



INSTITUTO DE INGENIERÍA
Universidad Autónoma de Baja California
EXCELENCIA E INNOVACIÓN EN INGENIERÍA

**UNIVERSIDAD AUTÓNOMA DE
BAJA CALIFORNIA**

INSTITUTO DE INGENIERÍA

**“RELOCALIZACIÓN DE SISMOS EN EL VALLE DE MEXICALI DE 2012-
2020 UTILIZANDO GROWCLUST3D”**

TESIS

**QUE PARA OBTENER EL GRADO DE
MAESTRO EN CIENCIAS**

PRESENTA:

PAULA ALONDRA SALAZAR GUERRERO

DIRECTOR DE TESIS:

DR. ERIK ESTEBAN RAMÍREZ RAMOS

MEXICALI, B.C.

AGOSTO 2025

Para Mila y Manlio.

Capítulo 1. Agradecimientos

Al Dr. Erik Ramírez por confiar una vez más en mí y guiarme en mi formación académica.

A mi prometido Manlio Ávila por su paciencia, apoyo y amor incondicional.

A mi hija Mila, por inspirarme a ser una mejor persona en todos los ámbitos de mi vida.

A la Secretaría de Ciencias, Humanidades, Tecnología e Innovación (SECIHTI) por brindarme el apoyo económico para realizar mi Maestría a través de la Beca Nacional de Posgrado.

A la Dra. Concepción Carreón por siempre escucharme y aconsejarme en los momentos más difíciles de mi carrera.

A mi madre Rosalba Guerrero por su apoyo incondicional, y cuya fortaleza me ha inspirado a seguir adelante y cumplir cada meta que me propongo.

A mi padre Rubén Salazar, quien en vida siempre creyó en mí y me motivó a seguir mis sueños.

RESUMEN

La localización hipocentral de sismos representa una herramienta clave para el análisis y la interpretación de procesos tectónicos. La investigación del presente trabajo se centra en la relocalización de sismos ocurridos entre 2012 y 2020 en el Valle de Mexicali, Baja California, una región tectónicamente activa que se distingue por la presencia sistemas de fallas complejos como Cerro Prieto, Cucapah e Imperial. Si bien estudios previos han descrito el comportamiento sísmico general de esta zona, las incertidumbres respecto a las localizaciones de los sismos persisten debido a limitaciones en la cobertura y geometría de las estaciones, la calidad de las formas de onda y los modelos de velocidad (comúnmente unidimensionales). Para poder disminuir los efectos que lo anterior pueda tener en la precisión hipocentral, se aplicó el algoritmo de relocalización relativa GrowClust3D; este utiliza los tiempos diferenciales derivados de la correlación cruzada de formas de onda para definir cúmulos de eventos similares y optimizar conjuntamente sus localizaciones. La base de datos analizada se obtuvo de la Red Sísmica de Noroeste de México (RESNOM) y se complementó con datos de la Red Sísmica del Sur de California (SCSN). Los resultados muestran una reducción significativa en la dispersión epicentral e hipocentral, una menor cantidad de sismos fijados y alineamientos consistentes con fallas conocidas, lo que contribuye a la construcción de un catálogo de eventos sísmicos más preciso para la región, disminuyendo los errores relativos y favoreciendo una caracterización más detallada de los sistemas de fallas locales.

Palabras clave: Sismicidad, relocalización, catálogo sísmico, Valle de Mexicali, GrowClust3D, correlación cruzada de formas de onda.

ABSTRACT

Hypocentral earthquake location represents a key tool for the analysis and interpretation of tectonic processes. The present work focuses on the relocation of earthquakes that occurred between 2012 and 2020 in the Mexicali Valley, Baja California, a tectonically active region characterized by the presence of complex fault systems such as Cerro Prieto, Cucapah, and Imperial. While previous studies have well described the general seismic behavior of this area, uncertainties regarding earthquake locations persist due to limitations in station coverage and geometry, waveform quality, and velocity models (typically one-dimensional). To mitigate the effects that this may have on hypocentral accuracy, the GrowClust3D algorithm was applied. This relative relocation technique uses the differential times derived from waveform cross-correlation to define clusters of similar events and jointly optimize their locations. The analyzed database was obtained from the Red Sísmica de Noroeste de México (RESNOM) and complemented with data from the Southern California Seismic Network (SCSN). The results show a significant decrease in epicentral and hypocentral dispersion, a lower number of fixed earthquake depths, and alignments consistent with known faults. This contributes to the construction of a more accurate seismic event catalog for the region, reducing relative errors and favoring a more detailed characterization of local fault systems.

Contenido

Capítulo 1. Agradecimientos	iii
Capítulo 2. Introducción	1
2.1. Localización absoluta.....	2
2.1.1. Grid search	3
2.1.2. Métodos iterativos.....	5
2.2. Localización relativa	6
2.2.1. Evento maestro.....	7
2.2.2. Determinación conjunta de hipocentros.....	8
2.2.3. Métodos de corrección por estaciones	8
2.2.4. Métodos de doble diferencia.....	9
2.3. Justificación	11
2.4. Hipótesis.....	12
2.5. Objetivos.....	13
2.5.1. General.....	13
2.5.2. Específicos	13
Capítulo 3. Marco teórico.....	15
3.1. Área de estudio	15
3.1.1. Tectónica y sismicidad del este de Baja California	16
3.1.2. Valle de Mexicali.....	19
Falla Imperial	19

Falla de Cerro Prieto.....	20
Centro de Dispersión de Cerro Prieto (CDCP)	20
Sistema Cucapah-Indiviso	22
Falla Laguna Salada	22
3.1.3. Monitoreo y sismicidad en el Valle de Mexicali.....	23
3.2. Correlación cruzada de formas de onda.....	27
3.3. Algoritmo de relocalización	29
Capítulo 4. Metodología	33
4.1. Datos	34
4.1.1. RESNOM.....	34
4.1.2. SCSN.....	38
4.2. Generación de archivos de entrada	38
4.2.1. Catálogo de eventos	38
4.2.2. Lista de estaciones	39
4.2.3. Tiempos de viaje.....	39
4.2.4. Datos de correlación cruzada	42
4.2.5. Parámetros de relocalización.....	46
Capítulo 5. Resultados.....	47
5.1. Catálogo de relocalizaciones.....	47
5.2. Perfiles de sismicidad	51
Centro de Dispersión Cerro Prieto	51
Sistema Cucapah-Indiviso	53

Falla inferida Dixieland.....	54
Falla Imperial.....	56
Capítulo 6. Discusión.....	58
Capítulo 7. Conclusión.....	63
Bibliografía	65
Anexos	75

Lista de figuras

- Figura 1.** Zona de estudio del presente trabajo delimitada por el polígono azul, y que corresponde al Valle de Mexicali..... 15
- Figura 2.** Mapa tectónico del Valle de Mexicali con sus principales fallas, provincias tectónicas y sierras. Las iniciales del mapa principal indican lo siguiente: FCD, Cañada de David Detachment; FLS, falla Laguna Salada; FIM, falla Imperial; FCP, Falla Cerro Prieto; FNL, Falla Nuevo León; FG, Falla Guerrero; FS, Falla Saltillo; FH, Falla Hidalgo; FB, Falla Borregos; FP, Falla Pescadores; FCC, Falla Cucapah; CDCP, Centro de Dispersión de Cerro Prieto; SJ, Sierra Juárez; SCC, Sierra Cucapah; SEM, Sierra El Mayor; SS, Salto Sea; LS, Laguna Salada; VM, Valle de Mexicali; VCP, Volcán Cerro Prieto; MXLI, Mexicali; CA, California; SON, Sonora; BC, Baja California. Las líneas punteadas negras indican el Escarpe Principal del Golfo; las estrellas rojas indican sismos históricos. El inset del mapa abarca el norte de Baja California y parte del sur de California; la Provincia Extensional del Golfo (PEG); las líneas blancas punteadas representan la depresión del Salton. La línea negra continua indica el borde entre las placas del Pacífico y Norteamericana. Fallas obtenidas del *Community Fault Model* (CFM; Plesch *et al.*, 2007). Modelo global de topografía y batimetría ETOPO1 (NOAA National Centers for Environmental Information, 2022)..... 18
- Figura 3.** Sismicidad registrada en el catálogo de RESNOM (Vidal-Villegas *et al.*, 2018) para el Valle de Mexicali del 2012 al 2020. La leyenda en la parte inferior indica la escala de colores utilizada para representar la profundidad de los sismos (en kilómetros). Modelo global de topografía y batimetría ETOPO1 (NOAA National Centers for Environmental Information, 2022). 24

Figura 4. Distribución de las estaciones cuyos sismogramas se utilizaron en el presente trabajo. Los triángulos rojos representan las estaciones de RESNOM, las azules estaciones de la SCSN y los negros estaciones del SSN. 26

Figura 5. Gráficas de las formas de onda P y S de dos eventos a) y c) registrados en 10 estaciones distintas. Junto a estas se encuentra graficada la función de correlación cruzada para los dos eventos en cada estación b) y d). Figura modificada de Hauksson y Shearer (2005). 28

Figura 6. Proceso que sigue el algoritmo de GrowClust3D para realizar la agrupación y relocalización de eventos con base en la similitud de las formas de onda. Procedimiento del algoritmo para la agrupación y relocalización de eventos. **(a)** Seis eventos iniciales (A-F) representados con círculos abiertos de distintos colores, conectados por líneas punteadas en orden decreciente de similitud de formas de onda. **(b)** Selección del par de eventos con mayor similitud. **(c)** Relocalización del par seleccionado respecto a su centroide (M, punto negro), formando el primer cúmulo representado con círculos de colores unidos por una línea continua. **(d-i)** Iteración del proceso para los demás pares de eventos, decidiendo la unión y relocalización de cúmulos bajo ciertos criterios. **(i)** El evento B, al no tener enlaces con otros eventos, permanece fijo durante todo el proceso. Figura modificada de Trugman y Shearer (2017). 31

Figura 7. Relocalización de la secuencia de Spanish Springs, Nevada. a) Catálogo del *Nevada Seismological Laboratory*. b) Catálogo relocalizado utilizando GrowClust3D. c) Cortes transversales A-A' y B-B' del catálogo del *Nevada Seismological Laboratory*. d) Cortes transversales A-A' y B-B' del catálogo relocalizado utilizando GrowClust3D. Figura modificada de Trugman *et al.* (2023). 33

Figura 8. Diagrama que indica los principales procesos y archivos requeridos por GrowClust3D. Modificada de Trugman <i>et al.</i> (2023).	34
Figura 9. Ejemplo de la ausencia de datos en la información de RESNOM recopilada para 1985.	37
Figura 10. Curvas de tiempo de viaje generadas con NonLinLoc (Lomax y Virieux, 2000) para la estación ALAMX. Las líneas de contorno representan isócronas y la escala de colores indica el tiempo de viaje acumulado, con valores menores en las regiones azules y mayores en las regiones rojas.....	41
Figura 11. Diagrama de los programas utilizados para obtener los archivos requeridos en la implementación de FDTCC (Liu <i>et al.</i> , 2022; Zhang <i>et al.</i> , 2022). Se indica también la relación entre los archivos de entrada y salida de cada uno de estos.....	43
Figura 12. Ejemplo de las formas de onda registradas por la estación CPX del evento #1089* A) Sin filtro, B) con filtro pasa banda de 1-10 Hz y C) con filtro pasa banda de 2-8 Hz. El arribo de la fase P está representado por la línea vertical roja.	45
Figura 13. Mapas de los eventos ocurridos entre el 2012 y 2020 en el Valle de Mexicali relocalizados mediante el algoritmo GrowClust3D.	48
Figura 14. Histograma de profundidades obtenidas tras la relocalización utilizando GrowClust3D.	49
Figura 15. Resumen estadístico de GrowClust3D. Las flechas apuntan a los valores media cuadrática y el promedio (con signo) de los residuales de los tiempos de viaje diferenciales para las fases P y S.	50
Figura 16. Perfil del Centro de Dispersión de Cerro Prieto A-A' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.	52

Figura 17. Perfil del sistema Cucapah-Indiviso B-B' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.	54
Figura 18. Perfil de la falla inferida Dixieland C-C' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.	55
Figura 19. Perfil de la falla Imperial D-D' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.	57
Figura 20. Comparación entre los errores absolutos (A) y relativos (B). Los errores verticales se representan en color azul y los horizontales en color negro en ambos casos. La línea discontinua en ambos gráficos representa el percentil 90 y su valor se indica en la leyenda de cada gráfico.	59
Figura 21. Comparación lado a lado entre A) las distribuciones de profundidad del catálogo relocalizado y B) las distribuciones de profundidad del catálogo original.	60
Figura 22. Comparación de perfiles de sismicidad de RESNOM (color negro) y el catálogo relocalizado (color azul) para el A) Centro de Dispersión de Cerro Prieto, B) Sistema Cucapah-Indiviso, C) falla inferida Dixieland y D) falla Imperial.	62

Capítulo 2. Introducción

El Valle de Mexicali, ubicado en el noreste de Baja California, es una cuenca sedimentaria situada en una zona de transtensión generada por el movimiento relativo entre las placas del Pacífico y Norteamericana (García-Abdeslem, 2001). Esta interacción tectónica provoca una intensa actividad sísmica y el desarrollo de diversos sistemas de fallas transformantes y centros de dispersión que conectan el sistema de fallas del Golfo de California con la extensión sur de la falla de San Andrés (Frez *et al.*, 2000; Frez y González, 1991). Para comprender los procesos que controlan la actividad sísmica en la región, es crucial identificar el sitio en la corteza donde inicialmente se irradia la energía liberada tras un evento sísmico (generalmente causado por la ruptura de una falla geológica) y determinar el tiempo de origen de este. Este concepto se define como el hipocentro o foco de un sismo. La localización hipocentral es una herramienta de estudio poderosa en la sismología; con localizaciones hipocentrales precisas es posible identificar zonas sísmicamente activas, entender los procesos tectónicos que detonan dicha sismicidad e interpretar la estructura de las fallas (Trugman y Shearer, 2017). Se ha demostrado que los eventos sísmicos suelen alinearse en patrones concentrados que siguen la dirección de deslizamiento de las fallas, proporcionando información valiosa sobre las fuentes sísmicas y los procesos tectónicos subyacentes (Rubin *et al.*, 1999). Este alineamiento es crucial para la inferencia de fallas, especialmente en sitios cubiertos por sedimentos o donde la ruptura superficial no es observable directamente (Suárez-Vidal *et al.*, 2008).

La localización hipocentral de un sismo puede abordarse mediante dos enfoques. El primero, conocido como localización absoluta, consiste en determinar la posición del hipocentro de un evento sísmico dentro de un sistema de coordenadas geográficas, generalmente a partir de la linealización del problema o mediante la aplicación de técnicas de inversión no lineal que permiten minimizar las diferencias entre los tiempos de llegada observados y calculados (Shearer, 2019). Este proceso es fundamental, ya que proporciona un punto de referencia inicial para cualquier análisis posterior de la sismicidad. Por otro lado, las metodologías de localización relativa parten de un catálogo de localizaciones absolutas (usualmente obtenidas mediante metodologías iterativas), con el objetivo de refinar la precisión hipocentral utilizando diferencias en los tiempos de arribo entre eventos sísmicos cercanos (Havskov *et al.*, 2012). Por lo tanto, sin una localización absoluta confiable, los errores sistemáticos en las posiciones iniciales pueden propagarse durante los procesos de relocalización, comprometiendo la interpretación de la distribución espacial de la sismicidad y su vínculo con las estructuras geológicas activas. Ambos acercamientos tienen sus ventajas y desventajas, y se describirán con mayor detalle a continuación.

2.1. Localización absoluta

El hipocentro es el punto (x_0, y_0, z_0) en el espacio donde se libera inicialmente energía durante un evento sísmico en un tiempo de origen t_0 ; el epicentro es la proyección vertical de este punto a la superficie (x_0, y_0) (Shearer, 2019). Para poder determinar la localización hipocentral, se requiere la comparación de los tiempos de arribo (t_i^o) de las fases P y S registrados en las estaciones sismológicas, con los tiempos de arribo

calculados con base en un modelo de velocidad para la zona de estudio (t_i^c). Los tiempos de arribo calculados se obtienen como:

$$t_i^c = T(x_i, y_i, z_i, x_0, y_0, z_0) + t_0 \quad (1)$$

donde T es el tiempo de viaje en función a la localización (x_i, y_i, z_i) de la estación y del hipocentro (x_0, y_0, z_0) . Como el sistema de ecuaciones para resolver la ecuación consta de 4 incógnitas se necesitan las observaciones de al menos 3 estaciones ($n = 3$) para resolverlo. Si el sistema se sobre determina, esto es, si $n > 4$, se debe resolver de tal manera que la diferencia entre t_i^o y t_i^c , también llamado residual r_i en cada estación sea mínima:

$$r_i = t_i^o - t_i^c \quad (2)$$

Estos sistemas de ecuaciones son particularmente complejos debido a la naturaleza no lineal del problema, por lo cual se utilizan métodos analíticos menos comunes. Aunque es posible obtener una localización con pocas estaciones, los resultados pueden tener mayores incertidumbres, ya que un número reducido de observaciones limita la capacidad de determinar con exactitud la posición y el tiempo de origen del evento.

2.1.1. Grid search

Una manera común de resolver este problema es utilizando la técnica de búsqueda en cuadrícula o *grid search*. El procedimiento consiste en la búsqueda de todas las posibles localizaciones y tiempos de origen dentro de un espacio, para después calcular los tiempos de arribo a cada estación (Havskov *et al.*, 2012). De esta manera, el hipocentro

sería el punto en el espacio donde la diferencia entre los tiempos de arribo observados y calculados sea mínima (Shearer, 2019). Una manera de evaluar dónde se encuentra la mayor similitud entre ambos valores es utilizando medidas de ajuste como los mínimos cuadrados (norma L2):

$$\epsilon = \sum_{i=1}^n (r_i)^2 \quad (3)$$

$$r_i = t_i^o - t_i^c \quad (4)$$

Donde ϵ es el valor mínimo de la suma de los residuales al cuadrado para n estaciones. Con el valor de ϵ se puede calcular la media cuadrática o RMS y tener un indicio de la precisión de la localización:

$$RMS = \sqrt{\frac{\epsilon}{n}} \quad (5)$$

La medida de ajuste elegida puede variar dependiendo la complejidad del problema que se intente resolver y de la calidad de los datos; por ejemplo, ante la presencia de valores atípicos es común utilizar medidas de ajuste más robustas como la suma de diferencias (norma L1):

$$e = \sum_{i=1}^n |r_i| \quad (6)$$

Aunque a primera vista este método puede parecer útil, en la práctica puede resultar inviable, sobre todo áreas de estudio de mayor escala. Por esta razón, se emplean métodos más eficientes para grandes volúmenes de datos.

2.1.2. Métodos iterativos

Los métodos iterativos consisten principalmente en la linealización del problema de inversión. Para ello, se consideran pequeñas perturbaciones que generan variaciones en el hipocentro calculado (Havskov *et al.*, 2012). Si m_0 es el vector que contiene los parámetros hipocentrales (x_0, y_0, z_0) y tiempo de origen t_0 de la primera localización calculada, entonces la nueva localización m se obtendría como:

$$m = m_0 + \Delta m \quad (7)$$

dónde

$$\Delta m = (\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t) \quad (8)$$

y donde $\Delta x, \Delta y, \Delta z, \Delta t$ son las correcciones requeridas para que $r_i = 0$. Si el hipocentro real está cercano al hipocentro calculado, las correcciones serán tan pequeñas que se puede asumir que los residuales de los tiempos de viaje varían linealmente en función de la corrección que se debe realizar en la distancia hipocentral (Havskov *et al.*, 2012). Se pueden calcular las correcciones en los tiempos de viaje aproximando la función de tiempo de viaje mediante una expansión en serie de Taylor, utilizando solamente el primer término. Por consiguiente, el valor del residual sería entonces:

$$r_i = \left(\frac{\partial T}{\partial x_i}\right) \Delta x + \left(\frac{\partial T}{\partial y_i}\right) \Delta y + \left(\frac{\partial T}{\partial z_i}\right) \Delta z + \Delta t \quad (9)$$

O en términos matriciales:

$$r = G \cdot X \quad (10)$$

donde G es la matriz de derivadas parciales, X el vector de corrección y r el vector residual, mismo que se puede resolver mediante técnicas de mínimos cuadrados (Havskov *et al.*, 2012). El hipocentro estimado entonces se puede sustituir por el nuevo hipocentro para la siguiente iteración.

La metodología de inversión descrita se conoce como el método de Geiger, en reconocimiento a su creador, quien la formuló y aplicó por primera vez en 1910 (Geiger, 1912; Havskov *et al.*, 2012). El método de Geiger es la base de diversas herramientas desarrolladas por el United States Geological Survey (USGS) que se utilizan en la localización rutinaria de sismos, por ejemplo, *HYPOINVERSE* (Klein, 2002), *HYPOLAYR* (Eaton, 1969), *HYPO71* (Lee y Lahr J.C, 1972) y *HYPOELLIPSE* (Lahr, 1989).

Otros métodos de localización absoluta más avanzados incluyen los métodos probabilísticos en modelos de velocidad tridimensionales, por ejemplo, NonLinLoc de Lomax *et al.* (2000 y 2014).

2.2. Localización relativa

La localización relativa de eventos sísmicos consiste en el cálculo de las posiciones relativas de eventos respecto a un grupo de eventos cercanos con el objetivo de refinar la precisión hipocentral utilizando las diferencias en los tiempos de arribo entre eventos sísmicos próximos. Esta requiere de un catálogo de localizaciones absolutas que se busca sean lo más confiables posibles para evitar la propagación de errores sistemáticos durante el proceso de relocalización. Las localizaciones relativas pueden llegar a ser mucho más precisas que las localizaciones absolutas, sobre todo en sitios donde las

variaciones de velocidad del medio son la principal causa de las diferencias en los tiempos de viaje y donde la fuente sísmica es menor en comparación con las heterogeneidades presentes (Shearer, 2019). Existen diversas metodologías de localización relativa, cada una con un acercamiento distinto; estas pueden involucrar correcciones por estación, eventos maestros o la determinación conjunta de hipocentros, por mencionar algunas que se describirán a continuación.

2.2.1. Evento maestro

Se utiliza para casos donde las variaciones en la velocidad fuera de la región local son la principal causa de los residuales de tiempo de viaje, de tal manera que los residuales medidos o calculados en estaciones distantes serán similares para todos los eventos locales. Por consiguiente, los eventos en un área local se relocalizan respecto a un evento maestro cuya localización sea precisa y, respecto al tiempo de arribo de este (t_{master}), se calculan los tiempos de arribo de otros eventos (t_{rel}) como

$$t_{rel} = t - t_{master} \quad (11)$$

(Havskov *et al.*, 2012). Este método es particularmente útil en secuencias de réplicas, enjambres sísmicos o regiones con alta densidad de eventos. Sin embargo, su principal limitación es que la precisión en la localización de los eventos secundarios depende directamente de la exactitud con la que se haya determinado la ubicación del evento maestro. Si el evento maestro contiene errores en su localización, estos se propagarán a los eventos asociados, lo que limita la confiabilidad del método (Frohlich, 1979; Jordan y Sverdrup, 1981).

2.2.2. Determinación conjunta de hipocentros

Esta metodología fue propuesta por Douglas (1967) y tiene como objetivo mejorar las localizaciones de los eventos sísmicos determinando simultáneamente los hipocentros y tiempos de origen, así como las correcciones para cada estación. Para ello, se suman los residuales por estación a la Ecuación 9 y se reescriben las ecuaciones para todos los eventos. Este método es más robusto que el de evento maestro, ya que reduce errores sistemáticos en los tiempos de llegada y mejora la coherencia entre eventos cercanos. Sin embargo, su aplicación requiere un número significativo de eventos y una distribución adecuada de estaciones sísmicas para obtener correcciones de estación confiables (Douglas, 1967; Pujol, 2000).

2.2.3. Métodos de corrección por estaciones

La precisión de las localizaciones de los eventos sísmicos depende en gran parte del modelo de corteza que se utilice en el proceso. Generalmente, se utilizan modelos de capas que varían en una dirección, sin embargo, la estructura real del subsuelo puede ser más compleja de lo que el modelo asume, introduciendo sesgos o errores en las localizaciones.

Si se analizan los residuales (la diferencia entre el tiempo observado y el predicho por el modelo) de un grupo de eventos, se puede observar que en algunas estaciones estos tienden a ser positivos o negativos; esto significa que una parte del error no es aleatoria, sino que está asociada con cada estación específica dado que las ondas sísmicas que pasan por esa estación experimentan un retraso o adelanto sistemático debido a la

estructura geológica local (Richards-Dinger y Shearer, 2000). Partiendo de este análisis, se pueden aplicar "correcciones por estación" o "términos por estación" (una por cada fase sísmica, como P o S), sumando o restando este valor a las predicciones del modelo de velocidad.

Inicialmente, estos valores eran estáticos, es decir, se utilizaba una corrección por estación (por ejemplo, Frohlich, 1979). Sin embargo, a mayores escalas esta metodología puede resultar inadecuada, por lo cual se han desarrollado métodos más avanzados con un acercamiento similar. Por ejemplo, en la metodología *Source-Specific Station Terms* (SSST) de Richards-Dinger y Shearer (2000) se obtiene una función de corrección para cada estación, la cual a su vez varía en función de la posición de la fuente (Richards-Dinger y Shearer, 2000). De la misma manera, Lin y Shearer (2005) desarrollaron *SSST Shrinking Box* obtiene las funciones de corrección por estación (al igual que las del método *Source-Specific Station Terms*), con la diferencia que reduce progresivamente el radio del volumen de búsqueda alrededor de un evento objetivo (r_{\max}) entre la primera y última iteración.

2.2.4. Métodos de doble diferencia

El método de diferencia doble (*Double-Difference*, DD) es una técnica que mejora la precisión en la localización de sismos mediante la minimización de errores sistemáticos en los tiempos de arribo. Esto se logra analizando el catálogo de eventos para determinar las diferencias en los tiempos de viaje (*double difference residuals*) de pares de eventos

registrados en una estación y posteriormente minimizar estos residuales mediante el método de mínimos cuadrados.

La técnica de DD considera que la trayectoria de los rayos (vector normal al frente de onda) es similar durante casi todo el trayecto, siempre que la distancia entre los hipocentros de dos eventos vecinos sea menor a la distancia entre cualquiera de ellos y una estación en común (Got *et al.*, 1994); de la misma manera, considera que la escala de las variaciones en las velocidades de onda sea muy grande a comparación de la distancia hipocentral entre los eventos, así como la distancia entre cualquiera de estos eventos a una estación en común.

Una de las implementaciones más conocidas de este método es el algoritmo desarrollado por (Waldhauser y Ellsworth, 2000), el cual ha sido aplicado exitosamente en la identificación de estructuras de fallas y la mejora de la resolución espacial de la sismicidad. Otras variantes de este método incluyen GrowClust de Trugman y Shearer (2017), un algoritmo basado en la agrupación jerárquica que conecta eventos sísmicos con base en su coeficiente de similitud de forma de onda y mejora la eficiencia computacional en catálogos sísmicos extensos. Asimismo, la metodología GrowClust3D de Trugman *et al.* (2023) sigue el algoritmo de GrowClust, con la principal diferencia de que permite la implementación de un modelo de velocidad tridimensional y que utiliza el ambiente de programación Julia. Este se explicará en la **Sección 2.3**.

2.3. Justificación

La localización de eventos sísmicos es fundamental para poder determinar el comportamiento y los mecanismos de deformación de la corteza terrestre, así como la caracterización tanto temporal como espacial de la sismicidad (Hauksson y Shearer, 2005). No obstante, existen diversos factores que introducen incertidumbre y sesgos a las localizaciones, por ejemplo, la cantidad y distribución de estaciones, errores en las lecturas de las fases o el no modelar las heterogeneidades o variaciones laterales presentes en la corteza (Shearer, 2019; Waldhauser y Ellsworth, 2000). Por ello, si se busca mejorar la resolución que se tiene de la estructura de las fallas, las localizaciones hipocentrales de sismos deben ser mejoradas (Lin *et al.*, 2007).

El alineamiento epicentral es clave en la inferencia de fallas, especialmente en sitios donde la ruptura de las fallas durante un sismo no siempre alcanza la superficie; esto permite identificar zonas sísmicas activas y es fundamental para evaluar el peligro sísmico en regiones vulnerables. Comprender la distribución espacial de los sismos ayuda a prever los posibles efectos de futuros eventos y a desarrollar estrategias de mitigación. Un claro ejemplo de la importancia del monitoreo y análisis sísmico fue la ocurrencia de la secuencia de El Mayor-Cucapah, cuyo evento principal (M_W 7.2) ocurrió el 4 de abril del 2010 al suroeste de la ciudad de Mexicali (Hauksson *et al.*, 2011). El sismo liberó esfuerzos cortantes laterales acumulados por más de cien años y reveló conexiones entre los sistemas de falla que van desde el Golfo de California y se extienden hasta el Salton Trough, con los sistemas de fallas localizados al oeste de EE. UU. y México (Hauksson *et al.*, 2011). El evento causó daños considerables a la

infraestructura en diversas partes de la ciudad y evidenció las deficiencias en las técnicas de construcción de la ciudad y sus alrededores (Meneses y Kleinfelder, 2010).

Implementando la metodología de GrowClust3D se pretende mejorar la localización hipocentral de los eventos sísmicos, disminuyendo los efectos de las variaciones laterales presentes en la corteza del Valle de Mexicali, donde esta presenta heterogeneidades laterales considerables y una estructura de velocidad muy compleja (Frez y González, 1991).

2.4. Hipótesis

Se plantea que relocalizando la sismicidad del Valle de Mexicali de 2012 a 2020 con GrowClust3D será posible disminuir la dispersión epicentral e hipocentral presente en los datos del catálogo de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM; Vidal-Villegas *et al.*, 2018). Con localizaciones más precisas, será posible constreñir la sismicidad y apreciar alineaciones y patrones presentes en los distintos sistemas de falla analizados, obteniendo así una imagen más clara de la distribución hipocentral y epicentral en la región del Valle de Mexicali.

2.5. Objetivos

2.5.1. General

Aplicar el algoritmo GrowClust3D a la sismicidad registrada en el Valle de Mexicali, con el fin de mejorar la localización hipocentral de los eventos mediante el uso de un modelo de velocidad tridimensional y el análisis de correlación cruzada de formas de onda.

2.5.2. Específicos

- Adquirir y procesar el catálogo de tiempos de arribo y formas de onda de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM; Vidal-Villegas *et al.*, 2018) y complementar la base de datos con la información de los registros de estaciones de la Red Sísmica del Sur de California (SCSN; California Institute of Technology y United States Geological Survey, 1926) y del Servicio Sismológico Nacional (SSN; 2025).
- Analizar la sismicidad reportada, incluyendo una revisión de literatura y la construcción de mapas para contextualizar la actividad sísmica en la región.
- Construir tablas de tiempos de viaje para modelar la propagación de ondas sísmicas en la zona de estudio.
- Determinar tiempos diferenciales entre eventos sísmicos mediante la correlación cruzada de formas de onda, evaluando la coherencia entre registros sísmicos y cuantificando los valores de similitud de formas de onda.

- Implementar un método de análisis por cúmulos para la relocalización de eventos sísmicos, optimizando la agrupación de hipocentros en función de la similitud de sus formas de onda.
- Identificar patrones y alineaciones epicentrales e hipocentrales, analizando la distribución espacial de los eventos relocalizados en relación con estructuras geológicas conocidas.
- Evaluar estadísticamente la calidad de las nuevas localizaciones en comparación con las originales, considerando la reducción en la dispersión epicentral, la disminución de los residuales de tiempos de arribo y la mejora en la estimación de incertidumbre hipocentral.
- Construir un catálogo actualizado con las nuevas localizaciones obtenidas, integrando la información mejorada sobre la sismicidad de la región.

Capítulo 3. Marco teórico

3.1. Área de estudio

La región de estudio de la presente investigación corresponde al Valle de Mexicali (VM), ubicado dentro de un polígono delimitado por las coordenadas (33.0056, -116.153258), (31.646158, -115.588428), (31.713793, -114.5) y (33.0056, -114.5) ilustrado en la **Figura 1**. Localizada en el noreste del estado de Baja California, el VM se caracteriza por la presencia de diversos sistemas de fallas y una notable actividad sísmica, los cuales se describirán a continuación.

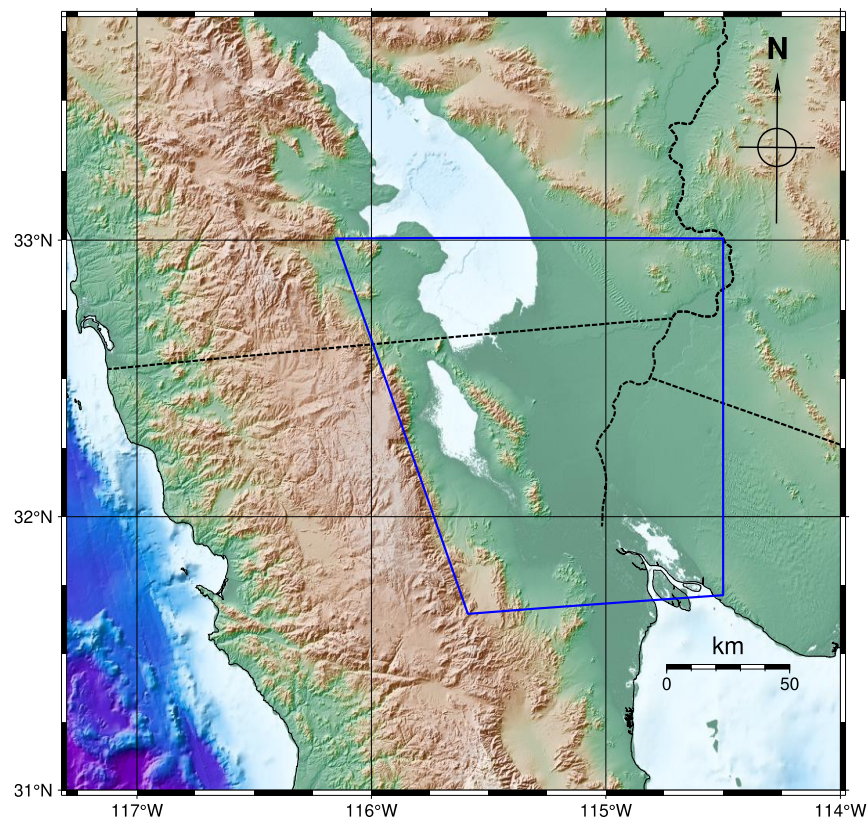


Figura 1. Zona de estudio del presente trabajo delimitada por el polígono azul, y que corresponde al Valle de Mexicali.

3.1.1. Tectónica y sismicidad del este de Baja California

El norte de Baja California se localiza en el borde transformante entre las placas del Pacífico y Norteamericana, cuyo movimiento, genera esfuerzos de transtensión dextro-lateral delimitado por el sistema de fallas de San Andrés-Golfo de California (Fletcher y Spelz, 2009); ambas estructuras tectónicas están ligadas y comparten rasgos similares asociados a fallas transformantes conectadas entre sí (**Figura 2**; Barajas, 2000) El este de la península se encuentra dentro de la Provincia Extensional del Golfo de California (PEG; ver recuadro en **Figura 2**).

La PEG es una zona de *rift* o distensión cortical que se extiende desde la región oeste de la Sierra Madre Occidental hasta el Escarpe Principal del Golfo en la península de Baja California (Barajas, 2000). Este proceso de apertura genera sistemas de fallas transformantes escalonadas, acompañados de centros de dispersión con manifestaciones geotérmicas activas (Lomnitz *et al.*, 1970). El límite oeste de la provincia, conocido como el Escarpe Principal del Golfo (EPG), marca la transición entre la región central de la península de Baja California, que ha permanecido relativamente sin deformación extensional, y las cuencas y sistemas montañosos que se encuentran cerca de la costa del Golfo de California.

Hacia el norte, la Provincia Extensional del Golfo (PEG) se vincula con las estructuras de deformación lateral transformantes del sistema de falla de San Andrés (Stock y Hodges, 1990). Esta interacción tectónica se extiende hacia la Depresión del Salton (DS) en el sur de California, la cual actúa como una zona transición entre el sistema de rift del Golfo de California y un margen transformante, donde la subsidencia y la deformación

extensional están directamente asociadas con la actividad del sistema de falla de San Andrés (Barajas, 2000).

El Valle de Mexicali, ubicado en el noreste de Baja California, constituye una prolongación de esta dinámica tectónica, donde las estructuras geológicas locales reflejan los efectos combinados del desplazamiento lateral y la extensión cortical.

La sismicidad al este de Baja California, incluyendo al Valle Imperial se caracteriza por la ocurrencia de secuencias sísmicas, comúnmente enjambres y secuencias de sismo-réplica (Suárez-Vidal *et al.*, 2008). Los enjambres sísmicos suelen manifestarse como cúmulos de actividad sísmica de bajas magnitudes ($M \leq 3$) confinados espacialmente; estos se presentan como ráfagas de actividad concentradas, con duraciones que pueden durar varias horas hasta meses o incluso años (Suárez-Vidal *et al.*, 2008). La distribución hipocentral tanto en el Valle de Mexicali como en el Valle Imperial se concentra principalmente en la corteza superior, generalmente a profundidades menores a 15 km. Estos ocurren principalmente en el basamento, que se considera la capa sismogénica para el Valle de Mexicali y el Valle Imperial (Frez y González, 1991). Los mecanismos focales predominantes corresponden a fallamiento transformantes (*strike-slip*), en concordancia con el desplazamiento relativo entre las placas tectónicas.

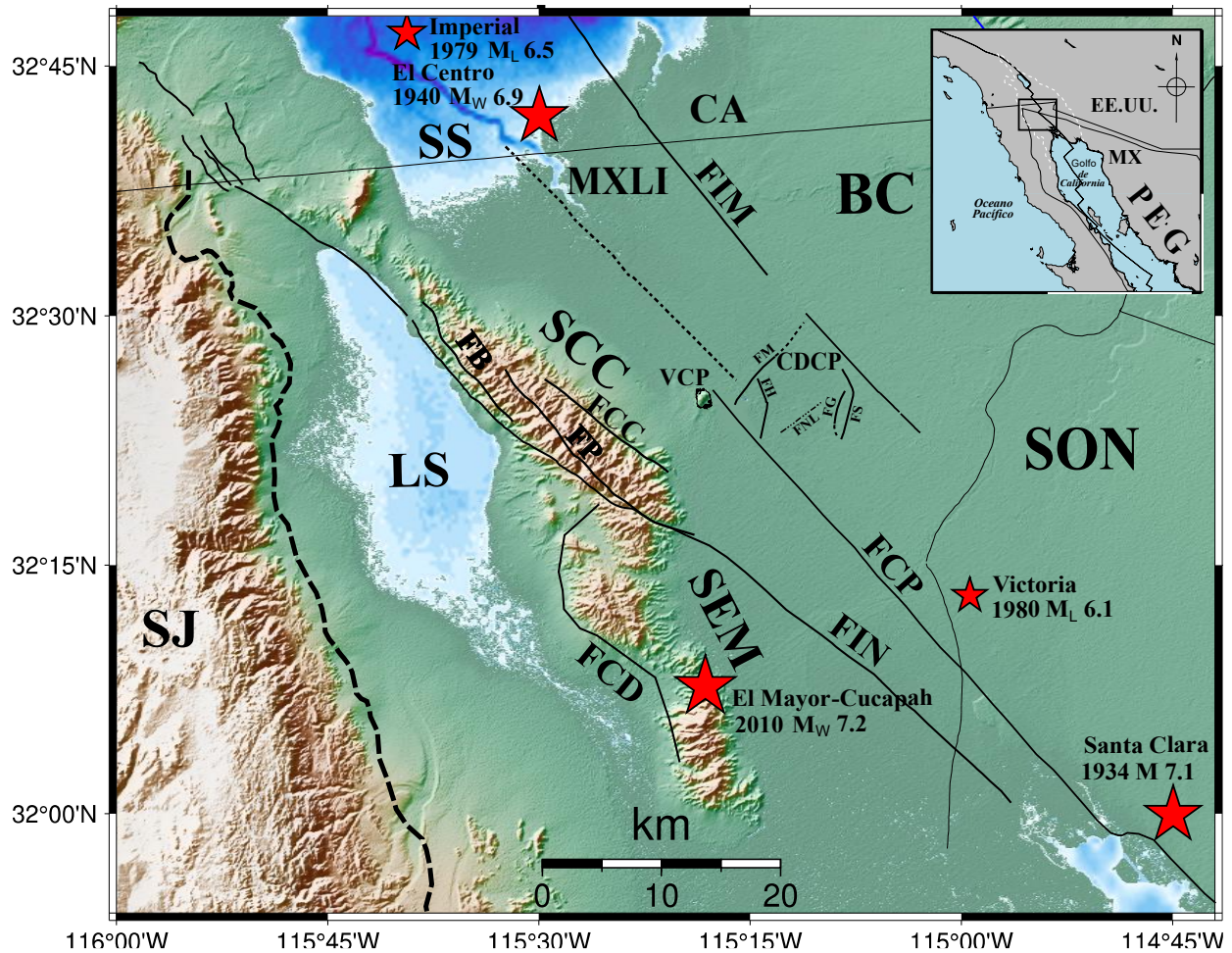


Figura 2. Mapa tectónico del Valle de Mexicali con sus principales fallas, provincias tectónicas y sierras. Las iniciales del mapa principal indican lo siguiente: FCD, Cañada de David Detachment; FLS, falla Laguna Salada; FIM, falla Imperial; FCP, Falla Cerro Prieto; FNL, Falla Nuevo León; FG, Falla Guerrero; FS, Falla Saltillo; FH, Falla Hidalgo; FB, Falla Borregos; FP, Falla Pescadores; FCC, Falla Cucapah; CDCP, Centro de Dispersión de Cerro Prieto; SJ, Sierra Juárez; SCC, Sierra Cucapah; SEM, Sierra El Mayor; SS, Salto Sea; LS, Laguna Salada; VM, Valle de Mexicali; VCP, Volcán Cerro Prieto; MXLI, Mexicali; CA, California; SON, Sonora; BC, Baja California. Las líneas punteadas negras indican el Escarpe Principal del Golfo; las estrellas rojas indican sismos históricos. El inseto del mapa abarca el norte de Baja California y parte del sur de California; la Provincia Extensional del Golfo (PEG); las líneas blancas punteadas representan la depresión del Salton. La línea negra continua indica el borde entre las placas del Pacífico y Norteamericana. Fallas obtenidas del *Community Fault Model* (CFM; Plesch *et al.*, 2007). Modelo global de topografía y batimetría ETOPO1 (NOAA National Centers for Environmental Information, 2022).

3.1.2. Valle de Mexicali

Localizada al noreste de Baja California, la región del Valle de Mexicali es una cuenca cubierta por depósitos sedimentarios provenientes del Río Colorado de hasta 5-6 km de espesor (Pelayo *et al.*, 1991; Ramírez *et al.*, 2021). Esta región se compone, principalmente, de dos subcuencas: la Laguna Salada y el Valle de Mexicali. Estas se encuentran separadas por las sierras El Mayor y Cucapah (Figura 2; Mueller y Rockwell, 1995). Las sierras conforman un conjunto de cordilleras, delimitadas por fallas de alto y bajo ángulo, compuestas principalmente por un basamento cristalino de edad mesozoica, el cual ha sido fragmentado y separado de terrenos geológicos similares ubicados al noroeste, en Baja California, y al sureste, en Sonora (Fletcher y Spelz, 2009).

Falla Imperial

La falla Imperial se extiende desde el sur de la falla de San Andrés hasta el Centro de Dispersión Cerro Prieto (**Figura 2**) y atraviesa a comunidades del condado Imperial como El Centro, Calexico, Brawley, Holtville, Imperial y Westmorland, así como en el este de la ciudad de Mexicali y poblados del VM. Es una falla de deslizamiento lateral derecho con rumbo NW-SE, originada por los esfuerzos cortantes generados por la interacción de las placas del Pacífico y Norteamericana, que se desliza 35 ± 2 mm/año (Bennett *et al.*, 1996). En esta estructura se han generado algunos de los sismos más destructivos del norte de Baja California ($M > 6$), responsables de absorber una parte significativa del movimiento entre las placas (Bennett *et al.*, 1996; Frez *et al.*, 2000). La sismicidad se

caracteriza por enjambres sísmicos principalmente en los extremos de la falla, a profundidades entre 8 y 13 km (Frez y González, 1991). Es una de las fallas más importantes y activas de la región, responsable de eventos significativos como el sismo de El Centro en 1940 de magnitud $M_L = 7.1$ y el de Imperial en 1979 de magnitud $M_L = 6.6$ (Frez y González, 1991).

Falla de Cerro Prieto

La falla de Cerro Prieto es una falla de rumbo lateral derecho que se extiende desde el volcán de Cerro Prieto hasta la cuenca Wagner en el Golfo de California y presenta una tasa de desplazamiento estimada de 42 ± 1 mm/año (**Figura 2**; Bennett *et al.*, 1996). La actividad sísmica observada, predominantemente al norte de la falla, muestra mecanismos asociados a movimientos normales y oblicuo-normales, consistente con el régimen extensional característico de una cuenca de desgarre (Fabriol y Munguía, 1997). La mayoría de los hipocentros se encuentran entre los 5 y 10 km de profundidad. Algunos ejemplos de sismos históricos relevantes asociados a esta falla son la secuencia de Santa Clara cerca del Golfo de California en 1934 ($M_L 6.5$ y $M_L 7.1$) y Victoria $M 6.1$ en 1980 (Frez y González, 1991).

Centro de Dispersión de Cerro Prieto (CDCP)

El Centro de Dispersión de Cerro Prieto es una cuenca de desgarre o *pull-apart basin* situada entre los extremos noroeste y sureste de las fallas Cerro Prieto e Imperial,

respectivamente (**Figura 2**). Se distingue por una rápida deformación geodésica, un elevado flujo de calor, alta actividad sísmica y evidencia de vulcanismo (Nava y Glowacka, 1999).

Las dimensiones del CDCP, estimadas a partir de la distribución de la sismicidad y alineaciones epicentrales, corresponden a 13 km de largo y 11 km de ancho (Suárez-Vidal *et al.*, 2008). En el interior del CDCP se localiza el cono volcánico inactivo Cerro Prieto, de aproximadamente 1000 m de diámetro y 225 m de altura (Pelayo *et al.*, 1991).

La combinación de los esfuerzos tectónicos impuestos por las fallas Imperial y Cerro Prieto, junto a las cargas litostáticas resultantes de la deposición de sedimentos provenientes del Río Colorado, ha generado un régimen extensional con adelgazamiento en la corteza y subsidencia activa en la cuenca (Suárez-Vidal *et al.*, 2008). Estos esfuerzos también se manifiestan en una serie de fallas lístricas escalonadas con dirección NE; estas incluyen la falla Nuevo León, la falla Hidalgo, la falla Saltillo, la falla Guerrero, entre otras (**Figura 2**; Lira Herrera, 2005). La sismicidad presente en el CDCP se caracteriza por microsismicidad ($M_L < 3$) y enjambres sísmicos concentrados a profundidades someras, típicamente entre 1 y 6 km.

Aunque la deposición de sedimentos ha cesado debido al represamiento del río Colorado, se mantiene evidencia de subsidencia activa, atribuida al deslizamiento de fallas y a procesos antropogénicos (Suárez-Vidal *et al.*, 2008).

El CDCP también es conocido por sus manifestaciones geotérmicas, asociadas a la actividad magmática profunda (Pelayo *et al.*, 1991). El calor generado asciende a través

del basamento granítico, calentando el acuífero y liberando vapor a través de fisuras y fallas en la región.

Sistema Cucapah-Indiviso

Localizado a lo largo de las sierras Cucapah y El Mayor, el sistema de fallas Cucapah-Indiviso se extiende hasta el Golfo de California y está conformado por las fallas activas del mismo nombre. La falla Cucapah es una falla de deslizamiento lateral de rumbo NW-SE que se traza a lo largo de la Sierra Cucapah (**Figura 2**). La falla Indiviso, también de deslizamiento lateral, de rumbo aproximado NE-SW, que se encuentra sepultada bajo la capa de sedimentos del Valle de Mexicali; esta se cartografió tras la ocurrencia del sismo del 2010 M_w 7.2, el cual generó la ruptura bilateral de una distancia de 120 km, desde el extremo norte del Golfo de California, hasta la frontera México-EE. UU, provocando daños estructurales considerables a las infraestructuras de la ciudad de Mexicali (Hauksson *et al.*, 2011; Meneses y Kleinfelder, 2010). Este evento sísmico puso de manifiesto el carácter transtensional del régimen tectónico regional, además de revelar conexiones entre múltiples sistemas de fallas activas y estructuras vecinas (Chanes-Martínez *et al.*, 2014; Hauksson *et al.*, 2011).

Falla Laguna Salada

Se ha propuesto que la Laguna Salada es una depresión ocasionada por un sistema de fallas de desprendimiento. En este contexto, se interpreta como un semigraben asimétrico limitado al este por las fallas Laguna Salada y Cañada David, y al oeste por la Sierra Juárez (González-

Escobar *et al.*, 2016). La falla Laguna Salada es una falla de alto ángulo con rumbo NW-SE con desplazamiento estimado de 2-3 mm/año (Fletcher y Spelz, 2009); la falla Cañada David, también conocida como *Cañada David Detachment* es una falla de desprendimiento de bajo ángulo que con una extensión aproximada de ~55-60 km, que alberga dos pares de estructuras antiformes y sinformes tipo megamulión (complejo de núcleo oceánico o metamórfico; Fletcher y Spelz, 2009).

3.1.3. Monitoreo y sismicidad en el Valle de Mexicali

La sismicidad en el Valle de Mexicali, obtenida del catálogo de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM; Vidal-Villegas *et al.*, 2018) para el periodo de 2012 a 2020, incluye un total de 5434 eventos (**Figura 3**). Esta actividad se caracteriza por la ocurrencia de secuencias sismo-réplica, enjambres sísmicos, microsismicidad y sismicidad de fondo o *background seismicity* (Frez y González, 1991). La actividad sísmica se concentra a profundidades someras entre 0 y 10 km a lo largo del sistema Cucapah-Indiviso y la región adyacente al Centro de Dispersión de Cerro Prieto; mientras que a lo largo de la falla Imperial se registran sismos más profundos, entre 15 y 20 km. La intensa actividad sísmica, asociada con la tectónica activa de la región, sigue la tendencia general NW-SE derivada de la interacción entre la Placa del Pacífico y la Placa Norteamericana.

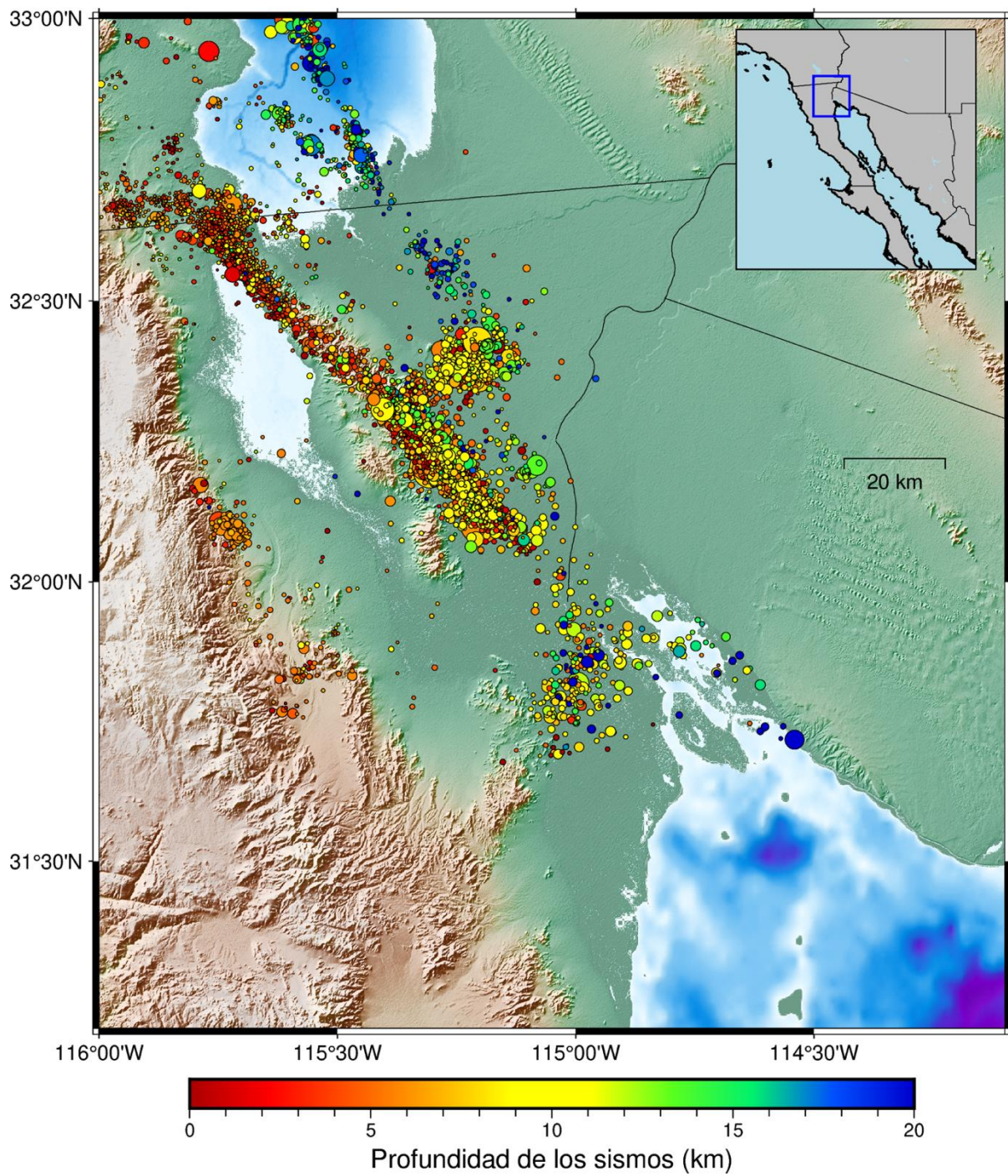


Figura 3. Sismicidad registrada en el catálogo de RESNOM (Vidal-Villegas *et al.*, 2018) para el Valle de Mexicali del 2012 al 2020. La leyenda en la parte inferior indica la escala de colores utilizada para representar la profundidad de los sismos (en kilómetros). Modelo global de topografía y batimetría ETOPO1 (NOAA National Centers for Environmental Information, 2022).

Esta actividad no solo representa un interés científico, sino también un riesgo potencial para comunidades como Mexicali y localidades vecinas, así como para diversas poblaciones del condado Imperial en California, lo que subraya la importancia del monitoreo constante (**Figura 4**): la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM, Vidal-Villegas *et al.*, 2018), el Servicio Sismológico Nacional (SSN, 2025) y la Red Sísmica del Sur de California (SCSN; California Institute of Technology y United States Geological Survey, 1926). Estas redes intercambian datos en tiempo real, lo que permite una mejor caracterización de la sismicidad y mejora la capacidad de evaluación del riesgo sísmico. Cada una de estas redes presenta ventajas y limitaciones específicas. Por ejemplo, la SCSN tiene una alta densidad de estaciones en el sur de California, pero su capacidad para localizar eventos en territorio mexicano es limitada debido a su disposición instrumental. Por su parte, el SSN cuenta con estaciones en Baja California, aunque con menor densidad, lo que puede presentar incertidumbres en la localización de eventos de baja magnitud. En contraste, RESNOM ha experimentado un crecimiento significativo desde su creación en 1979, acelerado notablemente tras el sismo de El Mayor-Cucapah en 2010, lo que ha incrementado su capacidad de detección y localización hipocentral. Actualmente, RSC (Redes Sísmicas del CICESE) opera en total: 32 con sensores de aceleración y velocidad (banda ancha), 10 únicamente de banda ancha y 46 solamente de aceleración.

Las tres redes mencionadas intercambian formas de onda en tiempo real (Vidal-Villegas *et al.*, 2018), lo que permite que el catálogo de RESNOM integre información proveniente del SSN y la SCSN, mejorando la precisión en la localización de eventos sísmicos en la región. A pesar de ciertas limitaciones en la cobertura azimutal y en la determinación hipocentral de algunos eventos, el catálogo de RESNOM es el más adecuado para este estudio, ya que proporciona una base de datos más completa y representativa de la sismicidad del Valle de Mexicali durante el periodo de análisis.

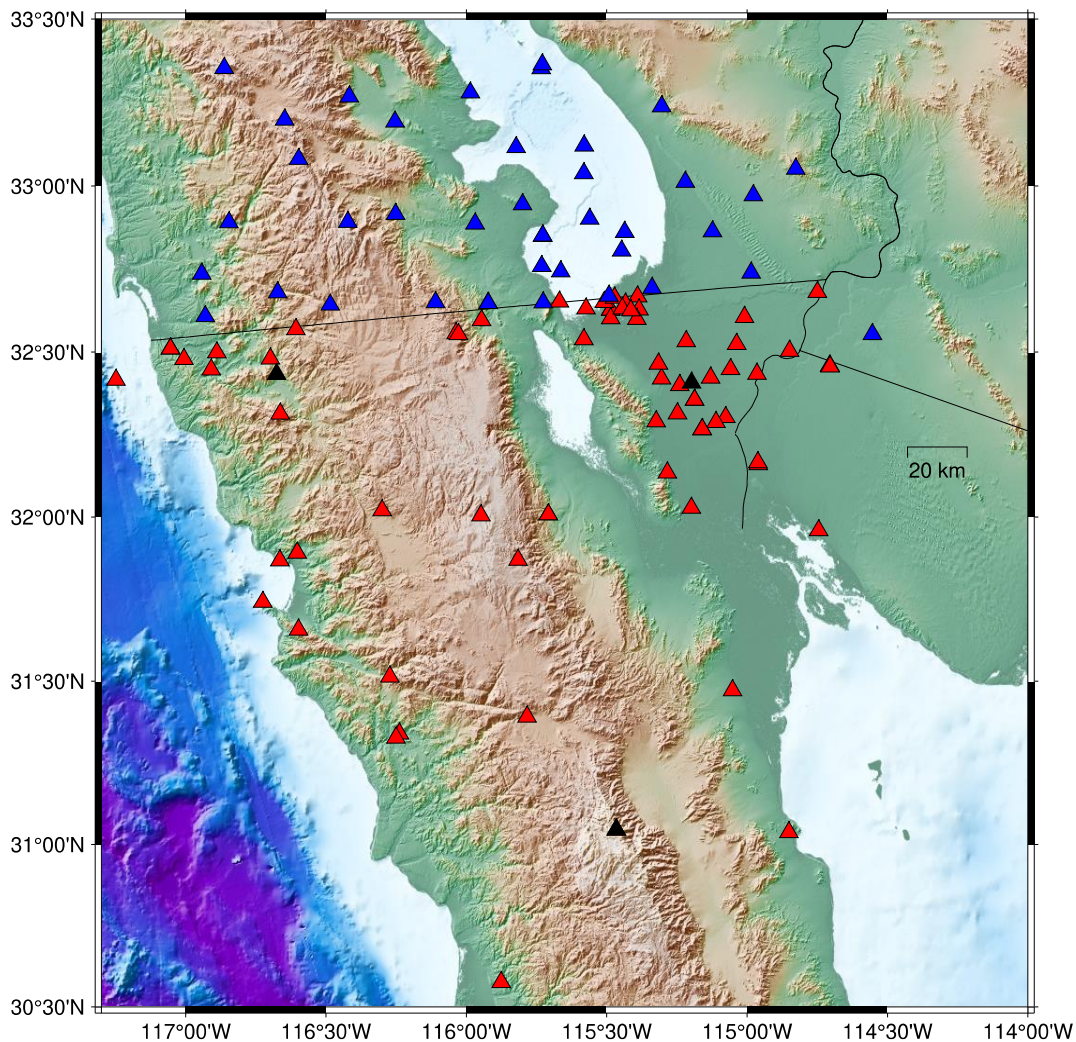


Figura 4. Distribución de las estaciones cuyos sismogramas se utilizaron en el presente trabajo. Los triángulos rojos representan las estaciones de RESNOM, las azules estaciones de la SCSN y los negros estaciones del SSN.

3.2. Correlación cruzada de formas de onda

Cuando dos o más sismos ocurren cercanos entre sí en el espacio, comúnmente comparten mecanismos de ruptura y trayectorias similares que generan formas de onda similares (Schaff y Waldhauser, 2005). El análisis de este tipo de eventos permite determinar con mayor precisión los tiempos de arribo de las fases P y S, y de esta manera, mejorar las localizaciones hipocentrales. La correlación cruzada de formas de onda permite comparar pares de señales para medir su similitud en función del retraso, es decir, se identifica el desfase temporal que maximiza la similitud entre estas. Para ello se integra el producto de dos funciones (f y g) considerando un desfase temporal variable:

$$(f \star g)(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt = \int_{-\infty}^{\infty} f(t + \tau)g(t)dt \quad (12)$$

Dónde τ indica el desfase de tiempo entre las dos señales; el símbolo \star denota la correlación cruzada. Un valor alto de correlación (independientemente del signo) indica que las señales son similares si se alinean con ese desfase.

En el ejemplo de la **Figura 5** se muestran las formas de onda y funciones de correlación cruzada para dos réplicas de magnitud 2.4 (ID 13936492 y 13938500) del sismo del 22 de febrero de 2003 con magnitud 5.4 ocurrido en Big Bear, California. Se presentan registros de diez estaciones sísmicas, alineados con los arribos teóricos de las ondas P (**Figura 5a**) y S (**Figura 5c**). De la misma manera, se muestra información de cada estación, como su nombre, canal, la distancia fuente-receptor y azimut. Junto a las

formas de onda, se grafica la función de correlación cruzada para los dos eventos en cada estación (**Figura 5b y 5d**), con una línea horizontal roja que marca un coeficiente de correlación de 0.6. Los dos eventos son bastante similares, lo que permite que la mayoría de las estaciones muestren un pico claro en la función de correlación cruzada. Los picos en las funciones de correlación cruzada indican el desplazamiento óptimo entre las dos señales, lo que equivale a la diferencia en tiempos de arribo entre los eventos. Este desplazamiento se usa para ajustar los tiempos relativos, es decir, los arribos de las fases, y mejorar la localización de los eventos.

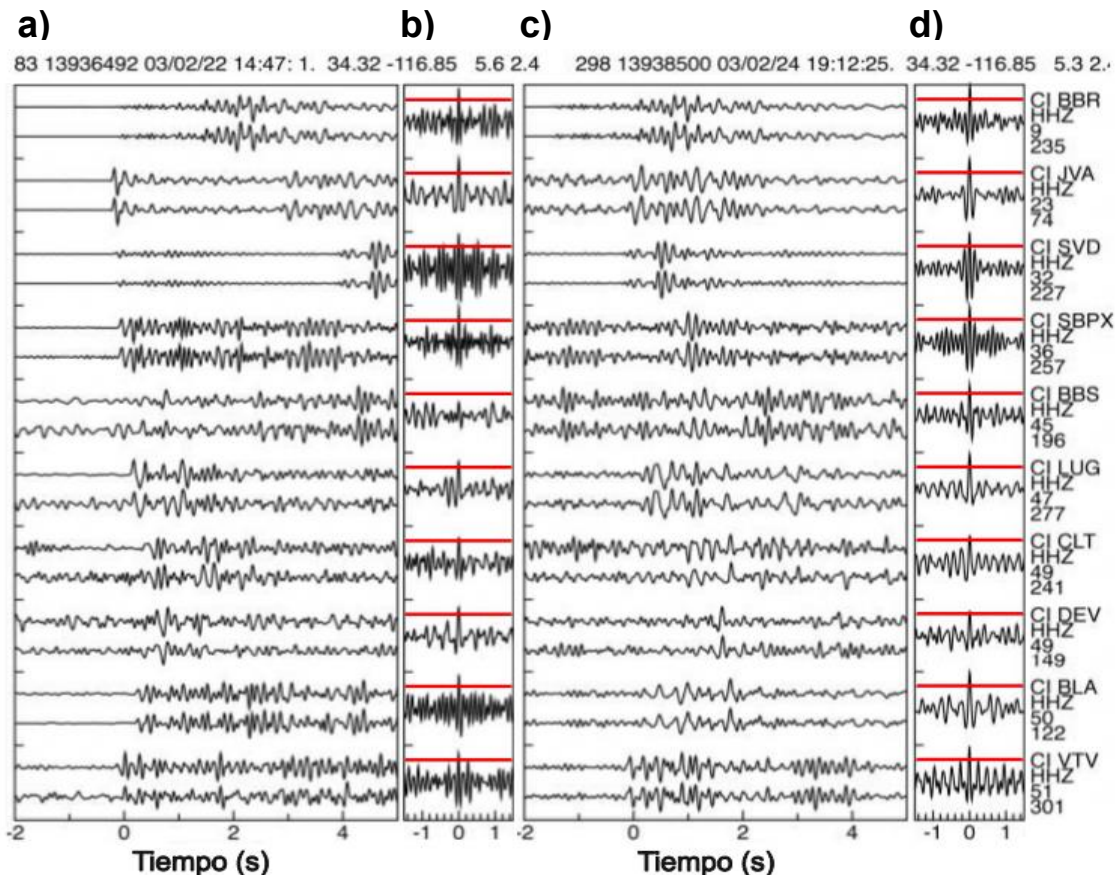


Figura 5. Gráficas de las formas de onda P y S de dos eventos a) y c) registrados en 10 estaciones distintas. Junto a estas se encuentra graficada la función de correlación cruzada para los dos eventos en cada estación b) y d). Figura modificada de Hauksson y Shearer (2005).

La precisión y eficacia de los cálculos de correlación dependen de varios factores, entre ellos la densidad y cobertura azimutal de la red sísmica que monitorea la región. Se ha determinado que las correlaciones cruzadas son más efectivas para eventos de $M < 4.1$ (Hauksson *et al.*, 2012a); dado que los sismos pequeños generan señales más débiles, es indispensable contar con una red densa y bien distribuida para obtener una mayor cantidad de datos. Sumado a esto, con una mayor cantidad de mediciones del mismo evento, es posible compensar posibles diferencias en el patrón de radiación y minimizar los efectos de señales ruidosas en ciertas localizaciones (Schaff y Waldhauser, 2005).

Estas consideraciones fueron clave para definir el periodo de análisis de este estudio, dado que en las primeras décadas RESNOM presentaba una cobertura azimutal limitada. Esto se discutirá con mayor detalle en la **Sección 3.1**.

3.3. Algoritmo de relocalización

Para este proyecto de investigación, se implementó el algoritmo de relocalización de eventos sísmicos GrowClust3D desarrollado por Trugman *et al.* (2023), el cual se ejecuta en el ambiente de programación Julia. El algoritmo se basa fundamentalmente en el método de doble diferencia y busca mejorar los hipocentros mediante un análisis de cúmulos de eventos, aprovechando los principios de la correlación cruzada de formas de onda, que asumen que eventos cercanos suelen compartir características similares en sus registros sísmicos (Shearer, 2019). El algoritmo principal fue publicado por primera vez en lenguaje Fortran por Trugman y Shearer (2017), y se basa en el uso de los coeficientes de similitud de forma de onda para agrupar eventos sísmicos en cúmulos

relocalizables. Entre mayor sea el valor de este coeficiente, mayor será la similitud entre las formas de onda, y por consecuencia sus tiempos diferenciales tendrán mayor confiabilidad. De inicio, se toma un evento que se conecta secuencialmente con eventos similares cercanos, comenzando con el que tenga mayor similitud. Cada vez que se conecta un par de eventos (incluyendo el cúmulo al que pertenece), estos se relocalizan uno respecto otro. Si esta conexión entre pares de eventos no cumple con los criterios de control de calidad previamente establecidos por el usuario, se rechazan y su localización no cambia. En la **Figura 6**, se ilustra procedimiento que sigue el algoritmo para la agrupación y relocalización de eventos. En este ejemplo, se comienza con seis eventos (A al F) representados con círculos abiertos de distintos colores. Los eventos están unidos entre sí por líneas punteadas numeradas en orden decreciente de similitud de formas de onda (**Figura 6a**). El algoritmo elige el par de eventos con mayor similitud (**Figura 6b**) y lo relocaliza respecto a su centroide (M , representado con un punto negro). Este par se convierte en el primer cúmulo y se representa con círculos de colores unidos con una línea continua (**Figura 6c**). Este proceso se repite con todos los pares de eventos; en caso de que estos ya pertenezcan a un cúmulo, el algoritmo decide si unir los cúmulos y relocalizar entre sí todos los eventos dentro de este bajo ciertos criterios como el valor mínimo del coeficiente de correlación cruzada, la cantidad de tiempos diferenciales requeridos para usar un par de eventos, los valores mínimos y máximos del rms, entre otros (**Figura 6d-i**). Dado que el evento B de este ejemplo no cuenta con enlaces con ningún otro evento, este permanece fijo durante todo el proceso.

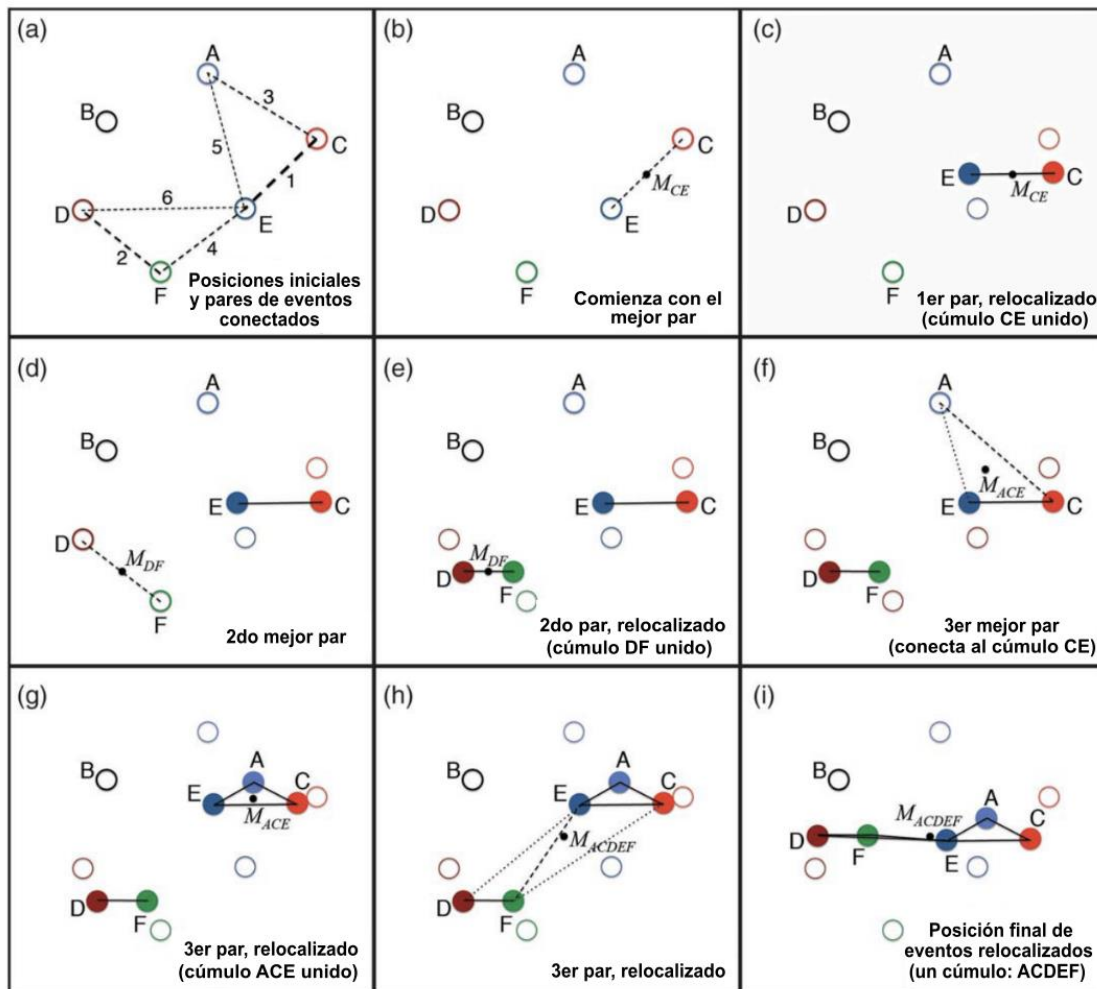


Figura 6. Proceso que sigue el algoritmo de GrowClust3D para realizar la agrupación y relocalización de eventos con base en la similitud de las formas de onda. Procedimiento del algoritmo para la agrupación y relocalización de eventos. **(a)** Seis eventos iniciales (A-F) representados con círculos abiertos de distintos colores, conectados por líneas punteadas en orden decreciente de similitud de formas de onda. **(b)** Selección del par de eventos con mayor similitud. **(c)** Relocalización del par seleccionado respecto a su centroide (M, punto negro), formando el primer cúmulo representado con círculos de colores unidos por una línea continua. **(d-i)** Iteración del proceso para los demás pares de eventos, decidiendo la unión y relocalización de cúmulos bajo ciertos criterios. **(i)** El evento B, al no tener enlaces con otros eventos, permanece fijo durante todo el proceso. Figura modificada de Trugman y Shearer (2017).

La versión actualizada, e implementada para este proyecto de investigación, es GrowClust3D (Trugman *et al.*, 2023). Este algoritmo se basa en el algoritmo de GrowClust, a excepción de que se cambió el lenguaje de programación de Fortran a Julia con el propósito de tener una interfaz más sencilla y flexible, mejorando a su vez la eficiencia computacional. Asimismo, este permite la realización de múltiples operaciones a la vez (cómputo paralelo), reduciendo y eficientizando el tiempo de procesamiento. Además, GrowClust3D tiene la capacidad para utilizar tablas de tiempo de viaje generadas a partir de modelos de velocidad tridimensionales obtenidas con el programa *NonLinLoc* de Lomax *et al.* (2000).

GrowClust y GrowClust3D han sido implementados con éxito en la relocalización de eventos a pequeña y gran escala (**Figura 7**) y han demostrado ser útiles para mejorar la localización absoluta y relativa de los mismos, así como para mejorar la nitidez de los patrones de sismicidad, p o r e j e m p l : *Brawley Seismic Zone* (Hauksson *et al.*, 2022); secuencia de Ridgecrest (Trugman, 2020); secuencia de Spanish Springs (Trugman *et al.*, 2023); secuencia de Sheldon (Trugman y Shearer, 2017).

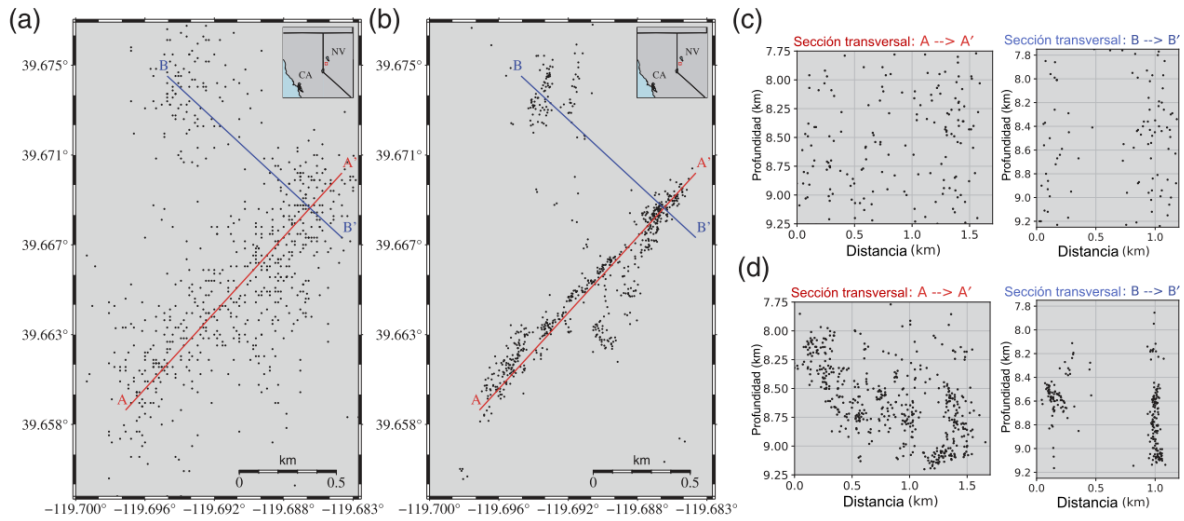


Figura 7. Relocalización de la secuencia de Spanish Springs, Nevada. a) Catálogo del *Nevada Seismological Laboratory*. b) Catálogo relocalizado utilizando GrowClust3D. c) Cortes transversales A-A' y B-B' del catálogo del *Nevada Seismological Laboratory*. d) Cortes transversales A-A' y B-B' del catálogo relocalizado utilizando GrowClust3D. Figura modificada de Trugman *et al.* (2023).

Capítulo 4. Metodología

Para la correcta implementación de la metodología de GrowClust3D, cuyo proceso se ilustra en la **Figura 8**, se requiere contar con un catálogo de eventos, una lista de estaciones sísmicas con sus respectivas ubicaciones, los tiempos diferenciales entre eventos (dt), un modelo de estructura de velocidades de corteza y las correspondientes tablas de tiempos de viaje.

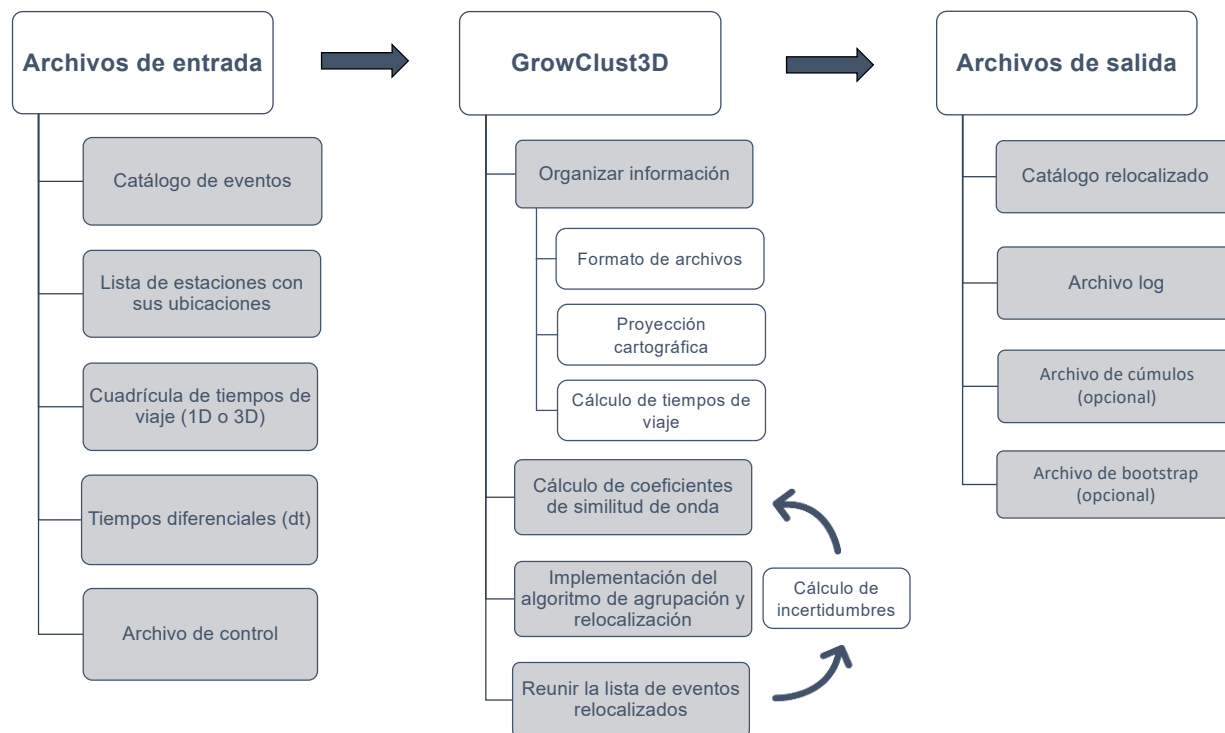


Figura 8. Diagrama que indica los principales procesos y archivos requeridos por GrowClust3D.

Modificada de Trugman *et al.* (2023).

A continuación, se describe el procedimiento seguido para la obtención, procesamiento y estructura de los datos requeridos.

4.1. Datos

4.1.1. RESNOM

Para poder llevar a cabo la relocalización fue necesaria la recopilación de toda la información de los eventos sísmicos registrados por la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) en el Valle de Mexicali en el periodo 2012 a 2020. La información

recopilada se puede dividir en dos partes: el catálogo de eventos sísmicos (tiempos de arribo) y el conjunto de formas de onda (sismogramas). El catálogo RESNOM se encuentra en formato Nórdico (Havskov *et al.*, 2020), donde cada evento se compone de una cabecera con información general (fecha y hora, coordenadas hipocentrales, magnitud, entre otras) y un cuerpo que contiene los tiempos de arribo registrados por las estaciones disponibles de RESNOM (Vidal-Villegas *et al.*, 2018), el SSN (SSN *et al.*, 2025), así como de algunas estaciones de la red del Sur de California (SCSN; California Institute of Technology y United States Geological Survey, 1926). El catálogo de los tiempos de arribo se obtuvo de la página oficial de RESNOM (<https://resnom.cicese.mx/sitio/boletines?i=>). Las formas de onda se obtuvieron mediante solicitud a RESNOM y consisten en los registros por disparo por estación y componente (E, N y Z) en formato miniseed.

La disponibilidad y calidad de ambos tipos de datos, es decir, formas de onda y tiempos de arribo, han variado a lo largo del tiempo en consistencia con el crecimiento de RESNOM. Estos cambios incluyen el aumento en la instrumentación, así como las metodologías de recolección y procesamiento de la información.

En sus inicios, los registros se obtenían implementando mecanismos de detección automática, usualmente basados en un cambio en la amplitud o la frecuencia como la relación STA/LTA (*Short-Term Average* y *Long-Term Average*), la cual se obtiene de la comparación de la amplitud promedio de las señales sísmicas en un periodo corto de tiempo (STA) con la de un periodo de tiempo más largo (LTA). De esta manera, los archivos de formas de onda registradas por disparo corresponden a un solo evento (sin

señal entre cada uno de ellos). Por otra parte, si el registro es continuo, las formas de onda se graban y guardan en todo momento.

Como consecuencia, las formas de onda de RESNOM se encuentran almacenadas en distintos formatos a lo largo del tiempo, de acuerdo con las etapas de evolución de la red:

- 1979 - 1993: Formato RESNOM binario, por disparo.
- 1993 – 2012: Por disparo en formato Seisan.
- 2012 al 2014: Se comenzó una transición de registro por disparo a registro continuo.
- 2014 al presente: Registro continuo; procesado y analizado mediante el sistema Earthworm / AQMS.

De la misma manera, los formatos del catálogo de eventos sísmicos han cambiado con el tiempo. Durante la primera década se utilizaba un formato propio de la red para el registro de los tiempos de arribo. Posteriormente, en 1991 se cambió al formato hypo71 (Lee y Lahr J.C, 1972) y, en el 2002 se comenzó a utilizar el formato Nórdico de Seisan (Havskov *et al.*, 2020), mismo que se utiliza en la actualidad.

Estos cambios a lo largo del tiempo pueden comprometer la integridad tanto del catálogo de eventos sísmicos como de la base de datos de formas de onda y se pueden reflejar en discontinuidades o vacíos significativos en los sismogramas, posiblemente debido a la pérdida de información durante la conversión entre formato binario, Seisan y miniseed. Asimismo, comparando la información del catálogo con las formas de onda disponibles, se observaron también inconsistencias (**Figura 9**); en algunos casos, se observa que no

hay formas de onda correspondientes los archivos de localización del catálogo o viceversa.

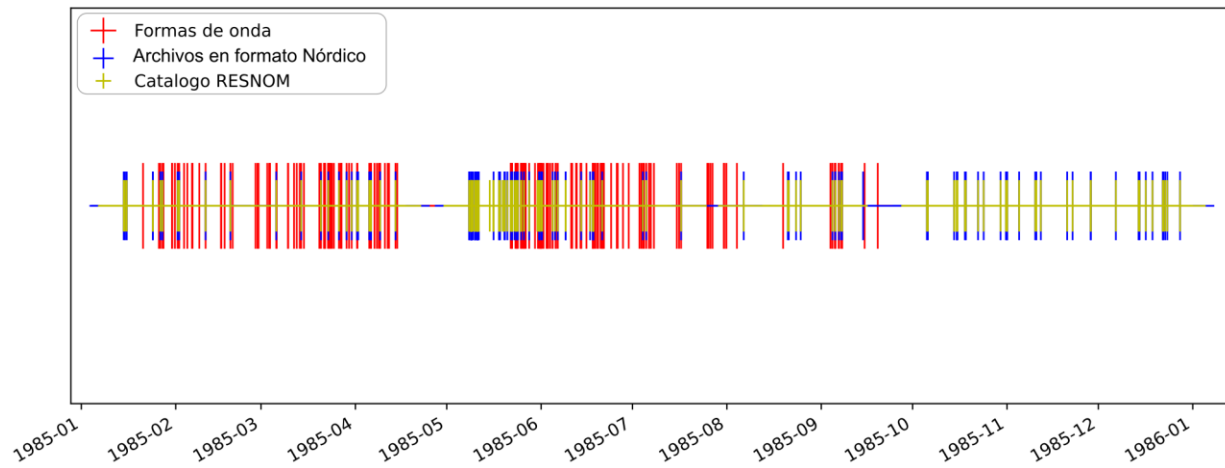


Figura 9. Ejemplo de la ausencia de datos en la información de RESNOM recopilada para 1985.

Aunado a lo anterior, la baja densidad de estaciones locales durante las primeras décadas limita la cantidad de datos que se pueden utilizar para este proyecto y por tanto limitan el periodo de tiempo de análisis. Para compensar esta falta de información y poder calcular las localizaciones hipocentrales, era necesario la utilizar los tiempos de arribo de estaciones la SCSN; sin embargo, estos introducen sesgos en las localizaciones de eventos, principalmente aquellos ocurridos al sur de la frontera, los cuales suelen presentar errores de varios km. Consecuentemente, fue necesario elegir un periodo de tiempo de análisis tomando en cuenta todos los factores. Para efectos de este estudio, se utilizaron los registros del periodo 2012 al 2020.

4.1.2. SCSN

Como se mencionó con anterioridad, el catálogo de RESNOM incluye las fases registradas de algunas estaciones del SCSN, por lo cual fue necesario complementar la base de datos de formas de onda con la información correspondiente. Para obtener los sismogramas de los registros de la SCSN fue necesario analizar el catálogo de RESNOM y extraer las estaciones y las fechas de los eventos en los que estas aparecen. De esta manera, se realizó el proceso automatizado de búsqueda y descarga de los sismogramas por disparo utilizando el programa STP (*Seismic Transfer Program*; California Institute of Technology y United States Geological Survey, 1926).

4.2. Generación de archivos de entrada

A continuación, se describen los archivos de entrada generados para la relocalización, así como su proceso de obtención y herramientas utilizadas.

4.2.1. Catálogo de eventos

Este catálogo incluye información detallada de los eventos, como la fecha y hora de ocurrencia, coordenadas epicentrales, profundidad, magnitud, errores de localización (horizontal y vertical), valor RMS y un identificador único para cada evento. Para generarla, se escribió un script en Python que leyera los archivos de tiempos de arribo descargados de la página oficial de RESNOM y extrajera la información mencionada.

4.2.2. Lista de estaciones

Este listado incluye el nombre y localización (latitud, longitud y elevación) de las estaciones utilizadas en la localización de los sismos del catálogo. Al igual que la lista de eventos, la lista de estaciones se obtuvo mediante la lectura de los archivos de tiempos de arribo a través de un script en Python. Las estaciones utilizadas se encuentran graficadas en la **Figura 3**.

4.2.3. Tiempos de viaje

Las tablas de tiempos de viaje se construyeron utilizando las rutinas Vel2Grid y Grid2Time contenida en el software NonLinLoc (Lomax *et al.*, 2000, 2014). La rutina Vel2Grid (Lomax *et al.*, 2000) convierte el modelo de velocidad analítico o cualquier otro tipo de modelo especificado en una cuadrícula tridimensional x, y, z (x positivo = Este, y positivo = Norte, z positivo = abajo) que contiene los valores de velocidad o lentitud. Posteriormente, con la rutina Grid2Time se calcularon los tiempos de viaje entre una estación y todos los nodos de la cuadrícula; esta rutina implementa el algoritmo de diferencias finitas de Podvin y Lecomte (1991) para resolver la ecuación de Eikonal y modelar la propagación de ondas sísmicas.

Como insumo fundamental, se requiere un modelo de velocidad del medio para trazar las trayectorias de rayos sísmicos y calcular los tiempos de arribo de las ondas P y S desde un hipocentro hipotético hasta las estaciones receptoras. Para este trabajo se utilizó el modelo de velocidad de ondas P obtenido para el sur del VM (**Tabla I**); este

modelo se obtuvo de un estudio de refracción que abarca desde San Luis Río Colorado, Sonora, hasta la Sierra Juárez (Ramírez-Ramos *et al.*,2015).

Tabla I. Modelo de velocidad de onda P para el Valle de Mexicali. Propuesto por Ramírez-Ramos *et al.* (2015).

Profundidad (km)	Velocidad de onda P (km/s)
0.00-1.23	1.90-3.81
1.23-5.60	4.77-6.30
5.60-15.25	6.54-7.18
15.27	7.65

Las velocidades de las ondas S se estimaron a partir del modelo de velocidad P, aplicando un factor de $\frac{1}{\sqrt{3}}$, tal cual como se propone en método de Waldhauser y Ellsworth (2000).

La **Figura 10** muestra un ejemplo de los resultados obtenidos para la estación ALAMX (32.0075, -115.7083, 325m) durante la construcción de tablas de tiempo de viaje. El gráfico representa las curvas de tiempo de propagación de ondas P, donde el eje vertical (Z) indica la profundidad en kilómetros, con un rango de -3 a 30 km, y el eje horizontal (Y) representa la distancia horizontal en kilómetros, con valores entre 0 y 30 km. Es importante mencionar que las profundidades se expresan en valores positivos de profundidad y negativo para elevaciones mayores a 0 km. Los valores se eligieron tomando en cuenta las distancias y elevaciones máximas de las estaciones respecto al origen geográfico.

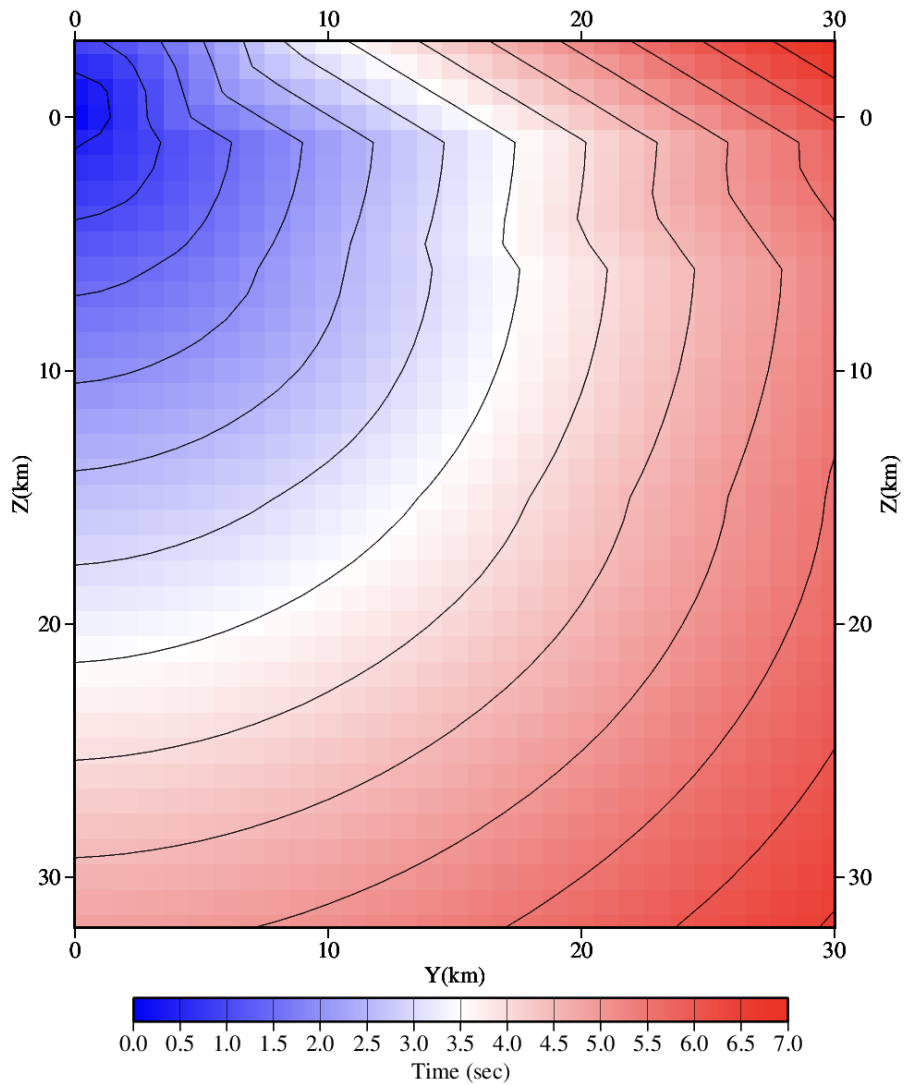


Figura 10. Curvas de tiempo de viaje generadas con NonLinLoc (Lomax y Virieux, 2000) para la estación ALAMX. Las líneas de contorno representan isócronas y la escala de colores indica el tiempo de viaje acumulado, con valores menores en las regiones azules y mayores en las regiones rojas.

4.2.4. Datos de correlación cruzada

Para llevar a cabo la correlación cruzada es necesario contar con las formas de onda ordenadas, así como determinar la metodología y herramientas que se utilizarán para realizar los cálculos pertinentes. Se decidió utilizar la metodología *Fast Double Difference Cross Correlation* (FDTCC; Liu *et al.*, 2022; Zhang *et al.*, 2022; <https://github.com/MinLiu19/FDTCC>) para llevar a para calcular las diferencias en los residuales de tiempo de pares de eventos registrados por una estación en común (dt). La información necesaria para realizar este proceso está contenida en los siguientes archivos de entrada:

1. Lista de estaciones *station.dat*; incluye la ubicación (latitud, longitud y elevación), de las estaciones utilizadas en las localizaciones originales.
2. Lista de fases *phase.dat*; esta contiene información de las fases P y S de cada evento registrado en el catálogo.
3. *event.sel*: eventos sísmicos con sus localizaciones hipocentrales y tiempo de origen.
4. Archivo *dt.ct*: diferencias en los tiempos de viaje para pares de eventos del catálogo así como la ponderación para cada estación.
5. Formas de onda por disparo organizadas por número de identificación del evento y componente en formato SAC.

Los primeros cuatro archivos de entrada se generaron utilizando la rutina *ph2dt* de *hypoDD* (Waldhauser, 2001), a través de SEISAN (Havskov *et al.*, 2020); el flujo de trabajo para obtener los archivos de entrada se ilustra en el diagrama de la **Figura 11**. Primero se creó el archivo de configuración de **SEISAN SEISAN.DEF** con los parámetros necesarios para la implementación de las rutinas que se mencionaran a continuación, así como el archivo de estaciones **STATION0.HYP** con su ubicación (latitud y longitud) y elevaciones. Posteriormente se leyó la base de datos en formato nórdico con la rutina **collect**, mediante la cual se obtuvo una lista con todos los eventos y registros de fases. Con la rutina *nor2dd* se convirtió la lista mencionada al formato HypoDD. Por último, se utilizó la rutina *ph2dt* para calcular las diferencias en los tiempos de viaje para pares de eventos registrados por estaciones en común.

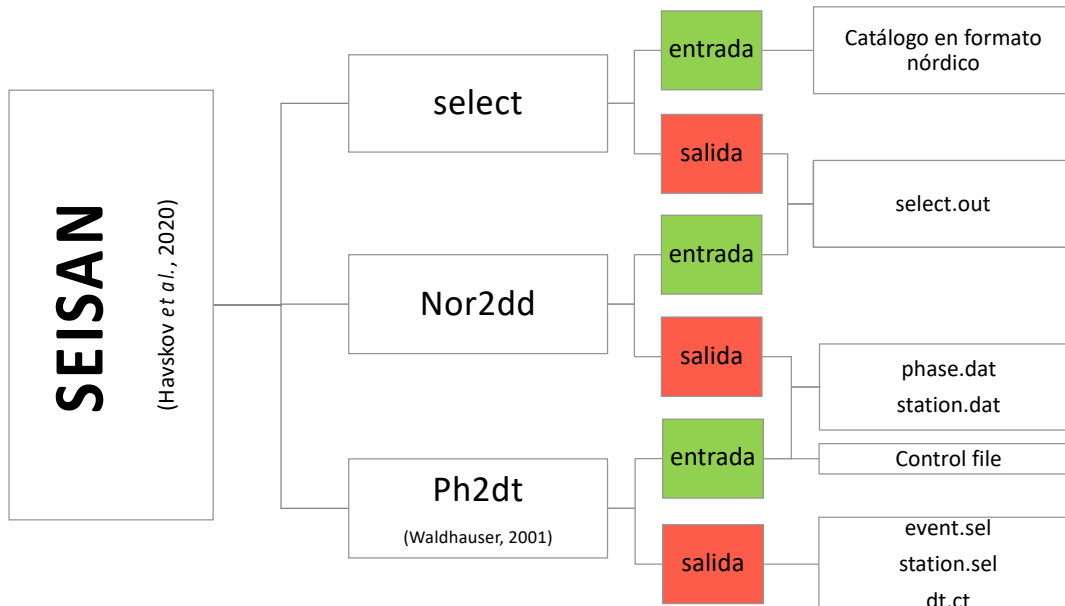


Figura 11. Diagrama de los programas utilizados para obtener los archivos requeridos en la implementación de FDTCC (Liu *et al.*, 2022; Zhang *et al.*, 2022). Se indica también la relación entre los archivos de entrada y salida de cada uno de estos.

La base de datos de forma de onda se encontraba en formato miniSEED y en orden distinto al requerido por FDTCC (Liu *et al.*, 2022; Zhang *et al.*, 2022). Por ello, fue necesario adecuar los archivos de formas de onda al formato de lectura de FDTCC (Liu *et al.*, 2022; Zhang *et al.*, 2022) que se mencionó anteriormente (archivos por estación y por componente en carpetas nombradas con el año, mes y día del evento 20200101/BC.AGSX.HHE). Para ello se escribieron dos scripts en Python: uno para reacomodar y renombrar los archivos y otro para la conversión de miniSEED a SAC (**Anexos 1 y 2**).

Una vez reunidos y adecuados los archivos necesarios, se definieron los parámetros de control. Se definieron las longitudes de las ventanas de tiempo para la correlación cruzada: 0.5 segundos antes y después del arribo de la fase P, y entre 0.5 y 1.0 segundos antes y después del arribo de la fase S. Se permitió una longitud de desplazamiento máximo de 1 segundo tanto para P como para S. Aunado a esto, se aplicó un filtro pasa banda de 2 a 8 Hz a las formas de onda para eliminar el ruido (**Figura 12**).

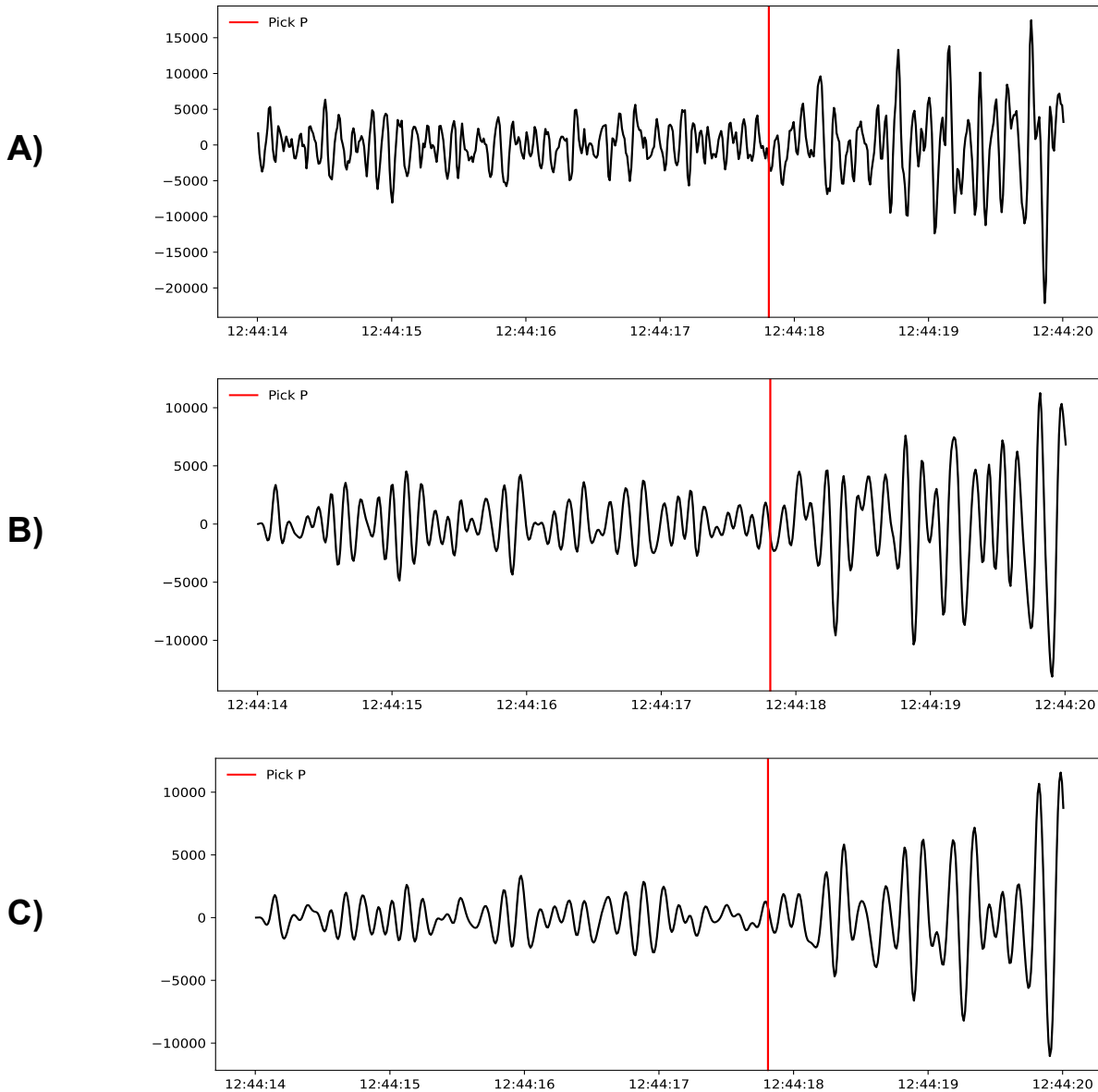


Figura 12. Ejemplo de las formas de onda registradas por la estación CPX del evento #1089* **A)** Sin filtro, **B)** con filtro pasa banda de 1-10 Hz y **C)** con filtro pasa banda de 2-8 Hz. El arribo de la fase P está representado por la línea vertical roja.

El análisis de enero del 2012 a diciembre del 2020 consiste en 5,434 eventos y 187,722 pares de eventos, así como las formas de onda correspondientes a estos.

*Evento ocurrido en la fecha 2013-03-01T12:44:08.70.

4.2.5. Parámetros de relocalización

Como se explicó en la **Sección 2.3**, los parámetros establecidos para el cálculo de las relocalizaciones con GrowClust3D, juegan un papel muy importante en la calidad de los resultados.

Los parámetros de similitud de pares de eventos se establecieron de la siguiente manera como se describe a continuación. Se estableció un valor mínimo de 0.85 para el coeficiente de correlación cruzada (r), el cual fue utilizado como umbral para incluir los dt en el cálculo del coeficiente de similitud entre pares de eventos. De la misma manera, se seleccionó una distancia máxima de 80 km entre estaciones para calcular los dt empleados en la estimación de coeficiente de similitud entre pares de eventos. Se estableció un valor máximo de 0.5 s como RMS residual de los dt utilizados para permitir la unión de cúmulo propuesta durante la relocalización; este se seleccionó tomando en cuenta la calidad y la geometría de los datos, dado que para mayores distancias o baja calidad en los datos se requieren un RMS máximo más alto.

Los parámetros de umbral del archivo de correlación cruzada también se modificaron para adaptarlos a los datos analizados. Se asignó un coeficiente promedio mínimo de correlación cruzada de 0.6 para mantener el par de eventos y un coeficiente mínimo de correlación cruzada de 0.7 para mantener una observación temporal diferencial. Estos parámetros se eligieron relativamente altos para asegurar la utilización de tiempos diferenciales de mayor calidad.

La elección de estos parámetros se realizó tras ejecutar más de 40 pruebas controladas, en las que se evaluaron diferentes combinaciones de valores con base en la calidad de los resultados obtenidos.

Capítulo 5. Resultados

5.1. Catálogo de relocalizaciones

Del total de 5,434 eventos analizados, se logró la relocalización de 4,232 eventos, lo que representa un 77.88% del catálogo inicial, mediante la implementación del algoritmo GrowClust3D. La distribución epicentral se encuentra en el mapa de la **Figura 13**. Los nuevos epicentros presentan, en su mayoría, una ubicación coherente con la del catálogo original, manteniendo su alineación con los trazos principales de los sistemas de falla identificados. En cuanto a la profundidad hipocentral, se observaron variaciones significativas según el sistema de fallas analizado; sismos más someros ocurren a lo largo de la Sierra Cucapah y profundizan a hacia el sur del sistema Cucapah-Indiviso. La sismicidad dentro del CDCP es variada; se observa que la profundidad de los eventos oscila principalmente entre 5 y 15 km, con algunos eventos (los que ocurren en la parte sur de la falla Imperial) justo por encima de los 15 km. También se producen eventos más profundos dentro de la falla Imperial, donde la profundidad hipocentral se concentra aproximadamente a 15 km.

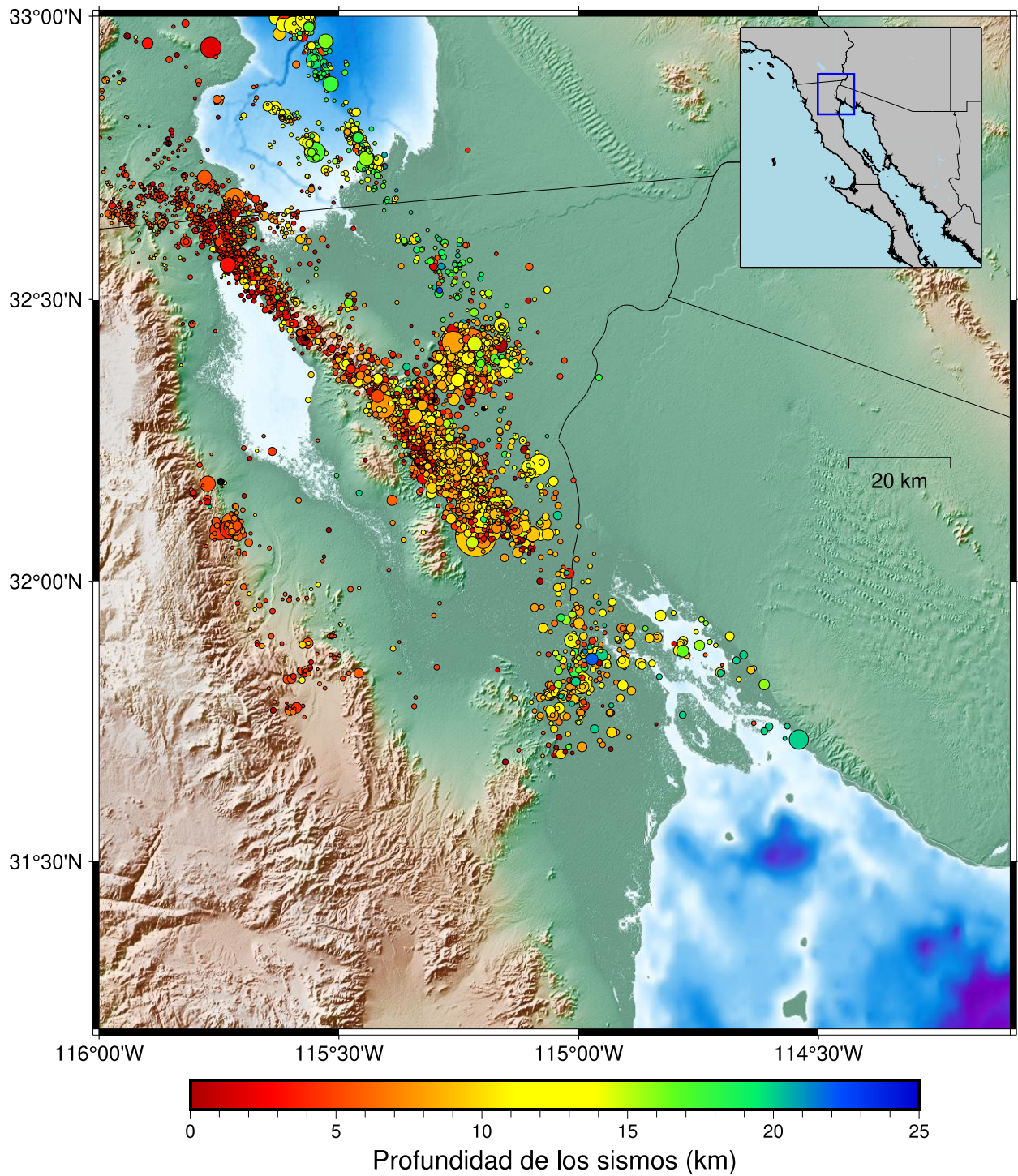


Figura 13. Mapas de los eventos ocurridos entre el 2012 y 2020 en el Valle de Mexicali relocados mediante el algoritmo GrowClust3D.

La distribución de profundidades, mostrada en el histograma de la **Figura 14**, presenta una tendencia suave, con una concentración predominante de eventos entre los 3 y 12 km.

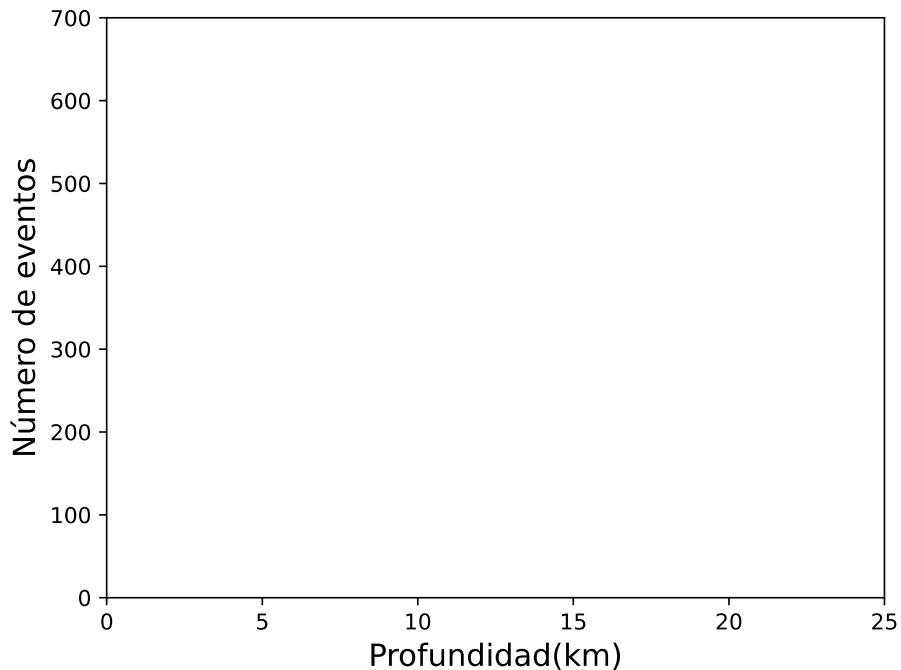


Figura 14. Histograma de profundidades obtenidas tras la relocalización utilizando GrowClust3D.

El reporte estadístico de GrowClust3D (**Figura 15**) muestra importantes valores como la media cuadrática y el promedio (con signo) de los residuales de los tiempos de viaje diferenciales para las fases P y S. Estos valores son indispensables para evaluar la precisión y confiabilidad de la relocalización de eventos sísmicos. La media cuadrática de los residuales proporciona una medida de qué tan bien se ajustan los tiempos de arribo observados a los tiempos de llegada calculados con el modelo, lo que permite determinar la calidad del ajuste en las fases P y S. Un valor bajo en estos residuales indica un buen ajuste y sugiere que las localizaciones obtenidas son confiables, mientras

que valores altos pueden señalar la necesidad de ajustes adicionales. El promedio con signo representa la media de las diferencias entre los intervalos de tiempo de arribo observados y calculados de las ondas P y S; valores cercanos a cero sugieren que los tiempos de viaje diferenciales son cercanos a los tiempos de viaje diferenciales observados y, por tanto, que el modelo de velocidad probablemente sea exacto.

```

***** GROWCLUST Run Summary *****
      Number of catalog events:      5434
      Number of relocated events:    4232
      Number of event pairs used:    104633
      Number of xcor data used (total, P+S): 672897
      Number of xcor data used (P-phase): 598026
      RMS differential time residual (P-phase): 0.9597 ←
      Mean (signed) differential time residual (P-phase): 0.0373 ←
      Number of xcor data used (S-phase): 74871
      RMS differential time residual (S-phase): 0.5464 ←
      Mean (signed) differential time residual (S-phase): -0.0017 ←

```

Figura 15. Resumen estadístico de GrowClust3D. Las flechas apuntan a los valores media cuadrática y el promedio (con signo) de los residuales de los tiempos de viaje diferenciales para las fases P y S.

En este caso, los RMS de los residuales de los tiempos diferenciales de P y S son 0.9597 y 0.5464 y los promedios 0.0373 y -0.0017, respectivamente. Los resultados obtenidos indican una reducción significativa en las diferencias entre los tiempos de arribo observados y los calculados, lo cual evidencia una mejora en la precisión hipocentral. Aunque los valores RMS de los residuales permanecen elevados, esto puede atribuirse a la limitada densidad de estaciones disponibles, la cual, si bien ha mejorado con los años, aún condiciona la calidad de las localizaciones.

Es importante mencionar que, en el pasado, los eventos del catálogo fuente se fijan las profundidades de ciertos sismos. Esto sesga la distribución hipocentral y se manifiesta como líneas rectas en los perfiles sísmicos, lo que representa una gran dificultad al inferir la geometría real de las fallas, especialmente aquellas ocultas bajo varios kilómetros de sedimentos. Esto se abordará a mayor detalle en el **Capítulo 5**.

A continuación, se presentan los perfiles de sismicidad y sus interpretaciones.

5.2. Perfiles de sismicidad

Para evaluar cambios y mejorías en las localizaciones, se generaron distintos perfiles para las fallas o zonas de falla de interés.

Centro de Dispersión Cerro Prieto

En el caso del Centro de Dispersión de Cerro Prieto (**Figura 16**), la distribución de hipocentros relocalizados no sigue un patrón definido, lo cual sugiere una compleja interacción de estructuras tectónicas activas en la región, sino que se esparcen entre 0 y 10 km de profundidad con algunos (pocos) hasta 15 km. Esto se puede asociar a los diversos sistemas fallas dentro de la zona, resultado del movimiento transtensional entre el extremo sur de la falla Imperial y norte de la falla Cerro Prieto. Este movimiento de cizallamiento oblicuo genera un campo de esfuerzos que, junto a las propiedades reológicas de la corteza, propician la formación complejos sistemas de falla con geometrías variable. Dichas condiciones pueden favorecer también los procesos de

subsistencia en la cuenca y a su vez explicar la ocurrencia de actividad sísmica dispersa, caracterizada por una distribución hipocentral sin patrones o alineaciones aparentes.

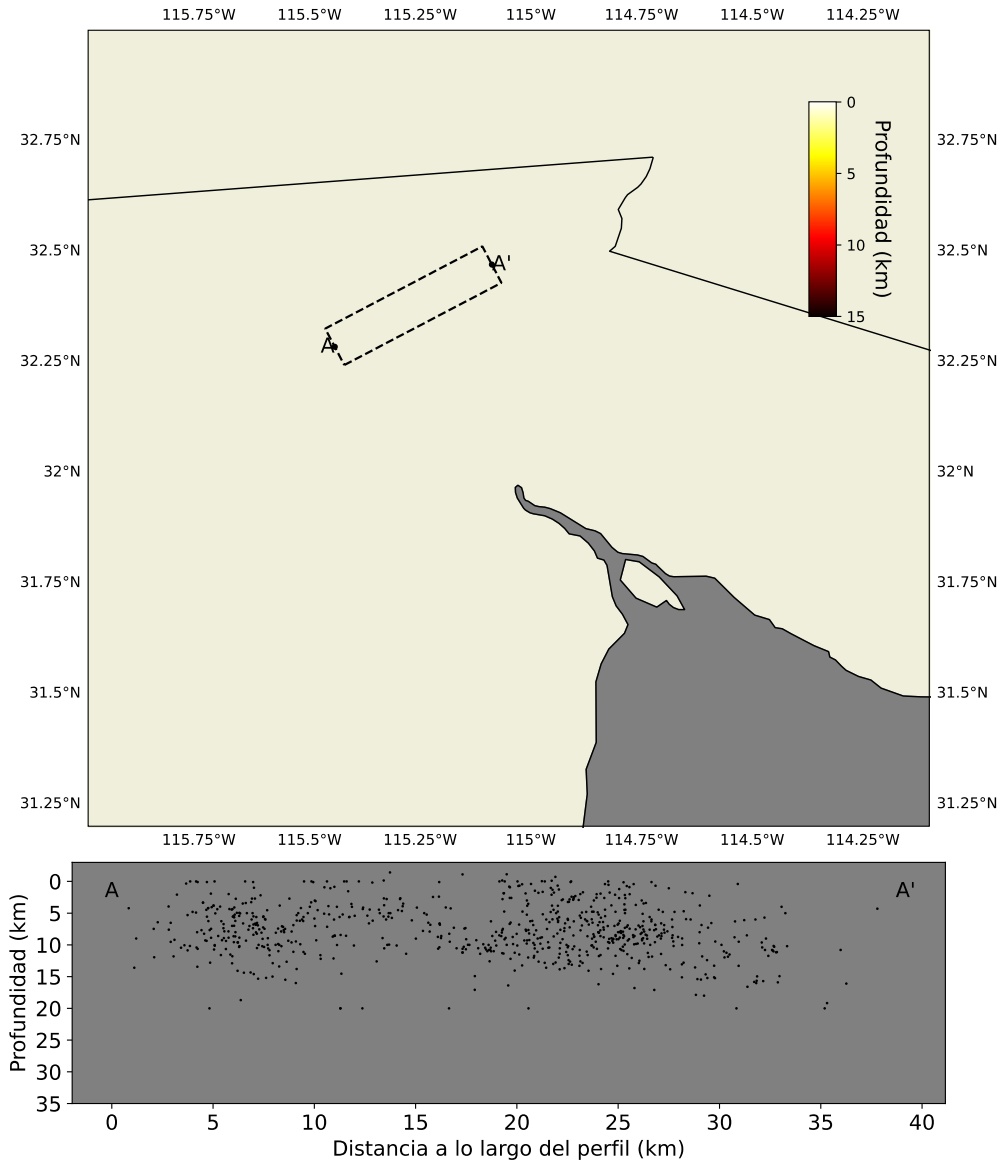


Figura 16. Perfil del Centro de Dispersión de Cerro Prieto A-A' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.

Sistema Cucapah-Indiviso

El sistema Cucapah-Indiviso es de suma importancia en el estudio de la sismicidad del Valle de Mexicali. El sistema se extiende desde la Sierra Cucapah, donde se han reconocido múltiples fracturas de rumbo NW-SE como las fallas Cucapah, Borrego y Pescadores (Rosales *et al.*, 2012), y continua hasta el extremo sur del Valle de Mexicali. Como se mencionó con anterioridad, la ocurrencia del sismo El Mayor-Cucapah 2010 M_w 7.2 ocasionó la ruptura de la falla Indiviso, misma que anteriormente se encontraba sepultada bajo los sedimentos del Valle de Mexicali y cuya presencia se desconocía (Hauksson *et al.*, 2011). La sismicidad del catálogo relocalizado (**Figura 17**) se concentra entre ~0-12 km de profundidad. Se perciben principalmente dos cúmulos: uno al norte del sistema (Sierra Cucapah) entre 0 y 40 km de distancia a lo largo del perfil, y otro hacia el sur (paralelo a la Sierra El Mayor) entre 60 y 100 km de distancia a lo largo del perfil. A diferencia del resto de los perfiles analizados, la densidad de eventos es mayor, lo cual indica que la mayor parte de la actividad sísmica en la región se relaciona a la actividad tectónica de esta zona.

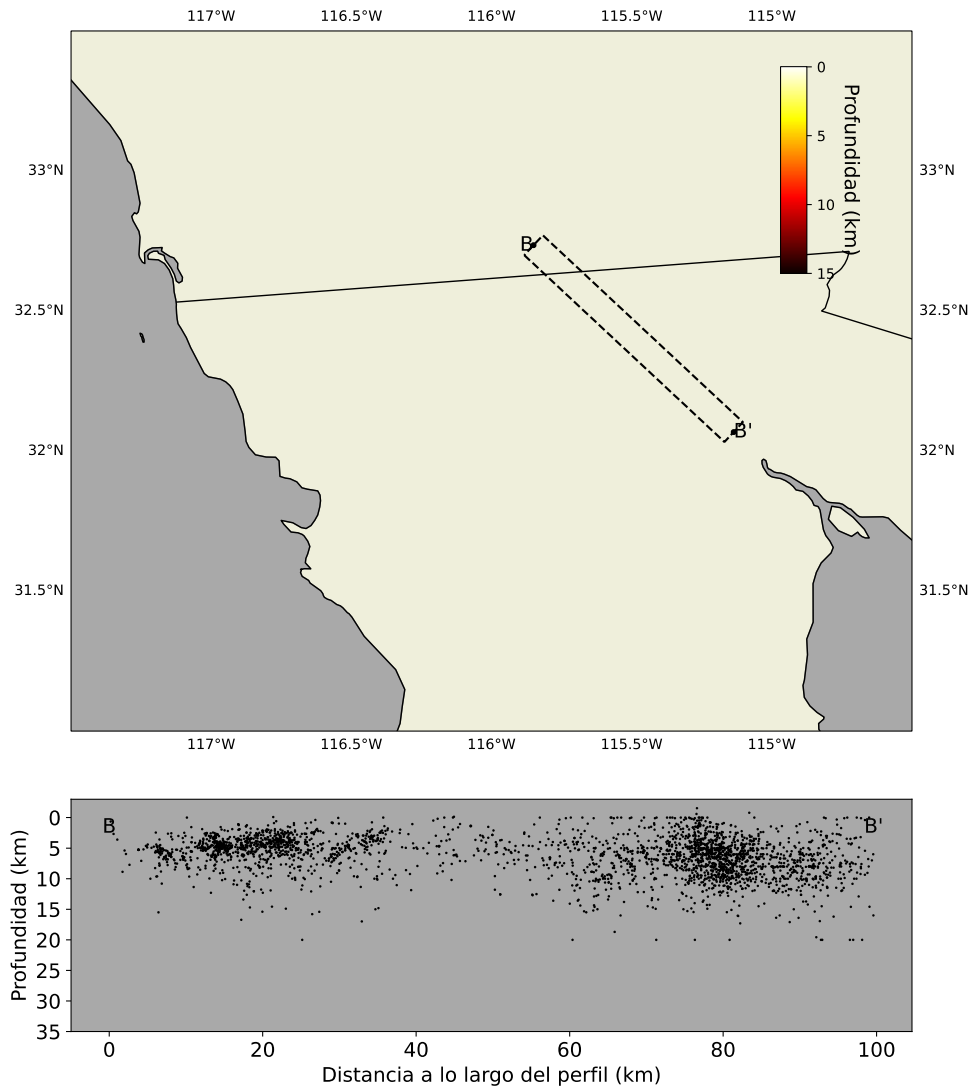


Figura 17. Perfil del sistema Cucapah-Indiviso B-B' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.

Falla inferida Dixieland

La falla inferida de Dixieland se localiza en la región/poblado del mismo nombre al sur del Valle Imperial, CA, justo al norte de la frontera mexicana. Se categoriza como falla inferida ya que su ruptura no es visible en la superficie, es decir, se infiere dado el

alineamiento de la sismicidad de esa región (Stock *et al.*, 2022). Aunque la densidad de eventos en el perfil correspondiente a la falla Dixieland es baja (**Figura 18**), se identifica un alineamiento hipocentral coherente, con una tendencia a profundizar hacia el sur del perfil casi paralelo al de la falla Imperial. Los hipocentros presentan un alineamiento visible a aproximadamente 20 km a lo largo del perfil, y que profundizan de 15 a 20 km a manera que nos desplazamos hacia el sur del perfil.

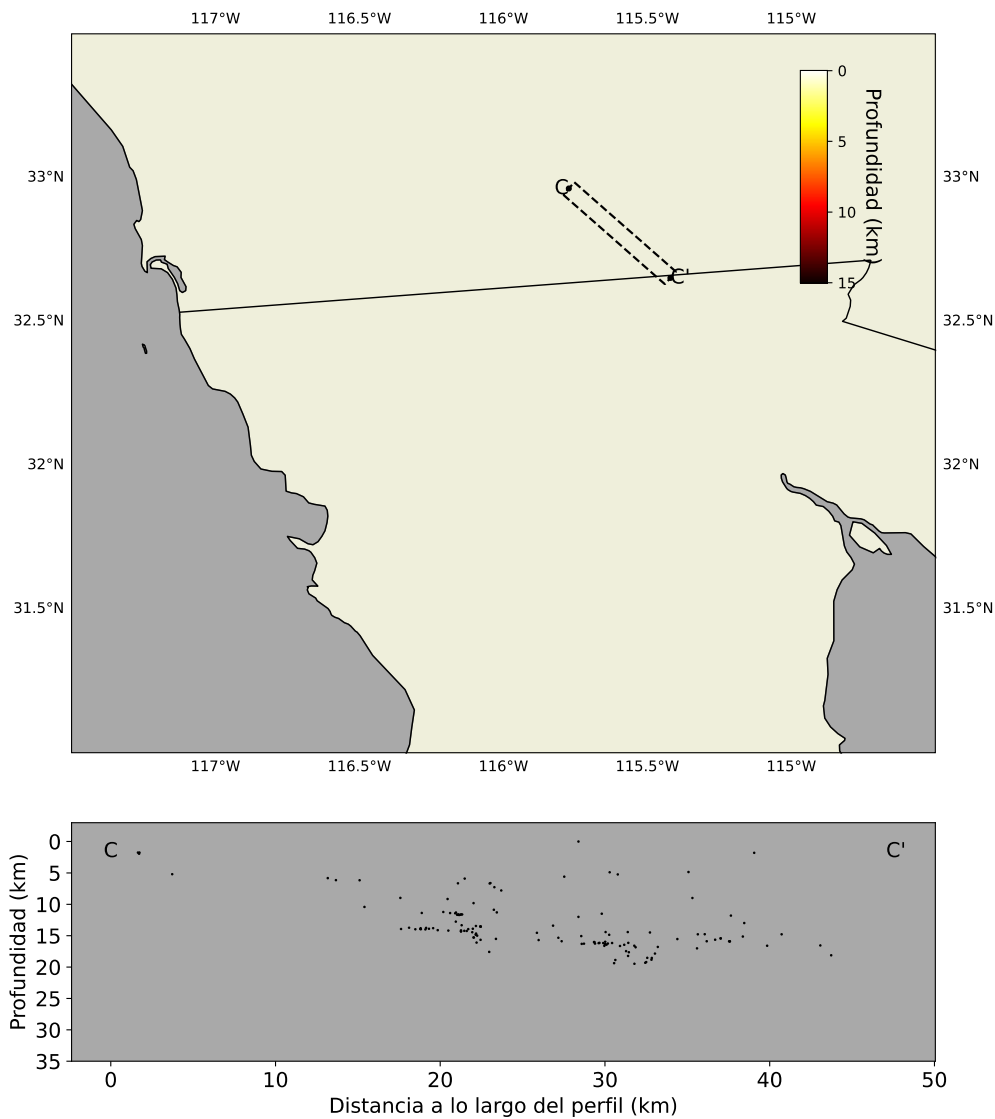


Figura 18. Perfil de la falla inferida Dixieland C-C' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.

Falla Imperial

La falla Imperial es una falla de rumbo lateral derecho que se extiende desde el sur de la falla de San Andrés hasta el Centro de Dispersión Cerro Prieto. Esta desempeña un papel fundamental en el entorno tectónico general y la actividad sísmica de la región; su proximidad a poblaciones del Condado Imperial y el oeste de Mexicali (ver **Sección 2.1.2**) constituye un riesgo constante para sus poblaciones; se atribuyen al menos 2 eventos de magnitud ≥ 6 a la actividad de la falla Imperial, los cuales han causado daños estructurales severos. En el perfil D-D' (**Figura 19**) se observa la distribución epicentral e hipocentral de los eventos relocalizados mediante GrowClust3D; se identifica un alineamiento de hipocentros alrededor de los 15 km de profundidad, entre los 25 y 40 km a lo largo del perfil D-D', lo cual coincide con el trazo conocido de la falla Imperial.

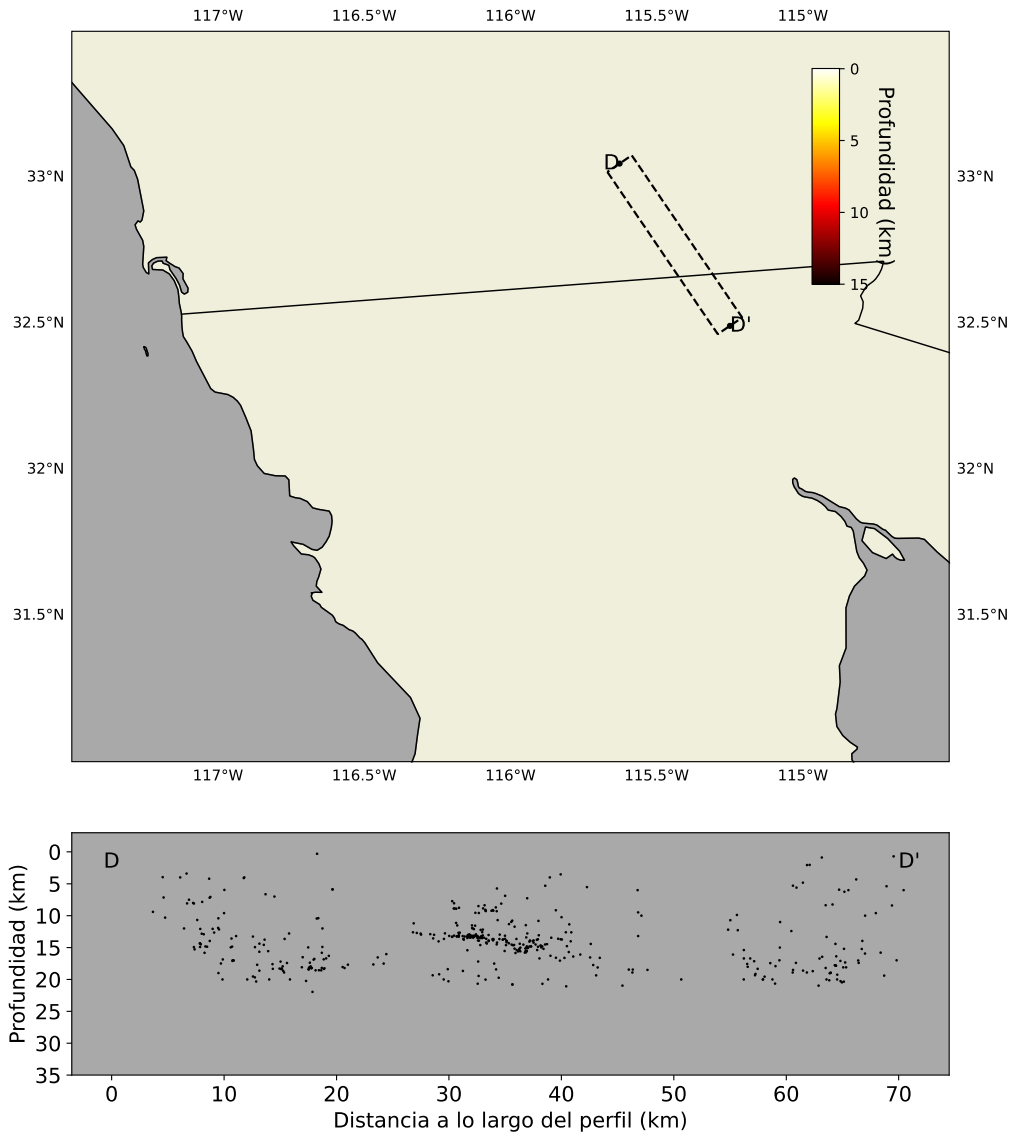


Figura 19. Perfil de la falla Imperial D-D' con las localizaciones hipocentrales obtenidas utilizando GrowClust3D.

Capítulo 6. Discusión

La calidad de los hipocentros obtenidos se puede evaluar a través del cálculo de incertidumbres, referidas en sismología como errores horizontales y verticales; estos se refieren al error estándar del epicentro y de la profundidad (en km), respectivamente. Los errores se categorizan a su vez en errores absolutos y relativos. Los errores absolutos representan la distancia estimada entre la localización real y el hipocentro calculado. Por otra parte, los errores relativos representan las distancias entre hipocentros cercanos dentro de un cumulo de un tamaño dado.

Las gráficas cumulativas de los errores absolutos y se presentan en la **Figura 20**. Los errores absolutos son dados por el catálogo de RESNOM y son calculados durante la rutina de localización HYPOINVERSE (Klein, 2002). El 90% de estos eventos tienen errores horizontales y verticales absolutos menores a 2.8 km y 5.9 km, respectivamente. Aunque un mayor valor en los errores verticales es esperado dado el espaciamiento en las estaciones y la disponibilidad de las fases marcadas de P y S (Hauksson *et al.*, 2012), la diferencia entre los errores absolutos verticales y horizontales es considerablemente alta. Esto refleja las limitaciones que la red enfrenta al momento de localizar los eventos y tiene sentido considerando que las distancias azimutales promedio son de 129°, el máximo siendo 353°.

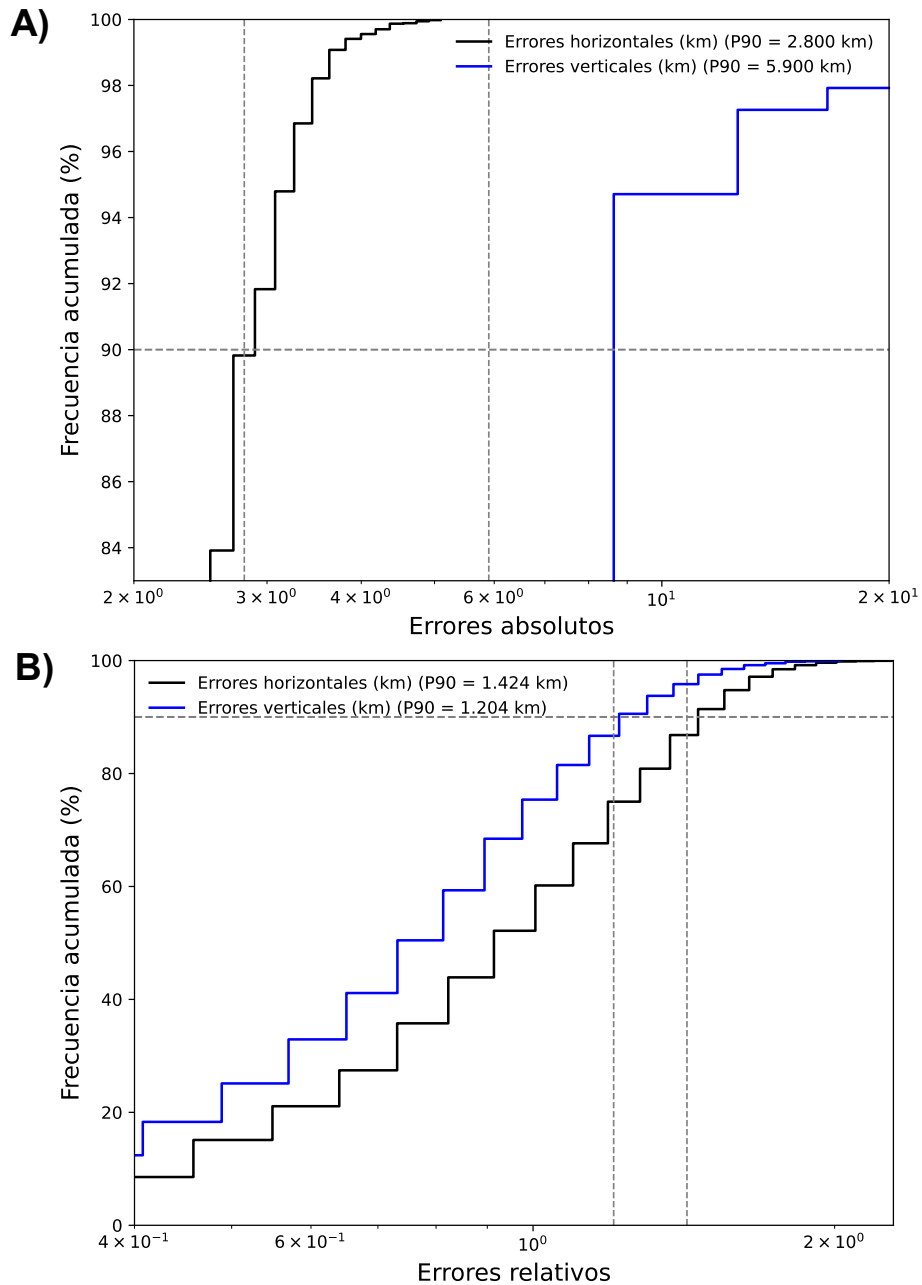


Figura 20. Comparación entre los errores absolutos (A) y relativos (B). Los errores verticales se representan en color azul y los horizontales en color negro en ambos casos. La línea discontinua en ambos gráficos representa el percentil 90 y su valor se indica en la leyenda de cada gráfico.

Los errores relativos, obtenidos a partir de la relocalización con GrowClust3D, muestran una reducción considerable en comparación con los errores absolutos del catálogo original. El 90% de los eventos del catálogo relocalizado tienen errores horizontales y verticales relativos menores a 1.424 y 1.204 km, respectivamente. Aunque tanto los errores absolutos como los relativos presentan valores elevados, el contraste entre ambos es notable: los errores relativos muestran una menor dispersión y mayor consistencia, especialmente en profundidad.

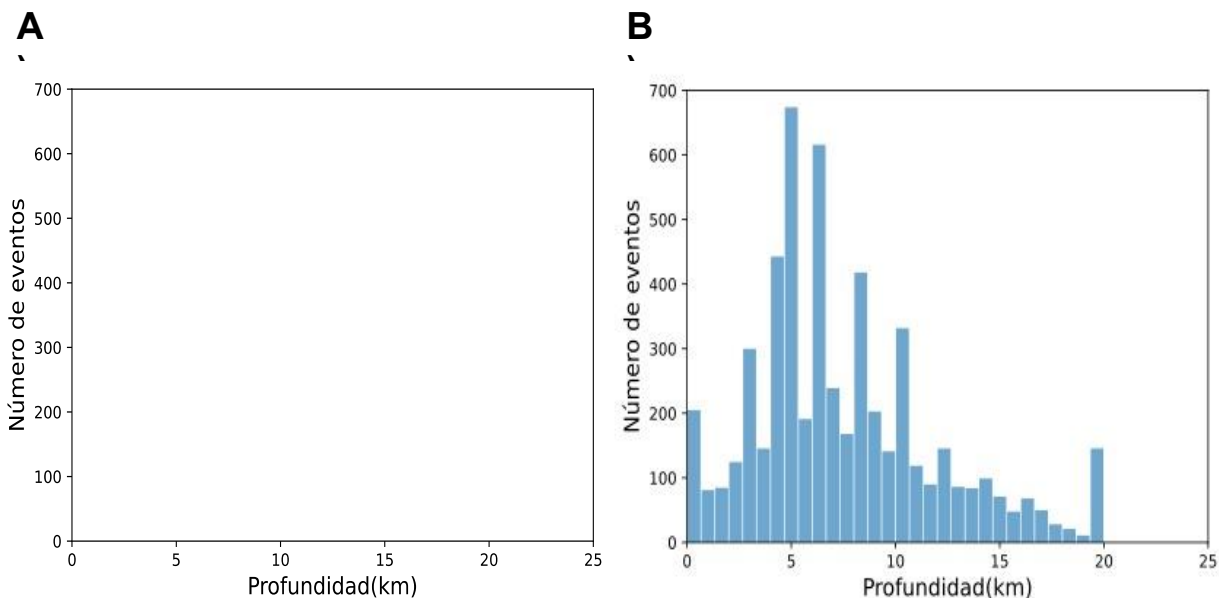


Figura 21. Comparación lado a lado entre **A)** las distribuciones de profundidad del catálogo relocalizado y **B)** las distribuciones de profundidad del catálogo original.

En la sección anterior se presentó la distribución de las profundidades de los hipocentros relocalizados (**Figura 14**). Para comparar estos resultados con las profundidades reportadas en el catálogo original de RESNOM, se elaboró un histograma correspondiente, y ambos se muestran en la **Figura 21**. Como se mencionó previamente,

en algunos casos las profundidades de los sismos en RESNOM son fijadas manualmente, y esta práctica se ve reflejada en la presencia de picos pronunciados en su histograma de profundidades (**Figura 21B**), los cuales indican acumulaciones artificiales de eventos a ciertas profundidades.

La **Figura 22** compara los perfiles de sismicidad entre el catálogo original de RESNOM y el catálogo relocalizado. La comparación permite evaluar la mejora en la resolución estructural tras la aplicación del algoritmo. A medida que se avanza hacia el norte de la región, los patrones de sismicidad se vuelven más definidos en las nuevas localizaciones, lo cual se relaciona directamente con la mayor densidad de estaciones sísmicas en territorio estadounidense. Una red más densa permite registrar un mayor número de observaciones, lo que reduce las incertidumbres en los cálculos de localización y mejora la precisión de los hipocentros. Además, como se mencionó anteriormente, el rango azimutal cubierto por RESNOM es considerablemente más limitado en comparación con el de la red estadounidense, lo que también influye en la calidad de las localizaciones.

Por otro lado, en los perfiles de RESNOM se hacen evidentes algunos sismos cuya profundidad fue fijada en el catálogo, ya que se observan alineaciones artificiales en forma de líneas rectas. Este patrón contrasta con la distribución más continua y geológicamente coherente que presentan las nuevas localizaciones.

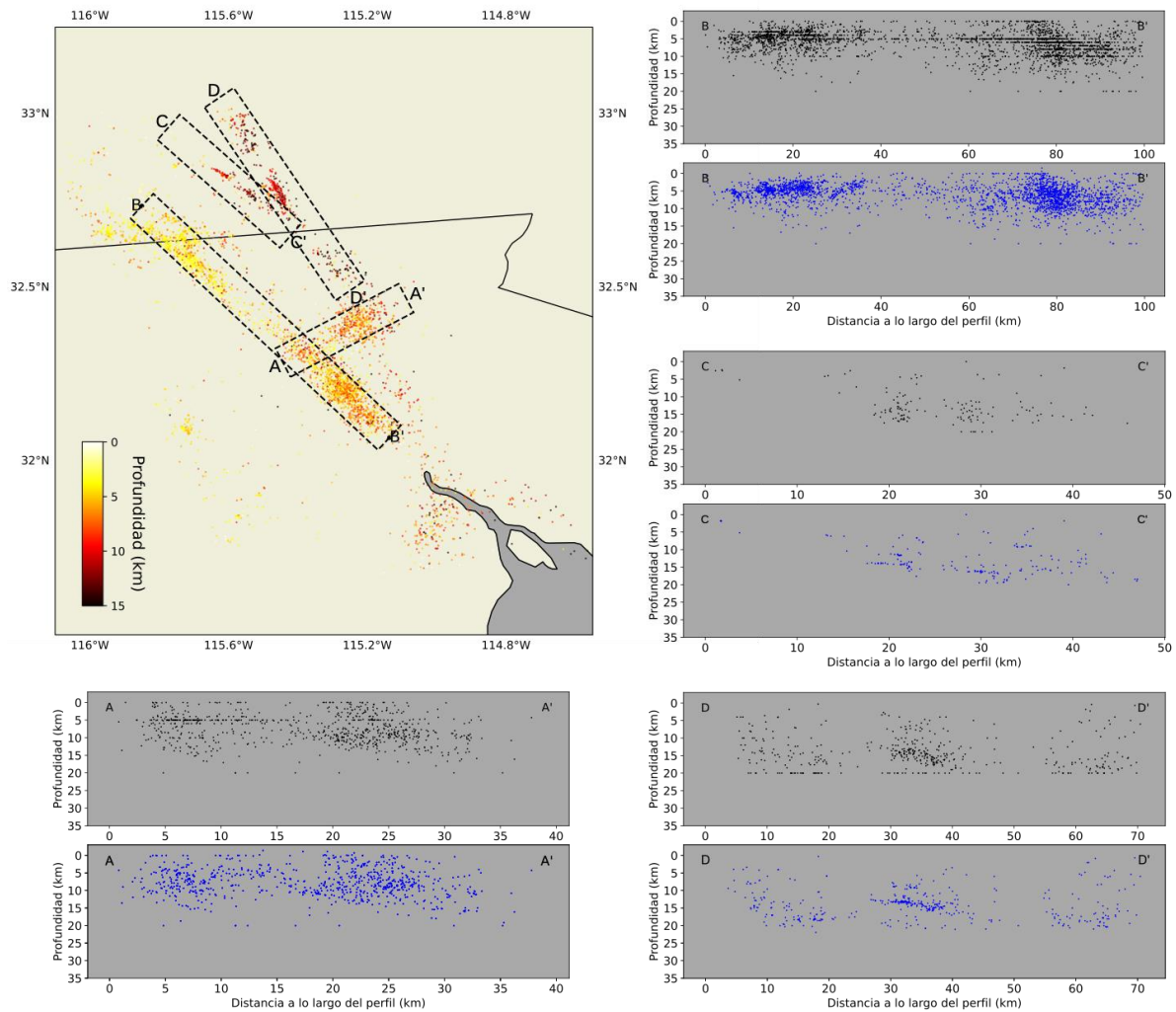


Figura 22. Comparación de perfiles de sismicidad de RESNOM (color negro) y el catálogo relocalizado (color azul) para el **A)** Centro de Dispersión de Cerro Prieto, **B)** Sistema Cucapah-Indiviso, **C)** falla inferida Dixieland y **D)** falla Imperial.

Capítulo 7. Conclusión

El nuevo catálogo sísmico elaborado para el Valle de Mexicali presenta una distribución hipocentral más detallada y coherente, manteniendo a su vez una distribución epicentral consistente con los principales sistemas de fallas de la región. Las nuevas localizaciones muestran mejoras significativas, particularmente en el sector norte del área de estudio, donde la sismicidad se encuentra más constreñida, como en el caso de la falla Imperial y Dixieland. Esta mejora se asocia directamente con la mayor densidad de estaciones de la red del sur de California, que permite registrar un mayor número de observaciones, y por ende, reduce las incertidumbres de localización y una mejora en la precisión hipocentral.

Uno de los avances más relevantes es la disminución en el número de eventos con profundidades fijadas, como se aprecia en los histogramas de profundidad y en los perfiles de sismicidad. La distribución de profundidades del nuevo catálogo presenta un patrón más realista y menos disperso, lo que facilita la delimitación de la zona sismogénica activa y su interpretación tectónica. En este sentido, se observa la presencia de cúmulos de sismicidad bien definidos, que revelan zonas de concentración de esfuerzos y rupturas, alineadas principalmente con estructuras tectónicas conocidas.

Los errores relativos promedio, inferiores a 1.5 km tanto en dirección horizontal como vertical, respaldan la mejora en la resolución espacial del nuevo catálogo. La herramienta GrowClust3D han demostrado su potencial para mejorar considerablemente las

localizaciones relativas, revelando patrones de sismicidad más claros y con menor margen de error. Es posible complementar este análisis utilizando modelos de velocidad tridimensionales específicos para la región, los cuales han demostrado en otros estudios ser altamente efectivos para mejorar las localizaciones sísmicas. Este aspecto representa una línea de investigación futura, especialmente si se integran modelos de velocidad tridimensionales más detallados y redes sísmicas con mayor cobertura.

No obstante, es importante considerar que la densidad de estaciones continúa siendo un factor limitante. Aunque se podría utilizar una base de datos más grande incorporando registros previos, esto implicaría trabajar con datos obtenidos cuando la red sísmica contaba con una cobertura aún más limitada, lo que afectaría directamente la capacidad de obtener correlaciones cruzadas de alta calidad.

En conclusión, se reafirma que la sismicidad del Valle de Mexicali está fuertemente influenciada por los procesos tectónicos transtensionales generados por el movimiento relativo entre las placas del Pacífico y Norteamericana. La actividad sísmica tiende a alinearse con los sistemas de fallas principales, aunque también se observa cierta sismicidad dispersa hacia el Golfo de California, lo que sugiere una interacción tectónica más compleja en la región.

Bibliografía

- Barajas, A. M. (2000). Volcanismo y extensión en la Provincia Extensional del Golfo de California. *Boletín de La Sociedad Geológica Mexicana*, *LIII*, 72–83.
<http://www.igeofcu.unam.mx/sgml>
- Bennett, R. A., Rodi, W., y Reilinger, R. E. (1996). Global Positioning System constraints on fault slip rates in southern California and northern Baja, Mexico. *Journal of Geophysical Research*, *101*(B10), 943–964.
- California Institute of Technology, y United States Geological Survey. (1926). *Southern California Seismic Network*. International Federation of Digital Seismograph Networks.
- Chanes-Martínez, J. J., González-Escobar, M., Suárez-Vidal, F., y Gallardo-Mata, C. G. (2014). Structural Geometry of a Sector of the Colorado River Delta, Baja California, Mexico, Based on Seismic Reflections. *Pure and Applied Geophysics*, *171*(7), 1107–1127. <https://doi.org/10.1007/s00024-013-0729-z>
- Douglas, A. (1967). Joint Epicentre Determination. *Nature*, *215*(5096), 47–48.
<https://doi.org/10.1038/215047a0>
- Eaton, J. P. (1969). *HYPOLAYR, a computer program for determining hypocenters of local earthquakes in an earth consisting of uniform flat layers over a half space*.
- Fabriol, H., y Munguía, L. (1997). Seismic activity at the Cerro Prieto geothermal area (Mexico) from August 1994 to December 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation. *Geophysical Research Letters*, *24*(14), 1807–1810.
<https://doi.org/10.1029/97GL01669>

- Fletcher, J. M., y Spelz, R. M. (2009). Patterns of Quaternary deformation and rupture propagation associated with an active low-angle normal fault, Laguna Salada, Mexico: Evidence of a rolling hinge? *Geosphere*, 5(4), 385–407.
<https://doi.org/10.1130/GES00206.1>
- Frez, J., y González, J. J. (1991). Crustal Structure and Seismotectonics of Northern Baja California. In *The Gulf and Peninsular Province of the Californias*. American Association of Petroleum Geologists. <https://doi.org/10.1306/M47542C15>
- Frez, J., González, J. J., Acosta, J. G., Nava, F. A., Méndez, I., Carlos, J., García-Arthur, R. E., y Alvarez, M. (2000). A detailed microseismicity study and current stress regime in the peninsular ranges of northern Baja California, Mexico: The Ojos Negros region. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(5), 1133–1142. <https://doi.org/10.1785/0119990164>
- Frohlich, C. (1979). AN EFFICIENT METHOD FOR JOINT HYPOCENTER DETERMINATION FOR LARGE GROUPS OF EARTHQUAKES. In *Comptam y Geosciaces* (Vol. 5). Perpmon Press Ltd.
- García-Abdeslem, J. (2001). Crustal structure from 2-D gravity and magnetic data modeling, magnetic power spectrum inversion, and seismotectonics in the Laguna Salada basin, northern Baja California, Mexico. *Geofísica Internacional*, 40(2), 67–85. <https://doi.org/10.22201/igeof.00167169p.2001.40.2.370>
- Geiger, L. (1912). Probability method for the determination of earthquake epicenters from the arrival time only (translated from German). *Bull. St. Louis Univ.*, 8, 56–71.
- González-Escobar, M., Gallardo-Mata, C. G., Martín, A., Munguia, L., y Suárez-Vidal, F. (2016). Subsurface constraints of an active detachment fault in Laguna Salada

- Basin, Baja California, México, from interpretation of seismic-reflection profiles. *Geosphere*, 12(4), 1283–1299. <https://doi.org/10.1130/GES01261.1>
- Got, J. L., Frechet, J., y Klein, F. W. (1994). Deep fault plane geometry inferred from multiplet relative relocation beneath the south flank of Kilauea. *Journal of Geophysical Research*, 99(B8). <https://doi.org/10.1029/94jb00577>
- Hauksson, E., y Shearer, P. (2005). Southern California hypocenter relocation with waveform cross-correlation, part 1: Results using the double-difference method. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(3), 896–903. <https://doi.org/10.1785/0120040167>
- Hauksson, E., Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, J. A., y Kanamori, H. (2011). The 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah earthquake sequence, Baja California, Mexico and Southernmost California, USA: Active seismotectonics along the Mexican pacific margin. *Pure and Applied Geophysics*, 168(8–9), 1255–1277. <https://doi.org/10.1007/s00024-010-0209-7>
- Hauksson, E., Yang, W., y Shearer, P. M. (2012a). Waveform relocated earthquake catalog for Southern California (1981 to June 2011). *Bulletin of the Seismological Society of America*, 102(5), 2239–2244. <https://doi.org/10.1785/0120120010>
- Hauksson, E., Yang, W., y Shearer, P. M. (2012b). Waveform relocated earthquake catalog for Southern California (1981 to June 2011). In *Bulletin of the Seismological Society of America* (Vol. 102, Issue 5, pp. 2239–2244). <https://doi.org/10.1785/0120120010>

- Havskov, J., Bormann, P., y Schweitzer, J. (2012). Seismic source location. In *New Manual of Seismological Observatory Practice 2 (NMSOP-2)*.
<https://doi.org/10.2312/GFZ>
- Havskov, J., Voss, P. H., y Ottemöller, L. (2020). Seismological observatory software: 30 yr of seisan. *Seismological Research Letters*, 91(3), 1846–1852.
<https://doi.org/10.1785/0220190313>
- Jordan, T. H., y Sverdrup, K. A. (1981). Teleseismic location techniques and their application to earthquake clusters in the South-Central Pacific. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 71(4), 1105–1130.
<http://www.bssaonline.org/content/71/4/1105.abstract>
- Klein, F. W. (2002). User's guide to HYPOINVERSE-2000, a Fortran program to solve for earthquake locations and magnitudes. In *Open-File Report*.
<https://doi.org/10.3133/ofr02171>
- Lahr, J. C. (1989). *HYPOELLIPSE/VERSION 2.0*: A COMPUTER PROGRAM FOR DETERMINING LOCAL EARTHQUAKE HYPOCENTRAL PARAMETERS, MAGNITUDE, AND FIRST MOTION PATTERN.*
- Lee, W. H. K., y Lahr J.C. (1972). HYPO71: a computer pro- gram for determining hypocenter, magnitude, and first motion pattern of local earthquakes. In *U.S. Geological Survey*.
- Lin, G., y Shearer, P. (2005). Tests of relative earthquake location techniques using synthetic data. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 110(4), 1–14.
<https://doi.org/10.1029/2004JB003380>

- Lin, G., Shearer, P. M., y Hauksson, E. (2007). Applying a three-dimensional velocity model, waveform cross correlation, and cluster analysis to locate southern California seismicity from 1981 to 2005. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 112(12), 1–14. <https://doi.org/10.1029/2007JB004986>
- Lira Herrera, H. (2005). *Actualización del modelo geológico conceptual del yacimiento geotérmico de Cerro Prieto, BC* (Vol. 18, Issue 1).
- Liu, M., Li, H., Li, L., Zhang, M., y Wang, W. (2022). Multistage Nucleation of the 2021 Yangbi MS 6.4 Earthquake, Yunnan, China and Its Foreshocks. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 127(5). <https://doi.org/10.1029/2022JB024091>
- Liu, M., Li, H., Zhang, M., Wang, W., Yang, Y., Li, L., Chang, Z., y Zhang, H. (2022). Investigation of the 2013 Eryuan, Yunnan, China MS 5.5 Earthquake Sequence: Aftershock Migration, Seismogenic Structure and Hazard Implication. *Tectonophysics*, 837, 229445. <https://doi.org/https://doi.org/10.1016/j.tecto.2022.229445>
- Lomax, A., Michelini, A., y Curtis, A. (2014). Earthquake Location, Direct, Global-Search Methods. In *Encyclopedia of Complexity and Systems Science* (pp. 1–33). Springer New York. https://doi.org/10.1007/978-3-642-27737-5_150-2
- Lomax, A., y Virieux, J. (2000). *Probabilistic Earthquake Location in 3D and Layered Models*. https://doi.org/https://doi.org/10.1007/978-94-015-9536-0_5
- Lomax, A., Virieux, J., Volant, P., y Berge-Thierry, C. (2000). *PROBABILISTIC EARTHQUAKE LOCATION IN 3D AND LAYERED MODELS*.

- Lomnitz, C., Mooser, F., Allen, C. R., Brune, J. N., y Thatcher, W. (1970). *Seismicity and Tectonics of the Northern Gulf of California Region, Mexico. Preliminary Results.*
- Meneses, J., y Kleinfelder. (2010). *The El Mayor Cucapah, Baja California Earthquake April 4, 2010.* www.eeri.org
- Mueller, K. J., y Rockwell, T. K. (1995). Late Quaternary activity of the Laguna Salada fault in northern Baja California, Mexico. *Geological Society of America Bulletin*, 107(1), 8–18. [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1995\)107<0008:LQAOTL>2.3.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1995)107<0008:LQAOTL>2.3.CO;2)
- Nava, F. A., y Glowacka, E. (1999). *Fault-slip Triggering, Healing, and Viscoelastic Afterworking in Sediments in the Mexicali-Imperial Valley* (Vol. 156).
- NOAA National Centers for Environmental Information. (2022). *ETOPO 2022 15 Arc-Second Global Relief Model.* NOAA National Centers for Environmental Information.
- Pelayo, A., Razo, A., Gutierrez, L. C. A., Arellano, F., Espinoza, J. M., y Quijano, J. L. (1991). Main geothermal fields of Mexico; Cerro Prieto geothermal field, Baja California. In *The Geology of North America* (Vol. 3). Mexico The Geological Society of America. http://pubs.geoscienceworld.org/books/book/chapter-pdf/3733909/9780813754703_ch5.pdf
- Plesch, A., Shaw, J. H., Benson, C., Bryant, W. A., Carena, S., Cooke, M., Dolan, J., Fuis, G., Gath, E., Grant, L., Hauksson, E., Jordan, T., Kamerling, M., Legg, M., Lindvall, S., Magistrale, H., Nicholson, C., Niemi, N., Oskin, M., ... Yeats, R. (2007). Community Fault Model (CFM) for Southern California. *Bulletin of the*

Seismological Society of America, 97(6), 1793–1802.

<https://doi.org/10.1785/0120050211>

Podvin, P., y Lecomte, I. (1991). Finite difference computation of traveltimes in very contrasted velocity models: a massively parallel approach and its associated tools. In *Geophys. 1. Int* (Vol. 105). <https://doi.org/https://doi.org/10.1111/j.1365-246X.1991.tb03461.x>

Pujol, J. (2000). Joint Event Location — The JHD Technique and Applications to Data from Local Seismic Networks. In *Modern Approaches in Geophysics* (pp. 163–204). https://doi.org/10.1007/978-94-015-9536-0_7

Ramírez, E. E., Bataille, K., Vidal-Villegas, J. A., Stock, J. M., y Ramírez-Hernández, J. (2021). Moho Depth of Northern Baja California, Mexico, From Teleseismic Receiver Functions. *Earth and Space Science*, 8(6). <https://doi.org/10.1029/2020EA001463>

Ramírez-Ramos, E. E., Vidal-Villegas, A., González-Fernández, A., y Stock, J. M. (2015). A crustal velocity model for the Southern Mexicali Valley, Baja California, Mexico. *Seismological Research Letters*, 86(1), 181–191. <https://doi.org/10.1785/0220140007>

Richards-Dinger, K. B., y Shearer, P. M. (2000). Earthquake locations in southern California obtained using source-specific station terms. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 105(B5), 10939–10960. <https://doi.org/10.1029/2000jb900014>

- Rosales, J. Á., Camacho Hernández, J. M., Ilitch, V., Federico, G., Macías Valdez, G., y Carrillo, D. H. (2012). *Preliminary geologic features of the new geothermal zone Cucapah at the Mexicali Valley, BC, Mexico* (Vol. 25, Issue 2).
- Rubin, A. M., Gillard, D., y Got, J.-L. (1999). Streaks of microearthquakes along creeping faults. In *NATURE* (Vol. 400). www.nature.com
- Schaff, D. P., y Waldhauser, F. (2005). Waveform cross-correlation-based differential travel-time measurements at the northern California seismic network. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 95(6), 2446–2461.
<https://doi.org/10.1785/0120040221>
- Shearer, P. M. (2019). *Introduction to Seismology* (3rd ed.). Cambridge University Press. <https://doi.org/10.1017/9781316877111>
- SSN, Instituto de Geofísica, y Universidad Nacional Autónoma de México. (2025). *Servicio Sismológico Nacional*. Universidad Nacional Autónoma de México.
<https://doi.org/10.21766/SSNMX/SN/MX>
- Stock, J. M., y Hodges, K. V. (1990). Miocene to Recent structural development of an extensional accommodation zone, northeastern Baja California, Mexico. In *Journal of Structural Geology* (Vol. 12, Issue 3).
- Stock, J. M., Ross, Z., y Ramos, E. R. (2022). *Seismotectonics of the California-Mexico Border Region*.
- Suárez-Vidal, F., Mendoza-Borunda, R., Nafarrete-Zamarripa, L. M., Ramírez, J., y Glowacka, E. (2008). Shape and dimensions of the Cerro Prieto pull-apart basin, Mexicali, Baja California, Mexico, based on the regional seismic record and surface

structures. *International Geology Review*, 50(7), 636–649.

<https://doi.org/10.2747/0020-6814.50.7.636>

Trugman, D. T., Chamberlain, C. J., Savvaidis, A., y Lomax, A. (2023). GrowClust3D.jl: A Julia Package for the Relative Relocation of Earthquake Hypocenters Using 3D Velocity Models. *Seismological Research Letters*, 94(1), 443–456.

<https://doi.org/10.1785/0220220193>

Trugman, D. T., y Shearer, P. M. (2017). GrowClust: A Hierarchical clustering algorithm for relative earthquake relocation, with application to the Spanish Springs and Sheldon, Nevada, earthquake sequences. *Seismological Research Letters*, 88(2), 379–391. <https://doi.org/10.1785/0220160188>

Vidal-Villegas, J. A., Munguía, L., González-Ortega, J. A., Nuñez-Leal, M. A., Ramírez, E., Mendoza, L., Castro, R. R., y Wong, V. (2018). The northwest Mexico seismic network: Real-time seismic monitoring in northern baja California and northwestern sonora, Mexico. *Seismological Research Letters*, 89(2A), 324–337.

<https://doi.org/10.1785/0220170183>

Waldhauser, F. (2001). hypoDD: A computer program to compute double-difference earthquake locations (2001). *USGS Open File Rep*, 1–113.

Waldhauser, F., y Ellsworth, W. L. (2000). A Double-difference Earthquake location algorithm: Method and application to the Northern Hayward Fault, California. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 90(6), 1353–1368.

<https://doi.org/10.1785/0120000006>

Zhang, M., Liu, M., Feng, T., Wang, R., y Zhu, W. (2022). LOC-FLOW: An End-to-End Machine Learning-Based High-Precision Earthquake Location Workflow.

Seismological Research Letters, 93(5), 2426–2438.

<https://doi.org/10.1785/0220220019>

Anexos

Anexo 1. Script para reacomodar la base de datos de las formas de onda para FDTCC.

```
#!/usr/bin/env python3
# -*- coding: utf-8 -*-

import glob
from obspy import read
import os
from datetime import datetime

input_folder = glob.glob("/media/newhd/new_db/baja/*/")
output_folder = "/media/newhd/new_db/renamed"

for i in input_folder:
    file_path = i #Path original
    file_name = os.path.basename(file_path)
    parts = file_name.split('.')
    net = parts[0] #Red
    station = parts[1] #Estación
    component = parts[3] #Componente
    yyyy = parts[5] #Año
    jd = parts[6] #Día juliano

    #Año y día juliano a formato YYYYMMDD
    date = datetime.strptime(f'{yyyy} {jd}', '%Y %j')
    yyyyymmdd = date.strftime('%Y%m%d')
```

```
#Path de salida
```

```
output_path = os.path.join(output_folder, yyyyymmdd)
```

```
if not os.path.exists(output_path):
```

```
    os.makedirs(output_path)
```

```
#Nombre del archivo de salida
```

```
output_filename = f"{net}.{station}.{component}"
```

```
output_file_path = os.path.join(output_path, output_filename)
```

```
os.rename(file_path, output_file_path)
```

Anexo 2. Script para convertir las formas de onda previamente organizadas de formato SAC a miniSEED.

```
#!/usr/bin/env python3
# -*- coding: utf-8 -*-

import obspy
import numpy as np
import glob
import os

#Leer y guardar información de las estaciones
station_file = "station.dat"
stations = {}
with open(station_file, "r") as f:
    for line in f:
        parts = line.split()
        if len(parts) == 4:
            station_name = parts[0].strip()
            latitude = float(parts[1].strip())
            longitude = float(parts[2].strip())
            elevation = float(parts[3].strip())
            stations[station_name] = (latitude, longitude, elevation)

#Directorios de entrada y salida
```

```
input_folder = glob.glob("/media/newhd/new_db/renamed/20200201/*")
output_folder = "/media/newhd/new_db/sac_neeww"
```

```
for i in input_folder:
```

```
    #Leer el archivo MiniSEED
```

```
    miniseed_data = obspy.read(i)[0]
```

```
    #Verificar si hay masked arrays y rellenar con 0
```

```
    if hasattr(miniseed_data.data, 'mask'):
```

```
        print(f"Datos enmascarados en el archivo: {i}")
```

```
        miniseed_data.data = miniseed_data.data.filled(0) # Rellenar con 0
```

```
    #Crear encabezado SAC si no existe
```

```
    if not hasattr(miniseed_data.stats, 'sac'):
```

```
        miniseed_data.stats.sac = obspy.core.util.attribdict.AttribDict()
```

```
    #Extraer datos de amplitud de la forma de onda
```

```
    amplitudes = miniseed_data.data
```

```
    #Calcular depmin, depmax y depmen
```

```
    miniseed_data.stats.sac.depmin = np.min(amplitudes)
```

```
    miniseed_data.stats.sac.depmax = np.max(amplitudes)
```

```
    miniseed_data.stats.sac.depmen = np.mean(amplitudes)
```

```
    #Asignar otros valores de encabezado
```

```
    miniseed_data.stats.sac.b = 0
```

```
    miniseed_data.stats.sac.e = (miniseed_data.stats.npts - 1) * miniseed_data.stats.delta
```

```
    miniseed_data.stats.sac.delta = miniseed_data.stats.delta
```

```
    miniseed_data.stats.sac.npts = miniseed_data.stats.npts
```

```

miniseed_data.stats.sac.leven = 1
miniseed_data.stats.sac.iftype = 1

#Configurar valores del tiempo
starttime = miniseed_data.stats.starttime
miniseed_data.stats.sac.nzyear = starttime.year
miniseed_data.stats.sac.nzjday = starttime.julday
miniseed_data.stats.sac.nzhour = starttime.hour
miniseed_data.stats.sac.nzmin = starttime.minute
miniseed_data.stats.sac.nzsec = starttime.second
miniseed_data.stats.sac.nzmsec = int(starttime.microsecond / 1000)

#Asignar información de las estaciones
station_name = miniseed_data.stats.station.strip()
if station_name in stations:
    miniseed_data.stats.sac.stla, miniseed_data.stats.sac.stlo, miniseed_data.stats.sac.stelev
= stations[station_name]
else:
    #Si no se encuentra la estación, asignar -12345
    miniseed_data.stats.sac.stla = -12345.0
    miniseed_data.stats.sac.stlo = -12345.0
    miniseed_data.stats.sac.stelev = -12345.0

#Asignar nombre de la estación, componente y red (8 caracteres)
miniseed_data.stats.sac.kstnm = miniseed_data.stats.station[:8] #Nombre de la estación
(máx. 8 caracteres)
miniseed_data.stats.sac.kcmpnm = miniseed_data.stats.channel[:8] #Componente del sensor
(máx. 8 caracteres)

```

```
miniseed_data.stats.sac.knetwk = miniseed_data.stats.network[:8] #Red (máx. 8 caracteres)
```

```
#Asignar campos no utilizados a -12345
```

```
miniseed_data.stats.sac.evla = -12345.0 # Latitud del evento
```

```
miniseed_data.stats.sac.evlo = -12345.0 # Longitud del evento
```

```
miniseed_data.stats.sac.evdpl = -12345.0 # Profundidad del evento
```

```
miniseed_data.stats.sac.evel = -12345.0 # Elevación del evento
```

```
miniseed_data.stats.sac.o = 0 # Tiempo de origen del evento
```

```
miniseed_data.stats.sac.a = -12345.0 # Tiempo de la primera llegada
```

```
#Reservar campos de respuesta del instrumento y otros campos opcionales
```

```
for field in ['resp0', 'resp1', 'resp2', 'resp3', 'resp4', 'resp5', 'resp6', 'resp7', 'resp8', 'resp9',
```

```
             'user0', 'user1', 'user2', 'user3', 'user4', 'user5', 'user6', 'user7', 'user8', 'user9',
```

```
             'dist', 'az', 'baz', 'gcarc', 'internal1', 'internal2', 'internal3', 'internal4', 'internal5']:
```

```
    miniseed_data.stats.sac[field] = -12345.0
```

```
# Nombrar archivo de salida y crear directorios si no existen
```

```
file_name = os.path.basename(i)
```

```
parts = i.split('/')
```

```
yyyymmdd = parts[5]
```

```
output_path = os.path.join(output_folder, yyyymmdd)
```

```
if not os.path.exists(output_path):
```

```
    os.makedirs(output_path)
```

```
output_file_path = os.path.join(output_path, file_name)
```

```
# Escribir el archivo SAC con los encabezados personalizados
```

```
miniseed_data.write(output_file_path, format="SAC", byteorder=">")
```

