. Presenta pajaritos.
16			3.5	Una sola capa, contacto superior nítido, presenta pajaritos .
15			9	Contacto superior nítido con tres secuencias.
14			4	Contacto superior nítido , presenta laminaciones
13			14.5	Se tienen tres secuencias , si estructura
12			15.5	Presenta tres secuencias ,la primera con gradación normal, dos y tres sin estructura presenta pajaritos en la tercera
11			15.5	Dos secuencias, la secuencia uno presenta laminación, la secuencia dos con gradación inversa
10			12	Contacto inferior nítido, presenta dos secuencias, la secuencia uno con gradación inversa y la secuencia dos sin estructura

9		3	Tiene dos secuencias con gradación normal en ambas.
8		5.5	Tiene dos secuencias, la secuencia uno de material fino la secuencia dos de material grueso , ambas con los tres componentes
7		10	Presenta laminaciones y gradación inversa, contiene tres secuencias, secuencia 1y2 son laminadas , la secuencia tres presenta laminación inversa.
6		12	Contacto inferior nítido, secuencia gradada, componentes claros, oscuros, aceitunados.
5		5	Contacto inferior trancisional , gradación normal Composición : pajaritos ,aceitunados gris claro y gris oscuro
4		6.5	Contacto inferior trancisional, presenta laminaciones contiene pajaritos de 2 cm. De diámetro.
3		5.5	Alternancia de tres secuencias, contacto superior trancisional, presenta laminaciones
2		3.5	Contacto inferior trancisional, y superior nítido , gradación normal
1			Color gris claro, 40 % de aceitunados y 60 % de color gris oscuro

A continuación se presenta la misma columna que se describió, a escala, con su simbología

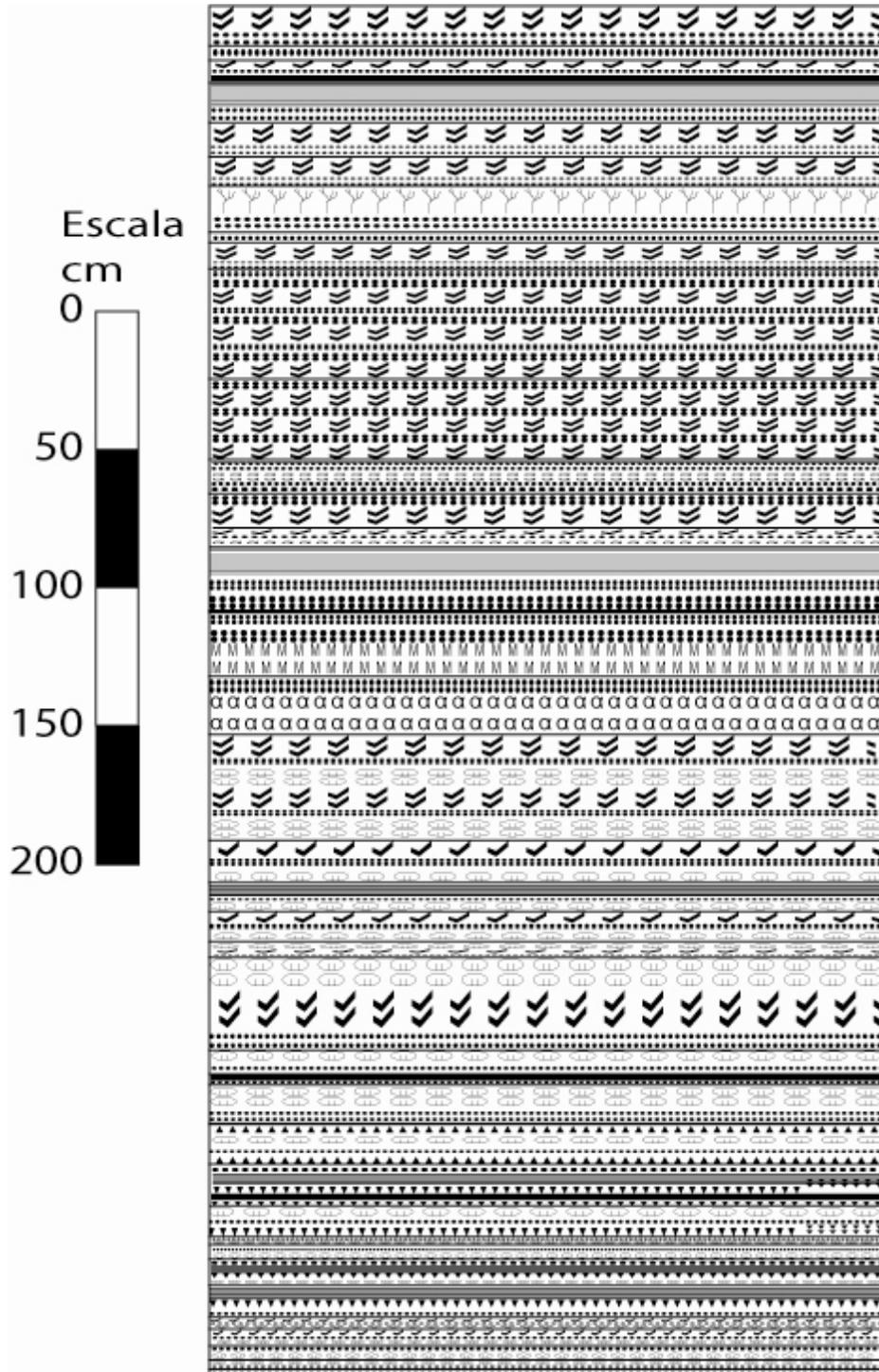


Figura 5.1. Se muestra la columna estratigráfica de las faldas del Parícutin (FP) que se obtuvo realizando una trinchera. Su espesor aproximado es de 5m.

El Radar de Penetración Terrestre distingue los cambios litológicos dependiendo de la frecuencia de la antena que se esté utilizando, esto porque la longitud de onda que se obtiene, como se vio en capítulos anteriores, tiene que ver con la frecuencia.

La longitud de onda nos dice a que distancia tendríamos un cambio de velocidad de la onda electromagnética, cuando se tiene un cambio de velocidad quiere decir que tenemos un cambio de litología, por lo tanto para saber la resolución que se tendría con la antena de 40 MHz, se aplicaría la fórmula de la longitud de onda de la siguiente forma:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Donde:

v: velocidad de propagación de la onda en el medio; f: frecuencia de la antena.

$$v=0.1133 \text{ m/ns}; f= 40 \text{ MHz.}$$

Por lo tanto: $\lambda=2.83 \text{ m}$. Entonces se va a ver el cambio litológico, con la antena de 40 MHz hasta los 2.83 m. Se puede ver la forma en que quedaría la columna estratigráfica en la figura 5.2, solo podríamos observar dos cambios de velocidad en la columna del Parícutin.

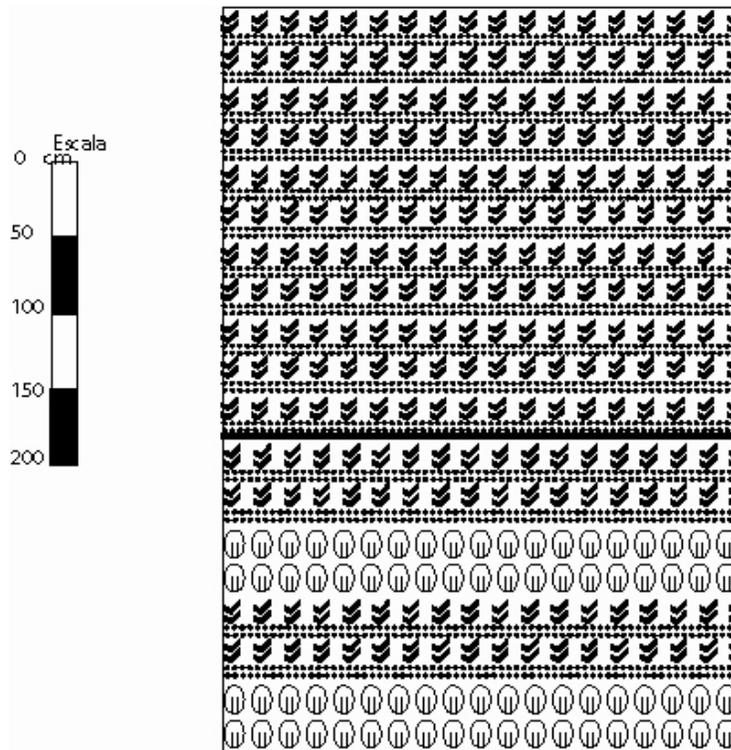


Figura 5.2. Al utilizar una antena de 40 MHz, solo se pueden ver dos cambios de litología en la columna de las FP.

Aplicando el mismo criterio para la antena de 70 MHz, es decir se aplica la fórmula de la longitud de onda para ver a que distancia se vería el cambio de litología, tendríamos:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Donde:

v: velocidad de propagación de la onda en el medio; f: frecuencia de la antena.

$$v=0.1133 \text{ m/ns}; f= 70 \text{ MHz.}$$

Entonces tendríamos una longitud de onda:

$$\lambda= 1.61 \text{ m}$$

Si se aplica este dato para la columna principal del Parícutin, entonces solo podríamos ver 3 cambios de litología con la antena de 70 MHz. La forma en que se vería la columna principal del Parícutin con la antena de 70 MHz se ve en la figura 5.3.

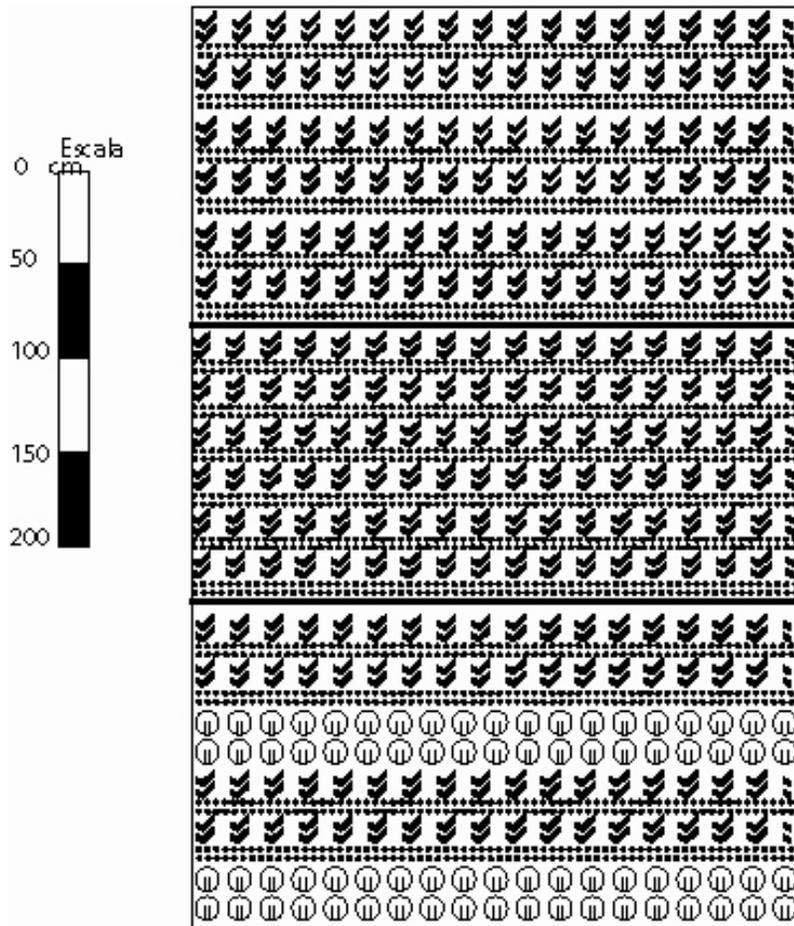


Figura 5.3. Figura 5.2. Al utilizar una antena de 70 MHz, solo se pueden ver tres cambios de litología en la columna de las FP.

Si aplicamos la fórmula de la longitud de onda para la antena de 200 MHz para obtener el espesor de los cambios litológicos que se obtendrían con dicha antena:

$$\lambda = \frac{v}{f}$$

Donde:

v: velocidad de propagación de la onda en el medio; f: frecuencia de la antena.

$$v=0.1133 \text{ m/ns}; f= 200 \text{ MHz.}$$

Entonces tendríamos una longitud de onda de:

$$\lambda= 0.56 \text{ m}$$

Se verían 8 cambios de litología de la columna estratigráfica del Parícutin (Figura 5.4), con esto se puede ver que si se tienen antenas con alta frecuencia se va a tener una mayor resolución, entonces si se busca tener un buen detalle se tiene que usar una antena con alta frecuencia.

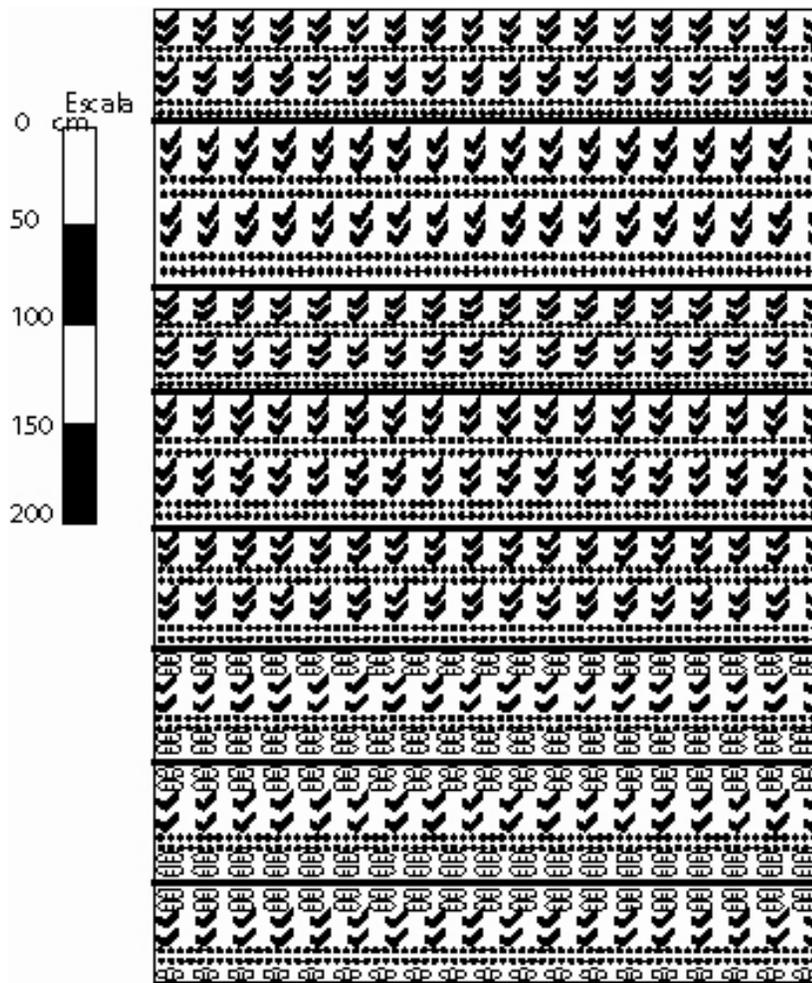
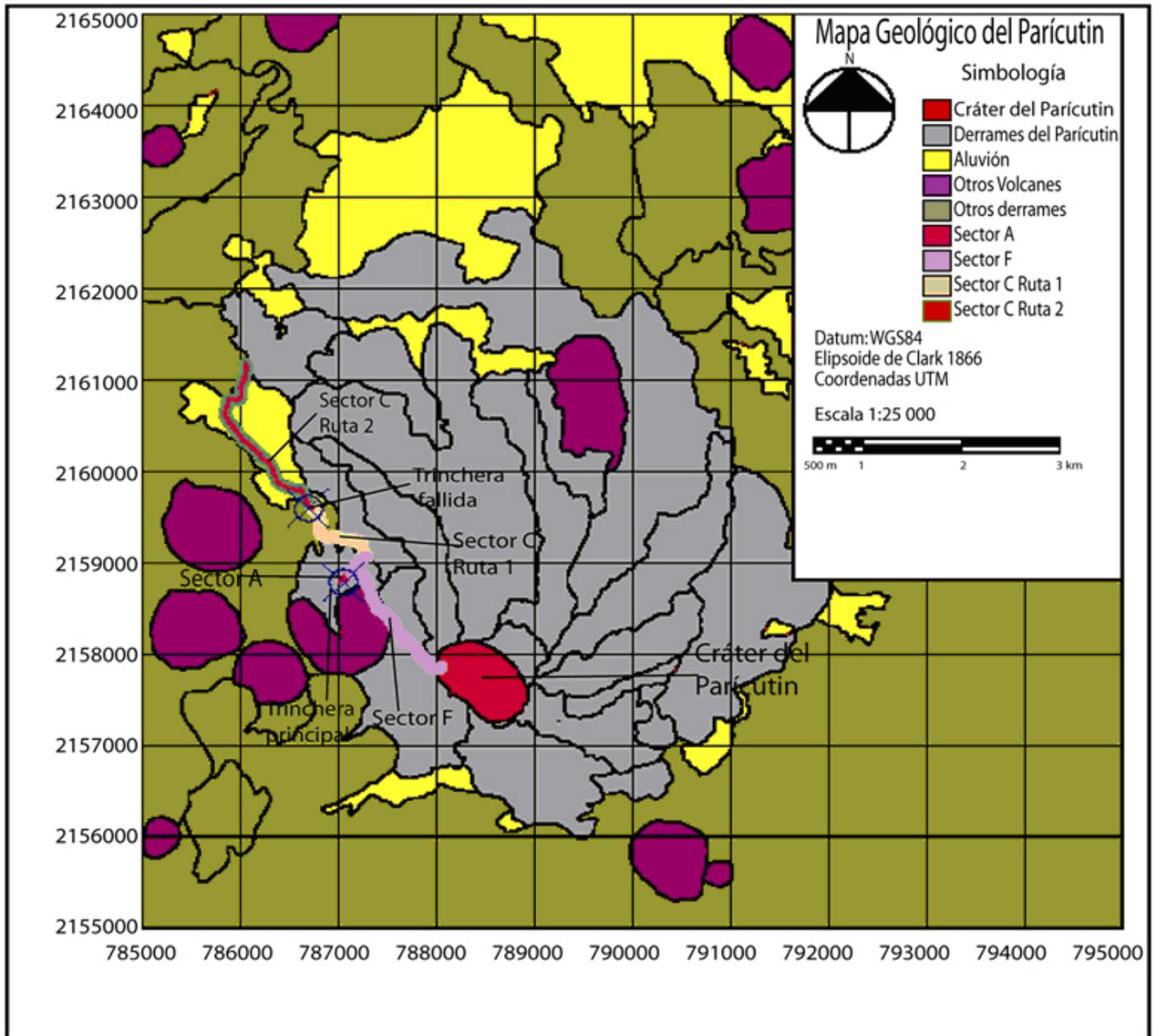


Figura 5.4. Figura 5.2. Al utilizar una antena de 200 MHz, solo se verían 8 cambios de litología en la columna de las FP.

5.2. Radagramas después del procesamiento de datos.

Recordando la figura 1.2, donde se muestran las secciones que se procesan:



Se puede ver la ubicación de las secciones, así como las trincheras con las que se hizo una comparación con los datos que se obtuvieron con el RPT para tener una idea sobre lo que se encuentra cada sector y sección.

Sector A

Ruta 1

En la ruta 1 del sector A se tienen aproximadamente 175 m de largo, la ruta se encuentra paralela a la trinchera.

Antena de 70 MHz ruta 1:

Se puede ver que se tiene una profundidad de 12.5 m y que se logra ver características del subsuelo.

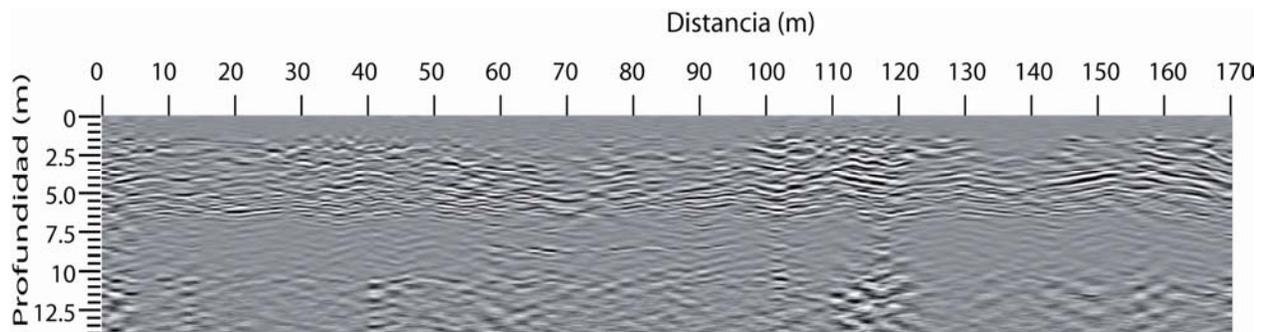


Figura 5.5. Primer parte del sector A con antena de 70 MHz

Antena de 200 MHz ruta 1:

Con esta antena se pueden observar mayores características del subsuelo.

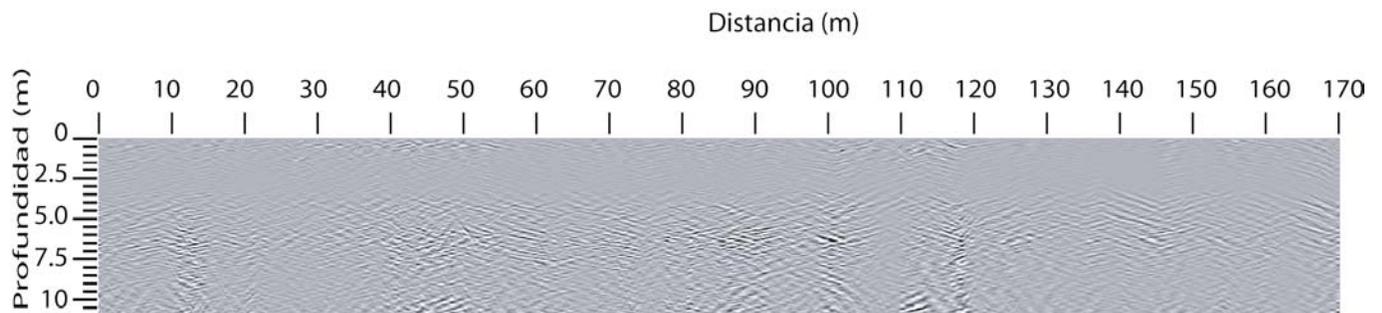


Figura 5.6. Sección A con antena de 200 MHz, es la primera parte de la sección.

Ruta 2

Esta parte era perpendicular a la trinchera, se puede ver como se van acomodando las cenizas.

Antena de 70MHz ruta 2:

Se tienen 60 metros de longitud del sector A ruta 2, con la antena de 70 MHz, parece que la resolución es buena en esta sección, y la profundidad es de 15 m.

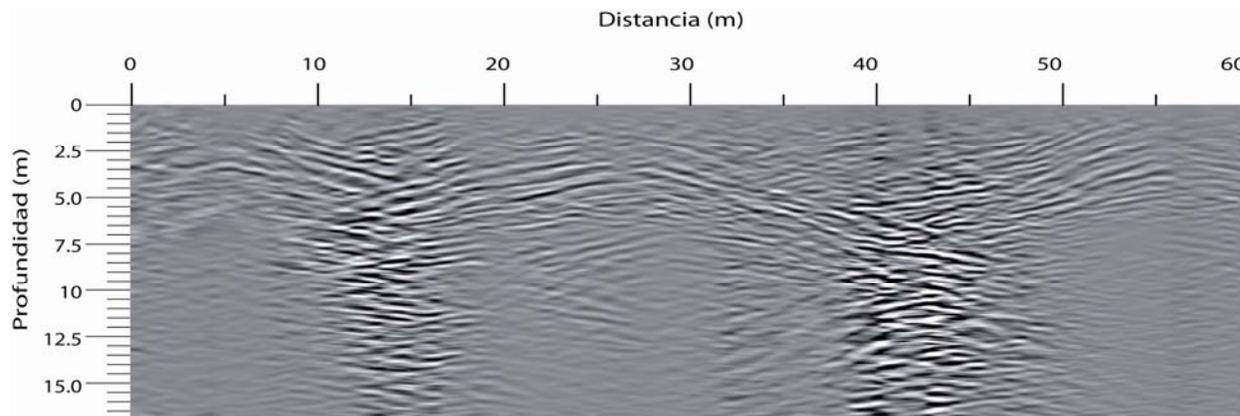


Figura 5.7. Continuación de la sección A con antena de 70 MHz. Sección que va perpendicular a la trinchera.

Antena de 200 MHz ruta 2:

Se ven características más finas de las cenizas del Parícutin, y la profundidad que se tiene es buena de acuerdo a lo que se quiere observar en esta sección.

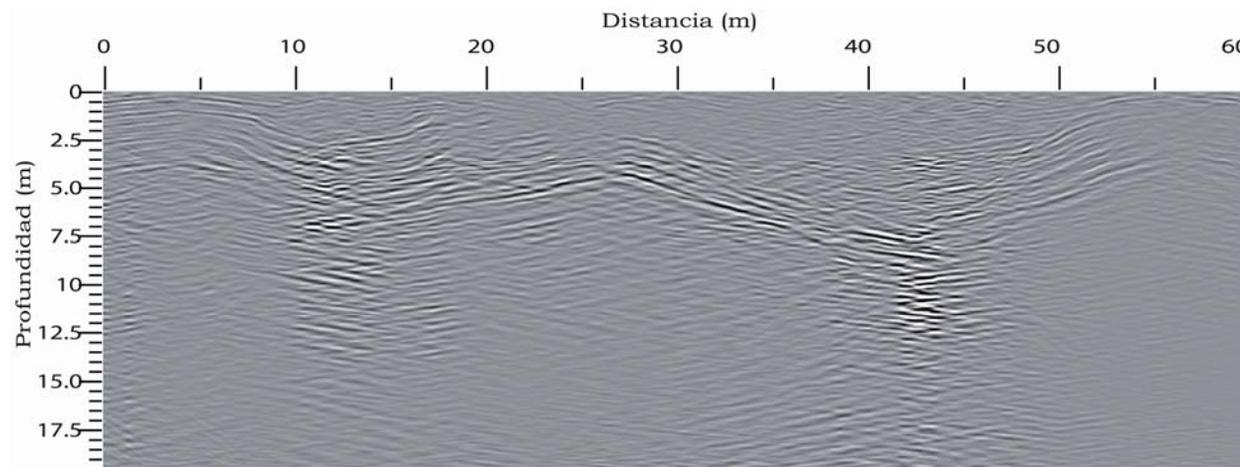


Figura 5.8. Continuación de la sección A con antena de 200 MHz.

5.3. Interpretación de secciones electromagnéticas procesadas.

Sector A:

Ruta 1

Antena de 70 MHz:

Se tenía una profundidad de las cenizas del Parícutin de 7.5m aproximadamente, y de un espesor de las cenizas del Parícutin de 4.22 m (Figura 5.9). La columna que se tenía de la trinchera de las faldas del Parícutin es casi del mismo espesor del Parícutin. De acuerdo al cambio de velocidades de la onda electromagnética es como se observa diferencia en la sección, entonces se busca una continuidad en la forma en que se encuentra la imagen ligando los puntos donde se ven líneas de forma parecida, y cuando se tiene un cambio en la forma de la imagen o diferentes líneas nos encontramos con un cambio de litología. Como se puede ver la forma en que se van acomodando las cenizas es de acuerdo a la topografía, y después con la erosión va habiendo un cambio en el espesor.

200 MHz ruta 1:

Se lograba distinguir al Parícutin con sus espesores (Figura 5.10), el espesor aproximado del Parícutin en esta sección es de 6.55 m, y la profundidad que tiene es de 6 m. Las cenizas se fueron acomodando sobre el suelo del Tancítaro. Se colocó la columna que se podría ver de las cenizas con la antena de 200 MHz, observando la columna y comparándola con la sección se observa que se tenía una buena resolución para ver los cambios de tipo de ceniza de la columna del Parícutin.

Ruta 2:**70 MHz**

Se distinguen el material retrabajado, Parícutin y Tancítaro, es decir la diferencia entre estos materiales (Figura 5.11). La profundidad que se observa en esta sección del Parícutin es de 4.5-8 m, y sus espesores van de 2.7-5.9 con un espesor promedio de 4.45. Se ve como las cenizas siguen la topografía del lugar, ya que en esta sección se tenían unos pequeños montes que se observan en la sección aproximadamente en los metros 10 y 35 de la sección

200 MHz ruta 2:

Se pueden ver de claramente las cenizas que se fueron depositando del Parícutin, es decir, se tienen mayores características del subsuelo. (Figura 5.12). La profundidad de las cenizas del Parícutin va de 4.5 m a 9 m. Los espesores de la ceniza del Parícutin van de 2.5 m a 5 m, con un espesor promedio de 3.75 m.

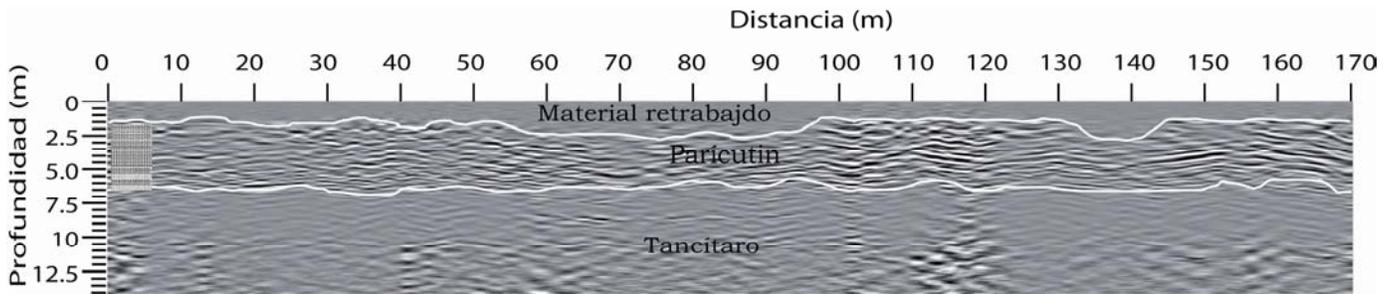


Figura 5.9. Interpretación de la sección A con antena de 70 MHz. Esta es la sección que va paralela a la trinchera. Coordenadas UTM: 78731-787010 W 2158910-2158802 N.

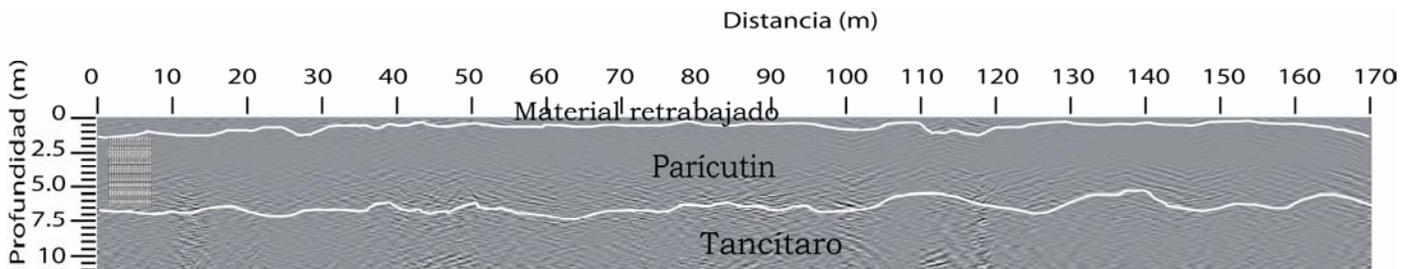


Figura 5.10. Interpretación de la sección A ruta 1 con antena de 200 MHz. Coordenadas UTM: 78731-787010 W 2158910-2158802 N.

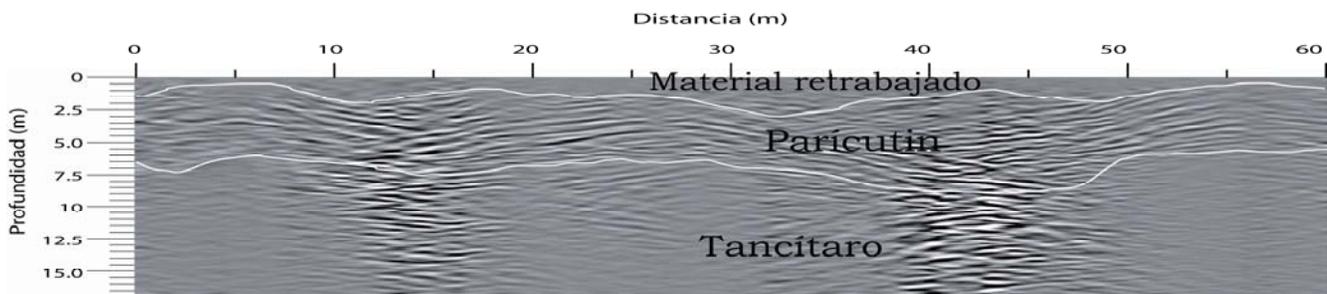


Figura 5.11. Interpretación del sector A ruta 2 con antena de 70 MHz. Coordenadas UTM: 787030-787080W 2158827-2158797N.

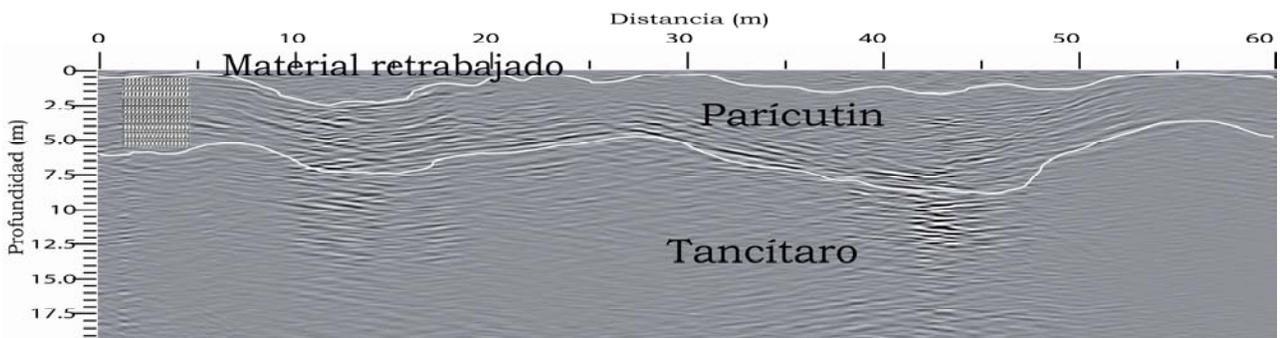


Figura 5.12. Interpretación del sector A ruta 2 con antena de 200 MHz. Coordenadas UTM: 787030-787080W 2158827-2158797N.

Las correcciones topográficas se realizaron con un programa en el cual se metían los datos del archivo del RADAN y luego los datos topográficos que se obtuvieron en campo con el GPS, de acuerdo con estos datos se obtuvieron imágenes de las secciones para poder observar la forma en que la topografía afectaba a la interpretación de dichas secciones (Figuras 5.13 y 5.14).

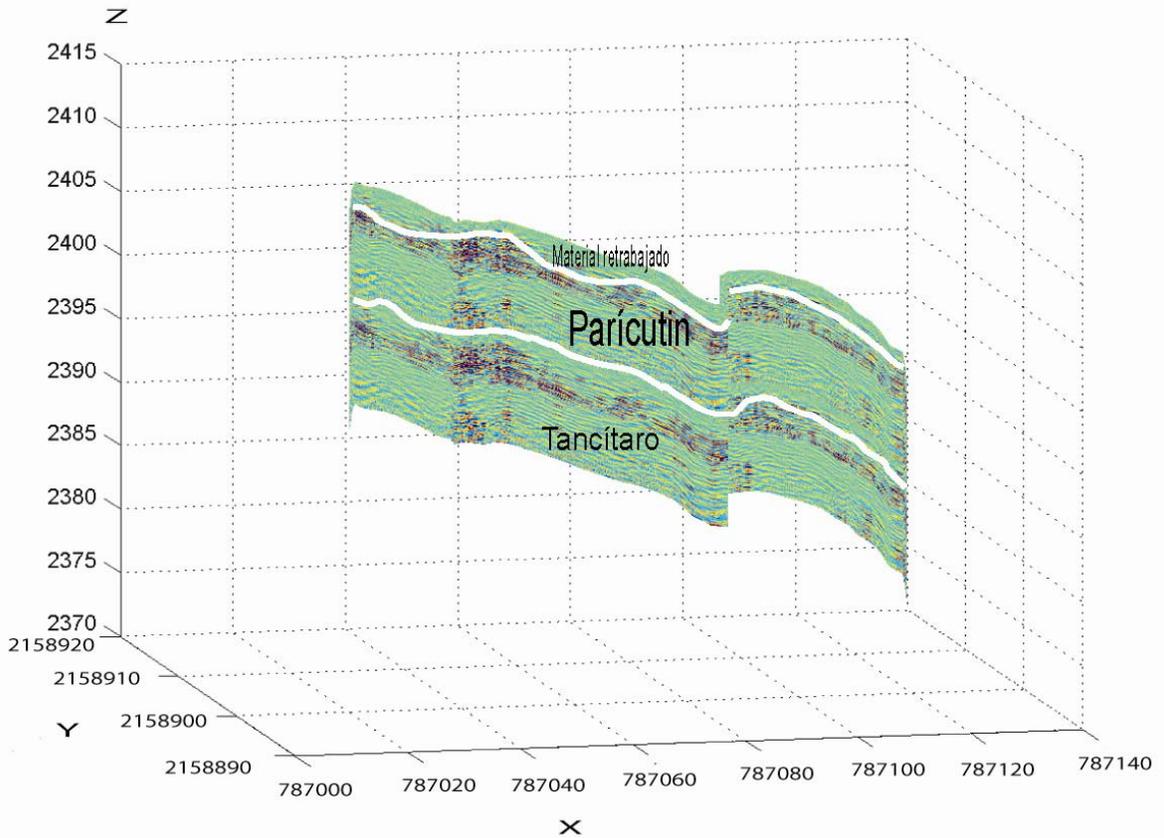


Figura 5.13. Corrección topográfica de la Sección A ruta 1.

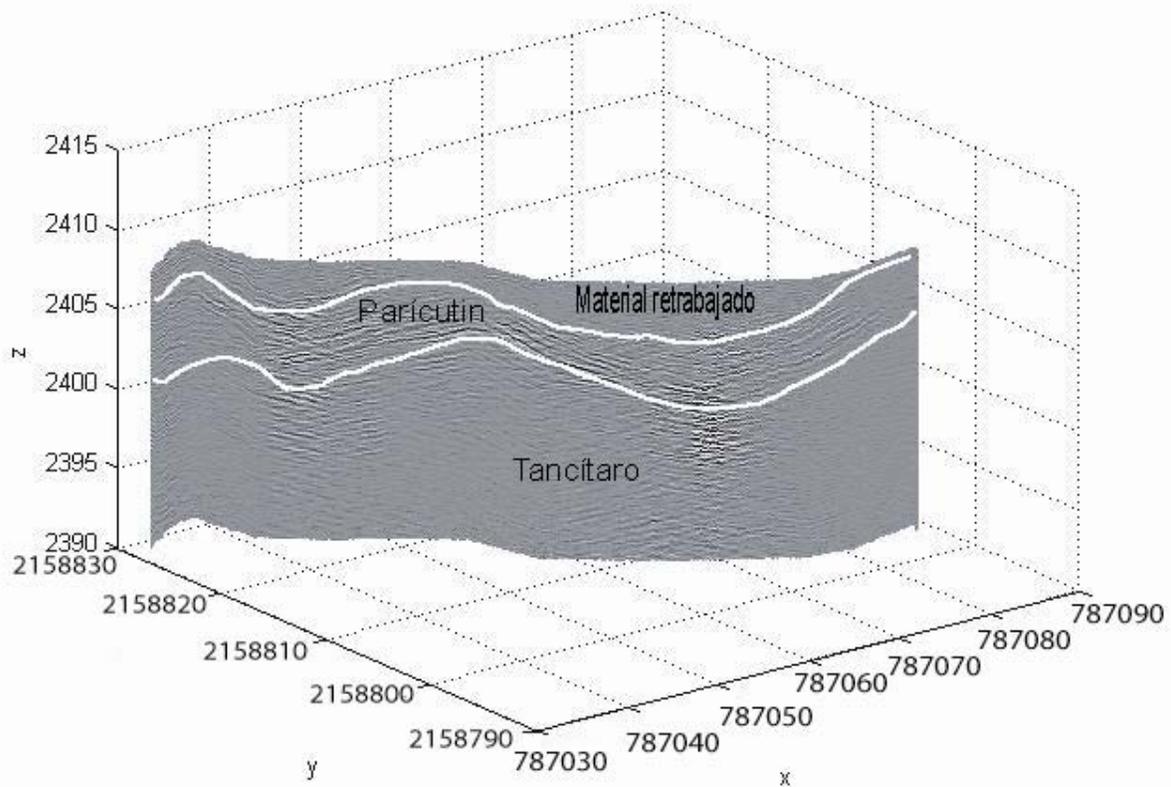


Figura 5.14. Corrección topográfica de la sección A ruta 2 con antena de 200 MHz.

De acuerdo con las correcciones topográficas que se han visto, se pudo observar que no afecta mucho la interpretación, por esta razón no se realizaron para las siguientes secciones

Sector C.

Ruta 1.

40 MHz.

Se observa material reabajado que viene por la pendiente del Parícutin, el material reabajado cubre al Parícutin, debido a la erosión se tienen espesores de 0.5 a 1m de espesor del material reabajado. El espesor del Parícutin va de 0.7 m a 8 m con un promedio de 7.4 m. La profundidad máxima que se ve al Parícutin es de 18 m hasta 3 m menor. Se tiene que recordar que a partir de los 8 m la señal empieza a dispersarse más, es decir, se va a ver más ruido en los datos, esto por la profundidad de penetración que se tiene en la zona y que se obtuvo anteriormente, además de que con la antena de 40 MHz se tiene menor resolución, es decir, menores características del subsuelo.

70 MHz.

Como se puede ver la extensión es menor (Figura 5.17), es por eso que se ven menores características del subsuelo que en la de 40 MHz-. El espesor del Parícutin es más continuo, es decir, se tiene menos variación en el espesor, su espesor va 2.5-5 m con un valor promedio de 3.5 m. Se observa lava que se tiene como suelo de las cenizas del Parícutin, se logra ver el Tancítaro que es el volcán que hizo erupción antes que el Parícutin. Si se hiciera una trinchera en esta región se encontraría al Parícutin como a 2.5 m aproximadamente.

200 MHz.

Se pueden ver más características de la forma en que se fue depositando el Parícutin (Figura 5.18), también se ven la diferencia entre el material reabajado, Parícutin, basamento y Tancítaro, aunque el Tancítaro solo se logra ver en un área pequeña. El material reabajado tiene un espesor promedio de 1.3 m. Hay partes en las que el Parícutin aflora y también partes en las que no se ve hasta que profundidad llega. El espesor promedio del Parícutin es de 4.5 m. La longitud de esta sección es de

860 m aproximadamente, se puede ver como la lava se pierde a los 340 m de la sección y vuelve a aparecer, y como entre los metros 460 y 840 no se ve al Tancítaro en la sección, sino que solo se tiene a la lava como suelo de las cenizas del Parícutin.

Ruta 2

40 MHz.

En esta sección se puede observar que la lava logra aflorar (Figura 5.19). Se logra distinguir al material re TRABAJADO, el Parícutin, la lava y Tancítaro, pero se tiene mucho ruido, es decir, no se tiene una buena resolución, esto debido a la antena que se está utilizando. El espesor promedio del Parícutin es de 5m. Entre los metros 700 y 800 se tiene como una cuenca, esta cuenca coincide con un río.

70 MHz.

No se logra distinguir al Tancítaro (Figura 5.20), esto debido a la poca resolución que se tiene con esta antena, o tal vez a que el Tancítaro quedó muy abajo y solo logra verse hasta la lava. Las características de la forma en que se fue depositando el Parícutin y el material re TRABAJADO no se ven muy bien por la poca resolución. Se tiene poco espesor de aluvi3n debido a la gran erosión que hay en esa zona. A partir de los 8 m la resolución de la onda se va perdiendo, así como también hay mucho ruido. La longitud de la sección es de 2800 m aproximadamente.

200 MHz.

Se pueden observar más características con este tipo de antena (Figura 5.21). También se ve la diferencia entre el material re TRABAJADO, Parícutin, lava, se cree que lo que esta bajo la lava es el Tancítaro. Entre los metros 250 y 450 pasa un río el cual iba desgastando los dep3sitos del Parícutin y que después fueron depositando el aluvi3n. La lava aflora en algunas partes como en el metro 2000. Entre 550-900m se puede ver un dep3sito de Parícutin con poco material re TRABAJADO encima aproximadamente de 50 cm de espesor del material re TRABAJADO. Se puede observar

que en esta sección hay mucha erosión, ya que hay partes en las que solo está la lava y el aluvión, y que hay lugares en los que solo aflora la lava, aunque también se tienen algunos depósitos del Parícutin pero no a lo largo de toda la sección. Esta sección va del Parícutin hacia el noroeste, es decir, se aleja del Parícutin, al igual que la ruta 1, pero primero se hizo la ruta 1 y la ruta 2 es la que queda más lejos del Parícutin como se puede ver en la figura 1.4.

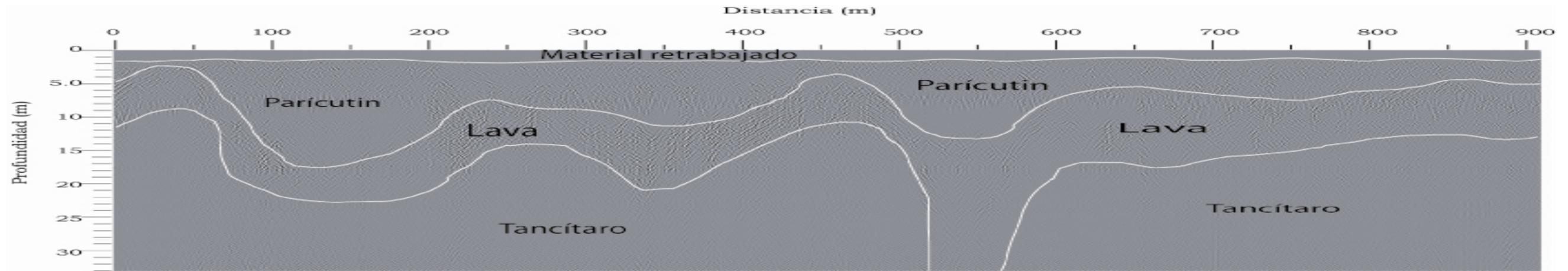


Figura 5.15. Sección del sector C ruta 1 con antena de 40 MHz. Se pueden observar las interpretaciones. Coordenadas UTM: 787278.175-786755.022 W 2159064.440-2159568.922N.

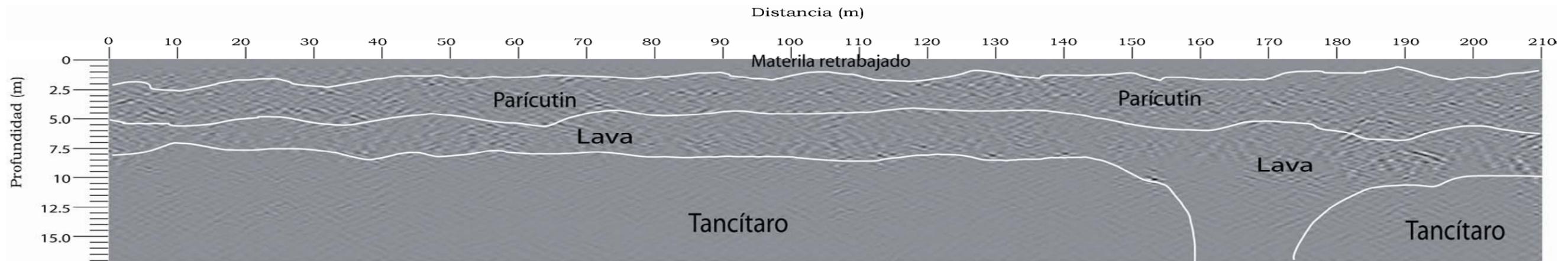


Figura 5.16. Ruta 1 del sector C con antena de 70 MHz, la longitud es menor, ya que se tiene una longitud aproximada de 200 m. Se ven menos características que en la sección anterior.

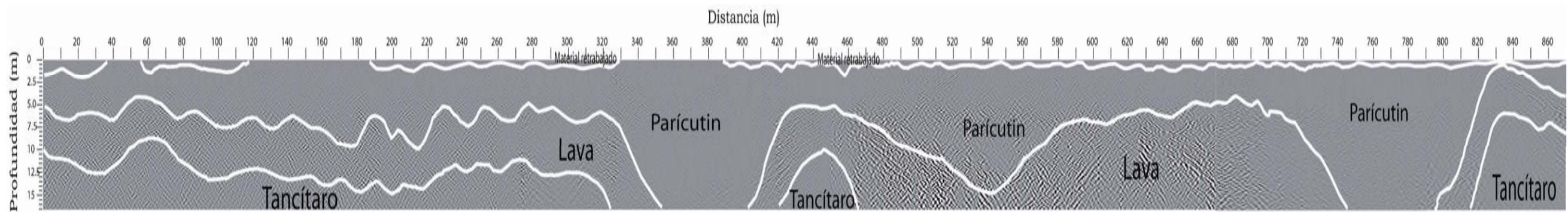


Figura 5.17. Sector C ruta 1 con antena de 200 MHz

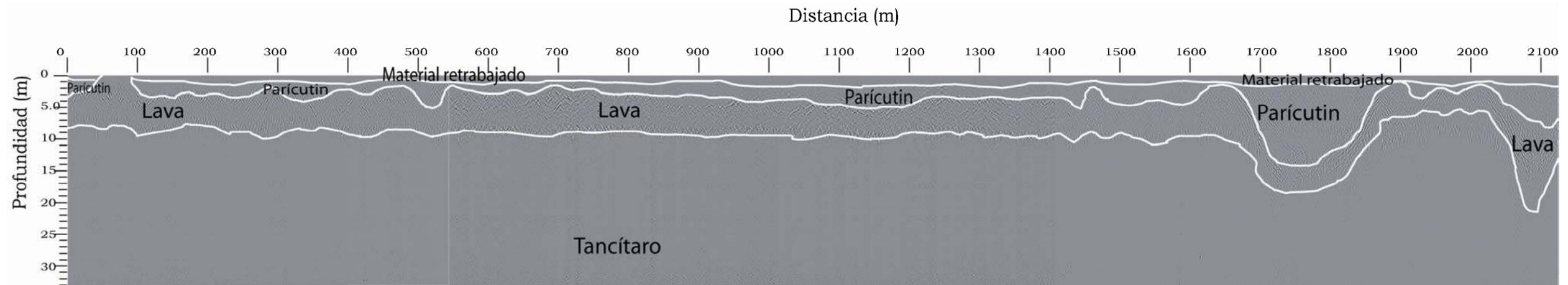


Figura 5.18. Sector C ruta 2 con antena de 40 MHz

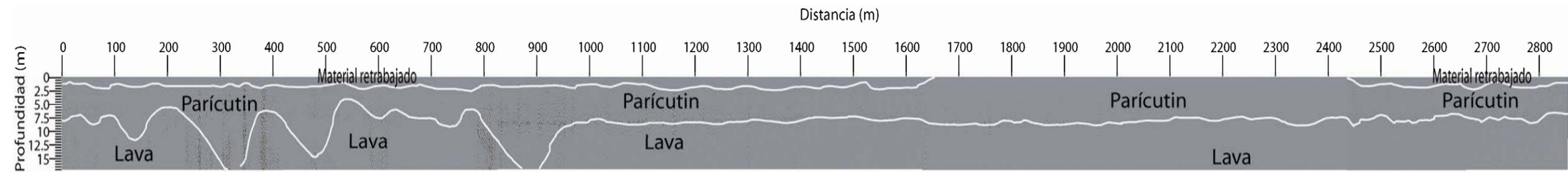


Figura 5.19. Sector C ruta 2 con antena de 70 MHz.

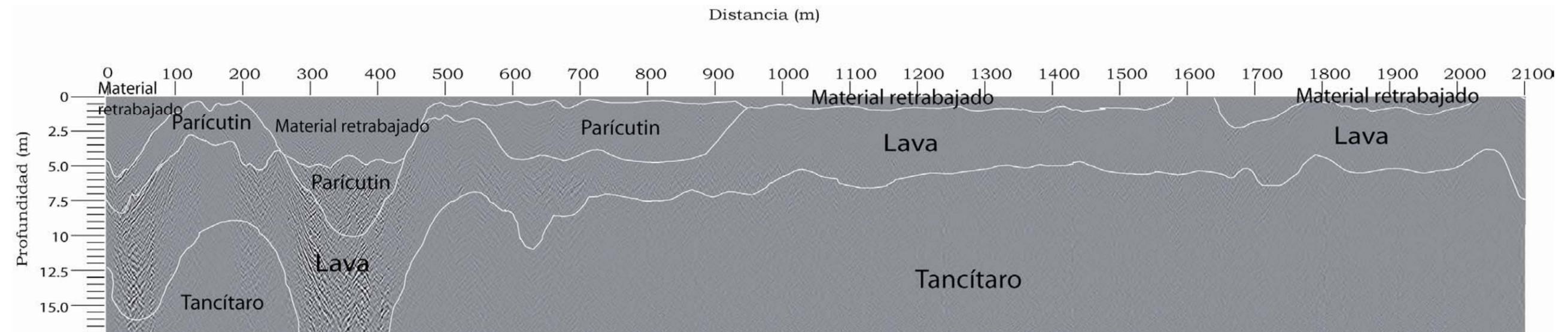


Figura 5.20. Sector C ruta 2 con antena de 200 MHz.

Sector F.

40 MHz.

En este sector solo se tiene al Parícutin (Figura 5.22), entonces lo que se hizo fue separar el tipo de materiales del Parícutin que se están observando. En esta sección se logra ver el material suelto y el material consolidado y otro que se encuentra abajo que por la forma en que se ven el cambio de velocidad de la onda electromagnética se puede decir que es un material más consolidado. Se tiene una penetración de 35 m, pero a los 8 m aproximadamente se va perdiendo la señal y se vuelve más ruidosa, la longitud de esta sección es de 1700 m. Coordenadas UTM: 788044.419-787274.633W 2157853.05-2159061.31N.

70 MHz

Esta sección tiene coordenadas UTM: 788044.419-787274.633W 2157853.05-2159061.31N y una longitud de 1900 m aproximadamente. Se tiene una mejor resolución que con la antena de 40 MHz, pero aún así, no se tienen grandes características sobre el subsuelo, aunque podría servir para ver la diferencia de materiales a grandes rasgos.

Ruta 1.

200 MHz.

Esta sección viene de las faldas del Parícutin al noroeste. Tiene coordenadas UTM: 788044.419-787274.633 2157853.05-2159061.31. Se veían varias características del subsuelo (Figura 5.24), como algunos balísticos, en el material consolidado se tiene reptación, la cual pudo haber sido ocasionada por que había material más pesado que iba empujando y acomodando en forma de ondas al material que sufrió la reptación. Se podía observar un dique aproximadamente a los 1000 m de la sección a una profundidad de 8 m, este se lograba ver debido a que se tenía demasiadas reflexiones en esa zona, entonces se concluyo que era un cuerpo que

hacia que la velocidad de la onda se propagara de manera más rápida. Se observaban más características con este tipo de antena que con las de 40 y 70 MHz.

Ruta 2.

200 MHz.

Esta sección tiene coordenada UTM: 788044.419-787274.633W 2157853.05-2159061.31N y longitud de 500 m. Se ve otro dique a los 40 m y varios balísticos. En esta sección el material que se encuentra debajo del material que estaba sufriendo reptación, también sufre reptación aproximadamente del principio al metro 300, y después no se distingue si continua.

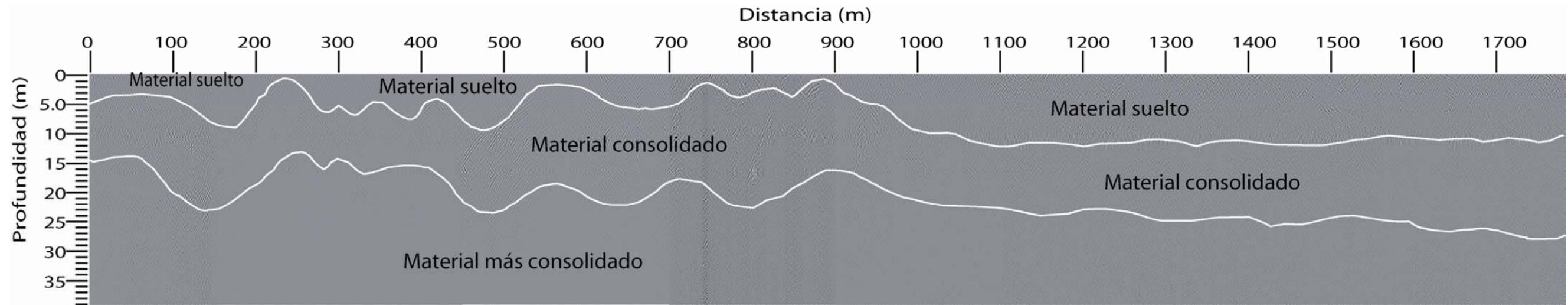


Figura 5.21. Sector F con antena de 40 MHz, solo se puede ver al Parícutin, pero se pueden observar diferencia de materiales del Parícutin.

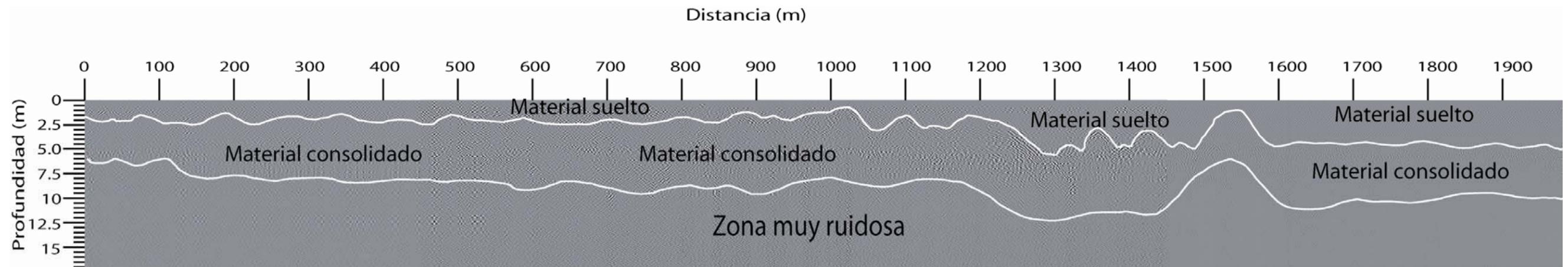


Figura 5.23. Sector F con antena de 70 MHz. Se logran diferenciar los materiales del Parícutin.

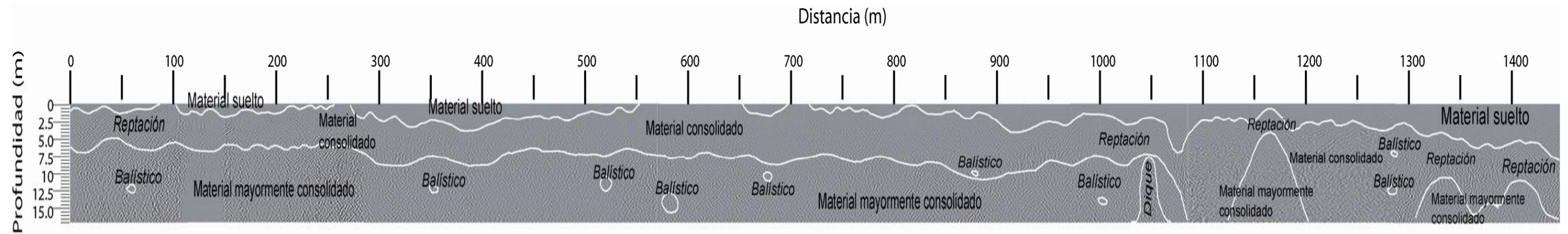


Figura 5.24. Sector F ruta 1 con antena de 200 MHz, con longitud aproximada de 1250 m.

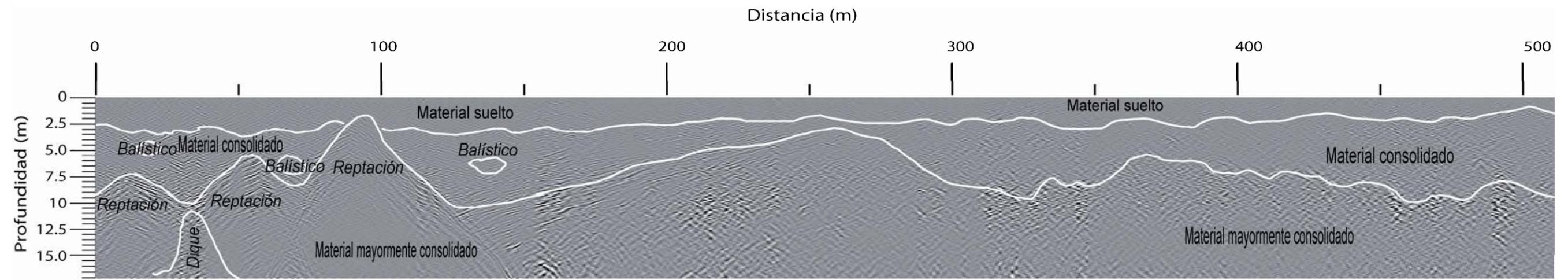


Figura 5.25. Sector F ruta 2 con antena de 200 MHz, con longitud aproximada de 500 m

5.4. Discusiones

El sector F, que venía de las faldas del Parícutin al noroeste, es un sector interesante, ya que se lograban ver varias características del material del Parícutin, aunque por la profundidad del material no se lograba ver el suelo del Tancitaro y por lo tanto no se veía el espesor del Parícutin.

Cuando se alejaba del volcán, es decir en el sector A y C se encontraba material re TRABAJADO, aunque en el sector A se podía ver una mayor uniformidad del espesor de material re TRABAJADO y el espesor de las cenizas del Parícutin que en el sector C, esto debido a que se tiene una mayor erosión en el sector C, y también porque el sector C tiene una mayor longitud, entonces se podía ver mayor variación en las mediciones. Se observaba una gran erosión en el sector C, había partes en las que afloraba la lava, otras en las que se cree que había una acumulación de material consolidado del Parícutin, pero que después por la erosión se quitó y fue llenado ese espacio por material re TRABAJADO. En el sector F se pudieron observar algunos balísticos así como posibles diques, y reptación de material.

Las secciones en las que se veían mejores características eran en las que se utilizó la antena de 200 MHz, además que en el sector C en las secciones de las antenas de 40 y 70 MHz se tenía demasiado ruido y no se podía distinguir mucho, aún después del procesamiento. Además, como se tiene un material dieléctrico disipativo la profundidad de penetración es la misma para las 3 antenas, es decir aproximadamente a los 8 m la señal iba a comenzar a ser ruidosa en forma exponencial. Entonces si se tenía la misma profundidad de penetración pero mayor resolución para la antena de 200 MHz se concluye que para este tipo de estudio la antena que tendría una mejor eficiencia sería la antena de 200 MHz.

Entonces, si se comparan los datos de Segerstrom con los que se obtuvieron de las secciones, podemos observar en la figura D.1, como se superpusieron las secciones en el mapa de Segerstrom (1950).

diferencia de espesores entre el que reportó Segerstrom (1950) y el que se obtuvo con el RPT. Los datos de Segerstrom se graficaron lineales y los del RPT se graficaron unos lineales y los otros de acuerdo a la distancia, es decir, para graficar los datos lineales se hizo un promedio del espesor del Parícutin y se gráfico con una tendencia lineal, y con los otros datos se iba observando la distancia y se media el espesor. Entonces se puede ver, con la gráfica del RPT no lineal, que la erosión era mayor en algunas zonas que en otras, y que entre los 70 y 20 m se tiene un abultamiento de material del Parícutin.

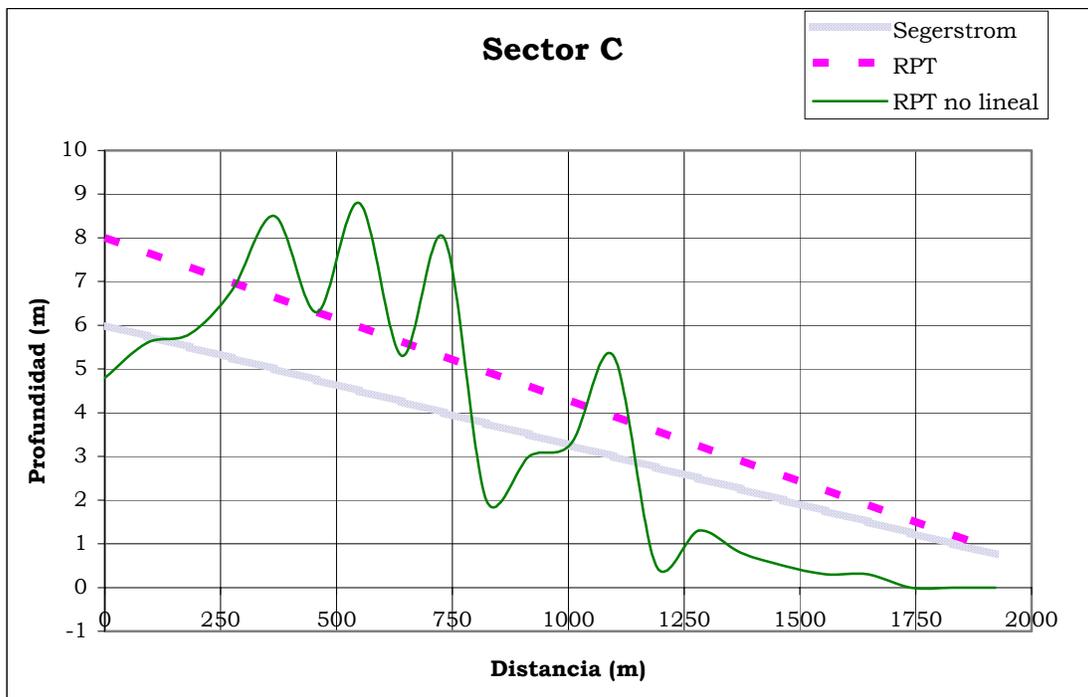


Figura D.2. Gráfica de espesores del material del Parícutin. Se puede observar la forma en que ha sido erosionado el material.

El sector C en la primer ruta se tienen espesores alrededor de 4.5 m y en la segunda parte se tienen espesores de 2.5 m y también hay partes en las que no tiene al Parícutin, esto debido a la erosión. La primer parte del sector C está en las isopacas que van de 6-4 m y la segunda parte está en las isopacas de 4-2 m. Recordando las secciones interpretadas en esta zona. Se tiene mucha erosión ya que hay partes en las que no está el Parícutin y solo se encuentra el material retrabajado y después más

abajo la lava, o bien se tienen grandes depósitos de Parícutin en cuencas hechas por los arroyos que se fueron formando debido a la erosión del lugar. En la figura D.3 se puede observar la erosión en esta zona a comparación de lo reportado por Segerstrom (1950), y hacer una comparación gráfica de los datos de espesores con los del RPT. También se graficaron lineales y no lineales y se hizo de la misma forma que en el sector A. Se pueden observar varios abultamientos de material y lugares en los que se ve mucho material del Parícutin. En este sector se obtuvo una mayor acumulación del material del Parícutin a comparación del que reportó Segerstrom (1950), esto podría ser por que en ciertas zonas no se lograba ver la profundidad del parícutin y había veces en las que el parícutin tenía espesores de más de 10 m pero después se tenía lugares en los que no se tenía material del Parícutin, también pudo haber sido porque Segerstrom utilizó trincheras para hacer el mapa de isopacas y entonces no tenía la estructura de forma continua de la forma en que se encontraba el material del Parícutin como con el RPT.

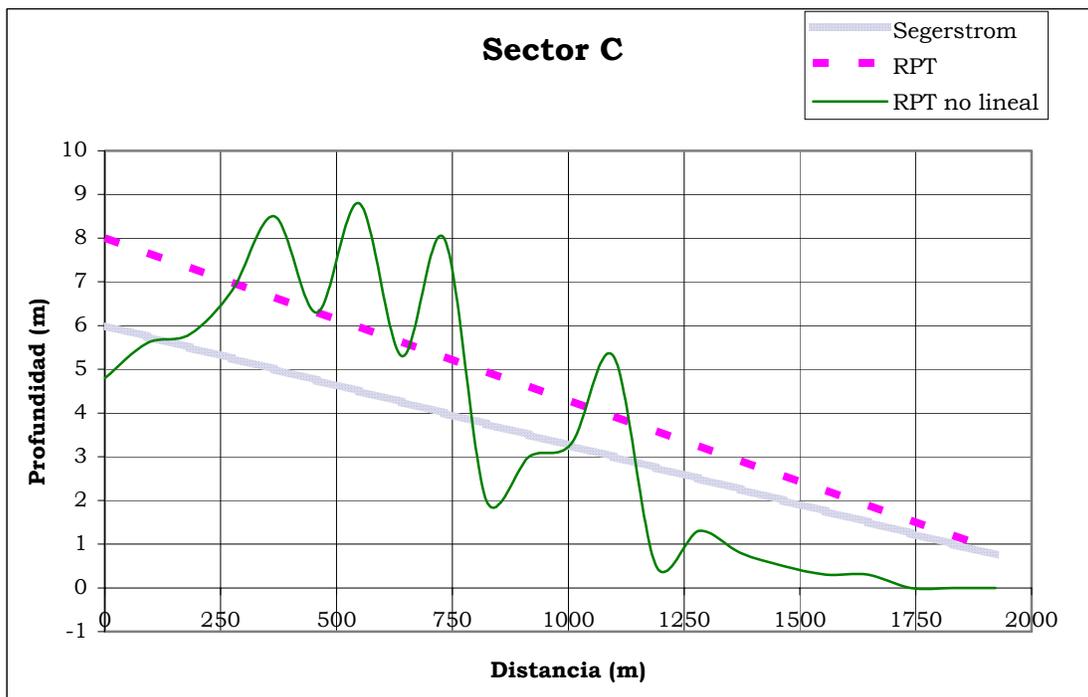


Figura D.3. Gráfica de espesores de material del Parícutin del sector C. Se puede observar como ha ido cambiando el espesor por la erosión de la zona comparando con los datos que reportó Segerstrom (1950).

Y finalmente se tiene el sector F el cual viene de FP hacia el noroeste, y se encuentra entre las isopacas 12m a 6 m, es por esta razón que el RPT no puede ver el suelo que sería el Tancitaro porque la profundidad de penetración que se tiene es de 8 m y es menor a la que tiene el Parícutin, aunque hay que recordar que la profundidad no se pierde la señal, sino que se va atenuando e veces.

Conclusiones.

La erosión en la zona del Parícutin es muy grande, debido a las lluvias y a los arroyos que se fueron formando por la erupción del volcán Parícutin, es por eso que se puede observar un cambio en los espesores del material así como una gran cantidad de material re TRABAJADO. Desde lo reportado por Segerstrom en 1950 no se tenían datos sobre el espesor del material, con el RPT se pudo observar el espesor del material sin hacer trincheras y después ir relacionando cada punto de la trinchera para obtener el perfil, con esto se tenía el perfil completo y no se perdían algunas características importantes como se pudo observar en el sector C, donde se tenía en algunas partes un espesor de las cenizas del Parícutin y en otras no aparecían las cenizas del Parícutin sólo se encontraban el material re TRABAJADO y la lava, además se podía observar la estructura del material, es decir, observar como se fue depositando.

Desde el principio se sabía que las antenas de 40 y 70 MHz iban a tener poca resolución, pero lo que se buscaba era hacer una combinación de antenas para poder tener un poco más de profundidad de penetración, como se pudo ver por ejemplo en el sector C, las antenas de 40 y 70 no se utilizaron en toda la sección que se tiene de la antena de 200 MHz, ya que se quería tener mayor profundidad en ciertos lugares para tratar de observar la profundidad de algunos materiales como la lava o ver el suelo del , que en éste caso es el Tancitaro. En la pantalla del RPT se observaban los datos que se iban obteniendo y luego se pasaban las antenas dependiendo de lo que se quería, esa es otra de las ventajas del RPT que los datos se pueden ir viendo en campo y saber si los datos que se están obteniendo son los correctos.

En México casi no se utiliza el RPT para estudios de vulcanología, con este trabajo se demostró que se tiene una buena resolución de los datos, menor trabajo en campo, ya que no se hacen las trincheras, y se tienen datos continuos del subsuelo a diferencia del método de hacer trincheras.

Bibliografía.

- ✦ Anguiano J.C. 2003. “*Antología histórica de un pueblo*”. Galería fotográfica del volcán Parícutin y del Pueblo de Parangaricutiro, Segunda Edición.
- ✦ Brewster, M. L. and Annan A. P. 1994. “*Ground Penetrating Radar Monitoring of a Controlled DNAPL Release, 200 MHz Radar*”. *Geophysics*. Vol. 59, No. 8. pp.1211-1221.
- ✦ Butler, D. K., Simas, J. E. and Cook D.S. 1994. “*Archaeological Geophysics Investigations of the Wright Brothers 1910 Hangar Site*”. *Geoarchaeology International Journal*, vol. 9. No. 6, pp 437-466
- ✦ Consejo de Recursos Minerales. 1995. “*Monografía Geológico-Minera del estado de Michoacán*”. México.
- ✦ Delgado, Hugo. 2002. “*Los volcanes de México*”. Universidad Nacional Autónoma de México, Primera Edición, México.
- ✦ Díaz Molina, Oscar. 2003. “*Modelación 1D directa e inversa de datos de Radar de Penetración Terrestre*”. Ciudad Universitaria, México, DF.
- ✦ Doolittle, J. A. And Asmussen, L. E, 1992. “*Ten year of Applications of Ground Penetrating Radar by the United States Department of Agriculture*”. Pro IV Int. Conf. Ground Penetrating Radar, June 8-13.
- ✦ Escobar-Salguero, L. H. y Cortés-Soto, F. O. 2000. “*Fundamentos de Teoría Electromagnética*”. Facultad de Ingeniería. UNAM. México.
- ✦ Fisher, E., Mc. Mecham, G. A and Annan, A. P. 1992. “*Acquisition and Processing of Wide-Aperture Ground Penetrating Radar Data*”. *Geophysics*, vol 57. pp. 495-504.
- ✦ Foshag, W., Gonzalez, J. .1956. “*Birth and Development of Paricutin Volcano México*”. *Geological Survey Bulletin*, Department of the Interior, Washington, USA.
- ✦ Geophysical Survey System. 1995-1997. “*RADAN for Windows*”. GSSI. Estados Unidos de Norteamérica.
- ✦ Garduño-Monroy, Víctor Hugo, Israde-Alcántara y E. Arreygue-Rocha. 2003. “*La inquietante evolución de las cuencas lacustre en zonas volcánicas: ejemplo, la cuenca de Patzcuaro, Michoacán, México*”. Instituto de Investigaciones

Metalúrgicas-UMSNH. Secretaría de Medio Ambiente y Recurso Naturales. Fondo Mexicano para la Conservación de la Naturaleza.

- ✦ Hasenaka and Carmichael. 1985. “*Age and Distribution of Cinder Cones*”.
- ✦ Hasenaka and Carmichael. 1987. “*Petrology and Geochemistry of MGVF Cinder Cones*”.
- ✦ Ida, Nathan. 2004. “*Engineering electromagnetics*” Ed. Springer. Segunda edición. Nueva York.
- ✦ Instituto de Geología. 1943. “*El Parícutín*”. Universidad Nacional Autónoma de México. Imprenta Universitaria. México.
- ✦ Keller, G. V. 1989. “*Rock and Mineral Properties. Electromagnetic Methods in Applied Geophysics.*” Investigations in Geophysics. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa. Volume 1.
- ✦ Luhr, James F. 1993. “*Parícutín. The volcano Born in a Mexican Cornfield*”. Geoscience Press. EU.
- ✦ Miyamoto, Hideaki et al. 2003. “*Acquisition of ground penetrating radar data to detect lava tubes: preliminary results on the Komoriana cave at Fuji volcano in Japan*”. Bull Eng Geol Env. 62:281-288.
- ✦ Muller, Wayne. 2002. “*Trial of ground penetrating radar to locate defects in timber bridge girders*” Structures Divise, RS and Group Queensland Department of Main Roads.
- ✦ Ownby, S; Delgado, H. Lange, R. Hall C. “*Volcano Tancítaro, Michoacán, México, ⁴⁰Ar/³⁹Ar constraints on its history of sector collapse*”. Journal of Volcanology and Geothermal Research. En imprenta.
- ✦ Orellana, Ernesto. 1972. “*Prospección geoelectrica en corriente continua*”. Editorial PARAINFO. Madrid.
- ✦ Orellana, Ernesto. 1974. “*Prospección geoelectrica por campos variables*”. Editorial PARAINFO. Madrid.
- ✦ Peterson, A. F., Ray S. L. and Mitra R. 1998. Computational Methods for Electromagnetic. IEEE Press & Oxford University Press. New York-Melbourne. 566 pp.
- ✦ Russell, J. K et al. 1997. “*Characterization of volcanic deposits with ground-penetrating radar*”. Bull Volcanol (1997) 58: 515-527. Springer-Verlag

- ✦ SECOFI. 1995. “*Monografía geológico-minera del estado de Michoacán*”. Consejo de recursos minerales. México.
- ✦ Segerstrom, K., “*Erosion studies at Parícutin, State of Michoacán, México*”, Geological Survey Bulletin 956-A, Department of the Interior, USA.
- ✦ Sheriff, R. E. 1991. “*Exploración sísmológica*”. Vol. 1 y 2. Editorial Noriega Editores. México.
- ✦ Stevens, K. M., Lodha, A. L. and Soonawala, N. M. 1995. “*The Application of Ground Penetrating Radar for Mapping Fractures in Plutonic Rocks Within the Whiteshell Research Area, Pinawa Manitoba*”. Canada. Journal of Applied Geophysics, vol. 33. pp.125-141.
- ✦ Tejero, A., Chávez R.E., Urbietta J. and Flores-Marquez E.L.. 2002. “*Cavity Detection in the Southwestern Hilly Portion of Mexico City by Resistivity Imaging*”. Journal of Environmental and Engineering Geophysics. Volume 7. Issue 3. 130-139 pp.
- ✦ Turhan Taner y Fulton Koehler. 1969. “*Velocity Spectra-digital computer derivation and application of velocity functions*”. Geophysics, Vol. 34. No. 6.P. 859-881.
- ✦ Williams, H. “*Volcanoes of the Parícutin region. U. S.*” Geological Survey Bulletin, 965B: 165-279.
- ✦ Yilmaz Özdoğan. 1987. “*Seismic data processing*”. Society of Exploration Geophysicists. Tulsa.
- ✦ <http://www.g-p-r.com/>