

---

# Modelo preliminar de velocidades sísmicas en una dimensión para el volcán Santiaguito de Guatemala

---

María Paula Valdes Sánchez



UNIVERSIDAD DEL VALLE DE GUATEMALA  
Facultad de Ciencias y Humanidades



**Modelo preliminar de velocidades sísmicas en una  
dimensión para el volcán Santiaguito de Guatemala**

Trabajo de graduación en modalidad de Tesis presentado por  
María Paula Valdes Sánchez  
para optar al grado académico de Licenciada en Física

Guatemala,  
2024

---

UNIVERSIDAD DEL VALLE DE GUATEMALA  
Facultad de Ciencias y Humanidades

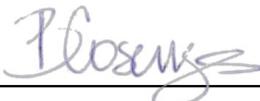


**Modelo preliminar de velocidades sísmicas en una  
dimensión para el volcán Santiaguito de Guatemala**

Trabajo de graduación en modalidad de Tesis presentado por  
María Paula Valdes Sánchez  
para optar al grado académico de Licenciada en Física

Guatemala,  
2024

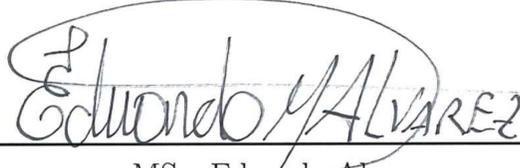
Vo.Bo.:

(f)   
Dra. Beatriz Cosenza

Tribunal Examinador:

(f)   
Dra. Beatriz Cosenza

(f)   
MSc. Irene Aguilar

(f)   
MSc. Eduardo Alvarez

Fecha de aprobación: Guatemala, 26 de enero del 2024.

En el presente trabajo de tesis se aborda el desarrollo de un modelo de velocidad 1D para el volcán Santiaguito, así como las herramientas informáticas, algoritmos y el proceso para su elaboración, de modo que sea replicable para su mejora continua o su aplicación a otros volcanes.

El modelo de velocidades permitirá conocer y monitorear de forma más precisa el desplazamiento de magma y demás fluidos dentro del volcán Santiaguito, lo cual constituye un recurso valioso para identificar principalmente reservorios de magma activos que puedan iniciar un proceso eruptivo. Además, se mejorará la relocalización de los eventos sísmicos ya registrados y la localización de los eventos sísmicos futuros, permitiendo la compilación de un catálogo sísmico de alta calidad.

Se espera que este trabajo contribuya a un mejor entendimiento de los mecanismos que gobiernan las estructuras volcánicas, evidenciando el impacto positivo de las nuevas herramientas de monitoreo para alertar a las poblaciones vulnerables, y dé paso, así, a un mayor interés e investigación de las amenazas naturales de origen volcánico en Guatemala.

Expreso mi más sincero agradecimiento a:

A mi familia, por el apoyo incondicional y constante siempre, en especial desde el inicio de mis estudios hasta la culminación de mi carrera universitaria. Sin ustedes este logro no podría ser posible.

A mi pareja, Eduardo, por alentarme a siempre seguir adelante y darme apoyo incondicional. Sus palabras de aliento, paciencia y comprensión fueron fundamentales para mantenerme motivada y enfocada.

A todo el equipo de geofísica de INSIVUMEH, en especial a Amilcar Roca, por incluirme en el proyecto y brindarme todas las herramientas y capacitaciones necesarias para desarrollarlo.

A Federica Lanza por el extenso intercambio de información, instrucción y trabajo en conjunto para lograr realizar el proyecto.

Y a mi asesora de tesis, Beatriz Cosenza. Su ayuda en la redacción y estructuración de mi trabajo

---

ha sido fundamental para su calidad y claridad. Su dedicación y conocimiento han sido una guía constante a lo largo de este proceso, brindándome orientación experta y sugiriendo mejoras que enriquecieron mi tesis.

<b>Prefacio</b>	IV
<b>Lista de figuras</b>	VII
<b>Lista de cuadros</b>	IX
<b>Glosario</b>	X
<b>Resumen</b>	XI
<b>1. Introducción</b>	<b>1</b>
<b>2. Objetivos</b>	<b>4</b>
2.1. Objetivo general	4
2.2. Objetivos específicos	4
<b>3. Justificación</b>	<b>5</b>
<b>4. Antecedentes</b>	<b>6</b>
<b>5. Marco teórico</b>	<b>9</b>
5.1. Contexto geológico del volcán Santiaguito	9
5.2. Ondas sísmicas	10
5.3. Ecuación de la onda sísmica	12
5.4. Sismogramas	15
5.5. Propagación de ondas en medios estratificados	16
5.6. Sismología volcánica	18
5.7. Modelo 1D	20
<b>6. Revisión de registros</b>	<b>23</b>
<b>7. Interpretación de datos de sismógrafos</b>	<b>25</b>
<b>8. Catálogo de sismos</b>	<b>29</b>
8.1. Picar un evento	30
8.1.1. Tiempo e incertezas	31
8.1.2. Polaridad	32
8.1.3. Especificaciones para picar la fase S	33

---

8.1.4. Manual de picadas para eventos en estaciones de Santiaguito . . . . .	33
8.2. Método de localización . . . . .	37
<b>9. Problema de estimación de parámetros</b>	<b>39</b>
9.1. Problema directo . . . . .	39
9.2. El problema de estimación de parámetros . . . . .	40
9.3. Problema acoplado hipocentro-velocidad . . . . .	41
9.3.1. Problema de minimización . . . . .	43
<b>10. Esquema de pasos para el modelo 1D</b>	<b>48</b>
<b>11. Adaptación de datos para el uso de Velest</b>	<b>50</b>
<b>12. Software</b>	<b>52</b>
12.1. Velest . . . . .	52
12.2. Seiscomp . . . . .	54
12.3. Pensive . . . . .	54
<b>13. Resultados</b>	<b>55</b>
13.1. Caso 1: Modelo de partida - Volcán de Pacaya . . . . .	55
13.2. Caso 2: Modelo de partida - Modelo regional de Guatemala . . . . .	58
13.3. Caso 3: Modelo de partida - Modelo híbrido . . . . .	62
13.4. Modelo seleccionado . . . . .	62
<b>14. Conclusiones</b>	<b>68</b>
<b>15. Recomendaciones</b>	<b>71</b>
<b>16. Bibliografía</b>	<b>72</b>
<b>17. Anexos</b>	<b>75</b>
17.1. Configuraciones para Velest . . . . .	75

---

Lista de figuras

---

1.1. Red de monitoreo volcánica para el volcán Santiaguito . . . . .	3
4.1. Modelo de velocidades regional de Guatemala. . . . .	7
4.2. Compilación de modelos de velocidades realizados para el volcán de Pacaya. . . . .	8
5.1. Arribo de ondas P y S según reflexiones y refracciones de ondas de origen. . . . .	12
5.2. Representación de componentes de tracción en el análisis de la fuerza neta para un cubo en la componente $x_2$ . . . . .	14
5.3. Representación de un medio estratificado en profundidad pero homogéneo de forma lateral. . . . .	15
5.4. Modelo 1D realizado para la región de Campania-Lucania, Italia . . . . .	21
5.5. Visualización de resultados de modelo de velocidad para la región de Mayotte. . . . .	22
6.1. Visualización espectral vs. sísmica de eventos VT en volcán Etna, Italia. . . . .	24
7.1. Visualización de base de datos para eventos que ya han sido analizados y agregados para el modelo de velocidades. . . . .	26
7.2. Visualización manual para eventos pendientes de análisis y aprobación. . . . .	26
7.3. Registro de evento el 2023-05-02 con ID: 20230323235409.010389.8545 con ruido bajo y forma de onda identificable. . . . .	27
7.4. Registro de evento el 2023-03-23 con ID: 202305024941.55912.14531 con ruido alto y forma de onda poco perceptible. . . . .	27
7.5. Composición espectral de evento ID: 20230323235409.010389.8545 . . . . .	28
7.6. Evento regional detectado inicialmente como evento VT del día 03-18-2023 . . . . .	28
8.1. Referencia de selección de tiempos $t_E, t_L, t_A$ con enfoque probabilístico y visual. . . . .	31
8.2. Tiempo de arribo de onda sísmica utilizando longitudes de onda de ruido y evento. . . . .	32
8.3. Representación de rotación de sistemas de referencia utilizando el BAZ. . . . .	33
8.4. Diagrama de flujo para picar fases y requisitos de aprobación de eventos para el catálogo de VT's del volcán Santiaguito utilizando SeisComp. . . . .	34
8.5. Cuadro de respuesta al crear un nuevo evento para visualizar en Seiscomp. . . . .	34
8.6. <i>Picking</i> de fase P y S para evento ID: 20230323235409.010389.8545 siguiendo los directrices del manual para picar datos. . . . .	36
8.7. <i>Picking</i> de fase P y S para evento ID: 20230323235409.010389.8545 mostrando polaridad, incertezas y orientación en la estación STG10. . . . .	36
8.8. Diagrama de localización de evento en el mapa. . . . .	37

9.1. Algoritmo de LSQR para la resolución de mínimos cuadrados. . . . .	47
11.1. Requerimiento de conformación de capas establecido por el manual de usuario de Velest	51
11.2. Visualización de las estaciones y capas de modelo velocidad usando un <i>datum</i> de 760 m. . . . .	51
12.1. Diagrama de flujo de los procedimientos realizados por Velest para cada iteración y modelo. . . . .	53
13.1. Relocalización de eventos sísmicos VT utilizando como base el modelo sísmico del volcán de Pacaya . . . . .	56
13.2. Izquierda: Corte transversal que muestra los eventos VT relocalizados para el volcán Santiaguito utilizando como modelo de partida el del volcán de Pacaya. Derecha: Modelo de velocidad obtenido. . . . .	57
13.3. Relocalización de eventos sísmicos VT utilizando como base el modelo sísmico regional de Guatemala. . . . .	59
13.4. Izquierda: Corte transversal que muestra los eventos VT relocalizados para el volcán Santiaguito utilizando como modelo de partida el regional de Guatemala. Derecha: Modelo de velocidad obtenido. . . . .	60
13.5. Comparación de RMS y modelos 1D entre los modelos producidos a partir de STG-velmod.mod y STGvelmodsur.mod. . . . .	61
13.6. Comparación de modelos de velocidades obtenidos partiendo desde el modelo del volcán de Pacaya, el regional y un híbrido. . . . .	61
13.7. Relocalización de 72 eventos sísmicos VT seleccionados del catálogo y utilizando como base el modelo sísmico de Pacaya. . . . .	62
13.8. Izquierda: Corte transversal que muestra 72 eventos VT relocalizados para el volcán Santiaguito utilizando como modelo de partida del volcán Pacaya. Derecha: Modelo de velocidad obtenido. . . . .	63
13.9. Comprobación de RMS y corrección de estaciones para el modelo preliminar 1D eve72.it10.iv2 . . . . .	64
13.10 Mapa de configuración de lahares y barrancas en el complejo volcánico Santa María-Santiaguito. . . . .	65
13.11 Presentación de ubicación de estaciones sísmicas de Santiaguito utilizando la herramienta Google Earth 3D. . . . .	66
14.1. Disposición geográfica de la cámara de magma, desgasificación y migración de magma finales según los resultados obtenidos. . . . .	69
17.1. Archivo de configuración para Velest para las estaciones del volcán Santiaguito. . . . .	75
17.2. Archivo de configuración para Velest para el modelo de velocidad del volcán Santiaguito. . . . .	76
17.3. Archivo de configuración para Velest con información de la topografía del volcán Santiaguito. . . . .	79

---

Lista de cuadros

---

4.1. Cuadro de modelo de velocidad regional de Guatemala de 1996.	6
4.2. Modelo de velocidad del volcán de Pacaya en Guatemala.	8
8.1. Cuadro comparativo de las diferencias en técnicas de picado entre la fase P y la fase S.	35
13.1. Parámetros de inversión del archivo de control partiendo del modelo del volcán de Pacaya.	56
13.2. Parámetros de inversión del archivo de control partiendo del modelo regional de Guatemala.	58
14.1. Modelo de velocidades sísmicas preliminar 1D final para el volcán Santiaguito.	68

<b>Cámara magmática:</b>	Es un reservorio para el almacenamiento del magma que se encuentra por debajo de las estructuras volcánicas.
<b>Eventos sismo-volcánicos:</b>	Son sismos que se generan producto de la actividad volcánica y están asociados a distintos procesos dentro del volcán.
<b>Eventos volcánico-tectónicos/VT:</b>	Son eventos sísmicos generados por el volcán asociados a la ruptura de rocas dentro de la estructura volcánica.
<b>Flujos de lava:</b>	Es una corriente de magma que sale a la superficie y que puede movilizarse varios metros o kilómetros.
<b>Flujos piroclásticos:</b>	Son flujos compuestos por gas y materiales sólidos de distintos tamaños a temperaturas altas y velocidades variables. Se les considera los eventos más destructivos producidos por volcanes.
<b>Hipocentro:</b>	Foco de liberación de energía que tiene como resultado un evento sísmico.
<b>Magma:</b>	Es una mezcla de materiales sólidos, volátiles y líquidos. Por lo general como productos del fundimiento de rocas por debajo de la corteza terrestre.
<b>Monitoreo acústico:</b>	Consiste en la captura de las ondas acústicas relacionadas a eventos volcánicos.
<b>Picar un evento:</b>	El proceso de ‘picar un evento’ refiere a marcar los tiempos de arribo o de llegada de las ondas sísmicas para las fases S y P.
<b>Rocas dacíticas:</b>	Roca ígnea de origen volcánico con alta porosidad y contenido de sílice.
<b>Tefra:</b>	Es cualquier fragmento sólido expulsado por el volcán. Puede ser desde ceniza hasta rocas de mayor tamaño.

Este trabajo es la fase inicial del estudio de monitoreo preliminar de el volcán Santiaguito para el proyecto "Alert and Surveillance system for Volcanic Eruptions in Guatemala and disseminated in Central America" -SAVV- de la Agencia Suiza para el Desarrollo y la Cooperación (COSUDE), en colaboración con el Instituto Nacional de Sismología, Vulcanología, Meteorología e Hidrología (INSI-VUMEH) y operado localmente por la ONG Vivamos Mejor. Se busca crear un primer acercamiento a un modelo de velocidades en una dimensión (1D) local por medio del estudio de la propagación de ondas sísmicas de eventos volcano-tectónicos, asumiendo un modelo estratificado del volcán Santiaguito. Los parámetros que caracterizan el medio en este modelo se estiman por medio de la inversión de los datos registrados por 11 estaciones sísmicas de monitoreo activas actualmente. El nuevo modelo aproximado obtenido podrá ser utilizado como información *a priori* en estudios posteriores que se realicen en el volcán.

Como resultado se obtuvo un modelo preliminar de velocidades sísmicas 1D de 7 capas exclusivamente para la fase P, a partir de la creación de un catálogo de 72 eventos volcano-tectónicos identificados y comprobados. En general el modelo presentó velocidades bajas para todas las capas, lo que coincide con la composición dacítica de Santiaguito y de la región. Las variaciones en la velocidad se reflejan en las capas superiores o capas más superficiales en donde las velocidades son menores a 3 km/s dado que los eventos se dan por desgasificación y liberación de vapor, mientras que las capas inferiores presentaron velocidades de 3 a 6 km/s. La distribución espacial de los eventos relocalizados indica la posibilidad de una cámara magmática compartida entre el volcán Santiaguito y el volcán Santa María, con un volumen aproximado de 5 km<sup>3</sup>, y una profundidad de 4 a 6 km bajo la superficie.

Para su validación, se comparó el modelo preliminar y las correcciones del método dada la idealización de homogeneidad de la composición del suelo de la zona, con literatura de casos similares, como lo es el modelo mínimo 1D del volcán de Pacaya. Se encontró que los valores absolutos en la corrección de estaciones no afectan considerablemente al modelo obtenido.

Los volcanes de Guatemala constituyen el segmento noroccidental del Arco Volcánico Centroamericano (AVCA), formado por la cadena volcánica paralela a las costas de Centroamérica como resultado de la subducción de la placa de Cocos debajo de la placa del Caribe, en la llamada trinchera mesoamericana (Carr et al., 2004). De los 43 volcanes de Guatemala enumerados en 2019 por el grupo de vulcanología de INSIVUMEH, siete han tenido etapas eruptivas en épocas históricas (incluyendo flujos piroclásticos, fumarolas, flujos de lava, explosiones freáticas, emisiones de tefra, colapsos de domos, colapsos de flancos y explosiones laterales) y tres volcanes, Fuego, Pacaya y Santiaguito, están en constante erupción (Roca et al., 2021). Sin embargo, debido a los suelos fértiles, acceso a recursos naturales y rutas de comunicación vial, existe una gran cantidad de asentamientos humanos alrededor de los volcanes y, en particular, más de dos millones de personas viven en las cercanías de Santa María-Santiaguito, Pacaya y Fuego (Roca et al., 2021). Siguiendo la metodología propuesta por (Ewert, 2007) para el sistema de clasificación de los peligros relativos de los volcanes de EE. UU, el grupo de Vulcanología de INSIVUMEH implementó un ranking de peligrosidad relativa para los volcanes de Guatemala, en el cual clasifica a estos tres volcanes dentro del grupo de peligrosidad muy alta, otorgando al volcán Santiaguito la posición número 1 en el ranking (Roca et al., 2021).

Por ello, surge la necesidad de un observatorio del volcán Santiaguito, cuyo objetivo es el monitoreo y rastreo de la evolución de su actividad, incluyendo su actividad eruptiva, explosiones, cámaras de magma y trayecto de lahares. El monitoreo en este volcán se realiza desde el Observatorio Vulcanológico de Santiaguito -OVSAN- con monitoreo local, y también se realiza monitoreo remoto acústico, sísmico y visuales por medio de cámaras. Con el monitoreo sismo-volcánico se estudia la sismicidad asociada con los distintos tipos de actividad volcánica. Este tipo de monitoreo tiene el potencial de contribuir al seguimiento de trayectorias y dimensiones de lahares, explosiones de gas y ceniza, actividad sísmica volcano-tectónica, localización y seguimiento de los depósitos de magma bajo los volcanes para apoyar el pronóstico de erupciones y el monitoreo en tiempo real.

En 2019, COSUDE inició el proyecto SAVV, coordinado localmente por la organización no gubernamental (ONG) Vivamos Mejor en colaboración con INSIVUMEH, y el Servicio Sismológico Suizo (SED). Su objetivo es mejorar el manejo de crisis volcánicas en Guatemala por medio del desarrollo de capacidades y la instalación de nueva instrumentación, adquisición de datos y creación de sistemas de alerta. Dentro de este marco, el subproyecto *“Advancing real-time seismic monitoring and lahar tracking at Santiaguito Volcano, Guatemala”*, está implementando la ampliación de la red sísmica

---

del volcán para mejorar el monitoreo de señales sísmico-volcánicas en todas las profundidades, en especial los eventos volcano-tectónicos, incrementando la cobertura y el número de eventos registrados (Fig. 1.1). Uno de los enfoques del subproyecto es el desarrollo de modelos de velocidad sísmica para el volcán Santiaguito, permitiendo la localización de zonas vulnerables y reservorios de fluidos. Los modelos de velocidad también contribuyen a la comprensión de los procesos que gobiernan las erupciones volcánicas para mejorar los pronósticos. El desarrollo del modelo de velocidad requiere el uso de la red de monitoreo en torno al volcán Santiaguito. Hasta el año 2022, solamente se contaba con 7 estaciones en funcionamiento. Gracias al proyecto, actualmente se tienen 14 estaciones que han sido mejoradas o complementadas con sensores de banda ancha y de infrasonido. En esta primera etapa, se realizará una aproximación inicial al modelo de velocidad sísmica en una dimensión (1D) a partir de las formas de onda recopiladas de las estaciones adyacentes al volcán y que constituyen un primer catálogo de eventos volcano-tectónicos (VT) para Santiaguito, la cual servirá como prueba de factibilidad para luego mejorar y refinar el modelo cuando el catálogo sea más grande, así como para replicarlo en otros volcanes activos en Guatemala. Para desarrollar este primer modelo de velocidad 1D, se seguirá la metodología descrita por (Kissling et al., 1994) utilizando el software VELEST. La metodología consiste en la solución del problema inverso acoplado de hipocentro-velocidad. El resultado es un modelo mínimo 1D que describe la velocidad de las ondas en diferentes “capas” dentro de la estructura del volcán.

## Mapa de estaciones sísmicas Complejo Santiaguito-Santa María

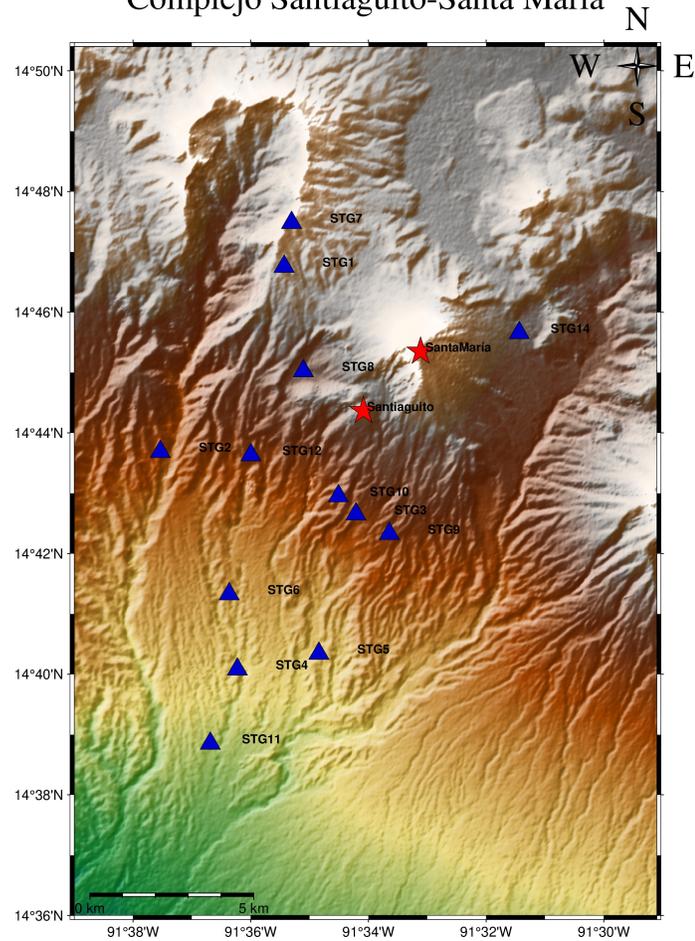


Figura 1.1: Red de monitoreo y alerta volcánica en el Volcán Santiaguito. La cobertura de la red está optimizada para la detección de flujos volcánicos, sin embargo, la cobertura azimutal permite en una primera aproximación, realizar la localización de eventos volcano-tectónicos (VT). Las estaciones STG8, STG2 y STG5 son producto de la colaboración interinstitucional entre INSIVUMEH y El Instituto Tecnológico de Karlsruhe (KIT) en Alemania. Las estaciones STG1, STG7, STG4 y STG3 han sido reactivadas en el 2022 y el resto de estaciones son multiparamétricas (sísmica, cámara web, infrasonido y estaciones meteorológicas), esto gracias al proyecto SAVV.

### 2.1. Objetivo general

Desarrollar un modelo mínimo de velocidad preliminar en una dimensión para el volcán Santiaguigo.

### 2.2. Objetivos específicos

- Describir la metodología para identificar el tiempo de arribo de fases P y S en eventos volcano-tectónicos (VT).
- Describir la metodología para calcular la localización y magnitud de eventos volcano-tectónicos.
- Aplicar la metodología de picada de fases P y S y de localización de eventos en la elaboración de un catálogo limpio y relocalizado de eventos sísmicos VT del volcán Santiaguigo para el lapso de enero 2023 a septiembre 2023.
- Describir la metodología de Kissling et al. (1994) para la elaboración de un modelo mínimo de velocidades sísmicas 1D.
- Demostrar la aptitud de la red sísmológica ampliada del volcán Santiaguigo para producir datos de calidad adecuada para la producción y perfeccionamiento de modelos de velocidad sísmica que contribuyan a mejorar la localización de futuros eventos volcano-tectónicos y la caracterización del volcán.

## CAPÍTULO 3

---

### Justificación

---

El volcán Santiaguito es catalogado como el volcán más peligroso de Guatemala tomando en cuenta la cantidad de actividad diaria, el tipo de actividad, comunidades cercanas al volcán y antecedentes históricos. Actualmente, Santiaguito tiene más de 30 explosiones diarias, descenso probable de al menos un lahar en los días con lluvia y flujos piroclásticos que incendian la vegetación en sectores que están a una distancia aproximada de 2 km de los poblados más cercanos.

En los últimos meses la caída y la trayectoria del magma de Santiaguito se ha intensificado y ramificado a distintas áreas del volcán poniendo a la población y a las autoridades en alerta ante una posible erupción. Conocer mejor la migración de magma actual dentro de volcán permitirá un mejor monitoreo y sistema de alerta, que disminuiría la posibilidad de una escenario similar al sucedido con El viejo Palmar.

En Guatemala ya se han generado modelos de velocidades para distintos sectores del país, de los cuales algunos se utilizaron como referencia para el desarrollo del presente trabajo. Entre ellos se encuentran el modelo de velocidades regional de Guatemala y los modelo de velocidades realizado para el volcán de Pacaya.

El modelo de velocidad regional de Guatemala se muestra en la Fig. 4.1 y en la Tabla.4.1 Este corresponde a un modelo tectónico de Guatemala en donde la velocidad se halló utilizando la técnica de velocidad aparente mínima aplicada a los datos sísmicos, en la cual se utilizan los tiempos de arribo de las ondas de eventos sísmicos refractados en la corteza terrestre, por lo que se trata de un modelo de velocidades tectónicas. Además, relocaliza eventos utilizando el método de conversión de ondas, la cual estima la posición con la diferencia de tiempo entre las fases convertidas en la interfase. En ese estudio, similar al que se realiza para el volcán Pacaya (Puel, 2017), se utiliza la simplificación de una trayectoria de rayo para las ondas sísmicas, con la diferencia de que al ser de origen tectónico estas o se refractan por la discontinuidad en el Moho (localmente) o, en el caso de la data recolectada en El Salvador y Nicaragua para eventos de Guatemala, se habla de la refracción causada por el manto. En la Tabla. 4.1 se muestra el modelo con su respectiva incertidumbre para cada capa.

Profundidad a la interfaz (km)	Velocidad (km/seg)
-2.5	2.8
0	5.0
$7 \pm 3$	5.7
$14 \pm 2$	6.0
$24 \pm 3$	6.6
$31 \pm 4$	7.0
$46 \pm 3$	8.0

Tabla 4.1: Cuadro de modelo de velocidad regional de Guatemala de 1996.

Una característica importante de este modelo es que se generó solo con 6 estaciones nacionales localizadas en su mayoría en el sur de Guatemala por lo que principalmente describe el comportamiento de eventos en o debajo de la placa de Caribe, no brinda información sobre la zona norte.

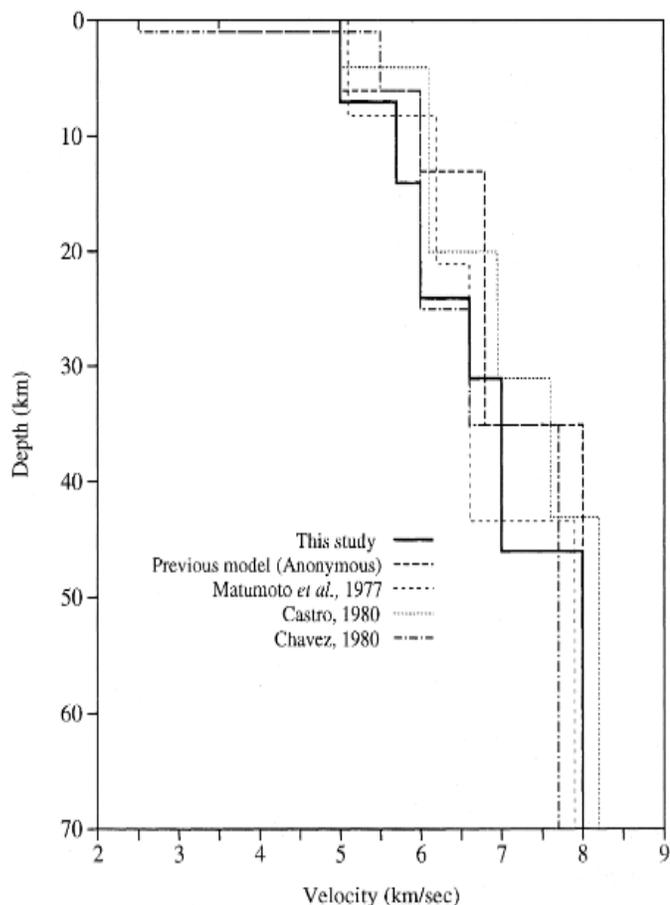


Figura 4.1: Modelo de velocidades sísmicas 1D para la fase P en la región de Guatemala. (Ligorria and Molina, 1997)

Consecuentemente, este modelo describe el comportamiento del área de Guatemala a nivel de profundidad de la corteza terrestre y, aunque brinda información útil para conocer la composición de la misma, sucede que en las zonas volcánicas frecuentemente existen variaciones, por lo que este modelo no necesariamente es correcto ni certero para describir a el volcán Santiaguito.

Para el uso de referencias con mayor similitud a lo que se esperaría en Santiaguito también se utilizaron los modelos de velocidades realizados para el volcán de Pacaya, siendo el de mayor prioridad el realizado por (Lanza et al., 2016), que describe principalmente el modelo de velocidad para las fases S utilizando una red de 19 sismógrafos colocados en los últimos 1200 m de la estructura volcánica. Luego derivaron el modelo de velocidad para las fases P mediante la relación Nafe-Drake que relaciona la profundidad con la densidad. La afinidad con el modelo de (Lanza et al., 2016) radica en el uso del software Velest que es el mismo a utilizar en el presente trabajo.

En la Tabla. 4.2 se muestra el modelo con su respectiva incertidumbre para cada capa. La diferencia entre los modelos se puede observar en la Fig. 4.2 en comparación con la Fig. 4.1 se observa que la sección superficial contiene más segmentación de capas para el volcán, ya que su composición ha cambiado constantemente desde su origen a través de continuos procesos eruptivos. Así mismo, la velocidad máxima en la propagación de ondas es de 6 km/s, lo cual indica que la composición de las rocas es menos densa en la estructura volcánica que cerca de la corteza terrestre. Esto es congruente

Profundidad a la interfaz (km)	Velocidad (km/seg)
-2.5	2.80
0	2.97
1.5	3.51
3.0	3.90
5.0	4.85
7.0	5.37
12.0	6
20.0	6.90
34.0	8.04

Tabla 4.2: Modelo de velocidad del volcán de Pacaya en Guatemala. (Lanza et al., 2016).

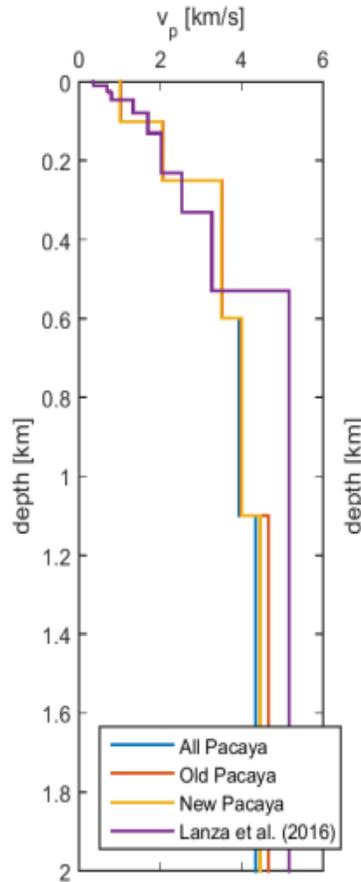


Figura 4.2: Registro histórico de modelos de velocidades realizados para el volcán de Pacaya. (Puel, 2017).

con las rocas dacitas y riodacitas halladas con más frecuencia en el volcán. Conocer los modelos de velocidad previos permite tener conocimiento *a priori* sobre qué comportamientos se esperan de Santiaguito. Además, son los modelos de partida para las primeras localizaciones los cuales se modificarán por medio de procesos iterativos para ajustarse al esquema correcto que represente al volcán Santiaguito.

## 5.1. Contexto geológico del volcán Santiaguito

El volcán Santiaguito está ubicado aproximadamente a 12 kms al sureste del departamento de Quetzaltenango en Guatemala. Se formó en 1902, y forma parte del complejo volcánico Santa María-Santiaguito que es parte de en la cadena volcánica de Guatemala. Desde entonces, este volcán continúa con su crecimiento volumétrico, con actividad consistente en erupciones tipo peleanas, las cuales se caracterizan por: explosividad, magma viscoso, mucho contenido de gases y flujo piroclástico. La última gran actividad de este volcán ocurrió en 2016, la cual requirió la evacuación de personas de las comunidades aledañas. Dado su tipo de erupciones y actividad del conjunto de domos este es considerado como uno de los volcanes más peligrosos del mundo (INSIVUMEH, 2012).

En 1902 se estima que expulsó al menos  $8.5 \text{ km}^3$  de dacita y de piedra pomez y en su erupción de 1922 un aproximado de  $1.2 \text{ km}^3$  de dacita adicional, lo que permitió la formación de barrancas y diferentes capas de sedimento alrededor de su cono. Por este motivo Santiaguito es un volcán clasificado como estratovolcán, cuyas capas están formadas de escoria y coladas de lava. Presenta laderas que van desde la cima hasta la base del volcán por lo que los lahares, flujos calientes de sedimento y agua, son muy comunes en el volcán, lo cual constituye un riesgo para las comunidades cercanas. Así mismo, cuenta con cuatro domos, Brujo, Monje, La Mitad y Caliente, siendo el último en donde se da la mayoría de actividad.

El complejo Santa María-Santiaguito ha tenido tres fases en su actividad: la primera fue su periodo de crecimiento hasta convertirse en estratovolcán, la segunda fue la explosión de 1902 en donde surgió Santiaguito, y la tercera es el periodo de formación y crecimiento de domos que continúa en la actualidad (INSIVUMEH, 2012). En la fase actual del volcán, la actividad de Santiaguito es continua y presenta periodos de actividad fuerte, en las que se producen explosiones que lanzan material a más de 1500 metros de distancia del volcán, también emisión de gases y flujos de lava que en ocasiones crecen hasta formar avalanchas calientes de material. Su ranking en la escala de peligrosidad está precedido no solo por la intensidad y continuidad de su actividad volcánica sino que también por el número de comunidades asentadas a su alrededor en donde algunas, en caso de emergencia, quedarían atrapadas entre los lahares que los rodean sumado a la liberación excesiva de ceniza y flujos piroclásticos que el volcán presenta.

---

A lo largo de la historia, la actividad de Santiaguito, que es más explosiva y constante que la de Santa María, ha dañado recursos agrícolas, ocasionado daños materiales, y pérdida de vidas humanas. Uno de los registros más severos se da entre 1984-1986 en donde el material del volcán y lahares, destruyeron la población de El Palmar, Quetzaltenango.

La actividad del volcán Santiaguito constituye múltiples amenazas, incluyendo:

- Caída de tefra: tefra es un material que es expulsado del volcán y que es transportado por el viento. Cuando se trata de materiales ligeros, pueden viajar grandes distancias y generar contaminación atmosférica, contaminación de agua, problemas de respiración, entre otros. Si consiste en material más pesado, éste es lanzado del volcán y puede caer a gran velocidad en un área cercana, produciendo daños en la vegetación, daños materiales y/o daños a personas.
- Flujos de lava: la lava de Santiaguito es de consistencia viscosa por lo que no avanza de forma rápida ni tiene tanta movilización, pero forma flujos sumamente inestables que pueden crear avalanchas o flujos piroclásticos. Afecta principalmente la vegetación y las áreas de cultivo cercanas.
- Colapsos: en ocasiones por la fuerza de las explosiones volcánicas, existe desprendimiento de material volcánico, que puede generar obstrucciones en los cuerpos de agua cercanos o aberturas en el volcán en donde se filtra lava del interior hacia afuera.
- Flujos piroclásticos: se trata de una nube de gas sumamente caliente que se moviliza a más de 100 km/h por las barrancas del volcán. Por lo general, su producción es débil o moderada para Santiaguito. No obstante, en los periodos de mayor actividad, se ha registrado un desplazamiento de estos flujos a más de 8 km del volcán, que fue el tipo de actividad que destruyó El Palmar.
- Escombros y lahares: aunque esto no está asociado directamente a la actividad volcánica, los restos de materiales de actividad previa se pueden movilizar o desestabilizar por factores como la lluvia, generando depósito de materiales en las áreas cercanas. En las faldas del volcán existen dos cauces de ríos en tránsito: Nimá primero y Nimá segundo, que son parte del Río Samalá.

Históricamente, el transporte de sedimentos ha afectado no solo la topografía del lugar y sistemas de drenaje de los ríos, si no que ha aportado al desbordamiento de ríos en algunas comunidades y daños a infraestructura de las fincas aledañas.

## 5.2. Ondas sísmicas

Un sismo es la liberación de energía acumulada que ocurre por fallas sísmicas, causas volcánicas o artificiales, que se propaga en forma de ondas en el interior y la superficie de la Tierra. Este ocurre ya sea en la corteza terrestre o en el manto cuando el esfuerzo acumulado excede la fuerza de las rocas y se produce una falla. La propagación de las ondas sísmicas se da por deformación elástica de las rocas en su trayectoria.

Para estudiar la propagación de ondas en un medio heterogéneo es posible simplificarlo estudiando capas consecutivas de medios homogéneos que lo conforman de forma que aunque en la fuente del evento las partículas del medio sufren de deformación inelástica después de una distancia  $r$  sean

---

modelables como elásticas y sigan un movimiento armónico simple. En la distancia menor a  $r$  el frente de onda tiene una forma esférica y si se analizara se haría como una onda esférica, mientras que en  $r$  la curvatura del frente de onda comienza a disminuir. Mientras la dirección es mayor, el frente de onda se vuelve plano y se puede comenzar a analizar como una onda plana, y a la dirección perpendicular del frente de onda se le llama "trayectoria de rayo". El análisis a partir de la trayectoria de rayo es significativo en el entendimiento de la propagación sísmica y más simple que el de ondas esféricas.

Los sismos se producen a partir de un foco de liberación de energía denominado hipocentro y las ondas sísmicas que se propagan pueden ser de dos tipos: de cuerpo o superficiales. Las ondas superficiales son de menor velocidad y a menudo tienen frecuencias bajas.

Por otro lado, las ondas de cuerpo se subdividen en dos tipos, las ondas de presión (P) y las ondas de corte (S). Las ondas P son las más rápidas y, por lo tanto, son las primeras en llegar a los instrumentos y ser registradas en los sismogramas luego de un evento sísmico. Son ondas longitudinales, es decir, las partículas del medio se mueven en dirección paralela a la dirección de propagación de la onda, y pueden propagarse a través de cualquier medio. Las ondas S son más lentas que las P y son ondas transversales, es decir, las partículas del medio se mueven en dirección perpendicular a la propagación, y solamente pueden propagarse en un medio sólido.

El estudio de la propagación de las ondas de cuerpo a través del interior de la Tierra ha permitido inferir la estructura interna del planeta a partir de los cambios de velocidad que experimentan al atravesar medios con distintas densidades y propiedades elásticas, reflejándose y refractándose en sus interfases. Una de las formas más comunes de deducir información sobre la estructura del subsuelo es la diferencia en los tiempos de llegada de las ondas P y las ondas S a un sismógrafo (Fig. 5.1), que depende no solo de la ubicación del sismógrafo respecto al sismo, sino también de la composición de los medios que la onda atraviesa en su trayectoria (Shearer, 2019).

La diferencia entre los tiempos de arribo de la fase P con la fase S es sencilla de estimar a partir de la señal registrada en un sismógrafo, dado que ésta usualmente tiene 3 componentes para su análisis: una vertical y dos horizontales. En general, por sus características, la llegada de la onda P se visualiza más claramente en la componente vertical, mientras que la llegada de la onda S se ve mejor en las componentes horizontales, aunque actualmente existen herramientas que permiten la rotación de los planos de las componentes a orientaciones que favorezcan la detección de las llegadas.

Cuando se conoce la distribución de velocidades en los materiales de la trayectoria que sigue la onda sísmica y a su vez se conoce la diferencia en los tiempos de llegada de las ondas S y P en al menos tres estaciones sísmicas, es posible conocer el hipocentro. O bien, si se conoce la profundidad pero no la distribución de velocidad. Se verá que cuando no se conoce ni la distribución de velocidad ni el hipocentro también es posible hallar solución, como se analizará posteriormente (Stein and Wysession, 2003).

Este tipo de análisis es replicable para sismos de causa volcánica, en donde las diferencias en los tiempos de arribo de las ondas de cuerpo brindan información sobre la estructura volcánica, ya que la atraviesan. En el caso de los volcanes, distintas formas de actividad volcánica como la movilización de magma, acumulación de gases o estallidos por acumulación de tensión, entre otros, pueden ser caracterizadas por la actividad sísmica asociada.

Ejemplos de sismos por causa volcánica son los sismos volcano-tectónicos (VT), también de-

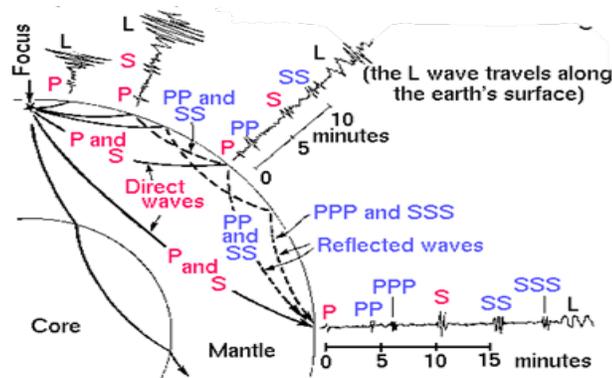


Figura 5.1: Representación gráfica de arribo de ondas de cuerpo en un sismograma, (ondas S y P) de forma directa y reflejada. (Bolt, 1982).

nominados sismos de alta frecuencia. Estos ocurren a una profundidad entre 1 km y 20 km y se localizan cerca del cráter del volcán activo estudiado. Su nombre proviene de su comportamiento similar a sismos tectónicos ya que también son provocados por rupturas en la corteza terrestre, pero relacionadas al movimiento del magma (Pastor and Pérez, 2008).

En la Fig. 5.1 se muestran distintas fases (llegadas) de las ondas sísmicas que se pueden reconocer además de las P y S, como PPP, SSS, PP, sin embargo, estas provienen de refracciones y reflexiones de las ondas S y P, y son detectadas en instrumentos que se encuentran más alejados del foco. En el caso del análisis de sismos VT, como en el caso del volcán Santiaguito, se trata de un estudio local por lo que todos los registros se obtienen de instrumentos cercanos a la fuente sísmica, por lo que estas fases no se observan.

Al atravesar un medio (por ejemplo, la estructura volcánica), las ondas sísmicas sufren de atenuación por diversas causas como expansión geométrica, dispersión, múltiples trayectorias o anelasticidad. Las tres primeras causas disminuyen o aumentan la amplitud de las ondas por cambios en la energía dentro del campo de ondas, considerando que la energía de propagación se conserva. En cambio, la anelasticidad siempre reduce la amplitud de las ondas ya que en la deformación del medio se pierde energía, usualmente en forma de calor, lo cual a nivel macro se relaciona con una fricción interna. Estas causas se pueden explicar de mejor forma tomando en cuenta la anisotropía del medio que se esté estudiando, considerando que una onda puede viajar a diferentes velocidades y direcciones si toma dos trayectorias distintas a través de un medio anisotrópico (Stein and Wysession, 2003).

### 5.3. Ecuación de la onda sísmica

Ya se ha determinado que las ondas sísmicas se generan a partir de una fuente, sea esta natural o artificial, y que se propagan por diferentes medios dentro de la Tierra dado que esta se puede deformar elásticamente. El estudio de la deformación de la tierra producido por las ondas sísmicas se realiza por un análisis de mecánica continua, que se basa en modelar la tierra como un medio deformable continuo en donde sus partículas tienen una separación lo suficientemente pequeña para que su densidad, fuerza y desplazamiento sea considerado continuo y pueda ser representado por una función diferenciable (Stein and Wysession, 2003). Aplicando la segunda ley de Newton a una cuerda con las características mencionadas y con una densidad  $\rho$  constante se tendría

$$f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} \quad (5.1)$$

donde  $i$  representa cada una de las componentes de la fuerza  $f(x, t)$  y del desplazamiento  $u(x, t)$ . Con esta expresión, y las definiciones de esfuerzo y tensión se llegará hasta la ecuación de movimiento de una onda sísmica.

El esfuerzo se da por la suma de todas las fuerzas que actúan en el medio, que se pueden dividir en fuerzas de cuerpo, que se describen como la fuerza por unidad de volumen al centro del objeto de análisis y también las fuerzas de superficie. Por otro lado, la tensión es la deformación interna dada la variación en el desplazamiento del material. Ambas se relacionan vía la ecuación constitutiva.

Si se considera que en un volumen  $V$  con una superficie  $S$  con su respectivo vector normal  $\hat{n}$ , actúan fuerzas de cuerpo y fuerzas superficiales se puede definir un vector de tracción  $T_i^j$  que establece la fuerza por unidad de área en un área infinitesimal, donde  $i$  es en que componente se está trabajando y  $j$  es el vector normal a la superficie.

$$T(\hat{n}) = \lim_{dS \rightarrow 0} \frac{F}{dS} \quad (5.2)$$

Para las tres dimensiones se tendrán tres vectores de tracción que conforman al tensor de esfuerzos  $\sigma_{ji}$ :

$$\sigma_{ji} = \begin{pmatrix} T^1 \\ T^2 \\ T^3 \end{pmatrix} = \begin{pmatrix} \sigma_{11} & \sigma_{12} & \sigma_{13} \\ \sigma_{21} & \sigma_{22} & \sigma_{23} \\ \sigma_{31} & \sigma_{32} & \sigma_{33} \end{pmatrix} \quad (5.3)$$

en donde las componentes en la diagonal describen los esfuerzos normales y los restantes son esfuerzos de corte. Cuando los valores son positivos en el esfuerzo normal se describe como tensión y si son negativos se habla de compresión en el material, es decir, el esfuerzo muestra la fuerza por unidad de área que el material externo ejerce sobre el interno. En su mayoría, las componentes de esfuerzo normal de la Tierra son negativas ya que se encuentran compresionadas por las rocas arriba de ellas.

Aplicando el análisis de las fuerzas que actúan en un cuerpo, se tiene que la fuerza neta en el centro de un bloque con densidad  $\rho$  (Fig. 5.2) y volumen  $dx_1 dx_2 dx_3$  es la suma de las fuerzas superficiales y las fuerzas de cuerpo. Ya que la fuerza neta  $f$  por unidad de volumen en el centro del bloque es diferente dependiendo del material, solamente se expresará de forma  $f dx_1 dx_2 dx_3$ . Ahora, las fuerzas superficiales se analizarán en las direcciones  $x_1, x_2$  y  $x_3$ .

Se verá que en las caras opuestas del cubo existirá una diferencia de tracción dado que una irá en dirección  $\hat{e}_i$  y otra en la dirección contraria  $-\hat{e}_i$ , con la diferencia que uno de los componentes afectará a una distancia mayor, si se toma como referencia uno de los vértices. Por ejemplo, si se analizan las fuerzas en el plano  $x_2$  teniendo como puntos de referencias los vértices izquierdos, es decir, las direcciones  $-\hat{e}_i$ , se tendrá que analizar  $\sigma_{22}, \sigma_{32}, \sigma_{12}$ .

Se puede describir la fuerza neta superficial, por ejemplo en el componente  $\sigma_{22}$

$$[\sigma_{22}(x + dx_2 \hat{e}_2) - \sigma_{22}] dx_1 dx_3 \quad (5.4)$$

que es la diferencia de tracción dado las caras opuestas. Para resolverlo es posible hacer un desarrollo

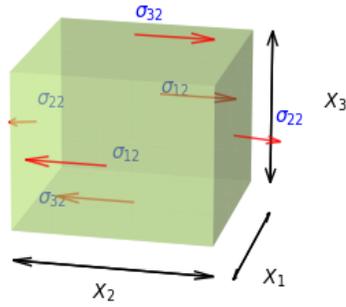


Figura 5.2: Representación de componentes de tracción en el análisis de la fuerza neta para un cubo en la componente  $x_2$

de series de Taylor, suponiendo que  $dx_2$  es lo suficientemente pequeño

$$\begin{aligned} & [\sigma_{22}(x) + \frac{\partial \sigma_{22}(x)}{\partial x_2} dx_2 - \sigma_{22}(x)] dx_1 dx_3 \\ & \quad \quad \quad \frac{\partial \sigma_{22}(x)}{\partial x_2} dx_2 dx_1 dx_3 \end{aligned}$$

Ya que las componentes  $\sigma_{32}, \sigma_{12}$  también están presentes en caras opuestas, se concluye que la fuerza neta en la componente  $x_2$  es la derivada parcial de los componentes de tracción en  $x_i$  más la fuerza interna del cubo para esa dirección. De forma

$$\left[ \frac{\partial \sigma_{22}(x)}{\partial x_2} + \frac{\partial \sigma_{32}(x)}{\partial x_3} + \frac{\partial \sigma_{12}(x)}{\partial x_1} \right] dx_2 dx_1 dx_3 + f_2 dx_1 dx_2 dx_3 = \frac{\partial u_2}{\partial t^2} dx_1 dx_2 dx_3 \quad (5.5)$$

Ahora que se conoce como se comportan las fuerzas superficiales se puede reescribir de la forma:

$$\sum_{j=1}^3 \sum_{i=1}^3 \frac{\partial \sigma_{ji}}{\partial x_j} + f_i = \rho \frac{\partial^2 u_i}{\partial t^2} \quad (5.6)$$

donde  $f_i$  corresponde a la fuerza de cuerpo en cada una de las componentes del volumen.

Por lo que se tiene:

$$\frac{\partial \sigma_{ji}(x, t)}{\partial x_j} + f_i(x, t) = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} \quad (5.7)$$

que se conoce como la ecuación de movimiento en un medio continuo. Si se asume que se trabaja en una región homogénea del medio, se asume que la región no contiene ninguna fuente de ondas sísmicas (no hay fuerzas de cuerpo), la expresión para la propagación sería

$$\frac{\partial \sigma_{ji}(x, t)}{\partial x_j} = \rho \frac{\partial^2 u_i(x, t)}{\partial t^2} \quad (5.8)$$

Ahora, para un modelo sismológico no se habla de un medio continuo infinito, sino que se debe tomar en cuenta la estructura interna de la Tierra. Esta se caracteriza por la distribución de propiedades físicas que afectan la propagación de las ondas sísmicas y que se pueden estudiar a través del registro de ondas sísmicas. Un aspecto a resaltar es que cada una de las regiones con sus propiedades físicas esta relacionada a una velocidad de propagación característica (Stein and Wysession, 2003).

Si se intentara resolver la ecuación para cualquier área de la estructura terrestre se tendría que la variación de propiedades físicas depende de un vector de posición, que incluye radio, latitud

y longitud específica. Este modelo requiere cantidades grandes de información para caracterizarse completamente, no obstante, la variación en las propiedades físicas cambia más en profundidad que lateralmente por lo que las soluciones a la ecuación de movimiento se pueden asumir solamente dependientes de la componente radial. A este tipo de medio se les denomina estratificados u homogéneo lateral (Fig. 5.3). Si se trabaja en un área local, la heterogeneidad lateral es suficientemente pequeña para despreciarla, por lo que no se pierde información en la solución aproximada.

Cuando se trabaja con medios estratificados se puede obtener información de propiedades físicas tratándolo como un conjunto de capas consecutivas.

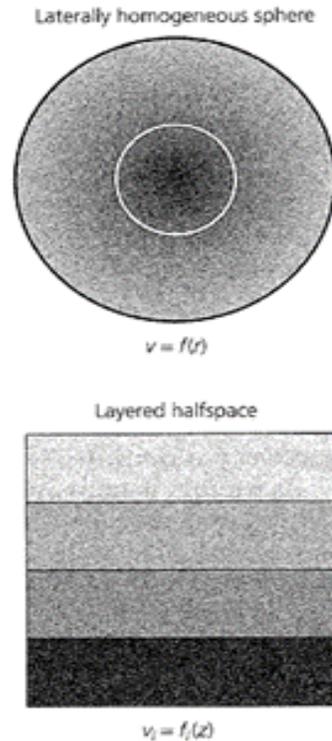


Figura 5.3: Representación de un medio estratificado en profundidad pero homogéneo de forma lateral. La figura cuenta solamente con 4 capas distintas de estratificación, que corresponde a un modelo aproximado para definir esa zona en específico, por lo que el número de capas es variable para cada zona y medio.

(Stein and Wysession, 2003)

Aunque se tiene información de cómo se debe analizar un medio y como las ondas sísmicas se propagan en él, esta información a menudo solo se puede extraer con la recolección de datos de ondas sísmicas y a partir de ellos invertir el análisis para caracterizar todas sus “capas” de propagación.

## 5.4. Sismogramas

Un sismograma es la conversión de la vibración terrestre, sea esta natural o artificial, en un registro de ondas sísmicas. En ella se refleja información sobre su origen, la trayectoria de propagación y el ruido externo sobre las ondas sísmicas, por lo que ha sido de utilidad para obtener información acerca de la estructura terrestre y eventos que generan sismos (Lowrie, 2007).

---

El instrumento que registra en un sismograma el movimiento del suelo por el paso de ondas sísmicas es el sismógrafo. El mecanismo de un sismógrafo consiste en amplificar la vibración terrestre y para ello se utiliza el principio de inercia. En el caso de un sismógrafo analógico, su estructura consiste en utilizar una masa pesada, con el fin de estar desacoplada lo más posible al movimiento de la Tierra para que, en cuanto exista un evento sísmico, el registro sea a partir del desplazamiento de la Tierra respecto a su posición estacionaria. En un sismógrafo electromagnético, la estructura consiste en un espiral de alambre y un imán, en el que uno está sujeto a la vibración de la Tierra y el otro es independiente. Durante un sismo la vibración terrestre genera voltaje por inducción entre ambos componentes para posteriormente utilizar el registro de ese voltaje, amplificarlo y transmitirlo por un circuito (Lowrie, 2007).

En la actualidad, los sismógrafos con mejor claridad de registro son los de banda ancha, en donde se registra el movimiento terrestre en al menos 3 direcciones espaciales y con un rango de frecuencias amplio. Es por ello que los sismógrafos de banda ancha se utilizan para sismicidad regional o eventos telesísmicos. Su sensibilidad se obtiene con la equivalencia de contrafuerza, en donde se le aplica una fuerza proporcional al leve movimiento de la masa inercial cuando existe una vibración, lo que disminuye el ruido en la señal.

Por otro lado, cuando se quiere detectar sismicidad local, como es el caso en estudios volcánicos, se pueden utilizar sensores de periodo corto en donde el rango de frecuencias detectadas no es tan amplio, por lo que es posible observar predominantemente eventos cercanos al sensor.

Mientras más preciso sea el registro de un sismograma, los resultados de su reinterpretación en el análisis de la estructura terrestre también se ven mejorados.

## 5.5. Propagación de ondas en medios estratificados

Cuando se tiene un medio estratificado, las trayectorias de las ondas P y las ondas S se analizan utilizando la ley de Snell separadamente para cada una, ya que su velocidad de propagación no es la misma.

Se asume que la velocidad solamente varía en profundidad y no de manera lateral, de modo que el análisis de propagación se realiza en el plano  $x$ - $z$  con  $y$  invariante, en donde la propagación está descrita por ondas armónicas planas (Stein and Wysession, 2003).

$$\phi(x, z, t) = A \exp(i(\omega t - k_x x \pm k_{z\alpha} z)) \quad (5.9)$$

$$\Psi(x, z, t) = B \exp(i(\omega t - k_x x \pm k_{z\beta} z)) \quad (5.10)$$

donde su dirección inicial está dada por los vectores de dirección. Esta dirección cambia cada vez que la onda se propaga hacia un medio distinto, en donde las ondas se caracterizan por sus ángulos de incidencia en el medio. Con la información que se obtiene de las ondas es posible conocer sobre su coeficiente de transmisión y reflexión al momento de llegar a la interfase o cambio de capa.

Cuando una onda P choca con la interfase y se transmite y refleja, esta también genera ondas S transmitidas y reflejadas adicionales (por el principio de Huygens), dado el cambio en su dirección.

Las ondas transmitidas a la siguiente capa son las que se analizan para la propagación en el siguiente medio. La ecuación de la onda para ondas S y P se resuelve utilizando las condiciones de frontera: los componentes desplazamiento y el vector de tracción son continuos en la interfase. Es decir, en la interfase no existe una superposición de la onda y las componentes del tensor de esfuerzos en el límite de ambas capas son las mismas (Shearer, 2019).

Para hacer uso de la ley de Snell es útil definir la velocidad  $c_x$ , que es la velocidad aparente a lo largo de la interfase horizontal. Se define  $c_x = \frac{v}{\sin(i)} = \frac{w}{k_x}$ , donde  $i$  es el ángulo de incidencia. De acuerdo con las condiciones de frontera la velocidad aparente  $c_x$  y el número de onda  $k_x$  deben ser los mismos para todas las ondas. Entonces, la ley de Snell se escribe de la forma:

$$c_x = \frac{v_{a_1}}{\sin(i_1)} = \frac{v_{a_2}}{\sin(i_2)} \dots \quad (5.11)$$

Donde  $v$  es la velocidad de la onda en cada uno de los medios. Comúnmente, la velocidad de las ondas P se denota como  $\alpha$  y la velocidad de las ondas S se denota como  $\beta$  (Stein and Wysession, 2003). A partir de este punto, se hará una diferenciación respecto al ángulo de incidencia de las ondas P, que denominaremos  $i$  y para las ondas S cuyos ángulo serán  $j$ , que seguirán la ley de Snell de la forma

$$c_x = \frac{v_{a_1}}{\sin(i_1)} = \frac{v_{\beta_1}}{\sin(j_1)} = \frac{v_{a_2}}{\sin(i_2)} = \frac{v_{\beta_2}}{\sin(j_2)} \dots \quad (5.12)$$

A partir de la expresión se pueden analizar los casos de reflexión y refracción de ondas S y ondas P. Cuando la onda P llega a la interfase ocurren al menos 4 fenómenos, la reflexión y transmisión de S y la reflexión de P y transmisión de P. La onda P se refleja en el mismo ángulo de incidencia  $i_1$  con el que arribó, sin embargo, para la onda S reflejada el ángulo de reflexión se obtiene

$$\sin(j_1) = \sin(i_1) * (v_{\beta_1}/v_{a_1}) \quad (5.13)$$

en donde se conoce que  $v_{\beta_1}$  es menor a  $v_{a_1}$  por lo que  $j_1 < i_1$ . Ahora, para la refracción en P se sigue

$$\sin(j_2) = \sin(i_1) * (v_{a_2}/v_{a_1}) \quad (5.14)$$

en donde su trayectoria dependerá de la diferencia de velocidad en los medios ya que si el medio 1 tiene mayor velocidad de propagación que el medio 2 la onda S seguiría una trayectoria con una incidencia casi normal y si, por el contrario el medio 2 es más rápido que el medio 1 la onda S estará más alejada de la vertical. En el caso de la onda S transmitida seguirá

$$\sin(j_2) = \sin(i_1) * (v_{\beta_2}/v_{a_1}) \quad (5.15)$$

en donde por lo generalmente  $j_2 > j_1$  por lo que será viajará en un ángulo más horizontal, de lo contrario, la propagación de la onda se queda en la capa y no es capaz de transmitirse a la siguiente. Este proceso se reproduce en todas secciones de la tierra, por lo que no solo las P generan más ondas P y ondas S, sino que también ocurre de forma inversa, particularmente las ondas SV en una interfase generan de nuevo ondas P.

Es de importancia mencionar que aunque idealmente las capas van de menor a mayor velocidad mientras más grande sea la profundidad, también existen ángulos críticos y postcríticos para la incidencia de las ondas. Cuando son ángulos críticos,  $90^\circ$ , la trayectoria de la onda se irá siguiendo la

---

interfase que creará vibración en la capa superior y por el principio de Huygens cada punto en la interfase en donde pasa la onda refractara la onda con el mismo ángulo de incidencia en el mismo medio de donde provino. Los efecto de un ángulo crítico se pueden analizar a un nivel más regional dado que las ondas que se refractan son más rápidas que las ondas reflejadas ya que su incidencia es mas lejana, por lo que en un sensor se detectarían primero estas ondas. Ahora, para un ángulo postcrítico existe una reflexión interna total en donde la onda no se transmite y su energía decae mientras viaja dentro de la capa.

Para solucionar la ecuación de onda de forma de analítica existen métodos para hallar soluciones aproximadas utilizando datos recolectados previamente siendo más factible en sismicidad tectónica por modelos e investigaciones previas disponibles. No obstante, encontrar la trayectoria de una onda sísmica es sumamente complicado dada la cantidad de variables que la afectan, es por ello que aunque su fundamento es en en la teoría las investigaciones por lo general parten de las observaciones recolectadas.

Por otro lado, en sismología volcánica el análisis es muy similar con la característica adicional que no se conoce mucho de su estructura interna (ya que cada volcán es diferente) y tampoco de la dinámica interna de los fluidos (Stein and Wysession, 2003).

## 5.6. Sismología volcánica

La sismicidad volcánica permite la investigación y análisis de la dinámica interna de un volcán, incluyendo aspectos como el movimiento de fluidos, y la tensión o compresión de una zona cercana o dentro de la estructura volcánica, que no son siempre detectables en el exterior (Ibáñez and Carmona, 2000).

La diferencia principal con la sismología no volcánica radica en el tipo y caracterización de sismos, ya que las fuentes de eventos son distintas a las de eventos puramente tectónicos, por ejemplo, se pueden dar por explosiones o lahares. Así mismo, la duración de los sismos puede extenderse en el tiempo por el continuo movimiento interno de fluidos o bien ser explosiva por procesos eruptivos, por lo que cada origen proporciona frecuencias y formas de onda específicas (Ibáñez and Carmona, 2000).

Algunas de las señales sísmicas características dadas por un evento sísmico de origen volcánico son:

- Eventos de largo periodo (LP): sismos con baja frecuencia, comúnmente con no más de 3.0 Hz y con origen a menos de 1 km de profundidad de la superficie. La ondas superficiales predominan en el registro sísmico, haciendo difícil la detección de tiempos de arribo de ondas S y P, en especial porque su duración es corta. Están asociados a procesos de desgasificación de magma por lo que los eventos tienen magnitudes pequeñas (Centeno and Rivera, 2020; Cabrera and Rosero, 2019).
- Eventos volcano-tectónicos (VT): son eventos de tiempo corto (no más de 40 s), generalmente con magnitudes no mayores a 4 y frecuencias entre 1 Hz-18 Hz que decaen de manera exponencial en el tiempo. Están asociados a ruptura de rocas dentro de la estructura volcánica por lo que la profundidad de su origen esta entre 1 km-20 km. En un evento VT es posible reconocer el arribo de diferentes tipos de onda, aunque son más pronunciadas las ondas P y las ondas S. Una característica principal en los tiempos de arribo de las ondas S y P es que no debe existir una ventana mayor a los 4 s de diferencia entre ambas de otro modo podría ser un sismo no local (Centeno and Rivera, 2020). Los VTs pueden surgir como enjambres sísmicos,

---

que son múltiples eventos sísmicos en una misma zona epicentral, de magnitud similar y en el mismo tiempo, que en ocasiones pueden ser relacionados con una posible erupción (Ibáñez and Carmona, 2000).

- Eventos híbridos: combinan características de eventos LP y volcano-tectónicos ya que se asocian a movimiento de fluidos y a agrietamiento o desprendimiento de rocas dentro de la estructura volcánica. La principal diferencia respecto a los sismos LP es su polaridad en el registro sísmico. Se encuentran asociados a crecimiento de domos por lo que tienen orígenes cerca de la superficie (Centeno and Rivera, 2020; Cabrera and Rosero, 2019).
- Explosiones: ocurren durante procesos eruptivos de volcanes y se caracterizan por tener frecuencias altas y un incremento en la amplitud de la onda en una ventana corta de tiempo. También asociados a desgasificación de magma (Centeno y Rivera, 2020; Cabrera y Rosero, 2019).
- Eventos tornillo: son una excitación impulsiva en consecuencia del movimiento de fluidos, pero su amplitud en el registro decae lentamente en el tiempo. Se asocia a efectos de resonancia en la vibración emitida por movimiento de fluidos al pasar por una grieta o cavidad (Centeno and Rivera, 2020; Cabrera and Rosero, 2019).
- Tremores: tienen frecuencias específicas en su registro, entre 1 Hz-5 Hz, que varían poco en el tiempo. Se caracterizan por tiempos de duración indefinidos, desde pocos segundos hasta días de actividad constante. Están asociados al tránsito de fluidos dentro de la estructura por lo que el lugar de origen no es solamente superficial (Centeno and Rivera, 2020; Cabrera and Rosero, 2019).

Según el artículo “*Volcano-tectonic earthquakes: A new tool for estimating intrusive volumes and forecasting eruptions*” existe una relación específica con los eventos sísmicos y el proceso eruptivo de un volcán. De forma general se hablará sobre los volcanes que pertenecen al AVCA en donde se encuentra el volcán Santiaguito. Estos volcanes tienen actividad por la continua subducción de la placa de Cocos por debajo de la placa del Caribe, en donde la fricción hace que se fundan las rocas de la placa superior y se generen reservorios de magma en el manto a unos 30 km - 40 km de profundidad de los cuales se alimentan los reservorios locales de los volcanes dentro del AVCA. Estos volcanes por lo general cumplen con tener 3 zonas internas, la zona plástica que es donde se encuentra su reservorio local, es de mayor profundidad, asísmica y la zona frágil que es la estructura volcánica superior susceptible a sismos y que tiene un red de acuíferos y fallas. Entre estas zonas existe la zona de transición conformada por minerales que funcionan como separadores de ambas zonas, si esta zona no se rompe los elementos dentro de la zona plástica no pueden subir.

Cuando el magma del manto sube por medio de ductos a los reservorios locales se generan sismos de baja frecuencia poco perceptibles para los equipos de monitoreo en donde puede ocurrir que una vez deje de subir magma esta se enfríe y cristalice liberando calor por lo que la zona plástica se expandiría y sometería a la zona a más presión incluyendo la zona de transición. De forma contraria, si el reservorio de magma sigue creciendo hasta aumentar la presión en todas las direcciones de la zona plástica de 2 a 2.5 veces más que la zona frágil se generan sismos volcano-tectónicos de baja magnitud y también eventos sísmicos inducidos en fallas cercanas. Ahora, si el reservorio se llena lo suficiente para romper la zona de transición, la despresurización generaría la ebullición de fluidos dentro de la zona plástica y el movimiento del vapor magmático generaría eventos de baja frecuencia. En este punto, el vapor se puede enfriar y quedar atrapado y también los minerales lentamente irían cerrando la zona de transición nuevamente o puede que el reservorio siga llenándose hasta romper la zona frágil haciendo que existan fracturas en la estructura superior, fumarolas, explosiones freáticas y lahares por la expulsión de material volcánica, que se reflejarían en eventos volcano-tectónicos de gran magnitud, sismos de baja frecuencia y el registro correspondiente de lahares. La trayectoria del magma hacia el cono del volcán ocasionaría tremores

---

y eventos híbridos hasta que finalmente ocurriría una erupción. Cabe mencionar, que este no es un procedimiento lineal, pueden ocurrir múltiples fenómenos al mismo tiempo ya que este tipo de alertas a erupciones puede ocurrir días, semanas, meses, hasta años antes de una erupción. (White, 2016)

Para este trabajo, las señales sísmicas de interés corresponden a los sismos volcano-tectónicos.

Para la caracterización correcta de sismos volcánicos es necesario utilizar múltiples sismogramas para cada sismo, por lo que se requiere una red de monitoreo. Las redes de monitoreo se conforman de estaciones con 3 componentes espaciales: arriba-abajo, norte-sur y este-oeste, por lo que existe más claridad en las ondas superficiales y de cuerpo que se miden. En consecuencia, se tiene más información de la profundidad y fuerza del evento (Bormann et al., 2014).

Las redes de monitoreo también permiten mejorar la razón entre señal y ruido (SNR por sus siglas en inglés), por lo que el rango de error en interpretación de la señal sísmica es menor. Así mismo, mejoran la estimación del azimuth de las señales sísmicas por lo que la dirección de la que provienen puede ser identificada en conjunto con su rapidez, según la distribución de la red sísmica. Ambas cualidades son un aspecto clave en la identificación de la fuente de la señal.

La cantidad de estaciones que tiene una red de monitoreo sísmico es crucial en el estudio de los volcanes, el cual requiere obtener información sobre el origen de eventos, ya que permite localizar con menor error espacial el lugar donde se produce la actividad sísmica asociada con la actividad volcánica (Bormann et al., 2014).

## 5.7. Modelo 1D

Un modelo de velocidad 1D brinda información sobre el cambio de velocidad en la propagación de las ondas sísmicas asumiendo una estructura estratificada. En este caso, corresponde a los cambios de velocidad en el interior de una estructura volcánica, aproximando el cono como una estructura estratificada. El modelo de velocidad 1D da la velocidad de propagación de las ondas sísmicas en cada una de las capas en función de su profundidad (Fig. 4), y puede estimarse a partir de la información obtenida a partir de los registros sísmicos de eventos volcano-tectónicos.

El modelo de velocidades 1D optimizado representa una solución de mínimos cuadrados para los residuos de los tiempos de llegada de ondas sísmicas (observados menos calculados). Su importancia radica en que puede representar un modelo base para una tomografía por inversión de un modelo 3D o bien, si los parámetros de amortiguamiento son lo suficientemente pequeños para linealizarse entonces se puede generar la inversión tomográfica de la estructura (Lanza and Diehl, 2022).

El método se basa en el análisis de un rayo en las ondas sísmicas donde por cada punto de posición y su tiempo equivalente se conoce una pendiente entre cada cambio, que es la velocidad en cada punto específico. Esto es equivalente a conocer la profundidad a la que se registra cada uno de los puntos y es válida para realizar un modelo de distribución de velocidad de propagación. Además de brindar información sobre la composición, también lo hace sobre la temperatura y rigidez (Lanza and Diehl, 2022).

Dada la simplicidad del modelo se tienen múltiples fuentes de error ya sea sistemáticos o por eliminación de parámetros importantes, además que la solución al mejor modelo no siempre se puede considerar única.

Otra forma de abordar el problema es por reducción de mínimos cuadrados para obtener un mejor ajuste de curva, donde se obtiene un parámetro regularizador de los resultados, que puede ayudar a la reducción de errores sistemáticos, no así, no siempre se halla el óptimo.

El modelo 1D tiene limitaciones en la inversión de los datos según el tamaño de la muestra realizada y las características intrínsecas de la misma, por lo que existen diferentes formas de abordar la solución (Husen et al., 2011).

Una de las formas más sencillas de obtener la solución es aproximar la solución a una serie de líneas rectas que dan como resultado pocas capas de corteza entre el hipocentro y el punto inicial sobre la superficie. A este método se le conocía como “capas de pastel” dado que la solución de sus capas se asimila y que es equivalente a una estratificación del medio.

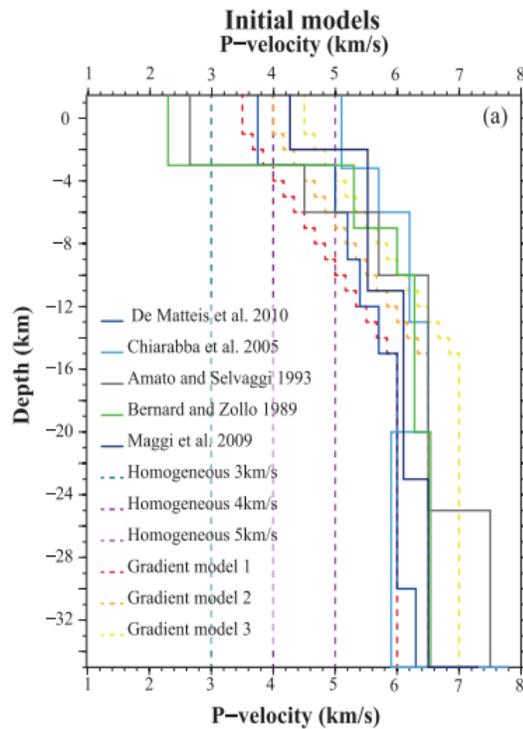


Figura 5.4: Modelos de velocidad de una dimensión realizados en la región de Campania–Lucania, en Italia. Se comparan diferentes modelos de velocidad realizados por diversos autores en distintas fechas.

(Matrullo et al., 2013).

En este trabajo se utilizará la metodología propuesta por Kissling et al. (1994) para la estimación de un modelo mínimo de velocidades 1D.

Uno de las aplicaciones primarias para el modelo de velocidad es realizar una reubicación completa de los sismos y encontrar información relevante sobre la estructura interna. Quizás uno de los artículos encontrados con que muestran con mayor detalle es “A new 1D velocity model and absolute locations

*image the Mayotte seismo-volcanic region*" en donde no se estudia un volcán particular si no una región volcánica en donde existía previamente un modelo de velocidad, no obstante ya que hubo una reactivación se realizó uno nuevo encontrando nuevas cámaras de magma utilizando más de 130 eventos volcano-tectónicos.

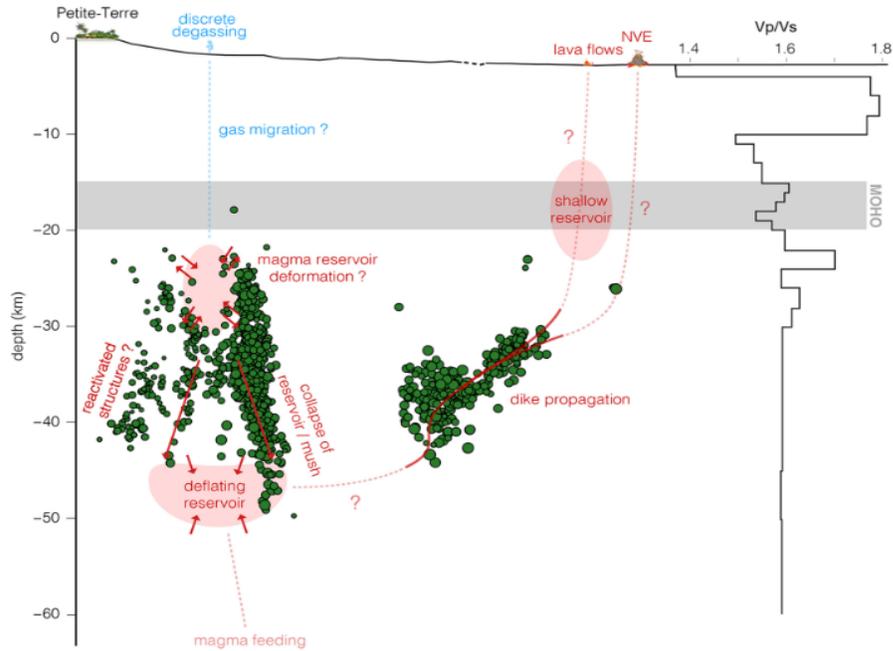


Figura 5.5: Análisis de relocalizaciones de 130+ eventos con nuevo modelo de velocidad 1D en relación con reservorios de magma y desgasificación. (Lavayssière et al., 2021).

---

## Revisión de registros

---

Se ha descrito que el volcán Santiaguito tiene 14 estaciones para monitoreo de actividad sísmica, con las cuales se busca hallar sismos con caracterización de VT. Como primera revisión de la actividad volcánica registrada en los sismogramas se utilizan los datos sin procesar de las estaciones y se visualiza su contenido espectral con el software *Pensive* diseñado por “*United States Geological Survey*”-USGS- (Véase sección [12.3](#)).

El análisis diario usando *Pensive* permite una primera detección en varias estaciones de forma simultánea, sin detenerse a observar el contenido de su forma de onda, de manera que simplifica el proceso de selección. Representativamente, los eventos VT tiene un espectro similar a la Fig. [6.1](#) en donde se identifica una llegada marcada por un aumento de amplitud principalmente en frecuencias altas (9 Hz-18 Hz), por encima de los niveles de ruido, y cuya amplitud principal en sus frecuencias decrece de manera exponencial en una ventana corta de tiempo (Centeno y Rivera, 2020).

Es importante verificar el registro espectral en todas las estaciones de monitoreo ya que se esperaría que estas coincidan en forma. En la práctica, es común que no sean similares en toda la red dado que los eventos no siempre son detectables si la estación es lejana a su epicentro o como consecuencia de ruido en la señal, entre otras cosas. Este proceso es realizado por el equipo de monitoreo en INSIVUMEH, y es actualizado en un documento compartido para el equipo de trabajo.

A pesar de que este primer filtro brinda mucha información sobre el evento, no garantiza su utilidad para el modelo de velocidad en trabajo. Las razones más frecuentes por las que no clasificaría como un evento útil son que haya sido un evento no cercano a la estructura volcánica y/o que haya sido detectado solamente en una o pocas de las estaciones más alejadas, por lo que su cobertura azimutal no es la requerida para calificar. Según las estaciones en donde haya sido detectado, existe la posibilidad de que sea un evento regional lejano y que sea confundido con un evento local volcánico, o puede que el evento no haya sido registrado correctamente en las estaciones y no sea posible su localización.

El siguiente paso para la clasificación de un evento es observar su forma de ondas sísmicas, en donde son detectables las características asociadas a VT-s previamente mencionadas. Se ha estimado que el número de eventos VT registrados al mes para el volcán Santiaguito en este primer paso se

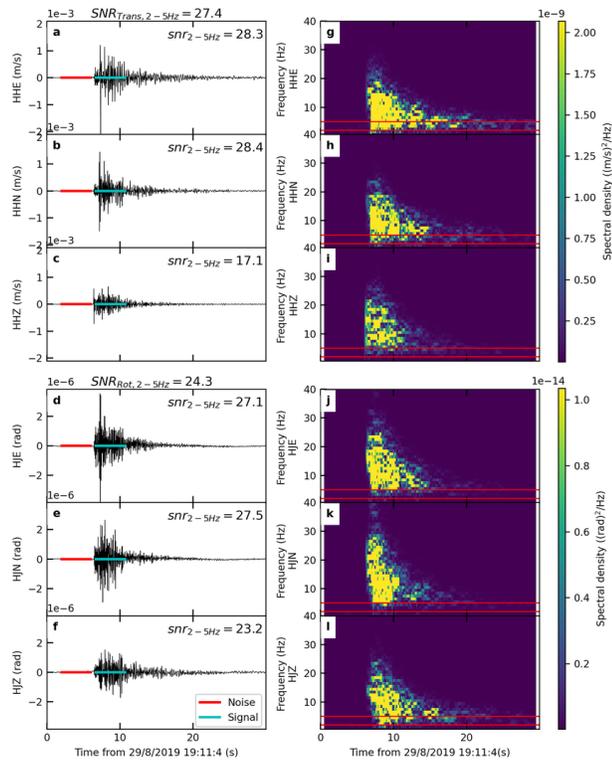


Figura 6.1: Visualización espectral vs. sísmica de eventos VT en volcán Etna, Italia. (Eibl et al., 2021)

encuentra entre 20 y 25, lo cual demuestra que es un volcán con actividad constante.

---

## Interpretación de datos de sismógrafos

---

Posteriormente a la revisión espectral de los eventos inicia su segunda filtración con los datos obtenidos de cada estación y para ello es importante conocer el equipo que se utiliza para obtener los datos y de qué forma los recolectan. El equipo que utiliza la red sismológica de Santiaguito son los EHZ y HH\*. La primera letra (de izquierda a derecha) corresponde al código de banda en donde  $H$  corresponde a un equipo banda ancha con frecuencia de muestreo  $f$  tal que  $80 \leq f < 250$ , y  $E$  corresponde a sensores de periodo de corte extremadamente corto que muestrean datos en el mismo rango de frecuencias que  $H$ . La siguiente letra corresponde al código del instrumento que para este caso sería un sismógrafo con una ganancia alta ( $H$ ) por lo que permite mejorar el reconocimiento de los eventos por encima del ruido. Finalmente, la última letra corresponde a la orientación de la señal que se analiza o los canales disponibles en el instrumento, siendo estas Z (vertical), N (North-South), E (East-West) (IRIS, 2012).

En el caso de las estaciones con periodo extremadamente corto se registra solamente en la componente Z. Las estaciones de este tipo son STG3, STG5, STG1 y STG4, por lo que en ellas solamente se podrá obtener información sobre las ondas P. Así mismo, se conoce la ubicación geográfica, longitud y latitud, de cada una de las estaciones.

Los datos de todas de las estaciones de monitoreo de Santiaguito se encuentran almacenados en una base de datos individual en INSIVUMEH. Para trabajar los datos se realiza una copia completa en donde son accesibles y modificables al momento de picar las fases y guardar los eventos confirmados.

La interpretación y visualización de las formas de onda se realizan en el software *SeisComp* versión 4.7.0 (Véase sección 12.2). Una vez dentro de la ventana principal de *SeisComp* se pueden obtener dos tipos de visualizaciones: “*Events*” (Fig. 7.1), donde se encuentran todos los eventos guardados y “*Location*” (Fig. 7.2), donde se pueden visualizar de forma manual los eventos que fueron seleccionados previamente con Pensive.

Una vez agregado un evento nuevo para trabajar en la ventana *Events*, se visualiza entrando a la opción “*picker*”, en donde se desglosan todas las formas de onda de cada una de las estaciones de la red de Guatemala. De forma general, el evento no será visible en las estaciones que no correspondan al grupo *STG* por lo que las formas de onda válidas en el análisis son solamente esas. Cabe destacar que, una vez se ha picado un evento y seleccionado el modelo de velocidad provisional en el que se

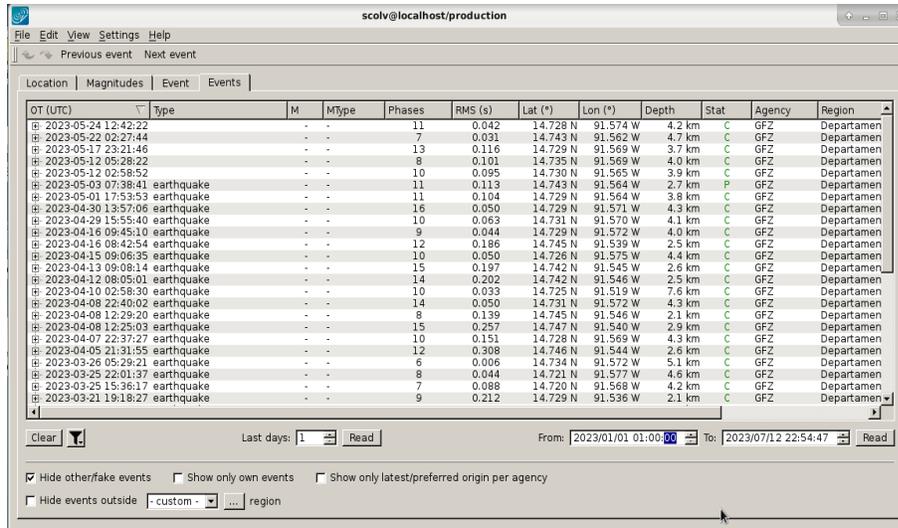


Figura 7.1: Visualización de base de datos para eventos que ya han sido analizados y agregados para el modelo de velocidades.

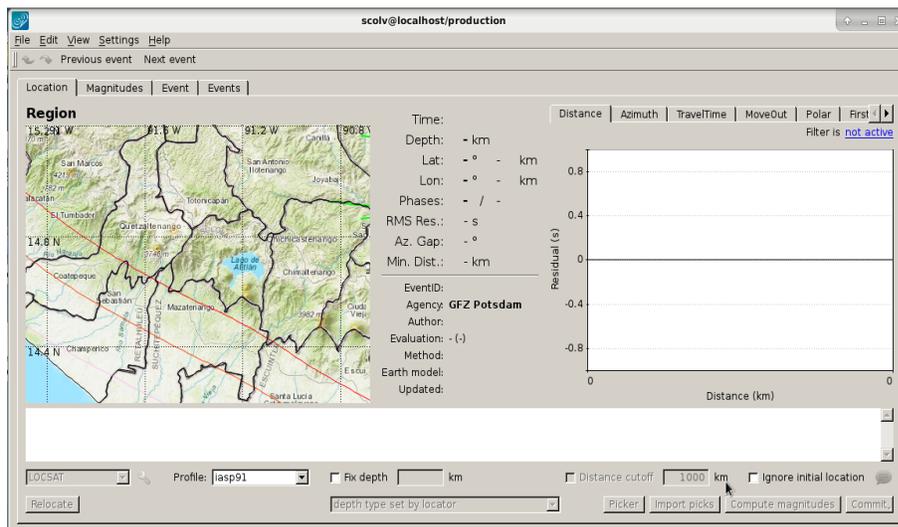


Figura 7.2: Visualización manual para eventos pendientes de análisis y aprobación.

estarán realizando las localizaciones, se pueden obtener los datos del azimuth de la estación respecto al origen localizado del evento sísmico así como la magnitud registrada para cada estación.

Ya abierto el *picker* se verán las estaciones y las formas de onda en los componentes de las estaciones, las direcciones por *default* son Z, N y E. En la ventana de *picker* existen múltiples opciones para el análisis de las formas de onda: picar las fases S y P, añadir filtros a la señal, añadir incertidumbres a las fases, añadir polaridad, cambiar o rotar las direcciones en donde se recibe las ondas, acercar o alejar las formas de onda, ver el espectrograma de la señal sísmica y ver su registro en el tiempo, entre otras.

Como primer paso, se debe verificar el nivel de ruido que contiene la señal ya que de eso depende el nivel de incertidumbre del análisis e incluso si son reconocibles los arribos de fases del evento. Las

Fig. 7.3 y 7.4 muestran ejemplos con bajo y alto nivel de ruido respectivamente.

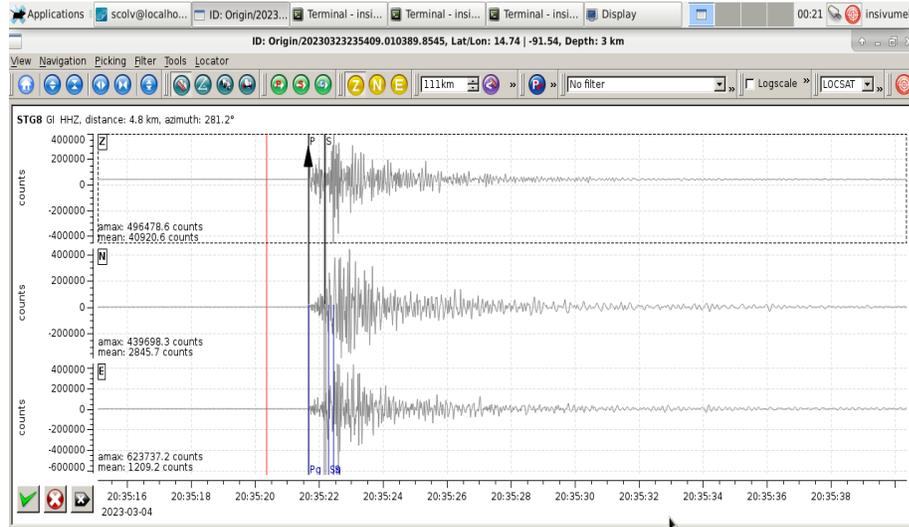


Figura 7.3: Registro de evento el 2023-05-02 con ID: 20230323235409.010389.8545 con ruido bajo y forma de onda identificable.

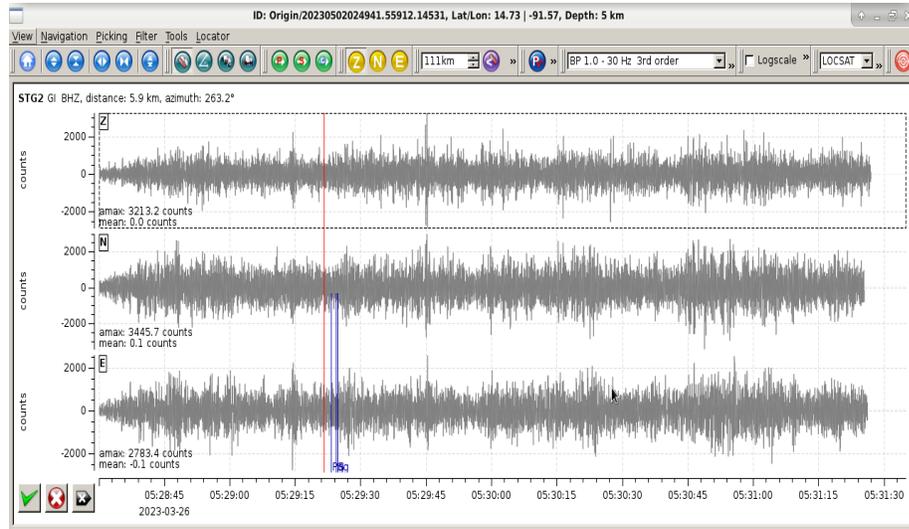


Figura 7.4: Registro de evento el 2023-03-23 con ID: 202305024941.55912.14531 con ruido alto y forma de onda poco perceptible.

Con la Fig. 7.4 no es posible realizar picado de fases ni es una estación válida para el análisis, por lo que debe ser descartada para la relocalización final. Por otro lado, es claro que el registro de la Fig. 7.3 sí muestra un evento, por lo que se observa su composición espectral para la verificación (Fig. 7.5)

En este paso es posible verificar si no se trata de un evento regional oculto como sucede con el evento de la Fig. 7.6, en donde la diferencia de tiempo -eje x- entre la fase S y la fase P es superior a los 4 s. Así mismo, el evento no tiene un registro espectral característico de un VT considerando que su inicio no es de golpe y en frecuencia altas. Por lo tanto, se descarta. Este es un análisis realizado para una sola de las 14 estaciones presentes, el cual se realiza de la misma forma para las 13 estaciones restantes.

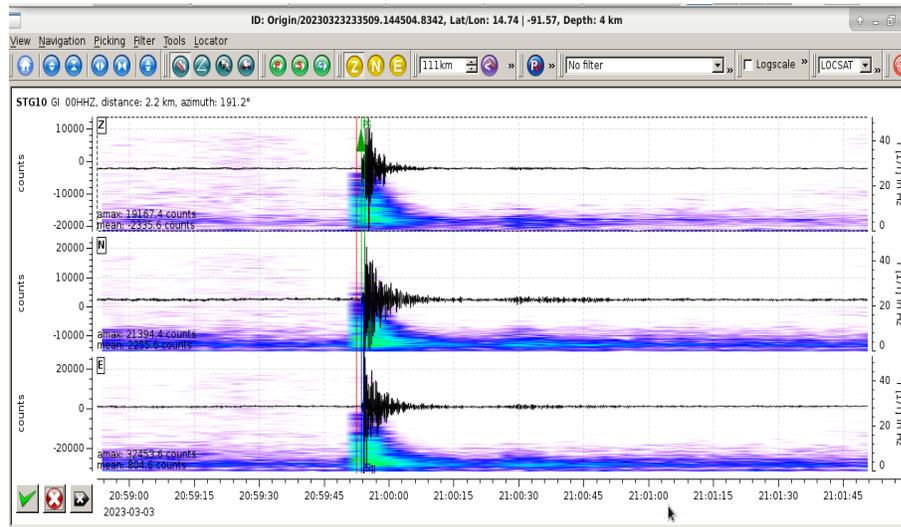


Figura 7.5: Composición espectral de evento ID: 20230323235409.010389.8545

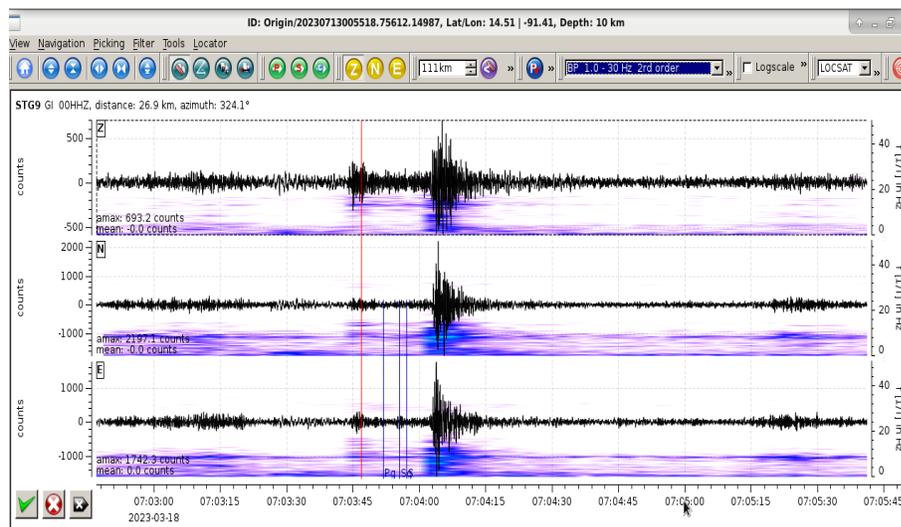


Figura 7.6: Evento regional detectado inicialmente como evento VT del día 03-18-2023

---

## Catálogo de sismos

---

Ya que se conoce cómo identificar un sismo VT y como acceder a las formas de onda para su análisis, se puede empezar a construir un catálogo de sismos. Un catálogo de sismos, en este caso de sismos VT, es una tabla de eventos sísmicos registrados y revisados con datos paramétricos y específicos sobre él. La información que se registra sobre cada evento depende del propósito para el cual se está construyendo el catálogo y el largo temporal del catálogo también depende del propósito y del almacenamiento que se tenga para seguir aumentando el número de eventos.

El catálogo que se realiza en colaboración con el INSIVUMEH con el objetivo de la obtención del modelo de velocidad debe tener los siguientes datos imprescindibles del evento:

- Ubicación temporal: Se debe colocar año, mes y día del evento en conjunto con la hora UTC del inicio del evento en horas, minutos y segundos.
- ID: Número de identificación del sismo. Cada uno de los eventos guardados en el catálogo debe ser registrado con un número específico y único.
- Fases: Número de fases que tiene el evento registrado contando todas las estaciones en las que fue posible picar las fases. El número mínimo de fases requerido es 4 (entre S y P) y debe incluir los tiempos de arribo en hora, minuto y segundo para cada una. En este catálogo, se ha obtenido un máximo de 17 fases para un evento.
- RMS (s): Tiempo residual de los tiempos de llegada de las fases entre las recibidas en tiempo real y los predichos por el modelo de velocidad general elegido para realizar la primera localización. Este se da en segundos y no debe ser mayor a 0.5 s.
- Localización de origen: Longitud y latitud del origen del evento una vez realizada la localización con el modelo de velocidades general elegido. Medido en grados.
- Profundidad: Profundidad en km a la cual se localizó el origen del sismo. Por lo general deben ser superficiales ya que se trata de una estructura volcánica.

Otros datos que no son absolutamente necesarios para este catálogo, pero se pueden agregar son la magnitud del evento y el encargado de picar cada uno de los eventos.

---

## 8.1. Picar un evento

El concepto de “picar un evento” corresponde a encontrar los tiempos de llegada de las fases en las formas de onda que sean de importancia y reconocibles para el catálogo, específicamente las fases S y P. Existen diferentes directrices dependiendo de la categorización del evento, es decir, del tipo de origen de evento y también de si la sismicidad es local, regional, telesísmica entre otros. Estas explican como elegir el tiempo adecuado para delimitar la llegada de las ondas dependiendo de la longitud de onda del evento y la del ruido de fondo, con el objetivo de limitar el margen de error en milisegundos.

El documento “*Users Guide for Consistent Phase Picking at Local to Regional Scale*” (Diehl and Kissling, 2007) muestra como establecer una rutina en el picado de fases para establecer coherencia y consistencia en todos los procesos, dado que estos se realizan de forma manual.

Las formas de onda son afectadas por el tipo de movimiento sísmico, el patrón de radiación de la onda, la atenuación, la dispersión, las interfases, el razón señal-ruido...etc, por lo que la señal final recibida puede ser compleja de analizar, principalmente en las ondas S ya que estas son más susceptibles a perderse entre otros tipos de señal. Es por ello que se establecen dos características principales para determinar la llegada de una fase al evento:

- Cambio de amplitud: La amplitud de la fase debe superar la amplitud del ruido de fondo. Una medida para conocer donde inicia es considerar al menos un factor de 1.5 entre la razón señal-ruido(SNR).
- Cambio en la frecuencia: En el caso de la fase P, debe haber un cambio significativo en la frecuencia del ruido de fondo con la llegada de la onda. En el caso de la fase S, el cambio debe ser respecto a la superposición de onda ya acompañada de la fase P, y como regla general, esta tiene un aumento visual de la frecuencia.

Dado que la determinación de los arribos de las fases es un proceso fuertemente subjetivo para el examinador, un factor importante para su determinación correcta es el tamaño de la ventana en la que se decide trabajar para determinar la escala de las formas de onda. Otro factor de suma importancia es el uso de filtros al picar las fases. Algunos filtros afectan únicamente las frecuencias que se visualizan, otros pueden afectar también la amplitud. Se recomienda realizar las picadas sin ayuda de filtros siempre que sea posible. No obstante, cuando no es posible debido a los efectos del ruido de fondo, es recomendable usar filtros que solo delimiten las frecuencias. Los filtros de mayor utilidad son:

- Filtro paso-bajos: se utiliza para solamente dejar pasar frecuencias por debajo de una frecuencia máxima establecida.
- Filtro paso-altos: se utiliza para solamente dejar pasar frecuencias por arriba de una frecuencia mínima establecida.
- Filtro pasa-banda: se utiliza para dejar pasar la señal que este entre una frecuencia mínima y una frecuencia máxima establecidas.

En el caso de sismicidad local es frecuente el uso de filtro pasa-banda ya que elimina el ruido de ambiente de la señal y el ruido que pueda darse por encima de lo esperado en una señal característica.

### 8.1.1. Tiempo e incertezas

Para establecer un tiempo de arribo con una baja subjetividad se trabajará desde un punto de vista probabilístico. El inicio de una fase estará asociado la función de probabilidad  $P_a(t)$  y se establecerán tres tipos de tiempos en la señal: el tiempo de arribo más probable  $t_A$  en donde se busca  $P_a(t_A) = \text{Max}(P_a)$ , el tiempo de arribo más temprano  $t_E$  en donde  $P_a(t_E) \approx 0$ , y el tiempo de arribo mas lejano  $t_L$  en donde también se busca  $P_a(t_L) \approx 0$ . Otra forma de verlo es en términos de la forma de onda: para  $t_A$  se busca que la señal sea justo en el cambio de amplitud, usualmente en la marca de 0 respecto a la señal de evento. En el caso de  $t_L$  se puede medir utilizando el factor de 1.5 en  $SNR$ , ya que indica que se está completamente seguro que la onda ya ha arribado.

Como primer paso, se establecen los tiempos  $t_E$  y  $t_L$  en la forma de onda, y justo en medio de ellos, imaginando la función de probabilidad, se marca el tiempo  $t_A$ .

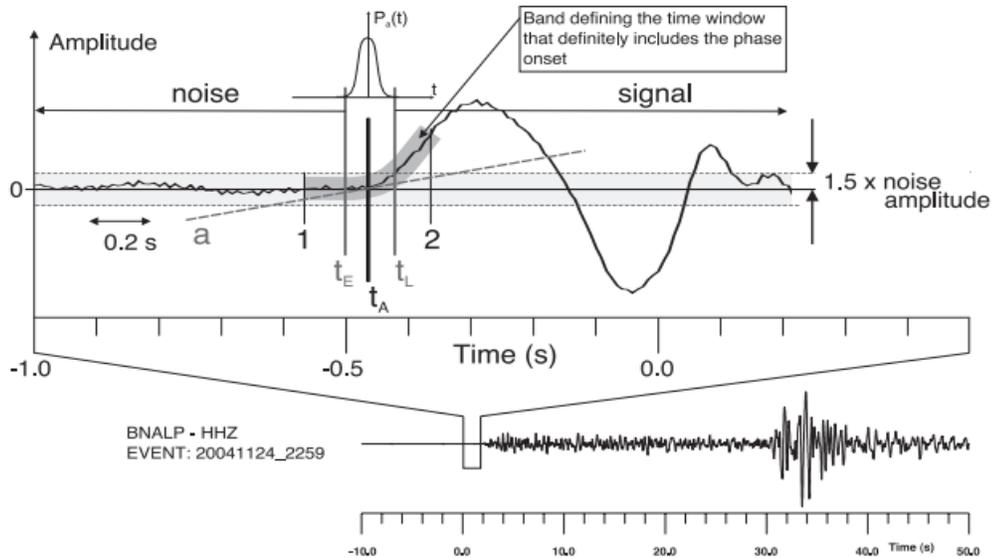


Figura 8.1: Referencia de selección de tiempos  $t_E, t_L, t_A$  con enfoque probabilístico y visual. (Diehl and Kissling, 2007).

En práctica, lo usual es determinar  $t_A, t_E$  o  $t_L$  desde el razón señal-ruido. Sin embargo, existe otra forma de probar que se han elegido los tiempos correctamente determinando nuevas marcas de tiempo denominadas  $a$  y  $b$  en donde se tomará en cuenta la longitud de onda de la señal y también del ruido que contiene el sensor ya sea ambiental o por el equipo. Para ello, el tiempo  $a$  se define como media longitud de onda del ruido ( $\lambda_R/2$ ) antes de  $t_E$  y debe ser notorio que no existe una señal del evento. El tiempo  $a$  es de ayuda en la verificación de señales que contienen un alto nivel de ruido ya que aseguran que el evento no haya iniciado en una ventana de tiempo previa a la que se había pensado. Ahora,  $b$  se define como un cuarto de la longitud de onda de la señal ( $\lambda_S/4$ ) antes de la marca de  $t_L$  en donde debe ser evidente que la forma de onda corresponde a un evento, pero no lo suficiente para estar alcanzando el 1.5 esperado en  $SNR$ , como en Fig. 8.2.

Con la determinación de estos tres tiempos de llegada de la onda es posible determinar de forma cuantitativa la incertidumbre de la picada en la fase, ya que el rango de incertidumbre inicial dado corresponde a  $t_L - t_E$  y el peso de las incertidumbres se pueden ajustar en torno a ese rango de tiempo, en conjunto con la verificación de las longitudes de onda.

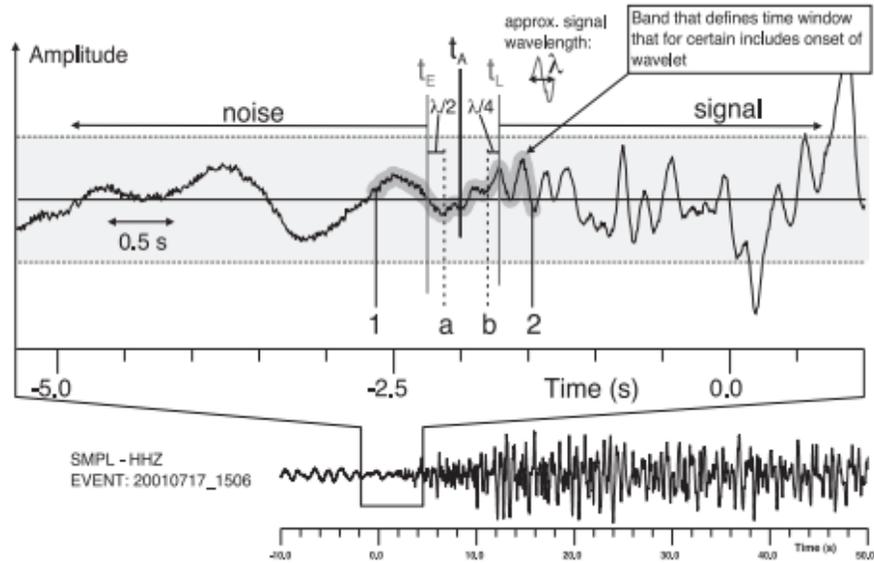


Figura 8.2: Tiempo de arribo de onda sísmica utilizando longitudes de onda de ruido y evento. (Diehl and Kissling, 2007)

Ya que para este catálogo se usan eventos locales y, en específico, solamente las dos fases S y P, la identificación de la fases intermedias no se abordarán en este documento, no obstante sí se señalará la diferencia entre las picadas de ambas.

Un aspecto que se debe tomar en consideración es que las incertezas que se coloquen en la señal no pueden ser más pequeñas que el intervalo en que se está muestreando la señal. A modo de ejemplo, si una señal es de 10 Hz tiene un intervalo de  $\Delta t = 0.05$  s entre cada muestra, por lo que la incerteza mínima que se puede colocar es de  $\pm \Delta t$  (Diehl and Kissling, 2007).

### 8.1.2. Polaridad

Para cada picada en  $t_A$  de la fase P de un evento es conveniente colocar la polaridad de la señal, siempre y cuando sea posible, es por ello que se busca congruencia entre la polaridad presentada en los tiempos  $a$  y  $b$ . La polaridad permite conocer información del origen de la señal y qué tipo de movimiento se está dando al momento de la propagación de las ondas sísmicas, es decir, conocer el mecanismo focal. La tres polaridades que se pueden determinar son:

- Arriba: La polaridad de la onda comienza hacia arriba a partir de la señal de ruido y se habla de un movimiento del material en forma de compresión, lo que indica que le material se movió hacia o en dirección del sensor.
- Abajo: La polaridad de la onda comienza hacia abajo a partir de la señal de ruido y se habla de un movimiento del material en forma de dilatación, lo que indica que le material se movió hacia o en dirección contraria del sensor, es decir, se alejó.
- Indefinida: No fue posible definir la polaridad del sismo ya sea por efectos de superposición de más señales o bien dado que  $a$  y  $b$  no son congruentes. Esto también ocurre cuando la señal proviene de las cercanías de los planos nodales de la fuente.

### 8.1.3. Especificaciones para picar la fase S

Aunque es posible picar la fase S con los parámetros explicados previamente, tiene más dificultad ya que, como mínimo, su llegada está mezclada con la coda (final) de la fase P. Recordando que P es paralela a la dirección de propagación  $\vec{k}$ , que S es transversal a  $\vec{k}$ , y que se trabaja en un modelo 1D donde el medio se idealiza como isotrópico y estratificado, se puede decir que la componente transversal (T) contendría energía pura de la componente SH de la onda, lo que permitiría una diferenciación concreta entre S y la coda de P. La componente radial (R), sería la superposición de la onda P y la componente SV de la fase S. Para poder realizar la rotación se consideran dos ángulos (Fig. 8.3): backazimuth (*BAZ*) y el ángulo de incidencia  $i$ , que se determinan a partir del análisis de la polarización en las 3 componentes básicas ZNE. Para el *BAZ* se toma la dirección de una estación hacia el origen del evento y se mide en contra de las agujas del reloj desde el norte. La rotación al plano ZRT se obtiene realizando una rotación horizontal del sistema de referencia inicial por el ángulo *BAZ* como en la Fig. 8.3

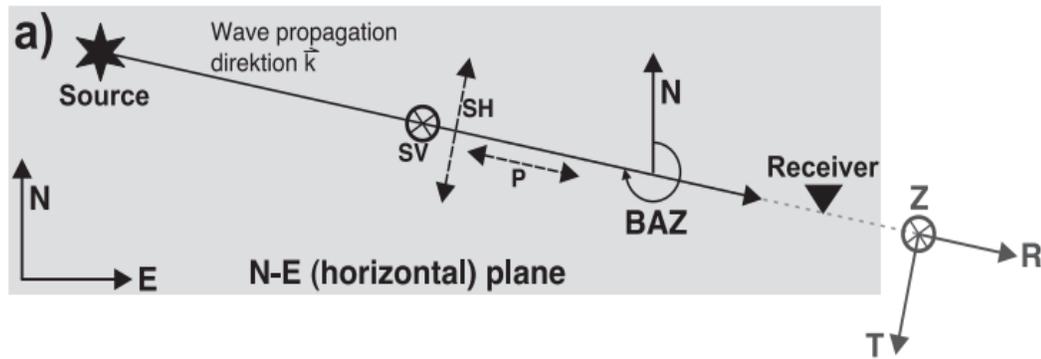


Figura 8.3: Representación de rotación de sistemas de referencia utilizando el BAZ. (Diehl and Kissling, 2007).

Dada la energía que se obtiene en la forma de onda en cada componente del registro sísmico, es recomendable que durante la picada de fases, la fase P sea picada exclusivamente en la componente Z, y la fase S sea picada de preferencia en la componente transversal y, de no ser posible, en la componente radial (Diehl and Kissling, 2007).

### 8.1.4. Manual de picadas para eventos en estaciones de Santiaguito

El flujo de trabajo determinado por el equipo de INSIVUMEH y SED para el correcto análisis y picadas de fases de eventos en la red sísmica del volcán Santiaguito se presenta en la (Fig. 8.4).

Para iniciar, se necesita la verificación que, en efecto, se trata de un evento VT y que cumple con los requisitos mínimos para clasificar como sismo de catálogo. Para agregar un evento propuesto dada su visualización en el software Pensive (Véase sección 12.3) se debe agregar un nuevo origen artificial a SeisComp de forma que se visualice la forma de onda según la fecha y hora exacta del evento (Fig. 8.5).

Con ello, ya es posible ingresar al *picker* y verificar que no sea un sismo VT falso. Si esto se cumple, se debe verificar que la señal sea detectable en al menos 4 estaciones y que exista la posibilidad

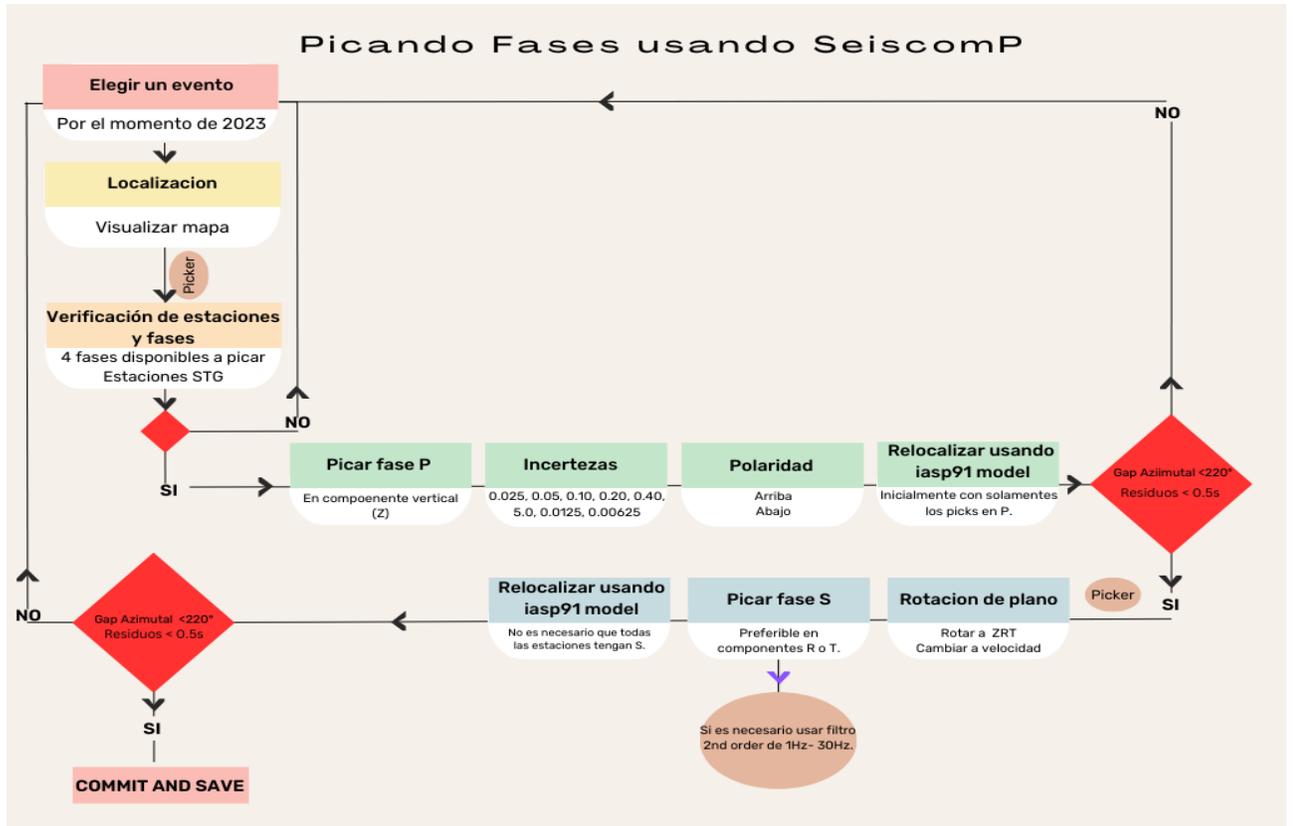


Figura 8.4: Diagrama de flujo para picar fases y requisitos de aprobación de eventos para el catálogo de VT's del volcán Santiaguito utilizando SeisComp.

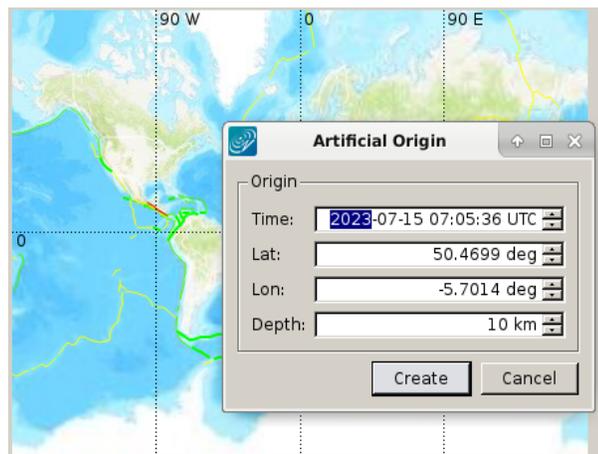


Figura 8.5: Cuadro de respuesta al crear un nuevo evento para visualizar en Seiscomp.

de picar al menos 4 fases (sean solamente P o una mezcla entre P y S) en total para el evento, esto solamente como una primera inspección. De otra forma el evento debe ser desechado y seleccionar uno nuevo.

Como segundo paso importante, se debe comenzar a picar la fase P en la componente vertical (Z) de todas las estaciones accesibles del conjunto de estaciones STG y a cada una de las picadas se

les debe agregar polaridad e incerteza. Existen 8 “pesos” permitidos en la incerteza:  $\pm 0.025$ ,  $\pm 0.05$ ,  $\pm 0.10$ ,  $\pm 0.20$ ,  $\pm 0.40$ ,  $\pm 0.5$ ,  $\pm 0.0125$ ,  $\pm 0.00625$  en donde se conoce que la frecuencia de muestreo del equipo es de 160 Hz, por lo que el mínimo de incertezas no puede ser menor. Así mismo, se determina la polaridad de la onda o se coloca que es indefinida, no se debe dejar en blanco. Al terminar el picado de fase de P, se hace una primera localización utilizando el modelo de velocidad general que más se acerca lo esperado, que en este caso sería el modelo regional de Guatemala (Ligorria and Molina, 1997). Así mismo, se debe seleccionar en SeisComp cual es la metodología para realizar la inversión (sea hipo71, scanloc, etc). Con ello se estimará la localización del sismo según el modelo seleccionado, en donde se debe cumplir que el gap azimutal (el ángulo máximo entre dos estaciones adyacentes) debe ser  $< 220^\circ$  y los residuos de los tiempos de llegada observados vs. los predichos por el modelo de velocidad seleccionado no deben sobrepasar los 0.5 s, ya que esto indicaría que la incerteza en la ubicación del sismo es elevada y no se colocó un modelo de velocidad adecuado como inicio. Solamente si estas dos condiciones se cumplen en este punto, se considera pasar a picar la fase S, de lo contrario el evento es desechado.

Si el evento sigue en el análisis se vuelve al *picker* para visualizar de nuevo las formas de onda, en donde como primera instrucción se debe hacer una rotación de planos de ZNE a ZRT. Una vez rotado el plano, se pica la onda S en la componente transversal, o si no es posible, en la radial, nunca en la vertical. No siempre es posible visualizar la fase S en todas las estaciones, por lo que es probable que este paso solo se pueda realizar en algunas donde sí contengan los tres componentes y que la señal sea lo suficientemente limpia. Finalmente, se vuelve a realizar una localización con todas las fases admitidas y se verifican nuevamente el gap azimutal y los residuos finales.

Si todo se cumple, existe una acción en SeisComp denominada *commit* que permite guardar de forma permanente toda la información recolectada sobre el nuevo origen y en la base del catálogo de VT, de tal forma que si el evento no cumplió con lo especificado este no será guardado hasta que se realice la acción.

A continuación se muestra un cuadro comparativo con las diferencias entre picar una onda P y una onda S para el catalogo de VT-s de Santiaguito,

Fase P	Fase S
Sin filtro	Se puede utilizar un filtro de segundo orden
Siempre se pica en la componente vertical (Z)	Siempre se pica en en la componente radial(R) o transversal (T)
Se añade polaridad	No se debe añadir la polaridad de la llegada
Añadir incerteza	Añadir incerteza

Tabla 8.1: Cuadro comparativo de las diferencias en técnicas de picado entre la fase P y la fase S.

Un ejemplo de un evento que sigue todos los pasos dado el manual para picar fases se puede ver en la Fig. 8.7 que corresponde al evento de la base de datos de VT-s de Santiaguito con la ID: 20230323235409.010389.8545 de la fecha y hora de registro 2023-03-04 20:35:20 en la estación STG10.

Este evento, cuenta con 16 fases identificadas en conjunto con todas en todas las estaciones y cumple con el estándar deseado, por lo que es un evento aceptado en el catálogo de eventos VT de Santiaguito. Así mismo, se verifica en el mapa de la Fig.8.7 que el evento se localizó cercano al domo principal del volcán Santiaguito y es un evento que ocurrió de forma superficial, (aprox. 3.2 km de profundidad), por lo que es un evento de origen volcánico.

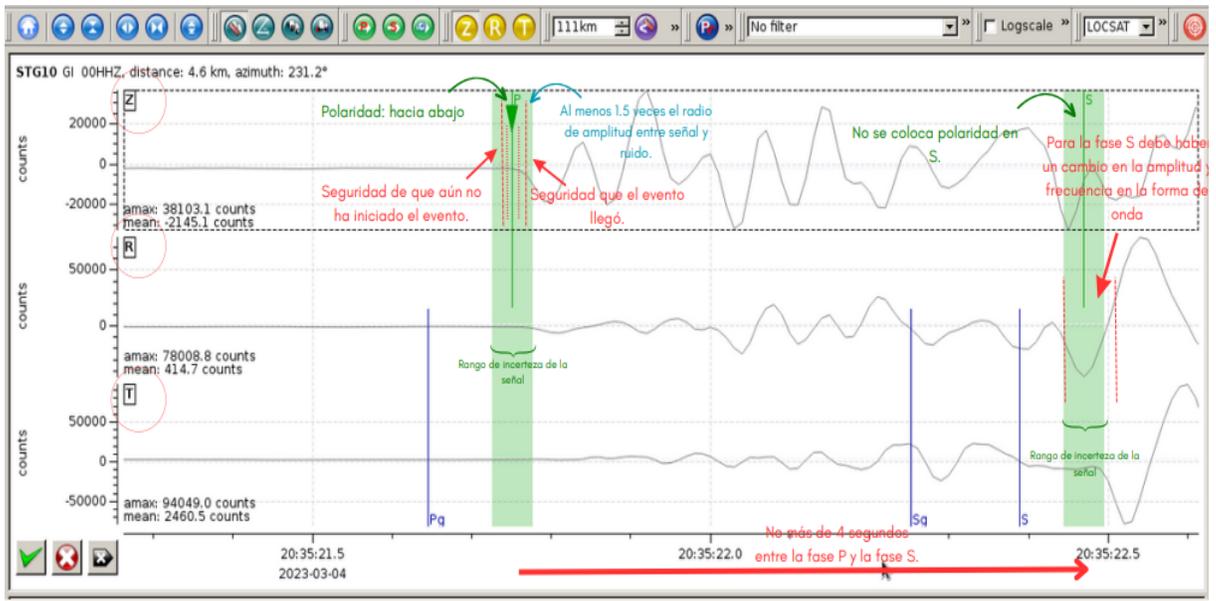


Figura 8.6: *Picking* de fase P y S para evento ID: 20230323235409.010389.8545 siguiendo los directrices del manual para picar datos.

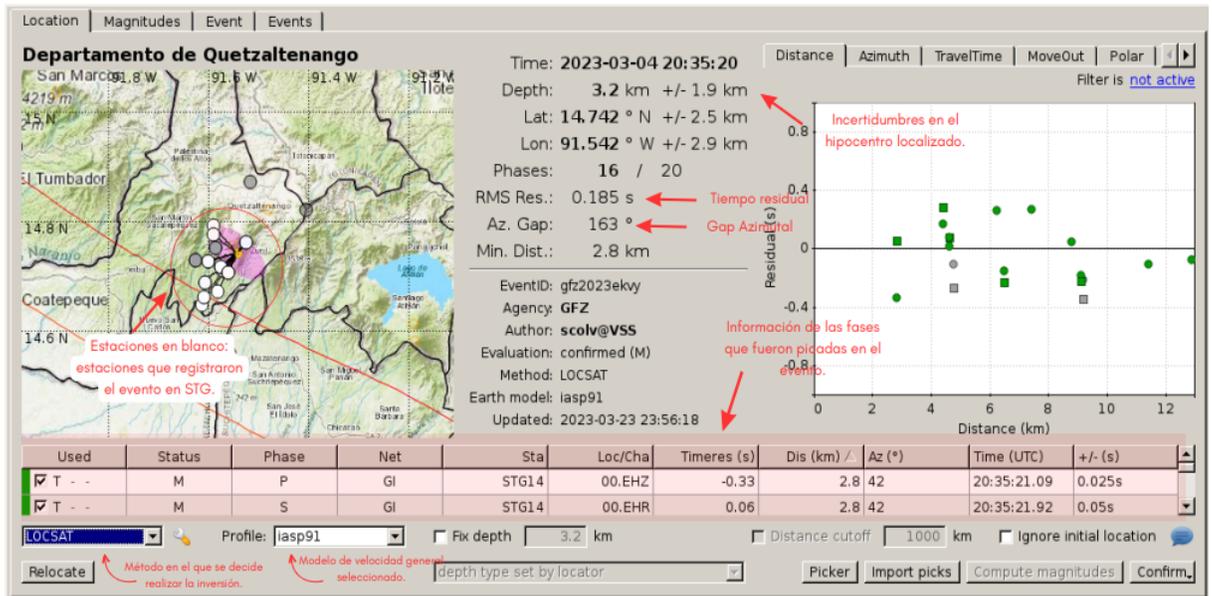


Figura 8.7: *Picking* de fase P y S para evento ID: 20230323235409.010389.8545 mostrando polaridad, incertezas y orientación en la estación STG10.

Una vez se ha verificado se presiona la acción *confirm* en donde es aceptado en la base de datos de forma permanente.



---

eq. (8.1) es posible realizar el procedimiento de mínimos cuadrados para minimizar el error  $e$

$$e = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (8.2)$$

en cada celda. La ubicación con un  $e$  mínimo se selecciona como la más probable.

Esto permite utilizar un *grid* poco denso para la determinación del origen, ya que al aplicar mínimos cuadrados se tiene mejor resolución de resultados, lo que lo hace el procedimiento más eficiente.

---

## Problema de estimación de parámetros

---

El problema de localización de eventos sísmicos es un problema clásico de inversión de parámetros, ya que la información disponible de un sismo son las formas de onda recibidas por los sismógrafos y no sus coordenadas de origen (Havskov and Ottemoller, 2010).

### 9.1. Problema directo

En la mayoría de fenómenos se busca predecir datos a través de un modelo que describe su comportamiento, lo que físicamente significa que se debe relacionar un modelo( $m$ ) con un set de datos observados ( $d$ ) a través de una función  $G$  tal que,

$$G(m) = d \tag{9.1}$$

en donde el objetivo es conocer el set de datos  $d$  en función de  $m$ , lo que se conoce como el problema directo. Dependiendo del fenómeno, hay diferentes representaciones matemáticas para  $G$ . Si  $m$  y  $d$  son vectores entonces  $G$  es una función que los relaciona; si son funciones, entonces  $G$  debe ser un operador; así mismo también puede ser una ecuación diferencial o incluso un sistema de ecuaciones algebraicas.

Para los modelos, se busca el uso de sistemas lineales que consisten en que  $G$  sea un operador lineal, ya que permiten una mejor manipulación de cantidades grandes de datos. Si es un problema con parámetros discretos, se puede escribir (9.1) como un sistema de ecuaciones lineales. No obstante, los fenómenos no surgen en la forma de sistemas lineales discretos de forma natural, por lo que se debe recurrir ya sea a trabajar en el formalismo continuo no lineal, o bien realizar una aproximación para llegar a un sistema lineal discreto. La linealización de un modelo se basa en la de representar los fenómenos como perturbaciones pequeñas fuera de los estados de equilibrio del sistema. Por ejemplo, la propagación de ondas sísmicas es un problema no lineal, pero la perturbación en su propagación es pequeña si se considera que el esfuerzo asociado a la propagación es muy pequeño comparado a la constante elástica de las rocas (Peña, 2013).

En muchos casos, realizar un cambio de variables, una expansión o realizar procesos iterativos pueden convertir un problema no lineal a uno lineal, aunque no sea posible realizarlo para todos los

---

fenómenos.

El problema directo es sencillo de resolver, sin embargo, cuando estudiamos los fenómenos, no se obtienen los datos a partir del modelo sino que se busca obtener un modelo a partir de los datos. Esto es lo que se le denomina “problema inverso”.

## 9.2. El problema de estimación de parámetros

El objetivo del problema inverso es obtener  $m$  a partir de un set de datos  $d$ . Físicamente hablando, lo importante es encontrar los parámetros que definen el modelo. Cuando el objetivo es encontrar un número pequeño de parámetros se le denomina “problema de estimación de parámetros” y, en el caso de un número grande se le denomina “problema inverso”.

Al trabajar con operadores lineales, se pueden aprovechar sus propiedades, tales como

$$G(m_1 + m_2) = G(m_2) + G(m_1) \quad (9.2)$$

$$G(\alpha m) = \alpha G(m) \quad (9.3)$$

En un problema de estimación de parámetros de un sistema lineal discreto,  $G$  es una matriz, y el sistema se puede expresar como

$$G(m) = Gm = d \quad (9.4)$$

En el caso de un sistema continuo, se requieren procedimientos como deconvolución, que computacionalmente son más costosos que trabajar con matrices (Aster et al., 2019).

Dado que los datos tienen incertezas, es imposible encontrar un modelo exacto que describa todos los puntos observados, por lo que se utilizan métodos para optimizar el ajuste de las predicciones del modelo a los datos observados, obteniendo así el mejor modelo aproximado. Esto se hace minimizando los residuos, que son la diferencia entre los datos y las predicciones del modelo.

Por ejemplo, se presenta la estimación de parámetros para hallar el hipocentro de un evento. Para ello, se define el hipocentro como un cuadrivector

$$\mathbf{m} = \begin{bmatrix} \mathbf{x} \\ \tau \end{bmatrix} \quad (9.5)$$

en donde  $x$  representa las coordenadas espaciales del evento, si se aproxima su origen como un punto y  $\tau$  es la componente temporal. El modelo matemático debe relacionar los tiempos de arribo de la ondas con los parámetros del hipocentro, de forma que

$$G(m) = t \quad (9.6)$$

donde  $G$  es una función que los relaciona. Si se asume que la velocidad de las ondas es una constante “ $v$ ” y que las ondas no encuentran ningún obstáculo en su propagación, el tiempo de llegada corresponde solamente a  $t = d/v$

$$t_i = \frac{\|\mathbf{S}_i - \mathbf{x}\|_2}{v} \quad (9.7)$$

donde el subíndice  $i$  corresponde a la coordenada de cada una de las estaciones y la norma-2 representa la distancia promedio entre el hipocentro y la cada una de las localizaciones de las estaciones.

La estimación de parámetros de hipocentro no es lineal, ya que la operaciones norma-2 no son lineales. No obstante, sigue siendo un problema con parámetros discretos (Aster et al., 2019).

Si por el contrario se analiza el problema de un modelo de velocidad, en donde ya se conoce el hipocentro de los eventos, se tendría que los tiempos de arribo de la onda reflejan como es la propagación vertical en función de la profundidad de la estructura en dirección a los sensores que reciben la señal. Aunque de entrada esto es un problema no lineal y continuo por la dependencia de velocidades sísmicas  $v(z)$  en la profundidad, dada la función

$$t(z) = \int dz/v \quad (9.8)$$

es posible realizar un cambio de variable de  $s(z) = \frac{1}{v(z)}$  donde  $s$  es comúnmente denominado *slowness* y se puede tener un sistema lineal, aunque continuo, expresado como

$$\begin{aligned} t(z) &= \int_0^z s(\delta)d\delta \\ &= \int_0^z s(\delta)H(z - \delta)d\delta \end{aligned} \quad (9.9)$$

donde  $G$ , expresado como el kernel de la función, esta representado por  $H(z - \delta)$  que es la función de *Heaviside*, ya que se asumen capas infinitesimales, cada una con diferente velocidad.

Como se observó en ambos ejemplos, el problema de hipocentro requiere que se conozca el modelo de velocidad, sea este constante o sea una función y, en el caso del modelo de velocidad, se requiere conocer el hipocentro. Es por ello que existen técnicas para la solución acoplada de ambos problemas, ya que a menudo no se conoce ninguno, y así hallar tanto el hipocentro como el campo de velocidades (Aster et al., 2019).

### 9.3. Problema acoplado hipocentro-velocidad

En los eventos sísmicos, un problema importante es construir una “tomografía” de la estructura interna terrestre que, en términos generales, es un modelo consistente con los fenómenos que afectan la propagación de ondas, tiempo de viaje e intensidad ya sea en una, dos, tres y hasta cuatro dimensiones. El problema de estimación de hipocentro-velocidad es considerado como un técnica para generar una tomografía de la estructura terrestre.

Hallar los tiempos de arribo de un evento se presenta como una función dependiente de sus parámetros hipocentrales (cuadrivector de posición y tiempo), la ubicación de los detectores sísmicos y el modelo de velocidad de la estructura analizada.

Si se realiza una generalización multi-dimensional para la eq.9.9 se definen los tiempos de arribo

$$T = \int_{origen}^{receptor} s(z(l))dl \quad (9.10)$$

donde la onda en un punto  $z$ , siguió una trayectoria  $l$  desde el punto de origen hasta uno de los receptores (sensores). Entonces, la función que relaciona los tiempos de arribo con parámetros de velocidad e hipocentrales es no lineal (Aster et al., 2019). Para trabajar el modelo se propone la notación

$$t_{ob} = f(s, h, m) \quad (9.11)$$

en donde  $t_{ob}$  corresponde a los tiempos observados/detectados,  $s$  a las coordenadas de las estaciones,  $h$  a los parámetros hipocentrales y  $m$  el campo de velocidades.

Dado que solamente se conocen los tiempos detectados y las ubicaciones de las estaciones, esto un problema inverso. Este problema puede ser transformado en un problema de estimación de parámetros si logra obtener un sistema lineal a partir de él. Por observación de la ecuación 9.11, se conoce que los datos obtenidos exceden el número requerido para encontrar una única solución del sistema.

Una forma de solucionarlo es encontrar el mejor ajuste por medio de la minimización de residuos a partir de un modelo inicial, de donde será posible obtener una linealización del sistema.

Partiendo de un modelo general inicial para la estimación de parámetros hipocentrales y campo de velocidad, se obtienen datos tiempos de arribo predichos  $t_{calc}$ , por lo que los residuos entre lo teorizado y lo observado son

$$t_{res} = t_{obs} - t_{calc} \quad (9.12)$$

donde  $t_{res}$  corresponde a los tiempos residuales (Kissling et al., 1994).

Se utiliza un análisis perturbativo, es decir, se asume que los residuos se obtienen por pequeñas perturbaciones hipocentrales y perturbaciones del modelo de velocidad a partir de los tiempos calculados por lo que es posible mejorar la estimación de parámetros del modelo perturbándolos iterativamente minimizando los residuos. Con esta propuesta, se obtiene un sistema lineal realizando una expansión de Taylor. El tiempo de arribo es una función con múltiples dependencias en variables, por lo que será más sencillo partir de función de una variable y generalizar para la función que se necesita. Suponga una función  $\phi(b)$  donde  $b$  se puede expresar como  $b = b^0 + \Delta b$ , tal que, al usar la expansión de Taylor se tiene

$$\begin{aligned} \phi(b) = f(b) &= \sum_{k=0}^n f^k(b^0) \frac{(b - b^0)^k}{k!} \\ &= f(b^0) + (b - b^0) \frac{df}{db} + (b - b^0)^2 \frac{d^2f}{db^2} + (b - b^0)^3 \frac{d^3f}{db^3} \dots \\ &= f(b^0) + (\Delta b) \frac{df}{db} + (\Delta b)^2 \frac{d^2f}{db^2} + (\Delta b)^3 \frac{d^3f}{db^3} \dots \\ &= f(b^0) + (\Delta b) \frac{df}{db} + \text{términos de orden superior.} \end{aligned} \quad (9.13)$$

Si las perturbaciones son lo suficientemente pequeñas, se pueden despreciar los términos de orden superior y se tiene una relación lineal (Deakin, 2005). Realizar lo mismo para la eq. 9.12 resultaría en la obtención de derivadas parciales para cada uno de los parámetros, lo cual es posible para los parámetros discretos de datos hipocentrales.

$$t_{res} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \int_{origen}^{receptor} \delta s \, dl + e \quad (9.14)$$

Donde  $e$  corresponde a errores producidos por la marca de tiempo de origen, picado de datos, localización de estaciones, modelo general inicial no adecuado, errores por aproximación, etc (Thurber,

(1992). La integral de la eq.9.12 tiene como límite inferior la ubicación de origen de la onda, por lo que es desconocida. Lee y Stewart [1981] muestran que existe una relación entre los parámetros hipocentrales y el campo de velocidad:

$$\frac{\partial f}{\partial h_k} = \frac{-1}{V} \left( \frac{dh_k}{dl} \right)_{origen} \quad (9.15)$$

por lo que V es parametrizable en cualesquiera parámetros  $m$ . La expresión se transforma en:

$$t_{res} = \sum_{k=1}^4 \frac{\partial f}{\partial h_k} \Delta h_k + \sum_{i=1}^n \frac{\partial f}{\partial m_i} \Delta m_i + e \quad (9.16)$$

que en forma matricial permite una inversión matemáticamente más accesible

$$t_{res} = Hh + Mm + e = Ad + e \quad (9.17)$$

En donde  $H$  y  $h$  corresponden a la matriz de derivadas parciales de parámetros hipocentrales y al vector de perturbaciones respectivamente;  $M$  y  $m$  la matriz de derivadas parciales de parámetros de velocidad y su vector de perturbaciones, respectivamente y,  $e$  es el error.

Pavlis y Booker [1980] muestran que todo el procedimiento de separación de una matriz general  $A$  en dos matrices  $H$  y  $M$  diferentes es válida y produce los mismos resultados. El método de minimización que se utilice para la eq.9.17 depende de cual es el mejor ajuste (Thurber, 1992).

### 9.3.1. Problema de minimización

Para minimizar la eq.9.17 se asume que los errores están normalmente distribuidos y, en conjunto con el modelo dado por perturbaciones, es posible resolverlo por mínimos cuadrados. Específicamente el método de mejor convergencia es el método “Least-squares QR factorization (LSQR)” que es un método que se basa en la decomposición de matrices.

El método LSQR se basa en la tridiagonalización de una matriz con el algoritmo de Lanczos. Para este se requiere encontrar una matriz tridiagonal simétrica de forma  $T_{mm} = V_m^T A V_m$  donde los elementos de la diagonal están denotados por un escalar  $\alpha_i$  y fuera de la diagonal  $\beta_i$  (Spakman and Nolet, 1988). Para ello se partirá definiendo una matriz simétrica  $B$  y un vector de inicio  $b$  en donde se busca tridiagonalizar B. El algoritmo para realizarlo es

$$\beta_1 v_1 = b$$

$$\left. \begin{aligned} w_i &= Bv_i - \beta_i v_{i-1} \\ \alpha_i &= v_i^T w_i \\ \beta_{i+1} v_{i+1} &= w_i - \alpha_i v_i \end{aligned} \right\}, \quad i = 1, 2, \dots$$

donde los vectores  $v_i$  son los que generan la matriz de transformación  $V_i$ , y  $\|v_i\| = 1, v_0 = 0, \beta_1 \geq 0$ . Después de  $k$  iteraciones, se cumple que al igualar  $BV=VT$  se llega a

$$BV_k = V_k T_k + \beta_{k+1} v_{k+1} e_k^T \quad (9.18)$$

$k = 1, 2, 3, \dots, i-1$ . El último término está relacionado con el residuo dada la matriz tridiagonalizada  $T$  que tiene la forma  $T_k = \text{diag}(\beta_i, \alpha_i, \beta_{i+1})$ , y  $e_k$  es un vector canónico de tamaño  $k \times 1$  con la última

componente igual a 1 en cada iteración (Paige and Saunders, 1982).

Si se resuelve el sistema lineal simétrico de  $Bx = b$ , se multiplica eq.9.18 por un vector arbitrario  $y_k$  que tendrá un último elemento  $\eta_k$ , dando

$$BV_k y_k = V_k T_k y_k + \beta_{k+1} v_{k+1} \eta_k^T \quad (9.19)$$

por lo se obtiene que

$$B_k y_k = \beta_1 e_1 \quad (9.20)$$

$$x_k = V_k y_k \quad (9.21)$$

A partir de esto, es posible introducir la solución a un problema de mínimos cuadrados amortiguado

$$\min \left\| \begin{bmatrix} A \\ \lambda I \end{bmatrix} x - \begin{bmatrix} t \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_2 \quad (9.22)$$

donde  $\lambda$  es un escalar que  $\in \mathbb{R}$ . Por lo que tiene que cumplir que

$$\begin{bmatrix} I & A \\ A^T & -\lambda^2 I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} r \\ x \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} b \\ 0 \end{bmatrix} \quad (9.23)$$

en donde  $r = b - Ax$ , y que  $B = A^T A$ . La primera condición se cumple dado que se obtiene  $Ib = b$  y la segunda por las ecuaciones normales del problema de mínimos cuadrados (Paige and Saunders, 1982).

Por definición (Mozo, 2021) una bidiagonalización para una matriz  $A \in \mathbb{R}^{m \times n}$  una matriz rectangular, la factorización bidiagonal inferior completa es  $U^T A V = D$  donde  $U \in \mathbb{R}^{m \times m}$  y  $V \in \mathbb{R}^{n \times n}$ . Ahora, se eligen los escalares  $\alpha_i \geq 0, \beta_i \geq 0$  y se normaliza  $A^T t$  mediante  $\beta_1 = |A^T t|$ , para colocarlo como  $v^1 \in V$ , es decir, como un vector base de subespacio donde se está trabajando (Huang, 2015; Paige and Saunders, 1982; Mozo, 2021). Si se tiene  $\|v_i\| = \|u_i\| = 1$ , al iterar  $2k + 1$  se obtiene el algoritmo

$$\beta_1 u_1 = b, \quad \alpha_1 v_1 = A^T u_1$$

$$\left. \begin{aligned} \beta_{i+1} u_{i+1} &= A v_i - \alpha_i u_i \\ \alpha_{i+1} v_{i+1} &= A^T u_{i+1} - \beta_{i+1} v_i \end{aligned} \right\}, \quad i = 1, 2, \dots$$

Que se puede reescribir utilizando los resultados obtenidos por el método de Lanczos (Golub and Kahan, 1965; Paige and Saunders, 1982; Huang, 2015) como

$$\begin{aligned} U_{k+1} (\beta_1 e_1) &= b \\ AV_k &= U_{k+1} B_k, \\ A^T U_{k+1} &= V_k B_k^T + \alpha_{k+1} v_{k+1} e_{k+1}^T. \end{aligned}$$

sabiendo que

$$\begin{aligned} U_k &\equiv [u_1, u_2, \dots, u_k], \\ V_k &\equiv [v_1, v_2, \dots, v_k], \end{aligned}$$

$$B_k \equiv \begin{bmatrix} \alpha_1 & & & & \\ \beta_2 & \alpha_2 & & & \\ & \beta_3 & \ddots & & \\ & & & \alpha_k & \\ & & & & \beta_{k+1} \end{bmatrix}$$

Si este proceso se permuta para el caso de la eq.18 y eq.19 para iterar  $2k + 1$  veces (Huang, 2015; Paige and Saunders, 1982) y se utiliza el algoritmo de Kahan-Lanczos se obtiene

$$\begin{bmatrix} I & B_k \\ B_k^T & -\lambda^2 I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_{k+1} \\ y_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} \beta_1 e_1 \\ 0 \end{bmatrix},$$

$$\begin{bmatrix} r_k \\ x_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} U_{k+1} & 0 \\ 0 & V_k \end{bmatrix} \begin{bmatrix} t_{k+1} \\ y_k \end{bmatrix}$$

donde  $B_k$  es la matriz bidiagonal inferior (Spakman and Nolet, 1988) de tamaño  $(k + 1) \times k$  (Mozo, 2021; Paige and Saunders, 1982).

A partir de ella se obtiene un nuevo problema de mínimos cuadrados elegido conociendo que  $t_{k+1} = \beta_1 e_1 - B_k y_k$ , y su relación con los residuos  $r_k = U_{k+1} t_{k+1}$ , entonces se debe encontrar una solución que la reduzca en  $y_k$

$$\text{mín} \left\| \begin{bmatrix} B_k \\ \lambda I \end{bmatrix} y_k - \begin{bmatrix} \beta_1 e_1 \\ 0 \end{bmatrix} \right\|_2$$

que es la base para la resolución del método LSQR (Paige and Saunders, 1982).

La forma más accesible y computacionalmente menos costosa de solucionarla es utilizar el método QR, notando que se puede obtener otra forma de bidiagonalización análoga, en este caso bidiagonalización superior, si se parte de definir  $s = -Ax$  (Mozo, 2021; Paige and Saunders, 1982)

$$\begin{bmatrix} I & A \\ A^T & -\lambda^2 I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} s \\ x \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ -A^T b \end{bmatrix} \quad (9.24)$$

que, usando Lanczos, se tiene el algoritmo y la solución

$$\theta_1 v_1 = A^T b, \quad \rho_1 p_1 = A v_1$$

$$\left. \begin{aligned} \theta_{i+1} v_{i+1} &= A^T p_i - \rho_i v_i \\ \rho_{i+1} p_{i+1} &= A v_{i+1} - \theta_{i+1} p_i \end{aligned} \right\}, \quad i = 1, 2, \dots$$

$$\begin{bmatrix} I & R_k \\ R_k^T & -\lambda^2 I \end{bmatrix} \begin{bmatrix} q_k \\ y_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} 0 \\ -\theta_1 e_1 \end{bmatrix},$$

$$\begin{bmatrix} s_k \\ x_k \end{bmatrix} = \begin{bmatrix} P_k & 0 \\ 0 & V_k \end{bmatrix} \begin{bmatrix} q_k \\ y_k \end{bmatrix}$$

donde  $\theta_i, \rho_i$  son escalares y  $v_i, p_i$  son vectores. Y su representación es

$$P_k \equiv [p_1, p_2, \dots, p_k]$$

$$V_k \equiv [v_1, v_2, \dots, v_k]$$

$$R_k \equiv \begin{bmatrix} \rho_1 & \theta_2 & & & \\ & \rho_2 & \theta_3 & & \\ & & \ddots & \ddots & \\ & & & \rho_{k-1} & \theta_k \\ & & & & \rho_k \end{bmatrix}$$

y las ecuaciones de recurrencia son

$$\begin{aligned} V_k (\theta_1 e_1) &= A^T b \\ AV_k &= P_k R_k \\ A^T P_k &= V_k R_k^T + \theta_{k+1} v_{k+1} e_k^T \end{aligned}$$

Ahora, al analizar ambas bidiagonalizaciones se cumple que  $V_k$  es la misma para ambos casos, y que se cumple la identidad

$$B_k^T B_k = R_k^T R_k$$

Por lo que la factorización QR habitual ya se encontró dado que  $Q_k B_k = R_k$  (Mozo, 2021; Paige and Saunders, 1982).

### Algoritmo LSQR

Se parte de las expresiones obtenidas previamente

$$x_k = V_k y_k \quad (9.25)$$

$$r_k = b - Ax_k \quad (9.26)$$

$$t_{k+1} = \beta_1 e_1 - B_k y_k \quad (9.27)$$

y se que se debe minimizar la expresión

$$\min \|\beta_1 e_1 - B_k y_k\| \quad (9.28)$$

Utilizando la eq. 9.27 para solucionar utilizando el método QR:

$$\begin{aligned} QB_k &= R_k \\ Q(\beta_1 e_1) &= \\ &= QB_k y_k \\ &= R_k y_k \\ &= f_k \\ Qt_{k+1} &= \phi_{k+1} \end{aligned}$$

teniendo  $f_k = [\phi_1, \phi_2, \dots, \phi_r]^T$  (Mozo, 2021):

$$Q[B_k - \beta_1 e_1] = \left( \begin{array}{cccc|c} \rho_1 & \theta_2 & & & \phi_1 \\ & \rho_2 & \theta_3 & & \phi_2 \\ & & \ddots & \ddots & \dots \\ & & & \rho_k & \theta_k \\ & & & & \phi_k \\ & & & & \phi_{k+1} \end{array} \right) \quad (9.29)$$

A partir de la expresión y sabiendo que  $y_k = R_k^{-1} f_k$ , se obtiene

$$\begin{aligned} x_k &= V_k y_k \\ x_k &= V_k R_k^{-1} f_k \\ x_k &= D_k f_k \end{aligned} \quad (9.30)$$

En donde  $D$  se puede hallar con sustitución progresiva de forma

$$\begin{aligned} R_k^T R_k^{-1T} V_k^T &= V_k \\ R_k^T (V_k R_k^{-1})^T &= V_k^T \\ R_k^T D_k^T &= V_k \end{aligned} \quad (9.31)$$

por lo que las ecuaciones de recurrencia para el algoritmo son

$$d_k = \frac{1}{\rho_k}(v_k - \theta_k d_{k-1}) \quad (9.32)$$

$$x_k = x_{k-1} - \phi_k d_k \quad (9.33)$$

Nótese que se puede simplificar el trabajo conociendo que  $w_k \equiv \rho_k d_k$  (Paige and Saunders, 1982; Mozo, 2021). Eso, en conjunto con las relaciones de dependencia entre ambos tipos de bidiagonalización dan como resultado el algoritmo mostrado en la Fig 9.1

---

**Algorithm 1:** Método de LSQR

---

**Entrada:** Matriz  $A \in \mathbb{R}^{m \times n}$  y un vector  $b \in \mathbb{R}^m$ .

**Salida:** Solución por iteración de mínimos cuadrados

**Inicialización:**  $\beta_1 = \|b\|$ ,  $u_1 = b/\beta_1$ ,  $\alpha_1 = \|A^T u_1\|$ ,  $v_1 = \|A^T u_1/\alpha_1$ ,  $w_1 = v_1$ ,  $x_0 = d_0 = 0$ ,  $\bar{\phi}_1 = \beta_1$ ,  $\bar{\rho}_1 = \alpha_1$ ,  $k = 1$ ,  $f = 1$

**while**  $f \leq f_{final}$  **do**

*Bidiagonalización*

$$\beta_{k+1} u_{k+1} = A v_k - \alpha_k u_k \quad \text{con } \beta_{k+1} = 1/\|u_{k+1}\|$$

$$\alpha_{k+1} v_{k+1} = A^T u_{k+1} - \beta_{k+1} v_k \quad \text{con } \alpha_{k+1} = 1/\|v_{k+1}\|$$

*Transformaciones ortogonales*

$$\rho_k = (\bar{\rho}_k^2 + \beta_{k+1}^2)^{1/2}$$

$$s_k = \beta_{k+1}/\rho_k$$

$$\theta_{k+1} = s_k \alpha_{k+1}$$

$$\bar{\rho}_{k+1} = -c_k \alpha_{k+1}$$

$$\phi_k = c_k \bar{\phi}_k$$

$$\bar{\phi}_{k+1} = s_k \bar{\phi}_k$$

$$c_k = \bar{\rho}_k/\rho_k$$

*Actualización de la solución*

$$x_k = x_{k-1} + (\phi_k/\rho_k) w_k$$

$$w_{k+1} = v_{k+1} - (\theta_{k+1}/\rho_k) w_k$$

$$k = k + 1$$

**end**

---

Figura 9.1: Algoritmo de LSQR para la resolución de mínimos cuadrados. (Mozo, 2021).

---

## Esquema de pasos para el modelo 1D

---

El esquema de pasos que se presenta continuación se basan en la publicación (Kissling et al., 1994) que muestra la directrices a partir de la calidad de los datos recolectados, las características y el análisis de la estructura terrestre.

1. Establecer un modelo *a priori*: Se elige un modelo de estratificación cercano a lo que espera en el área de análisis. Es posible hacer inferencias de la estructura interna con información conocida y comprobar el comportamiento de las localizaciones una vez se tiene un set de datos. Si el área contiene estructura geológica muy complicada o muy diferente por secciones es posible utilizar distintos modelos de velocidad *a priori* para establecer cuál es el más cercana a la realidad, poniendo especial atención a las incertezas y a la profundidad, dado que los eventos volcánicos deben ser superficiales (de poca profundidad). Para Guatemala existe un modelo regional y uno del volcán Pacaya (Véase sección 4).
2. Establecer geometría e intervalos de velocidad: Elegir eventos con la mejor calidad posible verificando el ruido en las estaciones, gap azimutal y residuos. Se estima que un modelo puede ser confiable a partir de 100 eventos. Si se tiene el set de datos, se realiza una primera relocalización con VELEST utilizando un coeficiente de amortiguamiento de 0.01 para parámetros hipocentrales y errores de estaciones, y de 0.1 para parámetros de velocidad. Para todas las capas del modelo o solamente en un grupo de capas se realizan múltiples iteraciones invirtiendo los datos hipocentrales para todas las iteraciones y los de velocidad cada dos iteraciones. Este proceso continua hasta que los parámetros del modelo se estabilicen, es decir, cuando estos no varíen significativamente entre una iteración y la siguiente. Así mismo, ya que es un proceso de minimización se debe obtener un RMS considerablemente diferente y pequeño al RMS con el que se inicio la inversión y, por último, verificar que la información de salida sea congruente con la información geológica conocida de la zona. Verificar cómo es su comportamiento en relación al modelo *a priori* también es un indicador que se ha elegido un amortiguamiento correcto y se ha llegado a un modelo aceptable. A este modelo, se le conoce como *Modelo a priori 1D*, actualizado con los residuos en cada estación.
3. Relocalización: Relocalizar los eventos utilizando el modelo actualizado, es decir, realizar solamente la inversión para parámetros del hipocentro. En Velest, este proceso se llama inversión en *Modo evento singular*.
4. Cálculo de modelo mínimo 1D: Repetir el paso No.2 utilizando el modelo 1D actualizado, pero cambiando el amortiguamiento a 0.01 para parámetros hipocentrales, 0.1 para retrasos en la

---

estación, y 1.0 para parámetros de velocidad. En este paso ya se estableció una geometría, por lo que se intenta minimizar los errores totales en la localización. Además, se debe comprobar la estabilidad del modelo, realizando cambios al azar en los hipocentros o colocando coeficientes de amortiguamiento insuficientes (*underdamping*). Si se considera aceptable el rendimiento, se arreglan los datos de velocidad con un sobreamortiguamiento en los coeficientes y se recalculan los residuos de las estaciones. A este modelo se le conoce como *Modelo mínimo 1D*.

5. Poniendo a prueba el modelo: Ya que se estableció el modelo mínimo 1D se debe poner a prueba localizando eventos cuya localización ya se conoce, por ejemplo, explosiones o disparos de material. Como resultado se debería obtener la profundidad del evento y localización cercanas a las reales, y los residuos de cada una de las estaciones debe ser pequeño.

---

## Adaptación de datos para el uso de Velest

---

Para utilizar el software Velest con los datos recopilados es necesario preparar la información de los eventos sísmicos volcano-técnicos y generar los archivos de configuración para las directrices para la inversión.

Se iniciará con el concepto de *datum* cuya función es acoplar los datos a la definición de las capas establecidas de Velest (Fig. 11.1).

Velest produce modelos de velocidad con una estructura tabular específica. Es requerido que la interfase entre la primera y segunda capa sea justo en el nivel de referencia (usualmente nivel del mar). Además, todas las estaciones deben estar contenidas en una sola capa, la primera, lo que hace que el grosor de esta (medido en km) dependa directamente de la ubicación de las estaciones. Esta configuración entra en conflicto con la segmentación de capas, ya que se pierde información y definición de la sección superficial del volcán, por ende, el modelo pierde precisión. Para poder obtener más detalle (segmentaciones) en el modelo en la región por encima del nivel del mar, se re-define el nivel de referencia (nuevo nivel del mar) que minice el grosor de la primera capa, conservando todas las estaciones sísmicas dentro de ella (Kissling, 1995).

En este trabajo, se utilizó un *datum* de 670m sobre el nivel del mar. Usando este ajuste se trabajaron los archivos de configuración, que se encuentran en la sección de anexos (Véase anexo 17). Específicamente se ajustó la profundidad de todas las estaciones en el archivo de configuración restándole el valor del *datum* establecido a los valores de profundidad originales. Esto también se debe realizar para el archivo que describe la topografía del volcán Santiaguito.

En el archivo de control de Velest se tiene que establecer el *datum* que se utilizó para que al realizar la inversión se haga el ajuste adecuado.

La versión oficial de Velest no tiene un método para revisar que las trayectorias de rayos sísmicos con consistentes con la altura real del volcán, por lo que es posible localizar sismos en el "aire". Para hacer esta comprobación se debe adaptar el código fuente de forma que lo realice para cada iteración.

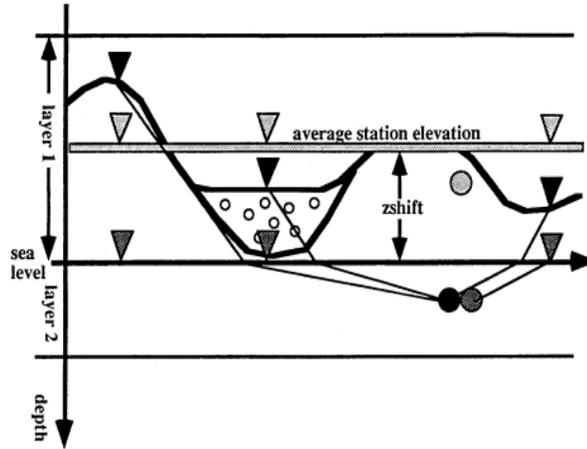


Figura 11.1: Requerimiento de conformación de capas establecido por el manual de usuario de Velest.  
 (Kissling, 1995)

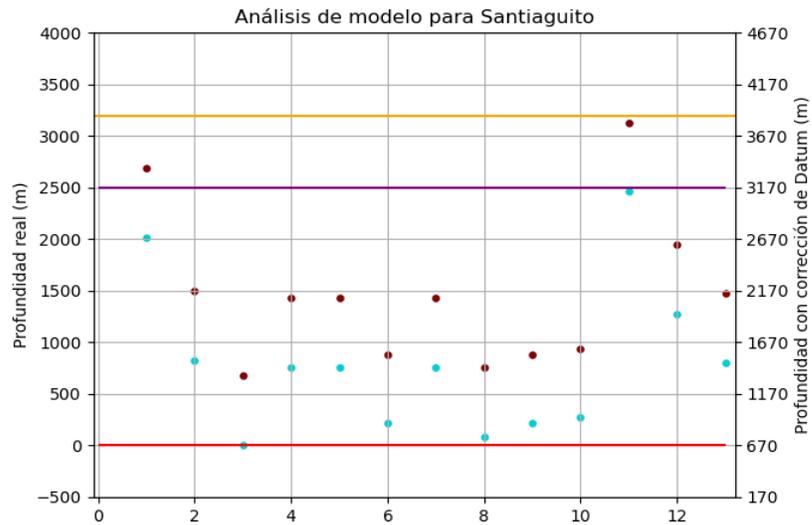


Figura 11.2: Visualización de las estaciones y capas de modelo velocidad usando un *datum* de 760 m.

## 12.1. Velest

Velest es un software escrito en Fortran, diseñado para la inversión simultánea de hipocentro-velocidad ya sea para las ondas P o para las ondas S, y tiene como objetivo auxiliar el procedimiento para encontrar el modelo mínimo 1D de velocidades sísmicas. Su versión actual tuvo su última modificación en 1993.

Velest utiliza el método LSQR para estimar las capas del modelo de velocidad y las correcciones de las estaciones. Se puede utilizar en dos modos:

- Modo simultáneo: resuelve el problema acoplado hipocentro-velocidad para cualquier tipo de eventos, es decir no solamente para eventos VT sino también para eventos tectónicos, explosiones etc.
- Modo de evento singular: solamente obtiene la localización de los eventos. Este se utiliza principalmente cuando ya se ha establecido el modelo de velocidad mínimo adecuado.

Los procedimientos para hallar una solución estable para el modelo radican en hacer múltiples iteraciones que pueden tomar como modelo inicial el resultado del ciclo anterior, de forma que cada vez se reduzca el error (diferencia entre predicciones del modelo y observaciones). En cada iteración Velest resuelve primero el problema inverso para obtener un modelo, el cuál utiliza para predecir los datos resolviendo un problema directo. La comparación de las predicciones y observaciones permite estimar el error y verificar si la nueva solución mejoró respecto de la anterior.

Para ejecutar Velest se necesitan archivos específicos de entrada que deben seguir los lineamientos dados en la documentación:

- Archivo de control: En este archivo se coloca todo lo que tomará en consideración el modelo, es decir, el nombre los demás archivos de configuración, el número de eventos, los archivos de salida que se requieran, los archivos de topografía, el número de iteraciones, entre otros. Sin este archivo Velest no podrá buscar la base de datos de donde provienen los eventos.

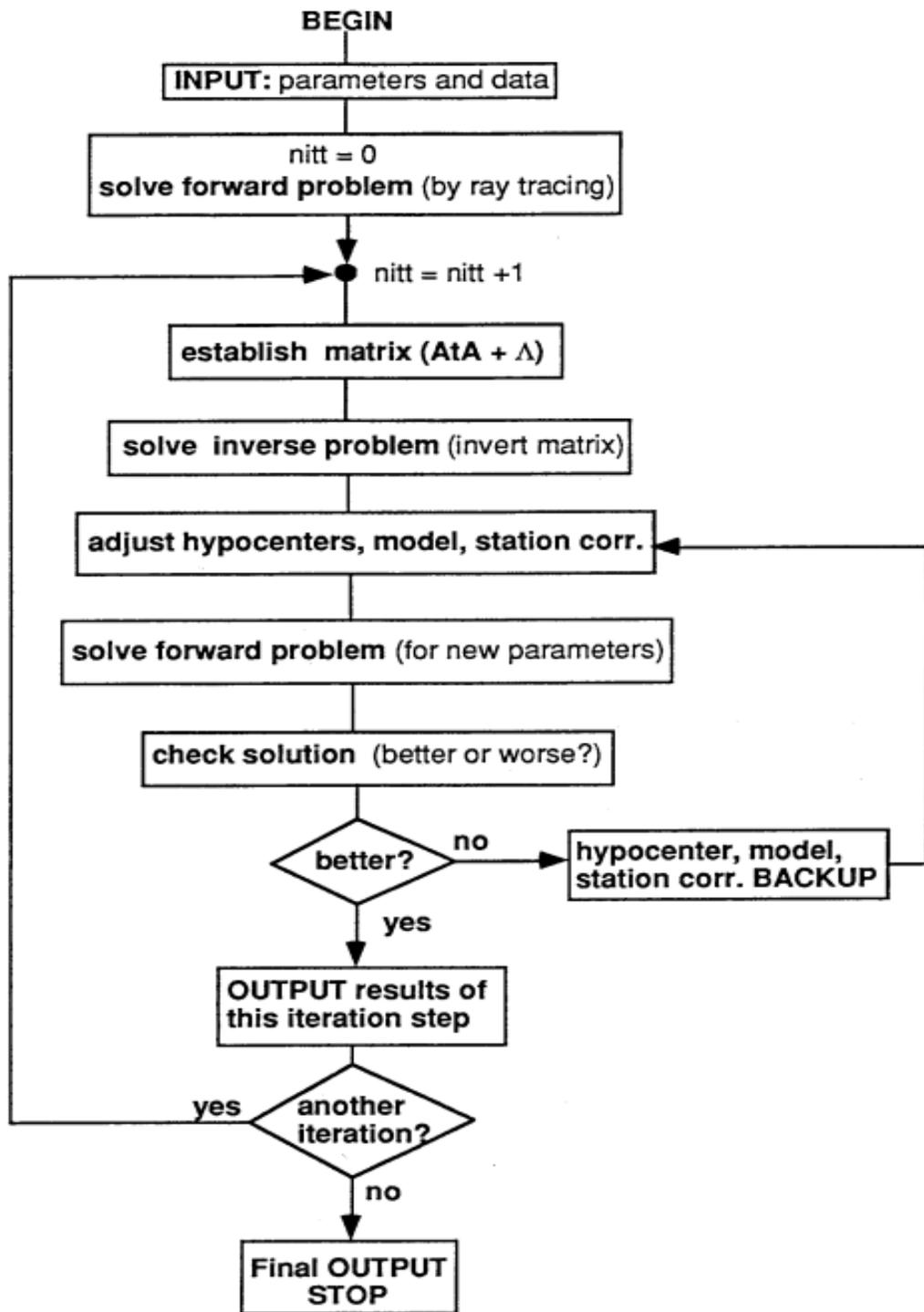


Figura 12.1: Diagrama de flujo de los procedimientos realizados por Velest para cada iteración y modelo.

(Kissling, 1995).

- 
- Modelo: en este archivo se coloca el modelo inicial con el que se iterará, colocando el número de capas y las velocidades esperadas. Para la primera iteración se utiliza un modelo conocido *a priori* o una una aproximación esperada. Para las demás iteraciones, con frecuencia se utiliza la salida de la última iteración.
  - Archivo de estaciones: se coloca el nombre de las estaciones (deben ser 4 caracteres), su ubicación geográfica (longitud y latitud) y su profundidad en km.
  - Datos de los eventos: se coloca toda la base de datos de los eventos en donde se incluye su localización inicial colocada desde Seiscomp, su profundidad aproximada, su gap azimutal y, opcionalmente, las magnitudes.
  - Topografía: archivo con la topografía del área donde se está realizando la inversión, de tal forma que el programa no localice eventos “en el aire” dada una topografía irregular como la de los volcanes.

## 12.2. Seiscomp

Seiscomp es un software utilizado para el monitoreo y análisis señales sísmicas que permite no solo la modificación manual de parámetros de eventos sino que también permite automatizarlo para propósitos específicos. Tiene características como rotación de planos, colocar filtros, localización, cálculo de gap azimutal, cálculo de incertidumbres, selección de las fases S y P y de todas las fases dadas por reflexión y refracción, entre otras cosas. Lo más importante y funcional de Seiscomp es que su código es abierto, por lo que es posible generar subprocesos compatibles con Seiscomp y colocarlo como un plugin o tabla dentro del software. La flexibilidad y personalización de configuración permite añadir nuevos métodos de localización, añadir nuevos modelos de velocidad estándar, nuevas fases para picar, filtros personalizados y rangos de incertidumbres acopladas para cada set de eventos.

Seiscomp además permite la creación de “ambientes” para cada set de datos que se utilizan los cuales se pueden compartir con múltiples usuarios, permitiendo el trabajo grupal asincrónico para un mismo proyecto, e incluso ramificaciones de este. Tiene una característica de “Inventario” donde es posible descargar el análisis que se ha realizado o bien el catálogo que sea ha hecho dentro de Seiscomp. Existen dos configuraciones para el inventario, una en donde se agrega manualmente el evento que se quiere revisar y otra que agrega un evento automático cuando exista una alerta de evento (Gempa, sí).

## 12.3. Pensive

Pensive es un software escrito en Java desarrollado por *United States Geological Survey -USGS-* para visualizar en tiempo real el contenido espectral de las formas de onda provenientes de sensores sísmicos. Es posible crear clasificaciones por sector o por volcán en donde se aprecie el contenido espectral de las estaciones asociadas en intervalos de tiempo definido. Si se utiliza para la detección específica de cierto tipo de eventos, es sencillo diferenciar su caracterización espectral de la de otros eventos, lo que hace el proceso más eficiente el proceso de verificar las formas de onda, en especial por su configuración de mosaico que permite visualizar múltiples horas al mismo tiempo (USGS, 2018).

Se realizaron inversiones para obtener modelos exclusivamente para las ondas P, utilizando distintos modelos de partida de velocidades sísmicas: modelo para el volcán de Pacaya Fig. 4.2, modelo regional de Guatemala Fig. 4.1 y varios modelos híbridos, de los cuales solo se presentará el más representativo.

Se utilizaron solamente 11 de las 14 estaciones disponibles, ya que STG13 corresponde a una estación solamente de video y los datos de STG8 y STG2 no se encuentran disponibles para su uso. Además, se encontraron problemas con la telemetría de STG14 ya que en ocasiones no transmitía información, en otras ocasiones la información GPS no coincidía con la información de las demás estaciones por lo que solamente hay datos disponibles de esta estación para 3/5 de los eventos sísmicos.

En total se logró obtener un set de 72 eventos sísmicos VT que cumplieron con las características necesarias para ser utilizados en la inversión con Velest.

### 13.1. Caso 1: Modelo de partida - Volcán de Pacaya

La inversión realizada por Velest fue nombrada como eve75.fixed.15.iv2 para todos los archivos de salida que Velest proporciona, las configuraciones colocadas en el archivo control se encuentran en la Tabla 13.1.

De estas se obtuvieron las relocalizaciones en la Fig. 13.1 y la corrección de estaciones codificadas por colores, negro es corrección positiva y naranja corrección negativa.

Los eventos relocalizados se encuentran al noreste del domo de Santiaguito en un intermedio entre volcán Santiaguito y Santa María, por lo que no existen eventos incongruentes en su ubicación. La concentración de eventos en la misma región geográfica sugiere que en ese punto podría existir una cámara de magma y que los eventos son producto de fracturas debidas a la presión que ejerce la cámara, en un rango de profundidades entre 4 y 6 km. (Situación similar a la Fig. 5.5.)

**Nombre : eve75.fixed.it15.iv2**

Elevación y topografía		Parámetros de iteración	
zshift	0.76408	ittmax	15
itopo	2	invertratio	2
Parámetros de amortiguamiento		Nombre Archivo	
othet	0.01	Datos de sismos	
xythet	0.01	earthquakedataP.in.cnv	
zthet	0.01		
vthet	0.1	Modelo de velocidad	
stathet	0.01	STGvelmod.mod	

Tabla 13.1: Parámetros de inversión del archivo de control partiendo del modelo del volcán de Pacaya.

Relocalización de eventos para:  
eve75.fixed.it15.iv2

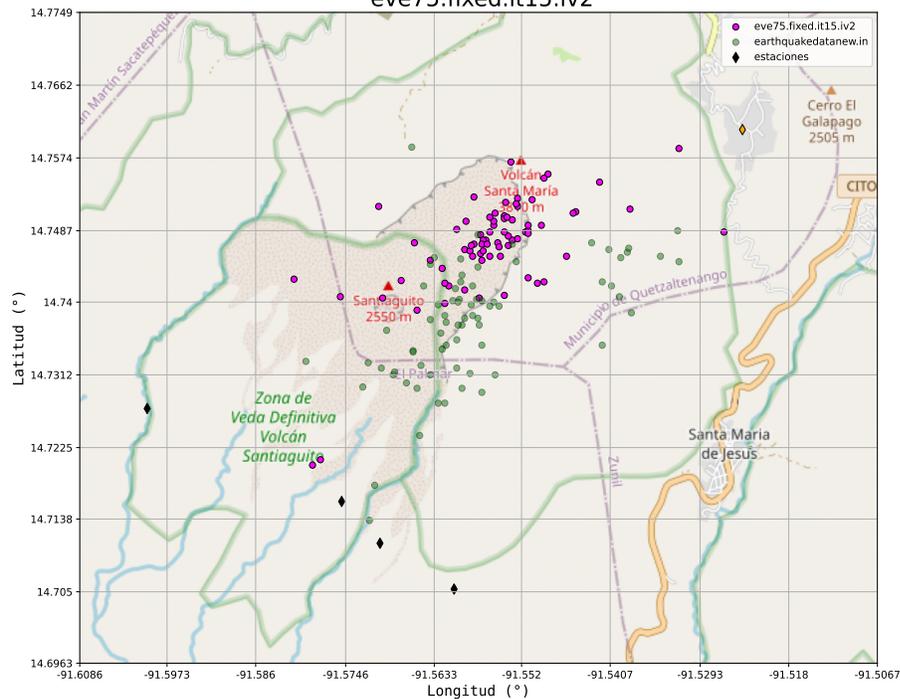


Figura 13.1: Relocalización de eventos sísmicos VT utilizando como base el modelo sísmico del volcán de Pacaya. Los círculos verdes indican las localizaciones iniciales provistas con el método stdloc. Los círculos violetas muestran la ubicación de los eventos relocalizados. Los diamantes representan estaciones (negro: corrección positiva ; naranja: corrección negativa).

Así mismo, existen eventos que se encuentran fuera de la zona deseada de análisis, por ejemplo, los dos eventos sísmicos que se encuentran cerca de la latitud  $14.7212^\circ$  (13.1). Estos podrían ser eventos que agregan información no deseada al modelo ya que su origen puede ser diferente a fracturas dentro del complejo volcánico. Se verificó la calidad de su localización revisando el RMS de los eventos, encontrando que fue 0.000 s y 0.490 s, que corresponden al mínimo y al máximo encontrado para todos los puntos, respectivamente. Estos no son valores representativos ya que un valor de 0.000 s muestra que no fue afectado por el modelo y uno de 0.490 s que su ubicación no es certera.

La Fig. 13.2 muestra un corte transversal de las localizaciones y el modelo de velocidad obtenido.

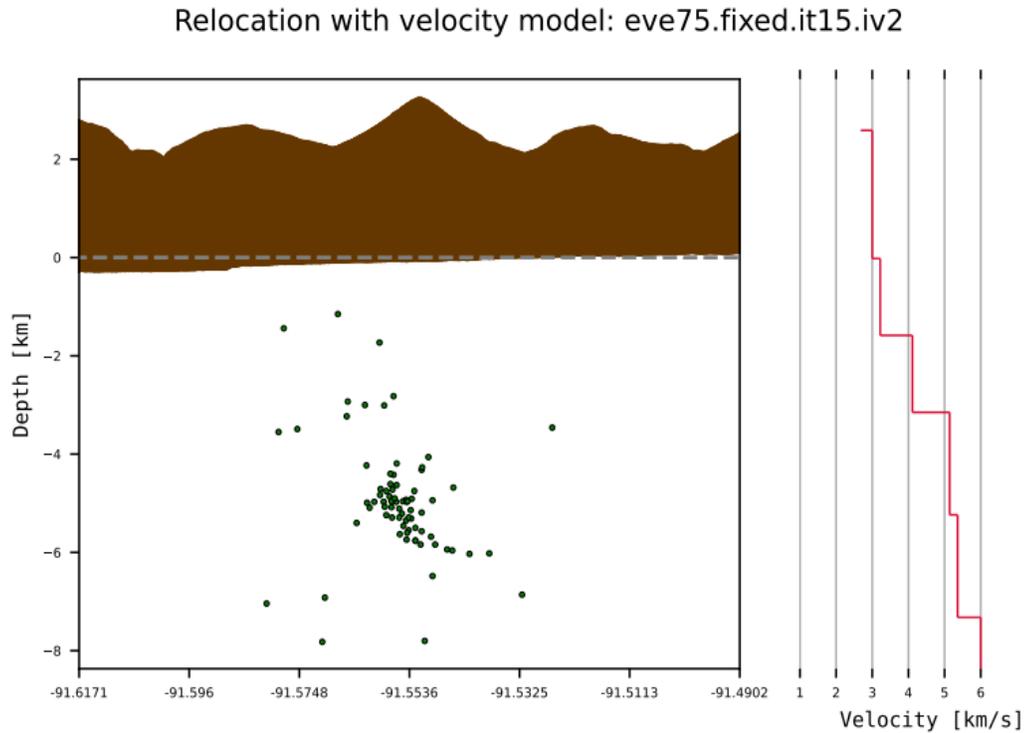


Figura 13.2: Izquierda: Corte transversal que muestra los eventos VT relocados para el volcán Santiaguito utilizando como modelo de partida el del volcán de Pacaya. Derecha: Modelo de velocidad obtenido.

Se observa que la mayor parte de eventos se encuentra a una profundidad de 5 km, correspondiente a eventos poco profundos. La localización del cúmulo de eventos sugiere la presencia de un reservorio magmático. Las velocidades de propagación a 4 y 6 km de profundidad son similares: 5.1 km/s y 5.3 km/s, respectivamente y, aunque todo el modelo presenta velocidades lentas de propagación, estas son consistentes con lo esperado a nivel regional. Así mismo, el modelo muestra que, superficialmente ( $<10$  km), las rocas son de baja densidad, lo que concuerda con la geología de la zona. Además, entre 0 a 2 km de profundidad la velocidad es menor, lo cual sugiere que es una zona de desgasificación, o bien, una zona con un arreglo denso de fracturas por magma que se moviliza hasta los domos según (Lanza et al., 2016; Araya et al., 2016).

En la Fig. 13.1 se puede verificar la estratificación inferida del volcán por medio de la corrección de estaciones. Un valor positivo (negro) está asociado a efectos dado por cámaras de magma, acuíferos o, en general, zonas de menor densidad, por lo que la velocidad real es menor que la calculada por el modelo. Un valor negativo (naranja) está asociado a una zona de mayor densidad por lo que la velocidad real es mayor a la del modelo. Esto ocurre porque la corrección de estaciones compensa

la heterogeneidad de la velocidad cerca de la superficie que se encuentra por debajo de la estación o bien por desviaciones de velocidad a gran escala. Si se observan la corrección para las estaciones en la Fig.13.1, las estaciones inferiores (STG12, STG10, STG3, STG9 de izquierda a derecha) tienen correcciones positivas, que hace sentido ya que es donde se encuentran las barrancas y por donde bajan los lahares, de modo que el sedimento en esa área es más suelto y es removido con facilidad por agua. Por otro lado, STG14 está ubicada al noreste del volcán en donde no hay lahares ni barrancas, en la parte erosionada del antiguo cráter La Majadas, por lo que se encuentra en cimiento. La densidad de la roca es mayor por lo que la velocidad de propagación debe ser más grande en ese punto, lo que valida el -0.5 s obtenido de corrección en este punto.

## 13.2. Caso 2: Modelo de partida - Modelo regional de Guatemala

**Nombre : eve75.fixed.it15.iv2.sur**

Elevación y topografía		Parámetros de iteración	
zshift	0.76408	ittmax	15
itopo	2	invertratio	2
Parámetros de amortiguamiento		Nombre Archivo	
othet	0.01	Datos de sismos	
xythet	0.01	earthquakedataP.in.cnv	
zthet	0.01		
vthet	0.1	Modelo de velocidad	
stathet	0.01	STGvelmod_sur.mod	

Tabla 13.2: Parámetros de inversión del archivo de control partiendo del modelo regional de Guatemala.

En este caso el cúmulo de eventos se movilizó hacia el noreste del mapa y los eventos lejanos al cúmulo se encuentran más dispersos. Sin embargo, reinciden el par de eventos hacia el suroeste que podrían ser eliminados en la siguiente inversión dado que sus RMS son 0.000 s y de 0.480 s, lo cual no difiere mucho de los presentados partiendo del modelo de Pacaya.

El evento entre las longitudes  $-91.518^\circ$  y  $-91.5067^\circ$  también parece muy disperso. Al revisar su RMS, se halló que es de 0.030 s lo cual es un buen indicador, pero su gap azimutal es de  $291^\circ$  por lo que según las condiciones establecidas para los eventos sísmicos VT, quedaría fuera de los eventos aceptados.

En la Fig.13.3 también se observa que las estaciones cercanas a la fuente presentan la misma configuración de color por valor de sus correcciones, con la diferencia que STG14 redujo su corrección a -0.4 s, aunque se mantiene como la estación con el mayor valor absoluto de corrección. Las demás

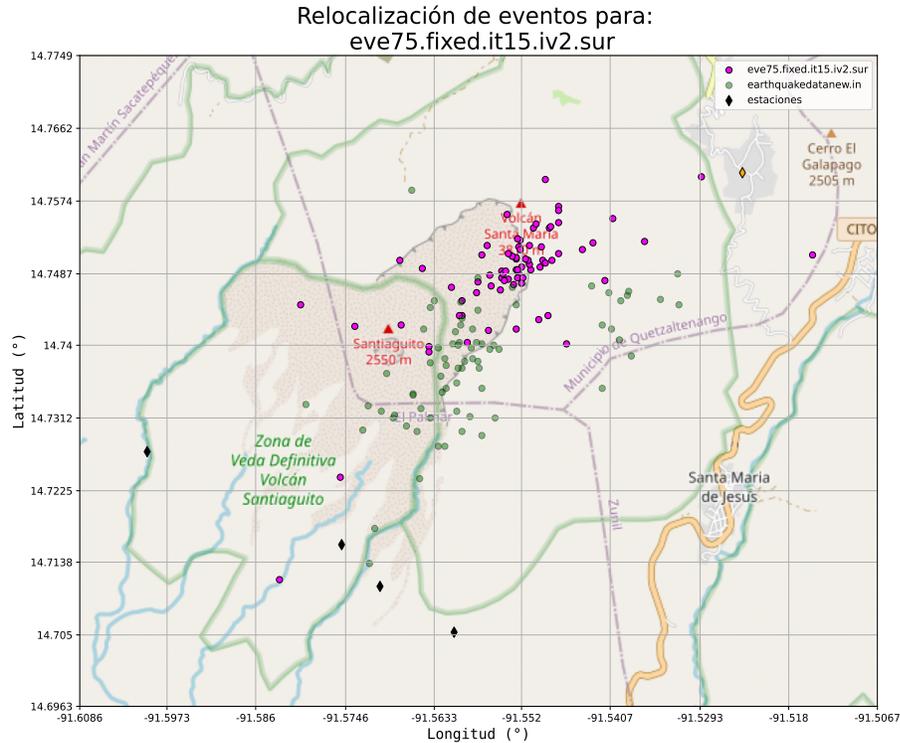


Figura 13.3: Relocalización de eventos sísmicos VT utilizando como base el modelo sísmico regional de Guatemala. Los círculos verdes indican las localizaciones iniciales provistas con el método stdloc. Los círculos violetas muestran la ubicación de los eventos relocalizados. Los diamantes representan estaciones (negro: corrección positiva ; naranja: corrección negativa).

estaciones aumentaron el valor absoluto de corrección en 0.05 s.

Si se observa el corte transversal en la Fig. 13.4 los eventos en el cúmulo están más dispersos comparados con la Fig. 13.2. Además, los eventos tienen un origen más superficial entre 3 a 5 km de profundidad y existen eventos en 0.00 km a diferencia del modelo previo. El modelo 1D de esta inversión es menos estratificado en las zonas de interés por lo que mucha información podría perderse en una capa tan ancha como lo es la de 0 a 7 km de profundidad.

Para su verificación se pueden comparar los RMS y modelos de velocidad de ambas soluciones, además de la diferencia promedio entre la profundidad de los eventos en la Fig. 13.5.

Como se muestra, el modelo eve75.fixed.it15.iv2 tiene un RMS menor a eve75.fixed.it15.iv2.sur ya que sus últimas iteraciones terminan con valores de 0.0675 s y 0.0704 s, respectivamente. Aunque ambos son RMS bajos, el mejor ajuste se obtiene para eve75.fixed.it15.iv2. Así mismo, al analizar los modelos de velocidad, ambos tienden a velocidades más lentas que las de sus modelos de partida entre los 3 y 5 km aunque las velocidades más rápidas para el modelo eve75.fixed.it15.iv2.sur podrían radicar en la poca estratificación del medio para ese modelo.

Dada la diferencia de las velocidades en ambas soluciones, la profundidad se ve directamente afectada, encontrando que la diferencia promedio entre un modelo y el otro es de 1.258 km, la cual es una diferencia considerable y no brinda seguridad sobre el valor preciso de la profundidad.

Relocation with velocity model: eve75.fixed.it15.iv2.sur

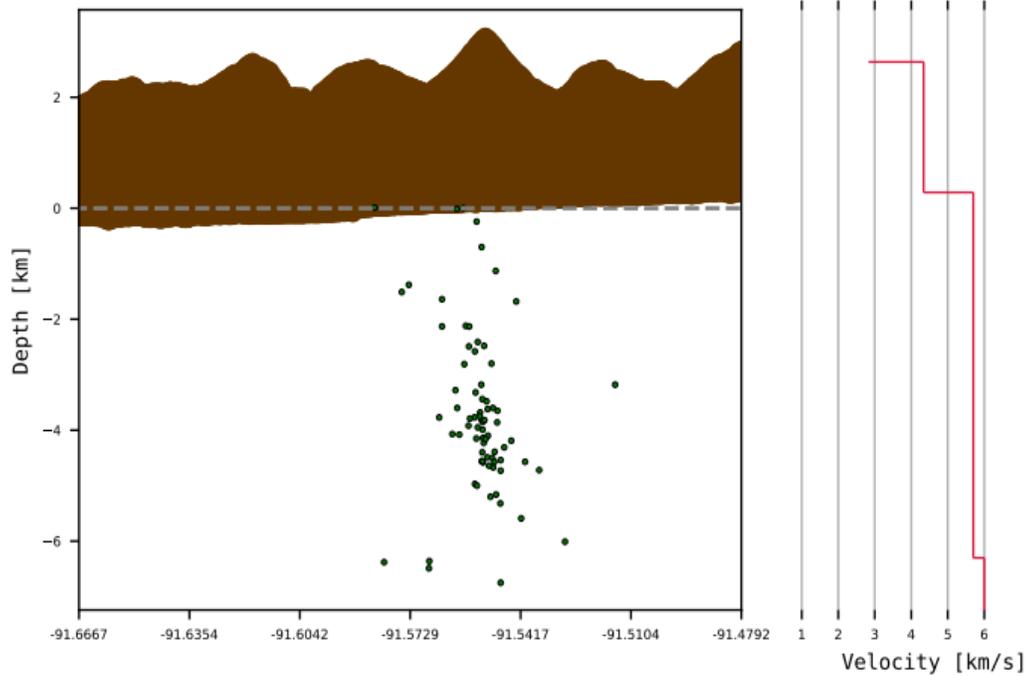


Figura 13.4: Izquierda: Corte transversal que muestra los eventos VT relocalizados para el volcán Santiaguito utilizando como modelo de partida el regional de Guatemala. Derecha: Modelo de velocidad obtenido.

A partir de los resultados obtenidos de ambos modelos se generaron múltiples modelos híbridos de partida en donde se ajustaron velocidades intermedias para cada una de la capas. Se analizará solamente el más representativo de ellos, denominándolo STGvelmodhyb3.mod (Fig. 13.6).

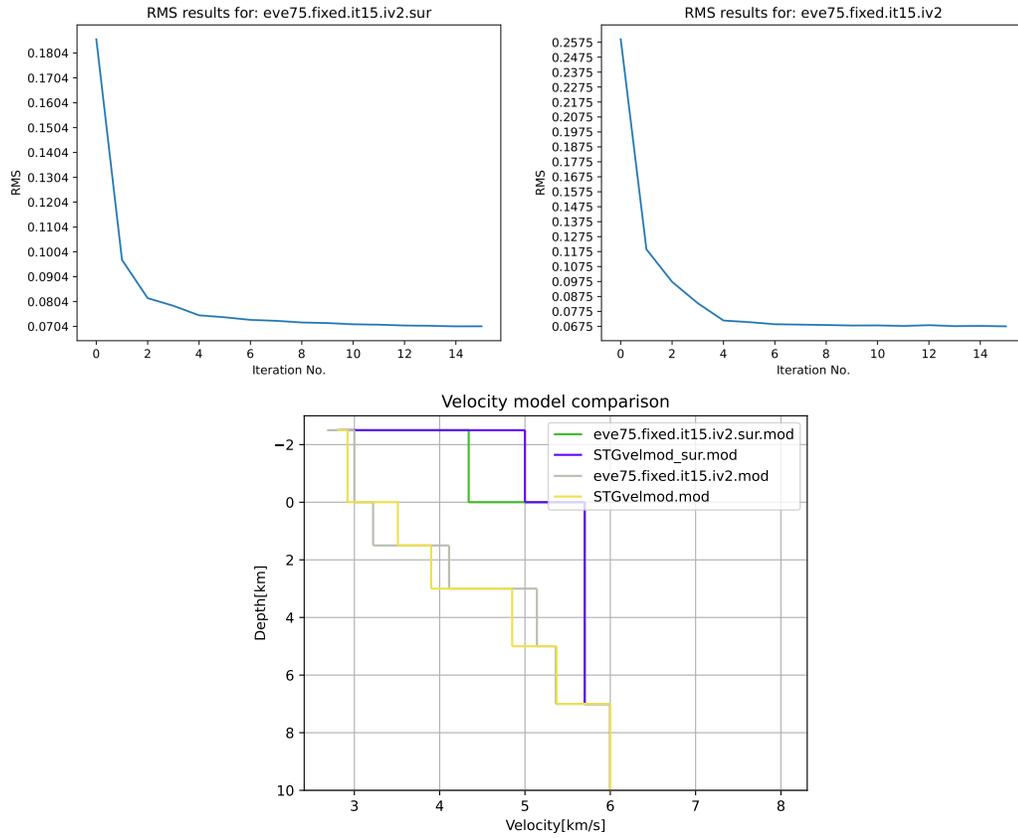


Figura 13.5: Comparación de RMS y modelos 1D entre los modelos producidos a partir de STGvelmod.mod y STGvelmodsur.mod.

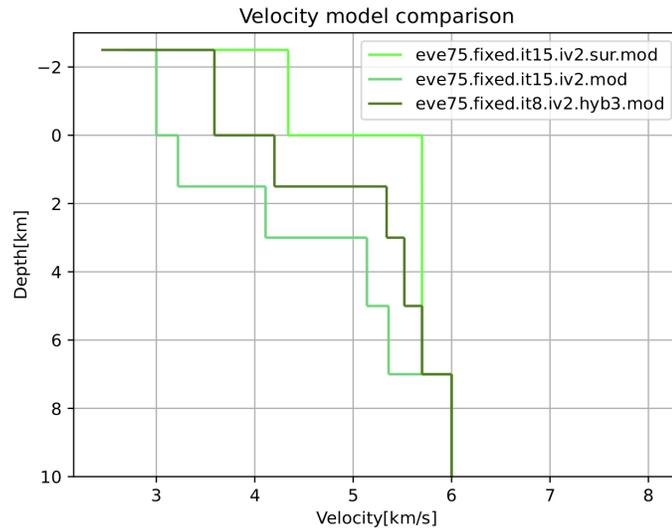


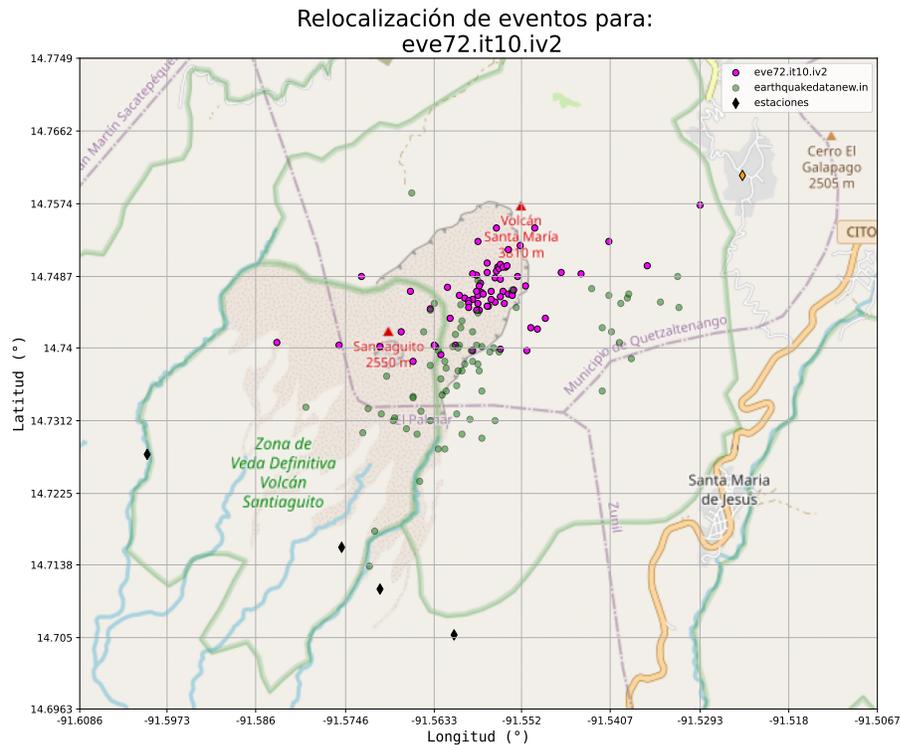
Figura 13.6: Comparación de modelos de velocidades obtenidos partiendo desde el modelo del volcán de Pacaya, el regional y un híbrido.

### 13.3. Caso 3: Modelo de partida - Modelo híbrido

Las relocalizaciones obtenidas fueron muy similares a las calculadas con los dos modelos anteriores pero con menor resolución en las localizaciones. El RMS final para este modelo de 0.0688 s y la corrección de las estaciones son similares a las anteriores. La única diferencia considerable es que las profundidades presentan una diferencia promedio menor que los otros modelos, lo cual era de esperarse dado que se tomó un modelo intermedio.

### 13.4. Modelo seleccionado

El modelo con mayor precisión todavía es el modelo generado eve75.fixed.it15.iv2 por lo que se realizó una última relocalización utilizando los mismos parámetros establecidos en la Tabla.13.1 pero realizando solamente 10 iteraciones eliminando los eventos del suroeste mencionados previamente en el análisis y también el evento con gap azimutal de 291°. La nueva relocalización se nombró eve72.it10.iv2 y se puede observar en la Fig.13.7. Los eventos a menos de 270 m del punto medio del cúmulo en eve75.fixed.it15.iv2 se acercaron más hacia el centro mientras los que estaban a una distancia mayor se movieron aproximadamente 350 m más hacia afuera de lo que presentaron en eve75.fixed.it15.iv2.



En el caso de la localización transversal (Fig.13.8) de los eventos, estos siguen entre los 4 km a 6km de profundidad en su mayoría y con una configuración muy similar a la obtenida para la Fig.13.1.

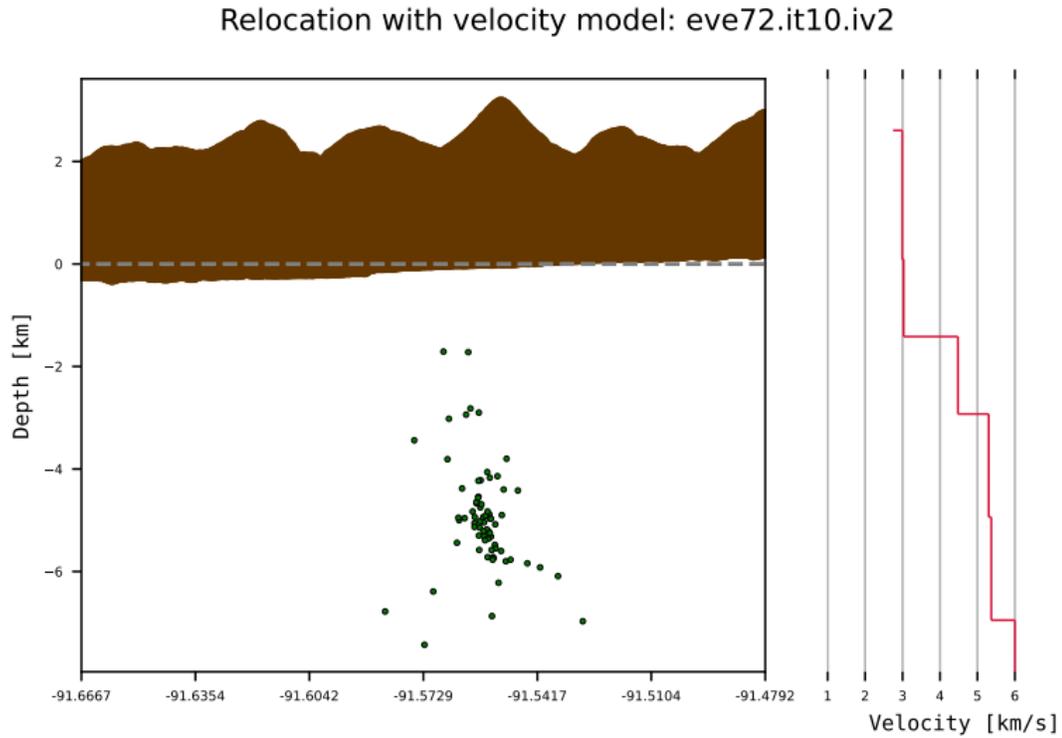


Figura 13.8: Izquierda: Corte transversal que muestra 72 eventos VT relocados para el volcán Santiaguito utilizando como modelo de partida del volcán Pacaya. Derecha: Modelo de velocidad obtenido.

Si se observa el modelo de velocidad obtenido para eve72.it10.iv2 (Fig.13.8 derecha), las capas 2 y 5 tienen velocidades muy similares a las capas superiores pero se mantienen dentro del rango de 3 a 6 km/s.

Estos resultados son congruentes con todos los resultados previamente obtenidos. El hecho de que el cambio aleatorio de variables produzca resultados similares, como remover una estación, cambiar el número de eventos, el número de iteraciones etc. sugiere que el modelo obtenido es cercano al modelo mínimo 1D.

La reducción considerable del RMS de este modelo (0.0405 s) comparado con las inversiones anteriores indica que, hasta ahora este es el modelo más representativo que representa al modelo 1D de Santiaguito (Fig.13.9).

Antes de validar el modelo preliminar 1D se debe verificar que todos los resultados obtenidos coincidan con la morfología del área. Para ello se evaluaron las localizaciones de los eventos de las figuras 13.1, 13.3 y 13.7, las cuales muestran que el cúmulo de eventos es más cercano a Santa María que a Santiaguito, lo que indica la posibilidad de una cámara de magma situada entre ambos volcanes. La pregunta surge, si la cámara pertenece solamente a Santiaguito o si se ha documentado una cámara de magma conjunta entre este complejo.

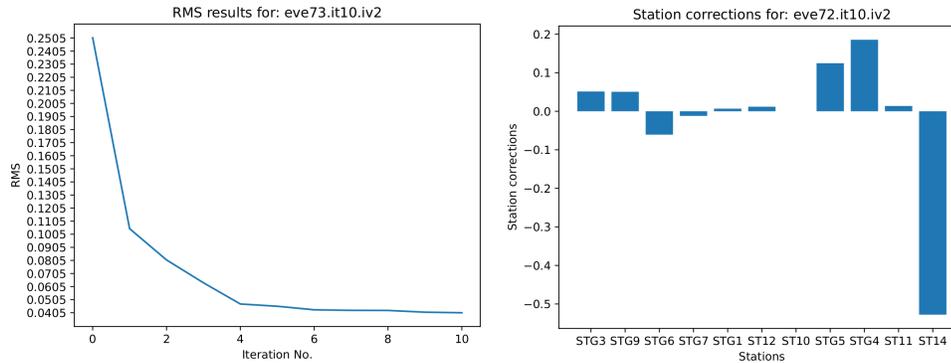


Figura 13.9: Comprobación de RMS y corrección de estaciones para el modelo preliminar 1D eve72.it10.iv2

Cisneros de León [2019] y Andrews [2014] muestran evidencias históricas de la evolución del magma expulsado en 1902 de Santa María hacia el magma que se ha estudiado de Santiaguito, por lo que este complejo ha compartido al menos un conducto magmático. Los resultados obtenidos en este estudio podrían ser relevantes para la investigación que existe sobre migración de magma desde un punto en Santa María hacia los domos de Santiaguito y que sugiere que, al menos actualmente se alimenta de la antigua cámara de magma de Santa María. Por otro lado, los eventos que son más superficiales podrían atribuirse a desgasificación en la zona, ya que se ha estudiado que en Santiaguito existen múltiples fracturas superficiales que permiten el escape de gas y vapor.

Ya que las localizaciones son congruentes con bibliografía previa, se debe verificar el error del nuevo modelo preliminar 1D y las correcciones generales de las estaciones. Para esto, se puede volver a la Fig. 13.9. El RMS de la última iteración es de 0.0404 s y STG14 nuevamente tiene una corrección mayor y negativa. Para la corrección para todas las estaciones se utilizarán dos métodos: a) verificar por bibliografía previa la composición de cada una de las zonas, y b) verificación con Google Earth las ubicaciones de cada una. En el caso de revisión bibliográfica, Escobar-Wolf [2010], menciona que el cráter La Majadas está conformado por depósitos aluviales que a menudo son llamados ‘cubiertas’, dado que por debajo de ellas se encuentra cimient o roca con densidad alta. Si STG14 fue colocada en una zona lo suficientemente profunda, como se esperaría dado los resultados, esto indicaría que la velocidad de propagación es mucho mayor que lo esperado ya que es roca sólida y compactada, no volcánica. Ahora, en el área al sur del volcán se estableció que está conformada por material lahárico y por sedimentos por lluvia, por lo que es un área sumamente inestable y que se remueve con facilidad. Esto es congruente con las zonas de lahares y barrancas (Fig. 13.10) registrados para la zona en donde el material es removido por agua durante las lluvias y el sedimento es ligero, lo que explicaría las velocidades menores a las esperadas en esa área que se obtienen en la corrección de estaciones.

Las correcciones STG6 y STG7 presentan una corrección negativa atípica dada su ubicación. Si comparamos su posición en la Fig. 13.11 con las demás estaciones veremos que STG6 tiene mayor elevación que STG11 y es más lejana a la zona de lahares por lo que la composición del punto donde está, es más densa que las estaciones a su alrededor. Si se compara con el mapa de Escobar-Wolf [2010], la estación STG6 podría estar en el inicio del área de rocas andesíticas, por lo que es lógico un leve cambio de composición. En el caso de STG7, el mapa muestra que se encuentra en el límite de Santa María y el volcán Siete Orejas, cuya composición no es andesítica ya que no es un volcán activo, indicando un aumento en la densidad de las rocas superficiales.

Finalmente se debe comprobar tentativamente las velocidades obtenidas para cada capa estable-

# VOLCÁN SANTIAGUITO

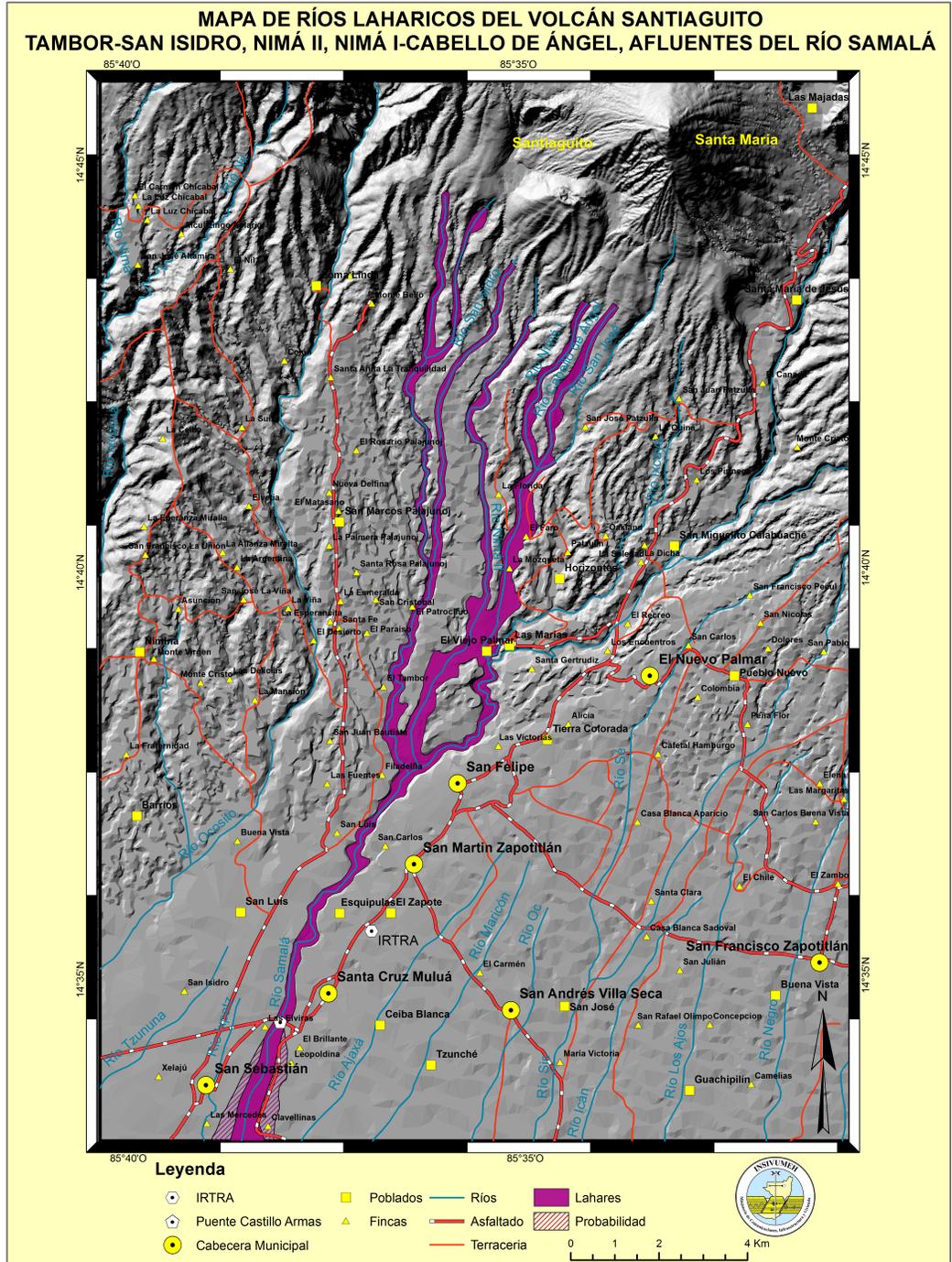


Figura 13.10: Mapa de configuración de lahares y barrancas en el complejo volcánico Santa María-Santiago. (INSIVUMEH, 2021).

cida del volcán. De los 2.5km a -1.5km de profundidad es común obtener velocidades lentas ya que es el área de desgasificación y vaporización. Otro conjunto de capas importantes es de -3.0 km a

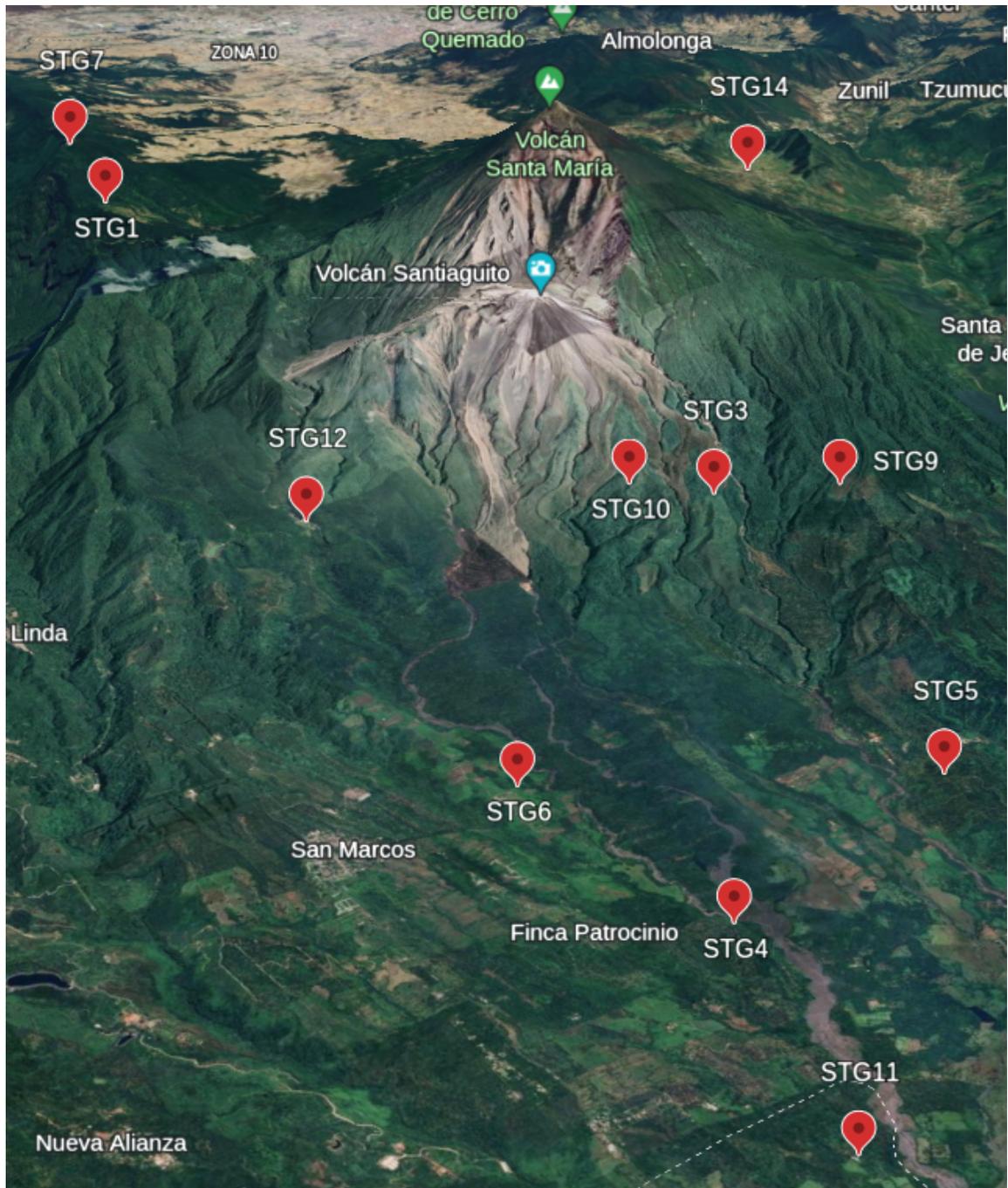


Figura 13.11: Presentación de ubicación de estaciones sísmicas de Santiaguito utilizando la herramienta Google Earth 3D.

-7.0 km en donde se tienen velocidades de 5.30 y 5.37 km/s respectivamente, para las cuales tiene sentido que sean similares pero no completamente iguales dada la propuesta de cámara de magma de Cisneros de León [2019] en donde no toda la cámara tiene la misma composición.

De esta forma queda verificado que eve72.it10.iv2 es el modelo preliminar del volcán Santiaguito.

---

Finalmente se estimo el tamaño de la cámara magmática asumiendo que un  $1^\circ$  de diferencia corresponde a 111 km de distancia. Se estima que la cámara tiene al menos 2 km de profundidad, y que se encuentra entre las latitudes  $14.7400^\circ$  y  $14.7490^\circ$  que corresponden a 0.99 km, y entre las longitudes  $-91.561^\circ$  hasta los  $-91.5380^\circ$  que corresponden a aproximadamente en 2.553km. El volumen para la cámara así estimado es de  $5.05 \text{ km}^3$ , pero este volumen varía dependiendo de la geometría de la cámara.

Los pasos complementarios al análisis de este modelo irían desde comprobar la estabilidad de la solución bajo el cambio de amortiguamiento de los parámetros individuales y la realización de la inversión solamente para los eventos ya que se ha establecido el modelo *a priori* 1D.

Se estableció el modelo eve72.it10.iv2 como el modelo preliminar de velocidades 1D oficial para la fase P del volcán Santiaguito que describe las velocidades sísmicas de 2.5 km a -12 km de profundidad dentro de la estructura volcánica, con un RMS de 0.0404 s para sus localizaciones. En este modelo final (Tabla. 14.1) se removieron tres eventos, de los 75 iniciales, cuya localización no era lo suficientemente cercana a lo que se estableció como la cámara magmática y con RMS y gap azimutal inválidos para los requisitos del modelo.

Profundidad a la interfaz (km)	Velocidad (km/s)
-2.5	2.75
0	2.99
1.5	3.03
3.0	4.48
5.0	5.30
7.0	5.37
12.0	6.00

Tabla 14.1: Modelo de velocidades sísmicas preliminar 1D final para el volcán Santiaguito.

Las primeras capas del volcán presentan velocidades lentas debido a la desgasificación y vaporización en la zona, lo cual es consistente con la actividad sísmica actual. Las variaciones en las velocidades de las capas inferiores se deben a diferentes composiciones. Esto es común cuando la cámara magmática contiene magmas con composiciones distintas, lo que sugiere una posible cámara de magma compartida entre el volcán Santiaguito y Santa María. Se ha comprobado que el magma que emerge de Santiaguito es una evolución del magma de la erupción de 1902 del volcán Santa María.

Se estimó que dicha cámara actualmente tiene un volumen aproximado de  $5.05 \text{ km}^3$  y su disposición geográfica como en la Fig. 14.1. Sin embargo su geometría es desconocida.

Para la validación de resultados se verificó que la corrección de estaciones fuera razonable según su ubicación y las características del sedimento. La estación STG14 tiene asociada una mayor velocidad sísmica que las demás estaciones ya que se encuentra sobre cimiento o roca densa mientras que las demás son velocidades más lentas por estar en zonas laháricas en donde predomina material

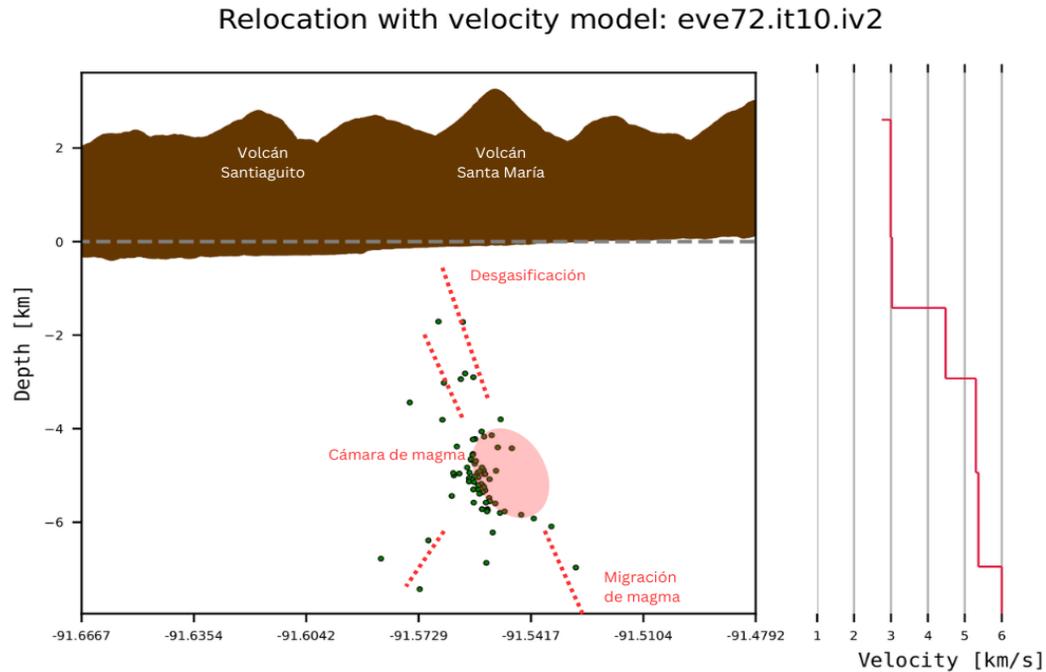


Figura 14.1: Disposición geográfica de la cámara de magma, desgasificación y migración de magma finales según los resultados obtenidos.

no compactado o fino. Las correcciones atípicas se atribuyen a cambios particulares en los suelos en donde se encuentra la estación, por ejemplo STG7 que se encuentra en el límite con el volcán Siete Orejas cuya composición no es la misma. Las estaciones cuya superficie tiene una velocidad sísmica más rápida de lo establecido por el idealización son STG14, STG6 y STG7 y las que tienen velocidad más lenta son STG3, STG9, STG1, STG12, STG5, STG4, STG11 con un valor absoluto máximo de corrección de -0.53 s correspondiente a STG14.

Una prueba de la robustez de los resultados es que todos los modelos de velocidad sísmicas obtenidos se recalculan al mismo rango de velocidades lentas entre los 3 a 5 km/s. También que existe una concentración de eventos entre ambos volcanes.

Una limitación importante de este modelo es que se utilizaron pocos eventos para su localización y por lo general se requiere un mínimo de 100 eventos para una definición precisa de los límites de cámaras de magma, conductos y zonas de desgasificación. Además se recomienda que los eventos sean registrados en una ventana de tiempo más amplia, por ejemplo por más de un año, ya que esto brindaría más información respecto a los cambios históricos de la migración de fluidos.

Otra limitación es la cantidad de estaciones y la calidad de la señal de la red, ya que STG14 al ser la única estación en el noreste del volcán era de vital importancia para reducir el gap azimutal. Sin embargo, ya que no siempre estaba en funcionamiento, la calidad de las localizaciones sísmicas y la cantidad se vió directamente afectada, así como en otras estaciones que presentaron problemas de telemetría o saturación y dejaban de transmitir por largos periodos de tiempo como STG3.

Aunque en un inicio se propuso el modelo de velocidades sísmicas 1D para las fases P y S, las fases

---

S registradas fueron considerablemente menos que las fases P, por lo que no existen suficientes datos para generar un modelo de velocidad de fases S, al menos con la metodología presentada en este documento.

Aunque este modelo preliminar 1D de velocidades sísmicas de la fase P brinda información relevante sobre la configuración interna de la estructura volcánica y de las velocidades sísmicas, es necesario que se sigan agregando eventos VT al catálogo para alcanzar el mínimo de 100 eventos requerido, por lo que se recomienda continuar el estudio y reconocimiento de fases para eventos nuevos. También comprobar de forma robusta que este modelo preliminar se mantiene.

Así mismo, para enriquecer la base de datos es recomendable tener una red más cerrada pero amplia de sensores, de tal forma que se reduzcan las limitantes del gap azimutal y que más eventos puedan ser incluidos dentro de la inversión.

De forma más inmediata, sería de utilidad producir el modelo de velocidades para la fase S de forma aproximada utilizando técnicas como la estimación de la razón  $V_p/V_s$  o a partir de el cálculo de densidades obtenido con relaciones como las de Nafe-Drake o la Ley de Birch. De la misma forma, es posible solo el cálculo de la densidad de las rocas utilizando la estratificación del modelo de velocidad y relaciones empíricas para cada sección entre la densidad y la velocidad de la fase P.

Ya que la razón señal/ruido fue de importancia para la clasificación de los eventos VT sería posible aumentar la cantidad de eventos utilizando correlación cruzada en la frecuencia y amplitud de la señal sísmica, más específicamente la técnica de “*template matching*”.

Finalmente, para consolidar el modelo sería importante continuar con los pasos del método de Kissling para obtener el modelo mínimo 1D para el volcán Santiaguito de tal forma que pueda ponerse en uso para las nuevas localizaciones y tener un mejor monitoreo de las dinámicas internas.

- Andrews, B. J. (2014). Magmatic storage conditions, decompression rate, and incipient caldera collapse of the 1902 eruption of Santa María volcano, Guatemala. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 282:103–114. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0377027314001863>.
- Araya, M., Linkimer, L., and Taylor, W. (2016). Modelo mínimo unidimensional de velocidades de la onda p para la cordillera volcánica de Guanacaste, Costa Rica. *Revista Geológica de América Central*, 54:179.
- Aster, R., Borschers, B., and Thurber, C. (2019). *Parameter Estimation and Inverse Problems*. Elsevier, 3rd edition. <https://doi.org/10.1016/B978-0-12-804651-7.00015-8>.
- Bolt, B. (1982). *Inside the Earth: Evidence from Earthquakes*. W.H. Freeman.
- Bormann, P., Klinge, K., and Wendt, S. (2014). Data analysis and seismogram interpretation. Centro Alemán de Investigación de Geociencias GFZ. [https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP\\_R1\\_CH11](https://doi.org/10.2312/GFZ.NMSOP_R1_CH11).
- Cabrera, A. and Rosero, E. (2019). *Caracterización de señales volcánicas para la clasificación supervisada de eventos sísmicos*. Universidad de Nariño.
- Carr, M., Feigenson, M., Patino, L., and Walker, J. (2004). Volcanism and geochemistry in central America: Progress and problems. *Washington DC American Geophysical Union Geophysical Monograph Series*, 138:153–174. <https://doi.org/10.1029/138GM09>.
- Centeno, R. and Rivera, M. (2020). Reconocimiento automático de señales sísmicas de origen volcánico para la alerta temprana de erupciones volcánicas en el sur del Perú. Technical report, Instituto geofísico del Perú. <http://hdl.handle.net/20.500.12816/4783>.
- Cisneros de León, A., Schmitt, A., Storm, S., Weber, B., Schindlbeck-Belo, J., Trumbull, R., and Juárez, F. (2019). Millennial to decadal magma evolution in an arc volcano from zircon and tephra of the 2016 Santiaguito eruption (Guatemala). *Lithos*, 340-341:209–222. <https://www.sciencedirect.com/science/article/pii/S0024493719301768>.
- Deakin, R. (2005). Notes on least squares. chap 7: linearization using Taylor's theorem and the derivation of some common surveying observation equations. RMIT University lecture. <http://www.mygeodesy.id.au/documents/Notes%20on%20Least%20Squares%202005.pdf>.

- 
- Diehl, T. and Kissling, E. (2007). Users guide for consistent phase picking at local to regional scales.
- Eibl, E., Roskopf, M., Sciotto, M., Currenti, G., Di Grazia, G., Jousset, P., Krueger, F., and Weber, M. (2021). Performance of a rotational sensor to decipher volcano seismic signals on etna, italy. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 27. /url <https://doi.org/10.1029/2021JB023617>.
- Escobar-Wolf, R., Diehl, J., Singer, B., and Rose, W. I. (2010). 40ar/39ar and paleomagnetic constraints on the evolution of volcán de santa marí, guatemala. *Geological Society of America Bulletin - GEOL SOC AMER BULL*, 122:757–771. <https://doi.org/10.1130/B26569.1>
- Ewert, J. (2007). System for ranking relative threats of u.s. volcanoes. *Natural Hazards Review*, 8.
- Gempa (s.f). *Seiscomp documentation*. <https://www.seiscomp.de/doc/index.html>.
- Golub, G. and Kahan, W. (1965). Calculating the singular values and pseudo-inverse of a matrix. *Journal of the Society for Industrial and Applied Mathematics Series B Numerical Analysis*, 2(2):205–224.
- Havskov, J. and Ottemoller, L. (2010). *Routine Data Processing in Earthquake Seismology*. <https://doi.org/10.1007/978-90-481-8697-6>.
- Huang, T. (2015). Lanczos methods. chap 7. National Taiwan Normal University. University lecture. [https://math.ntnu.edu.tw/~min/matrix\\_comp/chap7\\_Lanczos.pdf](https://math.ntnu.edu.tw/~min/matrix_comp/chap7_Lanczos.pdf).
- Husen, S., Kissling, E., and Clinton, J. (2011). Local and regional minimum 1d models for earthquake location and data quality assessment in complex tectonic regions: Application to switzerland. *Swiss Journal of Geosciences*, 104:455–469. <https://doi.org/10.1007/s00015-011-0071-3>.
- Ibáñez, J. and Carmona, E. (2000). *SISMICIDAD VOLCÁNICA*.
- INSIVUMEH (2012). Volcan santiaguito. Technical report. [https://insivumeh.gob.gt/folleto/folleto\\_santiaguito4.pdf](https://insivumeh.gob.gt/folleto/folleto_santiaguito4.pdf).
- INSIVUMEH (2021). *Mapa de ríos laháricos del volcán Santiaguito*.
- IRIS (2012). *SEED Reference Manual: Standard for the Exchange of Earthquake Data*.
- Kissling, E. (1995). Velest user’s guide. *Int. Inst. Geophys.*, pages 1–26.
- Kissling, E., Ellsworth, W., Eberhart-Phillips, D., and Kradolfer, U. (1994). Initial reference models in local earthquake tomography. *Journal of Geophysical Research*, 991:19635–19646.
- Lanza, D. and Diehl, T. (2022). Seismic travel time tomography. Presentacion confidencial no publicada.
- Lanza, F., Kenyon, L., and Waite, G. (2016). Near-surface velocity structure of pacaya volcano, guatemala, derived from small-aperture array analysis of seismic tremor. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 106. <https://doi.org/10.1785/0120150275>.
- Lavayssière, A., Crawford, W., Saurel, J., Satriano, C., Feuillet, N., Jacques, E., and Komorowski, J.-C. (2021). A new 1d velocity model and absolute locations image the mayotte seismo-volcanic region. *Journal of Volcanology and Geothermal Research*, 421:107440. <https://doi.org/10.1016/j.jvolgeores.2021.107440>.
- Lee, W. H. K. and Stewart, S. W. (1981). *Principles and applications of microearthquake networks*, volume 2. Academic press.
- Ligorria, J. P. and Molina, E. (1997). Crustal velocity structure of southern guatemala using refracted and sp converted waves. *Geofísica Internacional*, 36(1):9–19. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.1997.36.1.620>.

- 
- Lowrie, W. (2007). *Fundamentals of geophysics*. Cambridge University Press, 2nd edition.
- Matrullo, E., De Matteis, R., Satriano, C., Amoroso, O., and Zollo, A. (2013). An improved 1-d seismic velocity model for seismological studies in the campania–luccania region (southern italy). *Geophysical Journal International*, 195:460–473. <https://doi.org/10.1093/gji/ggt224>.
- Mozo, M. (2021). Método de lanzcos.
- Paige, C. C. and Saunders, M. A. (1982). Lsqr: An algorithm for sparse linear equations and sparse least squares. *ACM Trans. Math. Softw.*, 8(1):43–71. <https://doi.org/10.1145/355984.355989>.
- Pastor, A. and Pérez, R. (2008). *Evaluación y Prevención de Riesgos Ambientales en Centroamérica*. Documenta Universitaria.
- Pavlis, G. L. and Booker, J. R. (1980). The mixed discrete-continuous inverse problem: Application to the simultaneous determination of earthquake hypocenters and velocity structure. *Journal of Geophysical research*, 85(B9):4801–4810. <https://10.1029/JB085iB09p04801>.
- Peña, C. (2013). Modelado sísmico usando trazado de rayos en medios anisotrópicos. *Instituto politécnico nacional, Escuela superior de ingeniería y arquitectura ciencias de la tierra*.
- Puel, S. (2017). Comparison of ambient noise methods to find surface - wave dispersion curves at pacaya volcano, guatemala.
- Roca, A., Mérida Boogher, E. R., Chun Quinillo, C. M. F., González Domínguez, D. M. E., Chigna Marroquin, G. A., Juárez Cacao, F. J., and Argueta Ordoñez, P. D. (2021). Volcano observatories and monitoring activities in guatemala. *Volcanica*, 4(S1):203–222. <http://www.jvolcanica.org/ojs/index.php/volcanica/article/view/66>.
- Shearer, P. (2019). *Introduction to Seismology*. Cambridge University Press., 3rd edition.
- Spakman, W. and Nolet, G. (1988). Imaging algorithms, accuracy and resolution in delay time tomography. *Mathematical geophysics*, pages 155–187. [https://10.1007/978-94-009-2857-2\\_8](https://10.1007/978-94-009-2857-2_8).
- Stein, S. and Wysession, M. (2003). *An Introduction to Seismology, Earthquakes, and Earth Structure*. Blackwell.
- Thurber, C. (1992). Hypocenter-velocity structure coupling in local earthquake tomography. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 75(1):55–62.
- USGS (2018). *Software:Pensive*. <https://volcanoes.usgs.gov/software/pensive/index.shtml>.
- White, R. (2016). Sismicidad volcánica en español. <https://www.iris.edu/hq/inclass/animation/526>.

## 17.1. Configuraciones para Velest

En esta sección se colocan los archivos de entrada preparados para el uso del software Velest. Velest es sensible a cantidad de espacios entre cada una de las columnas de información de los archivos de respuesta, es decir que existe un formato específico. Todas las especificaciones para los archivos se encuentran en el Manual de usuario de Velest ([Kissling, 1995](#)).

Para el archivo de estaciones se coloca el nombre de la estación utilizando solamente 4 caracteres, seguido de su latitud y utilizando el formato de decenas con cuatro decimales. Así mismo, se especifica la longitud de la estación (positivo al oeste). Después se coloca la elevación de cada una de las estaciones en conjunto con su nivel de relevancia entre las estaciones. Por ejemplo, en este trabajo la estación colocada como estación de referencia fue STG10 por lo que su número debe ser superior al de todas las demás estaciones

```
(a4, f7.4, a1, 1x, f8.4, a1, 1x, i5, 1x, i1, 1x, i3, 1x, f5.2, 2x, f5.2)
STG214.7281N 91.6256W 215 1 2 0.00 0.00
STG314.7108N 91.5702W 760 1 4 0.00 0.00
STG914.7054N 91.5607W 801 1 12 0.00 0.00
STG614.6888N 91.6061W 270 1 6 0.00 0.00
STG714.7903N 91.5884W 2460 1 7 0.00 0.00
STG114.7792N 91.5905W 2015 1 8 0.00 0.00
ST1214.7272N 91.5999W 759 1 9 0.00 0.00
ST1014.7159N 91.5751W 823 1 13 0.00 0.00
STG514.6723N 91.5807W 215 1 10 0.00 0.00
STG414.6680N 91.6038W 83 1 11 0.00 0.00
ST1114.6475N 91.6114W 9 1 5 0.00 0.00
ST1414.7609N 91.5239W 759 1 1 0.00 0.00
```

Figura 17.1: Archivo de configuración para las estaciones del volcán Santiaguito con el ajuste del uso de un “datum” de 670m.

---

El archivo obtenido en (Fig. 17.1) debe tener la extensión **.sta**.

Para la definición del modelo de velocidades con el que se inicia el proceso iterativo, este debe contener la velocidad aproximada en km/s y la profundidad expresada en km en donde negativo indica que esta por encima del nivel de referencia. También debe incluir la atenuación a la velocidad dada por cualesquiera factores durante la trayectoria de la onda sísmica pero, al ser un valor imposible de obtener, por lo general se coloca 1.0 para todas las capas e ir obteniendo el valor real durante el proceso iterativo.

```
SANTIAGUITO1D-model (mod.01 FL020615)   Ref. station ST10
9          vel,depth,vdamp,phase (f5.2,5x,f7.2,2x,f7.3,3x,a1)
2.80      -2.5      1.00 P-VELOCITY MODEL
2.92       0.0      1.00
3.51       1.5      1.00
3.90       3.0      1.00
4.85       5.0      1.00
5.37       7.0      1.00
6.00      12.0      1.00
6.90      20.0      1.00
8.04      34.0     999.00
```

Figura 17.2: Archivo de configuración para el modelo de velocidad del volcán Santiaguito (preliminar o con información apriori).

El archivo obtenido en (Fig. 17.2) debe tener la extensión **.mod**.

El siguiente archivo corresponde al archivo de topografía del sector del volcán Santiaguito, en donde para cada punto de longitud y latitud se colocan las elevaciones en cada sitio, de forma que Velest pueda reconocer cuales son las trayectorias que pueden seguir las ondas sísmicas y evitar que pasen por el aire.

El archivo obtenido en (Fig. 17.3) debe tener la extensión **.xyz**.

Finalmente, para que Velest reconozca los otros archivos como parte de la configuración, se deben colocar dentro del archivo de control, cuya extensión es **.cmn** y presentado en las últimas hojas de esta sección.

```

***** CONTROL-FILE FOR PROGRAM V E L E S T (Sept 6 2023) ***** ***
*** ( all lines starting with * are ignored! )
*** Santiaguito control file
*** leave the line BLANK. Do NOT delete!)
***
*** next line contains a title (printed on output):
Santiaguito Run #1, Sept 2023
***
***   olat      olon   icoordsystem      zshift   itrial  ztrial   ised
      14.7230    091.5831    0          0.76408    0        0.00      0
***
*** neqs   nshot   rotate
      75      0      0.0
***
*** isingle  iresolcalc
      0        0
***
*** dmax    itopo    zmin      veladj    zadj    lowveloclay
      250.0    2      0.0      0.20     5.00     0
***
*** nsp     swtfac   vpv      nmod
      1      0.00   0.000    1
***
***   othet   xythet   zthet   vthet   stathet
      0.01   0.01   0.01   0.1    0.01
***
*** quality classes and weighting scheme of picks
*** iqc=0, quality classes as defined in input *.cnv file
*** iqc=1, quality classes can be redefined for each obs
***       with iwt0,iwt1,iwt2,iwt3,iwt4,iwt5
*** iqf=0, weighting scheme as defined by
*** w(nobs,i)=1.0/(2**(ipwt(j)*2)) (HYPO71, USGS code)
*** iqf=1, using the weighting scheme
*** w(nobs,i)=1.0/(2**(ipwt(j)))
*** iqf=2, using personal weighting scheme
***       with iwf0,iwf1,iwf2,iwf3,iwf4,iwf5
*** default setting iqc=0 and iqf=0
***
***   iqc   iwt0   iwt1   iwt2   iwt3   iwt4   iwt5
      0     1     1     1     1     4     4
***   iqf   iwf0   iwf1   iwf2   iwf3   iwf4   iwf5
      1     1.00  1.00  1.00  1.00  0.00  0.500
***
*** nsinv   nshcor   nshfix   iuseelev   iusestacorr
      1     0     0     1     1
***
*** iturbo   icnvout   istaout   ismpout   ihypores
      0     1     1     0     1
***
*** irayout   idrvout   ialeout   idspout   irflout   irfrout   iresout
      0     0     0     0     0     0     1

```

```
***
*** delmin   ittmax   invertratio
      0.010     15      2
***
*** Velocity Model input file:
STGvelmod.mod
***
*** Station input file:
STGstations.sta
***
*** Seismofile:

***
*** File with region names:

***
*** File with region coordinates:

***
*** File #1 with topo data:

***
*** File #2 with topo data:
stgtopo-670mdatum.xyz
***
*** DATA INPUT files:
***
*** Earthquake input file:
earthquakedataP.in.cnv
***
*** File with Shot data:

***
*** OUTPUT files:
***
*** Filename of all output files:
*** e.g. t01.invratio1.it2
*** extensions depending on file type are added automatically
stg_eve73_it15
***
***** END OF THE CONTROL-FILE FOR PROGRAM V E L E S T *****
```

---

```
-91.6666667 14.8133333 1660.0000000
-91.6658333 14.8133333 1671.0000000
-91.6650000 14.8133333 1678.0000000
-91.6641667 14.8133333 1688.0000000
-91.6633333 14.8133333 1701.0000000
-91.6625000 14.8133333 1711.0000000
-91.6616667 14.8133333 1730.0000000
-91.6608333 14.8133333 1747.0000000
-91.6600000 14.8133333 1746.0000000
-91.6591667 14.8133333 1737.0000000
-91.6583333 14.8133333 1740.0000000
-91.6575000 14.8133333 1740.0000000
-91.6566667 14.8133333 1745.0000000
-91.6558333 14.8133333 1746.0000000
-91.6550000 14.8133333 1743.0000000
-91.6541667 14.8133333 1753.0000000
-91.6533333 14.8133333 1756.0000000
-91.6525000 14.8133333 1760.0000000
-91.6516667 14.8133333 1762.0000000
-91.6508333 14.8133333 1777.0000000
-91.6500000 14.8133333 1778.0000000
-91.6491667 14.8133333 1782.0000000
-91.6483333 14.8133333 1793.0000000
-91.6475000 14.8133333 1797.0000000
-91.6466667 14.8133333 1792.0000000
-91.6458333 14.8133333 1788.0000000
-91.6450000 14.8133333 1806.0000000
-91.6441667 14.8133333 1816.0000000
-91.6433333 14.8133333 1823.0000000
-91.6425000 14.8133333 1823.0000000
-91.6416667 14.8133333 1838.0000000
-91.6408333 14.8133333 1842.0000000
.....
```

Figura 17.3: Archivo de configuración para Velest con información de la topografía del volcán Santiaguito.