



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

POSGRADO EN CIENCIAS DE LA TIERRA

INSTITUTO DE GEOFÍSICA

DEPARTAMENTO DE SISMOLOGÍA

**DETERMINACIÓN DEL ESPESOR CORTICAL EN
CHIAPAS Y OAXACA USANDO LA FASE
CONVERTIDA S_p**

T E S I S

**QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

PRESENTA:

OMAR CRISTIAN CHÁVEZ HERNÁNDEZ

TUTOR :

**DR. RAÚL VALENZUELA WONG
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM**

**MIEMBROS DEL COMITÉ TUTOR:
DR. JUAN MANUEL ESPÍNDOLA CASTRO
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM
DR. LUIS QUINTANAR ROBLES
INSTITUTO DE GEOFÍSICA, UNAM**

CIUDAD UNIVERSITARIA, CDMX, AGOSTO, 2024



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos

Cada libro, cada tomo que ves, tiene alma. El alma de quien lo escribió, y el alma de quienes lo leyeron y vivieron y soñaron con él. Carlos R. Zafón.

A mi familia, que nunca dejaron de alentarme y me motivaron a continuar estudiando. Aun y cuando la distancia es grande, el cariño y apoyo se siente cercano.

A mi tutor, el Doctor Raúl Valenzuela Wong, quien me guió durante estos años, me brindó su tiempo y conocimientos. Es increíble la pasión con la que enseña.

A mi comité tutorial, el Doctor Luis Quintanar y el Doctor Juan Manuel Espíndola, me acompañaron cada semestre. Gracias a ellos escogí el camino correcto.

A mis sinodales, el Dr. Carlos Valdés, el Dr. Víctor Hugo Espíndola y el Dr. Marco Guzmán. Gracias a ellos mi trabajo se ha convertido en su mejor versión.

A mis amigos Paola Pérez, Javier Rodríguez y Miguel Morales. Hacen que los días sean un tono más brillante.

A mi buena amiga, la Doctora Alma Cabañas. Quien le dió estilo y forma a este proyecto y a Juan Pablo. Su apoyo en la programación optimizó el tiempo de trabajo.

A Jaqueline Morales, sin ella tal vez nada de esto sería posible. Siempre tuve un ángel a mi lado que tenía todas las respuestas.

Índice general

Agradecimientos	I
Lista de Figuras	IV
Lista de Tablas	X
Resumen	1
Introducción	3
1. Antecedentes, lo que se sabe hasta ahora del Moho	6
1.1. El Moho Caracterizado Por Otros Autores	6
1.2. Zona de Estudio	13
2. Teoría Geológica	14
2.1. Terrenos Tectonoestratigráficos	14
2.2. Provincias Fisiográficas	19
2.3. Geoestadística	21
2.4. Interpolación	23
2.5. Método determinístico Vecino Natural	24
2.6. Método estocástico Krigring ordinario	25
3. Teoría Sismológica	26
3.1. Fases sísmicas	26
3.2. Ley de Snell	27
3.3. Discontinuidades de Mohorovicic y Conrad	27
3.4. Isostasia	29
3.5. Método $tS - tSp$	32
4. Datos y Método de Análisis	36
4.1. Metodología a seguir	36
4.2. Descarga de datos y ajuste de encabezados	37
4.3. Cálculo de la profundidad, latitud y longitud de la discontinuidad de Mohorovicic	39

5. Análisis de resultados	48
5.1. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic	48
5.2. Perfiles de profundidad e incertidumbres	51
5.3. Modelo Isostático	66
5.4. Comparación con Lara y Melgar	68
5.5. Integración con Lara	70
5.6. Comparación con Rodríguez	73
5.7. Comparación con Ferrari	75
5.8. Comparación con Ligorria, Espindola y Narcia.	76
5.9. Modelo 3-D	82
6. Conclusiones	86
7. Anexos	88
7.1. Apendice A	88
7.2. Apendice B	89
7.3. Apendice C.	93
7.4. Apendice D.	102
 Bibliografía	 107

Índice de figuras

1.1. Profundidades del Moho y Conrad obtenidas por Ligorria y Ponce debajo del Istmo de Tehuantepec con sus respectivos valores de error, también obtuvo los factores de calidad Q. Ligorria and Ponce (1993)	7
1.2. Profundidades del Moho obtenidas por Narcía debajo de las estaciones Ta, Ar, Tu y Co. Note que la incertidumbre en la estación Ta es bastante mas grande comparado con las otras estaciones. Tomado de Narcía-López et al. (2004)	7
1.3. Profundidades del Moho obtenidas debajo de las estaciones del experimento VEOX. Note que de las tres interpolaciones la línea negra es aquella que involucra todos los resultados. Tomado de Melgar and Pérez-Campos (2010)	8
1.4. Isopropfundidades de la corteza terrestre obtenidas de distintos trabajos. Advierta que hacen falta resultados en gran parte del estado de Oaxaca y la totalidad del sureste mexicano. Tomado de Ferrari et al. (2012)	9
1.5. Profundidades del Moho obtenidas por el método de funciones-receptor debajo de los las estaciones del SSN. Tomado de Espíndola et al. (2017)	10
1.6. Profundidades del Moho obtenidas por el método de funciones-receptor debajo de los experimentos VEOX y MASE, así como otras estaciones. Tomado de Rodríguez-Domínguez et al. (2019)	11
1.7. Profundidades del Moho obtenidas por el método de funciones-receptor debajo de los experimentos VEOX, la línea roja corresponde a las profundidades del Moho propuestas por de Melgar and Pérez-Campos (2010), la línea azul corresponde con los cálculos de Lara (2018). Note que la línea azul presenta menos variaciones bruscas que la roja.	12
1.8. Área de estudio. En triángulos rojos se muestran las estaciones con su respectiva nomenclatura, la línea roja representa la Trinchera Mesoamericana.	13
2.1. Terrenos tectonoestratigráficos de México, en líneas sólidas indican los límites probados, las líneas discontinuas los inferidos. Los límites adquieren su nombre con respecto a las tribus indígenas locales. Tomado de Sedlock et al. (1993)	15

2.2.	Subprovincias fisiográficas. Delimitadas en color rojo, su numero se asocia al nombre de la misma, esto se puede ver en la tabla 1. Modificado de Sedlock et al. (1993)	20
2.3.	Ejemplo de polígono de Voronoi creado alrededor del punto de interpolación (ArcGis, 2016)	24
2.4.	Cálculo de la diferencia cuadrada entre las ubicaciones asociadas (ArcGis®), 2016)	25
3.1.	Ley de Snell para una onda S representada como un rayo punteado en color rojo. Esquema simplificado de las reflexiones y refracciones principales. Los cuadrantes superiores son el medio 1, los inferiores el medio 2 que tiene mayor velocidad.	28
3.2.	Variación del grosor de la corteza en el ambiente continental y marino. La letra M representa el Moho y la letra C la discontinuidad de Conrad. Modificada de Udías and Buforn (2017)	29
3.3.	Compensación isostática local según (a) el modelo de Airy-Heiskanen y (b) el modelo de Pratt-Hayford. Tomada de Lowrie (2007)	31
3.4.	Modelo físico utilizado para el calculo de tiempos de arribo. Tomado de Lara (2018) modificada de Narcía-López et al. (2004)	33
4.1.	Área de estudio con la muestra a analizar. Los sismos se presentan como círculos de diferentes tamaños con base en su magnitud, la escala está en la esquina inferior izquierda. Los sismos se observan en colores diferentes de acuerdo con su profundidad, la escala está en la parte derecha inferior del mapa. La línea roja representa la Trincheras Mesoamericana. Las líneas negras representan la profundidad del Slab desde 20 km cada 10 km.	38
4.2.	Ejemplo de tiempos observados para las fases P , S y Sp . Se observa la gráfica de los sismogramas de las tres componentes de la estación TGIG correspondientes al sismo 63. En la componente vertical la tercera de arriba hacia abajo, se observa claramente la fase P , luego la fase Sp señalada con un marcador $T1$ y en la componente este oeste la primera de arriba hacia abajo la fase S	40
4.3.	Ejemplo de tiempos observados para las fases P , S y Sp con el filtro pasa bandas de 0.5 a 2 Hz . Se observa la gráfica de los sismogramas de las tres componentes de la estación TGIG correspondientes al sismo 63. Nótese que con este filtro se aprecia fácilmente la fase Sp en la componente vertical.	41
4.4.	Ejemplo de tiempos observados para las fases P , S y Sp en el sismo 64. Componentes verticales de las estaciones que observaron la fase Sp . Se observa que esta fase se aleja de la fase S con la distancia. No obstante no siempre estará mas alejada puesto que puede variar su posición con respecto a la profundidad de conversión.	41
4.5.	Ejemplo de los resultados del programa Sp.mxl. Caso de estudio para la estación TUIG que registro el sismograma del sismo 64.	44
4.6.	Esquema del modelo inferido para la trayectoria del rayo Sp (onda) del sismo 64 que se propagó a la estación TUIG.	46

4.7. Comprobación visual de múltiples E1 para un solo sismo.	47
5.1. Resultados de las profundidades de Moho. El color de los círculos representa la profundidad. En líneas blancas los límites de los terrenos tectonoestratigráficos. Se aprecia la topografía y batimetría. Observe como las mayores profundidades del Moho están en las topografías mas altas (color café) y las menores profundidades en las topografías mas bajas (color verde y blanco)	49
5.2. Resultado de la interpolación de las profundidades de Moho. El color de los círculos representa la profundidad. En líneas blancas los límites de los terrenos tectonoestratigráficos. La capa interpolada comparte la misma paleta de colores que las profundidades puntuales. En triángulos azules las estaciones sísmicas.	51
5.3. Localización de los perfiles para la comparación entre topografía y profundidades del Moho. De izquierda a derecha los perfiles del 1 al 5, horizontal estos el perfil 6. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. Arriba: interpolación de las profundidades del Moho. Abajo: Topografía local.	52
5.4. Perfil 1 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades ademas se observan sus margenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.4(a) Perfil normal, 5.4(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.4(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.	55
5.5. Perfil 2 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades ademas se observan sus margenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.5(a) Perfil normal, 5.5(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.5(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.	57
5.6. Perfil 3 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades ademas se observan sus margenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.6(a) Perfil normal, 5.6(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.6(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.	59
5.7. Perfil 4 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades ademas se observan sus margenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.7(a) Perfil normal, 5.7(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.7(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.	61

- 5.8. Perfil 5 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.8(a) Perfil normal, 5.8(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.8(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción. 63
- 5.9. Perfil 6 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.9(a) Perfil normal, 5.9(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.9(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción. 65
- 5.10. Perfil 6 con modelos de Airy. Relación entre perfiles topográficos (color negro) y morfología del Moho (color rojo). En color magenta el modelo Isostático 1, en color naranja el modelo Isostático 2, en color verde el modelo Isostático 3 y en color azul el modelo Isostático 4. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 67
- 5.11. Perfil 6 con modelos de Airy. Relación entre perfiles topográficos (color negro) y morfología (color rojo) del Moho. Muestra los ajustes para los valores de densidades proporcionadas por M. H. P. Bott (1983), desde 25 a 31 km cada 1 km. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 68
- 5.12. Perfil 7, comparativo con los trabajos de Lara (2018) y Melgar y Pérez-Campos (2011). Abajo, en color negro la topografía (se exagero 10 veces), en rojo el resultado de Lara, en amarillo el de Melgar y en azul el propio. Arriba derecha, capa interpolada, la línea negra muestra por donde transcurre el perfil. 70
- 5.13. Resultados de las profundidades de Moho en adición de los resultados de (Lara, 2018). El color de los círculos representa la profundidad. Se aprecia la topografía y batimetría. Observe como las mayores profundidades del Moho están en las topografías más altas (color café) y las menores profundidades en las topografías más bajas (color verde y blanco) 71
- 5.14. Abajo resultado de la interpolación de las profundidades de Moho en adición con los de Lara (2018). Arriba resultado de la interpolación de las profundidades de Moho propios. El color de los círculos representa la profundidad. Las capas interpoladas comparten la misma paleta de colores que las profundidades individuales. En triángulos azules las estaciones sísmicas. 72
- 5.15. Izquierda resultado de la interpolación de las profundidades de Moho por Rodríguez-Domínguez et al. (2019) . Derecha resultado de la interpolación de las profundidades de Moho propios. El color de los círculos representa la profundidad. Las capas interpoladas comparten la misma paleta de colores que las profundidades puntuales. 74

5.16. Arriba, resultado de las isolíneas de las profundidades de Moho por Ferrari et al. (2012), las líneas se separan cada 5 km. Abajo, resultado de la interpolación de las profundidades de Moho propios, las líneas se separan cada 5 km denotando el cambio de colores.	76
5.17. Localización de los perfiles para la comparación entre topografía y profundidades del Moho con los trabajos de Ligorria and Ponce (1993); Narcía-López et al. (2004) y Espíndola et al. (2017). De izquierda a derecha los perfiles del 8 al 10, perpendicular estos el perfil 11. En triángulos azules las estaciones sísmicas usadas por Ligorria y en rojas las propias.	77
5.18. Perfil 8. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de Espíndola et al. (2017) . En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.	78
5.19. Perfil 9. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de Espíndola et al. (2017), en cuadros de colores los resultados de Narcía-López et al. (2004), en estrellas de colores los resultados de Ligorria and Ponce (1993). En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.	79
5.20. Perfil 10. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de Espíndola et al. (2017), en cuadros de colores los resultados de Narcía-López et al. (2004), en estrellas de colores los resultados de Ligorria and Ponce (1993). En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.	80
5.21. Perfil 11. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de Espíndola et al. (2017), en cuadros de colores los resultados de Narcía-López et al. (2004), en estrellas de colores los resultados de Ligorria and Ponce (1993). En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.	82
5.22. Modelo 3-D. Relación entre las capas de topografía y morfología del Moho. En formato MP4. La capa del Moho sigue la misma escala de profundidad con respecto a su representación en la figura 5.15.	83
5.23. Capturas del Modelo 3-D. Relación entre las capas de topografía y morfología del Moho. Se aprecian capturas de los ángulos: 70, 120, 150, 220, 280 y 320. La capa del Moho sigue la misma escala de profundidad con respecto a su representación en la figura 5.15.	84
5.24. Capturas del Modelo 3-D. Relación entre las capas de topografía y morfología del Moho. Se aprecian capturas de los ángulos: 70, 120, 150, 220, 280 y 320. La capa del Moho sigue la misma escala de profundidad con respecto a su representación en la figura, se agregan las estaciones utilizadas en color azul y los sismos que generaron las ondas Sp en cubos de colores con respecto a su profundidad 5.15.	85
7.1. Modelo 3-D.	102

7.2. Modelo 3-D.	103
7.3. Modelo 3-D.	104
7.4. Modelo 3-D.	105
7.5. Modelo 3-D.	106

Índice de tablas

2.1. Subprovincias Fisiográficas, modificado de INEGI (2021)	21
4.1. Resultados del programa	45
7.1. Ubicación Geográfica de Las Estaciones del SSN y la UV.	88
7.2. Sismos Utilizados	93
7.3. Resultados de la Profundidad del Moho	102

Resumen

Se calcula de manera semi-analítica la profundidad de la discontinuidad de Mohorovičić (Moho) debajo del estado de Oaxaca, Chiapas y de algunas regiones de sus estados vecinos en el sur de México.

Para tal fin se usan sismos de profundidad intermedia, es decir, con hipocentros mayores a los 50 km. Estos sismos comprenden una ventana temporal desde el 1 de enero de 2000 hasta el 2 de enero de 2023. Se analizan todas las estaciones que pudieron visualizar dichos sismos, para encontrar fases convertidas Sp .

Se analizan las fases Sp observadas y luego se comparan con las infinitas trayectorias que pudo recorrer esa fase teóricamente. Dentro de estas soluciones, se establece, de acuerdo con los criterios de este modelo, aquella solución que mejor se ajusta entre los tiempos observados y calculados. De esta manera, se obtuvieron 295 mediciones individuales. Además, con base en el error del cálculo de la profundidad de los hipocentros, se analiza la incertidumbre resultante de las mediciones de la profundidad del Moho

Se aplica la teoría de las "Variables Regionalizadas" para generar modelos suavizados de interpolaciones. La capa creada, así como las mediciones individuales, se correlacionan con la topografía. Es decir, en las zonas montañosas como la subprovincia de las Sierras Orientales se aprecian profundidades del Moho mayores y sobre estas las topografías resultan con mayores elevaciones. Mientras que en lugares como las Llanuras Costeras Veracruzanas, de Chiapas y Guatemala, las profundidades del Moho se calculan menores, donde las topografías se conocen como bajas. De manera cualitativa se estima el modelo Isostático Airy-Heiskanen a partir de la capa interpola del Moho, teniendo un RECM de 0.59624, para densidades $\rho_c = 2850 \text{kg/m}^3$, $\rho_m = 3300 \text{kg/m}^3$, con una proporción de 6.33 y una profundidad no compensada de 28 km.

El modelo 3-D apuntala y confirma que se respeta el equilibrio isostático propuesto por Airy. Al igual que los modelos en 2-D, se observa que las variaciones de las profundidades del Moho se ven mejor representadas por la distribución de las subprovincias fisiográficas.

Los resultados se comparan con los obtenidos por varios autores, que han realizado trabajos similares haciendo uso de diferentes propiedades físicas o metodologías. El método y los datos empleados en esta tesis, proporcionan una comprobación independiente de los resultados previos. Teniendo como principal ventaja la rapidez de la medición, la cantidad de sismos útiles y una cobertura espacial diferente.

Introducción

Los astrónomos tienen un instrumento o una variedad de ellos que les permite ver las estrellas y la vastedad del universo. Estos fenómenos están al alcance de la vista, por lo tanto, se pueden formular teorías y corroborarse con observaciones, cualquier persona con un telescopio puede observar la luna, o inclusive algunos planetas.

Aquellos que estudiamos el interior de la Tierra, nos vemos limitados por que no existe un telescopio que nos permita ver hacia las entrañas del planeta para conocer que pasa en su núcleo, de cuantas capas se compone el mismo y su naturaleza. Por lo que es necesario buscar formas indirectas. Entre estas formas indirectas en aras de solventar dicha cuestión la Sismología figura como una de las pocas luces dentro de la oscuridad.

Debemos recordar que los sismos son reconocidos y temidos por su capacidad destructiva, no obstante, sus implicaciones no se limitan a eso. Su estudio nos ayuda a entender el interior del planeta, puesto que son el único fenómeno con la capacidad de recorrer la totalidad de este.

La república Mexicana esta tapizada de sismos, algunos de estos se producen en profundidades grandes mas allá de los 50 km, estos suelen ser peligrosos puesto que hoy en día es imposible alertar de sus efectos, sin embargo resultan una herramienta útil para que los científicos analicen el trayecto de las ondas sísmicas y puedan determinar aquellos estratos por los cuales sufren cambios en sus fases.

En este contexto radica la importancia de las fases S_p , las cuales son fases creadas en sismos intermedios (profundos comparados con los interplaca) en la corteza oceánica subducida, propagándose como una fase S hasta llegar a la discontinuidad de Mohorovicic, en la cual sufre un cambio en su fase ahora propagándose como

una de tipo P hasta incidir finalmente a la estación que funge como punto de observación.

Se quiere responder a la pregunta ¿cuál es la morfología de corteza continental bajo el estado de Oaxaca? (la forma real de la discontinuidad del Mohorovicic) ¿Se puede observar la discontinuidad entre la corteza continental superior y la inferior? De ser así, se puede crear un mapa interpolado en tres dimensiones de la base de la corteza continental. ¿En este mapa se observaría que la forma de la base de la corteza coincide isostáticamente con la topografía del estado?

Usar las ondas S producidas por sismos a más de 50 km de profundidad dentro de la placa de Cocos subducida permite determinar el espesor de la corteza de la placa de América del Norte. Cuando la onda S incide en el Moho (pasa del manto a la corteza) se convierte en onda P (Lara, 2018). A partir de las mediciones de los tiempos de llegada de las ondas S y Sp se puede determinar el espesor de la corteza cerca de las estaciones del SSN. Para el mapa interpolado en tres dimensiones, se crea una muestra lo suficientemente robusta que satisfaga la teoría de las variables regionalizadas, para crear una interpolación determinística y otra estocástica.

Se hace la hipótesis de que: Observar los tiempos de arribo y la diferencia de las ondas S y Sp permitirá crear un modelo 3-D que relaciona la topografía y la profundidad del Moho, demostrando el equilibrio isostático de la zona. Bajo condiciones de equilibrio isostático regionales se espera una correlación directa entre la topografía y el espesor cortical. De esta manera se espera observar menores espesores corticales por debajo de la zonas costeras y mayores espesores hacia el interior continental.

Por lo anterior se establecen los siguientes objetivos.

Objetivo General:

Determinar el espesor de la corteza continental en el estado de Oaxaca y los estados contiguos del sur de México.

Objetivos Particulares:

- Identificar la profundidad de la discontinuidad del Mohorovicic.
- Crear una capa interpolada de la profundidad de la corteza continental y compararla con la topografía de la zona.

- Obtener un modelo en tres dimensiones que empalme la topografía del sur de México y la discontinuidad de Mohorovicic.

Si bien se han usado diferentes técnicas para este mismo fin, la diferencia radica en el uso de sismos locales (los cuales son mas abundantes), además que se emplean estaciones de banda ancha del SSN, resultando en una medida independiente, de una zona diferente y de mayor amplitud. La principal aportación será un modelo en tres dimensiones de la topografía del estado y su concordancia isostática con la morfología de su base, en una región donde los modelos amplios no existen o son poco explorados.

Capítulo 1

Antecedentes, lo que se sabe hasta ahora del Moho

1.1. El Moho Caracterizado Por Otros Autores

[Castro-Escamilla \(1980\)](#) obtuvo un modelo cortical para el sur de México, por medio de la conversión de ondas Sp. [Ligorría and Ponce \(1993\)](#) utilizaron ondas convertidas para determinar la estructura cortical en el Istmo de Tehuantepec utilizando también las conversiones de fase S a fases Sp. Estos últimos usaron varias estaciones repartidas en el Istmo, analizaron datos de 50 sismos entre 70 y 180 km de profundidad mismos que almacenaban los sismogramas en papel ahumado. Encontró profundidades desde los 19 hasta los 38 km para el Moho y de 18 hasta 25 km para Conrad. A parte buscó factores de calidad Q con las amplitudes de las fases S y Sp. Este estudio es importante y una referencia para las profundidades esperadas en la zona. Los resultados se muestran en la figura. [1.1.](#)

[\(Narcía-López et al., 2004\)](#) calcularon el espesor cortical en Chiapas usando ondas S y Sp a partir de 36 sismos con profundidades entre 50 y 300 km, desarrollando un método para obtener espesores corticales y velocidades de onda S en el manto superior y la corteza. La ecuación que describe al modelo fue resuelta por el método de funciones objetivo.

Los autores encontraron variaciones en la profundidad del Moho bajo 4 estaciones homónimas a las Ciudades del estado de Chiapas, Arriaga (Ar), Comitán (Co),

Profundidad de las discontinuidades de Mohorovicic y Conrad y valores de Q_s en la corteza

Estación	Mohorovicic					Conrad		
	n	h(km)	RMS	$Q_s=Q_p$	$Q_s=Q_p/2$	n	h(km)	RMS
CUA	27	35±2.8	0.319	70	110	12	18±2.4	0.295
CIR	10	38±3.2	0.365	85	135	13	25±2.5	0.301
EZO	9	29±3.2	0.365	70	135	6	20±2.0	0.241
CEV	10	34±3.0	0.342	70	130	7	20±3.3	0.397
TIO	14	37±1.8	0.199	70	120	12	24±2.5	0.299
VEN	13	37±3.5	0.395	130*	230*	14	23±3.1	0.375
HUI	7	33±3.4	0.384	75	140	4	21±1.5	0.182
SFM	15	32±4.6	0.512	90	150	5	21±1.0	0.12

FIGURA 1.1: Profundidades del Moho y Conrad obtenidas por Ligorria y Ponce debajo del Istmo de Tehuantepec con sus respectivos valores de error, también obtuvo los factores de calidad Q. [Ligorria and Ponce \(1993\)](#)

Tapachula (Ta) y Tuxtla Gutiérrez (Tu) de 28, 53, 17 y 49 Km respectivamente (figura 1.2). Justificaron sus resultados basados en el modelo Isostático de Airy. Lo anterior representa la piedra angular de este estudio, puesto que se usa tanto su modelo como su ecuación.

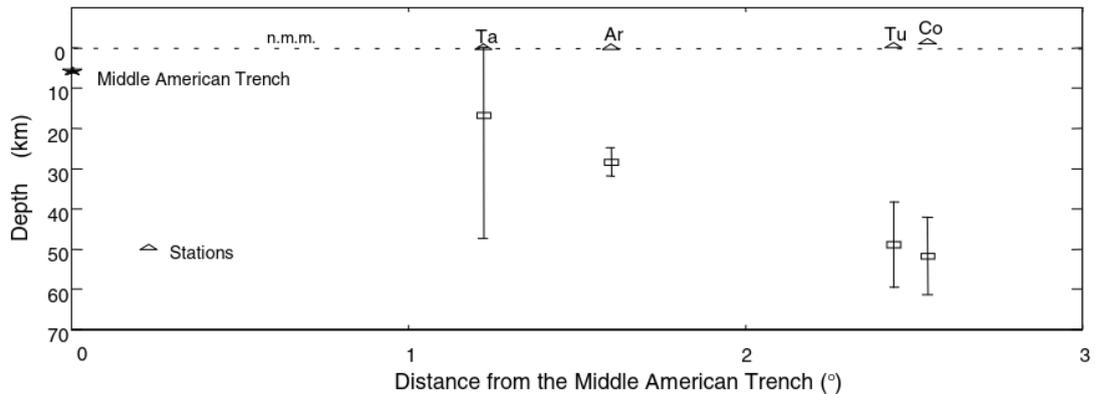


FIGURA 1.2: Profundidades del Moho obtenidas por Narcía debajo de las estaciones Ta, Ar, Tu y Co. Note que la incertidumbre en la estación Ta es bastante mas grande comparado con las otras estaciones. Tomado de [Narcía-López et al. \(2004\)](#)

En el 2002, Torres Zamudio determinó la estructura de la zona de subducción de Oaxaca usando datos gravimétricos. [Bravo et al. \(2004\)](#), obtuvieron la geometría y el estado de esfuerzos para la zona de Wadati-Benioff en el Golfo de Tehuantepec. [Persaud et al., 2007](#)) determinó las variaciones de estructura cortical del Golfo de California con el método de funciones receptor.

[\(Melgar and Pérez-Campos, 2010\)](#) determinaron lo que ellos llamaron la topografía del Moho y la geometría de la placa subducida bajo el arreglo VEOX en el istmo de Tehuantepec, haciendo uso del método de funciones receptor. Su profundidad

mas baja fue de 23.5 Km y la mas alta de 46 Km. Mostraron sus resultados en dos perfiles de sur a norte y de suroeste a noreste, en ellos muestran las mediciones de la topografía del Moho con sus respectivas barras de error, además interpolaron de 3 maneras diferentes dichas mediciones siendo la línea negra de su perfil aquella que involucra todas sus mediciones.

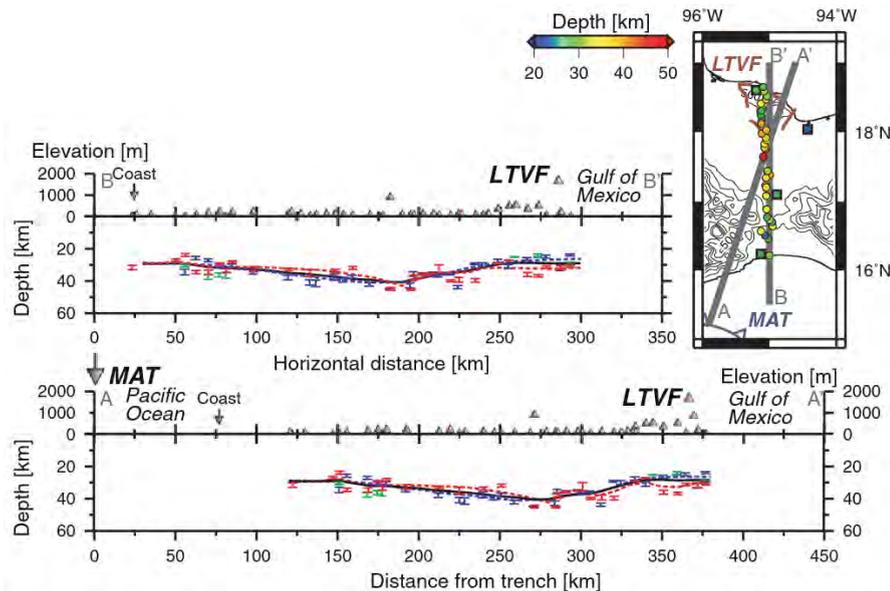


FIGURA 1.3: Profundidades del Moho obtenidas debajo de las estaciones del experimento VEOX. Note que de las tres interpolaciones la línea negra es aquella que involucra todos los resultados. Tomado de [Melgar and Pérez-Campos \(2010\)](#)

([Zamora-Camacho et al., 2010](#)) determinaron la estructura cortical del Campo Volcánico de los Tuxtla, usando funciones receptor. Encontraron espesores corticales entre 28 y 34 km y una segunda estructura entre los 10 y 14 km que puede tratarse de la interfaz con el Golfo de México.

([Ferrari et al., 2012](#)) Ensamblaron la historia dinámica de la faja volcánica trans-mexicana y la zona de subducción mexicana. Entre sus aportaciones la concierne es un mapa que engloba dentro de sí todos los resultados del grosor de la corteza terrestre disponibles hasta el momento, siendo la mayoría obtenidos por el método funciones receptor de los experimentos VEOX, MASE y MARS, además resultados gravimétricos y magnéticos de ([Urrutia-Fucugauchi and Flores-Ruiz, 1996](#)).

El mapa contiene las curvas de isopropfundidades del espesor de la corteza (asociadas a la profundidad del Moho) que van desde los 20 Km en el golfo de México, subiendo paulatinamente de este a oeste, llegando a un máximo de 50 en el centro del país, con forme se avanza al oeste disminuye su profundidad hasta 25 Km en el océano pacífico. Para el momento de publicación no se conocía el espesor

de la profundidad en gran parte del estado de Oaxaca, ni al este del Istmo de Tehuantepec.

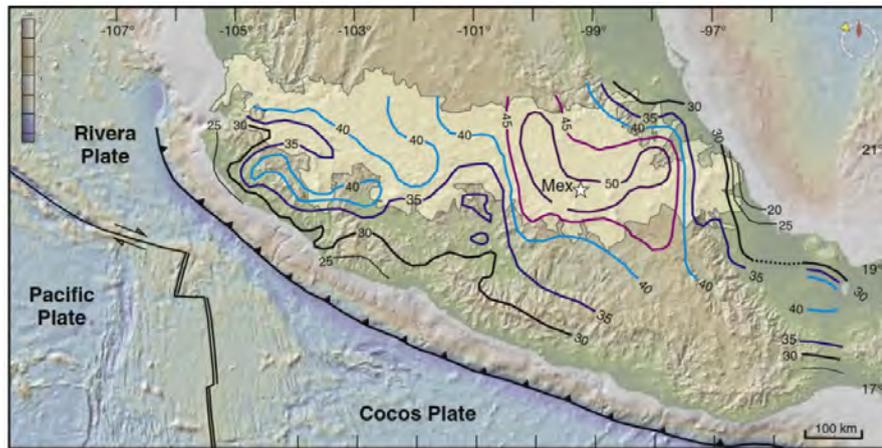


FIGURA 1.4: Isoprofundidades de la corteza terrestre obtenidas de distintos trabajos. Advierta que hacen falta resultados en gran parte del estado de Oaxaca y la totalidad del sureste mexicano. Tomado de [Ferrari et al. \(2012\)](#)

([Manea et al., 2013](#)), en un extenso análisis de la Geodinámica de México y Centroamérica, argumentaron que el espesor cortical juega un rol fundamental en el arco volcánico, la petrología, la deformación de la placa superior y la dinámica de la subducción. En el mismo artículo, presenta un resumen de los experimentos que han determinado dicho espesor. Junto con los autores mencionados previamente y mediante la interpretación de los datos de gravedad del satélite Gravity field and steady-state Ocean Circulation Explorer (GOCE) [Reguzzoni and Sampietro \(2012\)](#), se obtienen los contornos de la profundidad del Moho.

([Espíndola et al., 2017](#)). Buscaron modelos de velocidades bajo varias estaciones del Servicio Sismológico Nacional (SSN) utilizando funciones receptor a partir de fases P_S y otras fases telesísmicas, es decir; a distancias mayores a 1 000 km. Determinaron las profundidades de varias capas del interior de la Tierra incluido el espesor del Moho. En este caso interesan aquellos espesores en el sur de México. El estudio inició en el 2009 con la tesis de doctorado de Espíndola, por lo que habían menos estaciones que en la actualidad.

En la región costera estableció espesores del Moho para las estaciones Pinotepa Nacional (PNIG) y Bahías de Huatulco (HUIG) de 24.1 y 34.8 Km respectivamente. Cabe destacar que sus resultados se extendieron por el pacífico hasta las costas de Jalisco. En la región de la Faja Volcánica Transmexicana (FVT) determinaron espesores corticales desde los 29.3 Km en Colima (COIG) hasta 42.2 Km

en Tehuacán Puebla (TPIG). Esta última se usa en el presente trabajo, siendo la estación más septentrional, por lo que es un buen valor de referencia. En la región del Golfo establecieron espesores corticales desde Laguna Verde (LVIG) en Veracruz hasta (TEIG) desde 23.7 Km en Tuzandepetl (TUIG) hasta 31.7 KM en Sabancuy (SCIG). TUIG resulta ser nuestra referencia mas cercana. En lo que denomina la región sureste, se comparten todas las estaciones.

Determinaron también espesores de la corteza desde la Ciudad de Oaxaca (OXIG) de 41.8 Km, pasando por las ciudades de Matías Romero (CMIG) con 29.3 Km, así, como la ciudad de Tuxtla Gutiérrez (TGIG) con 30.7 Km, hasta la comunidad de Comitán (CCIG) Chiapas donde el espesor fue de 33.0 Km. Estas 4 estaciones resultan excelentes referencias.

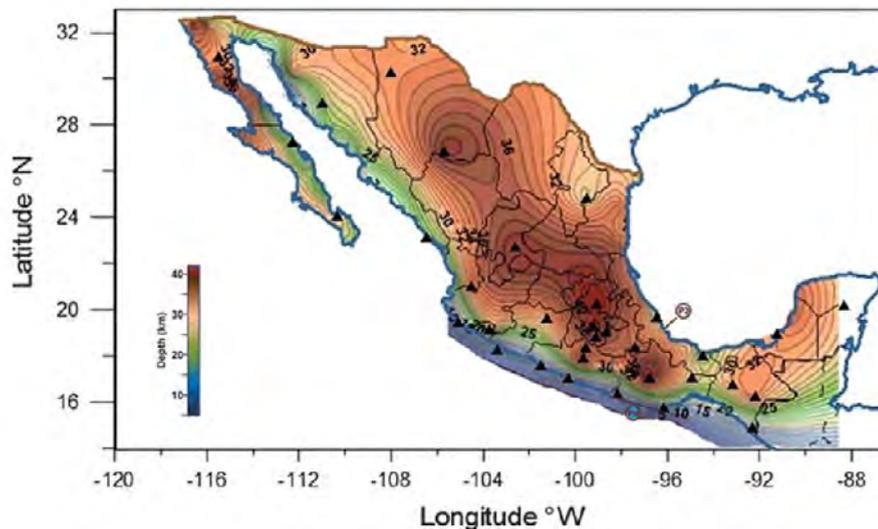


FIGURA 1.5: Profundidades del Moho obtenidas por el método de funciones-receptor debajo de las estaciones del SSN. Tomado de [Espíndola et al. \(2017\)](#)

([Rodríguez-Domínguez et al., 2019](#)) hicieron estudios utilizando las estaciones de VEOX, MASE y otros arreglos para determinar la geometría de subducción de la placa de Cocos y la morfología del Moho en el Istmo de Tehuantepec por medio de funciones receptor. Los resultados muestran las diferentes profundidades del Moho en la zona centro-sur del País, las mayores profundidades, cercanas a 50 Km se ubican en la Faja Volcánica Transmexicana. Con profundidades entre 30-40 Km en la región mixteca de Oaxaca y Guerrero, disminuyendo hasta los límites del terreno Chacalapa. Cabe destacar que el método de funciones receptor también hace uso de las fases P_S , S_p entre otras, diferenciándose del método matemático algoritmos genéticos empleado por [Narcía-López et al. \(2004\)](#).

Los autores atañaron que sus observaciones se pueden justificar puesto que el cambio gradual en los espesores obedece a los contornos de los terrenos Tectonoestratigráficos propuestos por [Sedlock et al. \(1993\)](#), también que tienen congruencia con los estudios de prospección sísmica y gravimétricos de [Valdes Gonzalez et al. \(1986\)](#), además de que en corte a profundidad en el sur de Oaxaca demuestra una buena correlación con el perfil magneto-telúrico de [Arzate-Flores et al. \(2016\)](#). Contrastaron su trabajo con respecto al trabajo es [Espíndola et al. \(2017\)](#) ya que guarda muchas similitudes en cuanto al método se refiere. Argumentan que la diferencia en sus resultados se deben a que los autores hicieron correcciones para las señales en las capas superficiales cuyo retraso en el tiempo de arribo lleva a sobrestimar la profundidad del Moho.

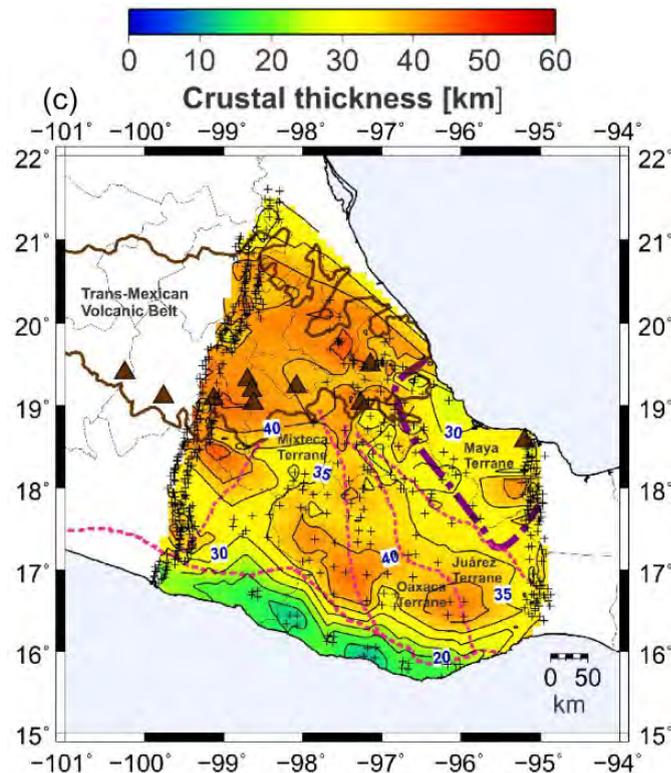


FIGURA 1.6: Profundidades del Moho obtenidas por el método de funciones-receptor debajo de los experimentos VEOX y MASE, así como otras estaciones. Tomado de [Rodríguez-Domínguez et al. \(2019\)](#)

([Lara, 2018](#)) determinó la estructura cortical con la técnica Sp-S debajo del experimento de VEOX y lo comparó con las funciones-receptor, obtenidas por ([Melgar and Pérez-Campos, 2010](#)).

Lara (2018) utilizó datos de 331 sismos locales de tipo intraplaca, con profundidades mayores a 50 Km, encontrando fases Sp en 209 de ellos. La técnica se detalla

adelante en el escrito, en esencia sigue la ecuación propuesta por (Narcía-López et al., 2004) pero no resuelve a la misma con el método de función objetivo, sino que hace una solución analítica iterativa, buscando la mejor solución entre infinitas, siendo la mejor aquella que se aproxima mejor a la diferencia de tiempo de arribo entre las fases $tS-tSP$.

Al usar sismos locales en un arreglo bastante robusto, tiene muchos más sismos disponibles para analizar que las funciones receptor, estos están más cercanos entre sí, se podría decir que tiene una mayor resolución. Obtuvo 563 mediciones que se promediaron por áreas cercanas a cada estación. Este último trabajo demostró un promedio más suave en las profundidades del Moho comparadas con las Melgar y Pérez-Campos. Claro que este resultado no se usó en una superficie amplia, mas bien en un perfil debajo de VEOX. Lo anterior se aprecia en la figura 1.7.

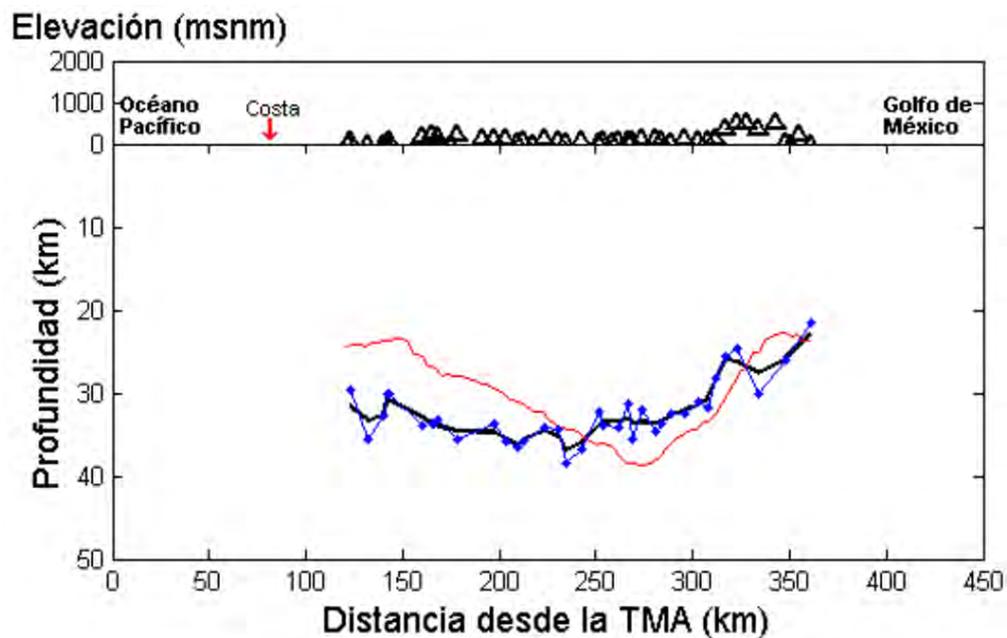


FIGURA 1.7: Profundidades del Moho obtenidas por el método de funciones-receptor debajo de los experimentos VEOX, la línea roja corresponde a las profundidades del Moho propuestas por de Melgar and Pérez-Campos (2010), la línea azul corresponde con los cálculos de Lara (2018). Note que la línea azul presenta menos variaciones bruscas que la roja.

Con base en lo anterior se usará el mismo método que (Lara, 2018) en un área que abarca parte de los estados de Oaxaca, Veracruz, Guerrero y Chiapas, aunando una interpolación similar a la de (Rodríguez-Domínguez et al., 2019) pero en una extensión mucho mas grande, en un espacio diferente. En el capítulo 5 se comparan dichos trabajos previos.

1.2. Zona de Estudio

La zona de estudio es la totalidad del estado de Oaxaca, una parte del estado de Chiapas, de Veracruz y de Guerrero, estados localizados al sur de México. Lugares en los cuales es común encontrar sismos de profundidad intermedia. No obstante, para mantener un control geométrico se postula un polígono con los siguientes vértices: latitudes 14.0° a 19.0° N, longitudes -99.5° a -92° O. Dentro del cual se busca la sismicidad.

Primero se realizó un mapa de la zona de estudio, colocándose las estaciones que se usan para calcular la diferencia entre el tiempo de las fases $S - S_p$. Este mantiene dentro de sí la totalidad del estado de Oaxaca el cual en un inicio era el objetivo principal. Se puede apreciar en la figura 1.8.

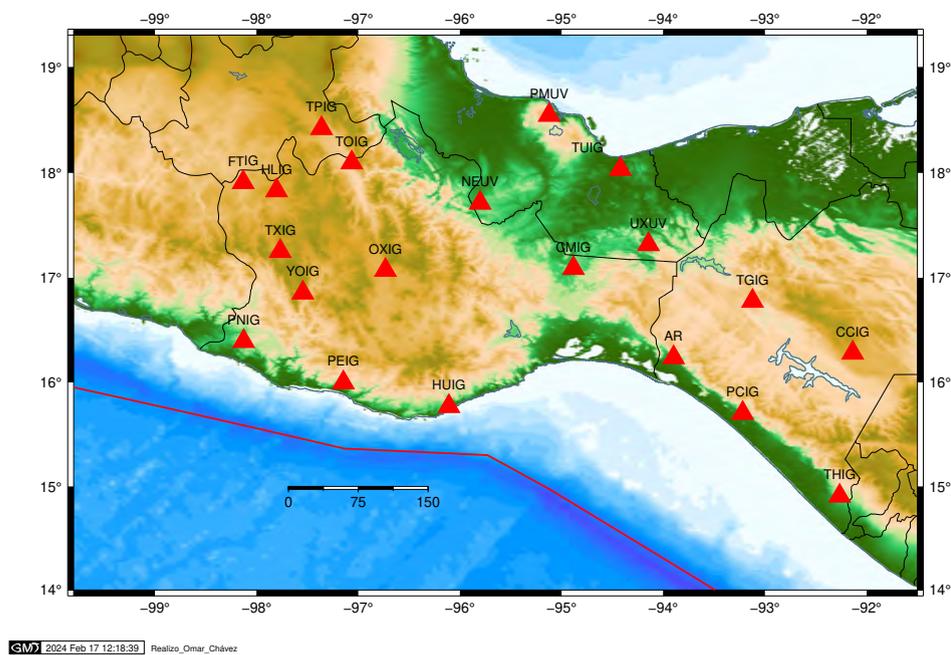


FIGURA 1.8: Área de estudio. En triángulos rojos se muestran las estaciones con su respectiva nomenclatura, la línea roja representa la Trinchera Mesoamericana.

Capítulo 2

Teoría Geológica

2.1. Terrenos Tectonoestratigráficos

El termino terreno tectonoestratigráfico lleva varias décadas en uso, actualmente y de ahora adelante se les abrevia simplemente como terreno. Su definición formal dicta que: “se trata de un paquete de rocas limitado por fallas, de extensión regional, caracterizado por una historia geológica que difiere de la de los terrenos vecinos” (Sedlock et al., 1993). Los anteriores basaron sus límites en la dispersión de las rocas más antiguas, datos geofísicos e isotópicos.

Se optó por usar este tipo de aproximación geológica puesto que otros autores como (Rodríguez-Domínguez et al., 2019) encontraron similitudes entre los cambios de las profundidades del Moho con los límites de los Terrenos. Los terrenos se pueden observar en la figura 2.1, la cual muestra a todos los terrenos Tectonoestratigráficos en México y parte del norte de Centro América. Para los propósitos del estudio se centra unicamente en 5 de estos. El terreno Chatino, Cuicateco (CUI), Maya, Mixteco (M) y Zapoteco (Z).

Terreno Chatino.

El terreno Chatino está compuesta principalmente por ortogneis y rocas metamórficas derivadas de protolitos de edad desconocida. Durante el Mesozoico y Cenozoico, estos protolitos fueron intruidos repetidamente y experimentaron migmatización local. En los límites norte y oeste de la región, hay fallas y contactos con otros terrenos geológicos, mientras que hacia el sur limita con un prisma

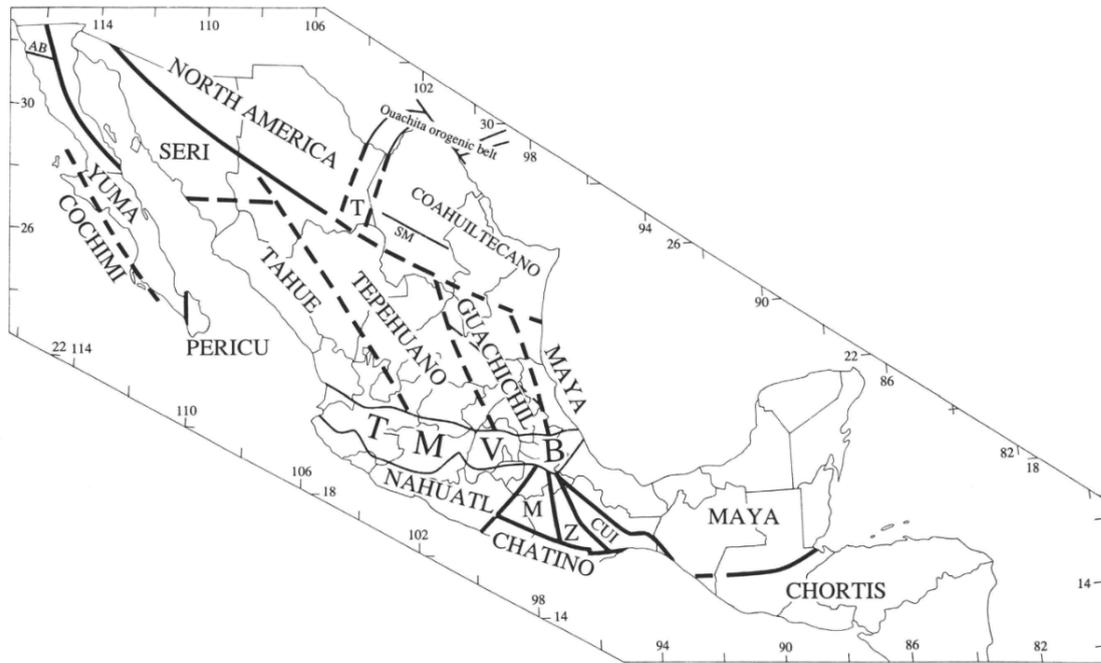


FIGURA 2.1: Terrenos tectonoestratigráficos de México, en líneas sólidas indican los límites probados, las líneas discontinuas los inferidos. Los límites adquieren su nombre con respecto a las tribus indígenas locales. Tomado de [Sedlock et al. \(1993\)](#)

acrecionario formado sobre la placa de Cocos en subducción. El término Chatino corresponde con el terreno Xolapa utilizado por Campa et al. (1983).

La unidad más antigua en la región de Chatino es el Complejo Xolapa, que incluye una variedad de rocas como migmatita, ortogneis, esquisto pelítico, esquisto de biotita y mármol. Se interpreta que los protolitos sedimentarios eran originalmente grauvacas, rocas pelíticas y carbonatos. Aunque se asume una edad precámbrica o paleozoica para estos protolitos, hay pocos datos geocronológicos para confirmarlo. Sin embargo, se ha sugerido que estos protolitos son más antiguos que los ortogneis que los cortan y podrían haberse derivado de una fuente con edades entre 1.6 y 1.3 mil millones de años.

La estructura de la región muestra una foliación en dirección oeste-noroeste. Estudios geofísicos indican que el Complejo Xolapa tiene un espesor de 15 a 20 km a lo largo de la costa. Además, perforaciones en la región han revelado la presencia de rocas que probablemente forman parte del Complejo Xolapa. La región también ha experimentado intrusiones de granitoides terciarios, pegmatitas graníticas y enjambres de diques máficos. Las edades de estos granitoides disminuyen desde

aproximadamente 45 Ma en el área de Acapulco hasta alrededor de 12 Ma cerca de Puerto Ángel Sedlock et al (1993).

Terreno Cuicateco

El terreno Cuicateco se caracteriza por ser un prisma inclinado hacia el oeste y limitado por fallas, compuesto por rocas oceánicas y arcos del Jurásico y Cretácico que han experimentado una deformación significativa. Este terreno se encuentra sobre el terreno Maya y debajo del terreno Zapoteco. Se presume que las rocas volcánicas y sedimentarias del Cuicateco se depositaron en una cuenca abierta hacia el sur durante el Jurásico y el Cretácico temprano, que posteriormente estas rocas fueron deformadas y convertidas a esquistos verdes durante el cierre de la cuenca entre los masivos márgenes convergentes de los terrenos Zapoteco y Maya, el cierre ocurrió durante el Cretácico tardío y el Paleógeno.

Las unidades de roca del terreno Cuicateco corresponden en gran medida a las del terreno Juárez de Campa y Coney (1983) y Coney y Campa (1987), pero la ubicación de los límites de los terrenos difiere. Específicamente, las rocas en el brazo largo y estrecho del terreno Juárez han sido reasignadas a los terrenos Zapoteco y Chatino.

Aunque hay muchos aspectos de la geología del terreno Cuicateco que aún no se han resuelto, se han identificado tres unidades estructurales inclinadas superficialmente en este terreno. La unidad más baja consiste en una mezcla de ofiolita interrumpida, gabro, serpentinita, metatobas y grauwacke, interpretados como una olistostroma y una ofiolita que han sido falladas sobre el terreno Maya. La unidad intermedia, más voluminosa, comprende flysch fuertemente deformado pero con metamorfismo débil, tobas, pizarra negra y caliza con microfósiles del Berriasiense-Valanginiense. La unidad superior incluye migmatitas máficas a ortogneis silícicos.

El límite entre el terreno Cuicateco y el Zapoteco se ha reactivado en el Terciario medio como la falla de Oaxaca, a lo largo de la cual se acumularon depósitos rojos del Oligoceno al Mioceno temprano. También se encuentran rocas volcánicas máficas a intermedias del Mioceno al Reciente en todo el terreno Cuicateco del norte.

Terreno Maya.

Sedlock et al (1993) dividieron al terreno Maya en tres provincias geográficas: la del norte, que incluye el sur de Tamaulipas y Veracruz hasta el sureste del Istmo

de Tehuantepec, con una delgada corteza transicional a lo largo del margen oeste del Golfo de México; la plataforma Yucateca, que abarca los estados mexicanos de Tabasco, Campeche, Quintana Roo y Yucatán, además del norte de Belice y Guatemala, con una corteza transicional adelgazada en las cuencas adyacentes del Golfo de México y Yucatán; y la provincia sur, que incluye el centro de Guatemala, Chiapas y el noreste de Oaxaca.

Las rocas del basamento, que consisten en afloramientos y subafloramientos de rocas metamórficas del Paleozoico y posiblemente del Precámbrico, se interpretan ampliamente como fragmentos de la corteza continental Gondwánica que quedaron atrapados durante la ruptura de Pangea. Estas rocas de base, junto con el flysch del Pensilvánico-Pérmico que las cubre, experimentaron una deformación significativa en el Pérmico, posiblemente durante la orogénesis Ouachitana. Se cree que un arco magmático continental del Pérmico-Triásico, formado en las provincias norte y sur del terreno Maya, surgió debido a la subducción hacia el este de la litosfera oceánica de la cuenca del Pacífico.

Durante la apertura del Golfo de México desde finales del Jurásico medio hasta el Cretácico tardío, la plataforma Yucateca y la provincia sur se desplazaron hacia el sureste en relación con la provincia norte a lo largo de una falla de dirección noroeste-norte, cuyas implicaciones incluyeron la rotación diferencial de las rocas a ambos lados de la falla. La rotación y el desplazamiento posteriores al Jurásico del terreno Maya son tan sutiles que no se detectan en estudios paleomagnéticos. Las capas del Jurásico tardío hasta el Cenozoico se depositaron en plataformas carbonatadas y cuencas de plataforma alrededor de los bordes del Golfo de México. En el Maastrichtiano, se agregó al margen sur del terreno Maya una ofiolita del Jurásico-Cretácico.

La definición del terreno Maya en este contexto coincide en gran medida con la descripción previa de Coney y Campa (1987) y abarca tanto el terreno de Yucatán según el Comité de Geodinámica de los Estados Unidos (1989) como el bloque Maya según Dengo (1975). Las rocas ofiolíticas y asociadas acrecionadas al margen sur del terreno Maya en el Cretácico más reciente se consideran una subdivisión del terreno Maya (subterráneo El Tambor). En el noreste de México, el terreno Coahuiltecano puede ser correlativo o posiblemente continuo con el terreno Maya a través de una extensión hipotética hacia el este de la falla Mojave-Sonora.

Los modelos de subsidencia tectónica, datos de refracción sísmica y datos de gravedad indican que la corteza continental del terreno Maya tiene un espesor de 35 a 40 km a lo largo de la costa de Veracruz, mientras que la corteza de transición bajo la plataforma de Yucatán tiene aproximadamente 30 km de espesor (Dillon y otros, 1973; Sawyer y otros, 1991). Las fronteras entre estas regiones y la corteza oceánica en el Golfo de México son zonas estrechas de corteza de transición delgada (10 a 30 km de espesor) Sawyer et al. (1991). Un modelo de gravedad para un perfil que cruza la frontera Chortis-Maya indica que la corteza continental tiene aproximadamente 38 km de espesor debajo de ambos terrenos, pero es unos 15 km más gruesa en una zona de 30 km de ancho que cruza la falla de Motagua. A profundidades más someras, el perfil de gravedad observado se ajusta mejor con rocas ofiolíticas inclinadas hacia el norte.

Terreno Mixteco.

La unidad más antigua en el terreno Mixteco es el Complejo Acatlán, que se divide en el Subgrupo Petlalcingo en la parte estructural más baja, el Subgrupo Acateco en la parte estructural superior y la Formación Tecomate del Devónico superior, que se superpone al contacto por empuje entre las otras dos unidades. El Subgrupo Petlalcingo consta de esquistos, anfibolitas, cuarcitas y filitas que probablemente se derivaron de rocas sedimentarias marinas y rocas ígneas máficas intercaladas. La parte inferior, parcialmente migmatítica del subgrupo (Migmatita Magdalena) es más cálcica y presumiblemente se deriva de estratos más ricos en carbonatos que las partes media y superior del subgrupo (Formaciones Chazumba y Cosoltepec, respectivamente), que son principalmente metagrauwacas intercaladas con metapelite y metagabro. Los protolitos de las tres unidades probablemente se derivaron de una fuente grenvilliana como el Complejo Oaxaqueño del terreno Zapoteco. El Subgrupo Acateco consta de la Formación basal Xayacatlán y los granitoides miloníticos de Esperanza. La Formación Xayacatlán contiene peridotitas serpentinizadas, metabasitas eclogizadas y anfibolizadas, esquistos pelíticos y cuarcitas, e se interpreta como un ofiolito desmembrado. Los granitoides de Esperanza consisten en gneises miloníticos polimetamórficos derivados de protolitos tonalíticos a graníticos. Los granitoides cataclásticos correlacionados con Esperanza también intruyen en el Complejo Oaxaqueño del terreno Zapoteco. Se interpreta que los granitoides de Esperanza son productos de la anatexia parcial de la corteza causada por la colisión del Paleozoico temprano a medio entre los terrenos Mixteco y Zapoteco.

Terreno Zapoteco.

El terreno Zapoteco es un fragmento de corteza continental del Proterozoico que consiste principalmente en rocas de basamento de edad Grenville, sobrepuestas por raros estratos paleozoicas cratónicos. Con base en datos petrográficos, geocronológicos y paleomagnéticos, se infiere que las rocas del terrane pertenecientes al Precámbrico y Paleozoico temprano formaron parte de la provincia de Grenville en el sureste de Canadá; sin embargo, existen otras interpretaciones. El terreno probablemente fue desplazado desde el margen sur de América del Norte durante el Paleozoico y para finales del mismo llegó a albergar un arco magmático. El terreno Zapoteco corresponde al terreno de Oaxaca según Campa y Coney (1983) y Coney y Campa (1987).

Gran parte del terreno Zapoteco se encuentra cubierta por rocas del Mesozoico y Cenozoico que presentan similitudes notables con las del terreno Mixteco. Estos estratos abarcan desde rocas de aguas someras y no marinas del Jurásico Tardío al Cretácico Temprano, con pequeñas intercalaciones de caliza y carbón, hasta carbonatos del Cretácico Medio, conglomerados y areniscas del Campaniano-Maastrichtiano provenientes del subterráneo Juchatengo del terreno Mixteco, así como lechos rojos y rocas volcánicas del Paleógeno. También se encuentran andesitas del Terciario Medio y rocas volcánicas calcialcalinas del Neógeno, Carfantan (1986). En el margen oriental del terreno Zapoteco, entre aproximadamente 19 y 12 millones de años atrás, se formaron fosas alargadas de rumbo noroeste a lo largo de la falla de Oaxaca, donde se depositaron estratos no marinos del Neógeno y rocas volcánicas. La geometría y el cronometraje de este proceso podrían sugerir la continuación del terreno hacia el sur de la Faja Volcánica Transmexicana, Henry y Aranda-Gómez (1992).

2.2. Provincias Fisiográficas

De la mano de los terrenos tectonoestratigráficos existen las provincias fisiográficas y las subprovincias fisiográficas, que de ahora en adelante llamaremos solo provincias. Se explica a continuación la diferencia entre estas dos:

- Provincia Fisiográfica. Conjunto estructural de origen geológico unitario, con morfología propia y distintiva.

- Subprovincia o Discontinuidad Fisiográfica. Subregiones de una provincia fisiográfica con características distintivas (usualmente se trata de cambios topográficos).

Las provincias suelen compartir características geológicas con los terrenos tectonoestratigráficos sobre los que se encuentran. Las subprovincias nos permiten crear divisiones de los anteriores de acuerdo con sus topografías diferenciadas. Esto último hace que exista un mayor número en sus divisiones. Lo cual resulta bastante útil sobre todo cuando se trata de analizar el terreno maya. Este terreno en la mayoría de trabajos abarca una superficie considerable del sur y sureste mexicano, ignorando los cambios en la topografía.

Por lo anterior se hace necesaria la integración de las provincias, en la figura 2.2 se aprecian las provincias dentro del área de estudio, sus límites se aprecian en líneas rojas, dentro de cada una hay un número que lo asocia a su nombre, el cual se puede consultar en la tabla 1.

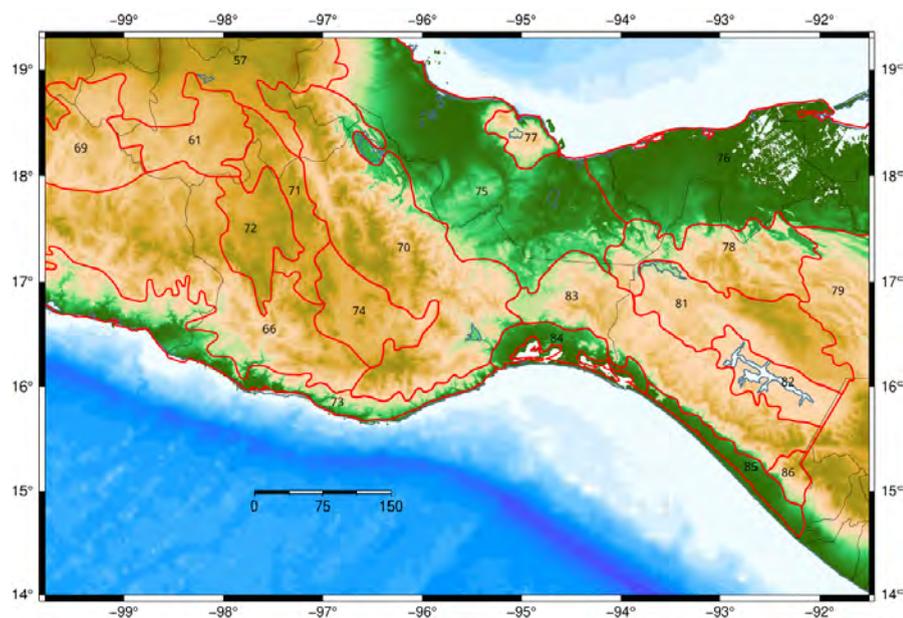


FIGURA 2.2: Subprovincias fisiográficas. Delimitadas en color rojo, su número se asocia al nombre de la misma, esto se puede ver en la tabla 1. Modificado de [Sedlock et al. \(1993\)](#)

Número	Subprovincia
57	Lagos y Volcanes de Anahuac
61	Sierras del Sur de Puebla
66	Cordilleras Costeras del Sur
67	Depresión del Balsas
69	Sierras y Valles Guerrerenses
70	Sierras Orientales
71	Sierras Centrales de Oaxaca
72	Mixteca Alta
73	Costas del Sur
74	Sierras y Valles de Oaxaca
75	Llanura Costera Veracruzana
76	Llanuras y Pantanos Tabasqueños
77	Sierra de los Tuxtla
78	Sierras del Norte de Chiapas
79	Sierra Lacandona
80	Sierras Bajas del Peten
81	Altos de Chiapas
82	Depresión Central de Chiapas
83	Sierras del Sur de Chiapas
84	Llanura Costera del Istmo
85	Llanura Costera de Chiapas y Guatemala
86	Volcanes del Centro de América

TABLA 2.1: Subprovincias Fisiográficas, modificado de INEGI (2021)

2.3. Geoestadística

Tratando de simplificar la definición, podemos decir que la Geoestadística es el estudio estadístico de fenómenos naturales que se distribuyen de forma continua en el espacio y/o el tiempo.

Es la aplicación de la teoría de las variables regionalizadas, las cuales se refieren a cuando un fenómeno se desplaza en el espacio, manifestando una cierta estructura. La teoría de las variables regionalizadas (V.R.) tiene dos objetivos principales:

- En el plano teórico se tiene que expresar estas características estructurales en una forma matemáticas adecuada.
- En cuanto al plano práctico se trata de resolver el problema de la estimación de una V.R. a partir de un muestreo fragmentario. (George Mathernon, 1962).

De igual manera tenemos las variables aleatorias (V.A.) la cual es una función que asocia un número real con cada elemento del espacio muestral, es decir, es una variable Z que puede tomar una serie de valores (z_i), cada una de las cuales tienen asociadas una probabilidad de ocurrencia (p_i).

Dentro de esta función se encuentran las siguientes clasificaciones:

- Variable aleatoria Discreta: sucede cuando el número de ocurrencias es finito o contable, como los tipos de facies de un yacimiento.
- Variable aleatoria Continua: al contrario, es cuando el número de ocurrencias posibles es infinito.

Otro factor importante resulta ser las medidas de dispersión, también llamadas medidas de variabilidad, las cuales muestran la variabilidad de una distribución, indicando por medio de un número si las diferentes puntuaciones de una variable están muy alejadas de la media. Cuanto mayor sea ese valor, mayor será la variabilidad, y cuanto menor sea, más homogénea será a la media.

Para calcular la variabilidad que una distribución tiene respecto de su media, se calcula la media de las desviaciones de las puntuaciones respecto a la media aritmética. Pero la suma de las desviaciones es siempre cero, así que se adoptan dos clases de estrategias para salvar este problema. Una es tomando las desviaciones en valor absoluto (desviación media) y otra es tomando las desviaciones al cuadrado (varianza). Para ellos hay que tener en cuenta lo siguiente:

- Rango estadístico: Es la diferencia que existe entre el dato mayor y el dato menor. Para ello deben ordenarse de acuerdo con tamaño.
- Desviación media (D_m): Es otra medida de dispersión que tiene un significado intuitivo es la desviación media (D_m), la cual puede visualizarse evaluando la distancia entre cada observación (puntuación) y la media aritmética. El promedio de estas distancias da una medida racional de la dispersión de los datos.

- Desviación estándar (σ): La desviación estándar mide cuánto se separan los datos.
- Varianza: Es la media de las diferencias con la media elevadas al cuadrado (σ^2) (Marco Hernández, 1999).

2.4. Interpolación

La interpolación es un proceso que utiliza mediciones realizadas sobre algún fenómeno (precipitación, temperatura o elevación) en determinados lugares, para hacer una predicción sobre un fenómeno en otros lugares donde no se han realizado mediciones. Una razón común es el coste (en tiempo y dinero) que involucra la toma de mediciones. Por ejemplo, hay un número limitado de estaciones meteorológicas que se utilizan para predecir patrones del clima. Aunque solo se dispone de datos en puntos particulares, es posible predecir el tiempo para todas las ubicaciones dentro de una región, no solo para aquellos puntos. La interpolación de puntos y líneas usa un método lineal. Este método fue utilizado comúnmente por cartógrafos para la creación manual de mapas de isolíneas.

Aunque los métodos de interpolación lineal fueron desarrollados por primera vez para el análisis de datos de series temporales, se puede aplicar los mismos principios en un contexto espacial, considerando la distancia entre dos puntos.

Hay dos técnicas principales de interpolación:

- Determinísticas: crean superficies a partir de los puntos medidos, basándose en la extensión de la similitud. Los interpoladores determinísticos usan una fórmula matemática para calcular el valor de una ubicación sin muestrear.
- Estocásticos: utilizan las propiedades estadísticas de los puntos medidos. Los interpoladores estocásticos utilizan la información estadística acerca de los valores de datos de puntos de la muestra y su disposición espacial para predecir el valor de una ubicación sin muestrear, y la disposición espacial de los valores en una gama de ubicaciones no muestreadas (ArcGis®[®], 2016).

2.5. Método determinístico Vecino Natural

Este algoritmo halla el subconjunto de muestras de entrada más cercano a un punto de referencia y aplica ponderaciones sobre estas, basándose en áreas de proporcionales para interpolar un valor (Sibson, 1981). Las propiedades de esta herramienta, también llamada como interpolación de Sibson o robo de área, son que es local, utiliza sólo un subconjunto de muestras que circundan a un punto de consulta y asegura que las alturas interpoladas estarán dentro de rango de las muestras que se utilizan.

En la figura 2.3 se puede ver que los vecinos naturales de un punto están asociados con los polígonos de Voronoi (Thiessen) adyacentes.

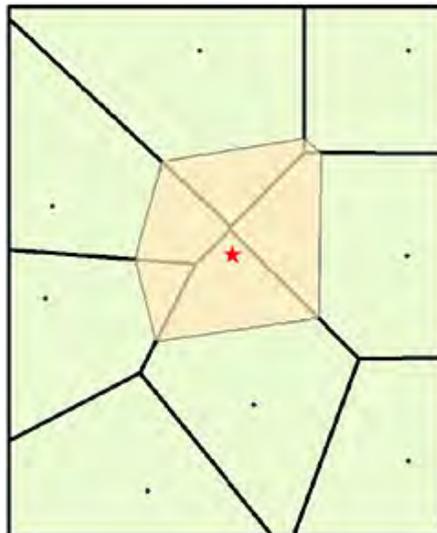


FIGURA 2.3: Ejemplo de polígono de Voronoi creado alrededor del punto de interpolación (ArcGis, 2016)

Al principio, se construye un diagrama de Voronoi de todos los puntos dados, representados por los polígonos de color verde. Después de crea un nuevo polígono de Voronoi, representado de color beige, alrededor del punto de interpolación (estrella roja). La proporción de superposición entre este polígono nuevo y los polígonos iniciales se utiliza como ponderaciones.

Por comparación, una herramienta de interpolación basada en la distancia como IDW (Distancia inversa ponderada) asignaría ponderaciones similares al punto que se encuentra más al norte y al que se encuentra más al noreste, basándose en su distancia similar desde el punto de interpolación. La interpolación de vecino

natural, no obstante, asigna ponderaciones de 19.12% y 0.38%, respectivamente, que están basadas en el porcentaje de superposición.

2.6. Método estocástico Kriging ordinario

Kriging es un procedimiento geoestadístico avanzado que genera una superficie estimada a partir de un conjunto de puntos dispersados con valores z . A diferencia de otros métodos de interpolación, utilizar la herramienta Kriging de forma efectiva implica una investigación interactiva del comportamiento espacial del fenómeno representado por los valores z antes de seleccionar el mejor método de estimación para generar la superficie de salida.

Los métodos geoestadísticos, como kriging, que está basado en modelos estadísticos, incluyen la autocorrelación, es decir, las relaciones estadísticas entre los puntos medidos. Gracias a esto, las técnicas de estadística geográfica no solo tienen la capacidad de producir una superficie de predicción, sino que también proporcionan alguna medida de certeza o precisión de las predicciones (Burrough, 1986).

Kriging presupone que la distancia o la dirección entre los puntos de muestra reflejan una correlación espacial que puede utilizarse para explicar la variación en la superficie (Figura 2.4). Esta herramienta ajusta una función matemática a un número específico de puntos o a todos los puntos dentro de un radio especificado, para determinar el valor de salida para cada ubicación. Kriging es un proceso que tiene varios pasos, entre los que se incluyen, el análisis estadístico exploratorio de los datos, el modelado de variogramas, la creación de la superficie y (opcionalmente) la exploración de la superficie de varianza. Este método es más adecuado cuando se sabe que hay una influencia direccional o de la distancia correlacionada espacialmente en los datos.

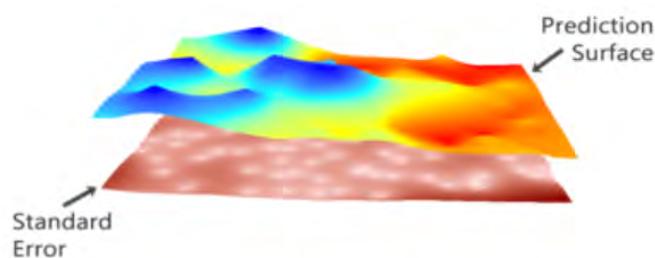


FIGURA 2.4: Cálculo de la diferencia cuadrada entre las ubicaciones asociadas (ArcGis®), 2016)

Capítulo 3

Teoría Sismológica

3.1. Fases sísmicas

Cuando se origina un sismo este libera energía que se propaga en forma de ondas a través del espacio-tiempo (medio) en todas las direcciones. Dichas ondas pueden ser de dos tipos: ondas de cuerpo y ondas superficiales ([Stein and Wysession, 2002](#)). Para nuestros fines se toman en cuenta únicamente ondas de cuerpo. Dentro de las mismas de acuerdo con el teorema de descomposición de Helmholtz podemos observar dos diferentes ondas:

- Una de ellas se debe a la parte del gradiente del campo compresible e irrotacional conocida como onda Primaria P (longitudinal), misma que ocasiona cambios en el volumen como compresión y dilatación.
- La otra se debe a la rotación del campo incompresible sin cambios en el volumen conocida como onda Secundaria S (transversal), misma que se transmite por deformaciones cortantes.

Múltiples estudios han usando diferentes tipos de ondas sísmicas aportando información detallada de la estructura interna de la Tierra desde la superficie hasta el centro ([Udías and Buforn, 2017](#)).

Lo anterior demuestra la importancia de las ondas sísmicas y que las diferentes fases producto de los sismos son útiles para determinar la Geometría interna de la Tierra.

3.2. Ley de Snell

La ley del seno que sigue las trayectorias de las ondas incidentes, reflejadas y refractadas fue propuesta por primera vez por Willebrord Snell en 1621, y posteriormente desarrollada por Descartes en 1637 y Christian Huygens en 1678. Alrededor de 1650, Pierre de Fermat propuso su principio en la mecánica y óptica, según el cual las ondas siguen una trayectoria para la cual la duración del recorrido es estacionaria y mínima, dicha esta trayectoria simplifica a las ondas a un rayo (Udías and Buforn, 2017).

A partir de este principio, se derivan dos consecuencias bien conocidas para la reflexión y refracción de las ondas en una superficie plana que separa dos medios.

- Primero, los rayos incidentes, reflejados y refractados se encuentran en el mismo plano, perpendicular al plano de separación de los dos medios, que se denomina plano de incidencia.
- Segundo, las trayectorias de los rayos incidentes, reflejados y refractados siguen la ley de Snell.

Para dos medios en los que las velocidades de las ondas son v_1 y v_2 , si θ_1 es el ángulo entre el rayo incidente en el medio de velocidad v_1 y la normal al plano, y θ_2 es el ángulo del rayo refractado en el medio de velocidad v_2 , esta ley establece que:

$$P_r = \frac{\text{sen}\theta_1}{v_1} = \frac{\text{sen}\theta_2}{v_2} = \frac{1}{C} \quad (3.1)$$

Donde P_r se denomina parámetro del rayo, a veces se le conoce como lentitud por ser el inverso de la velocidad. C es la componente de la velocidad en dirección paralela al plano que separa los dos medios. Además, C es la velocidad aparente de propagación de los puntos de intersección de los frentes de onda con el plano de separación (Udías and Buforn, 2017). La figura 3.1 esquematiza la ley de Snell.

3.3. Discontinuidades de Mohorovicic y Conrad

La parte más superficial de la Tierra se llama la Corteza, esto desde el punto de vista composicional. En un aspecto muy general existen dos tipos: la corteza

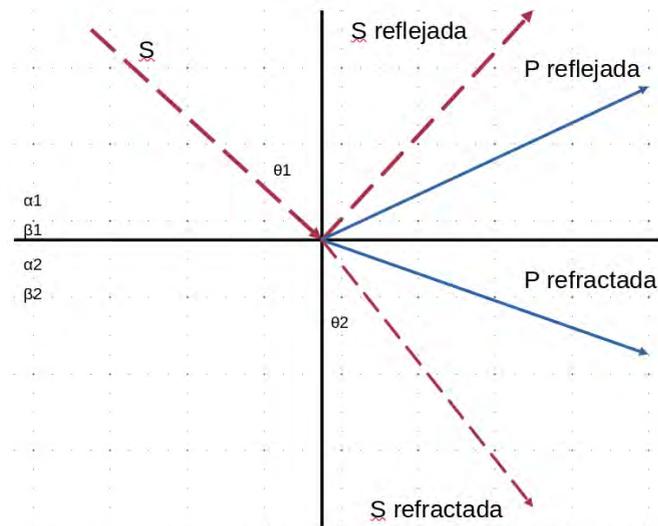


FIGURA 3.1: Ley de Snell para una onda S representada como un rayo punteado en color rojo. Esquema simplificado de las reflexiones y refracciones principales. Los cuadrantes superiores son el medio 1, los inferiores el medio 2 que tiene mayor velocidad.

Continental y la Corteza Oceánica.

Debajo de la Corteza existe el Manto, para la sismología la primera vez que se hizo la observación de una discrepancia muy visible entre el comportamiento de las ondas sísmicas entre la corteza y el material debajo de ella ocurrió en 1909 por Andrijać Mohorovicic.

Mohorovicic estudió el tiempo de viaje de las ondas sísmicas en el centro de Europa. Observó la presencia de una discontinuidad en la velocidad de las ondas a los 30 Km de profundidad. Esta discontinuidad en forma de abreviación recibió el nombre del Moho (Udías and Buforn, 2017).

Una segunda discontinuidad en la velocidad de las ondas fue observada en 1923 por Víctor Conrad y comprobada en 1926 por Jeffreys. La discontinuidad recibió el nombre de Conrad. Esta representa el límite entre la corteza superior y la corteza inferior o la corteza basáltica y granítica. Ambas discontinuidades se aprecian en la figura 3.2.

El grosor de la corteza no es constante, varía dependiendo de la zona tectónica en la que se encuentre. Puede tener un grosor de 8-10 Km en la zona oceánica y llegar hasta los 70 km debajo de las grandes cordilleras.

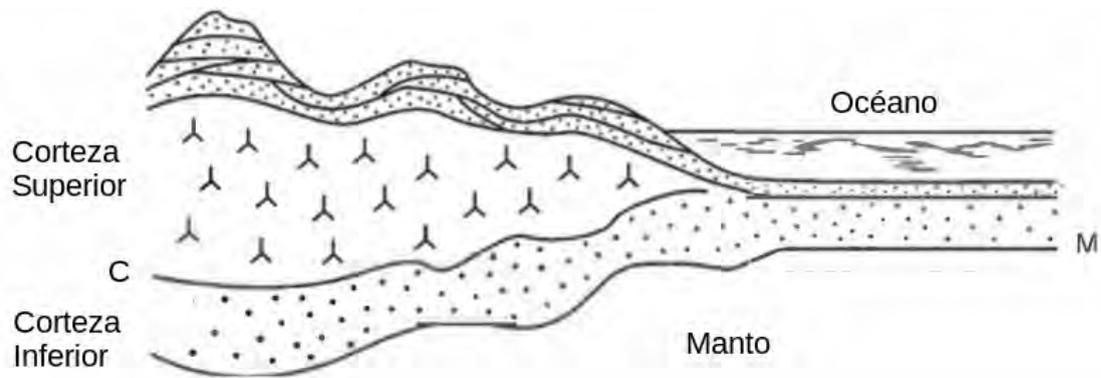


FIGURA 3.2: Variación del grosor de la corteza en el ambiente continental y marino. La letra M representa el Moho y la letra C la discontinuidad de Conrad. Modificada de Udías and Buforn (2017)

3.4. Isostasia

En 1889, C. E. Dutton se refirió a la compensación de una carga topográfica por una estructura sub-superficial menos densa como isostasia (Lowrie, 2007)

Hoy en día a la isostasia se le conoce como un concepto geofísico que se refiere al equilibrio vertical de la corteza terrestre en respuesta a las cargas superficiales. En pocas palabras, la isostasia es el equilibrio entre la fuerza gravitacional que actúa sobre la corteza y la fuerza de flotación ejercida por el material más denso del manto superior. En términos físicos es un fenómeno que se puede describir desde el punto de vista de la mecánica de fluidos con la ecuación de equilibrio hidrostático local, aterrizado al principio de Arquímedes, es decir; el balance entre el peso de un objeto que se introduce un fluido y la fuerza de flotabilidad del fluido (Lautrup, 2019).

Cuando se acumulan cargas sobre la litosfera, como montañas, glaciares o sedimentos, la litosfera se hunde parcialmente en el manto superior, compensando el peso adicional como se ve en la figura 3.3. Por otro lado, cuando las cargas se eliminan, la litosfera se levanta de manera gradual para restablecer el equilibrio isostático (Lowrie, 2007).

La información sobre la Isostasia se ha desarrollado a lo largo de los años a través de investigaciones geofísicas, estudios de gravimetría, mediciones topográficas y geodésicas, así como mediante el análisis de datos sísmicos y modelos computacionales. No obstante existen dos modelos que son los exponentes más referenciados:

- Modelo de Airy-Heiskanen.

Asume una capa superior de densidad constante flotando sobre un substrato más denso. Tiene zonas con raíces de espesor variable proporcional a la topografía superpuesta. Este escenario concuerda ampliamente con las pruebas sísmicas sobre el espesor de la corteza terrestre. La corteza continental es mucho más gruesa que la corteza oceánica. Su espesor es muy variable, siendo mayor debajo de las cadenas montañosas, aunque el mayor espesor no siempre se encuentra debajo de la topografía más alta. La compensación tipo Airy sugiere que se cumple el equilibrio hidrostático entre la corteza y el manto.

El modelo considera la siguiente ecuación:

$$r_1 = h_1 \left(\frac{\rho_c}{\rho_m - \rho_c} \right) \quad (3.2)$$

Donde r_1 es el grosor de la raíz, h_1 es la altura topográfica vertical de la montaña desde el nivel medio del mar, ρ_c es la densidad de la corteza, t es el espesor de la corteza sin compensación isostática y ρ_m es la densidad del manto.

De acuerdo con [Lowrie \(2007\)](#) con base en el trabajo de [M. H. P. Bott \(1983\)](#) se puede crear un modelo isostático como el propuesto por Airy, a partir de la solución de la anomalía de aire libre de Bouguer. Dando como resultado el valor de la densidad de la corteza continental $\rho_c = 2850 \text{ kg/m}^3$ y para la densidad del manto $\rho_m = 3300 \text{ kg/m}^3$, lo anterior para un espesor continental de 30 km sin compensación isostática.

Con estos datos se puede inferir que hay una relación proporcional entre la elevación topográfica y el grosor de la raíz de la corteza Terrestre.

$$r_1 = h_1(6.33) \quad (3.3)$$

La ecuación 3.3 se puede ajustar para pronosticar la posible elevación topográfica a partir del espesor del Moho. La cual de acuerdo con el libro de [Kearey et al. \(2009\)](#) queda de la siguiente manera:

$$h_1 = \frac{r_1 - t}{6.33} \quad (3.4)$$

- Modelos de Pratt-Hayford.

Incorpora una capa externa de la Tierra que descansa sobre un substrato magmático débil. La expansión diferencial del material en columnas verticales de la capa externa explica la topografía de la superficie, de modo que cuanto más alta sea la columna por encima de una base común, menor será la densidad media de las rocas en ella. Las columnas verticales tienen una densidad constante desde la superficie hasta su base a una profundidad D por debajo del nivel del mar.

En resumen, tanto el modelo de Airy-Heiskanen como el modelo de Pratt-Hayford describen la compensación isostática local en relación con la topografía de la superficie, pero utilizan diferentes mecanismos para lograrlo (Lowrie, 2007).

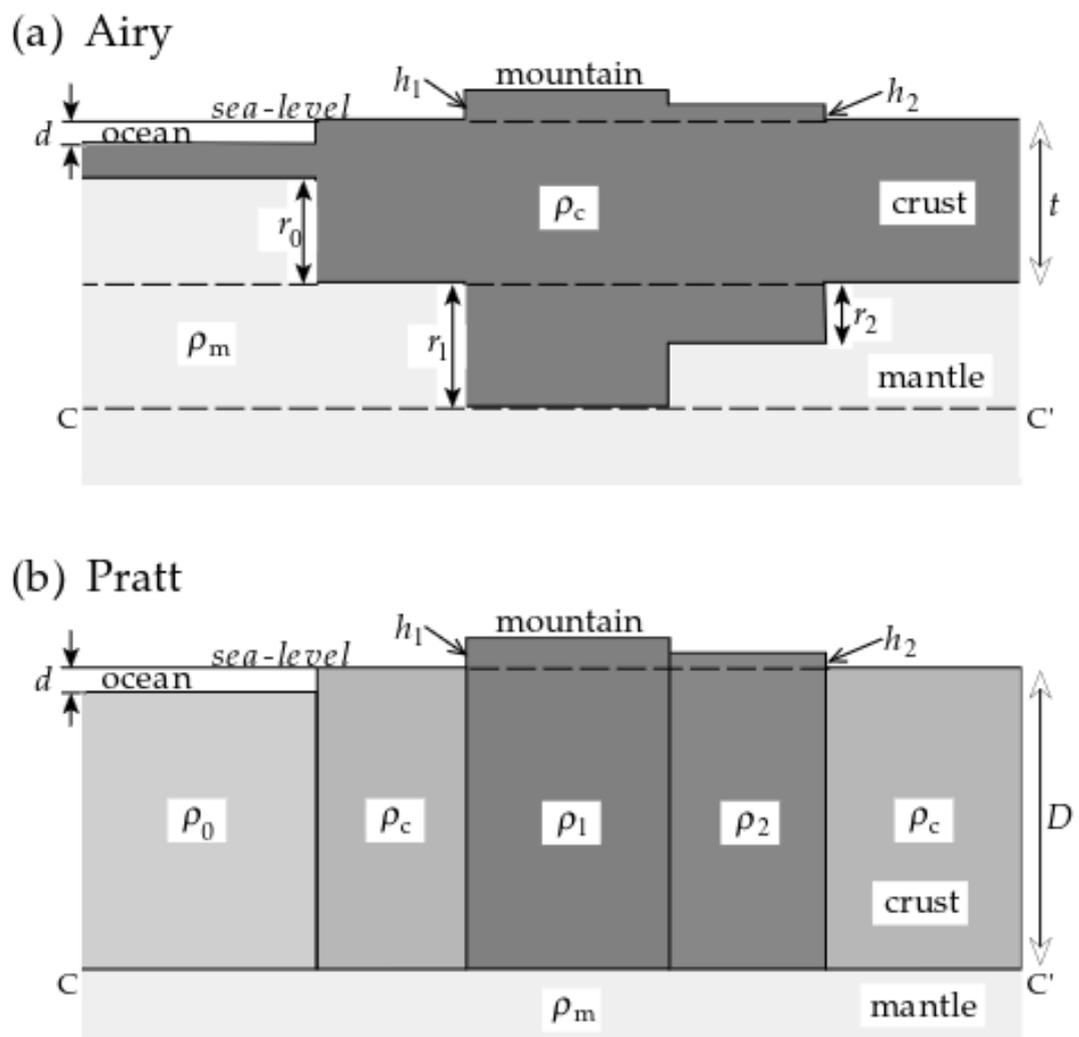


FIGURA 3.3: Compensación isostática local según (a) el modelo de Airy-Heiskanen y (b) el modelo de Pratt-Hayford. Tomada de Lowrie (2007)

3.5. Método $tS - tSp$

(Narcía-López et al., 2004) propuso un modelo de una capa sobre un semiespacio, ambos comparten la condición de ser elásticas, homogéneas e isotrópicas. La primera se considera como la corteza terrestre y la segunda como el manto. El modelo es esquematizado en la figura 3.4, en ella se aprecia el recorrido que sigue una fase Sp como una fase S_S . Este contempla la trayectoria de las fases de forma ascendente. La estrella roja representa el hipocentro del sismo, que se encuentra en el manto a una profundidad H , separado una distancia epicentral Δ de la estación, representada con un triángulo azul.

La fase Sp se origina en el hipocentro, recorre como una fase S con velocidad β_2 una distancia vertical E_2 y una distancia horizontal ΔSp_2 , esta llega con un ángulo de incidencia ΘSp_2 a la discontinuidad del Moho que se aprecia como una línea discontinua, a partir de este punto se convierte en una fase P , que con velocidad α_1 recorre una distancia vertical E_1 y una distancia horizontal ΔSp_1 hasta finalmente incidir en la estación con un ángulo de incidencia ΘSp_1 .

Para el caso de la fase S , se origina en el hipocentro, recorre como una fase S con velocidad β_2 una distancia vertical E_2 , y una distancia horizontal ΔS_2 , esta llega con un ángulo de incidencia ΘS_2 a la discontinuidad del Moho que se aprecia como una línea discontinua, continua su recorrido en el nuevo medio como una fase S , que con velocidad β_1 recorre una distancia vertical E_1 y una distancia horizontal ΔS_1 hasta finalmente incidir en la estación con un ángulo de incidencia ΘS_1 .

Como en todos los modelos físicos, estos están respaldados por ecuaciones matemáticas, (Narcía-López et al., 2004) propuso la ecuación que relaciona el recorrido geométrico de las fases S y Sp , con sus tiempos de arribo (ecuación 3.5). (Lara, 2018) en su tesis de maestría se toma el tiempo de deducir dicha relación.

$$tS - tSp = \frac{H - E_1}{\beta_2} \left(\frac{1}{\cos\Theta S_2} - \frac{1}{\cos\Theta Sp_2} \right) + \frac{E_1}{\beta_1} \left(\frac{1}{\cos\Theta S_1} - \frac{1}{\Omega \cos\Theta Sp_2} \right) \quad (3.5)$$

Donde tS es el tiempo de recorrido por la fase S , tSp es el tiempo de recorrido de la fase Sp, Ω es la división de v_P/v_S . Las demás variables fueron explicadas previamente.

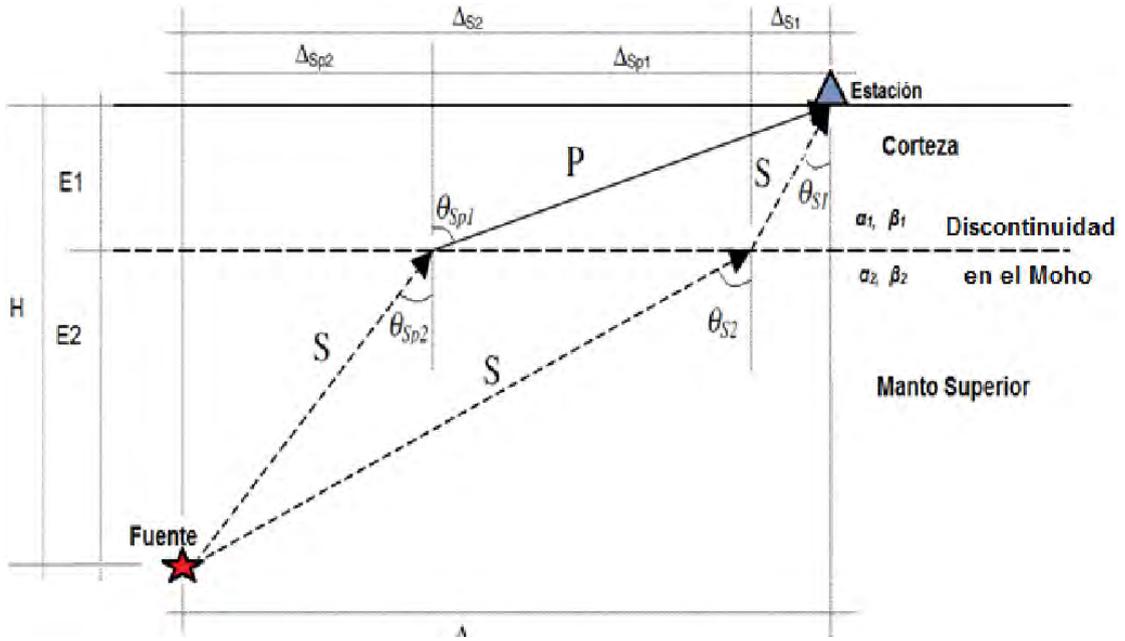


FIGURA 3.4: Modelo físico utilizado para el cálculo de tiempos de arribo. Tomado de Lara (2018) modificada de Narcía-López et al. (2004)

Narcía resuelve dicha ecuación con el método matemático: “función objetivo”. Este no es el caso, por lo que se propone una forma diferente de resolverla, una forma semi-analítica. Por lo que se explica las ecuaciones usadas en el orden que se requieren.

Se tiene que empezar por conocer o proponer el ángulo de incidencia ΘSp_1 . A partir de eso usando la ley de Snell y, considerando las fases como rayos se puede conocer ΘSp_2 .

$$\Theta Sp_2 = \text{Sen}^{-1}\left(\beta_1 \frac{\text{Sen}\Theta Sp_1}{\alpha_1}\right) \quad (3.6)$$

A partir de las propiedades trigonométricas se puede proponer una forma de medir la distancia total horizontal Δ .

$$\Delta = \Delta Sp_1 + \Delta Sp_2 \quad (3.7)$$

$$\Delta = E_1(\tan\Theta Sp_1) + (H - E_1)(\tan\Theta Sp_2) \quad (3.8)$$

No obstante ese dato ya es conocido de la localización hipocentral, así, como lo es H , lo que buscamos es E_1 , entonces este se despeja.

$$E_1 = \frac{(\Delta - H)\tan\Theta Sp_2}{\tan\Theta Sp_1 - \tan\Theta Sp_2} \quad (3.9)$$

Con lo anterior debería darse por terminado el cálculo, pero falta por calcular todos los demás parámetros del modelo. Se empieza por la distancia real recorrida por el rayo Sp, despejando las ecuaciones 7 y 10 de (Lara, 2018).

Para la distancia recorrida por la fase P del rayo Sp (Sp_1):

$$Sp_1 = \frac{E_1}{\cos\Theta Sp_1} \quad (3.10)$$

Para la distancia recorrida por la fase S del rayo Sp (Sp_2):

$$Sp_2 = \frac{H - E_1}{\cos\Theta Sp_2} \quad (3.11)$$

Ahora se pueden calcular las distancias horizontales recorridas por el rayo que sumadas deben coincidir con la distancia epicentral Δ .

$$\Delta Sp_1 = Sp_1 \sin\Theta Sp_1 \quad (3.12)$$

$$\Delta Sp_2 = Sp_2 \sin\Theta Sp_2 \quad (3.13)$$

También los tiempos de viaje de la fase.

$$tSp_1 = \frac{Sp_1}{\beta_1} \quad (3.14)$$

$$tSp_2 = \frac{Sp_2}{\beta_2} \quad (3.15)$$

La suma de las ecuaciones 3.14 y 3.15 ofrecen el tiempo de viaje de la fase Sp (tSp). Con esto se resuelve directamente el modelo. El problema es que existe infinidad

de soluciones para dicho modelo. Por lo tanto se usan exactamente las mismas ecuaciones para la fase S , aplicando sus parámetros adecuados, lo cual también ofrece otra infinidad de modelos.

La clave radica en que dentro de los modelos de la fase Sp y los de la fase S existen aquellos que ofrecen tiempos de viaje tSp y tS cuya resta sea igual o muy aproximada a el tiempo observado en los sismogramas $tS \sim tSp$, que ambos modelos coincidan en la profundidad de conversión E_1 y que al sustituir sus parámetros satisfagan la ecuación 3.5. Estos dos modelos idóneos se combinan en uno solo, resultando en la solución del modelo físico.

Capítulo 4

Datos y Método de Análisis

En capítulos previos se ha hablado del hecho de que la ecuación propuesta ya se ha utilizado, con ciertas técnicas matemáticas. En el caso de (Lara, 2018) se usa inclusive la misma. No obstante, se tienen objetivos diferentes, por lo que es conveniente establecer una metodología adecuada para las circunstancias.

4.1. Metodología a seguir

Después de varias pruebas se llegó a la siguiente metodología en forma de pasos a seguir, esta se describe a detalle en los subcapítulos:

1. Descargar los datos de la base de datos del SSN.
2. Carga de los datos en el programa SAC.
3. Asignar la información hipocentral a cada estación a evaluar.
4. Identificar los tiempos de arribo de las fases P , S y Sp .
5. Uso del programa `Sp2.py` en cada sismo y en cada estación.
6. Encontrar aquella solución que tenga la misma diferencia en el tiempo teórico $S - S_P$ que aquel que se observó en los registros.
7. Establecer las coordenadas de conversión.
8. Confirmación visual de los resultados.

9. Interpolación de los resultados.

10. Creación del modelo 3-D.

4.2. Descarga de datos y ajuste de encabezados

En este apartado se cumple con los pasos 1 a 3 de la metodología propuesta.

Dentro de las coordenadas previamente establecidas se localizan sismos cuyas magnitudes ideales son mayores o iguales a $4.5 M_C$ y profundidades mayores o iguales a 50 Km (datos primarios). Se hizo una excepción en algunas zonas puesto que se requería encontrar mayor cantidad de sismos con profundidades adecuadas pero su magnitud mínima tuvo que bajar a $4.3M_C$.

Los sismos se buscaron en la base de datos del SSN en el apartado de catálogos SSN, (2022), desde el 1 de enero de 2010 hasta el 2 de enero de 2023. La muestra contiene un total de 151 sismos, de los cuales 114 contienen la fase Sp, como se observa en la figura 4.1. El análisis exhaustivo de los datos determinó 297 observaciones en las cuales se calculó satisfactoriamente la profundidad de conversión la onda Sp.

Una vez establecida la muestra se procede a descargar los datos del SSN. Al solicitar los datos el SSN te proporciona el programa: SSNstplinux. Después de hacer la instalación y adecuación para su funcionamiento se pueden descargar los eventos del catálogo.

El proceso es lento puesto que se baja cada estación individualmente, por lo que se procedió a escribir un programa en BASH que simplifica la tarea de las descargas.

Antes de empezar la descarga se establece las estaciones a utilizar en el método, siendo estas un total de 19, 16 pertenecientes a la red del Instituto de Geofísica de la UNAM : Pinotepa Oaxaca (PNIG), Yosondua Oaxaca (YOIG), Tlaxiaco (TXIG), Huajuapán de León (HLIG), Fresnillo de Trujano (FTIG), Tehuacán Puebla (TPIG), Toxpanapa Oaxaca (TOIG), Puerto Escondido (PEIG), Oaxaca de Juárez (OXIG), Bahías de Huatulco (HUIG), Matías Romero (CMIG), Tuzandepetl Veracruz (TUIG), Tuxtla Gutiérrez (TGIG), Pijijiapan Chiapas (PCIG), Comitán (CCIG), Tapachula (THIG), y 3 a la red de la Universidad de Veracruz

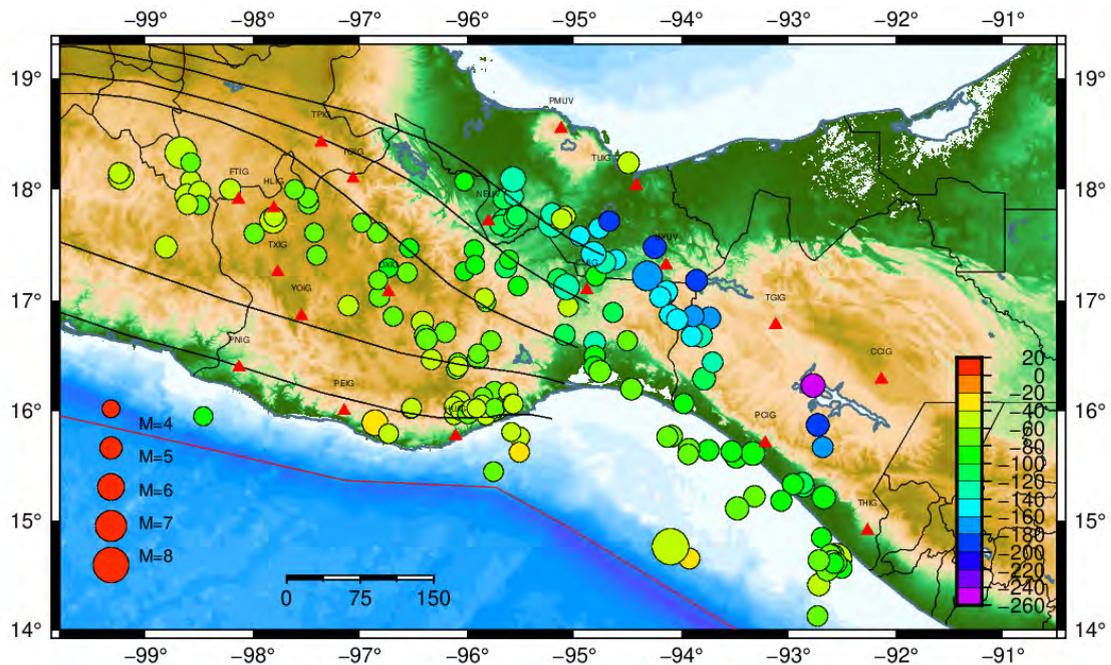


FIGURA 4.1: Área de estudio con la muestra a analizar. Los sismos se presentan como círculos de diferentes tamaños con base en su magnitud, la escala está en la esquina inferior izquierda. Los sismos se observan en colores diferentes de acuerdo con su profundidad, la escala está en la parte derecha inferior del mapa. La línea roja representa la Trinchera Mesoamericana. Las líneas negras representan la profundidad del Slab desde 20 km cada 10 km.

Punta San Marcos (PMUV), Nueva Era (NEUV) y Uxpanapa (UXUV). Las generalidades de cada una se especifican en la tabla 1 de los anexos, además se pueden consultar visualmente en la figura 1.8.

Los datos contienen información de la velocidad del suelo convolucionada con la respuesta instrumental. Por lo que la amplitud se mide en cuentas y el eje de las abscisas en tiempo, comúnmente llamados sismogramas de velocidad. Los datos contienen información hasta 220 segundos después del tiempo origen del sismo en cuestión. Cada estación se descarga en tres componentes (este-oeste; norte-sur; vertical) por lo que se tienen 3 sismogramas por estación (comúnmente se les llaman formas de onda).

Cabe resaltar que para todos los sismos no siempre es posible descargar el total de estaciones propuestas. Lo anterior por fallas en el sistema de almacenamiento, o por fallas en el funcionamiento de las estaciones cuando ocurrieron dichos sismos. Los sismogramas se guardan cada uno en una carpeta cuyo nombre corresponde al número del sismo, numeración asignada por el orden cronológico en el que se han descargado.

Una vez guardados los sismos en su carpeta estos se cargan en el programa Seismic Analysis Code (SAC) (Goldstein and Snoke, 2005). Los encabezados de cada sismograma ya contienen dentro de sí la información de la localización espacial de las estaciones a las que corresponden, así; como varias otras constantes. Lo que no contienen es la información hipocentral del sismo al que se asocian por lo que es necesario asignar esta información a los encabezados. Al hacerlo es posible calcular de manera rápida la distancia epicentral entre la estación y el sismo. Para corroborar que el cálculo sea correcto se gráfica el sismo y la estación para poder medir su distancia en Google Earth. La distancia epicentral o el recorrido horizontal las fases Sp es un dato muy importante ya que este limita el modelo siendo un parámetro de entrada del programa Sp2.py.

4.3. Cálculo de la profundidad, latitud y longitud de la discontinuidad de Mohorovicic

En este apartado se explica como se cumple con los pasos del 4 al 7 de la metodología.

Una las correcciones a los datos crudos que no podemos pasar por alto es quitar los filtros automáticos de SAC, para posteriormente quitar también la media y la tendencia. El filtro automático de SAC es una herencia de cuando las computadoras tenían poco poder de computo y se necesitaba una visualización rápida, esto ya no es necesario y se debe quitar para ver por completo las frecuencias del sismo y no alterar el tiempo de arribo de las fases de interés.

En este punto se esta listo para visualizar las fases P , S y Sp. La fase P siempre es mas visible y grande en amplitud en la componente vertical, por lo que se tiene que visualizar en esta componente, lo mismo ocurre con la fase Sp. Mientras que la fase S tiene mayor amplitud y es mas fácil de visualizar en las componentes horizontales, donde debe escogerse una de ellas para tal marca de tiempo. Usualmente se grafican las tres componentes en conjunto como se ve en la figura 4.2.

A la fase P y S se les realiza una marca en el tiempo, inmediatamente se comparan estas dos fases con las que contienen los reportes concernientes al ISC cuyas singlas en ingles son Intetnational Seismological Center (Bondár and Storchak, 2011) para

comprobar que se haya observado correctamente su tiempo exacto. Cabe mencionar que no se usa a la fase P en los programas y cálculos consecuentes, esta fase solo se observa para comparar con el catalogo antes mencionado y darnos certeza de que estamos observando adecuadamente las diferentes fases.

Después se observa la fase Sp en la componente vertical, la cual debe tener una amplitud menor a la fase S , estar antes de la misma en tiempo y después de la P tendiendo a ser mas cercana a la S aun que esto varía por la profundidad de conversión y la distancia epicentral. Esto es visible en la figura 4.2.

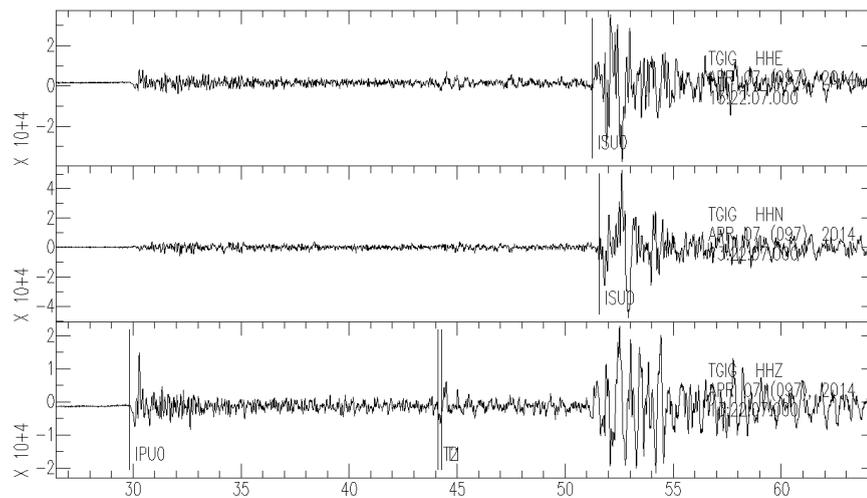


FIGURA 4.2: Ejemplo de tiempos observados para las fases P , S y Sp . Se observa la gráfica de los sismogramas de las tres componentes de la estación TGIG correspondientes al sismo 63. En la componente vertical la tercera de arriba hacia abajo, se observa claramente la fase P , luego la fase Sp señalada con un marcador $T1$ y en la componente este oeste la primera de arriba hacia abajo la fase S

Debe resaltar en amplitud entre el scattering, al usar filtros pasa bajas menores a 10 Hz debe crecer su amplitud y claridad, lo mismo para filtros pasa bandas entre 0.1 y 2 Hz y de 0.5 a 2 Hz , en caso de que la fase desaparezca con los filtros, se descarta como onda Sp . Esta es la parte mas difícil puesto que se puede enmascarar en el scattering o pueden haber varias posibles Sp , además de que no es común encontrarla en todos los sismogramas. Esto se observa en la figura 4.3.

La fase Sp suele verse cerca de la fase S cuando es mas corta la distancia epicentral, con forma las estaciones se alejan del sismo la fase Sp se aprecia mas lejos de la fase S . No obstante se puede apreciar que la posición de la fase Sp con respecto a la S varía en función de la profundidad de conversión. Entre mas cerca del tiempo S la conversión suele ser menos profunda, entre mas lejos la conversión

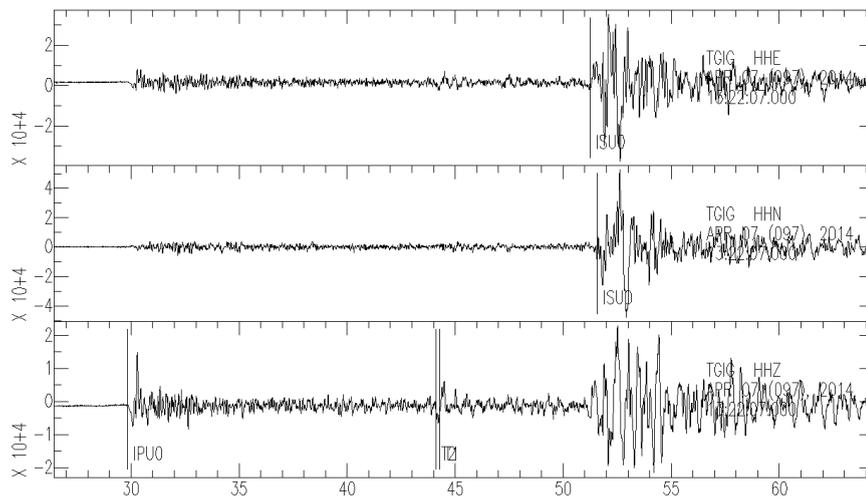


FIGURA 4.3: Ejemplo de tiempos observados para las fases P , S y Sp con el filtro pasa bandas de 0.5 a 2 Hz . Se observa la gráfica de los sismogramas de las tres componentes de la estación TGIG correspondientes al sismo 63. Nótese que con este filtro se aprecia fácilmente la fase Sp en la componente vertical.

es mas profunda. Un ejemplo de esto se aprecia en el sismo 64, mismo que se observa en la figura 4.4.

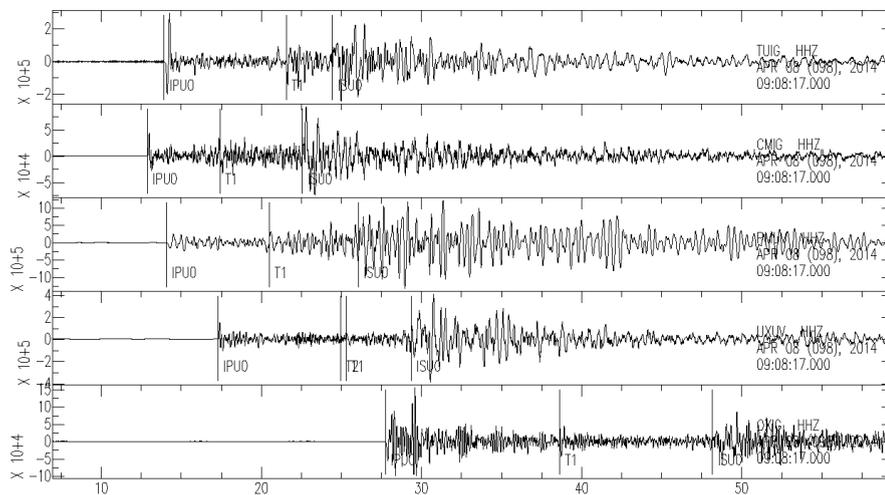


FIGURA 4.4: Ejemplo de tiempos observados para las fases P , S y Sp en el sismo 64. Componentes verticales de las estaciones que observaron la fase Sp . Se observa que esta fase se aleja de la fase S con la distancia. No obstante no siempre estará mas alejada puesto que puede variar su posición con respecto a la profundidad de conversión.

Toca el turno de calcular estos mismos tiempos de las fases Sp a través de la inversión de un modelo matemático. Las generalidades de la ecuación a emplear se explicaron en el apartado 2.5.

Una vez comprendido el tema, las ecuaciones a emplear y las consideraciones del mismo, se comenzaron a procesar los datos con los softwares SpGenOne.f y timeSp.f cuya elaboración corresponde al Dr. Raúl Valenzuela Wong. El uso del mismo es eficiente en cuanto a resolver el modelo, y cuyo funcionamiento se demostró por (Lara, 2018). Pero este conjunto de programas necesita bastante tiempo para realizar los cálculos ya que hay que llevar a cabo varias iteraciones en ambos programas. Para la cantidad de sismos a analizar esto tomaría mucho tiempo.

Se decidió entonces hacer un programa nuevo en la versión 3 (R2022b) de MATLAB (Inc., 2022). Después de varios ajustes el programa incluye dentro de sí los mismos cálculos que hace SpGenOne.f y timeSp.f tanto para las fases S como para las Sp , este se llama: Sp.xmlm, cuyo código se encuentra en los anexos. Posteriormente el programa se cambió por una versión en Python (Sp2.py) para disminuir el tiempo de procesamiento (Van Rossum and Drake, 2009).

Se comprobó la eficiencia del mismo usando los 5 primeros sismos y comparando los resultados con los que arroja SpGenOne.f y timeSP.f. Los cálculos resultaron ser los mismos, por lo que se considera apto para usar.

En SAC se observa la diferencia entre el tiempo de la fase S y Sp , en este mismo software se calcula la distancia epicentral entre la estación que observo la fase y el sismo que la produjo, misma que llamaremos delta (Δ), además se toma la profundidad del hipocentro (H) reportada por el SSN.

El software requiere las velocidades de las fases S y P , tanto en el manto como en la corteza. Las velocidades se tomaron como referencia del artículo de (Ligorría and Ponce, 1993). Velocidades de la fase P en la corteza y el manto $\alpha_1 = 6.5$ Km/s y $\alpha_2 = 8.2$ Km/s, respectivamente. Velocidades de la fase S en la corteza y el manto $\beta_1 = \alpha_1/\Omega$ y $\beta_2 = \alpha_2/\Omega$, lo anterior en congruencia con el trabajo de (Lara, 2018).

Los datos del párrafo anterior y las consideraciones del modelo del apartado 2.6 en conjunto con Δ y H se introducen en el programa. Este software se encarga de calcular todos los posibles ángulos de incidencia del rayo Sp en el moho (Θ_{SP_2}) y en la estación (Θ_{SP_1}); para las anteriores combinaciones se calculan los posibles tiempos de viaje de la fase en el manto (t_{SP_2}), en la corteza (t_{SP_1}) y el tiempo total de viaje en segundos (t_{SP}); posteriormente la distancia recorrida por el rayo en km en el manto (S_{P_2}) en la corteza (S_{P_1}) y la distancia total recorrida por el rayo (S_P); esto nos permite calcular las distancias horizontales recorridas por

la fase en el manto en km (ΔS_{P2}) en la corteza (ΔS_{P1}) y como comprobación del método la suma de estas distancias debe ser exactamente igual a la distancia epicentral Δ ; por ultimo calcula la profundidad (E_1) en la cual la onda S incide en el Moho y se convierte en P.

Al mismo tiempo calcula todos los datos anteriores para la fase S. Recordando que en este modelo la fase S y Sp coinciden siempre en E_1 .

Los cálculos anteriores se hacen para ángulos de incidencia desde 0 a 90° cada 0.001 grados (este valor puede variar si se necesitan mas resultados o menos) los resultados pueden ser infinitos, por lo que escoger uno resulta complicado, para solventar este problema se recurre a las infinitas soluciones para la fase S.

Ahora lo que resta es buscar el tiempo total de recorrido teórico o calculado de las fases Sp (tS_P) y S (tS_S), estos tiempos se comparan únicamente en aquellos en los que coincide la profundidad de conversión E_1 hasta encontrar la diferencia en tiempo $tS - tS_P$ igual o muy aproximada a los datos observados, es decir; aquellos en los que coincida el tiempo calculado con el observado. Se observa que profundidad E_1 tiene este cálculo y se registra en la base de datos. Los resultados del programa se pueden observar en la figura 4.5, en esta se analiza un caso de estudio del sismo 64, en específico la estación TUIG cuya diferencia $tS - tS_P$ observada es de 3.32 s.

La figura 4.5 muestra los resultados, son dos tablas. La primera corresponde a las soluciones de la trayectoria del rayo Sp, las columnas del 1 al 10 significan: tS_P ; tS_{P1} ; tS_{P2} ; S_{P1} ; S_{P2} ; ΔS_{P1} ; ΔS_{P2} ; ΘS_{P1} ; ΘS_{P2} y E_1 respectivamente, las filas el numero de posibles resultados. La segunda tabla corresponde a las soluciones de la trayectoria del rayo S_S , las columnas del 11 al 20 significan: tS_S ; tS_{S1} ; tS_{S2} ; S_{S1} ; S_{S2} ; ΔS_{S1} ; ΔS_{S2} ; ΘS_{S1} ; ΘS_{S2} y E_1 respectivamente. En la tabla de soluciones del rayo Sp subrayado en azul se encuentra la solución 1 389 cuya profundidad E_1 corresponde a 16 Km con un tiempo de recorrido de 17.49 s. En la tabla de soluciones del rayo S_S subrayado en gris se aprecia la solución 4 373 cuya profundidad E_1 es de 16 Km con un tiempo de viaje de 20.86 s. La diferencia entre el tS y tS_P calculada es de 3.37 s, que es la comparación 11 303, mientras que la diferencia entre tS y tS_P observada es de 3.32 s, dando un residual entre el tiempo observado y calculado de 0.05 s. Por lo que se consideran las soluciones son adecuadas para ambos rayos y se agregan al concentrado de resultados.

Por fines prácticos se usan unidades enteras en kilómetros para los valores de E_1 , si no existe un buen ajuste en la diferencia de tiempos $tS - tS_P$ y este queda en algún número fraccional de E_1 , se redondea dicha profundidad. Puede darse el caso que no exista solución congruente, es decir que la profundidad E_1 sea negativa, mayor a 90 km o muy cercana a 0 km, o que no se logre disminuir el residual de la diferencias de $tS - tS_P$ calculadas y observadas si, esto ocurre se considera que era una falsa fase Sp y se descarta.

Statio	TSP	TSP1	TSP2	SP1	SP2	HOSP1	HOSP2	SpSheat1	SpSheat2	ESp1	TSS	TSS1	TSS2	SS1	SS2	HOS11	HOS12	SSSheat1	SSSheat2	ESS1	TSS-TSP
6130	35.4383	9.22532	7.18273	68.8076	31.3959	54.5623	21.8477	83.619	68.5689	26	21.9816	9.72897	11.8715	17.8331	50.8252	20.3641	58.4857	45.39	62.189	26	5.25332
6415	35.5344	9.12281	7.41156	59.4987	35.8957	53.5245	22.8555	64.14	68.7541	25	21.6184	9.136	12.2744	10.5782	58.8561	25.2483	51.1617	45.22	61.7994	25	5.87686
6670	36.6281	8.91524	7.71289	58.1273	36.482	52.5041	23.9859	64.59	68.9489	24	21.5233	8.92427	12.599	14.8615	58.5933	24.8584	52.5886	45.84	61.4577	24	4.89514
6840	36.7135	8.7127	8.88884	56.9888	37.8724	51.5812	24.9888	65.84	61.125	23	21.4397	8.5386	12.9892	12.5816	61.8983	22.9299	53.4881	44.87	61.8666	23	4.72821
6412	36.8145	8.58212	8.11242	55.4318	39.3719	58.4586	29.9584	65.52	61.3186	22	21.3551	8.13223	13.2218	16.9838	62.544	21.7038	54.8162	44.7	68.8377	22	4.94853
6007	36.9127	8.28442	8.52826	54.8144	48.8117	49.8561	27.8539	66.83	61.5211	21	21.2743	7.75297	13.5113	29.5388	63.9559	28.7187	55.8918	44.54	68.5489	21	4.38163
6773	37.004	8.87385	8.93517	52.835	42.2653	44.2843	28.1258	66.54	61.7381	28	21.1874	7.3454	13.642	27.966	65.4725	17.5783	56.8397	44.37	68.2439	28	4.17935
10079	37.186	7.85536	9.25961	51.2169	43.7554	47.1732	28.2887	67.88	61.8271	19	21.1845	8.95743	14.147	26.5478	66.9155	18.4836	57.0264	44.21	58.9587	19	3.9685
10387	37.2899	7.84445	8.56646	49.8418	41.2821	46.8877	38.3223	67.63	62.1382	18	21.0758	8.10862	14.436	27.1873	68.2621	17.4598	56.9581	44.86	59.028	18	3.82819
10602	37.2979	7.8288	8.8014	48.4258	46.5811	44.9658	31.8412	68.19	62.3485	17	20.9499	6.19059	14.7473	23.5976	69.7566	16.3626	68.8474	43.9	58.4187	17	3.64292
10988	37.4815	7.18682	18.2829	46.935	48.2598	43.7845	32.6455	68.82	62.5673	16	20.8689	5.81819	15.8421	22.1673	71.1491	15.328	61.881	43.75	56.1471	16	3.4561
11303	37.5813	6.97879	18.5245	45.4887	49.7888	42.5941	33.8158	66.45	62.7887	15	20.7788	5.43894	15.3398	24.7225	72.5575	14.2987	62.1191	43.6	58.8861	15	3.27752
11632	37.6819	6.75316	18.8487	44.8386	51.3145	41.4841	35.8958	78.11	63.0146	14	20.7818	5.08161	15.6281	19.3089	73.8839	13.8178	63.8928	43.46	58.6431	14	3.1
11905	37.7825	6.52868	11.1742	42.587	52.8741	48.1983	36.2187	78.8	63.2441	13	20.8168	4.69497	15.9288	19.8878	75.1187	12.2781	64.1999	43.31	58.384	13	2.91588
12300	37.8801	6.29521	11.5128	41.8448	54.4558	38.9151	37.4748	71.55	63.4855	12	20.84	4.33862	16.2884	16.4987	76.6983	11.2885	65.1215	43.17	58.1433	12	2.73591
12708	37.9164	6.85981	11.8614	39.4787	56.1843	37.5204	38.7878	72.38	63.7187	11	20.8688	3.98287	16.4977	15.8985	78.8341	10.181	66.187	43.81	57.9819	11	2.54418
13086	38.0195	6.83884	12.2027	37.981	57.8713	36.8838	46.8482	71.17	63.9784	10	20.8883	3.59371	16.7886	15.6884	79.4382	9.01852	67.8965	42.89	57.685	10	2.36882

FIGURA 4.5: Ejemplo de los resultados del programa Sp.mxl. Caso de estudio para la estación TUIG que registro el sismograma del sismo 64.

En la base de datos que es una hoja de cálculo (concentrado de datos) resulta sencillo usar la ecuación de la recta y la ecuación de la distancia entre dos puntos para calcular las coordenadas en las cuales se convirtió la fase S en P (E_1). Para lo anterior solo hacen falta las coordenadas del sismo, de la estación y la distancia entre la estación y E_1 (ΔS_{P1}). Este método se comprobó visualmente midiendo las distancias ΔS_{P2} y ΔS_{P1} demostrando que coinciden con las distancias con la coordenada calculada. El ejemplo del caso de estudio que se ha visto hasta ahora se observa en la tabla 4.1.

Se debe ahora corroborar que tectónicamente el calculo sea correcto, por lo que se revisa que el angulo de incidencia en la estación Θ_1 sea mayor que en el Moho Θ_2 . Posteriormente, se grafica la posición de la fuente, la estación y la medición del Moho, ya sea en GMT o en Google Earth. Al principio se hace un reconocimiento visual, mismo que debe ser congruente (cercano no exactamente igual) con el trabajo de (Lara, 2018), de (Melgar and Pérez-Campos, 2010), (Espíndola et al., 2017), entre otros, lo anterior se compara dependiendo de que trabajo quede más cerca del cálculo de E_1 .

Se muestra un modelo con todos los parámetros de recorrido del rayo Sp para el caso de la estación TUIG del sismo 64 en la figura 4.6. Esta describe un corte en la vertical en la dirección de propagación del rayo Sp desde el sismo 64 y la estación

Concepto	Resultado
Sismo	64
Fecha	08/04/2014
Latitud	17.7587
Longitud	-95.0835
H (Km)	52.5
Δ (Km)	76.41
Fiabilidad	Buena
Estación	TUIG
Lat. est.	18.33
Lon. est.	-94.42
tP Observado	13.92
tS Observado	24.88
tS_P Observado	21.56
$tS - tS_P$ Observado	3.32
$tS - tS_P$ Calculado	3.37
Diferencia	0.05
E_1 (Km)	16.0445
Lat. E_1	17.879765
Long. E_1	-94.790658

TABLA 4.1: Resultados del programa

TUIG. En un círculo azul el sismo 64, en un triángulo rojo la estación TUIG, en un cuadro verde E_1 o la profundidad de conversión de la fase S a la fase P en el Moho. La línea horizontal sólida bajo TUIG representa a la superficie de la Tierra. La línea horizontal sólida bajo E_1 representa la profundidad del Moho. Se observan todos los parámetros calculados del modelo que se describieron en la figura 4.6 y la tabla 4.1. Note que el ángulo de incidencia de la onda S en el Moho Θ_{SP_2} es menor que el ángulo de incidencia en la estación Θ_{SP_1} , el tiempo de viaje t_{SP_2} es mayor que t_{SP_1} y, entre otras cosas las distancias Δ_{SP_1} y Δ_{SP_2} sumadas son exactamente iguales a Δ . Por lo que este modelo se considera válido para ser la solución al problema inverso, y E_1 es la profundidad inferida de la discontinuidad de Mohorovicic en las coordenadas 17.87° N de latitud y -94.79° O de longitud.

Si el resultado es satisfactorio se guarda en la base de datos, se procede a la siguiente estación y el proceso se repite para cada sismo.

No en todos los sismos logran observar fases Sp en las diferentes estaciones que los observaron, en caso de que un mismo sismo tenga varios cálculos de la profundidad del Moho en diferentes estaciones se procede a revisar visualmente que las fases Sp se hayan marcado con congruencia, como se observa en la figura 4.5, además se

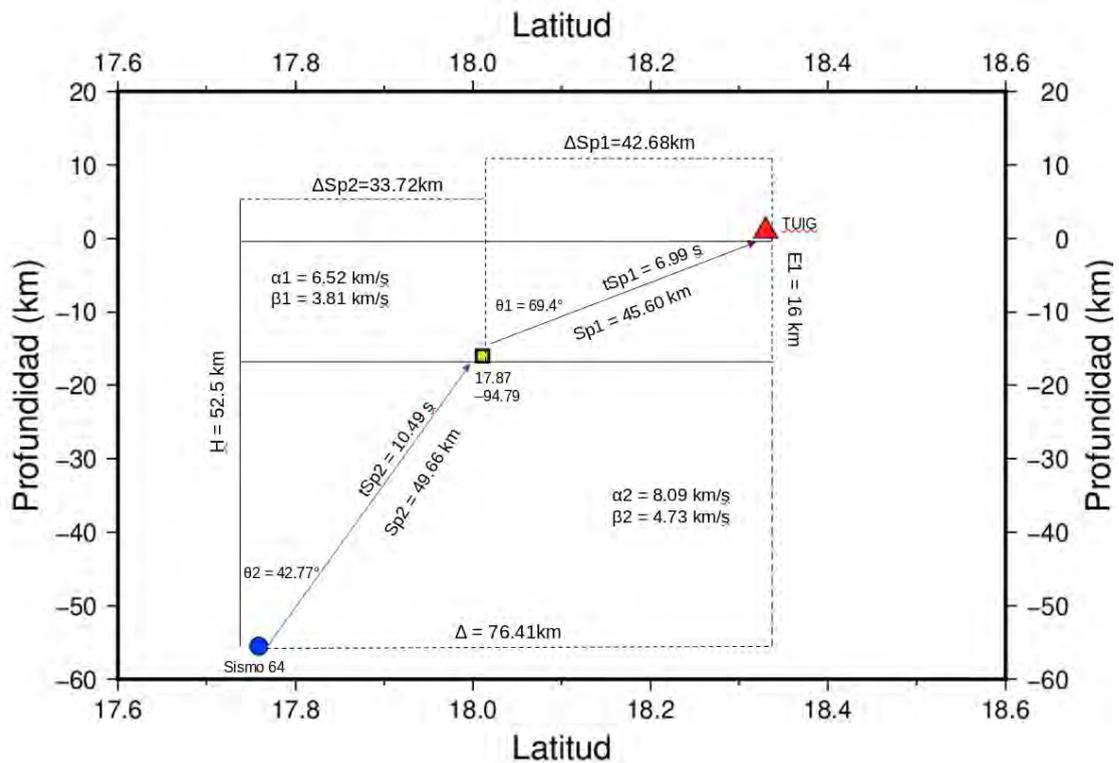


FIGURA 4.6: Esquema del modelo inferido para la trayectoria del rayo Sp (onda) del sismo 64 que se propagó a la estación TUIG.

miden las distancias Δ , Δ_{Sp1} y Δ_{Sp2} para corroborar que estas sean congruentes ya sea en Generic Mapping Tools GMT o en Google Earth (de hecho todos los resultados se guardan y miden en este último) como se muestra en la figura 4.6.

Para la 4.7 en triángulos rojos las estaciones que observaron fases Sp del sismo 64. En un círculo morado el sismo 64. En líneas negras la trayectoria de los rayos Sp vistas en planta. En círculos de colores que hacen alusión a las profundidades de conversión E_1 o la profundidad del Moho. Se debe comprobar que las distancias Δ_{Sp1} y Δ_{Sp2} sumadas son exactamente iguales a Δ . Y que los rayos Sp que deben ser líneas rectas pasen sobre su correspondiente E_1 . En la imagen se muestra únicamente Δ_{Sp1} que es la distancia entre E_1 y la estación, la cual se usa para el cálculo de las coordenadas de conversión.

Ya que las fases Sp son complicadas de observar y en algunas ocasiones se pueden cometer errores. En este punto es fácil ver la tendencia en la profundidad en el área de estudio, también se hace remarcable la presencia de cálculos anómalos, por ejemplo; una profundidad de 15 Km rodeada de otras profundidades de 31, 30 y 34 Km. Estos puntos anómalos son revisados y se reprocessan los cálculos de sus E_1 , sí resulta ser ambiguo la forma de ls onda Sp visualmente o poco preciso en

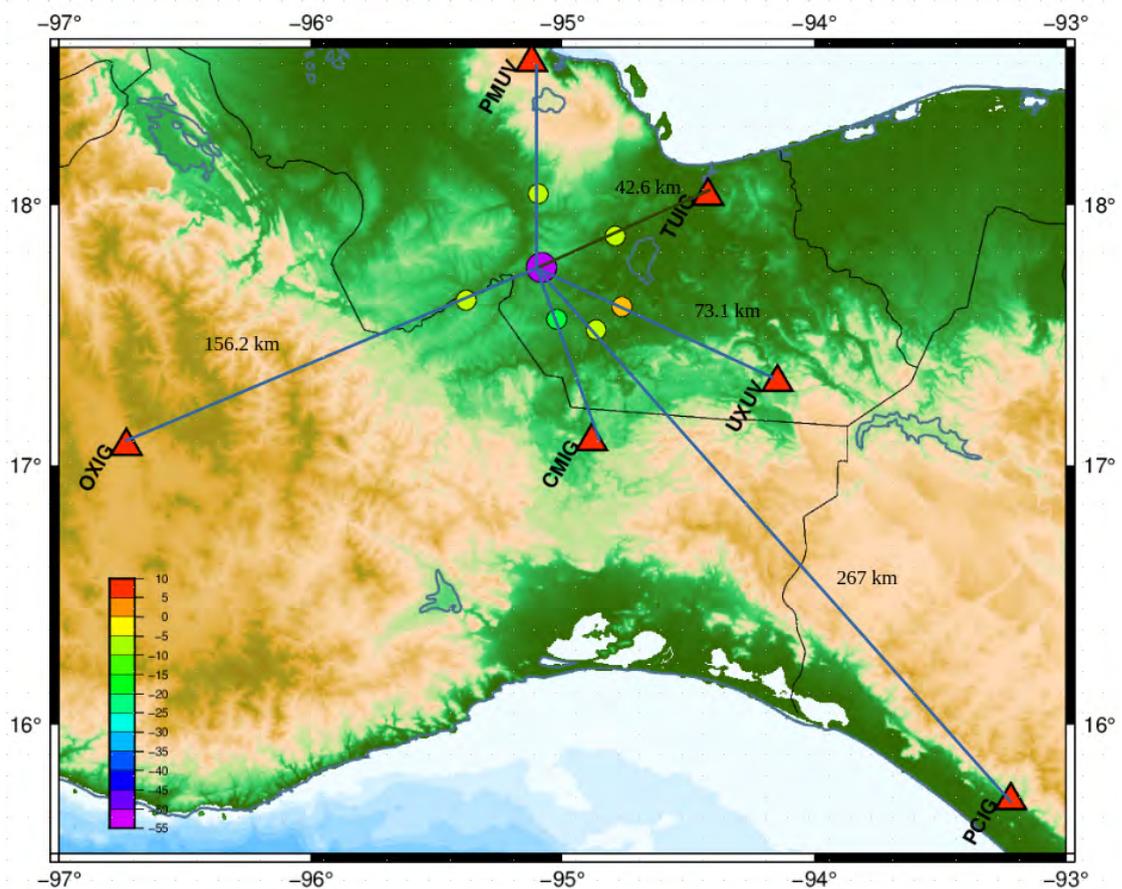


FIGURA 4.7: Comprobación visual de múltiples E1 para un solo sismo.

el calculo, esta profundidad del Moho se retira de la base de datos. Si resulta ser visiblemente buena y su medición cercana al tiempo observado, aun y cuando la profundidad no concuerde con las de alrededor se mantiene.

Para el concentrado de resultados. Se almacenan en el archivo “concentrado de datos.xlsx”. Se procesaron 154 sismos, 114 de estos tiene por lo menos una fase Sp distinguible. En total se analizaron 432 posibles mediciones de la profundidad del Moho, se revisó que el resultado fuese el que mejor satisface la diferencia de tiempos $t_S - t_{SP}$ observada entre varias posibles para una misma estación, además de que no fuese una falsa Sp, que no fuese un resultado duplicado y que fuese congruente o aproximado a los trabajos expuestos en el capítulo de antecedentes. Finalmente ese tienen 309 mediciones que satisfacen todas las condiciones.

Capítulo 5

Análisis de resultados

5.1. Profundidad de la discontinuidad de Mohorovicic

Se calcularon 309 mediciones de las profundidades del Moho. Después de una revisión visual del total de las mediciones, se observaron algunas de estas como anómalas en comparación con aquellas que las rodean. Se volvieron a hacer los cálculos de estas mediciones anómalas. Con los criterios del capítulo anterior, se redujo el número de resultados satisfactorios a 295. Estas se denotan en la figura 5.1. Se aprecian en círculos las mediciones, su color indica la profundidad de conversión. La menor medición corresponde a 11 km y la mayor a 57 km. Se aprecia una distribución de estas desde el noreste de Guerrero hasta el sur de Chiapas, y desde el sur de Veracruz y Puebla hasta el sur de Oaxaca y Chiapas.

Las mediciones se aglomeran en la Sierra Sur de Oaxaca y el sur de Veracruz, cubriendo prácticamente la totalidad del estado de Oaxaca. Este resultado era uno de los objetivos principales. Al comparar esta imagen con los sismos procesados, se puede afirmar que este método es bastante útil para las zonas en las que existen sismos con las características antes descritas, ya que la existencia de estos genera las condiciones para crear fases Sp y se pueden medir las profundidades del Moho. Donde no existen estos sismos, no se obtuvieron mediciones, como se puede observar en la Costa Chica de Oaxaca, que abarca prácticamente el terreno Chatino. De igual manera, se observa esta falta de resultados en el norte de Chiapas. En el sur del Istmo de Tehuantepec hay una falta de datos; en este caso, no se debe a

la falta de sismos, sino a que no se procesaron los sismos existentes en esta zona, debido a que ya se habían realizado estas mediciones en el trabajo de Lara (2018).

Las mediciones con menores profundidades suelen estar en las costas como lo es casi todo el estado de Veracruz y la costa más cercana al mar en Oaxaca y Chiapas. De igual manera en el istmo de Tehuantepec se pueden apreciar profundidades menores. Las mayores profundidades se aglomeran en el centro de Oaxaca y en sus sierras, lo mismo para Chiapas y Guerrero. Teniendo las máximas profundidades cabida en donde se aproximan la Sierra Norte y la Sierra Sur. En el mapa las zonas costeras que involucran topografías menores se observan en colores verdes. Las zonas mas altas en colores cafés.

Se usa también la distribución de las provincias fisiográficas, sus límites están representados por las líneas continuas color blanco. De hecho la mayoría de los resultados con profundidades altas están dentro de los terrenos Mixteco, Zapoteco y Cuicateco. El terreno Chatino por otro lado, no tiene prácticamente resultados. El terreno Maya presenta grandes variaciones, puesto que el terreno implica diferentes niveles de topografía.

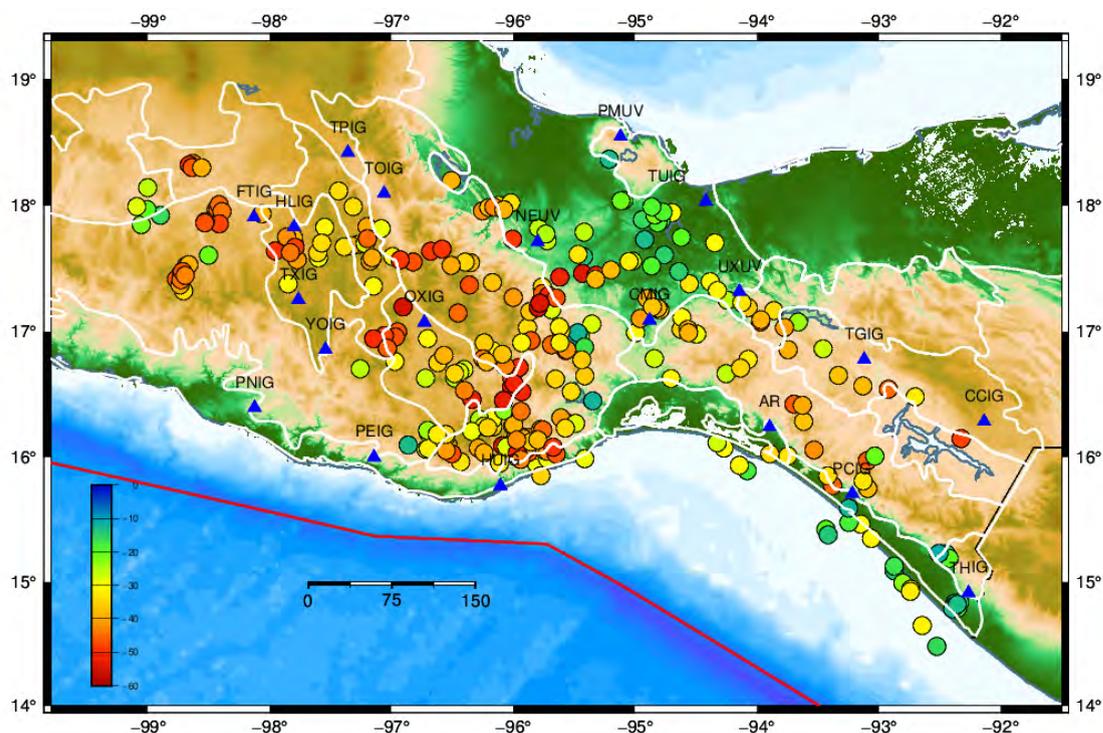


FIGURA 5.1: Resultados de las profundidades de Moho. El color de los círculos representa la profundidad. En líneas blancas los límites de los terrenos tectonoestratigráficos. Se aprecia la topografía y batimetría. Observe como las mayores profundidades del Moho están en las topografías mas altas (color café) y las menores profundidades en las topografías mas bajas (color verde y blanco)

Uno de los principales resultados es él que concentra los valores puntuales de la profundidad del Moho, mismo que esta interpolado por el método del Vecino Natural, de forma sibsoniana. Se opto por esta puesto que esta era la mejor interpolación de entre las anteriores, por no extrapolar resultados y mostrar una interpolación suave y consistente con las mediciones individuales. Este resultado se puede apreciar en la figura 5.2 misma que contiene el sur de México. En está se puede apreciar que la interpolación ocupa partes del estado de Guerrero, Puebla, el sur de Chiapas y Veracruz, así, como también prácticamente todo el estado de Oaxaca. En colores verdes se aprecian las menores profundidades del Moho y en colores rojos las mayores, se observan también las estaciones en las que se registraron las fases Sp en triángulos azules con su respectiva nomenclatura. En círculos de colores la misma nomenclatura de la figura 5.1. En color negro se muestran líneas de isoprofundidad del Moho separadas cada 10 km Finalmente en color blanco los límites de las subregiones fisográficas. El resultado concuerda bastante bien con las profundidades puntuales del Moho, respeta su tendencia y, a pesar de que en esta figura no se observa la topografía se puede apreciar que dicha interpolación es congruente con la figura 5.1, es decir en las topografías bajas existen profundidades bajas del Moho, mientras que en las topografías altas se tiene grandes profundidades.

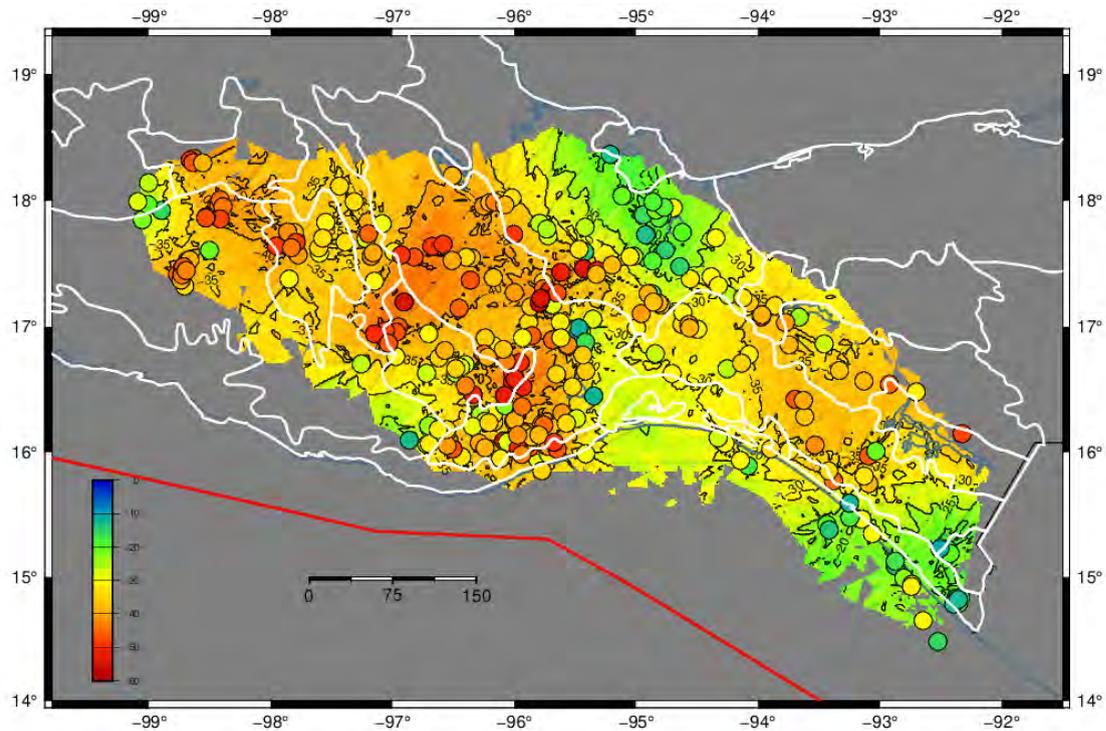


FIGURA 5.2: Resultado de la interpolación de las profundidades de Moho. El color de los círculos representa la profundidad. En líneas blancas los límites de los terrenos tectonoestratigráficos. La capa interpolada comparte la misma paleta de colores que las profundidades puntuales. En triángulos azules las estaciones sísmicas.

5.2. Perfiles de profundidad e incertidumbres

Con el afán de demostrar que las profundidades del Moho y la topografía cumplen con el fenómeno de la Isostasia, se realizan comparaciones entre las anteriores haciendo uso de perfiles o cortes a profundidad. La planificación de la posición de los perfiles se basa en que estos lleven una dirección de suroeste a noreste manteniéndose perpendiculares a la trinchera de subducción, además que solo transcurren en donde se tienen resultados interpolados, un último perfil atraviesa de manera casi paralela a la trinchera.

La Figura 5.3 muestra la posición de 5 perfiles perpendiculares a la trinchera mostrados en líneas continuas de color negro y un perfil casi paralelo a la trinchera. Se observan los perfiles sobre dos imágenes.

La imagen superior contiene el cúmulo de las mediciones del Moho, con sus colores de acuerdo con la profundidad, su escala de color esta abajo a la izquierda. La

capa interpolada comparte la escala de colores, sobre esta están en color blanco las subregiones fisiográficas. En triángulos azules las estaciones del SSN.

La imagen inferior comparte prácticamente la misma descripción pero en lugar de contener la capa interpolada de profundidades del Moho, contiene la topografía de la región en alta definición, con curvas de nivel cada 500 m.

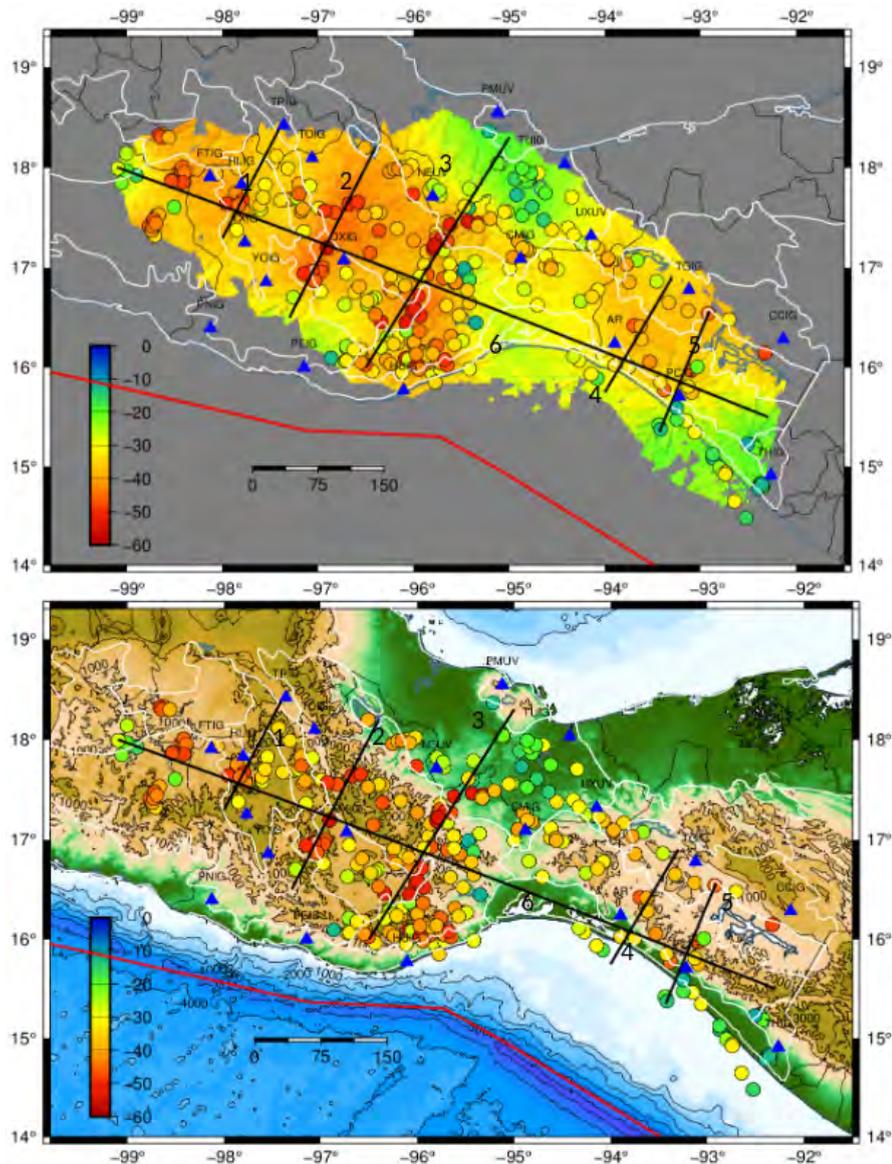


FIGURA 5.3: Localización de los perfiles para la comparación entre topografía y profundidades del Moho. De izquierda a derecha los perfiles del 1 al 5, horizontal estos el perfil 6. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. Arriba: interpolación de las profundidades del Moho. Abajo: Topografía local.

La profundidad real de un terremoto es uno de los parámetros menos ciertos en la localización hipocentral. Con el fin de mejorar la precisión de las mediciones

individuales, estas se recalculan variando la profundidad original de los sismos. El SSN suele reportar sismos con un margen de error generalmente no superior a 0.5 segundos. Además de este error, se especifica un rango de error en la latitud, longitud y profundidad en kilómetros. Se ha logrado acceder a la base de datos del SSN y para cada medición individual se ha buscado su error en profundidad. Posteriormente, se recalcula cada medición individual sumando y restando el error reportado en kilómetros. A partir de estas mediciones se estima el cambio más grande y se considera como el rango de error debido a la variación en la profundidad. Estos errores se grafican en los perfiles.

Perfil 1.

El perfil 1 transcurre desde las coordenadas 17.3° N, -98.2° E, hasta 18.4° N, -97.4° E, desde el norte de Tlaxiaco (TXIG) hasta la Ciudad de Tehuacán en Puebla.

Estos perfiles contienen el extracto que transcurre sobre ellos de la capa interpolada, la cual se representa con una línea roja. También un extracto de alta definición de la topografía de la región, representada en color negro. Para referencia visual se agregan las estaciones mas cercanas al perfil. Se muestra de dos maneras diferentes, como se observa en la Figura 5.4, lo anterior es debido a que en el perfil de la derecha se exagero 10 veces la topografía con el afán de ver la correlación que tiene con la profundidad del Moho, mientras que la figura de la izquierda muestra la escala normal.

Este perfil muestra las variaciones menos abruptas, con profundidades entre 35 y 42 km. La topografía es bastante plana, como se puede observar en la Figura 5.4(a), donde apenas se aprecian pequeñas diferencias. En la Figura 5.4(c), se creó empíricamente una proporción multiplicando la topografía por 6.33, sumándole 28 km y luego graficándola de manera negativa. Este resultado empírico coincide con lo propuesto en la ecuación 3.4.

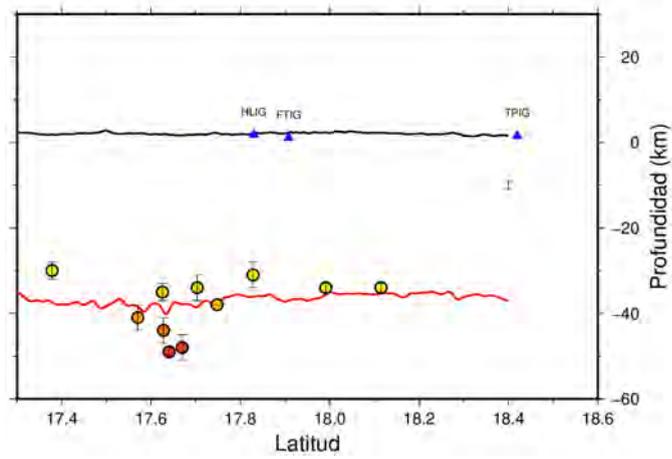
Las líneas interpoladas de la topografía y del Moho están cercanas en su mayoría, con diferencias de hasta 10 km a los 18.1° de latitud, aunque en general las diferencias no suelen superar los 2 km.

En círculos de colores con respecto (los cuales se pueden consultar en la escala las profundidades puntuales) las profundidades puntuales del Moho, las barras de alrededor indican el nivel de error en el cálculo de la profundidad del hipocentro,

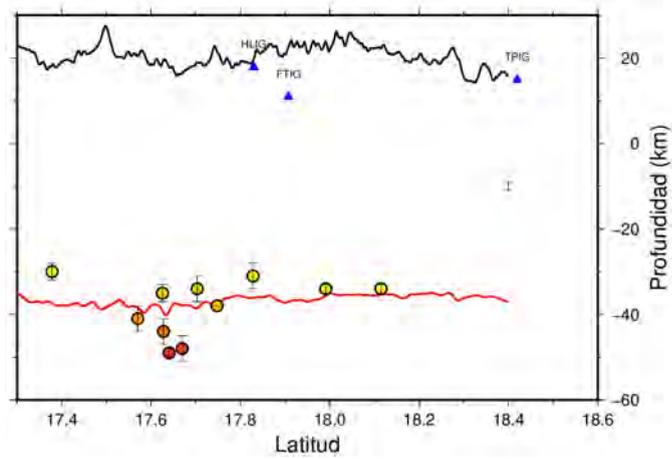
la barra de la derecha que no esta asociada a ningún calculo representa ± 1 km de error.

En este perfil se muestran las 11 mediciones más cercanas y representativas de la profundidad del Moho. Se observa que predominan los círculos amarillos, casi alineados horizontalmente y aproximándose a la forma de la topografía. Entre los 17.6° y 17.7° N, hay un pequeño grupo de mediciones con profundidades cercanas a los 50 km.

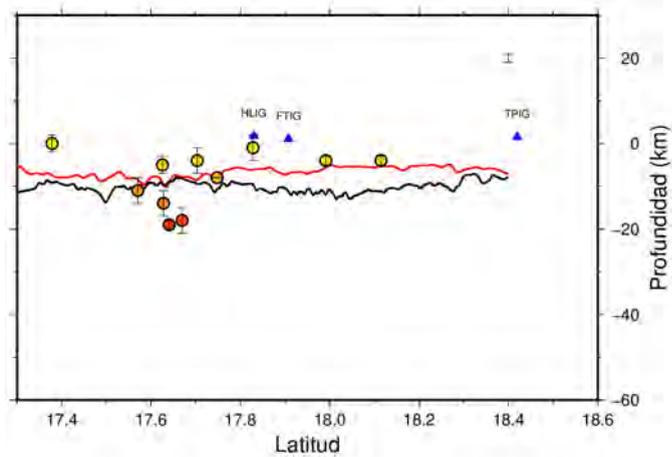
Tanto el perfil completo como las mediciones individuales tienen una buena aproximación a la forma de la topografía, con diferencias no mayores a 10 km después de aplicar la proporción. El perfil se encuentra dentro del terreno Mixteco, por lo que es esperable que no presente muchas variaciones. Sin embargo, se observa una pequeña diferencia en la profundidad, posiblemente debido al cambio en la provincia fisiográfica. Este punto marca el límite entre la Mixteca Alta y las Sierras Centrales de Oaxaca.



(a) Normal



(b) x10



(c) Ajustado

FIGURA 5.4: Perfil 1 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.4(a) Perfil normal, 5.4(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.4(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.

Perfil 2.

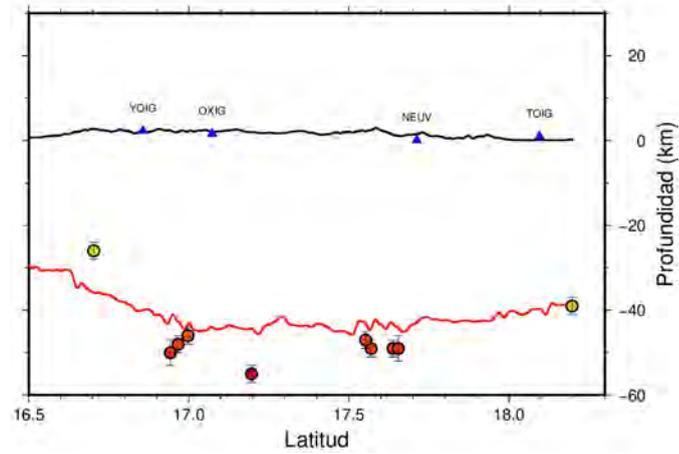
El perfil 2 Figura 5.5 transcurre desde las coordenadas 16.50° N, -97.5° O hasta los 18.2° N, -96.6° O desde la región de la costa hasta la región del Papaloapan, Oaxaca. Esencialmente comparte las mismas características descriptivas que el perfil 1.

Se observa que el máximo grosor de la placa comienza en la latitud 17.0° N y se extiende hasta el final del perfil, coincidiendo con la topografía más elevada. Al sur, la corteza es delgada, como debería ser típico en la costa chica de Oaxaca, y se va engrosando hacia el norte, manteniéndose sobre los 40 km de profundidad. Mientras tanto, la topografía muestra grandes elevaciones y cambios bruscos en la Sierra Norte, específicamente entre los 17.6° y 18.3° N.

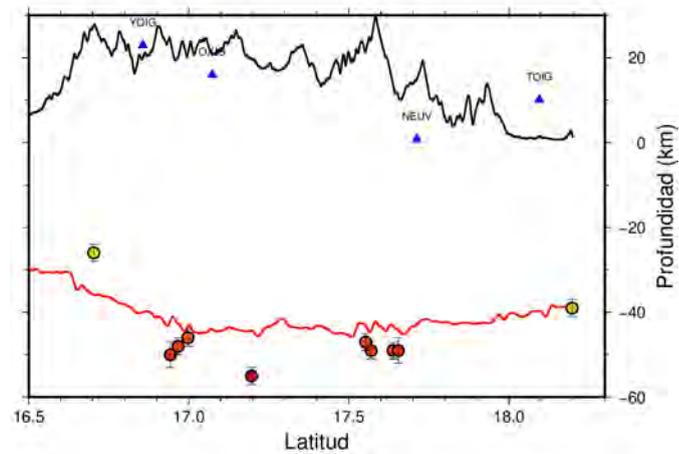
Este es uno de los perfiles más profundos, alcanzando en varias ocasiones los 50 km de profundidad. Las mediciones individuales concuerdan con la profundidad y la topografía. En el Perfil 5.5(c), después de aplicar la proporción, las variaciones no superan los 10 km, siendo las mayores diferencias observadas en el norte del perfil, a partir de los 17.9° de latitud.

Las mediciones en la parte central del perfil son más profundas, mientras que en el extremo derecho la profundidad disminuye un poco, probablemente debido a la transición hacia el terreno maya. Por otro lado, al sur de YOIG, la profundidad es menor a 30 km, coincidiendo con el inicio del terreno Chatino y la disminución brusca en la topografía.

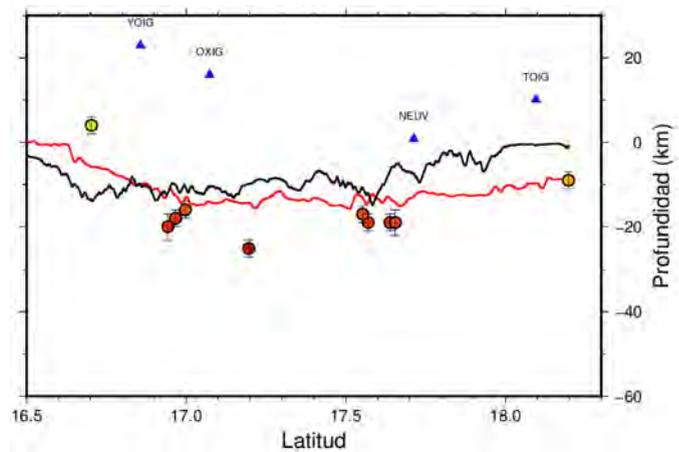
En cuanto a las subprovincias, se observa un cambio claro en la profundidad entre la Cordillera Costera del Sur y las Sierras y Valles de Oaxaca, en donde la profundidad es constante. En contraste, no se aprecia un cambio abrupto entre las Sierras y Valles de Oaxaca y las Sierras Orientales, que ocurre poco antes de los 17.5° N y muestra una profundidad ligeramente menor.



(a) Normal



(b) x10



(c) Ajustado

FIGURA 5.5: Perfil 2 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.5(a) Perfil normal, 5.5(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.5(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.

Perfil 3.

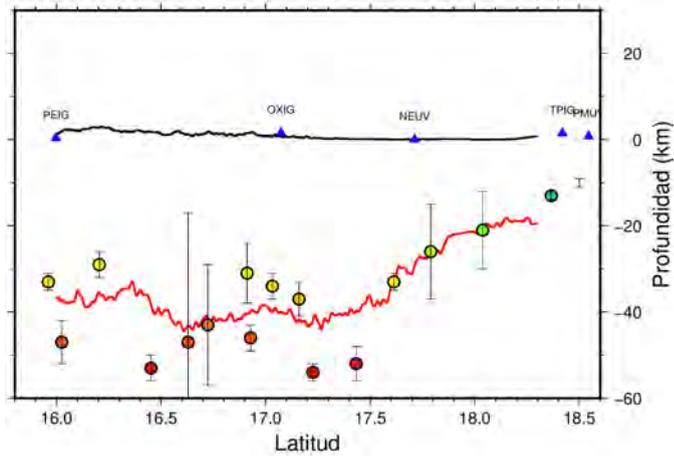
El perfil 3 Figura 5.6 transcurre desde las coordenadas 16.00° N, -96.5° O hasta los 18.3° N -95.0° O, desde los límites entre la costa y la región de la sierra sur en Oaxaca, cerca de la ciudad de Pochutla hasta prácticamente el golfo de México. Esencialmente comparte las mismas características descriptivas que el perfil 1 y 2.

A diferencia del perfil anterior aquí se tiene un inicio grueso en la placa en las latitudes bajas, puesto que no llega hasta el límite con el terreno Chatino, incrementando un poco en los 16.5° N (atravesando el terreno Zapoteco y Cuicateco) y disminuyendo sinuosamente después de los 17.2° N, cuando se traspasa hacia el terreno Maya. Todo lo anterior se correlaciona adecuadamente con los cambios topográficos de acuerdo con la figura 5.6(b).

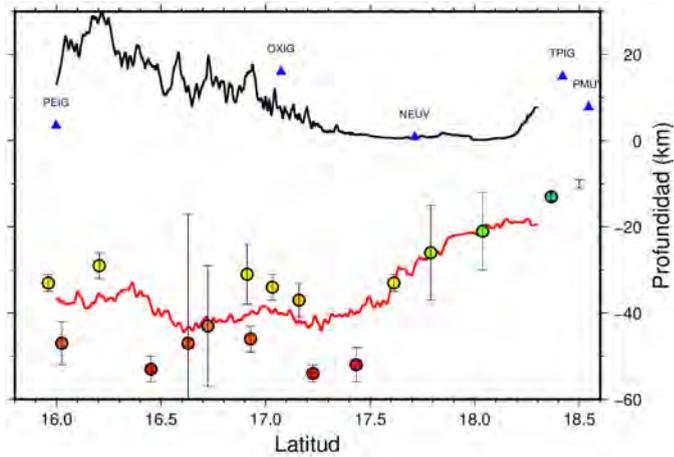
Lamentablemente los resultados no alcanzan a observar el complejo volcánico de los Tuxtlas (en teoría debería ser mas gruesa la corteza), no obstante al final de este se aprecia que comienza a elevarse la topografía y a incrementarse la profundidad del Moho se aprecia también de acuerdo con la figura 5.6(c) que al sur del perfil este no diverge del Moho mas de 3 km, a partir de los 17° comienza a tener divergencia, teniendo la máxima diferencia a partir de los 17.8° mostrando poco mas de 12 km de diferencia, lo anterior después de aplicar la proporción. En la parte mas gruesa la corteza alcanza profundidades cercanas a los 50 km y en las mas bajas hasta 20 km.

En cuanto a las mediciones individuales en este perfil se tiene un poco mas de dispersión en los datos en la parte sur, no así, para la parte norte. En esencia es el perfil con el mayor número de mediciones. No se grafican todas las mediciones para no saturar la imagen.

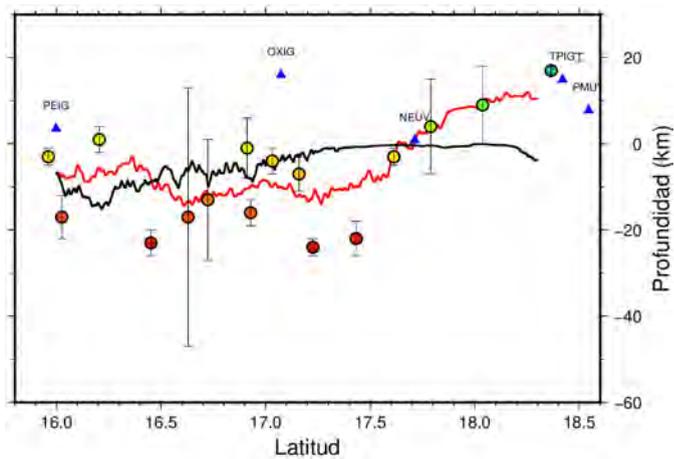
En el caso de las subprovincias este perfil atraviesa dos veces una misma subprovincia. El perfil inicia en las Sierras Orientales, a los 16.3° N tiene un incremento en la profundidad al ingresar a las Sierras y Valles de Oaxaca, donde transcurre poco incrementando gradualmente la profundidad hasta los 16.6° , ahí vuelve a ingresar a las Sierras Orientales, donde la profundidad se mantiene constante hasta los 17.4° donde al principio decrece gradualmente, pero al adentrarse a la provincia de la Llanura Costera Veracruzana la disminución es notoria.



(a) Normal



(b) x10



(c) Ajustado

FIGURA 5.6: Perfil 3 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.6(a) Perfil normal, 5.6(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.6(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.

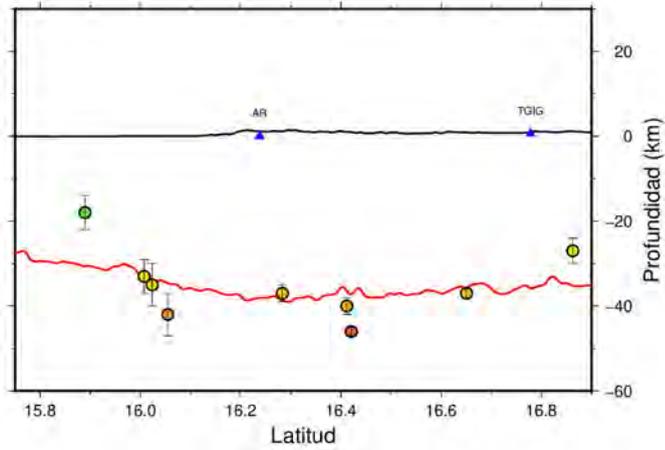
Perfil 4.

El Perfil 4 Figura 5.7 transcurre desde las coordenadas 15.8° N, -94.00° O hasta 16.90° N, -93.30° O , desde el golfo de Tehuantepec hasta el noroeste de Tuxtla Gutiérrez. Esencialmente comparte las mismas características descriptivas que el perfil 1, 2 y 3.

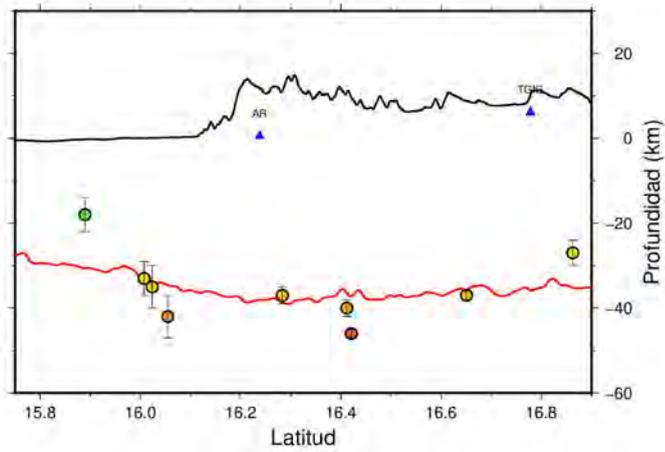
Este inicia en la Cuenca del Golfo de Tehuantepec, alrededor de los 16° N tiene un incremento en el profundidad lo cual coincide con el cambio al Batolito de Chiapas, desde ahí en adelante mantiene una profundidad relativamente constante cercana a los 35 km. Ya que el perfil no llega al Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas, se entiende que no haya otro cambio significativo, como se ve en la figura 5.7(b).

Por el lado de las subprovincias, este perfil inicia en la Llanura del Istmo de Tehuantepec, se nota un ligero incremento en las profundidad a los 16° , que mantiene ese incremento a lo largo de la subprovincia de las Sierras del Sur de Chiapas. En los 16.5° se hace el cambio a los altos de Chiapas, pero no se notan cambios en la profundidad.

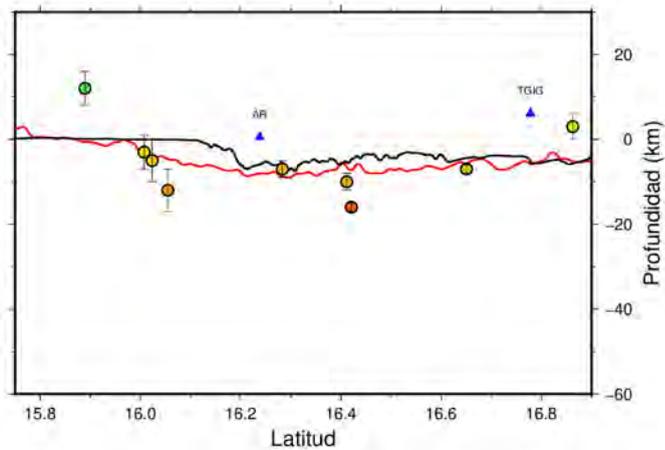
Las mediciones individuales respetan muy bien la forma del perfil, las que menos lo hacen son la de los extremos. De existir mas resultados en la Cuenca del Golfo de Tehuantepec posiblemente el perfil de la zona tendría una menor profundidad y se vería reflejado con mayor claridad ese cambio brusco en la topografía a los 16.1° N. En general este perfil bajo el estado de Chiapas tiene un espesor menos profundo para el Moho que aquellos vistos bajo Oaxaca, mostrando correlación con las elevaciones topográficas de ambos estados. Lo mismo se puede apreciar en la figura 5.7(c) donde ambos perfiles no se separan mas de 3 km uno del otro, pero a partir de los ya mencionados 16.1° debería tener una profundidad menor.



(a) Normal



(b) x10



(c) Ajustado

FIGURA 5.7: Perfil 4 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.7(a) Perfil normal, 5.7(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.7(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.

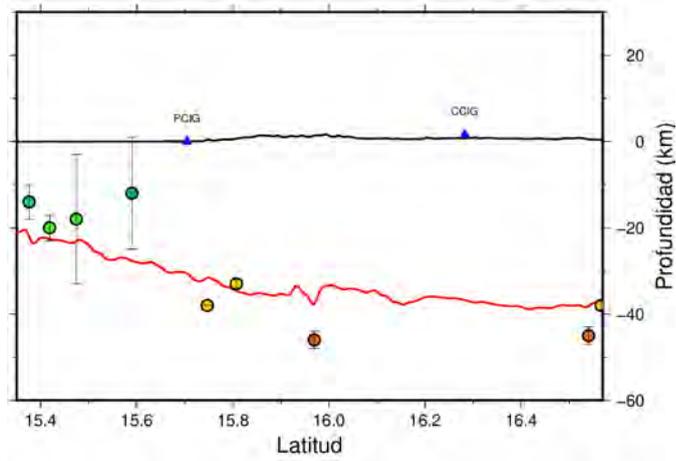
Perfil 5.

El Perfil 5 Figura 5.8 transcurre desde las coordenadas 15.6° N, -93.43° O hasta 16.56° N, -92.91° O desde el golfo de Tehuantepec al sur de Pijijiapan hasta el centro de Chiapas. Esencialmente comparte las mismas características descriptivas que el perfil 1, 2, 3 y 4.

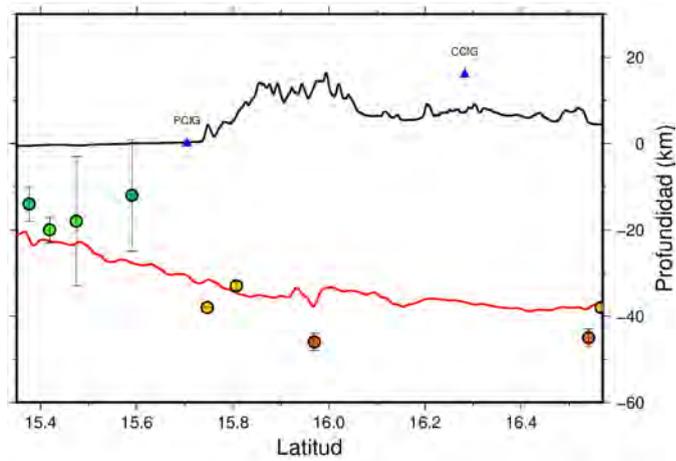
Este perfil contiene profundidades desde los 20 km en la Cuenca del Golfo de Tehuantepec, bajando de 30 km a 40 km en la parte mas gruesa del Batolito de Chiapas, al pasar los 16.1° se adentra en el Cinturón Chiapaneco de Pliegues y Fallas desde donde tiene un ligero crecimiento hasta el final del perfil. En este perfil la corteza continental es mas delgada bajo la costa y mas gruesa en el centro de Chiapas. Lo cual se parece mucho al cambio en las subprovincias.

Las mediciones individuales siguen adecuadamente la tendencia del perfil en su parte central. No obstante, en la costa sugieren que debería ser más delgada la corteza que lo mostrado en el perfil, por lo menos que el cambio sea más abrupto desde los 15.7° de latitud. Se esperarían grosores de 20 km, similares a lo visto en el extremo izquierdo del perfil.

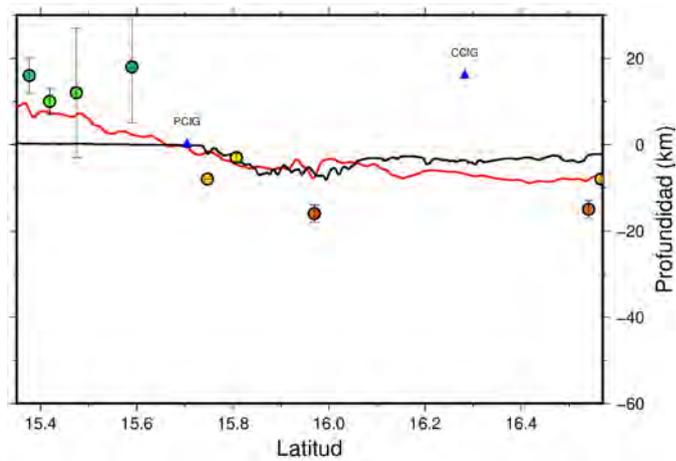
Analizando la figura 5.8(c) ajustada por el factor de proporción, se observa que los perfiles en latitudes mayores a los 15.7° no tienen diferencias mayores a 5 km, pero antes de dicha latitud se hace evidente la divergencia de estos, posiblemente por la falta de mediciones en el océano.



(a) Normal



(b) x10



(c) Ajustado

FIGURA 5.8: Perfil 5 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.8(a) Perfil normal, 5.8(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.8(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.

Perfil 6.

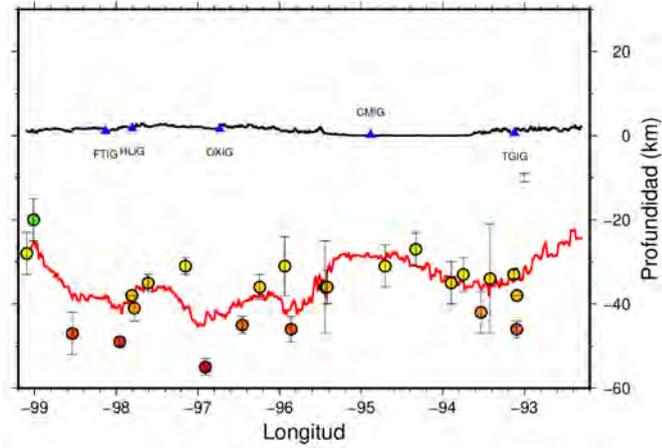
El perfil 6 Figura 5.9 transcurre desde las coordenadas 18.0° N , -99.1° O, hasta 15.5° N, -92.3° O, desde la cuenca del río Balsas en Guerrero hasta la frontera con Guatemala en Chiapas. Esencialmente comparte las mismas características descriptivas que el perfil 1, 2, 3, 4 y 5.

Este es el único perfil horizontal que atraviesa toda la capa interpolada. Es interesante observar que es aquel que mejor demuestra la similitud entre la topografía y la profundidad del Moho, especialmente en el tramo que corre desde Guerrero hasta antes de la estación CMIG. Esto puede deberse a que es la zona con mayor número de mediciones del Moho.

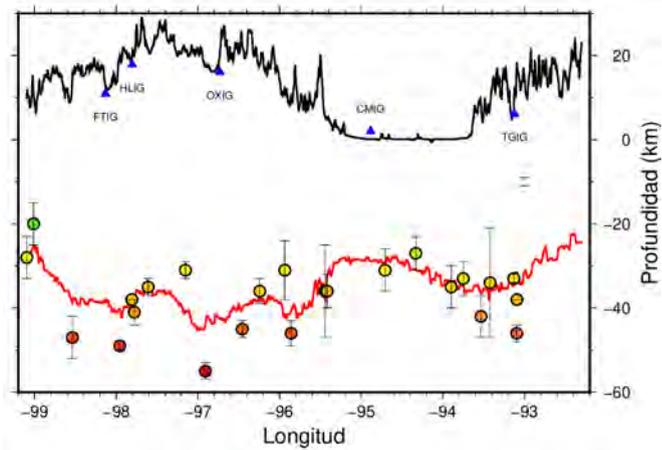
Es visible que al empezar la región de Tehuantepec se aprecia un adelgazamiento en la corteza, y esta termina al adentrarse en el estado Chiapaneco, donde hay una gran similitud en la forma de la topografía y el Moho, aunque no tanta como la vista en el estado de Oaxaca, puesto que tiene un menor número de mediciones.

Se aprecia que las mediciones individuales del Moho siguen adecuadamente la tendencia de la interpolación y que ésta obedeció o se alineó mejor con los que son menos profundos, lo cual puede deberse a que el algoritmo de interpolación favorece a las mediciones más numerosas. Las mediciones profundas alrededor de 50 km existen en menor cantidad; estas suelen localizarse adecuadamente donde la topografía tiene mayor elevación.

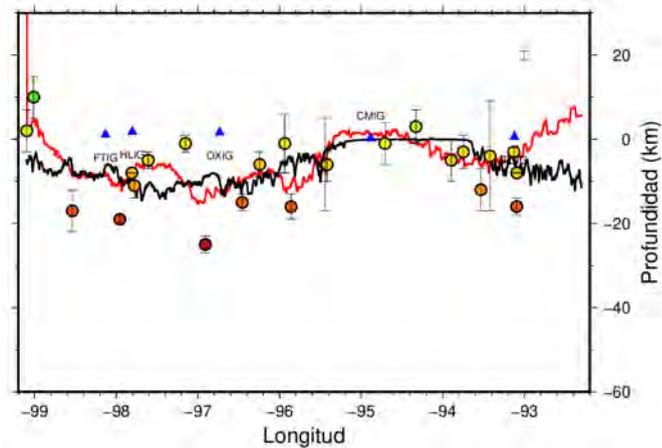
No obstante se puede apreciar que en regiones como entre los -97 a los -98° O, la tendencia de la topografía y la profundidad del Moho están invertidas. Por lo que se necesitan más mediciones en la región para mejorar dicha inversión.



(a) Normal



(b) x10



(c) Ajustado

FIGURA 5.9: Perfil 6 Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades además se observan sus márgenes de error. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales. 5.9(a) Perfil normal, 5.9(b) Perfil con la topografía exagerada 10 veces y 5.9(c) Perfil comparando Topografía vs Moho después de ajustar la proporción.

5.3. Modelo Isostático

Observar los perfiles nos demuestra cualitativamente que los resultados satisfacen adecuadamente las condiciones propuestas en los modelos isostáticos de Airy-Heiskanen. Los modelos que tienen la topografía exagerada ayudan a identificar este fenómeno. En cuanto a la parte cualitativa se usan las figuras ajustadas, donde después del ajuste de proporciones se calcula el valor de la Raíz del Error Cuadrático Medio (RECM). Se mide el ajuste de las proporciones para diferentes valores de densidades (de acuerdo con diferentes autores) y diferentes espesores corticales (de 20 a 31 km cada 1 km) sin compensación isostática. El resultado que contiene el RECM mas bajo para cada modelo isostático es la figura 5.10.

En esta observamos en color magenta el modelo Isostático de Airy-Heiskanen 1 (modelo Isostático 1) estimado para densidades $\rho_C = 2850\text{kg}/\text{m}^3$ y $\rho_m = 3250\text{kg}/\text{m}^3$ y una profundidad de compensación de 27 km, de acuerdo con lo estipulado por Thorne and Wallace (1995). Este modelo estimado se compara con las observaciones reales de la topografía obteniendo un valor RECM de 0.590040 km y una relación proporcional de 7.125.

En color naranja el modelo Isostático 2, estimado para densidades $\rho_C = 2850\text{kg}/\text{m}^3$ y $\rho_m = 3300\text{kg}/\text{m}^3$ y una profundidad de compensación de 28 km, de acuerdo con lo estipulado por (M. H. P. Bott, 1983). Este modelo estimado se compara con las observaciones reales de la topografía obteniendo un valor RECM de 0.59624 km y una relación proporcional de 6.33.

En color verde el modelo Isostático 3, estimado para densidades $\rho_C = 2900\text{kg}/\text{m}^3$ y $\rho_m = 3380\text{kg}/\text{m}^3$ y una profundidad de compensación de 28 km, de acuerdo con lo estipulado por Shearer (2019). Este modelo estimado se compara con las observaciones reales de la topografía obteniendo un valor RECM de 0.606163 km y una relación proporcional de 6.041.

En color azul el modelo Isostático 4, estimado para densidades $\rho_C = 2900\text{kg}/\text{m}^3$ y $\rho_m = 3400\text{kg}/\text{m}^3$ y una profundidad de compensación de 29 km, de acuerdo con lo estipulado por Anderson (1989). Este modelo estimado se compara con las observaciones reales de la topografía obteniendo un valor RECM de 0.611538 km y una relación proporcional de 5.8. Con respecto a este último, se realizaron otras pruebas con diferentes valores de densidades pero el RECM se disparaba al doble por lo que no se incluyeron en la figura.

Sin duda el RECM mas bajo corresponde al modelo Isostático 1, apenas con 0.0062 km de diferencia del 2. No obstante debido a lo bien sustentado que [M. H. P. Bott \(1983\)](#) y de igual manera [Lowrie \(2007\)](#) obtienen las densidades de la corteza y el Moho, ademas de que estas coinciden con el valor promedio de la densidad de las Riolitas y Basaltos para la corteza y la peridotita para el manto. Se opta por el modelo Isostático 2 como la mejor aproximación (razón por la cual se utiliza en el capitulo 5.2 para los cortes compensados).

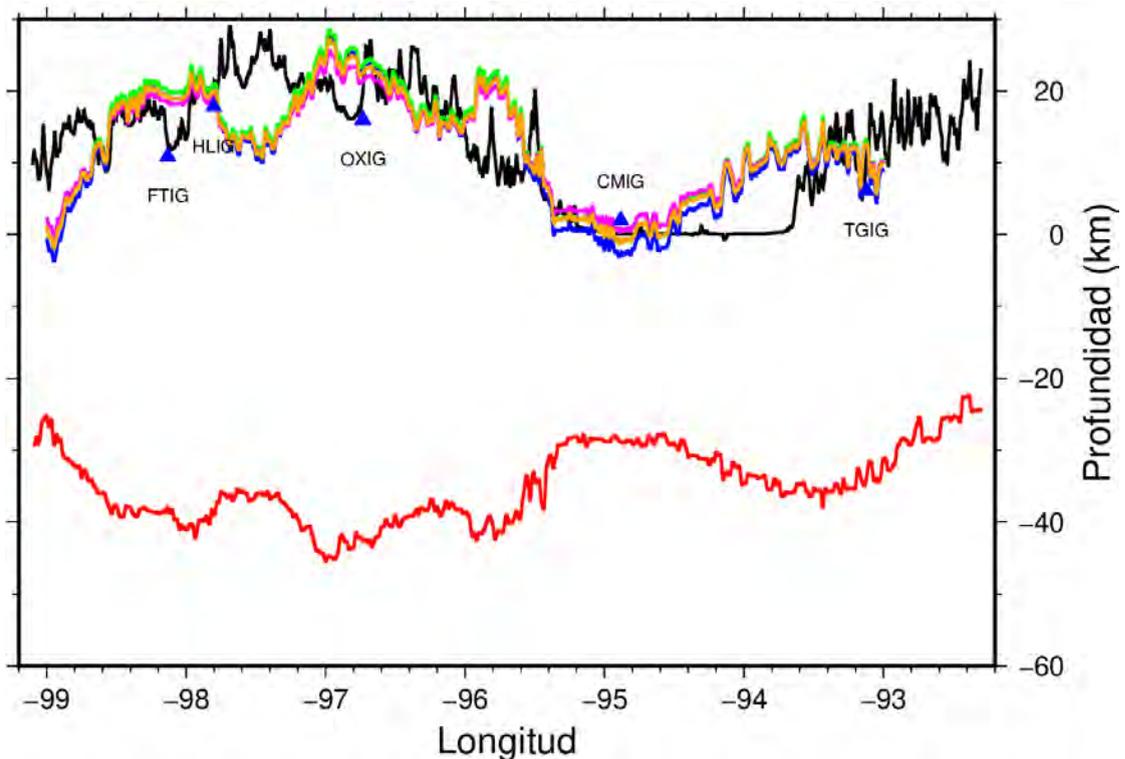


FIGURA 5.10: Perfil 6 con modelos de Airy. Relación entre perfiles topográficos (color negro) y morfología del Moho (color rojo). En color magenta el modelo Isostático 1, en color naranja el modelo Isostático 2, en color verde el modelo Isostático 3 y en color azul el modelo Isostático 4. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.

Con fines ilustrativos en la Figura 5.11 se observa el ajuste de varios modelos Isostáticos para los valores de densidades de [M. H. P. Bott \(1983\)](#) cada 1 km desde los 25 hasta los 31 km, como profundidades sin compensar. Lo anterior se realizó para las diferentes densidades, escogiendo el RECM mas bajo. El color azul representa los 25 km de profundidad sin compensar y el color morado 31 km.

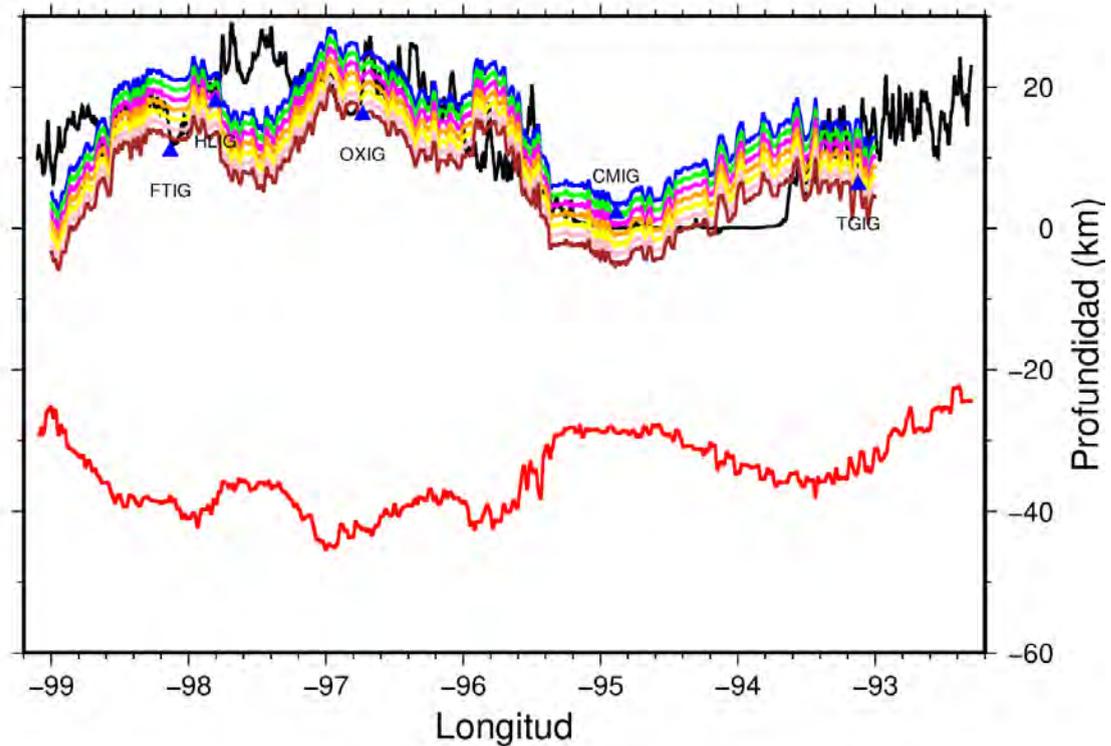


FIGURA 5.11: Perfil 6 con modelos de Airy. Relación entre perfiles topográficos (color negro) y morfología (color rojo) del Moho. Muestra los ajustes para los valores de densidades proporcionadas por [M. H. P. Bott \(1983\)](#), desde 25 a 31 km cada 1 km. En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.

5.4. Comparación con Lara y Melgar

Con el objetivo de verificar la validez de los resultados, se realiza una serie de comparaciones con los trabajos previamente realizados por diversos autores. Los dos primeros trabajos a comparar son los de [Lara \(2018\)](#) y [Melgar and Pérez-Campos \(2010\)](#). Se decidió hacer la comparativa en conjunto puesto que ambos realizaron cálculos de la profundidad del Moho bajo el experimento de VEOX.

Esta comparación se puede apreciar en la Figura 5.12, en ella se optó por usar los resultados interpolados de Lara (línea roja) y Melgar (línea amarilla), con un extracto de la capa interpolada por el método de Vecino Natural.

El perfil está basado en el usado en el 2018 por Lara para comparar su trabajo con el de Melgar. Se encuentra entre las coordenadas $-95.8, 15.9$ y $-94.7^\circ, 18.0^\circ$. Se usan las estaciones de Huatulco (HUIG) hasta Tuzandepetl (TUUV) en triángulos

rojos como ayuda espacial. Se aprecia que los resultados propios no transcurren exactamente en el mismo espacio, los trabajos previos se encuentran un poco más al norte, se carece de resultados en los Tuxtla.

En estos trabajos previos se tenían hasta 39 resultados de la profundidad justo debajo de cada estación de VEOX, es decir; tienen una densidad grande de resultados. La línea amarilla fue obtenida por el método de funciones receptor, mientras que la línea roja por el mismo método de la fase convertida Sp. Considero que la línea roja presenta una menor varianza o una mayor suavidad, mientras que la línea amarilla presenta cambios más abruptos.

(Lara, 2018) explica en su tesis de maestría las similitudes y diferencias entre dichos trabajos. Argumenta y coincido, que las diferencias radican en que los métodos usan técnicas diferentes, mientras Lara usar sísmos locales y fases Sp, Melgar utiliza datos telesísmicos y primordialmente fases P_S .

Por otro lado, existe una falta de cálculos de profundidades del Moho por donde transcurre el experimento de VEOX. Lo anterior puesto que se tenía contemplado desde un inicio concentrarse en zonas no exploradas y además combinar los resultados obtenidos por Lara con los propios. Por lo anterior el perfil propio desde los 16.7° hasta los 17.1° muestra profundidades del Moho incongruentes con las elevaciones topográficas.

Resulta altamente visible que después de los 17.4° de latitud, los tres perfiles no coinciden y discrepan mucho entre sí. Una posible explicación se encuentra en que los resultados de Melgar and Pérez-Campos (2010) se realizaron con otra técnica y otro tipo de fase Ps. En este aspecto, considero que el perfil de Lara (2018) es mejor, debido a la cantidad de datos tratados y a la poca varianza de un punto a otro.

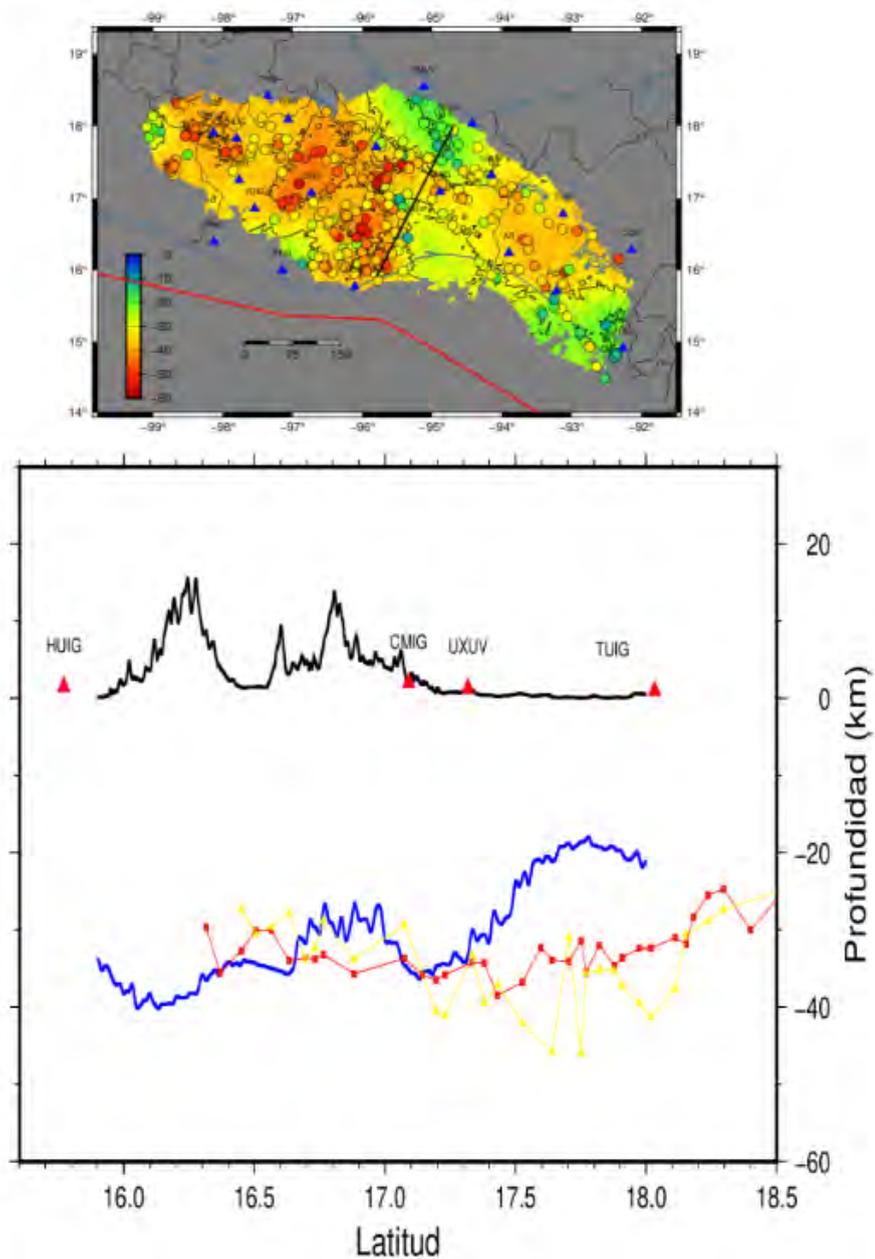


FIGURA 5.12: Perfil 7, comparativo con los trabajos de Lara (2018) y Melgar y Pérez-Campos (2011). Abajo, en color negro la topografía (se exagero 10 veces), en rojo el resultado de Lara, en amarillo el de Melgar y en azul el propio. Arriba derecha, capa interpolada, la línea negra muestra por donde transcurre el perfil.

5.5. Integración con Lara

Puesto que Lara (2018) usa exactamente la misma técnica, sismos locales y fases Sp, además comparte los mismos criterios y rigor científico, se opta por integrar sus resultados a los propios. Esto no solo extiende el tamaño que ya se tenía de la

muestra sino que ayuda a mejorarla y extender a la capa interpolada del Moho. En la Figura 5.13 se aprecian los resultados propios mas lo de Lara. Los cuadros con contornos azules son los resultados de Lara, cabe destacar que estos oscilan entre los 20 y 40 Km de profundidad, no llegan hasta los 50 km y mucho menos los superan. Lo cual es congruente con la posición de sus estaciones puesto que estas se encuentran en el lugar en el que prácticamente no hay sierras (grandes elevaciones topográficas) zona en la que varios autores argumentan que hay un adelgazamiento en la corteza.

En la imagen se aprecian las profundidades del Moho en círculos de colores, los colores azules con bajas profundidades y los rojos altas, en triángulos azules están las estaciones sismológicas.

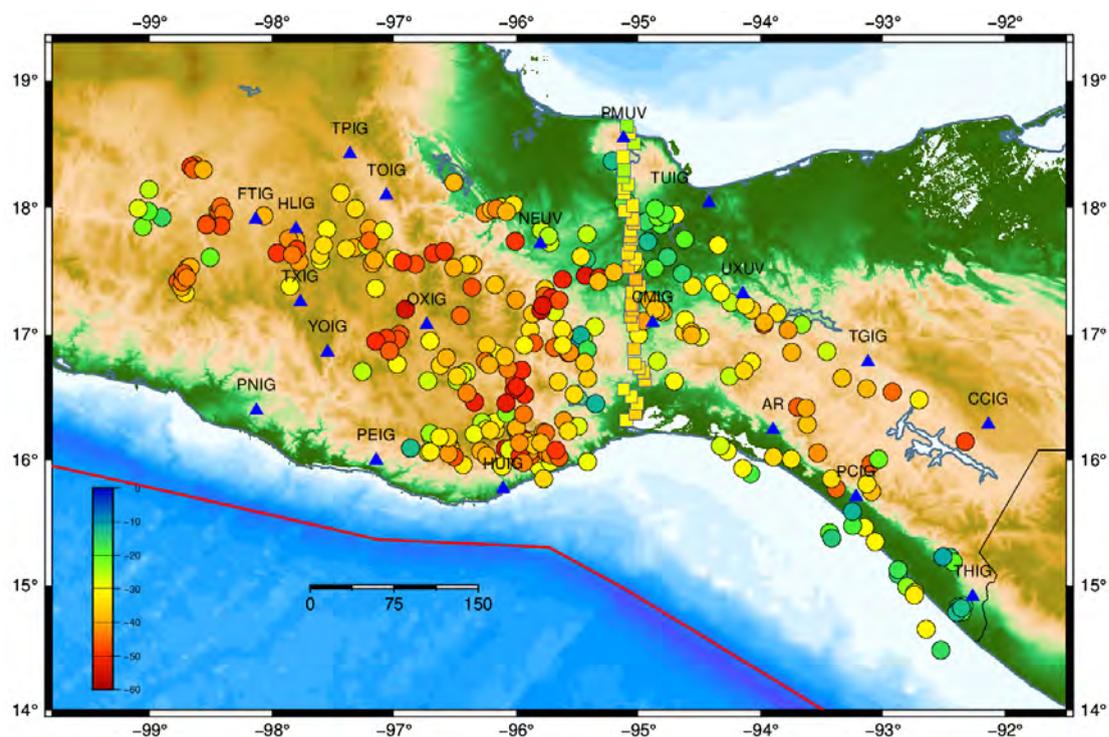


FIGURA 5.13: Resultados de las profundidades de Moho en adición de los resultados de (Lara, 2018). El color de los círculos representa la profundidad. Se aprecia la topografía y batimetría. Observe como las mayores profundidades del Moho están en las topografías mas altas (color café) y las menores profundidades en las topografías mas bajas (color verde y blanco)

En la Figura 5.14 se realiza nuevamente la interpolación agregando los resultados de Lara. Esta nueva interpolación expande la superficie de la misma en el sur de Veracruz manteniendo las profundidades bajas, es decir predomina el color verde. Mientras que al sur del Istmo de Tehuantepec incrementa la profundidad promedio

de entre 20-30 km a profundidades entre los 30-40 km. Siendo estas dos zonas las únicas afectadas.

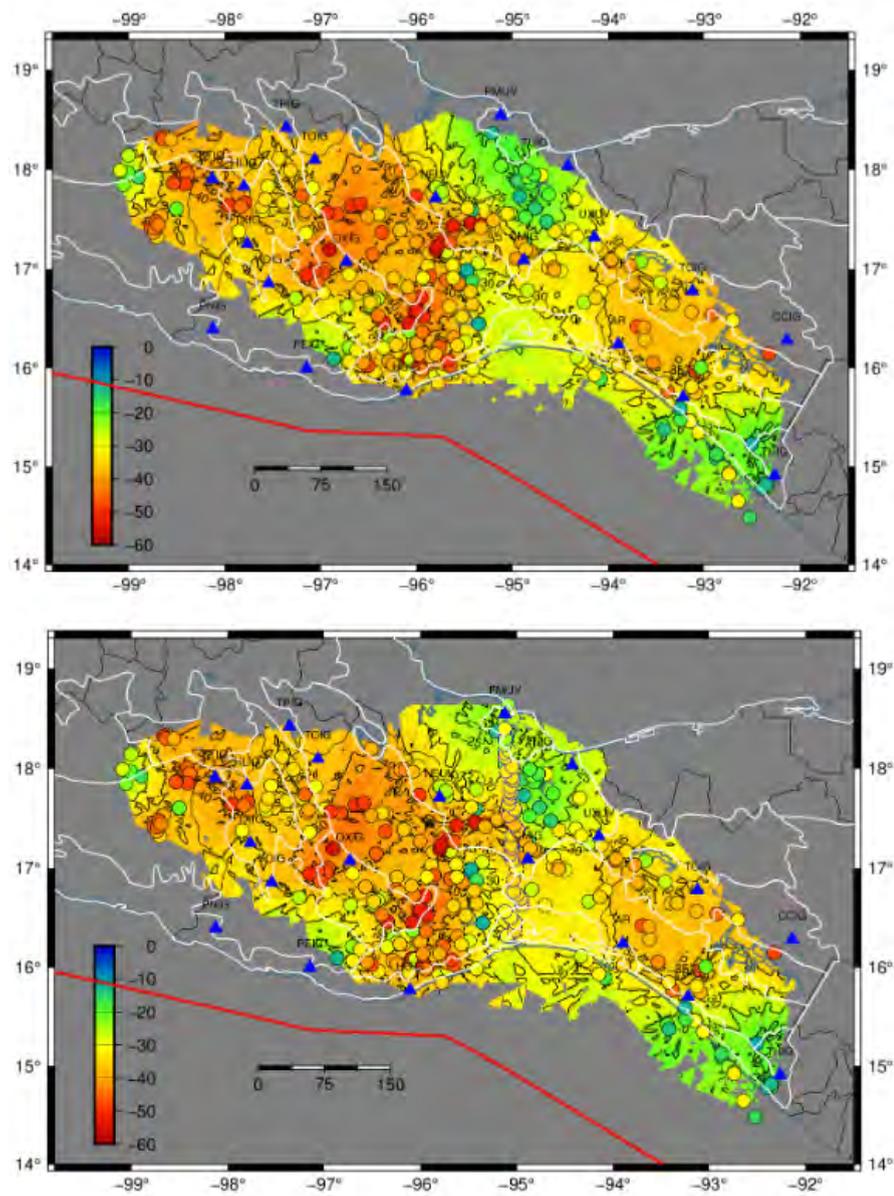


FIGURA 5.14: Abajo resultado de la interpolación de las profundidades de Moho en adición con los de Lara (2018). Arriba resultado de la interpolación de las profundidades de Moho propios. El color de los círculos representa la profundidad. Las capas interpoladas comparten la misma paleta de colores que las profundidades individuales. En triángulos azules las estaciones sísmicas.

5.6. Comparación con Rodríguez

Resulta interesante comparar los resultados propios con los obtenidos por [Rodríguez-Domínguez et al. \(2019\)](#). Estos al igual que [Melgar and Pérez-Campos \(2010\)](#) usaron el método de funciones receptor, con telesísmos y primordialmente analizando fases P_S . La diferencia radica en que no solo aplico el método en el experimento VEOX, sino también en MASE y varias otras estaciones en medio de ellos.

Es evidente la diferencia espacial entre ambos resultados, mientras que los resultados del presente estudio se enfocan en la totalidad del estado de Oaxaca y el sur de Chiapas, el anterior está más recargado al oeste, no obstante existen varias zonas en las que se pueden hacer comparaciones interesantes. En la figura 5.13 se puede apreciar que a la izquierda se tiene la capa interpolada de Rodríguez et al. (2019) y a la derecha la propia. A simple vista y por conveniencia se aprecia que ambas capas interpoladas usan la misma paleta de colores. Aparentemente siguen la misma tendencia, las grandes profundidades se concentran en el centro del país y las menores en las zonas costeras, pero en realidad se guardan algunas diferencias.

La principal diferencia está en el sur de Veracruz, en donde Rodríguez reporta profundidades entre 25 y 35 Km (colores amarillos), mientras los resultados actuales oscilan entre los 15 y 25 km (colores verdes), es decir se ve mejor la diferencia de profundidades del Moho cuando se cambia del terreno Cuicateco al terreno Maya. Otra diferencia se aprecia en las regiones de mayores profundidades, mientras que ellos reportan sus mayores profundidades bajo la faja volcánica transmexicana, en la sierra sur de Oaxaca, el este de Guerrero y al sur-oeste de los Tuxtla (colores de naranja a rojo) las de este estudio se extienden por prácticamente toda la sierra norte de Oaxaca, los valles centrales y la parte cercana a Huatulco de la sierra sur.

Se coincide en que dentro de los terrenos Zapoteco, Mixteco y Cuicateco las profundidades mínimas no bajan de los 25 km. También en hay buena coincidencia en el terreno Zapoteco sobre todo al norte de HUIG. Aun que no tengo resultados en el terreno Chatino, se aprecia que en mis resultados hay una leve tendencia a reducir las profundidades del Moho, mientras que Rodríguez muestra una clara disminución (colores verdes).

El autor argumenta que muy posiblemente la profundidad del Moho está gobernada por la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos, lo cual se aprecia bien

en sus profundidades en la faja Volcánica y el terreno Chatino. En los resultados actuales se siguen observando estos cambios de profundidades en los límites de los terrenos, incluso se aprecia mejor el cambio en el terreno Maya, pero al comparar con las subprovincias fisiográficas estas tienen mejor aproximación a la forma del Moho.

Se opina que el método de funciones receptor es muy bueno y mejor en donde no hay sismicidad profunda, pero en donde se puede aplicar el método de la fase convertida S_p este tendrá mucho mejor resolución.

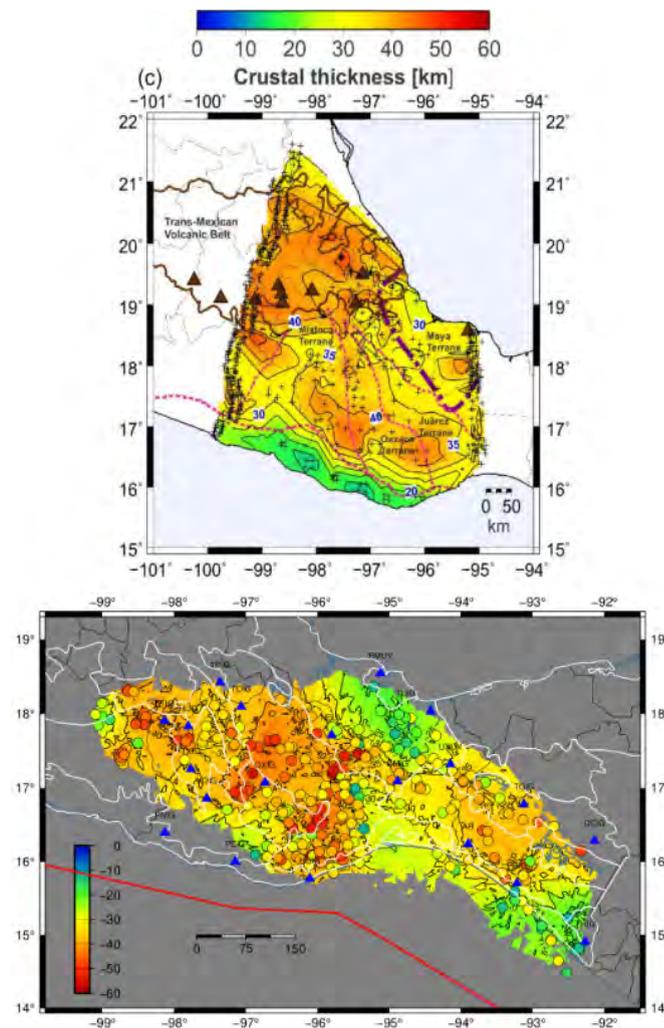


FIGURA 5.15: Izquierda resultado de la interpolación de las profundidades de Moho por Rodríguez-Domínguez et al. (2019) . Derecha resultado de la interpolación de las profundidades de Moho propios. El color de los círculos representa la profundidad. Las capas interpoladas comparten la misma paleta de colores que las profundidades puntuales.

5.7. Comparación con Ferrari

En cuanto al trabajo de (Ferrari et al., 2012) como se explicó en los antecedentes, este integró varios trabajos de funciones receptor, así, como levantamientos magnéticos y gravimétricos, resultando en un mapa de isopropiedades del Moho en gran parte del país. Por lo que se comparan en la Figura 5.16 las líneas de isopropiedad con las propias.

Los presentes resultados abarcan precisamente la región en la cual Ferrari no tiene o se cortan sus líneas de isopropiedad, desde los -99° hasta los -95° de longitud. También arrojan luz en el sur de Chiapas dando un primer vistazo a las profundidades en la región.

En cuanto a la comparación se hace con respecto a las líneas de isopropiedad. Teniendo buena correlación en el oeste de Oaxaca, en las líneas de 30 Km en la costa, 35 Km en la sierra sur y de 40 Km en la mixteca. En el norte de Oaxaca y el sur de Veracruz se aprecia gran congruencia en las líneas, coinciden que después de la línea de 30 km las profundidades bajan hasta los 20 km cerca del golfo de México en donde Veracruz tiene topografías bajas.

Es el istmo de Tehuantepec en donde empiezan las discordancias, al sur de Veracruz y norte de Oaxaca (Ferrari et al., 2012) reporta líneas desde 30 Km hasta los 40 km, en nuestro caso no llega hasta los 40 Km y están más cercanos a 30 km, disminuyendo paulatinamente hacia el golfo de México. Ya que las líneas están al sur de los Tuxtla y las topografías son visiblemente más bajas considero que es más congruente encontrar profundidades del Moho menores a los 30 km.

En cuanto a las líneas al sur del istmo de Tehuantepec, hay relativamente coincidencias debajo de la línea de 30 km, ambos trabajos muestran que la parte cercana al golfo de Tehuantepec disminuyen bastante las profundidades del Moho en congruencia con las bajas topografías.

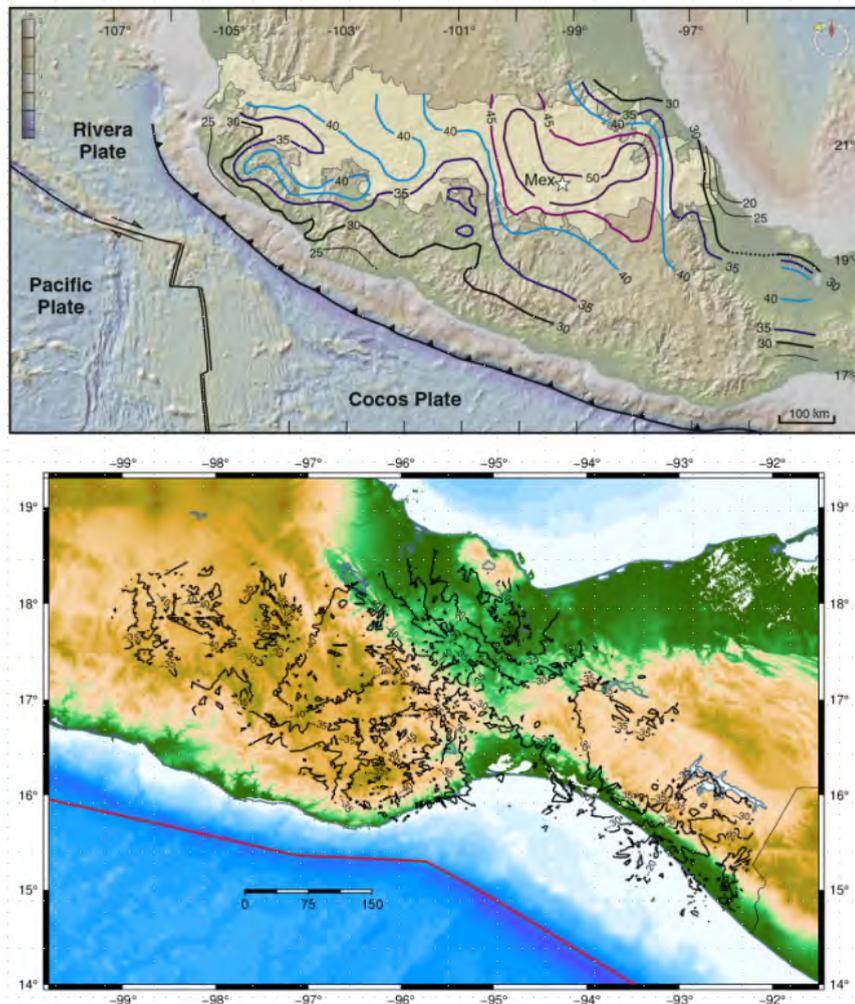


FIGURA 5.16: Arriba, resultado de las isóneas de las profundidades de Moho por Ferrari et al. (2012), las líneas se separan cada 5 km. Abajo, resultado de la interpolación de las profundidades de Moho propios, las líneas se separan cada 5 km denotando el cambio de colores.

5.8. Comparación con Ligorria, Espíndola y Narcía.

Se opta por realizar en conjunto la comparación de los resultados de tres autorías diferentes: (Ligorria and Ponce, 1993); (Narcía-López et al., 2004) y (Espíndola et al., 2017). Debido a que el grosor de sus resultados no son muchos o que se pueden concentrar en los mismos perfiles.

Para los perfiles se proponen 3 direcciones diferentes a los primeros 6 perfiles, en esta ocasión van de sur-este a noroeste, de izquierda a derecha: perfil 8, perfil 9 y

perfil 10. Aunado a esto se repite la posición del perfil 7 de sur-oeste a noreste, se reubautiza como el perfil 11. Lo anterior se puede apreciar en la figura 5.17

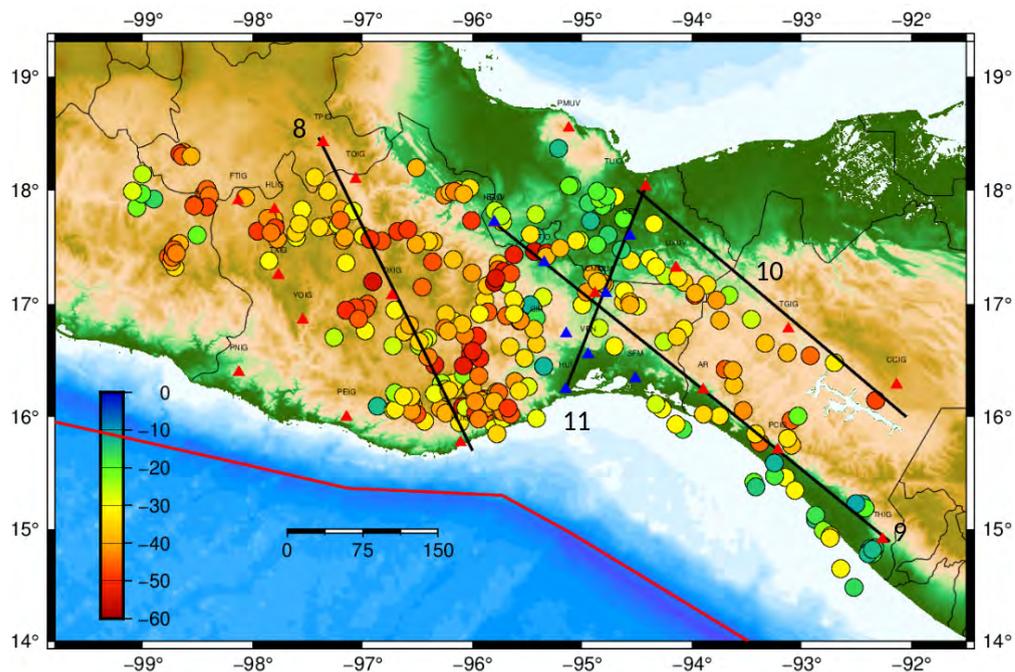


FIGURA 5.17: Localización de los perfiles para la comparación entre topografía y profundidades del Moho con los trabajos de Ligorría and Ponce (1993); Narcía-López et al. (2004) y Espíndola et al. (2017). De izquierda a derecha los perfiles del 8 al 10, perpendicular estos el perfil 11. En triángulos azules las estaciones sísmicas usadas por Ligorría y en rojas las propias.

Perfil 8.

El perfil 8 Figura 5.18 transcurre desde las coordenadas 15.70° N, -96.0° O hasta 18.46° N, -97.4° O, desde la ciudad de Huatulco, Oaxaca hasta la ciudad de Tehuacán, Puebla. Al igual que los consiguientes perfiles se aprecia la topografía exagerada 10 veces como una línea continua negra, en triángulos azules las estaciones propias del trabajo, con una línea continua roja el extracto de la capa interpolada de profundidades del Moho. En círculos de colores con respecto a su profundidad los espesores del Moho propios, en triángulos de colores alusivos a la profundidad los resultados de (Espíndola et al., 2017), en este caso no se tiene pero en cuadros de colores alusivos a la profundidad los resultados de (Narcía-López et al., 2004). De igual manera no se tiene en esta ocasión, no obstante en estrellas de colores alusivas a la profundidad los espesores de (Ligorría and Ponce, 1993).

Se aprecia la dispersión de las profundidades propias (círculos) y que están bien relacionados con su interpolación y también se aproxima su distribución con la

forma de la topografía de hecho las interpolación subestima la profundidad del Moho en los 16.2° de latitud, mientras que los cálculos puntuales sugieren que podría tratarse de una capa mas profunda.

Es intrigante y satisfactorio ver que los resultados de [Espíndola et al. \(2017\)](#) (triángulos) son muy congruentes y prácticamente caen sobre la línea interpolada. Aun que no se tiene una interpolación robusta bajo TPIG si se aprecia que se aproxima bastante al resultado del autor mencionado.

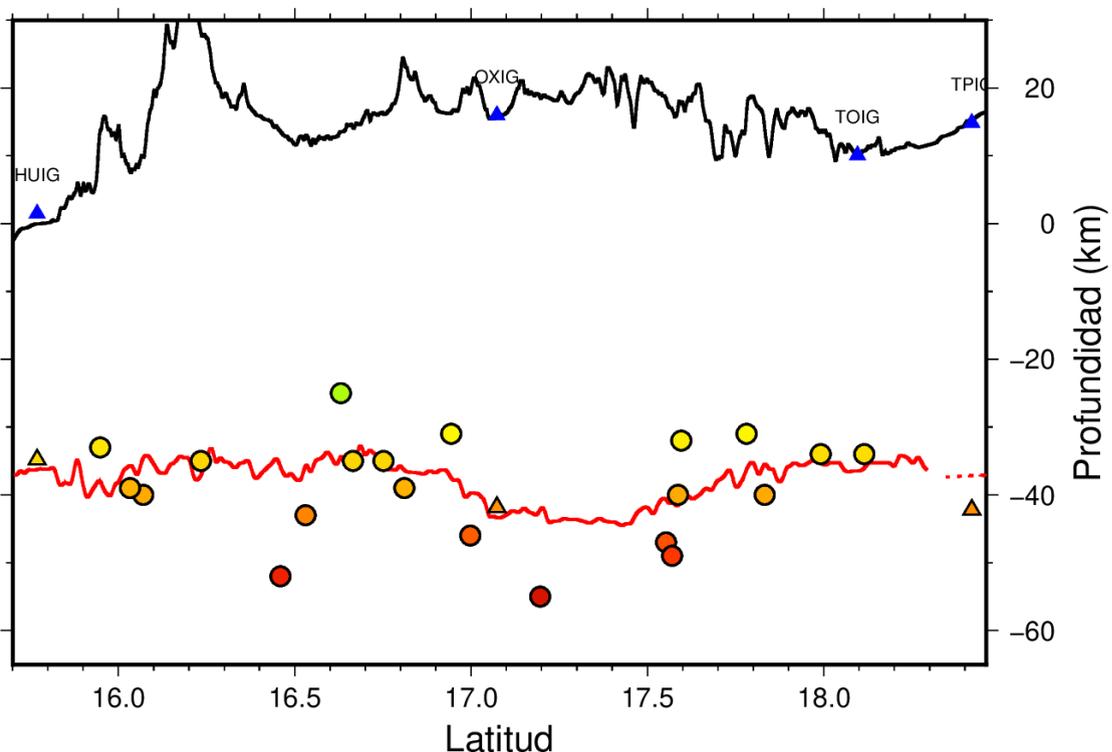


FIGURA 5.18: Perfil 8. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de [Espíndola et al. \(2017\)](#) . En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.

Perfil 9.

El perfil 9 Figura 5.19 transcurre desde las coordenadas 17.72° N, -95.81° O hasta 14.89° N, -92.2° O, desde el Poblado de Nueva Era, Veracruz hasta la ciudad de Tapachula, Chiapas. La descripción de la simbología de este es la misma que la del perfil 8, la diferencia radica en que al estar el perfil 9 más inclinado del sureste al noroeste resulta útil visualizarlo en términos de la Longitud.

Se aprecia que las estrellas de [Ligorria and Ponce \(1993\)](#) coinciden en posición con varios de los resultados propios, incluso están encimados bajo CMIG y TIO,

bajo SFM se relaciona muy bien con el círculo amarillo a su derecha, bajo NEUV igualmente su medición se asemeja mucho a las dos que tiene a un lado. Se nota que estos no están lejos de la capa interpolada.

En cuanto a los cuadros de [Narcía-López et al. \(2004\)](#), bajo THIG tiene una profundidad muy similar a los resultados propios, bajo AR no tiene una comparación inmediata y es en donde mas diverge, pero no de manera tan abrupta. De igual manera sus resultados no se alejan de la capa interpolada.

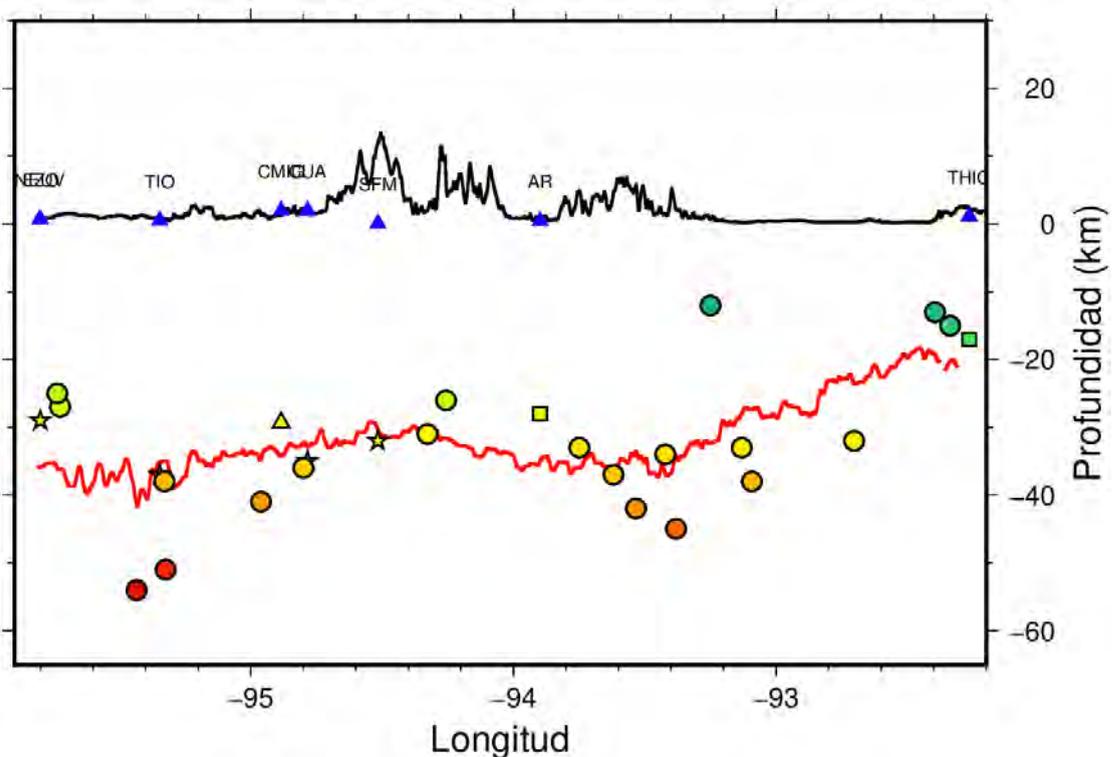


FIGURA 5.19: Perfil 9. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de [Espíndola et al. \(2017\)](#), en cuadros de colores los resultados de [Narcía-López et al. \(2004\)](#), en estrellas de colores los resultados de [Ligorria and Ponce \(1993\)](#). En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.

Perfil 10.

El perfil 10 [Figura 5.20](#) transcurre desde las coordenadas 18.00° N, -94.5° O hasta 16.00° N, -92.05° O, desde el poblado de Tuzandepetl, Veracruz hasta la ciudad de Comitan, Chiapas. La descripción de la simbología de este es la misma que la del perfil 9, al igual que el perfil 9 al estar mas inclinado en dirección sureste a noroeste resulta útil visualizarlo en términos de la Longitud.

Este perfil se caracteriza por ser incompleto para su comparación, a partir de los -93.2° de longitud no se tienen datos de la interpolación y hay muy pocas mediciones del Moho del presente estudio. En la zona de la costa desde TUIG hasta TGIG los datos del presente estudio se ven congruentes con respecto a los triángulos de Espíndola. Desde TGIG de -93.3° a -92.1° los datos propios se asemejan más a los cuadros de Narcía, aun que unos 5 km más someros, mientras que entre los resultados de Narcía y Espíndola hay unos 20 km de diferencia. En cuanto a Ligorria, su única medición bajo CEV es unos 10 km mas profunda que mi capa interpolada, no se tienen mediciones puntuales cerca, aun que se asemejan a las vistas bajo TUIG.

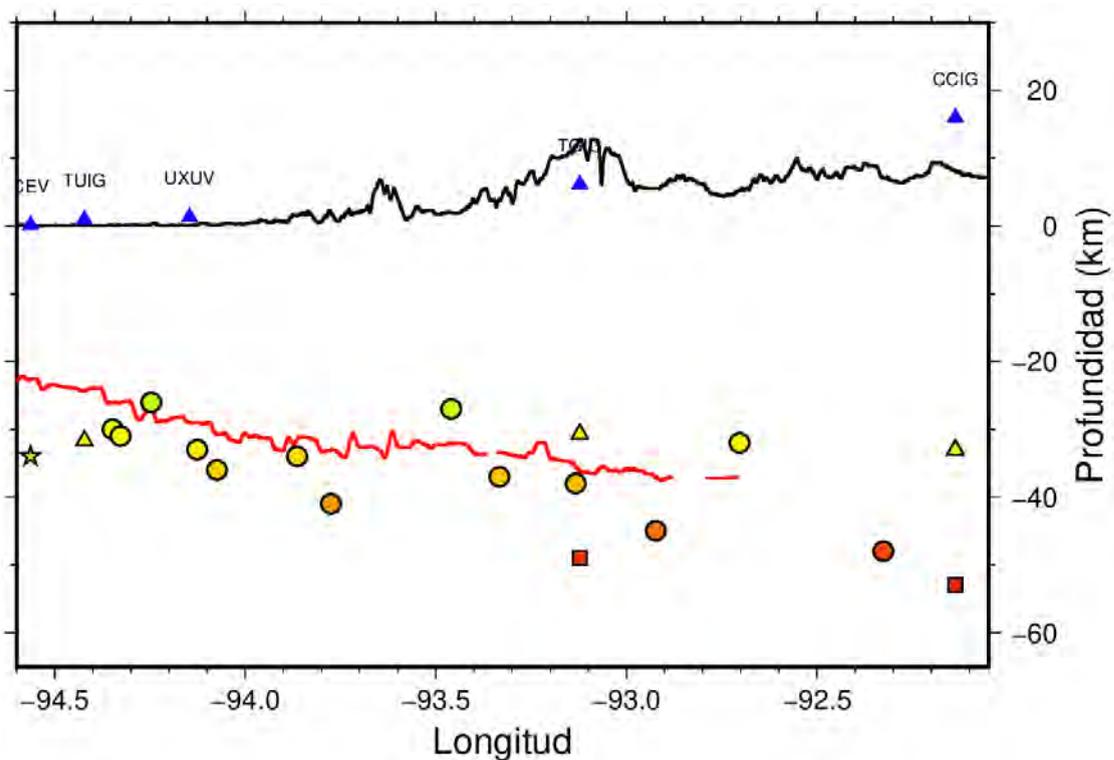


FIGURA 5.20: Perfil 10. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de Espíndola et al. (2017), en cuadros de colores los resultados de Narcía-López et al. (2004), en estrellas de colores los resultados de Ligorria and Ponce (1993). En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.

Perfil 11.

El perfil 11 Figura 5.21 transcurre desde las coordenadas que el perfil 7, 15.9° N, -95.8° O hasta 18.0° N, -94.7° O, desde la ciudad de Huatulco, Oaxaca hasta el poblado de Tuzandepetl, Veracruz. La descripción de la simbología de este es la

misma que la del perfil 8, al igual que el perfil 8 conviene visualizarlo en términos de la latitud.

Coincide especialmente con el perfil usado para comparar los trabajos de Melgar y Lara, es decir; el perfil 7. Se decide reutilizar al mismo para comparar sobre todo lo resultados de Ligorria, ya que a lo largo de este se encuentra su mayoría. Se aprecia que estos no están lejos de la línea interpolada, su variación mas grande con respecto a la interpolación se aprecia bajo CIR y CEV. En figuras anteriores ya se había explicado que de los 16.6° a los 17.1° de latitud, el perfil no tiene una adecuada correlación con la forma de la topografía, no obstante las estrellas de Ligorria siempre se ubican bastante cerca de algún calculo puntual propio. Se aprecia que las estrellas recorren casi una línea recta de sur a norte, lo cual se puede deber a que sus resultados están un poco mas al este y se encuentra en su mayoría donde se adelgaza la corteza en el Istmo de Tehuantepec.

En cuanto a los resultados de [Espíndola et al. \(2017\)](#), justo bajo HUIG no se tienen resultados puntuales, ni la interpolación llega hasta ese punto, esto debido a las limitantes del método, no obstante la tendencia de la línea interpolada se aproxima mucho al triángulo, Bajo CMIG si hay buena correlación con los resultados puntuales, mientras que bajo TUIG el triángulo se aprecia lejos de la interpolación pero cerca de un resultado puntual.

En general en la mayoría de estos 4 perfiles los resultados de ([Espíndola et al., 2017](#)) son los que mayor parecido tienen tanto con las líneas interpoladas, de igual manera se relacionan cualitativamente con los resultados puntuales.

Los resultados de ([Ligorria and Ponce, 1993](#)) son los que mayor relación tienen con los resultados puntuales, teniendo aproximación a las líneas interpoladas. Puede deberse a que la ecuación utilizada es la misma.

En cuanto a ([Narcía-López et al., 2004](#)) tiene pocos resultados y estos tiene un parecido mixto a los propios. Algunos tienen muy buena relación con las líneas interpoladas y otros están lejos, sobre todo los del centro de Chiapas, justo en esa región apenas se tiene cobertura de la capa interpolada. Siendo un trabajo que usa la misma ecuación pero con una técnica diferente para su solución, aunado a que justo bajo las estaciones de Narcía no hay resultados puntuales, llega a presentar discrepancias.

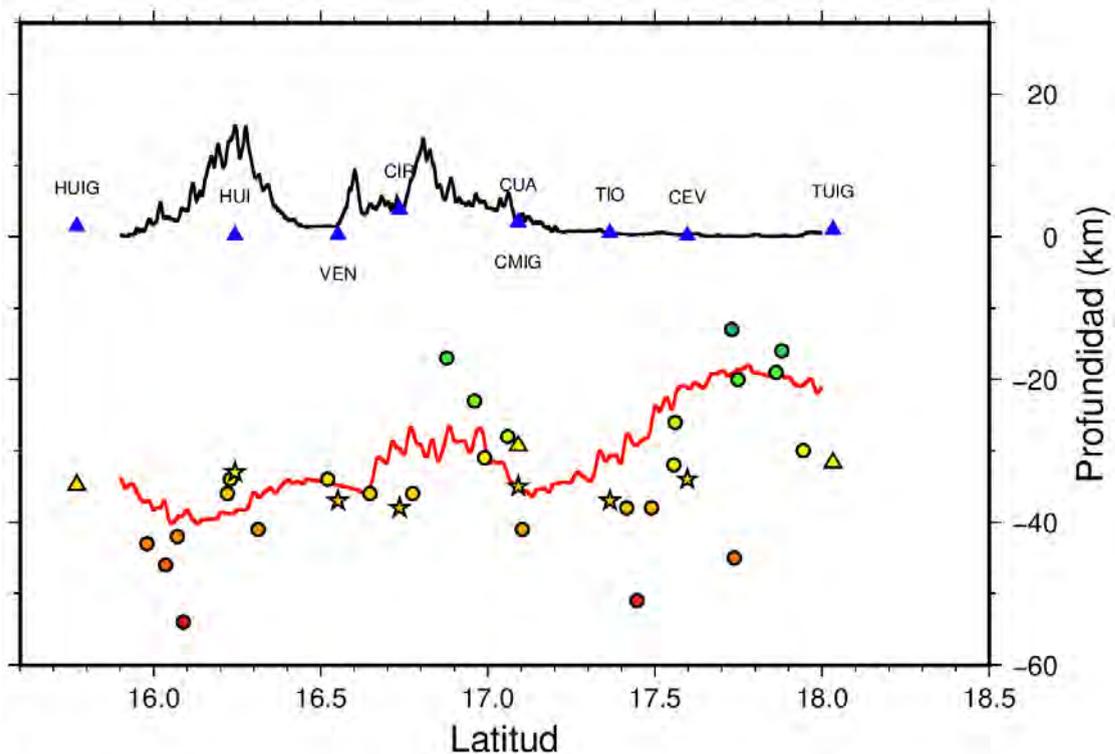


FIGURA 5.21: Perfil 11. Relación entre perfiles topográficos y morfología del Moho. En círculos de colores las profundidades, en triángulos de colores los resultados de Espíndola et al. (2017), en cuadros de colores los resultados de Narcía-López et al. (2004), en estrellas de colores los resultados de Ligorria and Ponce (1993). En triángulos azules las estaciones sísmicas para referencias espaciales.

5.9. Modelo 3-D

Se construyó un modelo 3-D de la capa interpolada del Moho y sobre esta la topografía de la zona. Ambas capas se extraen de sus respectivos archivos tipo GRD, se convierten en un archivo de iluminaciones apto para el software GMT. Posteriormente se grafican el modelo desde 12° de elevación y desde 0° hasta 360° horizontales cada 2° .

El resultado son 180 imágenes que se sintetizan en una animación a la cual se accede desde el código QR de la figura 5.22 ó desde el siguiente enlace: <https://acortar.link/lPFzhm>

Se observa algo muy similar a lo visto en los perfiles en 2-D. Las altas profundidades del Moho corresponden a las elevaciones más pronunciadas del estado de Oaxaca, siguiendo esta tendencia hacia el centro del país y el sur de Chiapas. En



FIGURA 5.22: Modelo 3-D. Relación entre las capas de topografía y morfología del Moho. En formato MP4. La capa del Moho sigue la misma escala de profundidad con respecto a su representación en la figura 5.15.

las partes con topografía menos alta también se aprecian las menores profundidades del Moho. Incluso se respeta esta tendencia en el Istmo de Tehuantepec, en donde la cordillera montañosa se torna estrecha, de igual manera la morfología del Moho se estrecha. Lo anterior se puede observar en la figura 5.23

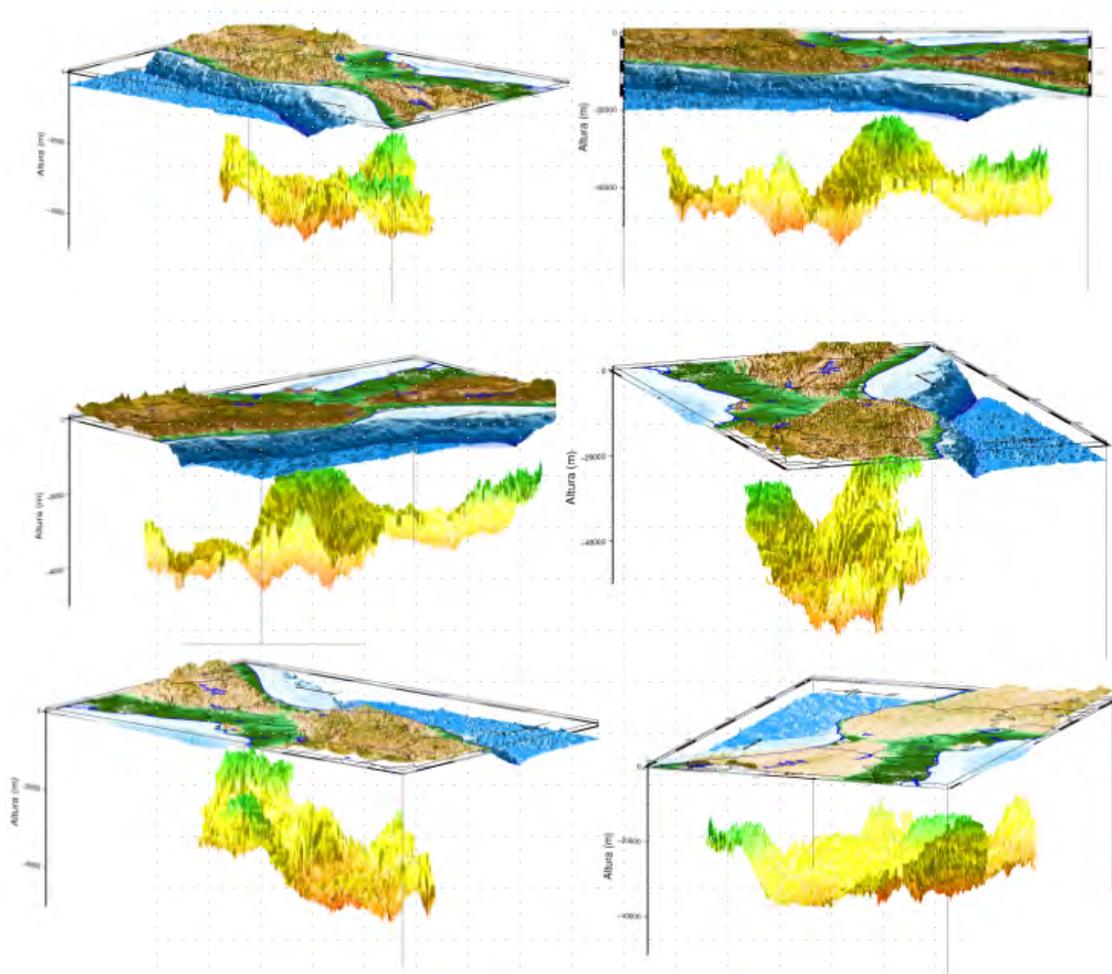


FIGURA 5.23: Capturas del Modelo 3-D. Relación entre las capas de topografía y morfología del Moho. Se aprecian capturas de los ángulos: 70, 120, 150, 220, 280 y 320. La capa del Moho sigue la misma escala de profundidad con respecto a su representación en la figura 5.15.

Posteriormente se muestra el mismo Modelo 3-D en la Figura 5.24, en esta se aprecian las estaciones que registraron las fases Sp y los sismos que las generaron. No se aprecia el total de sismos debido a la alta profundidad de algunos, provoca que visualmente se aproxime mucho la capa de topografía y la del Moho, quedando oculta esta última. Resulta mas fácil observar la correlación de la topografía y el Moho en el modelo anterior. El total de figuras 3-D se muestran en los anexos, con diferencias de 10 grados en su visualización.

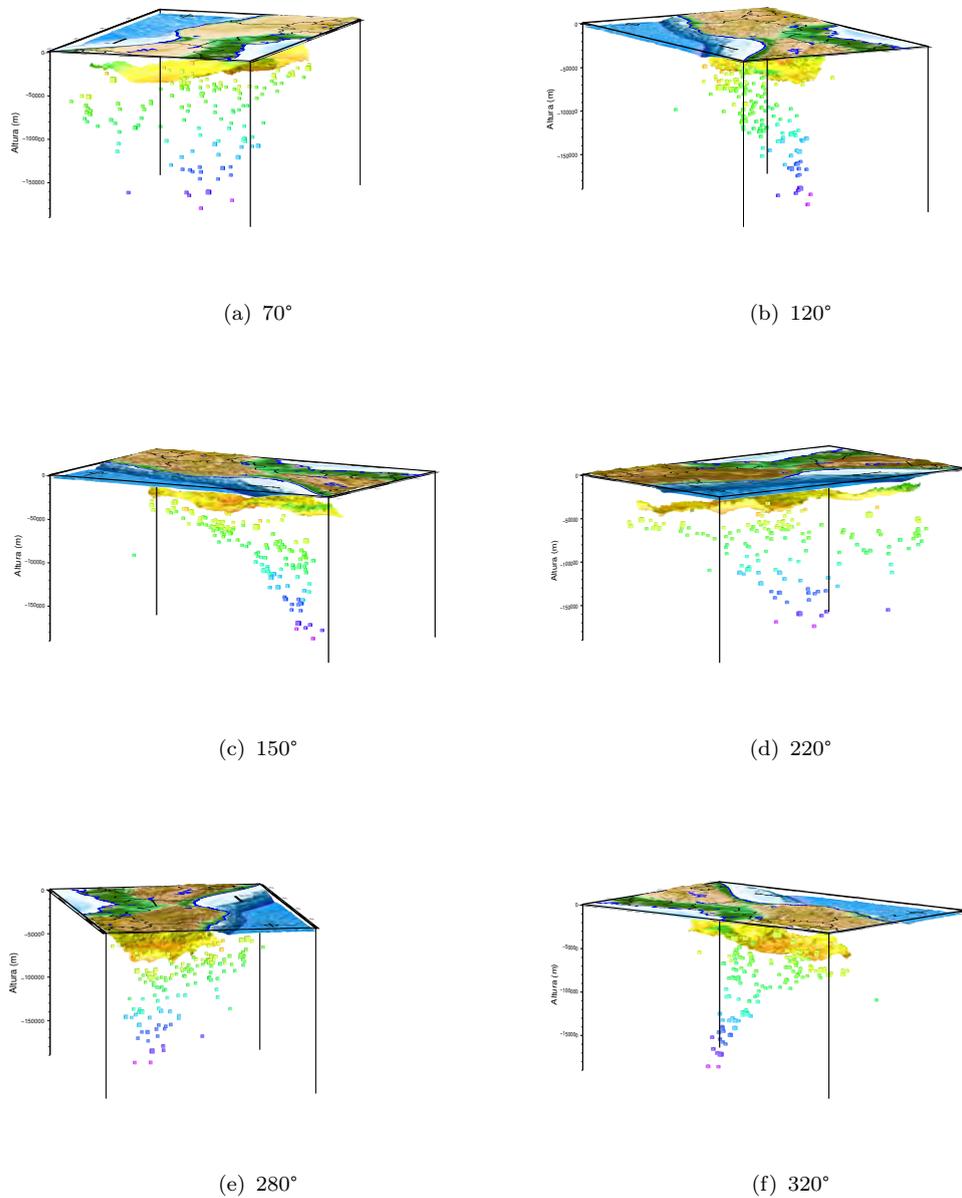


FIGURA 5.24: Capturas del Modelo 3-D. Relación entre las capas de topografía y morfología del Moho. Se aprecian capturas de los ángulos: 70, 120, 150, 220, 280 y 320. La capa del Moho sigue la misma escala de profundidad con respecto a su representación en la figura, se agregan las estaciones utilizadas en color azul y los sismos que generaron las ondas Sp en cubos de colores con respecto a su profundidad 5.15.

Capítulo 6

Conclusiones

Se consiguió obtener mediciones puntuales de la profundidad de la discontinuidad del Mohorovicic por el método de análisis de fases S_P , las profundidades son congruentes con trabajos previos, la densidad de los datos analizados, permitió encontrar resultados bajo casi la totalidad de Oaxaca, el sur de Chiapas, el sur de Veracruz, Puebla y el poniente de Guerrero.

El método inicialmente planteado para sismos debajo de las estaciones demostró no tener problema con sismos a distancias locales y regionales, si bien suele tener mayores visualizaciones de fases S_P en dirección norte y sur, las demás direcciones de propagación también resultaron ser útiles. No se probó el método en datos telesísmicos.

Por la sencillez del método este ahorra mucho tiempo de cómputo teniendo la oportunidad de ser automatizado, sin consumir muchos recursos.

En regiones donde existan sismos con las características descritas el método es altamente eficiente, incluso tiene una mayor resolución (cercanía en los posibles resultados) que otros métodos antes expuestos, ya que no requiere sismos de magnitudes grandes, demostrando que puede funcionar por lo menos desde los 4.3 M_C .

De hecho este método demuestra de mejor manera el cambio con el terreno Maya que el propuesto por (Melgar and Pérez-Campos, 2010), además de demostrar tener correlación con este. También contribuye a completar la falta de datos en las isóneas de profundidad que se pueden apreciar en el trabajo de (Ferrari et al., 2012).

La mayor virtud del método es que existen muchos sismos que cumplen con las características para su implementación. Este tipo de sismos se pueden encontrar en Chiapas, Guerrero, Michoacán y prácticamente gran parte de la zona del pacífico, mientras exista subducción y los sismos se originen debajo del Moho este es aplicable.

El problema y los limitantes del método es que existen lugares donde estos sismos no son comunes, como la costa chica Oaxaqueña. En esos casos, es mucho más eficiente utilizar otro tipo de métodos, como aquellos que emplean funciones receptoras con datos telesísmicos.

Al usar la misma técnica que (Lara, 2018) los resultados son compatibles para su integración, lo cual no afecta la interpolación final, al contrario ayuda a darle una mejor aproximación con las subprovincias fisiográficas.

Los cortes a profundidad o perfiles demuestran correlación en los cambios entre la morfología del Moho con respecto a la topografía, en la gran mayoría de los casos se puede apreciar que se respeta el concepto de Isostasia, cualitativamente hablando, para las densidades propuestas por M. H. P. Bott (1983) con una profundidad sin compensar de 28 km (en el modelo gravimétrico de Bott la profundidad sin compensar es de 30 km), se encuentra un factor de proporcionalidad de 6.33, y se puede crear un modelo Isostático de Airy-Heiskanen con un RECM de 0.59624. Lo anterior se ve respaldado de manera gráfica por el modelo 3-D.

La alta densidad de datos permite crear interpolaciones suaves y confiables, el resultado es una capa de la profundidad del Moho en el área. La profundidad de la capa se correlaciona con la distribución de los terrenos tectonoestratigráficos, además de ser tener mayor congruencia con la distribución de las provincias fisiográficas, sobre todo en cuanto al terreno maya se refiere. Esta misma interpolación en comparación con otros trabajos puntuales demostró grandes similitudes, por ejemplo, las comparaciones que tuvo con (Espíndola et al., 2017) y con (Ligorria and Ponce, 1993).

Capítulo 7

Anexos

7.1. Apendice A

Ubicación Geográfica de Las Esatciones del SSN y la UV.

Estación	Longitud	Latitud	Altitud (m)	Localidad
CCIG	-92.1368	16.2825	1600	Comitán, Chiapas
CMIG	-94.8838	17.091	200	Matías Romero, Oaxaca
FTIG	-98.1325	17.9078	1088	Fresnillo de Trujano, Oaxaca
HLIG	-97.8035	17.83	1783	Huajuapán de León, Oaxaca
HUIG	-96.1083	15.7698	150	Huatulco, Oaxaca
OXIG	-96.733	17.0733	1600	Oaxaca, Oaxaca
PCIG	-93.2189	15.7047	5	Pijijiapan, Chiapas
PEIG	-97.1475	15.9977	353	San Andrés Copala, Oaxaca
PNIG	-98.1273	16.3935	350	Pinotepa Nacional, Oaxaca
TGIG	-93.1222	16.7782	612	Tuxtla Gutiérrez, Chiapas
THIG	-92.2652	14.9077	120	Tapachula, Chiapas
TOIG	-97.0643	18.0955	1010	San Martín Toxpalapa, Oaxaca
TUIG	-94.422	18.033	100	Tuzandépetl, Veracruz
TXIG	-97.7675	17.2532	2311	Tlaxiaco, Oaxaca
YOIG	-97.5455	16.8565	2294	Santiago Yosondúa, Oaxaca
TPIG	-97.3617	18.4195	1488	Tehuacán, Puebla
NEUV	-95.8019	17.7127	82	Nueva Era, Veracruz
UXUV	-94.1458	17.318	135	Uxpanapa, Veracruz
PMUV	-95.1225	18.5448	783	Perla San Martín, Veracruz

TABLA 7.1: Ubicación Geográfica de Las Estaciones del SSN y la UV.

7.2. Apendice B

Lista de Sismo Analizados

Sismo	Fecha	Hora	Longitud	Latitud	Profundidad	Magnitud
1	08/01/2010	08:50:40	16.87	-94.11	147	4.6
2	20/01/2010	09:32:28	16.62	-94.81	128	4.8
3	03/02/2010	04:59:42	18	-98.21	56	4.7
4	09/02/2010	00:47:40	15.89	-96.86	40	5.8
5	07/04/2010	10:15:52	15.76	-95.51	41	4.5
6	10/07/2010	02:08:26	15.31	-92.86	120	4.8
7	10/07/2010	02:08:27	15.34	-92.87	111	4.8
8	14/07/2010	09:19:10	17.87	-97.48	63	4.6
9	19/08/2010	08:49:26	17.65	-94.77	153	4.6
10	07/09/2010	22:44:51	18.08	-98.58	51	4.5
11	15/09/2010	06:05:46	15.58	-93.49	96	5.1
12	01/11/2010	23:16:46	16.84	-93.74	169	5
13	11/01/2011	03:42:11	17.22	-94.8	82	4.5
14	20/01/2011	10:01:57	16.68	-93.82	129	5.1
15	04/02/2011	17:32:02	17.25	-96.56	76	4.5
16	25/02/2011	13:07:28	17.69	-95.21	135	6
17	09/03/2011	22:56:08	15.33	-92.96	98	4.8
18	07/04/2011	13:11:22	17.22	-94.32	171	6.7
19	09/04/2011	13:40:04	17.05	-94.15	155	4.6
20	17/04/2011	06:09:46	17.08	-94.14	147	4.9
21	26/04/2011	21:25:53	15.87	-92.73	194	5.1
22	20/05/2011	00:05:12	15.22	-93.32	74	4.8
23	03/06/2011	14:21:25	17.78	-95.21	123	4.9
24	05/06/2011	03:02:08	17.03	-94.2	142	4.7
25	07/06/2011	14:55:20	15.11	-93.48	69	5.2
26	12/06/2011	11:17:47	17.19	-95.15	117	4.8
27	10/07/2011	15:19:20	16.69	-95.09	103	4.7
28	21/08/2011	13:56:49	16.89	-94.64	108	4.5
29	06/09/2011	17:25:02	16.29	-93.79	111	5.1
30	23/09/2011	17:14:03	17.3	-95.64	105	4.9
31	19/10/2011	19:03:18	15.18	-93.07	89	4.7

Sismo	Fecha	Hora	Longitud	Latitud	Profundidad	Magnitud
32	18/11/2011	05:03:04	16.44	-93.71	138	4.6
33	01/12/2011	00:57:55	17.18	-93.86	187	4.9
34	07/12/2011	05:13:17	17.48	-94.25	193	5.1
35	29/12/2011	20:34:59	15.64	-93.75	86	4.8
36	13/01/2012	22:27:37	16.6765	-93.9053	143.6	4.7
37	18/01/2012	19:55:52	18.2383	-94.4957	48	4.9
38	07/02/2012	00:12:27	16.6342	-94.5067	73.8	4.5
39	31/05/2012	19:09:11	16.496	-94.8098	82.1	4.7
40	01/09/2012	18:01:48	16.2285	-92.7732	256.7	5.3
41	27/10/2012	16:22:05	14.413	-92.7193	57.3	5
42	18/12/2012	01:38:23	16.028	-95.7203	42.5	5.3
43	31/12/2012	01:15:18	15.2107	-92.6727	82.8	5.2
44	06/01/2013	18:24:45	16.9423	-95.0573	54.4	4.5
45	12/03/2013	03:46:32	15.7692	-94.0942	68.6	4.9
46	26/03/2013	12:54:21	15.7618	-94.1327	71.2	4.7
47	16/05/2013	14:15:45	14.8443	-92.6948	90.9	4.5
48	21/05/2013	08:41:16	15.6692	-92.6825	165.5	4.7
49	08/06/2013	06:37:55	16.4005	-94.8133	92.6	4.6
50	16/06/2013	05:19:02	18.113	-99.2283	55.1	5.8
51	29/06/2013	21:19:26	18.147	-99.247	50.6	4.7
52	04/07/2013	16:10:37	16.0642	-93.9802	96.1	4.5
53	30/07/2013	13:29:59	15.6108	-93.3345	94.5	5.3
54	30/07/2013	17:27:45	16.1963	-94.4673	63.1	4.9
55	02/08/2013	09:29:46	16.3562	-94.7627	77.7	5
56	19/08/2013	10:02:35	15.651	-93.9307	77.1	4.8
57	20/09/2013	01:25:41	17.715	-94.6755	181.5	4.6
58	30/09/2013	23:20:36	17.5808	-94.9505	144.8	4.5
59	22/10/2013	13:47:50	15.6303	-93.5337	93.1	4.8
60	20/12/2013	16:29:31	15.622	-95.513	38.5	4.5
61	22/01/2014	17:13:17	16.8582	-93.8905	173.1	4.8
62	26/03/2014	04:42:28	16.1727	-95.7452	63.4	4.6
63	07/04/2014	13:22:07	17.3673	-94.6112	157.3	4.5
64	08/04/2014	09:08:18	17.7587	-95.0835	52.5	4.5
65	13/04/2014	06:45:22	17.7328	-95.1185	57.8	4.6
66	02/05/2014	19:08:26	17.3438	-94.7162	130	5

Sismo	Fecha	Hora	Longitud	Latitud	Profundidad	Magnitud
67	03/05/2014	00:20:17	16.826	-94.0397	144.7	4.8
68	21/05/2014	10:06:15	17.1215	-95.0733	120.3	5.8
69	07/07/2014	11:23:59	14.6502	-92.5572	56.7	6.9
70	09/07/2014	09:07:51	14.6863	-92.5793	76.5	4.5
71	09/07/2014	10:08:39	14.5803	-92.5938	75	4.6
72	20/07/2014	09:23:29	14.6805	-92.6127	73	5
73	29/07/2014	03:32:59	14.6177	-92.5902	70.6	5.3
74	29/07/2014	10:46:15	17.6988	-95.6373	117.2	6.4
75	14/08/2014	19:52:13	15.6042	-93.9382	73.3	4.6
76	04/10/2014	19:16:36	17.4185	-94.822	145.8	5.6
77	08/10/2014	09:24:26	14.5638	-92.5038	81.8	4.5
78	13/10/2014	08:29:40	14.6102	-92.5543	75	4.6
79	15/10/2014	03:59:54	14.5508	-92.6398	67.3	5.1
80	06/12/2014	14:24:59	14.608	-92.5798	85.6	4.5
81	18/12/2014	22:12:30	14.6357	-92.7195	78.2	4.8
82	19/12/2014	16:05:20	14.1255	-92.7322	64.3	4.6
83	23/12/2014	17:36:39	14.6515	-93.9273	37.7	4.7
84	08/09/2017	04:49:17	14.761	-94.103	45.9	8.2
85	2015-02-10	06:24:04	16.437	-96.0865	72.5	4.3
86	2015-02-13	23:19:58	17.2915	-96.7338	85.4	4.3
87	2015-03-20	22:30:09	17.9397	-98.6127	59.4	5.4
88	2015-05-27	14:54:51	16.8552	-96.6897	64.6	4.4
89	2015-07-07	00:41:17	17.2622	-96.0275	86.8	4.3
90	2015-07-08	15:45:49	15.9485	-98.461	98.4	4.3
91	2015-08-17	17:01:09	15.4457	-95.7545	64.5	4.4
92	2015-11-06	20:14:03	16.4757	-95.899	68.6	4.7
93	2015-11-22	08:11:17	16.8013	-96.4175	58.5	5
94	2015-11-28	18:20:19	17.0313	-96.8197	67.3	4.6
95	2015-12-20	01:41:42	16.0455	-95.657	59.5	4.3
96	2016-06-27	18:57:35	16.0853	-96.0682	57.4	4.6
97	2016-07-19	13:42:46	17.4812	-98.8102	56	5
98	2016-07-24	15:20:38	17.9225	-97.486	71.6	4.4
99	2016-08-15	01:51:26	16.6332	-95.7788	76.5	4.5
100	2016-09-01	20:56:41	16.125	-95.8522	60.6	4.3
101	2016-09-02	10:16:45	16.0077	-95.9358	52.1	4.3

Sismo	Fecha	Hora	Longitud	Latitud	Profundidad	Magnitud
102	2016-09-02	16:03:36	16.685	-96.3942	63.2	4.6
103	2016-09-22	18:09:00	17.977	-98.494	55.3	4.9
104	2016-10-29	18:58:04	16.0138	-96.525	50.1	4.3
105	2017-01-08	12:16:03	16.4648	-96.3335	54.3	4.6
106	2017-03-17	14:22:15	15.959	-96.1218	51.9	4.3
107	2017-05-25	14:58:04	17.6793	-95.6915	102	4.5
108	2017-06-19	17:36:10	17.858	-98.4945	60.3	4.3
109	2017-07-07	10:02:08	17.4715	-96.5403	83.8	4.3
110	2017-08-26	23:56:40	17.1287	-95.5258	94	4.4
111	2017-09-19	18:14:39	18.3297	-98.6712	51.2	7.1
112	2017-10-08	01:21:10	16.9523	-97.1093	59.5	4.6
113	2017-10-17	00:47:39	16.0547	-95.8632	52.1	4.3
114	2017-11-01	20:48:04	18.2413	-98.5795	61.2	4.4
115	2017-11-06	16:12:22	18.0708	-96.0278	99.3	4.3
116	2017-11-07	02:25:07	15.8058	-95.5882	56.1	4.3
117	2017-11-13	06:04:25	17.1815	-96.8305	72.1	4.3
118	2017-12-16	08:26:53	16.1685	-95.6162	59.1	4.3
119	2018-01-30	12:47:13	16.0415	-96.1247	58.8	4.3
120	2018-02-06	02:52:44	15.9992	-96.0657	59.1	4.3
121	2018-03-30	09:59:10	17.4573	-95.937	85.2	4.4
122	2018-04-23	21:05:38	15.9908	-95.7583	60	4.3
123	2018-05-30	14:53:26	17.6048	-97.9863	63.6	4.5
124	2018-07-19	13:31:55	17.7213	-97.8123	55.6	5.9
125	2018-07-20	17:42:05	17.7417	-95.5572	115.1	4.9
126	2018-07-24	12:48:48	17.7547	-97.803	58.7	4.4
127	2018-09-15	04:17:47	16.0245	-96.5172	53.2	4.4
128	2018-10-01	15:47:07	15.7917	-96.7333	56.4	4.4
129	2018-10-30	18:39:47	17.7633	-95.5353	118.5	4.6
130	2018-11-09	02:44:10	16.5193	-95.8997	68.1	4.3
131	2018-12-13	02:32:55	17.3198	-95.9257	88.1	4.3
132	2018-12-18	02:12:25	15.9588	-95.8243	56.7	4.4
133	2018-12-30	14:28:13	17.9122	-95.6593	113.8	4.6
134	2019-01-15	12:48:14	15.9777	-95.9913	61.1	4.8
135	2019-03-10	06:16:36	17.6117	-96.8368	76.6	4.6
136	2020-06-30	04:05:53	17.8662	-98.6078	57.4	4.7

Sismo	Fecha	Hora	Longitud	Latitud	Profundidad	Magnitud
137	2020-07-06	07:33:37	16.0173	-95.96	52.9	4.3
138	2020-08-17	03:53:16	16.022	-95.7432	62.6	4.4
139	2020-09-07	09:53:35	16.983	-95.8222	61.7	4.3
140	2020-10-10	16:47:40	16.3785	-96.1002	62.9	4.4
141	2020-10-10	21:10:13	16.4017	-96.0832	55.1	4.4
142	2020-10-22	00:11:37	17.9405	-95.5643	124	4.3
143	2020-11-16	20:58:22	16.022	-95.9122	56.8	4.3
144	2020-12-18	22:27:38	17.698	-96.984	72.7	4.3
145	2021-01-28	05:38:28	17.6103	-97.4267	68.2	4.3
146	2021-03-07	04:13:07	17.021	-95.8392	58.1	4.4
147	2021-04-08	17:00:14	17.998	-97.6102	63	4.4
148	2021-07-09	21:07:32	16.712	-96.2048	66	4.7
149	2021-07-20	02:50:12	17.4073	-97.4038	67.7	4.4
150	2021-09-16	22:45:25	16.6473	-96.379	60.1	4.8
151	2021-12-01	07:03:37	16.0642	-95.5777	60.5	4.4
152	2021-12-08	23:38:27	17.368	-95.6098	98.9	4.3
153	2022-03-03	14:40:33	18.0908	-95.5727	123.1	5.7
154	2023-01-02	09:57:50	16.06	-95.57	52.5	4.4
155	2023-05-15	20:03:09	16.54	-96.61	51.3	4.4
156	2023-06-20	01:15:26	17.41	-97.12	80.9	4.3
157	2023-07-18	01:27:48	18.02	-95.55	122.6	4.5

TABLA 7.2: Sismos Utilizados

7.3. Apendice C.

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
1	1	CMIG	-94.6254834205934	17.0172809773124	-35
2	3	PCIG	-98.0673262829075	17.9343792358885	-39
3	6	CMIG	-93.3810637898046	15.7691552207189	-45
4	8	CMIG	-97.1828953271028	17.7808685981308	-31
5	8	PNIG	-97.6035254114995	17.5843474859076	-29
6	9	CCIG	-93.6635269509555	17.0758075465186	-24

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
7	9	OXIG	-95.765517228104	17.3554081671937	-36
8	9	PCIG	-94.0747346375958	16.778230415439	-32
9	9	TGIG	-93.8637618714386	17.1666729981006	-34
10	11	HLIG	-94.0828604527119	15.8894979161489	-18
11	12	CCIG	-92.7031626553051	16.4793609235844	-32
12	12	PCIG	-93.7470054496508	16.8552455762515	-39
13	12	THIG	-93.0959075813359	15.9693647306334	-46
14	16	HLIG	-96.0086107561622	17.7331681489817	-49
15	16	CCIG	-94.2464866743917	17.2489111074325	-26
16	16	TPIG	-96.1249044221064	18.0006419665757	-32
17	16	PCIG	-94.4977465663045	16.9798919079723	-29
18	17	TGIG	-93.0350795805671	16.0057162251039	-21
19	19	OXIG	-95.3580737171328	17.0593649125359	-28
20	19	PCIG	-93.6190832279683	16.2832468077739	-37
21	19	TPIG	-95.4267936842952	17.594924407316	-14
22	20	PCIG	-93.6983704447142	16.4209086029574	-46
23	21	CCIG	-92.3257675668757	16.1462254959683	-48
24	21	PCIG	-93.0922223327925	15.7467850261403	-38
25	23	TPIG	-96.0234289846567	18.0221370000838	-33
26	23	TUIG	-94.6983780895048	17.9438485358928	-30
27	24	TUIG	-94.3479701479394	17.7046093562874	-30
28	27	HUIG	-95.5482593052109	16.2680384615385	-30
29	28	OXIG	-95.452588003217	16.9599836557795	-23
30	30	TUIG	-94.9241363350374	17.7301049724735	-13
31	31	PCIG	-93.1493862783248	15.4610703367718	-30
32	32	TGIG	-93.333444076154	16.650616025202	-37
33	33	CMIG	-94.6184226218581	17.1130803568949	-30
34	34	PCIG	-93.6292835525556	16.4117902997469	-40
35	40	PCIG	-93.1304621866306	15.8072229836157	-33
36	41	CCIG	-92.645634909011	14.6463832086824	-31
37	43	CMIG	-93.4213870379997	15.8481337654659	-34
38	43	OXIG	-93.2475945470046	15.4741514162733	-18
39	43	TOIG	-93.2498532365595	15.5897866213214	-12
40	44	CMIG	-94.9997438709025	16.9902472096317	-31
41	44	TUIG	-94.870837106283	17.2614198465042	-15

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
42	44	YOIG	-95.4836940114574	16.9276795034862	-11
43	44	TXIG	-95.4731346004071	16.9904554216028	-12
44	44	PNIG	-95.4190803456816	16.8770597593888	-17
45	44	THIG	-94.8456399476588	16.7845626654345	-27
46	45	CMIG	-94.2732525694996	16.0701577930708	-30
47	46	CMIG	-94.3302230814779	16.1128640396347	-27
48	50	TXIG	-98.9011952632445	17.9218154963255	-16
49	50	PNIG	-99.0579544834206	17.8481752006981	-22
50	51	YOIG	-99.012307360556	17.9691189748045	-20
51	51	TOIG	-99.0056379051247	18.1412506509695	-26
52	51	PEIG	-99.0951663424351	17.9915632656063	-28
53	52	PMUV	-94.2564785744362	16.6643144890236	-26
54	53	CMIG	-93.7489632328308	16.0074832830821	-33
55	53	TUIG	-93.5334503627058	16.0547406435247	-42
56	54	TXIG	-94.7079436139135	16.6256907783677	-31
57	56	THIG	-93.4358601718678	15.418464187548	-20
58	58	CMIG	-94.9047759721968	17.2624829383574	-39
59	58	UXUV	-94.386481481625	17.3967850197033	-30
60	59	THIG	-93.0626969558251	15.346153032046	-31
61	59	CMIG	-93.896512374573	16.0236723710645	-35
62	61	UXUV	-94.0743416016302	17.1903429014915	-36
63	61	CMIG	-94.5691431464804	17.0171787583165	-38
64	61	CCIG	-92.9229869901906	16.540440259999	-45
65	62	CMIG	-95.6133176271533	16.3125239720438	-41
66	62	PEIG	-95.8811241570038	16.1548957675046	-39
67	63	CMIG	-94.7995914932384	17.1729511864769	-36
68	63	TGIG	-93.7754074201342	17.0325233718121	-41
69	63	CCIG	-93.4595159461623	16.8626143351049	-27
70	63	TPIG	-95.7961224509142	17.8210863300631	-26
71	64	TUIG	-94.7906577928282	17.8797649848187	-16
72	64	CMIG	-95.023172267525	17.560463367538	-26
73	64	PMUV	-95.0967063788749	18.0413888716418	-19
74	64	UXUV	-94.7637542092688	17.6085540543684	-15
75	64	PCIG	-94.8675154438154	17.5208101755066	-19
76	65	CMIG	-95.0530872014876	17.5565008516403	-32

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
77	65	TUIG	-94.8165231894529	17.8625830186489	-19
78	65	PMUV	-95.1190667336152	18.0377782494715	-21
79	65	TOIG	-95.4220382050855	17.7893106851102	-26
80	66	CMIG	-94.8176332866242	17.1866341383076	-39
81	66	UXUV	-94.3272606991359	17.3262323635114	-31
82	66	TGIG	-93.9740674010152	17.0770190920327	-48
83	66	PCIG	-94.1369388086548	16.709790854647	-35
84	66	YOIG	-95.6883120049097	17.173806052828	-28
85	66	FTIG	-95.4345330837279	17.4623902465306	-54
86	67	UXUV	-94.126190254205	17.2301140082514	-33
87	67	CMIG	-94.5640683563948	16.9907426467788	-39
88	67	CCIG	-93.1327890045785	16.5667061823846	-38
89	68	CMIG	-94.9607863014449	17.1031648654709	-41
90	68	TUIG	-94.6239020523432	17.7485109127341	-20
91	68	HUIG	-95.5263521313202	16.5207106001827	-34
92	68	PEIG	-95.5707144883492	16.8491699600488	-57
93	68	YOIG	-95.8872570627333	17.0319109366635	-34
94	68	TPIG	-95.6218464916797	17.4329915027971	-52
95	68	TXIG	-95.8674036837479	17.1594805424356	-37
96	68	HLIG	-95.7636478967684	17.3008785472771	-45
97	68	FTIG	-95.7132861663746	17.285994352321	-51
98	70	THIG	-92.3778617670576	14.8211724013859	-17
99	71	THIG	-92.3373752553192	14.8332641079027	-15
100	71	PCIG	-92.8747045470339	15.0859911879237	-14
101	72	THIG	-92.3784046609877	14.8253463592593	-14
102	72	PCIG	-92.8749144420063	15.1238776332288	-17
103	72	CCIG	-92.4490393691865	15.2228144375102	-14
104	73	THIG	-92.3755580445372	14.8052435873347	-14
105	73	PCIG	-92.8044007898782	14.9883376521897	-23
106	74	CMIG	-95.3235208642169	17.4465502471085	-51
107	74	OXIG	-96.1747272796836	17.389534626645	-37
108	74	TPIG	-96.2558558596553	17.9577554106829	-42
109	75	THIG	-93.4186535046628	15.3759172843568	-14
110	75	CMIG	-94.1463476088917	15.9325772746774	-31
111	76	CMIG	-94.8611919447454	17.1965249336403	-37

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
112	76	UXUV	-94.5575354144095	17.3792404861864	-33
113	76	NEUV	-95.4712547962268	17.613143802546	-33
114	76	TGIG	-93.9703748256143	17.094011794601	-39
115	76	OXIG	-95.6512795459376	17.2670304393295	-47
116	76	HUIG	-95.4164522998162	16.6470609239083	-36
117	77	THIG	-92.3544541088632	14.7846754479769	-18
118	77	PCIG	-92.7388363323647	14.939028824086	-31
119	78	PCIG	-92.7427110598594	14.9207077855571	-32
120	79	THIG	-92.3949943417722	14.781188858458	-13
121	80	THIG	-92.3567222259706	14.8173759645825	-13
122	80	CCIG	-92.4240436966483	15.1869785220189	-20
123	81	CCIG	-92.5077728087912	15.2262734020436	-11
124	82	THIG	-92.5251930050547	14.4787039296387	-16
125	85	CMIG	-95.9332880691166	16.5199236559195	-51
126	85	TXIG	-96.4850877605763	16.630637197101	-25
127	85	HLIG	-96.4078142449195	16.6982143234157	-28
128	86	YOIG	-96.9083612007654	17.1959048993576	-55
129	86	CMIG	-95.7988457953731	17.1898745429753	-55
130	87	PNIG	-98.5065494994778	17.6058225275841	-21
131	88	OXIG	-96.7062911243962	16.9436311047224	-31
132	88	PNIG	-96.976043831531	16.7620676848016	-31
133	89	CMIG	-95.7854298808965	17.2258736605581	-54
134	89	TPIG	-96.3550878519554	17.546838810502	-38
135	89	HLIG	-96.3633113362593	17.369773301398	-47
136	92	CMIG	-95.6576032404375	16.6212250533849	-35
137	92	HLIG	-96.0171948696074	16.5599037411411	-52
138	92	TPIG	-96.0140511303578	16.6288101387781	-47
139	92	CCIG	-95.3507289989378	16.4472318028899	-12
140	93	CMIG	-96.1726498617995	16.8472760877389	-31
141	93	PNIG	-96.6229347831907	16.7516698523781	-35
142	93	TUIG	-96.2419021897728	16.9095772580009	-36
143	94	YOIG	-96.9537193098859	16.9975672485321	-46
144	94	PNIG	-96.9714403267525	16.956462599749	-47
145	95	HUIG	-95.8130528216835	15.944928711985	-29
146	95	CMIG	-95.4920655893106	16.2672168493759	-28

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
147	95	TXIG	-96.0069936801946	16.2459600037063	-17
148	95	TOIG	-95.7770203269304	16.2203270504931	-36
149	96	OXIG	-96.1719197698174	16.239625864822	-35
150	96	CMIG	-95.9828689032218	16.1574529649328	-44
151	96	PNIG	-96.0902174148004	16.0885696687249	-54
152	96	TOIG	-96.1743605128949	16.2995506354337	-31
153	96	HLIG	-96.2806678138331	16.2993504647156	-25
154	96	PCIG	-95.8136403865977	16.0512449931267	-30
155	97	HLIG	-98.6890783834252	17.5230206492391	-40
156	97	TXIG	-98.7281347607574	17.4631334571388	-45
157	97	PNIG	-98.7687902627098	17.4157315773238	-46
158	97	PNIG	-98.7098235817067	17.32250578435	-34
159	97	PNIG	-98.7399871307336	17.3701940844053	-40
160	97	YOIG	-98.7214103251165	17.4370777808326	-44
161	97	TOIG	-98.6678147598473	17.5312492843922	-39
162	97	OXIG	-98.7259901747627	17.4645539658987	-46
163	97	PEIG	-98.7324650241513	17.4117960986795	-44
164	97	UXUV	-98.719212174294	17.478017025389	-46
165	97	PCIG	-98.6972810253692	17.4453143732853	-43
166	98	TOIG	-97.3181127345877	17.9911269035157	-34
167	98	TPIG	-97.4373207280622	18.1147058554689	-34
168	98	OXIG	-97.2802834902479	17.6905247029581	-34
169	98	PNIG	-97.6088825102103	17.6254693266605	-35
170	98	HUIG	-97.3309932071649	17.6806513784228	-40
171	98	CMIG	-97.2042783650803	17.8325025859284	-40
172	98	TGIG	-97.087684160923	17.8173559311644	-29
173	99	OXIG	-95.95597975493	16.7145626124405	-50
174	99	UXUV	-95.4407566750451	16.7748893554469	-36
175	99	TUIG	-95.5641658066454	16.8543104973932	-42
176	99	TXIG	-96.0691569575389	16.7235958062841	-43
177	99	PMUV	-95.6891359439895	16.8940557829246	-45
178	99	HLIG	-96.0934241138797	16.8194963286618	-37
179	100	OXIG	-96.0803307724388	16.3705953291805	-23
180	100	CMIG	-95.7614450830541	16.2150827965983	-45
181	100	YOIG	-95.933556562205	16.1599469768922	-50

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
182	100	HLIG	-95.9993055672856	16.2537683500472	-39
183	101	OXIG	-95.9945911137565	16.08633737112	-40
184	101	CMIG	-95.81227367751	16.1343267653257	-36
185	101	YOIG	-97.2602411928568	16.7031100590595	-26
186	101	PNIG	-96.0502702083828	16.0277356930065	-39
187	101	HLIG	-95.9711338915677	16.0422397224567	-46
188	101	PCIG	-95.7218747691419	15.9837949692356	-29
189	102	PNIG	-96.7244718343348	16.6285449118503	-27
190	102	FTIG	-96.5728147586067	16.8106458188024	-39
191	102	TUIG	-96.2511778337554	16.7826567116289	-44
192	103	FTIG	-98.4426848674816	17.9671770202759	-43
193	103	HLIG	-98.4288426339119	17.9631986558862	-45
194	103	TPIG	-98.4181404824032	18.0066347145462	-45
195	103	CMIG	-98.3956861032766	17.9528703856133	-44
196	104	HUIG	-96.4361709692283	15.960753392918	-33
197	104	OXIG	-96.5413421270281	16.0979978271566	-39
198	104	PNIG	-96.8654906000763	16.0941088173973	-13
199	104	PNIG	-96.7194613548538	16.0596660574897	-28
200	104	TXIG	-96.6998655989428	16.1888355088365	-23
201	104	CMIG	-96.5079880302042	16.024929654647	-47
202	104	TOIG	-96.5604691517237	16.1507543572678	-34
203	105	PEIG	-96.3428504487065	16.4594115668671	-52
204	105	HLIG	-96.4043656547959	16.5307705366023	-43
205	105	TPIG	-96.4447249595893	16.6766529381285	-28
206	106	CMIG	-96.0471008625585	16.0270340831425	-40
207	106	PNIG	-96.5545250526886	16.0523362514807	-41
208	107	CMIG	-95.328421147611	17.4156371932066	-38
209	107	TUIG	-94.9436953005489	17.8873208589822	-16
210	108	HLIG	-98.4178556055487	17.8549099452201	-48
211	109	TOIG	-96.6805075959576	17.6384265535221	-49
212	109	HLIG	-96.8260113608476	17.5528110445851	-47
213	109	FTIG	-96.9939234226001	17.5958034162042	-32
214	109	HUIG	-96.4568970599256	17.1473025620321	-45
215	110	FTIG	-96.0033207873626	17.2714231539626	-41
216	111	TPIG	-98.6328151232493	18.3323434978421	-43

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
217	111	TXIG	-98.6638791333265	18.3210253514625	-49
218	111	HUIG	-98.6416379082438	18.3001551543303	-46
219	111	TGIG	-98.5624518845262	18.2991454468035	-39
220	112	OXIG	-97.062687902096	16.9667641284558	-48
221	112	YOIG	-97.1500620532722	16.9426181842356	-50
222	112	HUIG	-97.0366312416759	16.8664553942833	-46
223	113	HUIG	-95.8786811540646	16.0354335468631	-46
224	113	OXIG	-95.9095868731093	16.1090338627917	-43
225	113	TXIG	-95.9528971577906	16.1112241526292	-40
226	113	TOIG	-95.9163735529303	16.1450481013021	-40
227	115	TPIG	-96.5108846422843	18.1974275011903	-39
228	116	UXUV	-95.4169638392032	15.9852230337839	-29
229	116	PNIG	-95.7767649189856	15.8493103980059	-35
230	117	FTIG	-97.1524158472079	17.361075637348	-31
231	118	HUIG	-95.7487005700722	16.0566221933144	-33
232	119	HUIG	-96.1165400898252	15.9485034528664	-33
233	119	OXIG	-96.2442676812977	16.2446643155702	-31
234	119	PNIG	-96.2907507512333	16.0705024992757	-40
235	119	TXIG	-96.3446616975453	16.2040534834486	-29
236	119	TOIG	-96.2127328873441	16.2339577176207	-35
237	120	PNIG	-96.2434697026225	16.0330180401036	-39
238	121	FTIG	-96.3986314113852	17.552023275258	-35
239	123	HLIG	-97.9568142510415	17.6404424619724	-49
240	123	YOIG	-97.8523709834685	17.3782940137172	-30
241	123	TOIG	-97.8037701720564	17.7018141186794	-38
242	123	CMIG	-97.7781494437179	17.5703036840054	-41
243	124	HLIG	-97.8092970842345	17.7478379629035	-38
244	124	FTIG	-97.864638914059	17.7517847203998	-42
245	124	YOIG	-97.7960974637908	17.6694554542819	-48
246	124	PNIG	-97.8339253957593	17.6277351986534	-44
247	125	NEUV	-95.7255788938746	17.7211878870054	-27
248	125	PMUV	-95.2153747965402	18.3658515551737	-13
249	125	TUIG	-94.8398912094979	17.9254425700609	-22
250	125	TPIG	-96.2044057032627	17.9852098893516	-38
251	126	PMUV	-97.5521907520768	17.8281105487865	-31

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
252	126	CMIG	-97.5768692149619	17.7032771013292	-34
253	127	PNIG	-96.7023513370003	16.0667216207098	-32
254	127	TXIG	-96.706784289428	16.2114452419489	-24
255	127	TOIG	-96.5580896513471	16.1793317906256	-35
256	127	HLIG	-96.6277574143229	16.180106027097	-32
257	129	TUIG	-94.7741880865283	17.9473508231537	-19
258	129	UXUV	-94.6433720136749	17.4776238636909	-15
259	129	TPIG	-96.1630459840224	17.9892225010728	-43
260	130	HUIG	-95.9407185452519	16.3638063334511	-44
261	130	OXIG	-95.9958074418062	16.5830436687976	-52
262	132	CMIG	-95.7456326454358	16.0530375426061	-42
263	132	YOIG	-96.0586027886106	16.0805058024187	-28
264	132	UXUV	-95.7207946793868	16.0425756397174	-42
265	132	TOIG	-95.8891861103457	16.0706090739054	-42
266	133	TOIG	-96.0810373140585	17.9670825948672	-39
267	133	TUIG	-94.8650798193925	17.9896161202432	-19
268	135	HLIG	-97.2199210328219	17.6985306908898	-28
269	135	CMIG	-96.5130903136228	17.5253961654829	-40
270	135	TUIG	-96.5880765798477	17.6550578189797	-49
271	136	FTIG	-98.5333169660684	17.8727190284274	-43
272	136	HLIG	-98.5370591711362	17.8630298861044	-47
273	137	OXIG	-95.970125287614	16.031142714638	-50
274	137	CMIG	-95.856641555188	16.1199598182869	-36
275	138	CMIG	-95.575532972367	16.2294471565246	-34
276	139	CMIG	-95.6113440982051	17.0069456394524	-35
277	140	NEUV	-96.08379134699	16.4516314799094	-53
278	142	NEUV	-95.7361408418273	17.7746122418355	-25
279	142	CMIG	-95.2016184777615	17.4897318651704	-38
280	143	HUIG	-95.9425143431964	15.9797084242947	-43
281	143	CMIG	-95.8013283967317	16.1367169853619	-38
282	143	TOIG	-95.9748684442403	16.1347901414396	-42
283	144	OXIG	-96.9321368043424	17.5697713115238	-49
284	144	FTIG	-97.2016175453984	17.7377528611446	-45
285	145	CMIG	-97.1786982981466	17.5596323573745	-41
286	145	UXUV	-97.1623745277171	17.5867566122594	-40

Resultado	Sismo	Estación	Longitud	Latitud	P. del Moho
287	146	CMIG	-95.6255727505723	17.0363672646065	-32
288	146	HUIG	-95.8584161227186	16.9280876888492	-46
289	146	PCIG	-95.621167627732	16.9114514595311	-32
290	148	PNIG	-96.4843558630805	16.6649986487511	-35
291	148	TUIG	-95.9351716403049	16.9115624513432	-31
292	149	TPIG	-97.3923092067807	17.6729786824924	-34
293	150	TUIG	-96.2227295580073	16.7578380048338	-39
294	151	HUIG	-95.6502850537278	16.0219247303389	-46
295	151	PNIG	-95.6765153448497	16.0768633518279	-49

TABLA 7.3: Resultados de la Profundidad del Moho

7.4. Apéndice D.

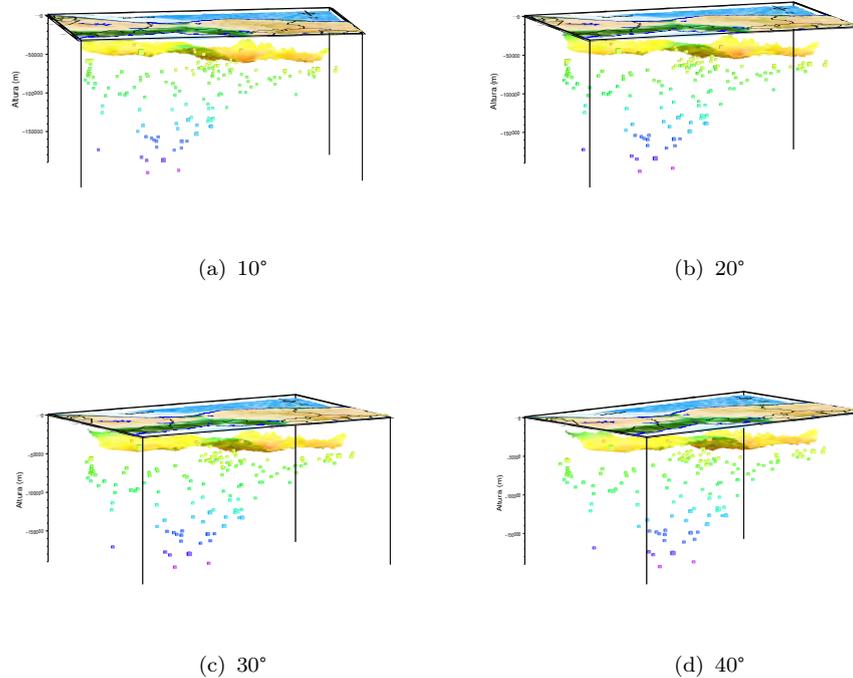


FIGURA 7.1: Modelo 3-D.

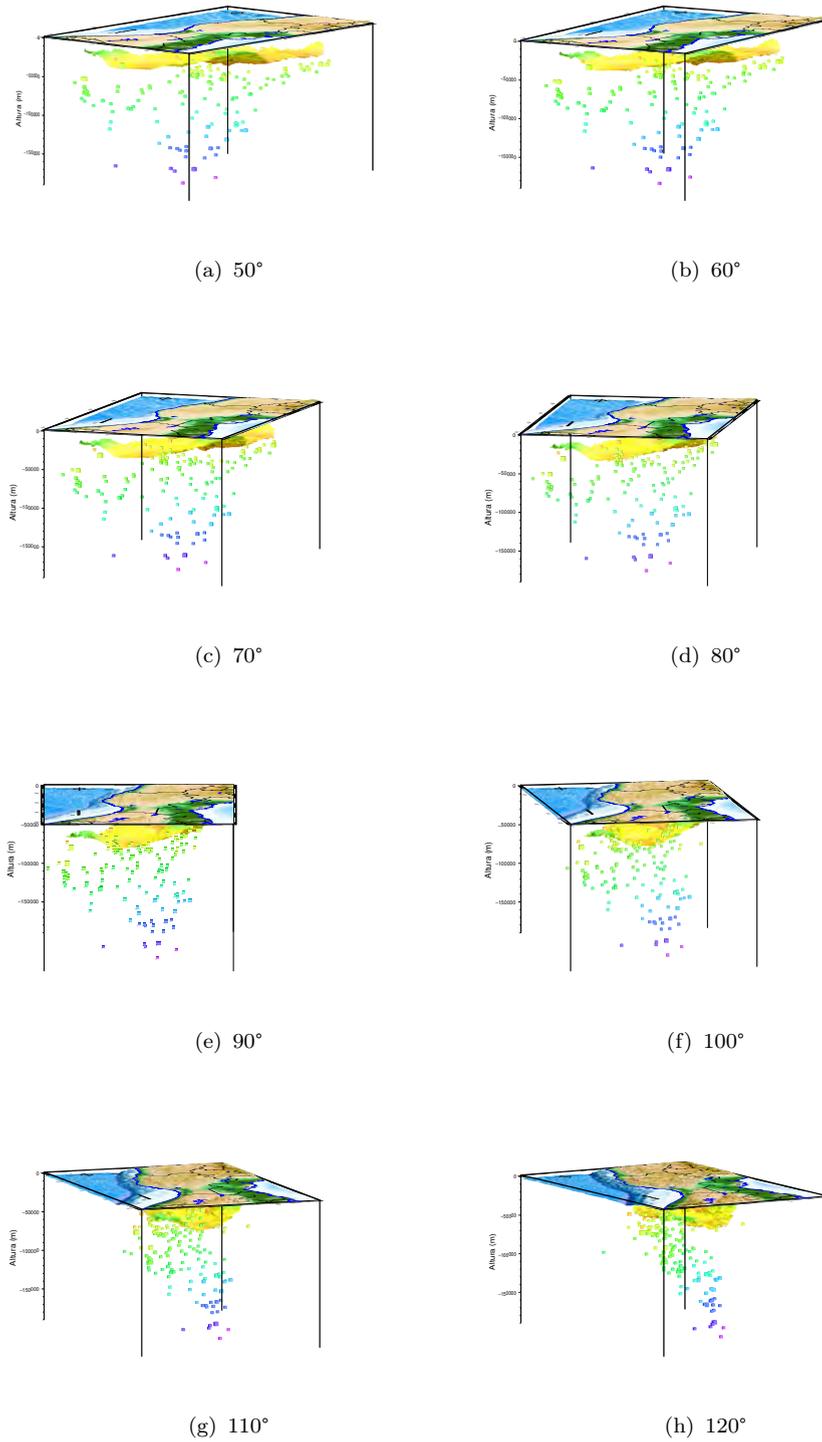


FIGURA 7.2: Modelo 3-D.

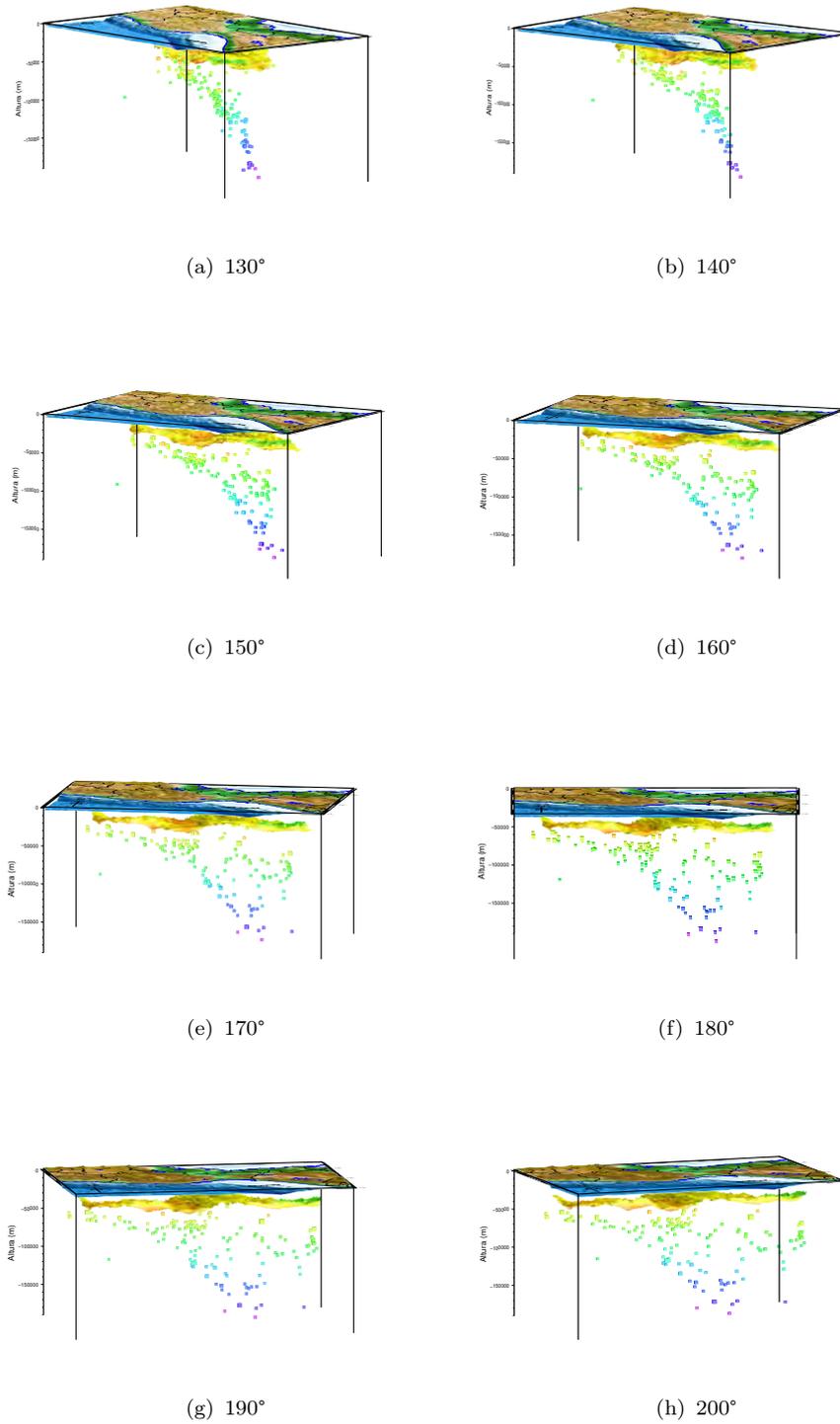


FIGURA 7.3: Modelo 3-D.

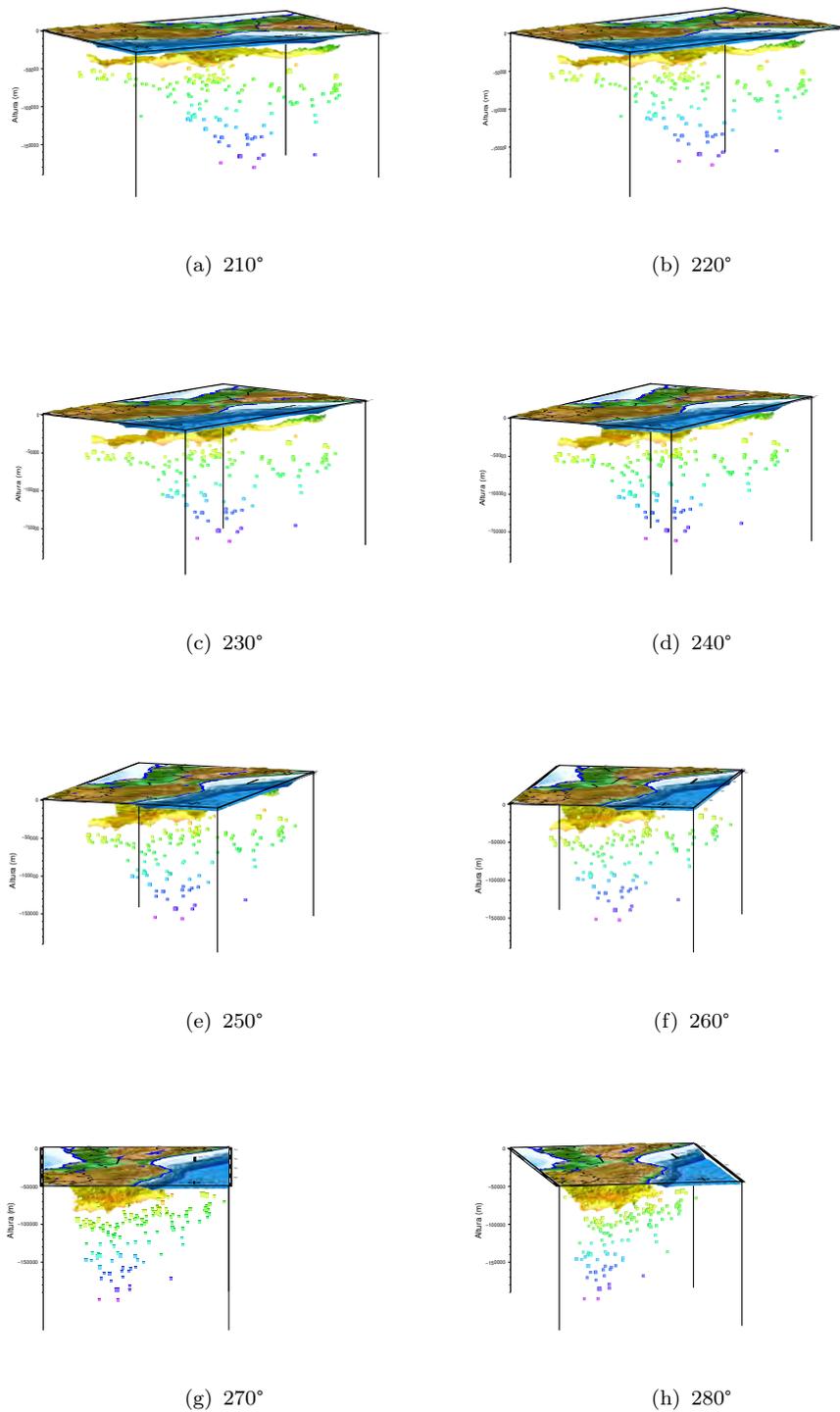
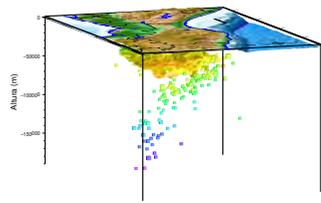
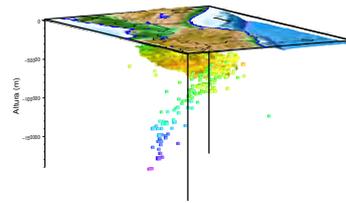


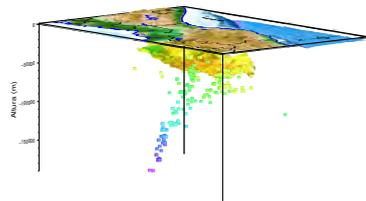
FIGURA 7.4: Modelo 3-D.



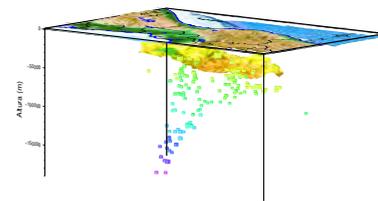
(a) 290°



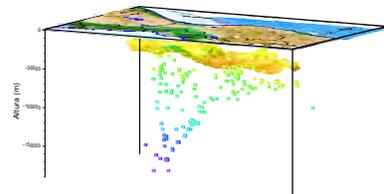
(b) 300°



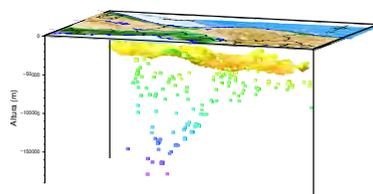
(c) 310°



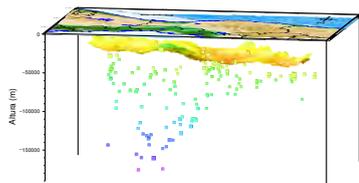
(d) 320°



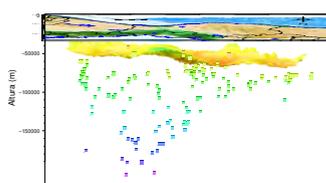
(e) 330°



(f) 340°



(g) 350°



(h) 360°

FIGURA 7.5: Modelo 3-D.

Bibliografía

- Arzate-Flores, J. A., Molina-Garza, R., Corbo-Camargo, F., and Márquez-Ramírez, V. (2016). Low angle contact between the Oaxaca and Juárez terranes deduced from magnetotelluric data. *Pure and Applied Geophysics*, 173(10–11):3357–3371.
- Bondár, I. and Storchak, D. (2011). Improved location procedures at the international seismological centre: Improved location procedures at the ISC. *Geophysical Journal International*, 186(3):1220–1244.
- Bravo, H., Rebollar, C. J., Uribe, A., and Jimenez, O. (2004). Geometry and state of stress of the Wadati-Benioff zone in the Gulf of Tehuantepec, México. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 109(B4).
- Burrough, P. (1986). Principles of geographical information systems for land resources assessment. *Geocarto International*, 1(3):54–54.
- Castro-Escamilla, R. (1980). Un modelo de la corteza terrestre para el sur de México mediante el uso de sismos profundos.
- Espíndola, V. H., Quintanar, L., and Espíndola, J. M. (2017). Crustal structure beneath México from receiver functions. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 107(5):2427–2442.
- Ferrari, L., Orozco-Esquivel, T., Manea, V., and Manea, M. (2012). The dynamic history of the trans-Mexican volcanic belt and the México subduction zone. *Tectonophysics*, 522–523:122–149.
- Goldstein, P. and Snoke, A. (2005). SAC availability for the IRIS community”. *Incorporated Institutions for Seismology Data Management Center Electronic Newsletter*.
- Inc., T. M. (2022). Matlab version: 9.13.0 (r2022b).

- Kearey, P., Klepeis, K. A., and Vine, F. J. (2009). *Global Tectonics*. Wiley-Blackwell, Chichester, England, 3 edition.
- Lara, T. (2018). Estructura cortical en el istmo de tehuantepec usando tiempos de llegada de ondas sp.
- Lautrup, B. (2019). *Physics of continuous matter*. CRC Press, London, England, 2 edition.
- Ligorría, J. P. and Ponce, L. (1993). Estructura cortical en el istmo de tehuantepec, méxico, usando ondas convertidas. *Geofísica Internacional*, 32(1):89–98.
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of Geophysics*. Cambridge University Press.
- M. H. P. Bott, E. A. (1983). *Geophysical Journal International*, 72(2):537–539.
- Manea, V. C., Manea, M., and Ferrari, L. (2013). A geodynamical perspective on the subduction of cocos and rivera plates beneath méxico and central america. *Tectonophysics*, 609:56–81.
- Melgar, D. and Pérez-Campos, X. (2010). Imaging the moho and subducted oceanic crust at the isthmus of tehuantepec, méxico, from receiver functions. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8–9):1449–1460.
- Narcía-López, C., Castro, R. R., and Rebollar, C. J. (2004). Determination of crustal thickness beneath Chiapas, México using S and Sp waves. *Geophysical Journal International*, 157(1):215–228.
- Persaud, P., Pérez-Campos, X., and Clayton, R. W. (2007). Crustal thickness variations in the margins of the gulf of california from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 170(2):687–699.
- Reguzzoni, M. and Sampietro, D. (2012). Moho estimation using GOCE data: A numerical simulation. In *Geodesy for Planet Earth*, pages 205–214. Springer Berlin Heidelberg, Berlin, Heidelberg.
- Rodríguez-Domínguez, M., Pérez-Campos, X., Montealegre-Cázares, C., Clayton, R. W., and Cabral-Cano, E. (2019). Crustal structure variations in south-central méxico from receiver functions. *Geophysical Journal International*, 219(3):2174–2186.
- Sedlock, R. L., Ortega-Gutiérrez, F., and Speed, R. C. (1993). *Tectonostratigraphic Terranes and Tectonic Evolution of México*. Geological Society of America.

- Sibson, R. (1981). A brief description of natural neighbor interpolation.
- Stein, S. and Wysession, M. (2002). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. Blackwell Science, Philadelphia, PA.
- Udías, A. and Buforn, E. (2017). *Principles of Seismology*. Cambridge University Press, 2 edition.
- Urrutia-Fucugauchi, J. and Flores-Ruiz, J. H. (1996). Bouguer gravity anomalies and regional crustal structure in central México. *International Geology Review*, 38(2):176–194.
- Valdes Gonzalez, C., Mooney, W., Singh, S. K., Meyer, R., Luetgert, J., Helsley, C., B. Lewis, T., and Mena, M. (1986). Crustal structure of Oaxaca, México, from seismic refraction measurements. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 76:547–563.
- Van Rossum, G. and Drake, F. L. (2009). *Python 3 Reference Manual*. CreateSpace, Scotts Valley, CA.
- Zamora-Camacho, A., Espindola, V. H., Pacheco, J. F., Espindola, J. M., and Godinez, M. L. (2010). Crustal thickness at the Tuxtla volcanic field (Veracruz, México) from receiver functions. 182(1-2):1–9.