

Tesis defendida por  
Erik Esteban Ramírez Ramos  
y aprobada por el siguiente comité

---

Dr. José Antonio Vidal Villegas  
Director del Comité

---

Dr. Antonio González Fernández  
Miembro del Comité

---

Dr. Mario González Escobar  
Miembro del Comité

---

Dr. Javier Camacho González  
Miembro del Comité

---

Dra. Miriam Stock Joann  
Miembro del Comité

---

Dr. Antonio González Fernández  
Coordinador del programa de posgrado  
en Ciencias de la Tierra

---

Dr. David Hilario Covarrubias Rosales  
Director de Estudios de Posgrado

1 de febrero de 2013

**CENTRO DE INVESTIGACIÓN CIENTÍFICA Y DE EDUCACIÓN SUPERIOR  
DE ENSENADA**



---

**PROGRAMA DE POSGRADO EN CIENCIAS  
EN CIENCIAS DE LA TIERRA**

---

Modelo de estructura de velocidades de corteza para el Sur del  
Valle de Mexicali, Baja California, México

Tesis

que para cubrir parcialmente los requisitos necesarios para obtener el grado de  
Maestro en Ciencias

Presenta:

Erik Esteban Ramírez Ramos

Ensenada, Baja California, México, 2013.

Resumen de la tesis de Erik Esteban Ramírez Ramos, presentada como requisito parcial para la obtención del grado de Maestro en Ciencias en Ciencias de la Tierra con orientación en Sismología.

Modelo de estructura de velocidades de corteza para el Sur del Valle de Mexicali, Baja California, México

Resumen aprobado por:

---

Dr. José Antonio Vidal Villegas  
Director de Tesis

La región norte de Baja California está formada por dos subregiones de características geológicas diferentes: las Sierras Peninsulares de Baja California, de composición granítica, y el Valle de Mexicali, caracterizado por una serie de cuencas sedimentarias. Debido a la falta de un modelo apropiado para la región Sur del Valle de Mexicali se realizó el presente estudio de refracción. Instalamos 16 estaciones de periodo corto (2 Hz) de 3 componentes y una de banda ancha (100s -50 Hz) separadas  $\sim 6$  km a lo largo de un perfil de refracción para grabar una explosión realizada en el suroeste de Arizona cerca de la frontera con Sonora, México. Esta información es usada para determinar el modelo de estructura de velocidades para el Sur del Valle de Mexicali. El perfil inicia en San Luis Rio Colorado (SLRC), Sonora y termina en la parte central de la Sierra Juárez, Baja California. Para la sección de 47 km entre SLRC y la Sierra el Mayor se utilizó como tiro inverso una replica (M 3.4) del sismo El Mayor-Cucapah de 2010 (M 7.2). Los ensamblajes muestran sismogramas con arribos impulsivos **P** para estaciones cercanas, ondas superficiales significativas ( $\sim 20$  s de longitud) de amplitudes grandes y codas de larga duración ( $\sim 45$  s promedio). En 3 estaciones colocadas en la Laguna Salada y Sierra Juárez se aprecia el arribo de la onda **P<sub>n</sub>**. A partir de los primeros arribos de las refracciones y reflexiones de la onda **P** de los Tiros Directo e Inverso se realizó el modelado directo de los tiempos de recorrido y amplitudes relativas (sismogramas sintéticos normalizados) usando Teoría Asintótica de Rayos con los programas de RAYINVR (Zelt y Smith, 1992). Se propone un modelo de estructura de velocidades de tres capas: 2.5, 5.6 y 6.9 km/s, con espesores de 2.7, 2.9 y 9.7 km, respectivamente. Las velocidades del modelo para la región del Valle de Mexicali son aproximadamente 1 km/s más altas que el modelo propuesto por McMechan y Mooney para el Valle Imperial (7 capas horizontales y el Moho a 20 km). La interpretación preliminar (ya que no se cuenta con la explosión del Tiro Inverso) del modelado de los ensamblajes indica una corteza de  $\sim 15$  km de espesor bajo el Valle de Mexicali y de 19 km bajo la Sierra El Mayor y la Laguna Salada. En la parte este de la Sierra El Mayor se encontró una estructura, la que fue validada como una falla y asociada con la Falla Indiviso. Esta falla se activó con el temblor El Mayor-Cucapah de 2010.

Palabras Clave: **Modelo de Estructura de Velocidades, Refracción Sísmica, Mexicali, Falla Indiviso.**

Abstract of the thesis presented by Erik Esteban Ramírez Ramos, as a partial requirement to obtain the Master of Science degree in Earth Sciences with orientation in Seismology.

A Crust Velocity structure model for South of Mexicali Valley, Baja California México.

Abstract approved by:

---

Dr. José Antonio Vidal Villegas  
Thesis Director

The northern Baja California region consists of two subregions of different geological features: the Peninsular Ranges of Baja California, of granitic composition, and the Mexicali Valley, characterized by a series of sedimentary basins. Due to the lack of an appropriate crust model for South Mexicali Valley, a refraction study was conducted. We installed 16 three-component short period stations (2 Hz) and one broadband station (100 s – 50 Hz). The stations, spaced ~ 6 km along a refraction profile, recorded a blast performed in the southwest Arizona near the border with Sonora, Mexico. Records gathered were used to estimate a crust velocity structure model for South Mexicali Valley. The beginning of the profile is at San Luis Rio Colorado (SLRC), Sonora and its ending is at the middle of Sierra Juarez, Baja California. As a “reverse shot”, for a 47 km section between SLRC and Sierra El Mayor, we used an aftershock (M3.4) of the 2010 M7.2 El Mayor – Cucapah earthquake. Record sections show seismograms with impulsive P arrivals for nearby stations, large amplitude surface waves (~20s - length) and long coda durations (45s average). The arrival  $P_n$  wave is observed at three stations placed in the Laguna Salada and Sierra Juarez sites. From the first arrivals of refraction and reflections of the P wave (from forward and reverse shot) we performed direct modeling of travel times and relative amplitudes (normalized synthetic seismograms). Method is based on asymptotic ray theory programed in the RAYINVR software (Zelt and Smith, 1992). Regarding the results, we propose a three-layer velocity structure model: 2.5, 5.6 and 6.9 km/s, with thicknesses of 2.7, 2.9 and 9.7 km, respectively. Velocities of our model for the region under study are about 1 km/s higher than the model proposed by McMechan and Mooney (1984) for the Imperial Valley (7 horizontal layers and the Moho at 20 km). The preliminary interpretation (since there is no reverse shot explosion) of the modeling of the record sections indicate a crust of ~15 km depth beneath the Mexicali Valley and 19 km under the Sierra el Mayor and Laguna Salada. On the eastern side of the Sierra El Mayor we found a structure, which was interpreted as Indiviso Fault. This fault was activated during the occurrence of El Mayor-Cucapah earthquake.

**Keywords: Refraction seismology, Mexicali, Indiviso Fault, Velocity Model Structure.**

## Dedicatorias

A:

Rubí Ramírez; siempre a mi lado estás.

A mis padres:

Ofelia Ramírez

Mini y Miguel Ramírez

(sin ustedes sería nada)

A mis hermanos:

Enrique, Gerardo, Manuel y Sergio

(el orden de los factores no afecta nada)

Y a mis ahijados:

Alan y Dhyana

(su existencia me hace querer ser mejor).

*You should have made me a drunkard, Should have made me a liar, Made me a preacher,  
With a head full of fire  
You could have made me a gambler, Could have made me a thief, Made me salesman,  
Pockets full of receipts  
But I chose water over wine, Jars of formaldehyde, I think of all the things I missed, Why'd  
you make me a scientist?  
Is this the best you've got? I'm not impressed, Anything you can do, I'll equate and project  
But I chose water over wine, Jars of formaldehyde, I think of all the things I missed, Why'd  
you make me a scientist? - Jeremy Messersmith (2006).*

## **Agradecimientos**

En primer lugar agradecer al Dr. José Antonio Vidal Villegas por confiar en mi, presentarme éste proyecto de tesis y apoyarme en todo momento.

A la dirección de posgrado de CICESE por confiar y aceptarme en el programa de maestría en Ciencias de la Tierra, en especial al Dr. David Covarrubias Rosales por la oportunidad y confianza brindada en mi proceso de admisión.

Agradecer de la Red Sísmica del Noroeste de México (RESNOM) por estar siempre dispuestos a auxiliar en cuestiones técnicas del equipo prestado por RESNOM; en especial a los ingenieros Oscar Gálvez y Luis Orozco.

A los analistas de RESNOM, en especial a Ignacio Méndez, gracias por todos los datos facilitados.

A los doctores: Antonio González Fernandez, Mario González Escobar, Javier Camacho Fernandez y a la doctora Joann M. Stock por formar parte de mi comité de tesis, por su apoyo en todo momento a resolver los problemas del proyecto y en especial por tomarse el tiempo de aportar y evaluar mi trabajo.

Principalmente al CONACYT por el apoyo económico en el desarrollo de mi maestría con el número de registro 254218. Apoyo sin el cual mis estudios habrían sido posibles.

Así como por el apoyo económico #641207, con el Dr. J. Antonio Vidal Villegas como director del proyecto, que permitió el financiamiento del mismo; salidas de campo, registro de datos sísmicos y apoyo en participaciones de congresos.

Al CICESE, por permitirme realizar mis estudios de posgrado y por el uso de sus instalaciones.

En el ámbito personal, agradecer a mi hermana, Rubí, por siempre estar ahí. A Minerva y Miguel Ramírez por su apoyo y comprensión. Y a mi Ma' por todo lo que me ha dado y sigue dando. Gracias por todo.

A mis hermanos Lic. Enrique Gallaga e Inge. Gerardo Ahumada, que a lo largo de más de una década me han demostrado su amistad; siempre han estado para viajes, *partys*, conciertos y demás. Gracias, &: YMLC.

Al M.C. Manuel Peña y al Lic. Mate. Sergio Hernandez, que aunque estudiamos en distintas latitudes siempre encontramos un espacio para el reencuentro y el alcohol.

A Ti, por el apoyo que me brindaste, nunca lo olvidaré...

## Contenido

	<b>Página</b>
Resumen en español .....	<i>i</i>
Resumen en inglés .....	<i>ii</i>
Dedicatorias .....	<i>iii</i>
Agradecimientos .....	<i>iv</i>
Lista de Figuras .....	<i>ix</i>
Lista de Tablas .....	<i>xii</i>
I. Introducción .....	1
I.1. Objetivos .....	2
I.2. Marco geológico .....	4
I.2.1. Bloque Peninsular Estable .....	7
I.2.2. Provincia Extensional del Golfo .....	7
I.2.3. Zona de Deformación Activa .....	8
I.3. Estudios previos .....	9
I.3.1. Modelo de las SPBC .....	9
I.3.2. Modelos del Valle de Mexicali .....	11
I.3.3 Modelo de Núñez-Cornú (1996) .....	11
I.4. Refracción sísmica .....	12
I.4.1. Estructura de La Tierra .....	13
I.4.2. Rayos sísmicos .....	13
I.4.3. Tiempos de recorrido .....	15
I.4.4. Modelado de estructura de corteza usando RAYINVR .....	17

II. Metodología .....	19
II.1. Perfil de refracción .....	19
II.1.1 Estaciones temporales del PR .....	19
II.1.2. Estaciones complementarias al PR .....	22
II.2. Estudio de refracción .....	22
II.2.1 Base de datos de refracción .....	23
II.2.2. Tiro directo .....	25
II.2.3. Tiro inverso .....	25
II.2.3.1. Sismos candidatos a tiro inverso .....	26
II.2.3.2. Relocalización y selección de uno de los sismos como TI .....	28
II.2.4. Ensamblaje .....	29
II.2.5. Procesamiento con RAYGUI y RAYINVR .....	30
III. Resultados .....	34
III.1. Sismo tiro inverso .....	34
III.1.1. Selección del STI .....	35
III.1.2. Relocalización del STI .....	37
III.2. Ensamblaje .....	40
III.2.1 Ensamblaje TD .....	41
III.2.1.1. Lectura de los primeros arribos, TD .....	43
III.2.1.2. Ensamblaje TD con tiempo reducido .....	45
III.2.2. Ensamblaje STI .....	46
III.2.2.1. Ensamblaje STI con tiempo reducido .....	49
III.3. Modelos de velocidades de corteza .....	49

III.3.1. Modelado tiro directo; ajuste en tiempo, trazado de rayos y sismogramas sintéticos .....	50
III.3.2. Modelado sismo tiro inverso; ajuste en tiempo, trazado de rayos y sismogramas sintéticos .....	54
IV. Discusión .....	58
IV.1. Complementación de los modelos con información adicional .....	58
IV.2 Comparación entre modelos: MTD - MSTI .....	62
IV.3. Comparación con modelos previos .....	64
IV.3.1. Comparación de modelos en el Valle de Mexicali .....	65
IV.3.2. Comparación de modelos en la Laguna Salada .....	67
IV.3.3. Comparación con el modelo de Núñez-Cornú .....	68
IV.4. Validación de la probable falla .....	70
IV.4.1. Mecanismos focales de los sismos candidatos a STI .....	71
IV.4.2. Sismicidad en la zona de análisis .....	74
IV.4.3. Mecanismos focales de algunos sismos localizados por RESNOM .....	77
IV.4.4. Identificación de fallas cercanas a la estructura de análisis .....	79
V. Conclusiones .....	82
Referencias bibliográficas .....	86
Apéndice A .....	94
Apéndice B .....	97

## Lista de Figuras

Figura		Página
1	Mapa de la región norte de BC con la ubicación del perfil sísmico, las explosiones y algunas estaciones de RESNOM (triángulos rojos).	3
2	Sección del mapa geológico de Gastil <i>et al.</i> (1975) que muestra la porción norte de Baja California.	5
3	Mapa con las fallas principales de la región norte de BC y sur de California.	6
4	Estudios de refracción en el norte de B.C. México y en el sur de California, USA.	10
5	Modelo y trazado de rayos obtenido del estudio de Núñez-Cornú <i>et al.</i> (1996, pág. 49).	12
6	<b>a)</b> Rayo sísmico a través de dos capas divididas por una interfaz (línea roja), $v_1$ y $v_2$ son sus velocidades. <b>b)</b> Ejemplo de reflexión y refracción crítica.	14
7	Modelo de una capa sobre un semiespacio simulando la interfaz de Moho (línea roja).	15
8	Curvas de tiempo recorrido $P_g$ y $P_n$ para el ejemplo de una capa sobre un semiespacio.	16
9	Ejemplo de la parametrización de un modelo de velocidades.	17
10	Perfil sísmico de Refracción.	21
11	Diagrama de flujo de la adquisición, selección y armado de la base de datos de las estaciones equipadas con grabadoras SARA del perfil de refracción.	24
12	Base de datos del PR; explosión del proyecto SALTON.	26
13	Epicentros de los cuatro sismos encontrados en la base de datos de RESNOM.	28
14	Ejemplo de un ensamblaje de sismogramas ordenados distancia contra tiempo.	30

15	Ventana del programa RAYGUI, con un ejemplo del proceso de modelado de estructura de velocidades.	31
16	Ejemplo de los resultados del modelado de estructura de velocidades de corteza utilizando los programas RAYGUI y RAYINVR.	32
17	Diagrama de flujo que muestra el proceso de modelado de estructura de velocidades usando los programas <b>RAYGUI</b> y los programas de <b>RAYINVR</b> , <b>TRAMP</b> y <b>PLTSYN</b> .	33
18	Altimetría del perfil de estudio (PR).	35
19	Localizaciones de los sismos candidatos a ser elegidos como TI.	36
20	Valores de los residuales (círculos de colores) a medida que la profundidad varía.	38
21	Distribución de las estaciones que se usaron para relocalizar el sismo [C] usando el modelo modificado de Fuis <i>et al.</i> (1984).	40
22	Ensamblaje del TD.	42
23	Grupos de observaciones identificados en el ensamblaje y la velocidad calculada para cada conjunto.	44
24	Ensamblaje del Tiro Directo con el tiempo reducido.	46
25	Ensamblaje del STI.	48
26	Ensamblaje del Sismo Tiro Inverso con el tiempo reducido.	49
27	Modelado de la estructura de velocidades para el TD. <b>a)</b> Modelo de 3 capas del PR.	52
28	MEVC a partir del TD. Se presenta un modelo de 3 capas, delimitadas por la línea negra punteada.	53
29	Sismogramas sintéticos generados a partir del MEVC del Tiro Directo. El eje 'x' representa la distancia sobre el PR y el eje 'y', el tiempo reducido.	54
30	Modelado de la estructura de velocidades para el STI. <b>a)</b> Modelo de 3 capas del PR.	55
31	MEVC a partir del STI.	56

32	Sismogramas sintéticos generados a partir del MEVC del Sismo Tiro Inverso.	57
33	Perfiles sísmicos de reflexión (líneas azules) cercanos al PR en la región de La Laguna Salada (Gallardo, 2013).	60
34	Trazas ordenadas por <i>Common Depth Point</i> (CDP; Punto de reflejo Común) del perfil sísmico de reflexión, 4965.	61
35	Comparación entre el MTD (línea punteada negra) y el MSTI (línea punteada roja).	62
36	<b>a)</b> Modelo de capas planas a partir del MEVC para la sección de Laguna Salada. <b>b)</b> Modelo de capas planas derivado del MEVC para la sección de Valle de Mexicali.	65
37	Comparación de modelos para la Sección del Valle de Mexicali (SVM).	66
38	Comparación de modelos para la SLS.	68
39	Comparación del MEVC (líneas rojas) con el modelo de Núñez-Cornú <i>et al.</i> (1996, pág. 49).	69
40	Sección del MEVC que contiene la estructura a validar como “falla”.	71
41	Mecanismos focales de los sismos candidatos a STI.	73
42	Localizaciones epicentrales de la sismicidad regional.	75
43	Proyección hipocentral de la sismicidad cercana ( $\leq 1$ km) al PR en el MEVC.	76
44	Mecanismos focales de los sismos seleccionados de RESNOM cercanos al PR (línea roja).	79
45	Ubicación en el mapa de la ‘estructura’ junto con las fallas aledañas.	81

## Lista de Tablas

<b>Tabla</b>		<b>Página</b>
I	Modelo de velocidades de la corteza para las SPBC y sur de California (Nava y Brune, 1982, pág. 1202).	9
II	Modelo de velocidades de la corteza para el Valle de Mexicali.	11
III	Localización y características de las estaciones usadas en el perfil SLRC-LH.	21
IV	Localización y características de las estaciones adicionales usadas en el perfil SLRC-LH.	22
V	Información de los sismos candidatos a TI obtenida del catálogo de RESNOM.	27
VI	Modelo de 13 capas similar al del perfil 6NNW – 13 SSE de Fuis et al. (1984) usado por Castro et al. (2011, pág. 3074).	37
VII	Localización y características de las estaciones usadas en la relocalización de los 4 sismos candidatos a TI.	39
VIII	Descripción de la explosión realizada en la frontera de SLRC (USA); 'tiro directo' y del sismo seleccionado como 'tiro inverso'.	39
IX	Relación entre los conjuntos identificados en las observaciones, la cantidad de lecturas en cada grupo, el color asociado (Figura 23), la velocidad calculada y la capa y/o onda asociada; parámetros necesarios para el inicio del modelado de estructura de corteza.	44
X	Relación de profundidad respecto a la distancia (sobre el PR) del basamento cristalino de la cuenca Laguna Salada.	61
XI	Comparación de las velocidades de los primeros arribos del TD (Velocidades TD), obtenidos de las pendientes de la Figura 23, con las velocidades promedio en la parte inferior de cada capa del MEVC (Velocidades de MEVC).	64
XII	Información de los sismos candidatos a STI obtenida del catálogo de RESNOM con la información del cálculo del mecanismo focal. El Azimut y el echado corresponden a uno de los planos de falla.	72

XIII	Sismos seleccionados tras la depuración hecha a los mecanismos focales calculados. El azimut y el echado corresponden a uno de los planos del mecanismo focal.	77
------	--	----

## Capítulo I

---

### Introducción

---

La región norte de Baja California está formada por dos subregiones de características geológicas distintas: las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC), de composición granítica, y el Valle de Mexicali (VM), caracterizado por ser una cuenca rellena de sedimentos (Lomnitz *et al.*, 1970). Esta región es un área tectónicamente activa y compleja, debido a que existe un sistema de fallas geológicas que constituye un segmento de la frontera entre las placas tectónicas de Pacífico y Norte América (Suárez-Vidal *et al.*, 2007, Bennett *et al.*, 1996, entre otros). Es una zona sísmicamente activa debido al efecto conjunto del sistema de *rift* que genera la apertura del Golfo de California y el desplazamiento de rumbo lateral derecho del sistema San Andrés (Frez-Cárdenas y González-García, 1989, Suárez-Vidal *et al.*, 2007 y 2008; Axen y Fletcher, 1998, Plattner *et al.*, 2007, Armstrong, 2010; Wei *et al.*, 2011, Oskin *et al.*, 2012, entre otros).

En lo que respecta a la región del VM el propósito es obtener un modelo de estructura de velocidades de corteza a partir de sísmica de refracción. Las ondas sísmicas y los tiempos de arribo proveen información acerca del interior de La Tierra, en nuestro caso de la corteza, en la región norte de Baja California (BC). Para tener información mas detallada del subsuelo en la región, se realizan perfiles sísmicos de refracción (arreglo lineal de estaciones sísmicas) que utilizan explosiones (fuentes controladas de energía tanto en ubicación como en tiempo) que generan ondas sísmicas, las cuales son grabadas, y después analizadas. En el presente estudio los perfiles son llamados: perfil directo, inverso y central. En el primero el punto de disparo (Frontera San Luis Río Colorado [SLRC], Sonora, México-Arizona, USA) se ubica en un extremo del perfil, mientras que en el segundo el punto de dis-

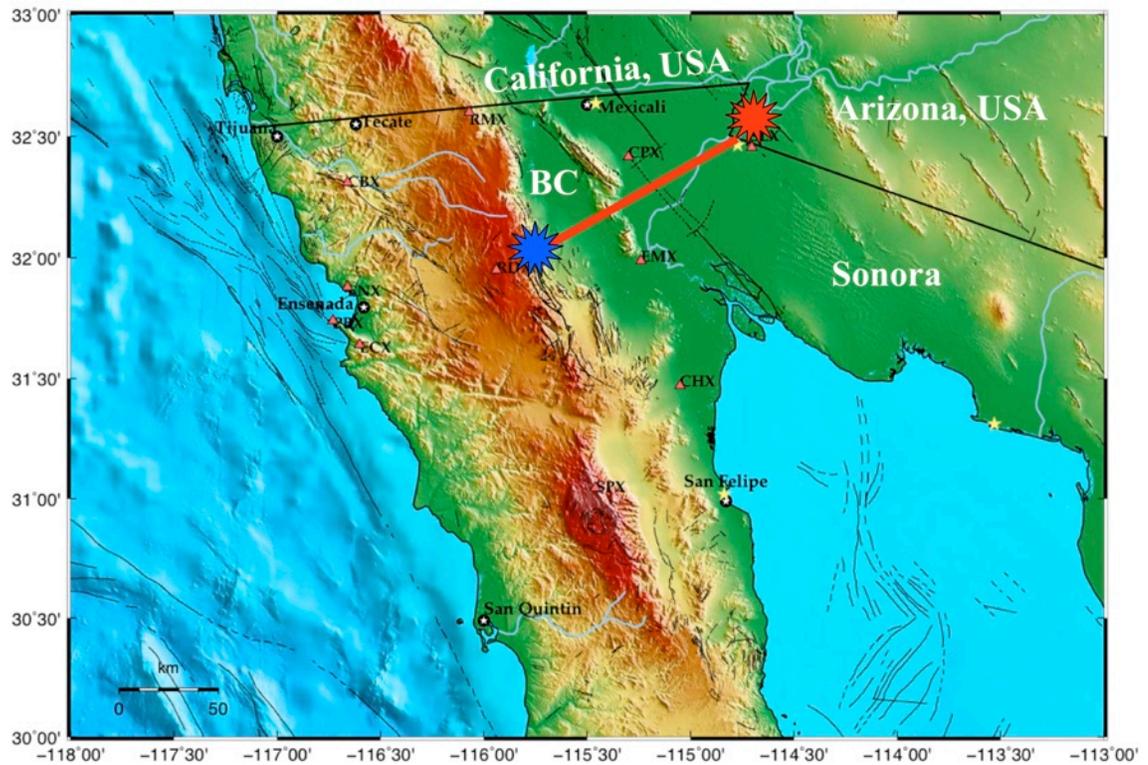
paro se ubica al otro extremo del perfil (Sur de Ensenada); en el perfil central, el punto de disparo propuesto es en la parte central de la Sierra Juárez.

Durante el proceso de localización hipocentral es importante contar con un modelo de estructura de velocidades apropiado para la región. Para la localización de un sismo a partir de los tiempos de arribo de las ondas **P** y **S** es necesario tener un modelo de estructura de velocidades de corteza (MEVC) de la región norte de BC. En los procesos de rutina de la Red Sísmica del Noroeste de México se utilizan dos modelos, el de McMechan y Mooney (1980) y el modelo de las SPBC (Nava y Brune, 1982). Debido a que la región presenta actividad sísmica importante, temblores que pueden alcanzar magnitudes de 7.2, resulta importante tener un MEVC apropiado que describa las características de la corteza en la región.

### **I.1 Objetivos**

Se propone un estudio de refracción a lo largo de un perfil que atraviesa la península con dirección noreste-suroeste; desde la ciudad de SLRC, Sonora, hasta la Sierra Juárez, B.C. El perfil va desde SLRC, Sonora, atraviesa el sur del VM, la Sierra El Mayor, el sur de la Laguna Salada y una estación en la Sierra Juárez (Figura 1). En este perfil se grabó una explosión realizada en el suroeste de Arizona, USA para usarla como tiro directo. Esta explosión es una de las realizadas como parte del proyecto Salton (*The Salton Seismic Imaging Project, SSIP*), realizadas por Han *et al.* (2011). A continuación se tiene proyectado realizar una explosión (primer semestre de 2013) en el extremo suroeste del perfil (tiro reverso). Como tiro reverso se cuenta con un sismo ocurrido al este de la Sierra El Mayor muy próximo al perfil de estudio.

Para este trabajo sólo se contó con los registros sísmicos de la grabación la explosión del proyecto Salton (Figura 1).



**Figura 1.** Mapa de la región norte de BC con la ubicación del perfil sísmico, las explosiones y algunas estaciones de RESNOM (triángulos rojos). La línea continua (color roja) es el perfil sísmico de este trabajo. La estrella roja es la explosión del proyecto Salton, la estrella azul es la explosión que se efectuará en el primer semestre del 2013.

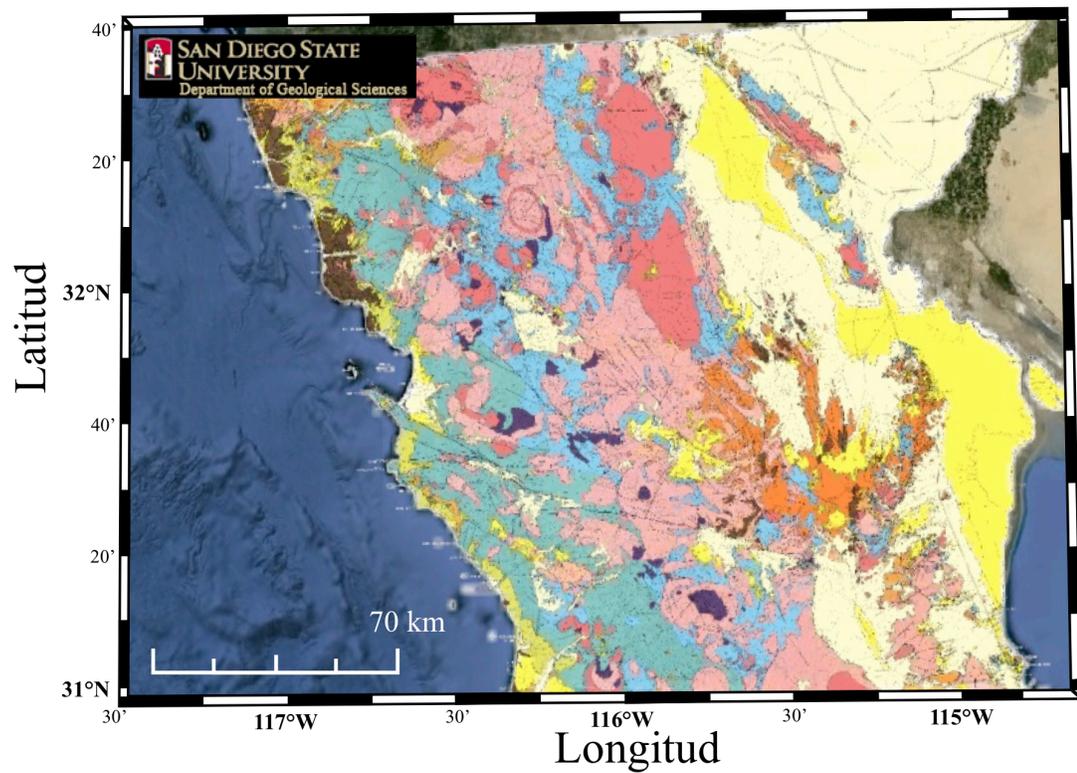
Este trabajo consiste en determinar un modelo de velocidades de corteza de la onda **P** para la región sur del Valle de Mexicali, Baja California. A pesar de las limitantes (no contar con una explosión como tiro reverso) se cuenta con un sismo que será usado como tiro reverso. En esta región (norte de BC) sólo hay un estudio similar que es el de Núñez-Cornú *et al.* (1996) que sólo cuenta con el tiro directo. Este estudio será comparado con el modelo obtenido a partir de los tiros directo e “inverso” con los que se cuentan para el presente trabajo. El perfil de refracción cruza por la zona de réplicas del sismo El Mayor-Cucapah de 2010 y es posible que se pueda encontrar alguna falla (Falla Cerro Prieto).

## **I.2 Marco geológico**

Gastil *et al.* (1975) distinguen dos eventos geológicos importantes en la historia de la península de Baja California: El primero, ocurrió desde el Jurásico hasta el Cretácico temprano y depositó estratos volcánicos de tipo arco de islas, además tuvo lugar el emplazamiento regional de rocas graníticas (Batolito Peninsular), lo que provocó una profunda deformación estructural, metamorfismo regional, levantamiento y erosión, lo que probablemente generó importantes cambios tectónicos. Este periodo fue seguido por una intensa denudación y exumación (12 a 20 km) a finales del Cretácico e inicios del Terciario (Axen *et al.*, 2000). El segundo evento importante sucedió en el Cenozoico, antes o durante el Mioceno, en el cual ocurrió la acumulación de una amplia variedad de rocas volcánicas, junto con metamorfismo y emplazamiento granítico, además de la apertura del Golfo de California, cuya evolución continúa en la actualidad.

El norte de la península de Baja California presenta hoy en día fallas normales y de rumbo, originadas por el límite transtensivo entre las placas Norteamericana y del Pacífico (Stock *et al.*, 1991) en el cual ocurre la separación de la península de Baja California de la zona continental, y continúa hacia el norte con el movimiento lateral derecho del sistema de Fallas San Andrés.

Como se muestra en la Figura 3, se pueden definir tres provincias estructurales en el norte de la península, de acuerdo a su historia de deformación y a su actividad tectónica: la Provincia Extensional del Golfo (PGE), el Bloque Peninsular Estable (BPE) y la Zona de Deformación Activa (ZDA) (Stock *et al.*, 1991). Además, Spelz-Madero *et al.* (2008) distingue cuatro dominios en los que agrupa a las fallas presentes en el norte de la Península: Dominio “Valle de Mexicali” (fallas Imperial y Cerro Prieto), dominio “Laguna Salada” (fallas Laguna Salada, Detachment Cañada David y Sierra de Juárez), el dominio “Valle San Felipe-Valle Chico” (fallas San Pedro Mártir, Cuevitas y Santa Rosa) y el dominio “Transpeninsular” (fallas Agua Blanca, San Miguel, Tres Hermanos y Vallecitos). A continuación proporcionamos una breve descripción de las tres provincias mencionadas.



**Rocas sedimentarias Post-Batolíticas**

	Cuaternario: Aluvión, médanos.
	Cuaternario: Sedimentos marinos, fluviales y lacustres.
	Plioceno: Sedimentos marinos y fluviales.
	Mioceno: Sedimentos marinos y fluviales.
	Terciario Inferior: Sedimentos marinos, fluviales y conglomerado.
	Cretácico Superior: Sedimentos marinos y fluviales, Formación Redondo y grupo Rosario.

**Rocas Volcánicas Post-Batolíticas**

	Basalto del Cuaternario, basalto del Plioceno, andesita basáltica, basalto del Mioceno, andesita basáltica.
	Andecita, riolita, dacita, volcánica no diferenciada.

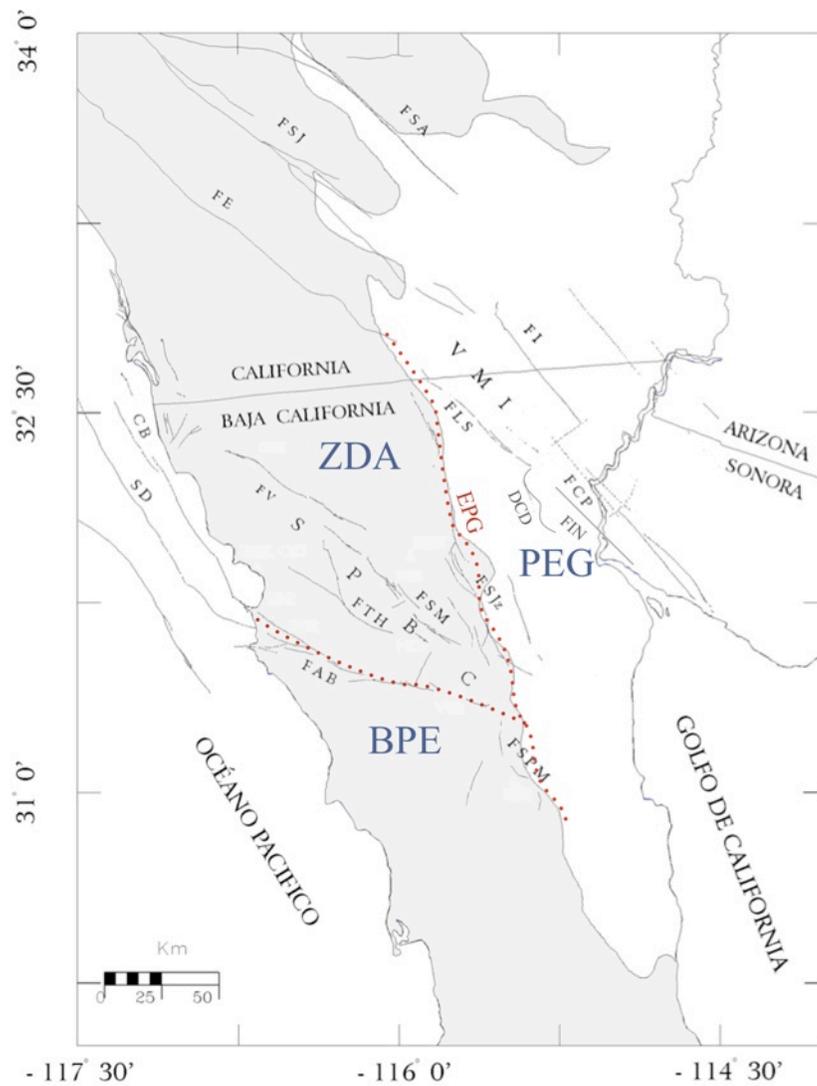
**Rocas Batolíticas**

	Ademelita, granito y granodiorita.
	Nodiferenciado, tonalita.
	Grabo, diabesa.

**Rocas Pre-Batolíticas**

	Formación Alisitos, sedimentaria, volcánica, caliza, volcánicas no diferenciadas.
	Metasedimentarias, amfibolita, esquistos, gneiss, pizarra, cuarcita no diferenciado, plútonicas y metamórficas mezcladas, ¿secuencia Paleozoico?

**Figura 2.** Sección del mapa geológico de Gastil *et al.* (1975) que muestra la porción norte de Baja California.



**Figura 3.** Mapa con las fallas principales de la región norte de BC y sur de California. Se muestran las 3 provincias estructurales (Stock *et al.*, 1991) y la división entre ellas (línea punteada roja): Zona de Deformación Activa (ZDA), Provincia Estructural del Golfo (PEG) y el Bloque Peninsular Estable (BPE). El área sombreada indica la provincia de las SPBC y el área en blanco la provincia Valle de Mexicali-Imperial. Las abreviaturas usadas para las fallas son: FSPM, falla San Pedro Mártir; FAB, falla Agua Blanca; FTH, falla Tres Hermanos; FSM, falla San Miguel; FSJz, falla Sierra Juárez; FCP (Escarpe Principal del Golfo, EPG), falla Cerro Prieto; FI, falla Imperial; FLS, falla Laguna Salada; FIN, Falla Indiviso; FV, falla Vallecitos; SPBC, Sierras Peninsulares de Baja California; VMI, Valle Mexicali-Imperial; CB, falla Coronado Bank; SD, falla San Diego Trough; FE, falla Elsinore; FSJ, falla San Jacinto; FSA, falla San Andrés; DCD, *Detachment* Cañada David. Figura modificada de Vidal-Villegas *et al.* (2010, pág. 46).

### **I.2.1 Bloque Peninsular Estable**

Se localiza al sur de la falla Agua Blanca y al oeste de la falla San Pedro Mártir (Gastil *et al.*, 1993). Está compuesta por rocas intrusivas cretácicas del batolito peninsular y metasedimentos, cubiertos localmente por sedimentos del Neógeno y rocas volcánicas (Stock *et al.*, 1991). Es un bloque estable en el que no se conocen fallas activas.

### **I.2.2 Provincia Extensional del Golfo**

La Provincia Extensional del Golfo se extiende al este del Escarpe Principal del Golfo, a lo largo de la parte oriental de la península de Baja California, presenta una topografía estilo cuencas y sierras (basin and range) (Stock *et al.*, 1991). Está formada por rocas sedimentarias post-batolíticas (aluvión, sedimentos eólicos, areniscas, conglomerados de grava y arena, lutitas calcáreas), volcanosedimentarias y volcánicas (basalto, andesita), granodiorita, tonalita, además de pizarras, cuarcitas, esquistos y gneisses (Gastil *et al.*, 1975). Los sedimentos tienen espesores de 4 - 6 km y sobre-yacen a un basamento cristalino (Puente y de la Peña, 1978; Garcia-Abdeslem *et al.*, 2001).

Cortez-Arroyo menciona que: Las sierras Cucapah y El Mayor se encuentran al norte de esta provincia tectónica. Son dos montañas resultantes de la elevación de basamento Mesozoico, flanqueadas por sistemas de fallas activas (Spelz-Madero *et al.*, 2008) con la cuenca Laguna Salada hacia el oeste y la cuenca Cerro Prieto hacia el este. Tanto la Sierra el Mayor como la Sierra Cucapah son cortadas por una serie de fallas de alto y bajo ángulo. La falla dextral-oblicua Laguna Salada controla el margen oeste de la Sierra Cucapah, tiene un rumbo hacia el NW y es una de las fallas más activas en la zona (2011, pág. 5).

El *Detachment* Cañada David es una falla normal de bajo ángulo con buzamiento hacia el oeste, cuya actividad se cree inició hace 12 Ma y ha acomodado 5-7 km de levantamiento vertical (Axen *et al.*, 2000; Fletcher y Spelz, 2009). Hauksson (2010) afirma: “Esta es una

falla de bajo ángulo mapeada a lo largo de 60 km en el lado oeste de la sierra El Mayor” (pág. 1258). Esta falla indica que el proceso de extensión fue importante en el Mioceno tardío – Plioceno (García-Abdeslem *et al.*, 2001).

La cuenca Laguna Salada es una cuenca tectónica de aproximadamente 20 km de ancho por 100 km de longitud con dirección NNW, limita en el oeste con el Escarpe Principal del Golfo y al este con las sierras Cucapah y El Mayor. La estructura de la cuenca coincide con la de un medio graben profundizando hacia el este (García-Abdeslem *et al.*, 2001).

La cuenca localizada en el Valle de Mexicali se localiza al este de las sierras Cucapah y El Mayor. Presenta espesores de entre 5 y 6 km de sedimentos del Terciario y recientes (Pelayo *et al.*, 1991) provenientes de la desembocadura del río Colorado. La forma y dimensiones de esta cuenca han sido reportados por Suárez-Vidal *et al.* (2008). La zona se caracteriza por la actividad geotérmica en el centro de la cuenca, la cual ha permitido la instalación del campo geotérmico de Cerro Prieto, el más grande del país. En esta cuenca se encuentran las fallas Imperial y Cerro Prieto, las cuales han presentado gran actividad sísmica, pero sin embargo no son fácilmente observables en la superficie y se desconoce la traza exacta de la falla Cerro Prieto al este de las sierras El Mayor - Cucapah. En esta región, al suroeste ocurrió el sismo de abril de 2010, Mw 7.2 y puso al descubierto la Falla Indiviso González-García *et al.* (2010).

### **I.2.3 Zona de Deformación Activa**

Limita en el sur con la falla Agua Blanca y al este con el Escarpe Principal del Golfo (falla Sierra Juárez). Afloran granito, diorita, granodiorita, tonalita, y metasedimentos, con la presencia de aluvión en algunas zonas (Gastil *et al.*, 1975; Servicio Geológico Mexicano, 2003). Se caracteriza por ser una zona geológicamente compleja debido a que experimenta la deformación que ocurre por la separación del Golfo de California y por el sistema de fallas San Andrés hacia el norte.

Esta provincia contiene un sistema de fallas activas y representa una zona de transición entre la deformación trans-tensional en el Golfo de California y la deformación trans-presiva del sistema San Andrés, en California, USA (*United States of America*).

### I.3 Estudios previos

En la región norte de Baja California, México y sur de California, USA, se han realizado estudios de estructura de la corteza como los de Nava y Brune (1982) para las Sierras Peninsulares, amplios estudios de refracción hechos por el USGS (*United States Geological Survey*) en el Valle Imperial, en el Sur de California, USA (Fuis *et al.*, 1980 y 1984; McMechan y Mooney, 1980) y el estudio de Núñez-Cornú (1996). Los modelos obtenidos en estos estudios serán presentados en esta sección.

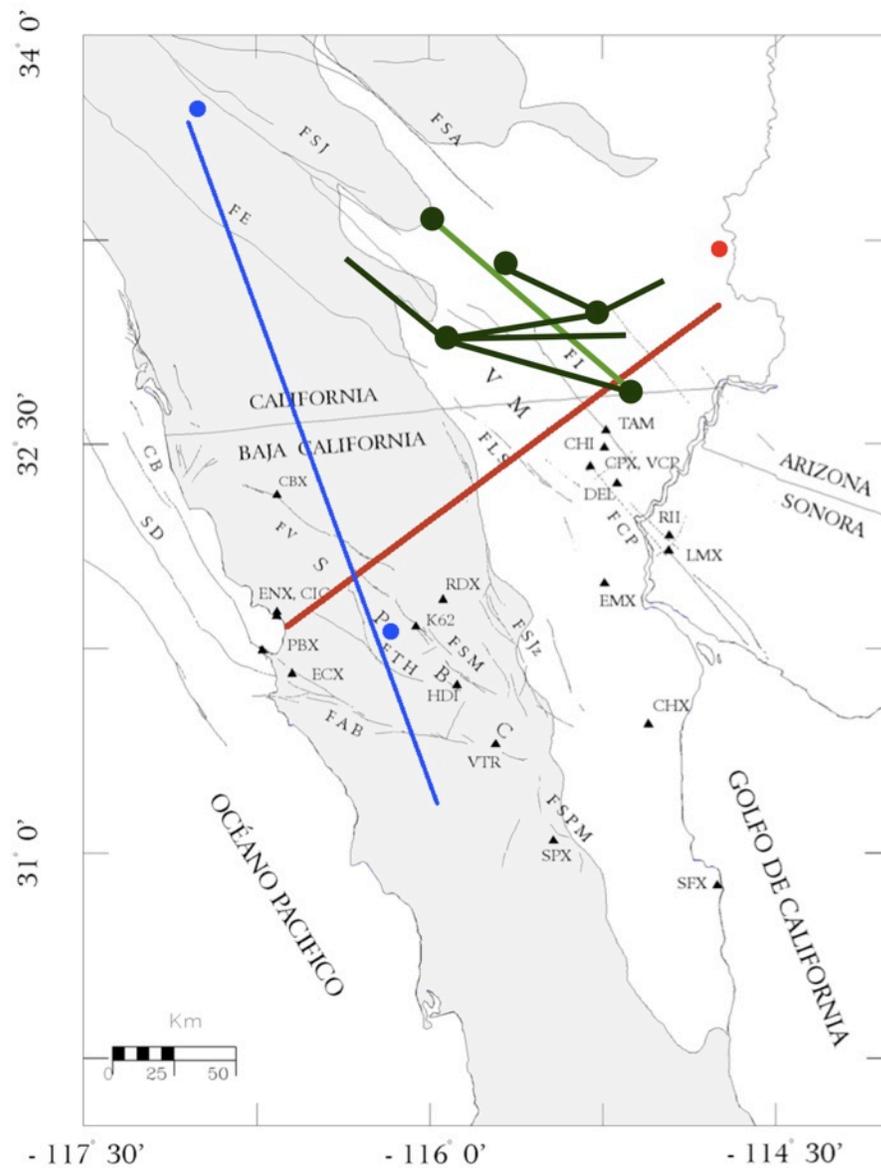
#### I.3.1 Modelo de las SPBC

El estudio de un perfil de refracción aproximadamente reverso (uso de un sismo como tiro reverso) fue obtenido para las Sierras Peninsulares del Sur de California y Norte de Baja California usando tiempos de arribo de *Corona Blast* para obtener un perfil NW-SE, y los tiempos de arribo de sismo de Pino Solo del 17 de julio de 1975 ( $M_L = 5.1$ ) para obtener el perfil reverso SE-NW (Nava y Brune, 1982). Este modelo fue obtenido con estaciones sísmicas no totalmente alineadas y con registros en papel ahumado.

El modelo de las SPBC de Nava y Brune (1982) se muestra en la **Tabla I**, que utiliza un razón de Poisson de 0.2492. Este estudio reporta un espesor de corteza de  $\sim 42$  km.

**Tabla I** - Modelo de velocidades de la corteza para las SPBC y sur de California (Nava y Brune, 1982, pág. 1202).

Profundidad (km)	Velocidad de P (km/s)	Velocidad de S (km/s)
0	5.6	3.2
5.0	6.6	3.8
19.8	7.0	4.0
41.8	8.0	4.6



**Figura 4.** Estudios de refracción en el norte de B.C. México y en el sur de California, USA. En azul se presenta el perfil de Nava y Brune (1982), los puntos del mismo color indican la explosión al norte (*Corona Blast*) como tiro directo y el sismo de Pino Solo (17 de julio de 1975) como tiro reverso. En color verde están indicados los perfiles y explosiones (puntos) de los estudios de Fuis *et al.* (1984). La línea color verde claro indica el perfil 6NNW - 13SSE (modificado por Castro *et al.*, 2011). El perfil no invertido de Núñez-Cornú *et al.* (1996) está indicado en color rojo. Los triángulos representan las estaciones de las redes sísmicas regionales.

### I.3.2 Modelo del Valle de Mexicali

Para el Valle de Mexicali, existe el modelo mostrado en la Tabla II, el cual es una versión modificada (Fabriol y Munguía, 1995) del propuesto por McMechan y Mooney (1980) en los estudios de refracción hechos en el Valle Imperial (contiguo hacia el norte del Valle de Mexicali, en el lado de USA). En este modelo la discontinuidad Corteza-Manto está a 20 km de profundidad. Comparado con el modelo de las SPBC, en que dicha discontinuidad se ubica a los 42 km, de acuerdo con el modelo de Nava y Brune (1982), se aprecia un adelgazamiento de corteza en la región de VM respecto a las SPBC.

**Tabla II** - Modelo de velocidades de la corteza para el Valle de Mexicali.

Profundidad (km)	Velocidad de P (km/s)
0.00	1.70
0.10	2.00
0.73	2.30
1.75	2.60
2.94	3.00
5.62	5.00
10	6.00
20	7.80

### I.3.3 Modelo Núñez-Cornú (1996)

Por último, el trabajo de Núñez-Cornú *et al.* (1996), consiste en un perfil sísmico de refracción, en el cual no hay tiro reverso, entre Blythe, Arizona y Ensenada, Baja California. Los autores utilizaron solamente una explosión subterránea realizada en un pozo cerca de Blythe (parte del *Delta Force Proyect*). Contó con 14 estaciones digitales con sismómetros digitales de 3 componentes espaciadas ~ 10 km desde la ciudad de Mexicali hasta Ensenada B.C., complementando la información con estaciones de la Red del Sur de California (Núñez-Cornú, *et al.*, 1996, pág. 43).

Para el Valle de Mexicali, Núñez-Cornú *et al.* (1996) reportan la presencia de una intrusión en el manto superior bajo el Valle Mexicali-Imperial a una profundidad de 17 km. En este estudio, los autores reportan que los datos fueron insuficientes para determinar con precisión la estructura en la subregión de las SPBC.

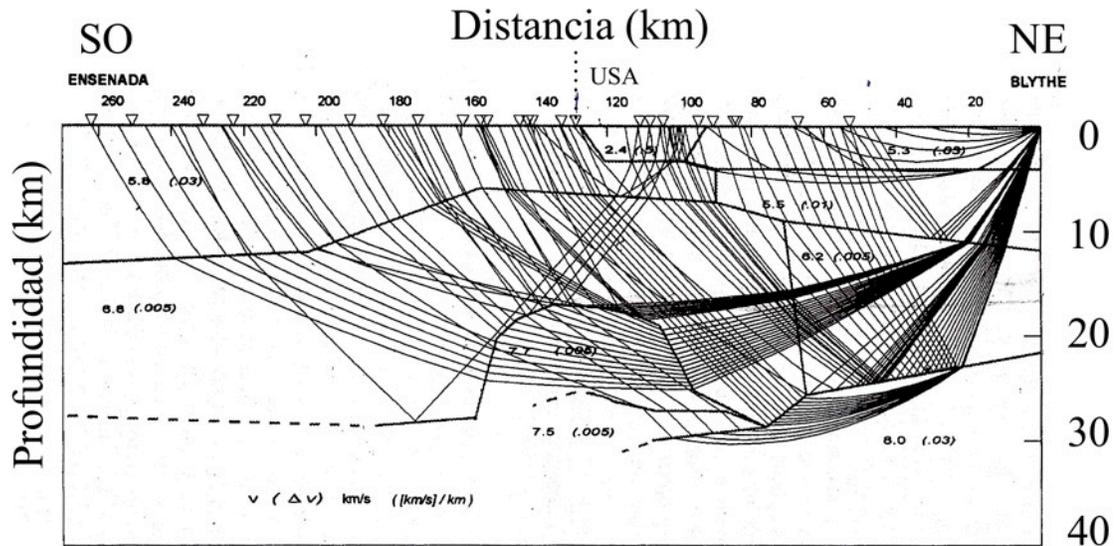


Figura 5. Modelo y trazado de rayos obtenido del estudio de Núñez-Cornú *et al.* (1996, pág. 49).

#### I.4 Refracción sísmica

Dentro de los métodos sísmicos de la geofísica aplicada se encuentra el de refracción. En este método se mide el tiempo de propagación de las ondas elásticas, transcurrido entre un sitio donde se generan ondas sísmicas y la llegada de éstas a diferentes puntos de observación (estaciones sísmicas). Para esto se disponen una serie de estaciones en línea recta a distancias conocidas, formando lo que se conoce como perfil sísmico.

Los registros de cada estación tienen información de los movimientos del terreno (sismogramas). Estos son analizados en la refracción sísmica para obtener el tiempo de llegada de

las primeras ondas a cada sensor desde el punto de disparo, y en la reflexión para obtener información de las ondas que son reflejadas en las diferentes interfases del suelo, para lo cual es estudiado el sismograma completo. En este capítulo se describirán los conceptos básicos de la estructura de La Tierra, rayos y fases sísmicas, así como también las características teóricas del programa de modelado de estructura de velocidades de corteza de Zelt y Smith (1992). Estos puntos han sido extensamente detallados en la literatura (*e.g.* Stein y Wysession, 2003; Lay y Wallace, 1995; Kulháněk, 1990; Kennett, 2002).

#### **I.4.1 Estructura de La Tierra**

El modelo básico de la estructura de La Tierra, como la conocemos actualmente, es el de capas: corteza, manto, núcleo líquido y núcleo sólido (Havskov y Ottemöeller, 2010). La mayoría de los sismos ocurren en la corteza, y el límite entre la corteza y el manto es llamada discontinuidad de Mohorovičić (1909), usualmente llamada Moho. La corteza tiene velocidades de onda **P** ( $v_p$ ) de 5 - 7 km/s y justo debajo del Moho,  $v_p$  es típicamente alrededor de 8 km/s (7.8 - 8.2 km/s).

La corteza continental es de 30 km de espesor, esta corteza es usualmente complicada y necesita ser aproximada con varias capas. Un modelo de corteza puede incluir sedimentos suaves y duros, seguidos por corteza somera, media e inferior. En algunos casos el modelo es más sencillo, consistiendo sólo en corteza superior e inferior, separadas por la discontinuidad de Conrad.

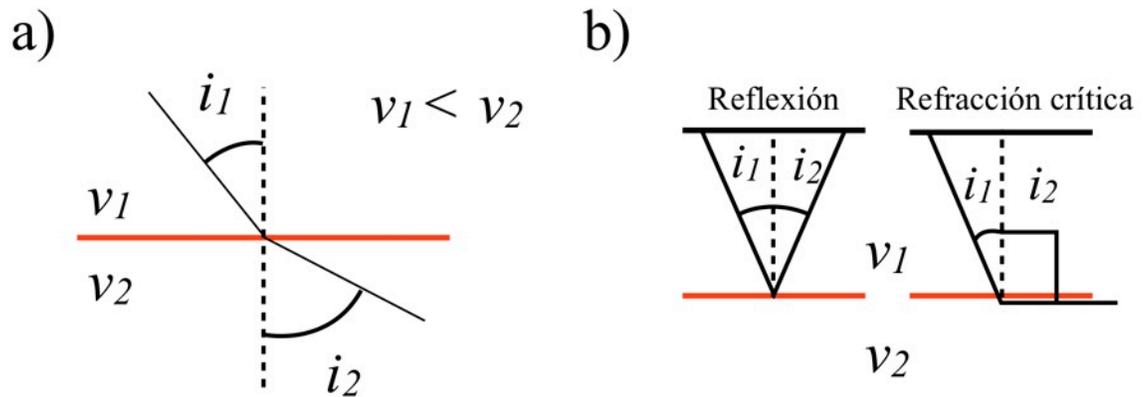
#### **I.4.2 Rayos sísmicos**

El rayo sísmico es definido como la línea normal al frente de onda sísmica mientras viaja a través de La Tierra. Dado a que el interior de La Tierra no es de velocidad constante, el rayo se curva de acuerdo con la ley de Snell. A manera de ejemplo supongamos dos capas paralelas (Figura 6.a), la ley de Snell se escribe como:

$$\frac{\sin(i_1)}{v_1} = \frac{\sin(i_2)}{v_2} = p \quad (1)$$

donde  $i$  es el ángulo de incidencia y  $v$  es la velocidad de la onda en la capa correspondiente (los subíndices indican el número de la capa) y  $p$  es el parámetro de rayo.

La ley de Snell también se utiliza para calcular las trayectorias de los rayos de fases reflejadas y críticamente reflejadas (Figura 6.b). Para el rayo reflejado, los ángulos  $i_1$  e  $i_2$  son iguales dada que la velocidad es la misma para el rayo incidente y reflejado. A medida que el ángulo de incidencia aumenta,  $i_2$  tiende a  $90^\circ$  cuando  $\sin(i_1) = v_1/v_2$ , el rayo se refracta críticamente en la interfase. Cuando  $i_1$  se hace más grande que el ángulo crítico, el rayo se refleja y no se refracta en la segunda capa.



**Figura 6.** a) Rayo sísmico a través de dos capas divididas por una interfaz (línea roja),  $v_1$  y  $v_2$  son sus velocidades. b) Ejemplo de reflexión y refracción crítica.

### I.4.3 Tiempos de recorrido

Las curvas tiempo ( $t$ ) - recorrido ( $\Delta$ ) se construyen con los tiempos de llegada de las ondas **P** a cada uno de los sensores, y la distancia de cada sensor al punto de disparo.

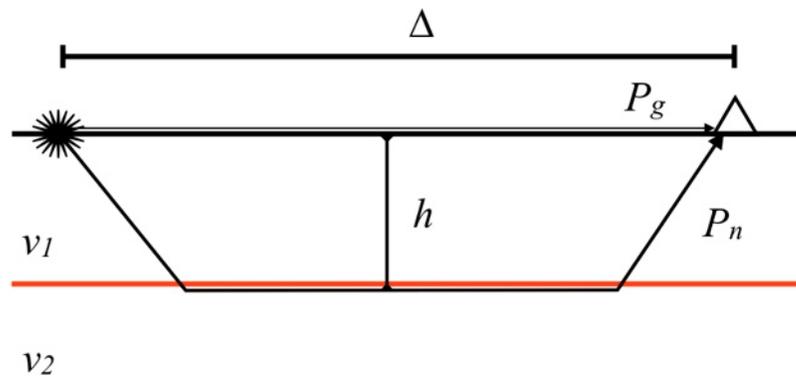
La corteza tiene grandes variaciones tectónicas con variaciones en la profundidad del Moho, así que las curvas tiempo-recorrido en distancias locales y regionales deben ser ajustadas con estudios geofísicos a las condiciones locales (Havskov y Ottemöeller, 2010).

Usando el ejemplo simple de una capa sobre el Moho (Figura 7), el tiempo de viaje de  $P_n$  para una fuente superficial puede ser calculada como (*e.g.* Stein y Wysession, 2003):

$$TP_n(\Delta) = \frac{\Delta}{v_2} + 2h \left( \frac{1}{v_1^2} - \frac{1}{v_2^2} \right)^{1/2} \quad (2)$$

donde  $h$  es el espesor de la capa. El tiempo de recorrido de la onda  $P_g$  para una fuente en la superficie es:

$$TP_g = \frac{\Delta}{v_1} \quad (3)$$



**Figura 7.** Modelo de una capa sobre un semiespacio simulando la interfaz de Moho (línea roja). La estrella negra indica el disparo, y el triángulo la estación sísmica.

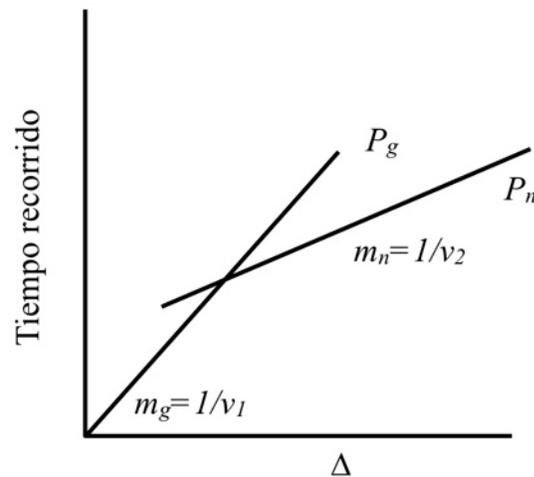
Las curvas de tiempo recorrido correspondientes a (2) y (3) son mostradas en la Figura 8. Las pendientes de las curvas ( $m_g$  y  $m_n$ ) son el inverso de las respectivas velocidades ( $v_1$  y  $v_2$ ), dado que el ángulo de incidencia en el semiespacio es  $90^\circ$ , el parámetro de rayo para  $\mathbf{P}_n$  es:

$$\frac{1}{v_2} = \frac{1}{v_{ap}} = \frac{dT}{d\Delta} \quad (4)$$

donde  $v_{ap}$  es la velocidad aparente horizontal. Para un modelo de La Tierra esférica la relación correspondiente es (*e.g.* Stein and Wysession, 2003):

$$\frac{dT}{d\Delta} = p = \frac{r \sin(i)}{v} = \frac{1}{v_{ap}} \quad (5)$$

donde  $r$  es la distancia desde el centro de La Tierra. Las unidades de  $dT/d\Delta$  son en segundos/radianes.

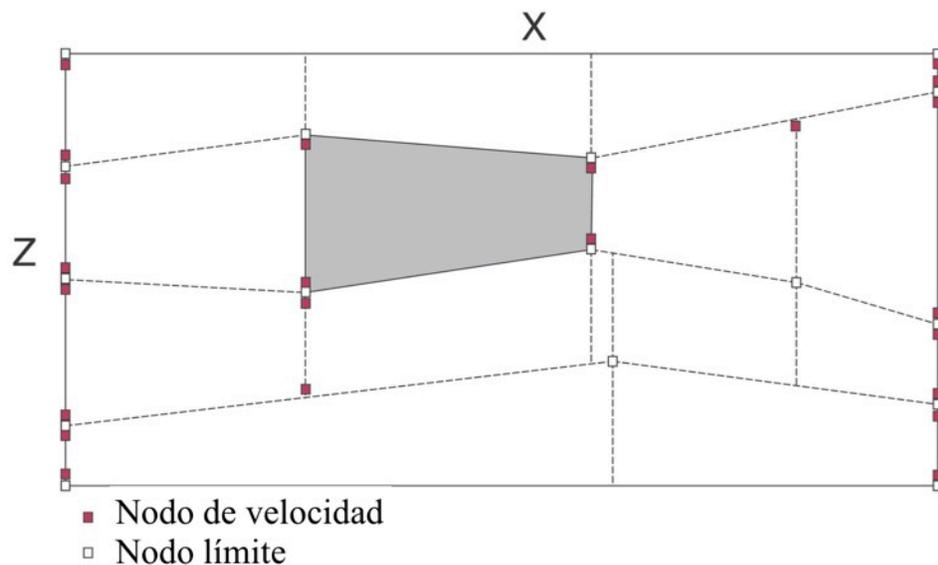


**Figura 8.** Curvas de tiempo recorrido  $\mathbf{P}_g$  y  $\mathbf{P}_n$  para el ejemplo de una capa sobre un semiespacio.

#### I.4.4 Modelado de estructura de corteza usando RAYINVR

Para el estudio de refracción se optó por utilizar el paquete de programas RAYINVR (Zelt y Smith, 1992; Zelt, 1999) escritos por el Dr. C. Zelt de la Universidad de Rice.

En los programas, Zelt y Smith (1992) utilizan la parametrización modificada de Zelt y Ellis (1988) de una estructura estratificada en 2-D formada por una secuencia de capas; cada límite entre capas está definido por un número arbitrario de nodos a una profundidad indicada (topografía de la capa) conectados por un segmento de recta; límites verticales separan cada capa en trapecoides; la velocidad varía linealmente (puntos de velocidad) entre los nodos localizados en los límites de las capas (Zelt y Smith, 1992, pág. 17). Las discontinuidades de velocidad que resultan en reflexiones son definidas por velocidades superior e inferior de los puntos de velocidad (Figura 9).



**Figura 9.** Ejemplo de la parametrización de un modelo de velocidades. Los cuadros blancos indican los nodos, los cuadros rojos indican los puntos de velocidad. X es la distancia en el perfil y Z la profundidad. Figura modificada de Zelt y Smith (1992, pág. 17).

Para el propósito del trazado de rayos, cada capa se divide lateralmente en trapecoides separados por límites verticales (por nodos o puntos de velocidad).

Para el modelado directo los tiempos de recorrido de los rayos a través del modelo de velocidades se usa teoría asintótica de rayos, de orden cero, resolviendo las ecuaciones de trazado de rayos numéricamente (Červený *et al.*, 1977). Las ecuaciones de trazado de rayos en 2-D son un par de ecuaciones diferenciales ordinarias de primer orden que son escritas como:

$$\frac{dz}{dx} = \cot \theta, \quad \frac{d\theta}{dx} = \frac{(v_z - v_x \cot \theta)}{v} \quad (6.a)$$

o

$$\frac{dx}{dz} = \tan \theta, \quad \frac{d\theta}{dz} = \frac{(v_z \tan \theta - v_x)}{v} \quad (6.b)$$

con las condiciones iniciales:  $x = x_0, z = z_0, \theta = \theta_0$ .

La variable  $\theta$  es el ángulo entre la tangente del rayo y el eje  $\mathbf{z}$ ,  $v(x, z)$  es la velocidad de onda y  $v_x$  y  $v_z$  son las derivadas parciales de la velocidad respecto al eje  $x$  y  $z$ , respectivamente ( $z$  es positivo en profundidad). El punto  $(x_0, z_0)$  es la ubicación de la fuente (disparo) y  $\theta_0$  es el ángulo de salida del rayo. El método de Runge-Kutta (Sheriff y Geldart, 1983) con control de error es usado para resolver estos sistemas de ecuaciones como sugiere Červený *et al.* (1977). Para completar el algoritmo básico de trazado de rayos se aplica la ley de Snell en la intersección del rayo con el límite entre capas (Zelt y Smith, 1992).

## Capítulo II

---

### Metodología

---

#### II.1 Perfil de refracción

Para el estudio de refracción se utilizaron sismómetros de periodo corto y 1 sismómetro de banda ancha, éste arreglo de instrumentos será llamado: “Perfil de Refracción” (PR).

El Perfil de Refracción fue instalado para aprovechar la explosión de 1440 Kg de dinamita realizada el día 6 de marzo de 2011 en las afueras de la ciudad San Luis, Arizona, USA, frontera americana con San Luis Río Colorado (SLRC), Sonora, México. Según el catálogo de explosiones que se realizaron en el sur de California, esta explosión tiene como identificación (ID) el número 10000. Se llevó a cabo el 6 de marzo de 2011 a las 07:42:00 UTC en las coordenadas:  $32.48060527^\circ$  N,  $114.737794^\circ$  W, a una profundidad de 40.3 m bajo un terreno elevado 44 m sobre el nivel del mar (SNM), Tabla VIII del capítulo **III.1.2**.

La descripción del Perfil de Refracción será dividido en dos secciones: Estaciones Temporales de Refracción y Estaciones Complemento al Perfil de Refracción.

##### II.1.1 Estaciones temporales del PR

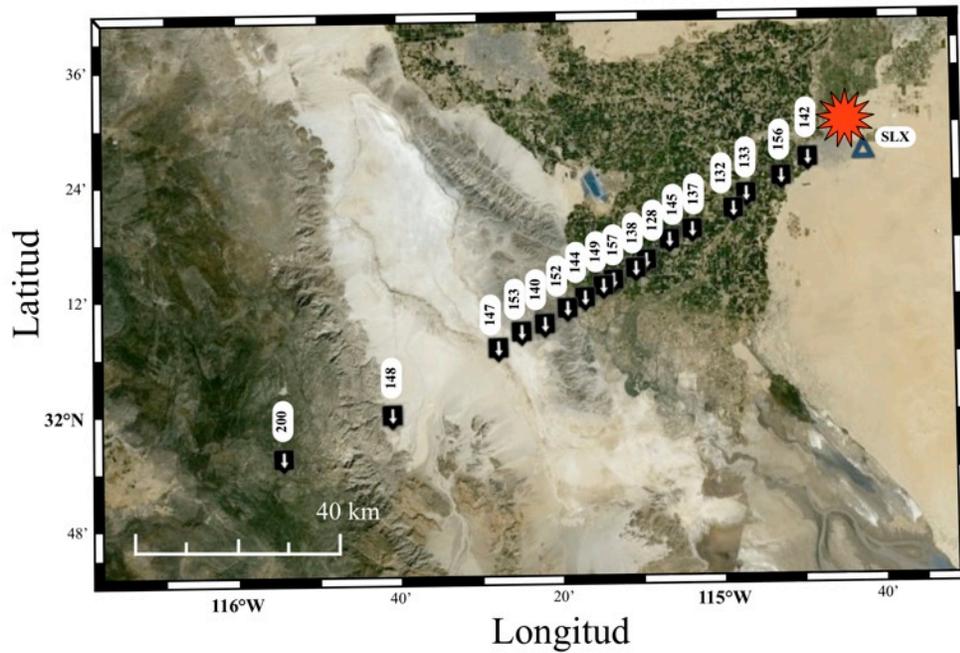
Para el estudio de refracción se contó con estaciones portátiles de periodo corto (sismómetros HS-1 y grabadoras SARA), las cuales están a cargo del M.C. José Guadalupe Acosta Chang del departamento de Sismología de la división de Ciencias de La Tierra, del CICESE.

La instalación del perfil sísmico de refracción para el tiro directo (perfil directo) fue realizada del 2 al 5 de marzo del 2011. El perfil directo (Figura 10) tiene una dirección NE-SW y fue instalado desde las afueras de la ciudad de San Luis Rio Colorado hasta la región de la Laguna Hanson (LH). Éste perfil cruza el Valle de Mexicali, la Sierra El Mayor, Laguna Salada, y termina en la Sierra Juárez.

Las estaciones del perfil funcionaron de forma continua por un periodo aproximado de 9 días, del 2 ~ 15 de marzo de 2011. Estas estaciones estaban integradas por un sismómetro de 3 componentes (1 vertical y 2 horizontales), una grabadora digital, una antena GPS (que actualiza el tiempo UTC) y un acumulador de 12 volts. El equipo estuvo enterrado aproximadamente 0.5 metros bajo la superficie, cubierto con una caja plástica para proteger los instrumentos de la tierra que ocultaría la estación.

Dieciséis de las estaciones fueron equipadas con sismómetros Geospace Technologies HS-1 (2 Hz) con grabadoras SARA SL06 de 24 bits (con sistema operativo Linux) y una estación se instrumentó con un sismómetro de banda ancha Geotech KS-2000 (100s - 50 Hz) con una grabadora REFTEK, DAS-130 de 24 bits. La respuesta de las estaciones de periodo corto como la de la estación de banda ancha se presenta en los **Apéndices A.1** y **A.2**, respectivamente. La **Tabla III** contiene las características y localización (obtenida con GPS) de las estaciones usadas para el perfil sísmico. Las estaciones reciben el nombre de los tres últimos dígitos del número de la grabadora usada en la estación, a excepción de la estación 200, cuyo nombre es arbitrario.

El espaciamiento entre las estaciones (142-157) fue de aproximadamente 6 km. Las inclemencias climáticas en los días previos a la instalación derivó en inaccesibilidad a los sitios previstos para la instalación de estaciones en el área de la Laguna Salada, por lo que sólo se instalaron las estaciones 147, 148 y 200. La estación de banda ancha, PIX, es renombrada: 200.



**Figura 10.** Perfil sísmico de Refracción. En Cuadros negros se indican las estaciones temporales para este estudio con un óvalo blanco que indica el código de la estación. El ícono rojo en forma de sol representa la ubicación de la explosión TD.

**Tabla III -** Localización y características de las estaciones usadas en el perfil SLRC-LH.

Estación	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Grabadora SARA SL06	Sismómetro HS1	Fecha de instalación	Fecha de retiro
142	32.440150°	-114.822940°	25	46142	364	2011-03-03	2011-03-11
156	32.408120°	-114.878620°	25	46156	348	2011-03-03	2011-03-11
133	32.378490°	-114.951700°	32	46133	355	2011-03-03	2011-03-11
132	32.352270°	-114.978800°	21	46132	352	2011-03-03	2011-03-11
137	32.317280°	-115.064380°	20	46137	346	2011-03-03	2011-03-11
145	32.299940°	-115.111920°	17	46145	350	2011-03-04	2011-03-11
128	32.264460°	-115.160360°	16	46128	354	2011-03-04	2011-03-11
138	32.250170°	-115.182330°	13	46138	363	2011-03-05	2011-03-11
157	32.230190°	-115.228680°	15	46157	360	2011-03-04	2011-03-11
149	32.220210°	-115.249740°	7	46149	361	2011-03-04	2011-03-11
144	32.200000°	-115.288000°	8.6	46144	341	2011-03-04	2011-03-15
152	32.181861°	-115.324417°	3.2	46152	345	2011-03-03	2011-03-15
140	32.154611°	-115.371417°	70.8	46140	340	2011-03-03	2011-03-15
153	32.141472°	-115.419694°	4.5	46153	344	2011-03-03	2011-03-15
147	32.113483°	-115.468150°	5.8	46147	353	2011-03-04	2011-03-15
148	31.998000°	-115.687490°	270	46148	357	2011-03-02	2011-03-15
200 (PIX)	31.924630°	-115.907390°	1664	REFTEK DAS-130	KS-2000 # 137	2011-03-04	2011-03-14

### II.1.2 Estaciones complementarias al PR

Con el fin de tener la mayor cantidad de estaciones sísmicas en el PR y así densificar el perfil con estaciones, se recurrió a las estaciones permanentes de RESNOM. La red cuenta con una estación de periodo corto (SLX), por cuya ubicación se considera dentro del perfil. La estación es la más cercana a la explosión sobre la línea del perfil (Figura 10).

La estación SLX cuenta con un arreglo ortogonal de sismómetros Mark L4-C (1 s) cuya respuesta en frecuencia, tanto amplitud y fase se observan en el **Apéndice A.3**. La ubicación, así como las características instrumentales de la estación SLX se encuentra en la **Tabla IV**.

**Tabla IV** - Localización y características de las estaciones adicionales usadas en el perfil SLRC-LH.

Estación	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Grabadora	Sismómetro	Fecha de instalación	Fecha de retiro
SLX	32.457171 <sup>0</sup>	-114.76838 <sup>0</sup>	49	CICESE	Mark L4-C		

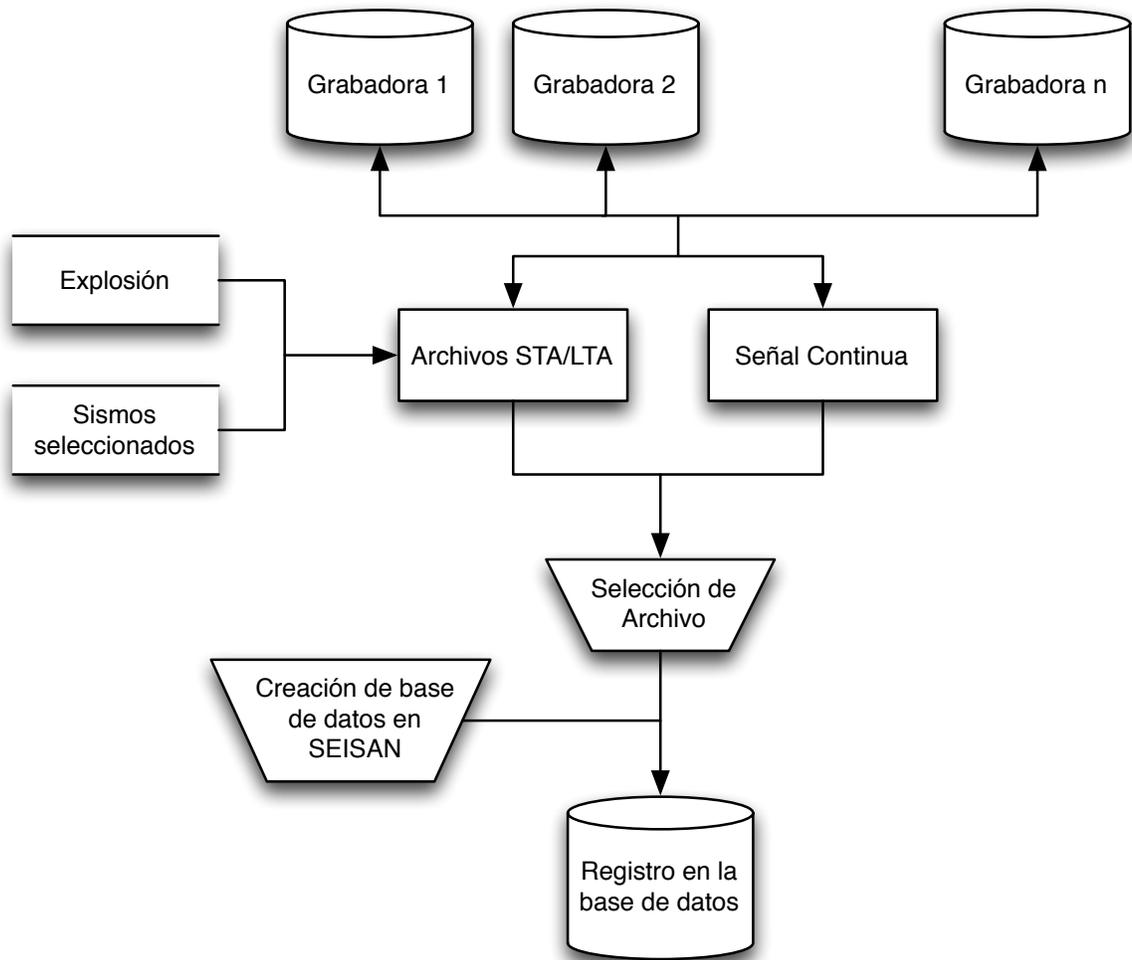
### II.2 Estudio de refracción

Para realizar un estudio lo más completo posible, debido a las limitantes expuestas anteriormente (no contar con la explosión como tiro reverso), se recurrió a buscar en la base de datos de RESNOM sismos ocurridos en el lapso que estuvieron instaladas las estaciones y cuyos epicentros estuvieran sobre el PR. El propósito fue seleccionar alguno de ellos para ser usado como tiro inverso.

Por lo anterior es necesario explicar la metodología de la obtención de los datos de la Explosión en USA, Tiro Directo, y de la elección de un sismo que será usado como Tiro Inverso.

### II.2.1 Base de datos refracción

Una de las características de las grabadoras SARA SL06 es que la grabación la realiza de dos maneras: i) de forma 'continua', y ii) 'por evento', a través del algoritmo de detección STA/LTA (*Short Time Average/Long Time Average*). Esto se menciona ya que es importante al momento de hacer la base de datos de la explosión (TD). Lo que se desea es tener la señal de las tres componentes de cada una de las estaciones de la misma longitud (inicio y final de la traza). Para ello se pensó en extraer sólo los datos grabados en forma continua de las grabadoras SARA, pero por recomendación de los técnicos encargados de las estaciones: Gustavo A. Arellano y M.C. Euclides Ruíz Cruz (comunicación personal, 2011), se realizó la comparación entre los registros obtenidos de manera continua y los grabados por el accionar del algoritmo de detección. La comparación se realizó para corroborar que el estampado en tiempo de los registros continuos era el correcto, ya que en algunos casos existía diferencias en tiempo ( $\sim 1$  s) entre el registro 'continuo' y el archivo 'por evento'. Al presentarse estas diferencias se desechaban los registros continuos y se anexaba el registro 'por evento' a la base de datos, esto por recomendación del M.C. Euclides Ruíz (comunicación personal, 2011). El Diagrama de Flujo de la Figura 11 muestra el procedimiento que se siguió para la creación de la base de datos del TD.



**Figura 11.** Diagrama de flujo de la adquisición, selección y armado de la base de datos de las estaciones equipadas con grabadoras SARA del perfil de refracción.

Para el caso de la estación 200, cuya grabadora guarda los datos en forma continua, archivos de 1 hora, sólo fue necesario localizar el archivo correspondiente a la hora de la explosión, convertirlo a formato SeisAn y anexarlo a la base de datos.

Para la estación SLX, perteneciente a RESNOM, sólo fue necesario acudir con los técnicos de procesamiento de datos (Ignacio Méndez Figueroa y Francisco Farfán Sánchez) para so-

licitar de la base de datos de RESNOM (en formato Seisan) el archivo del registro de la explosión para integrarla a la base de datos de refracción.

### **II.2.2 Tiro directo**

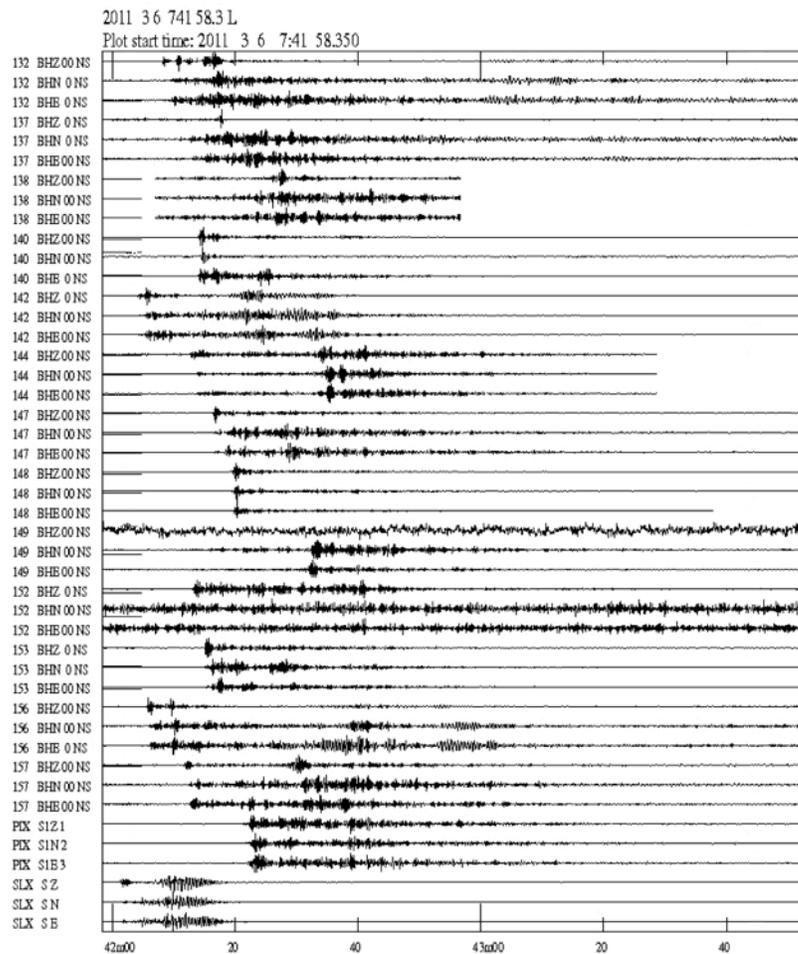
Del PR instalado aproximadamente durante las dos primeras semanas de marzo de 2012, se obtuvieron los registros de la explosión del Proyecto SALTON. De las estaciones instaladas en el PR tres de ellas no contenían datos. Esto es: al momento de la extracción de los registros de la explosión de cada una de la estaciones se observó que no todas las estaciones instaladas contenían registro de la explosión debido a varios factores. En la estación 133 los datos guardados de manera continua sencillamente no tenían sentido alguno, la impresión de la marca del tiempo era inadecuada y por tanto no se podía usar para el estudio. En las estaciones 145 y 128 la señal registrada llega hasta las 02:19 y 09:09 horas, respectivamente, del día 5 de marzo de 2011 y por ende no captaron la explosión del día 6 de marzo de 2011. Debido a esto, las estaciones 133, 145 y 128 no pudieron ser incluidas en el estudio.

La Figura 12 contiene los sismogramas de la explosión obtenidos del armado de la base de datos del PR. En esta figura se aprecia que las estaciones 138 y 144 no tienen la longitud de grabación como el resto de las estaciones, esto, debido a que los registros continuos presentaban irregularidades en el tiempo y, como se explicó anteriormente en el proceso de creación de la base de datos, se conservó el registro 'por evento'. La estación 149 no contiene registro de la explosión en su componente vertical, por lo que se usará de la componente horizontal cuya traza contenga menos ruido.

### **II.2.3 Tiro inverso**

Para encontrar uno o más sismos candidatos a ser usados como Tiro Inverso, se recurrió a realizar una búsqueda en la base de datos de RESNOM, en el intervalo temporal en el que el PR estuvo en operación, de sismos cuyos epicentros estuvieran localizados sobre o muy

cercanos al extremo suroeste del PR. Los sismos candidatos serán relocalizados anexando la información de las estaciones del PR con el fin de obtener la localización epicentral más próxima al perfil y el menor error en la localización '*rms*' (*root mean square*) y, así, poder elegir el sismo cuyas características sean las más apropiadas (epicentro sobre el PR) para usarlo como Tiro Inverso.



**Figura 12.** Base de datos del PR; explosión del proyecto SALTON. En esta figura se encuentran las 3 componentes (vertical: BHZ, Z, norte-sur: BHN, N, este-oeste: BHE, E) de cada estación del PR, estaciones SARA, la estación PIX (estación 200) y la estación SLX de RESNOM.

### II.2.3.1 Sismos candidatos a tiro inverso

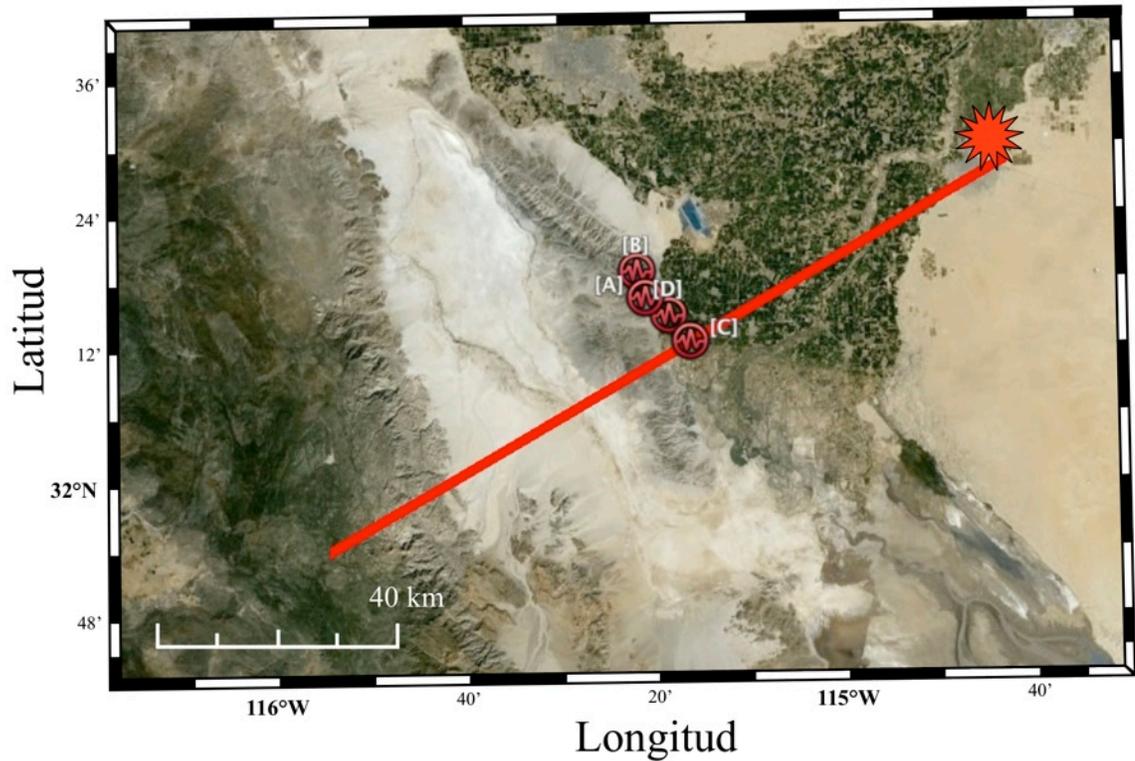
Como resultado de la búsqueda en el catálogo de RESNOM se encontraron 4 sismos cuyos epicentros se encuentran en la vecindad de PR, en su parte sur-occidental. La localización epicentral de los 4 sismos candidatos se presenta en la Figura 13. La información completa de los sismos candidatos, proporcionada por RESNOM se encuentra en la **Tabla V**.

Para esta parte, se generó una segunda base de datos; la cual contendría los registros de los 4 sismos de las estaciones de RESNOM junto a las estaciones temporales del PR. Por lo cual se prosiguió a extraer, también, de las grabadoras SARA los sismos anteriormente mencionados. Para esta extracción, se siguió el mismo procedimiento descrito para la recuperación de los datos de la explosión (sección **II.2.1**). Los datos de las estaciones temporales del perfil serán usados para hacer una relocalización de los sismos candidatos a ser Tiro Inverso con una mayor cantidad de sismogramas. Los sismogramas de la componente vertical de los 4 sismos candidatos a Tiro Inverso se encuentran en el **Apéndice B.1-4**.

**Tabla V** - Información de los sismos candidatos a TI obtenida del catálogo de RESNOM.

Nombre	Tiempo (Fecha)/(hora)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)*	Magnitud	rms
[A]	2011-03-05 / 16:11:37.9	32.2500	-115.3540	7.0	3.5	0.2
[B]	2011-03-07 / 18:18:28.9	32.2890	-115.3680	5.0	3.6	0.2
[C]	2011-03-07 / 26:26:09.9	32.1850	-115.2760	6.0	3.2	0.2
[D]	2011-03-09 / 13:55:25.5	32.2240	-115.3130	8.0	3.2	0.3

\* Profundidad fijada en la localización por el lectorista.



**Figura 13.** Epicentros de los cuatro sismos encontrados en la base de datos de RESNOM. Son los eventos cuyos epicentros se encuentran lo más al suroeste de la explosión pero sobre o próximos, al PR. Los círculos rojos con sismograma al centro representan los sismos candidatos a TI: [A], [B], [C] y [D].

### II.2.3.2 Relocalización y selección de uno de los sismos como TI

Es importante elegir uno de los 4 sismos candidatos, para usarlo como Tiro Inverso. Para lograrlo, es necesario relocalizar los 4 eventos, localizados inicialmente por RESNOM. Para este trabajo usamos las estaciones temporales del PR, probando tanto el modelo de Nava y Brune (1984) como el modelo del Valle de Mexicali (Fabriol y Munguía, 1995), ambos, descritos en la sección I.3.

De estas relocalizaciones, usando cualquiera de los dos modelos y las estaciones que mejoren la cobertura azimutal de los epicentros, se tiene que elegir el sismo que mejor cumpla los siguientes criterios:

- el epicentro se encuentre lo más próximo a la línea del PR.
- el valor **rms** sea bajo (menor al obtenido en RESNOM).

El sismo obtenido de la relocalización se presentará en el capítulo de **RESULTADOS**. A partir de este momento, el sismo seleccionado para este estudio será llamado Sismo Tiro Inverso (STI).

### II.2.4 Ensamblaje

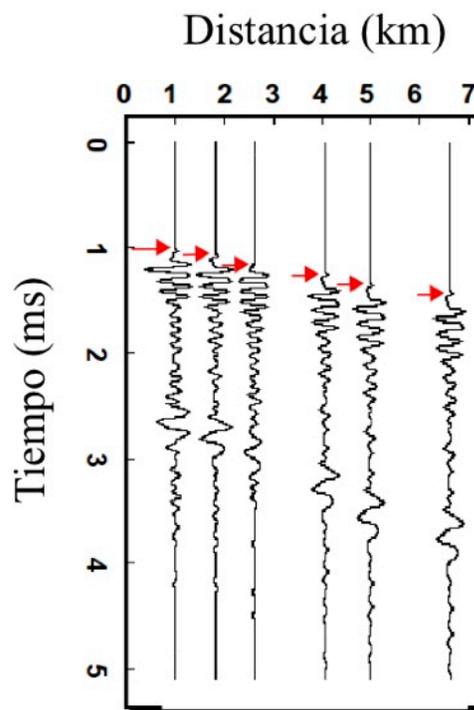
Teniendo los datos de ambos tiros (TD y STI) se requiere realizar un ensamblaje de los sismogramas de cada una de las estaciones, esto es: graficar la distancia en la que se encuentra la estación sobre el perfil en el eje de las abscisas contra el tiempo (tiempo de la traza). La ejemplificación de lo anteriormente mencionado se presenta en la Figura 14. Para el correcto análisis que conlleva comparar amplitudes, todos los sismogramas tienen que estar normalizados.

Este ensamblaje permitirá realizar las lecturas de los arribos de la onda **P** y otras fases importantes (posibles arribos **P<sub>n</sub>**, reflexiones de onda **P**, etc), información con la cual se realiza el modelado de las fases. Como ejercicio auxiliar en el proceso de modelado se obtendrán las pendientes de los arribos de la onda **P<sub>g</sub>** y, si existen, la onda **P<sub>n</sub>**. Esto, con el fin de encontrar velocidades preliminares con las cuales se puede partir en el proceso de encontrar un modelo de estructura de velocidades de la corteza a lo largo del perfil.

Habiendo realizado el ensamblaje del PR para ambos tiros, se requiere realizar un segundo ensamblaje para el TD y el STI pero ahora usando una velocidad de reducción ( $V_r$ ) de 6.4 km/s (velocidad promedio de las ondas P en el norte de Baja California). El propósito es obtener ensamblajes con tiempo reducido  $T$ , esto es:

$$T = t - \left( \frac{\Delta(km)}{6.4(km/s)} \right) s \quad (7)$$

Donde  $t$  es el tiempo de cada muestra en los sismogramas y  $\Delta$  es la distancia de la estación respecto a la fuente (*offset*). Esto se hace, ya que el programa con el que se realizará el modelado directo (RAYGUI) de la estructura de velocidades de corteza utiliza el tiempo reducido de las lecturas de los arribos de cada fase importante de los sismogramas. El ensamblaje con tiempo reducido permite que los arribos de las fases de interés se aprecien de forma horizontal.

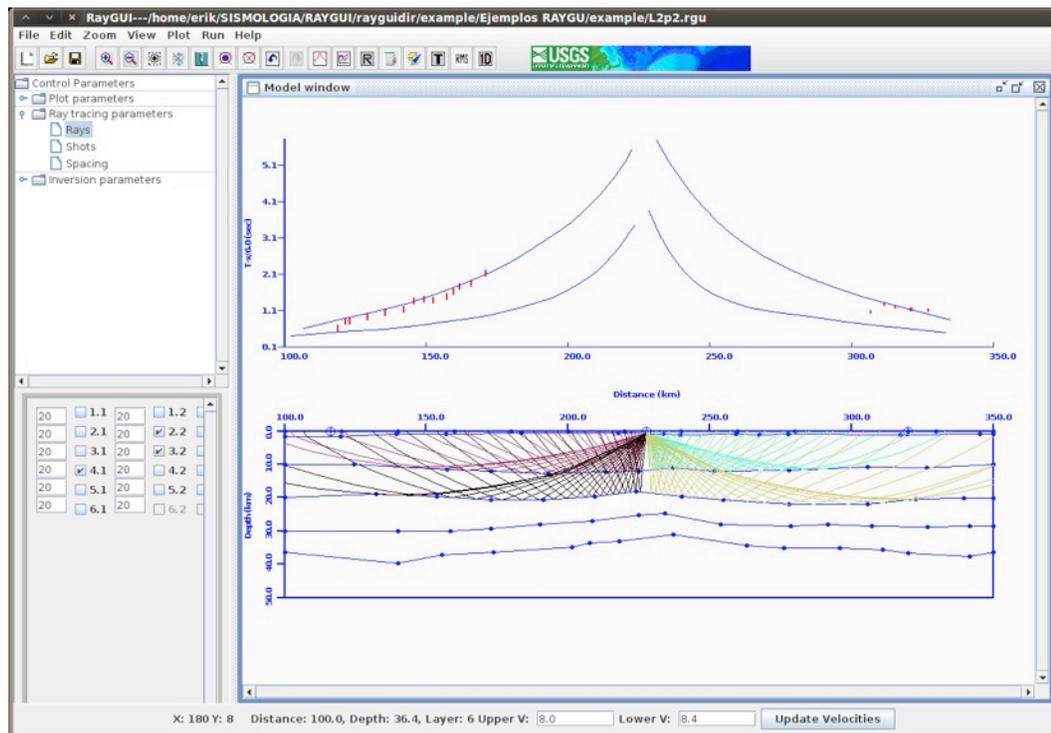


**Figura 14.** Ejemplo de un ensamblaje de sismogramas ordenados distancia contra tiempo. Las flechas rojas indican, en este caso, la lectura del arribo de la onda **P**.

### II.2.5 Procesamiento con RAYGUI y RAYINVR

Con las lecturas de los arribos de ondas **P**'s y las velocidades preliminares obtenidas del ensamblaje de ambos tiros, se inicia el modelado con el uso del programa RAYGUI (Song

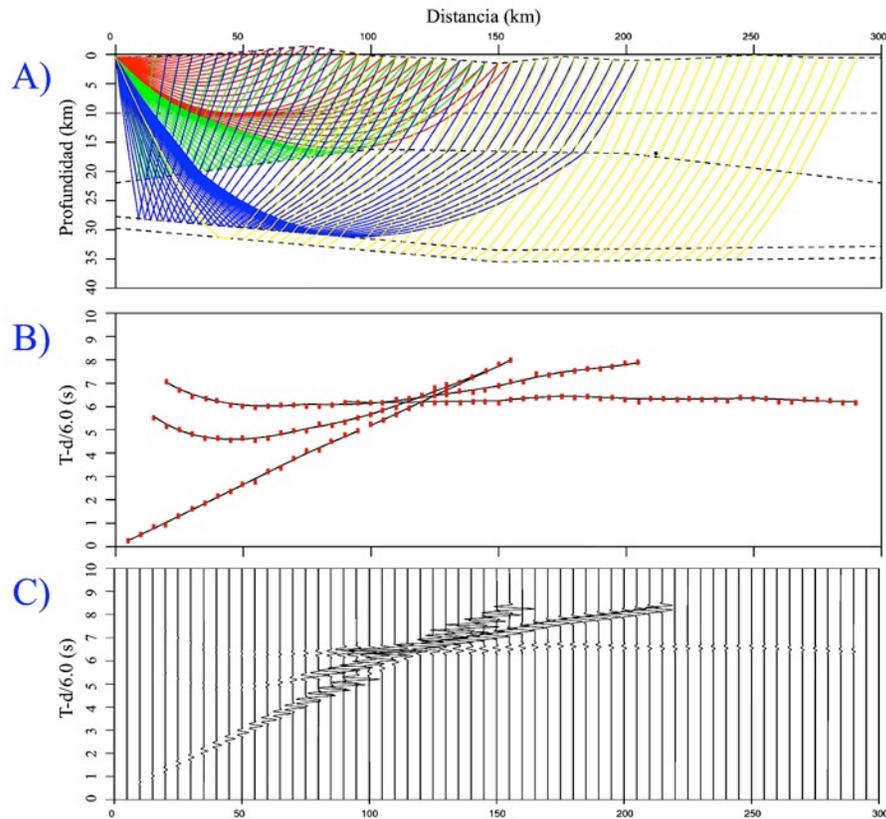
y ten Brink, 2005), que es un ambiente gráfico desarrollado por el USGS del paquete de programas RAYINVR (Zelt y Smith, 1992).



**Figura 15.** Ventana del programa RAYGUI, con un ejemplo del proceso de modelado de estructura de velocidades. En la Parte inferior de la figura se aprecia el modelo de 4 capas y el trazado de rayos de un evento (sismo o explosión) localizado en el centro del perfil. En la parte superior de la figura, se observa el ajuste realizado de la curva de tiempo calculado (curvas azules), generada por el viaje de los rayos del tiro, a los tiempos observados (barras rojas).

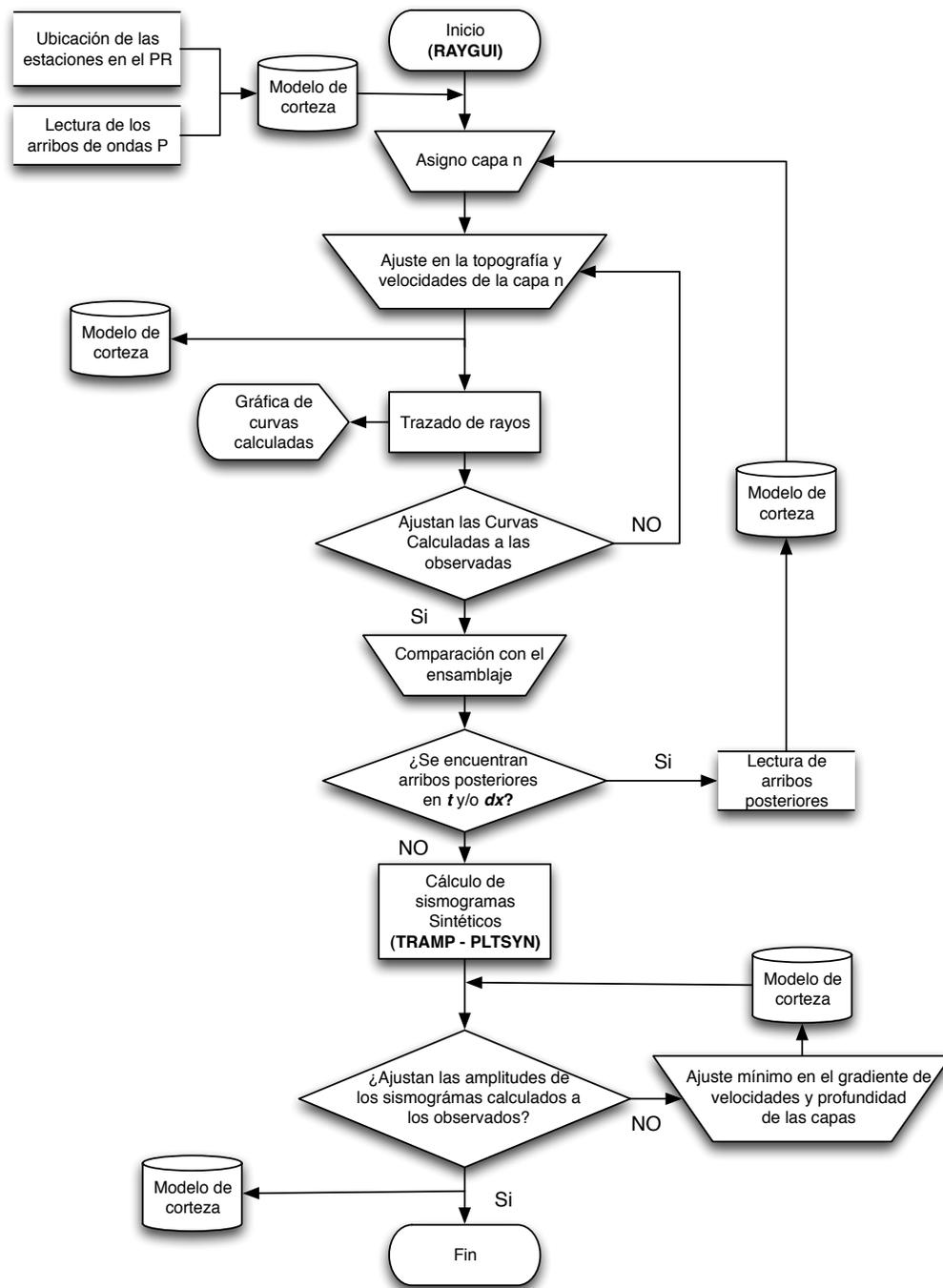
El proceso de modelado directo consiste en realizar un ajuste de los tiempos calculados (tiempo de viaje de los rayos) a los tiempos observados, modificando las profundidades de la capa, su forma y su velocidad. En el proceso se van introduciendo capas, cada vez más profundas, en el modelo a medida que se identifican conjuntos de tiempos observados en el ensamblaje que pertenezcan a refracciones o reflexiones en cada capas. Habiendo ajustado

la mayor cantidad de lecturas con el trazado de rayos del modelado, se procede a obtener los simogramas sintéticos del modelo con los programas TRAMP y PLTSYN (parte del software RAYINVR). La Figura 16 muestra un ejemplo de los resultados obtenidos en el proceso de modelado.



**Figura 16.** Ejemplo de los resultados del modelado de estructura de velocidades de corteza utilizando los programas RAYGUI y RAYINVR. **A)** Un modelo de cuatro capas con el trazado de rayos que surge del ‘tiro’ en (0, 0). **B)** Ajuste de curvas de tiempo recorrido (línea negra, tiempo calculado) a los tiempos observados (barras rojas). **C)** Simogramas sintéticos obtenidos del modelo de ejemplo.

Una descripción del proceso de modelado se presenta el diagrama de flujo del proceso en la Figura 17.



**Figura 17.** Diagrama de flujo que muestra el proceso de modelado de estructura de velocidades usando los programas **RAYGUI** y los programas de **RAYINVR**, **TRAMP** y **PLTSYN**. En el proceso se tienen que realizar lecturas de tiempos de fases, ajustes en profundidad, topografía y velocidades de las capas, actualizando constantemente el modelo de corteza.

## Capítulo III

---

### Resultados

---

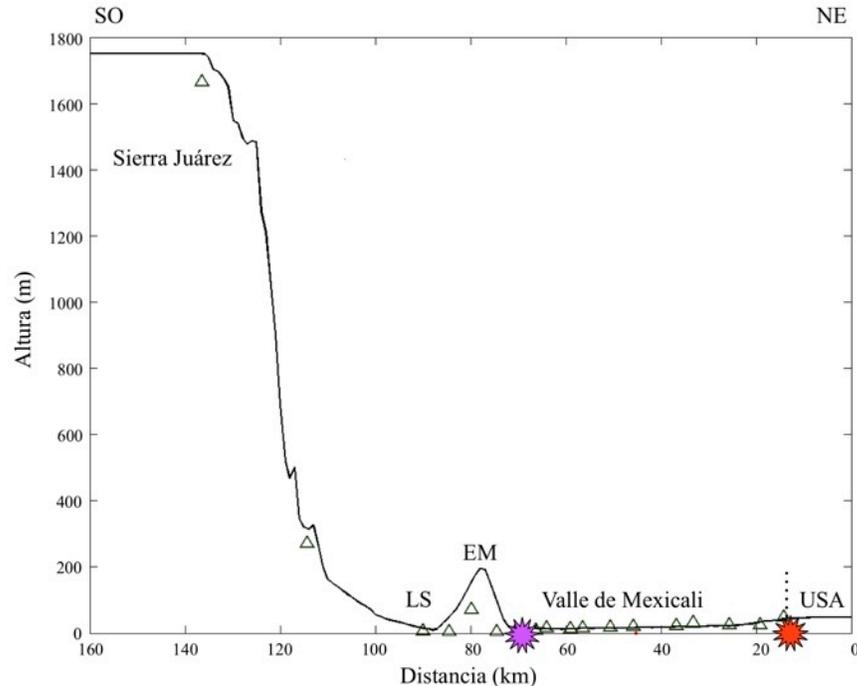
Siguiendo la metodología descrita en el **Capítulo II**, en esta sección, se presentan los resultados del estudio. Para generar la base de datos se utilizó el programa SeisAn (Ottemöller y Havskov, 1999; Havskov y Ottemöller, 1999). Con este software se hicieron las conversiones del formato MINISEED al formato SEISAN para los archivos de las grabadoras SARA. Los archivos guardados con la grabadora DAS-130 fueron convertidos del formato REFTEK a SEISAN con convertidores de formatos de la compañía REFTEK. Las trazas, ya en formato SEISAN, se cortaron y pegaron para cada una de las estaciones del perfil a fin de generar sólo dos archivos de datos: el correspondiente a los sismogramas del TD y los del STI.

Una vez teniendo los archivos en la base de datos, se procedió a realizar las lecturas, en el programa SeisAn de los primeros arribos de la onda **P** en la componente vertical de las estaciones del perfil. Es importante aclarar que la componente vertical de la estación 149 no grabó ambos registros (TD y STI), por lo que se utilizó la componente H1 (Norte-Sur) para realizar el análisis. Las lecturas hechas de los primeros arribos son el elemento fundamental para el modelado con los programas RAYGUI y RAYINVR.

#### III.1 Sismo tiro inverso

Como se describió en la sección **II.2.3**, es necesario contar con un evento que pueda ser usado en el modelado del perfil como TI. En este apartado se presentarán los resultados de

tal selección, así como del refinamiento de la relocalización del sismo seleccionado. Las relocalizaciones se realizaron con el programa SeisAn.



**Figura 18.** Altimetría del perfil de estudio (PR). La línea negra representa la altimetría a lo largo del perfil, teniendo leyendas que identifican las zonas por las que cruza el PR; LS, Laguna Salada; EM, El Mayor; y el Valle de Mexicali. Los triángulos representan la ubicación de las estaciones del perfil. Los íconos morado y rojo, representan la ubicación de los epicentros sobre el perfil del STI y del TD, respectivamente.

### III.1.1 Selección del STI

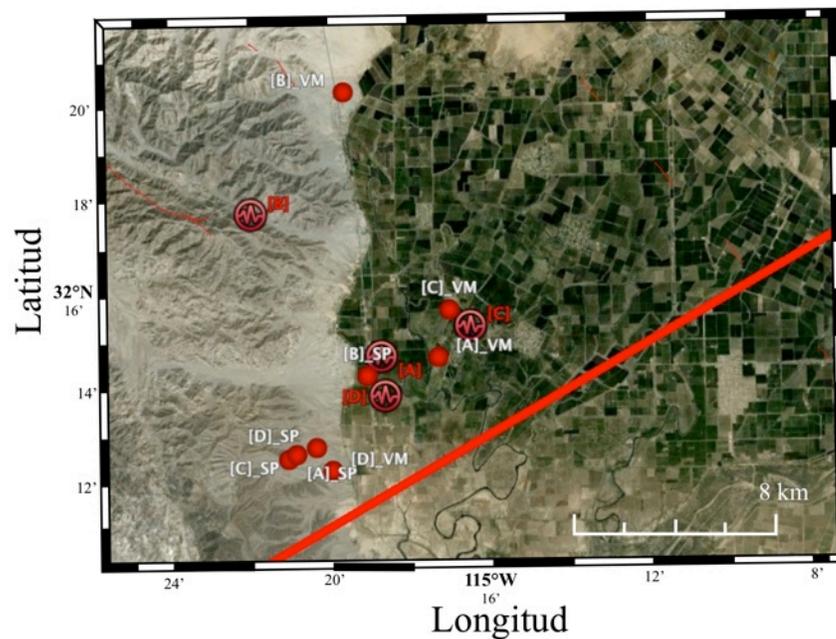
Como se explicó anteriormente es necesario tener un evento, de los cuatro seleccionados que actúe como TI. Ahora bien, para esta tarea recurrimos a los archivos de la base de datos de RESNOM que contienen los tiempos de arribo de los 4 eventos para realizar las relocalizaciones y así elegir un sismo que cumpla con los requisitos indicados en la sección II.2.3.2, para que nos sirva como TI.

Las relocalizaciones de los sismos candidatos fue hecha con los datos de RESNOM y anejando la información de las estaciones del PR. Se utilizó el modelo de las SPBC y el mode-

lo de VM para el cálculo hipocentral y de magnitud de cada sismo candidato. Este fue un proceso laborioso, ya que para las localizaciones se toman en cuenta diversos factores, como:

- Selección de estaciones para una buena cobertura azimutal ( $\text{gap} \approx 148$ ).
- Un buen análisis de las forma de onda para la correcta lectura de arribos **P**, **S** y amplitudes de la componente horizontal.
- Sopesar los residuales de ciertas estaciones (las que se encuentran en la provincia de las SPBC).
- Comparar las localizaciones hipocentrales de cada sismo candidato usando los dos modelos regionales.

Basados en la distribución epicentral (Figura 19) de las localizaciones, con ambos modelos, y en el **rms** de cada localización, se optó con elegir el sismo [C] para ser analizado por última ocasión y, así, ser usado como STI.



**Figura 19.** Localizaciones de los sismos candidatos a ser elegidos como TI. Los íconos redondos en forma de sismo representan los epicentros de esos eventos reportados por RESNOM. Las esferas rojas son las localizaciones de cada evento con el modelo de SPBC ([sismo]\_SP) y con el modelo de VM ([sismo]\_VM).

### III.1.2 Relocalización del STI

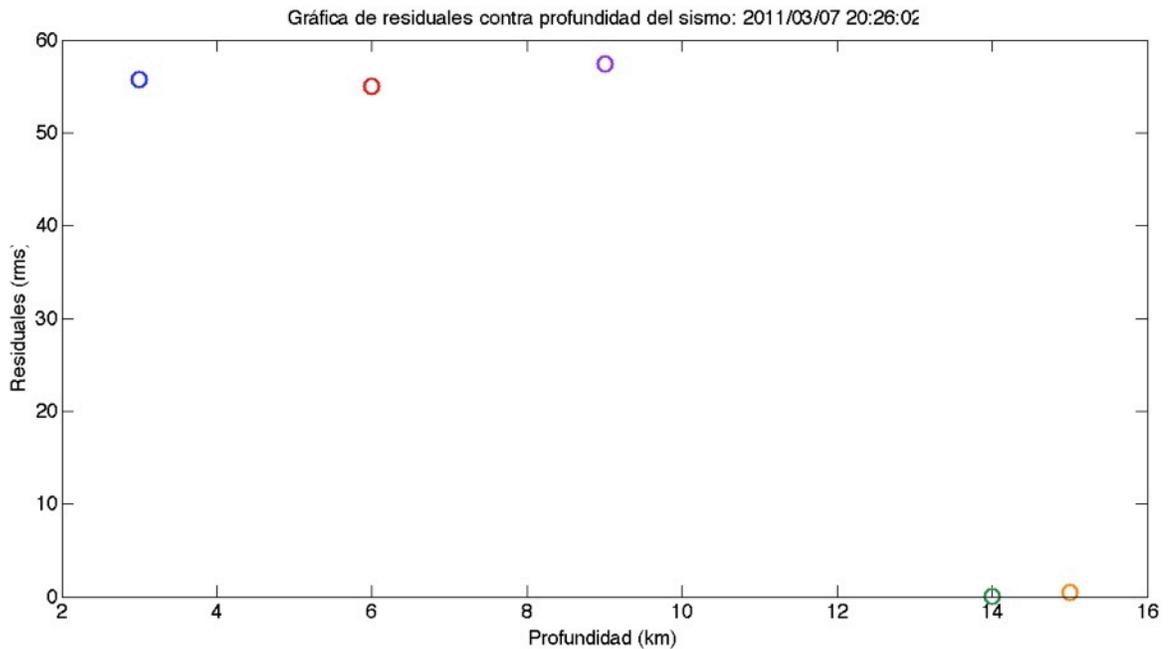
Ahora bien, el STI ha sido relocalizado usando los dos modelos regionales y las estaciones de RESNOM y del PR con el fin de obtener una mejor localización. La relocalización del STI se realizó con el modelo de Nava y Brune (1982), usando las estaciones: CBX, SPX, MBIG, CPX, 137, 144 y 148.

Fue necesario realizar más pruebas (localizaciones) con el fin de afinar la localización para iniciar el proceso de modelado de corteza, iniciamos por variar la profundidad, a fin de comprobar el hipocentro. La Figura 20 muestra cómo varían los valores **rms** en las localizaciones a medida que se cambian las profundidades.

En la literatura se encontró un artículo de localizaciones de las réplicas (255) del sismo El Mayor-Cucapah, Mw 7.2 del 4 de abril de 2010 (Castro *et al.*, 2011) en el que los autores utilizan un Modelo de 13 capas (Tabla III.1) modificado del perfil de refracción 6NNW-13SSE de Fuis *et al.* (1984), obtenido del estudio de la región del Valle Imperial, California, USA. Optamos por probar este modelo, ya que el STI ocurrió en la región en la que fue realizado el estudio de Castro *et al.* (2011).

**Tabla VI** – Modelo de 13 capas similar al del perfil 6NNW – 13 SSE de Fuis *et al.* (1984) usado por Castro *et al.* (2011, pág. 3074).

Espesor (km)	Velocidad de P (km/s)
0.00 - 1.00	2.00
1.00 – 2.00	2.50
2.00 – 2.50	3.00
2.50 – 3.50	3.50
3.50 – 4.00	4.00
4.00 – 5.00	4.50
5.00 – 6.00	5.00
6.00 – 10.00	5.50
10.00 – 11.00	5.65
11.00 – 13.00	5.85
13.0 – 16.00	6.60
16.00 - 40.00	7.2
40.00 -	8.0



**Figura 20.** Valores de los residuales de las localizaciones (círculos de colores) a medida que la profundidad varía: azul,  $rms = 55.7$ ; rojo,  $rms = 55$ ; morado,  $rms = 57.4$ ; verde,  $rms = 0.36$ ; naranja,  $rms = 0.5$ .

Tras realizar el análisis planteado en la sección **III.1.1**, para la localización de los 4 sismos, usando el modelo modificado de Fuis *et al.* (1984), se llegó a la localización hipocentral final del sismo [C] usando las estaciones: CBX, SPX, MGIG, CPX, 148, 144 y 137 (Tabla VII). La Figura 21 ilustra la distribución de las estaciones usadas para la relocalización final del sismo [C], así como la ubicación epicentral del mismo. La información de esta relocalización está contenida en la Tabla VIII junto a la información del TD.

La estación RMX de RESNOM (ubicada en La Rumorosa) no fue incluida debido a la falta de claridad en el arribo de las fases **P** y **S**. La distancia epicentral más cercana en la localización final es de 4.96 km (estación 157 del PR).

La relocalización final del hipocentro del sismo [C] es de: 32.248°N, 115.277°W con profundidad de 9.9 km y un **rms** de 0.17. Usando el modelo de las SPBC el hipocentro está en 32.193°N, 115.280° a 14.7 km de profundidad y un **rms** de 0.51. Usando el modelo del VM la relocalización del sismo es en 32.237°N, 115.320°O a 12.4 km de profundidad y un **rms** de 0.21.

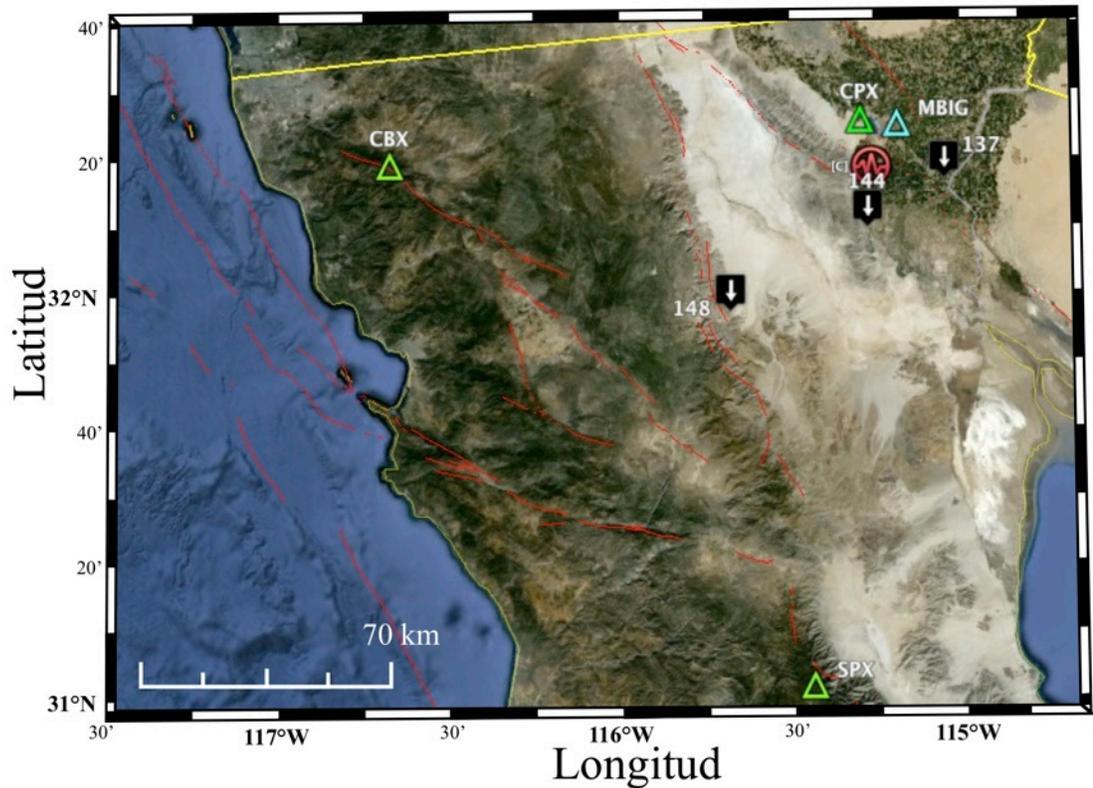
**Tabla VII** - Localización y características de las estaciones usadas en la relocalización de los 4 sismos candidatos a TI.

Estación	Latitud	Longitud	Elevación (m)	Grabadora	Sismómetro	Perteneciente a:
CBX	32.313666°	-116.663000°	1250.0	DAS-130	GTM-3ESPC	RESNOM
SPX	31.045166°	-115.463666°	2835.0	DAS-130	GTM-3ESPC	RESNOM
CPX	32.417800°	-115.304000°	180.0	DAS-130	GTM-3ESPC	RESNOM
MBIG	32.407200°	-115.198100°	2.0	Quanterra	STS-2	SSN
137	32.317280°	-115.064380°	20.0	46137	346	PR
144	32.200000°	-115.288000°	8.6	46144	341	PR
148	31.998000°	-115.687490°	270.0	46148	357	PR

**Tabla VIII** - Descripción de la explosión realizada en la frontera de SLRC (USA); 'tiro directo' y del sismo seleccionado como 'tiro inverso'.

Tiro	Fecha	Tiempo de origen UTC	Latitud	Longitud	Carga de explosivos, Magnitud	Profundidad (m)
Directo (Explosión)	2011-03-06	07:42:00.0	32.480605°	-114.737794°	1440 kg	40.3
Inverso (Sismo)	2011-03-07	20:26:09.7	32.248000°	-115.277000°	M <sub>w</sub> 3.4	14700.0

Es muy importante recalcar que el epicentro de la relocalización del STI no está sobre el PR, está a una distancia, tangencial al perfil, de ~3.5 km, dato que tiene que ser considerado en el proceso de modelado usando el STI.



**Figura 21.** Distribución de las estaciones que se usaron para relocalizar el sismo [C] usando el modelo modificado de Fuis *et al.* (1984). Los íconos de color negro representan las estaciones del PR, mientras que los triángulos verdes y azul son estaciones pertenecientes a RESNOM y al SSN, respectivamente. El ícono redondo, rojo, indica el epicentro final del evento [C].

### III.2 Ensamblaje

Hasta este punto fue utilizado SeisAn para realizar los procesos iniciales para el estudio (lecturas de tiempos de arribo, localización del sismo seleccionado y cálculo de su magnitud). En las siguientes secciones se presenta los resultados obtenidos, con el uso de distintos softwares, durante la búsqueda del modelo de corteza a lo largo del perfil.

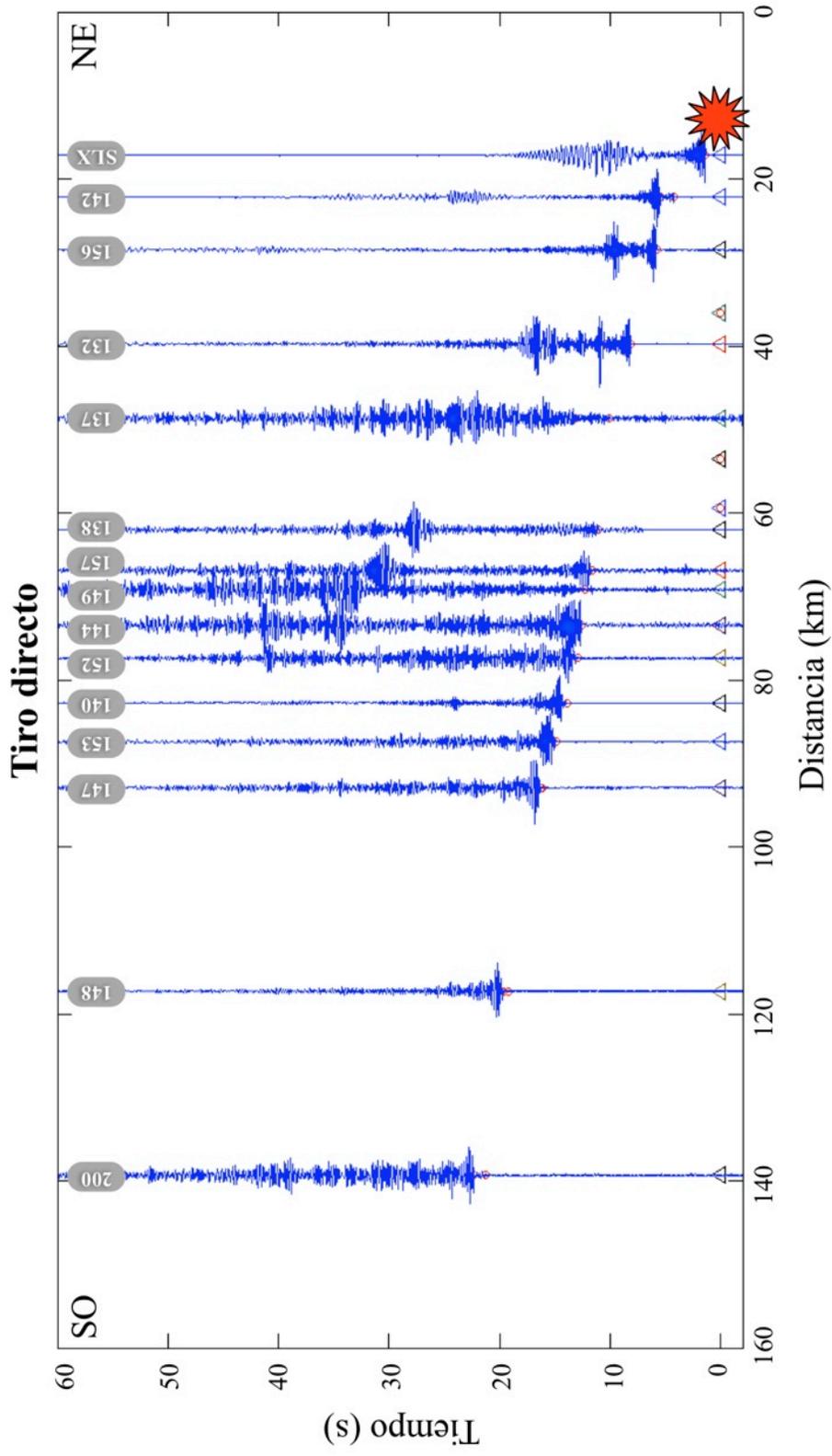
Para realizar el análisis de refracción a lo largo del PR, es necesario realizar el ensamblaje de cada tiro, TD y STI. El programa SeisAn no permite realizar tal acomodo de trazas, por

lo que escribí un programa en el ambiente de Matlab para ordenar las trazas de los registros en la posición indicada (distancia de cada estación respecto a la explosión).

Para facilitar la lectura de cada traza por el *script* hecho en Matlab, se convirtieron los archivos de la base de datos: de SEISAN binario a SEISAN ascii. La presentación del ensamblaje de cada tiro, es mostrado en dos secciones.

### **III.2.1 Ensamblaje TD**

El ensamblaje correspondiente al Tiro Directo (explosión del proyecto Salton) se realizó sobre el perfil NE-SW. Este perfil es graficado de derecha a izquierda, teniendo en la parte derecha del ensamblaje, la zona sur de SLRC y en el extremo izquierdo del perfil, la zona cercana a Laguna Hanson, Sierra Juárez. En este ensamblaje no fueron incluidas las señales de las estaciones 133, 145 y 128, debido a las razones expuestas en la sección **II.2.2**. La componente vertical de la estación 149 fue remplazada (ya que no contenía el registro de la explosión) por la componente N-S. Otro de los elementos que se tiene que recalcar es que se agregaron ~10 km previos al sitio de la explosión y ~10 km posteriores a la posición de la última estación (200) sobre la línea del PR. La Figura 22 muestra el ensamblaje del TD normalizado con los elementos expuestos en este párrafo.



**Figura 22.** Ensamblaje del TD. En el eje de las abscisas se encuentra el sismograma correspondiente a cada estación del perfil ( $dx$ ), mientras que en el eje de las ordenadas está el tiempo ( $s$ ). Los triángulos indican la ubicación de cada estación sobre el perfil. Las 3 estaciones: 133, 145 y 128 en las que los registros no fueron útiles, están indicados por triángulos con un círculo rojo inscrito. La ubicación de la explosión está representada por el ícono rojo. El código de cada estación está indicada en el interior de un óvalo gris al final de cada sismograma.

### III.2.1.1 Lectura de los primeros arribos, TD

Como primer paso para el modelado se realizan las lecturas de los primeros arribos en los sismogramas con el uso de SeisAn, y son esenciales como parámetro de entrada (archivo **tx.in**) en el programa RAYINVR.

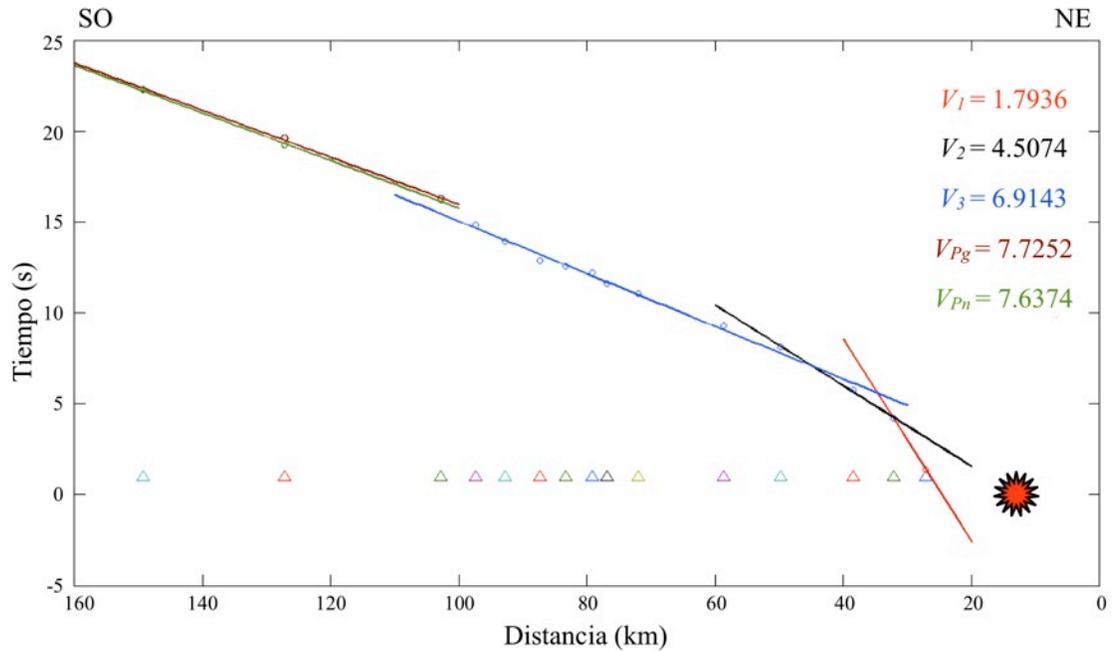
Es importante mencionar que en las estaciones 147, 148 y 200 se aprecia un arribo previo a la onda  $P_g$  (onda que viaja sólo en la corteza) que se identificó como la onda  $P_n$  (onda refractada en la discontinuidad de Mohorovicic). Esto se aprecia con mayor detalle en el ensamblaje de la Figura 24.

Como ejercicio en el caso del Tiro Directo, construimos la curva de tiempos de recorrido contra distancia con el fin de encontrar “Velocidades Preliminares”. Esto es: al identificar un conjunto de observaciones que tengan una tendencia similar se les aplica un ajuste lineal. A continuación se calcula el inverso de la pendiente de la recta obtenida para estimar la velocidad asociada al conjunto seleccionado (Figura 23).

Las velocidades calculadas con base en el análisis de la curva de tiempo-distancia de la Figura 23 están contenidas en la Tabla IX junto con la probable capa asociada a cada velocidad. Esto es: las velocidades encontradas en cada conjunto servirán como parámetro de inicio en el modelado de la estructura de velocidades del perfil, por ello el nombre de “Velocidades Preliminares”.

**Tabla IX** - Relación entre los conjuntos identificados en las observaciones, la cantidad de lecturas en cada grupo, el color asociado (Figura 23), la velocidad calculada y la capa y/o onda asociada; parámetros necesarios para el inicio del modelado de estructura de corteza.

Conjunto	Número de observaciones	Color asociado	Velocidad
1	2	Rojo	1.79
2	3	Negro	4.51
3	7	Azul	6.91
4	3	Café	7.73
5	3	Verde	7.64



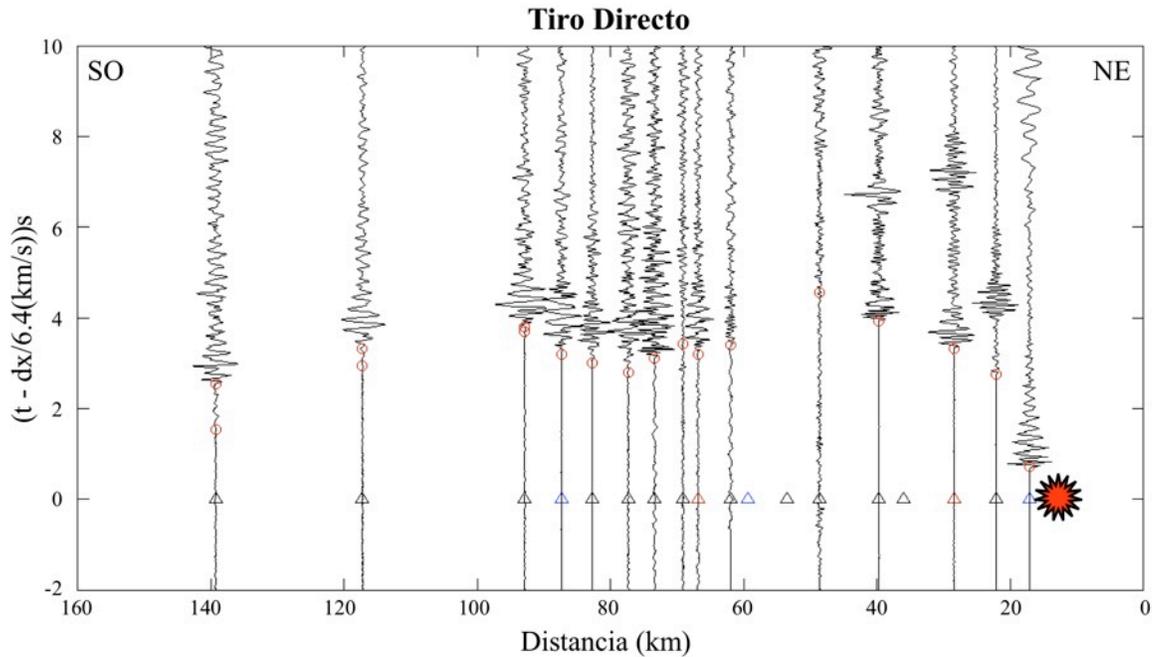
**Figura 23.** Grupos de observaciones identificados en el ensamblaje y la velocidad calculada para cada conjunto. Las observaciones de distintos colores tienen velocidades asociadas a cada conjunto de lecturas realizadas a los sismogramas, las rectas de distinto color son los ajustes lineales hechas a las observaciones. Las velocidades de cada recta se ilustran en la esquina superior derecha de la gráfica. Los triángulos representan la posición de las estaciones sobre el PR. El ícono rojo, la ubicación de la explosión (TD).

Es necesario recalcar que las lecturas de los primeros arribos de los conjuntos 1, 2, 3 son arribos, también, de la onda  $\mathbf{P}_g$ , pero para fines de una fácil identificación de los conjuntos se nombraron de distinta manera. Otro elemento apreciado en la Figura 23, y que se aclaró en la sección **II.1.1**, es que en la región de Laguna Salada (104.3 a 126.3 km del PR) fue imposible instalar una mayor cantidad de estaciones. Lo cual deriva en tener pocos sismogramas, en esa zona del perfil, y por ende pocas observaciones (3 observaciones, rectas color café y verde).

### **III.2.1.2 Ensamblaje TD con tiempo reducido**

Con el fin de apreciar mejor los sismogramas y los tiempos de arribo leídos en las trazas del TD, se realiza la corrección de tiempo, esto es: aplicar la reducción de tiempo (ecuación 7) a cada sismograma con base en su posición en el perfil respecto a la explosión y a la velocidad de reducción de las ondas  $\mathbf{P}$  de 6.4 km/s para la región (Núñez-Cornú *et al.*, 1996).

El ensamblaje del TD con el tiempo reducido normalizado se aprecia en la Figura 24. Además de eso, se analiza sólo una sección de los sismogramas y no toda como en la Figura 22, con el fin de apreciar con mayor detalle los distintos arribos en los sismogramas, en especial las lecturas hechas en las 3 estaciones más alejadas de la explosión, las cuales presentan el arribo  $\mathbf{P}_n$ , previo a la onda  $\mathbf{P}_g$ .



**Figura 24.** Ensamblaje del Tiro Directo con el tiempo reducido. En cada una de las trazas, correspondiente a cada estación (ver Figura 22), se anexa la lectura (círculos rojos) de los arribos de la onda **P**. Es relevante ver cómo en las estaciones 200, 148 y 147 (~95 a ~140 km) se aprecian 2 lecturas correspondientes a los arribos **P<sub>n</sub>** y **P<sub>g</sub>**. El ícono rojo indica la posición de la explosión (TD).

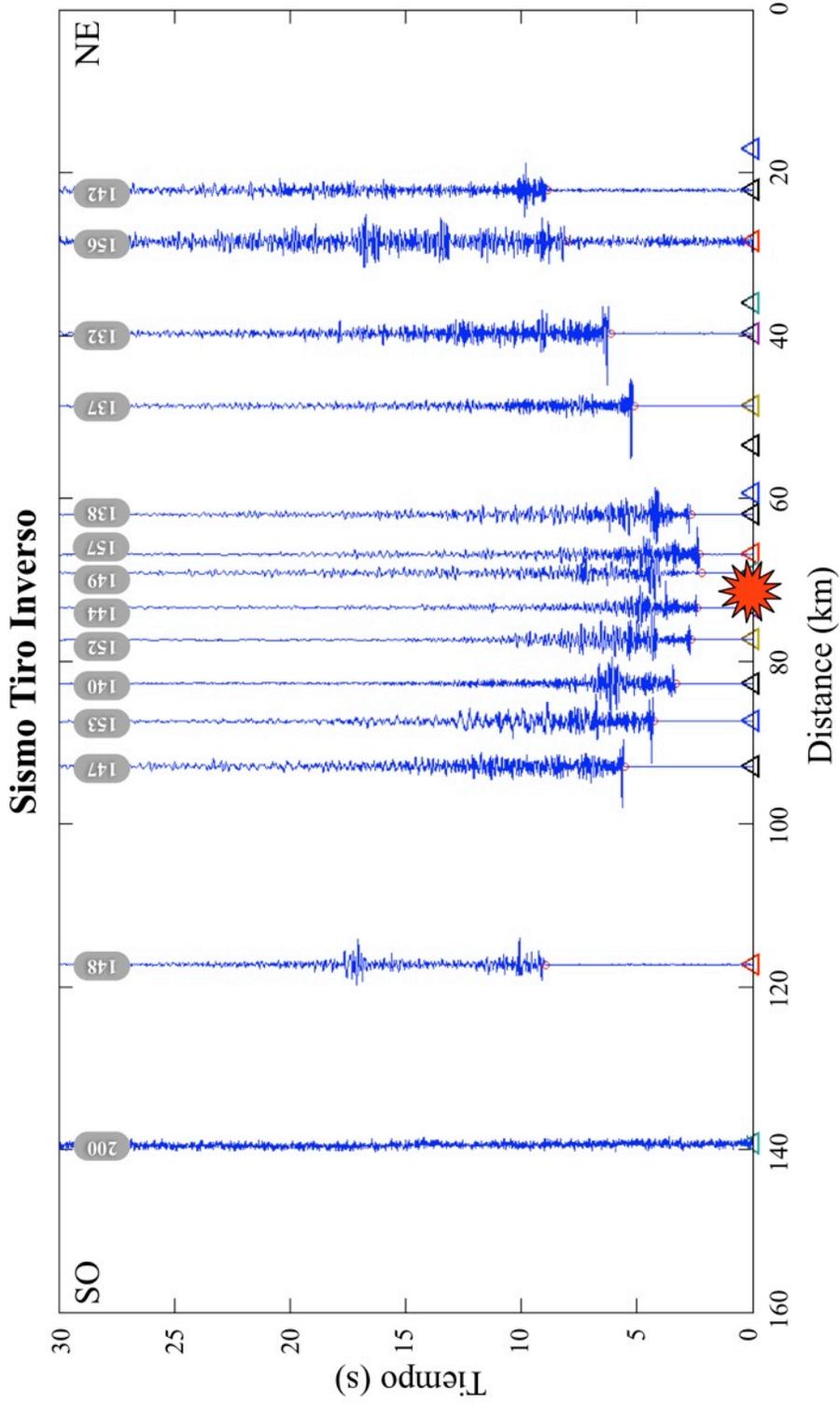
### III.2.2 Ensamblaje STI

A continuación, se realizará el ensamblaje del STI normalizado registrado en las estaciones del PR. En la base de datos del STI, como en los demás sismos candidatos a STI, no se contó con la señal de la estación SLX, ya que la estación sólo registra los eventos por el algoritmo de disparo STA/LTA y no de manera continua. Para los cuatro sismos no se activó dicho algoritmo, por lo cual no se tienen los sismogramas necesarios para su integración al análisis del STI.

Al igual que con el TD se realizan las lecturas de los primeros arribos en los sismogramas en SeisAn. Por tratarse de un sismo, esta sección (correspondiente al ensamblaje del STI),

no se realizó un análisis de velocidades a las lecturas del STI (inverso de las pendientes en los ensamblajes) como se hizo en la sección **III.2.1.1**. Lo anterior debido a que las localizaciones, por más refinadas que sean, tienen una componente de error en el tiempo de origen y en su localización hipocentral, factor por el cual su precisión es menor con respecto a una explosión controlada (TD).

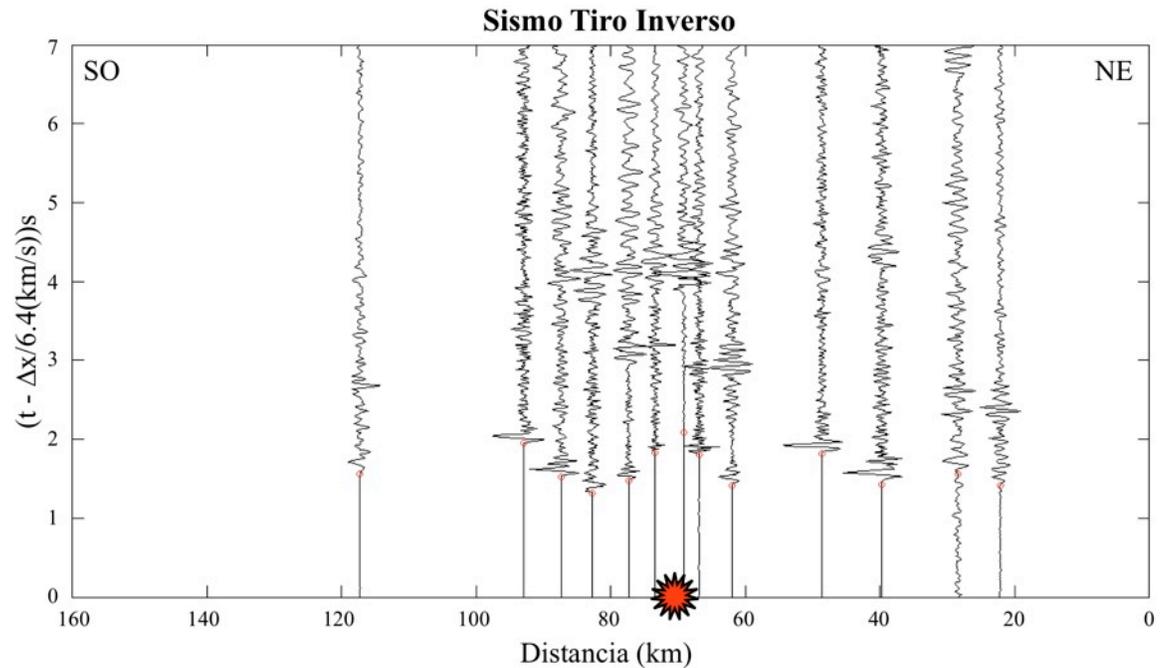
En las lecturas de primeros arribos del STI no se aprecia el arribo de la onda  $P_n$  como en el TD. El ensamblaje del STI de la Figura 25 muestra las trazas de las estaciones del PR, excepto las estaciones: SLX, 133, 145 y 128, por motivos anteriormente mencionados. Al igual que en el TD, la componente vertical de la estación 149 no contiene información, por lo que se utiliza la componente de mayor razón señal/ruido, en este caso, la N-S. Otra de las particularidades del ensamblaje es que la estación 200 (banda ancha) no capturó el sismo STI en ninguna de sus componentes, para ilustrar el problema se anexó la traza de esa estación en el ensamblaje del STI. La longitud total del perfil, al igual que en el TD, es de 160 km;  $\sim 10$  km previos a la explosión y  $\sim 10$  km posteriores a la última estación (200) del PR.



**Figura 25.** Ensamblaje del STI. En el eje de las abscisas se encuentra el sismograma correspondiente a cada estación del perfil ( $dx$ ), mientras que en el eje de las ordenadas está el tiempo ( $s$ ). Los triángulos de distintos colores están en el lugar donde debe estar cada estación sobre el perfil. Las 4 estaciones: SLX, 133, 145 y 128 en las que no se tiene registro están en blanco. La posición del sismo está representada por el ícono rojo. El código de cada estación está indicada en el interior de un ovalo gris al final de cada sismograma.

### III.2.2.1 Ensamblaje STI con tiempo reducido

El ensamblaje normalizado del STI con velocidad de reducción ( $V_r$ ) de 6.4 km/s, al igual que la usada con el TD, se muestra en la Figura 26. Ya que la estación 200 no contribuye con información al perfil, no se incluye la traza en las figuras posteriores.



**Figura 26.** Ensamblaje del Sismo Tiro Inverso con el tiempo reducido. En cada una de las trazas, correspondiente a cada estación (ver Figura 25), se anexa la lectura (círculos rojos) de los arribos de la onda **P**. El ícono rojo indica la posición epicentral del sismo sobre el perfil.

### III.3 Modelos de velocidades de corteza

En ésta y las siguientes secciones restantes se presentarán los resultados del proceso de modelado de la estructura de velocidades a lo largo del perfil de refracción. Tal y como lo describe el diagrama de flujo de la Figura 17, se realizaron los ajustes de tiempo calculado (obtenidos con el trazado de rayos) al tiempo observado (lecturas de los arribos **P**). Así como

la comparación de tiempos calculados con el ensamblaje, en tiempo reducido, a fin de identificar arribos posteriores a los de la onda **P**.

Una vez teniendo el modelo preliminar (derivado del análisis hecho en RAYGUI) se corroborará el modelo usando los programas TRAMP y PLTSYN que calculan las amplitudes y grafican los sismogramas sintéticos del modelo, respectivamente. El cálculo de los sismogramas sintéticos, amplitudes de los rayos, es muy importante para la comparación cualitativa de las amplitudes de sismogramas calculados con los sismogramas reales (Ensamblaje).

El modelado de velocidades de corteza se inició con las lecturas del TD, ya que ellas provienen de una fuente controlada, en tiempo y espacio. Los datos del STI servirán para corroborar, y en su caso modificar el modelo resultante del TD.

### **III.3.1 Modelo tiro directo; ajuste en tiempo, trazado de rayos y sismogramas sintéticos**

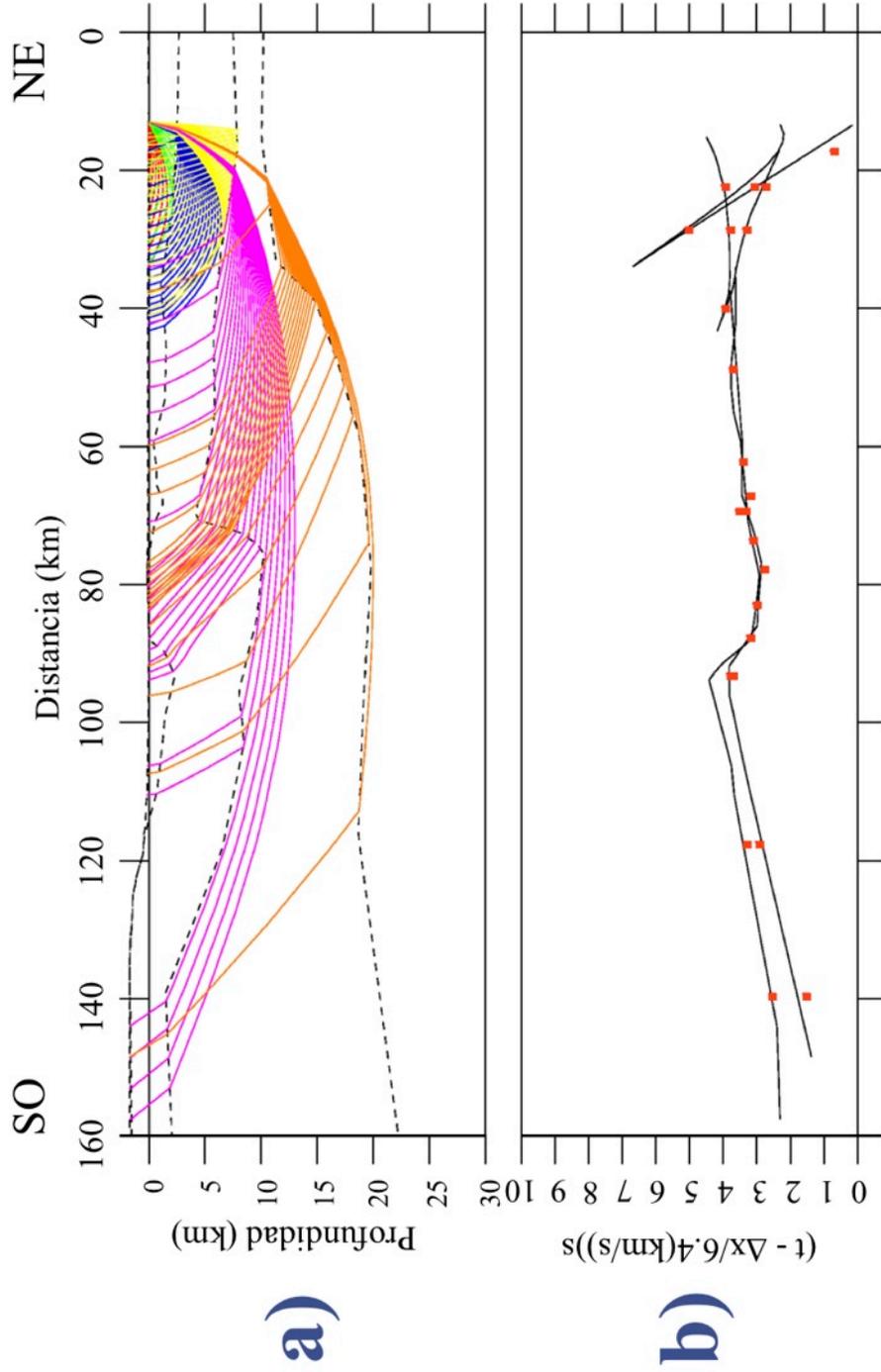
El proceso para el modelo de estructura de velocidades de corteza usando el TD inicia con definir en el programa (RAYGUI) la topografía de la superficie (altimetría del perfil). El proceso de modelado se explica en el diagrama de flujo de la Figura 17, pero es necesario realizar un par de observaciones para la comprensión correcta del procedimiento realizado.

Una vez teniendo la topografía superficial se procede con la adición de una capa plana a 5 km de profundidad. Por medio de una extensa cantidad de estudios realizados a las zonas de Laguna Salada y el Valle de Mexicali, detallados en el primer capítulo, se sabe que dichas regiones son cuencas rellenas de sedimentos del delta del Río Colorado (Lomnitz *et al.*, 1970). Estas cuencas, Laguna Salada y el Valle de Mexicali, están divididas por el afloramiento cristalino de la Sierra El Mayor. Por ende, la primera capa, en profundidad, no puede ser una estructura continua a lo largo del perfil. Razón por la cual esta primera capa debe tener una topografía que ilustre las condiciones de cuenca en esta capa.

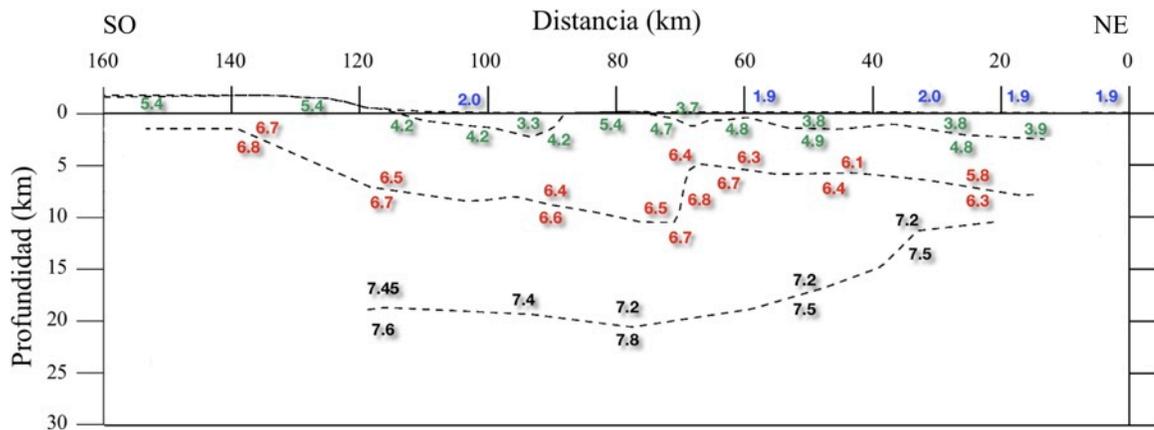
Los resultados obtenidos del análisis de las pendientes de los primeros arribos (sección **III.2.1.1**), velocidades de capas, servirán para tener una velocidad preliminar que se asociará de manera secuencial a las capas a medida que se avance en el modelado de capas, cada vez más profundas. Tanto la topografía de cada capa así como el gradiente de velocidades de la misma cambiará a medida que se avance en el análisis de rayos; ajustar los tiempos de viaje calculados con las lecturas de los sismogramas del perfil.

El proceso de modelación directa con tiempos de recorrido es laborioso, ya que el ajuste de la topografía y la velocidad de cada capa se realiza manualmente. Es importante mencionar que en el modelado no se realizó ningún proceso de inversión para el ajuste automático de profundidad y/o velocidad de las capas. Esto se debe a que se deseaba tener control absoluto en el proceso de modelado. Ya que en ciertas situaciones, la información geológica conocida (por ejemplo: las cuencas de LS y VM), es relevante, por lo que es importante estar involucrado totalmente en el proceso de modelación para la correcta inserción de dicha información.

Resultaría tardado incluir en este trabajo todo el proceso de modelado implícito en el diagrama de flujo de la Figura 17, esto es: cómo se fueron agregando capas a profundidad, cambiando su topografía, su velocidad, para ajustar los tiempos calculados a los observados. Por esta razón se mostrará la versión final del modelo, aquella que ajusta a las lecturas realizadas al ensamblaje del TD. La Figura 27.b ilustra el ajuste de tiempos calculados (curvas color negro) a los tiempos observados (barras color rojo) del TD. La Figura 27.a muestra la trayectoria de los rayos provenientes de la explosión a través del MEVC generado. Para un análisis más detallado se presenta la Figura 28, la cual contiene el MEVC a partir del TD. Esta figura contiene únicamente las interfases entre capas, sin el trazado de rayos que presenta la Figura 27, pero con los valores de velocidad en la parte superior e inferior de cada interfaz.



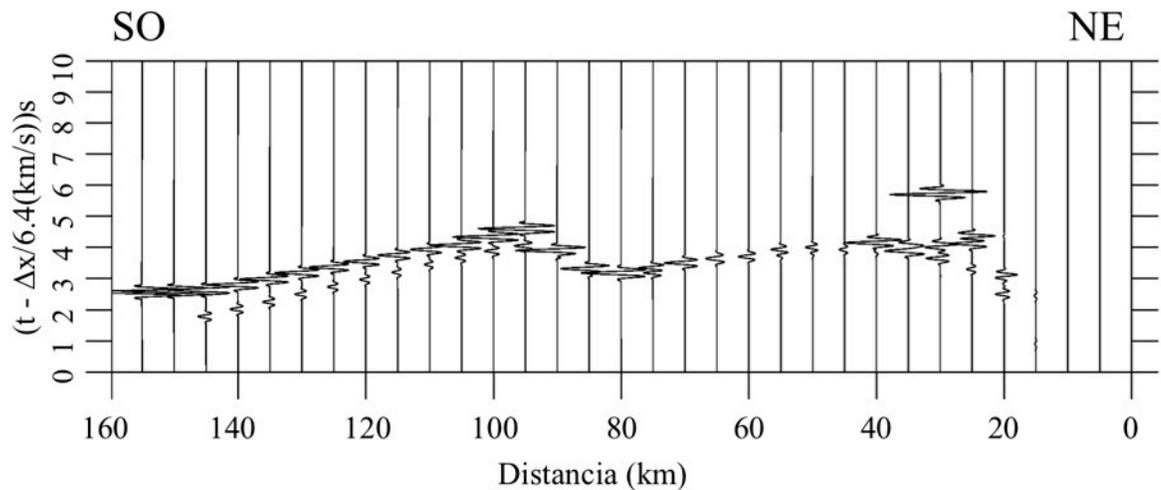
**Figura 27.** Modelado de la estructura de velocidades para el TD. **a)** Modelo de 3 capas del PR. Las líneas punteadas representan la interfaz entre cada capa. Las líneas de colores representan los rayos que viajan (refractados y reflejados) a través del modelo y el punto del que surgen es la ubicación de la explosión. **b)** Ajuste de tiempos de viaje de los rayos (tiempos observados, líneas negras) con las observaciones en los sismogramas (barras color rojo).



**Figura 28.** MEVC a partir del TD. Se presenta un modelo de 3 capas, delimitadas por la línea negra punteada. Los valores de color azul, son las velocidades en la parte inferior de la superficie libre; los valores color verde indican velocidad superior e inferior de la primera interfaz; los valores color rojo, velocidades superiores e inferiores de la segunda interfaz; valores color negro, velocidades superiores e inferiores en la última interfaz.

Teniendo el modelo generado con RAYGUI, se procede a calcular las amplitudes con el programa TRAMP y los sismogramas sintéticos con el programa PLTSYN. Esto se hace para verificar que las velocidades de las capas sean las correctas. Para ello se comparan las amplitudes de los sismogramas sintéticos con las amplitudes de los sismogramas normalizados del ensamblaje con tiempo reducido. Al comparar cualitativamente las amplitudes entre ambos sismogramas se encuentran pequeñas inconsistencias, las cuales tiene que ser ajustadas modificando las velocidades de las capas así como la topografía en las interfases de las mismas. Este proceso se explica en la última parte del diagrama de flujo de la Figura 17.

Ya que en este capítulo sólo se presenta el MEVC obtenido tras realizar todos los cálculos indicados en la metodología, en la Figura 29 se presentan los sismogramas sintéticos generados a partir de la versión final del MTD. Las amplitudes de estos sismogramas están ajustadas (por medio del gradiente de velocidades de las capas) para asemejen las amplitudes normalizadas del ensamblaje con tiempo reducido del TD.

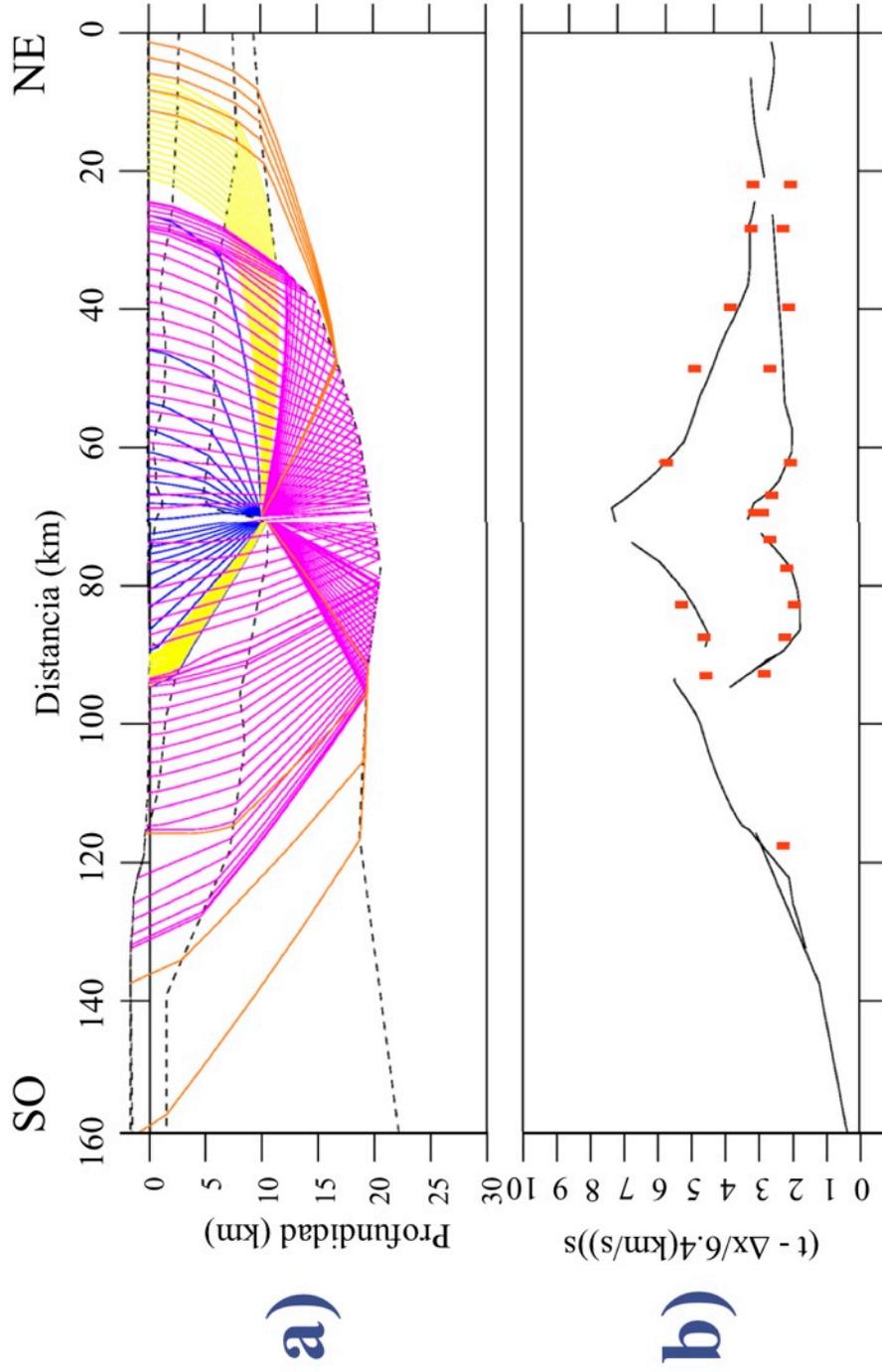


**Figura 29.** Sismogramas sintéticos generados a partir del MEVC del Tiro Directo. El eje 'x' representa la distancia sobre el PR y el eje 'y', el tiempo reducido. La fuente de energía para la simulación de estos sismogramas sigue siendo la explosión, ubicada en el mismo sitio sobre el perfil.

Con esta gráfica concluyen los resultados del proceso de modelado con el Tiro Directo.

### III.3.2 Modelo sismo tiro inverso; ajuste en tiempo, trazado de rayos y sismogramas sintéticos

En este caso el proceso de modelado se parte del modelo obtenido a partir del TD, eso no indica que el trabajo será más sencillo. El propósito de tener un Tiro Inverso, o en este caso un STI, es corroborar, y si es necesario, ajustar, el modelo generado con el Tiro Directo. Ya que no se cuenta con una fuente controlada que sea el Tiro Inverso, se debe tener cuidado en el análisis del modelo usando un sismo como Tiro Inverso. Al tratarse de un sismo, se pueden tomar ciertas consideraciones, como es el ajuste de la profundidad y tiempo de origen del STI. Como se señaló en la sección III.1.2 el STI está ~3.5 km fuera del perfil, por lo que la estructura del modelo, cercana a la ubicación del sismo debe ser ajustada también.

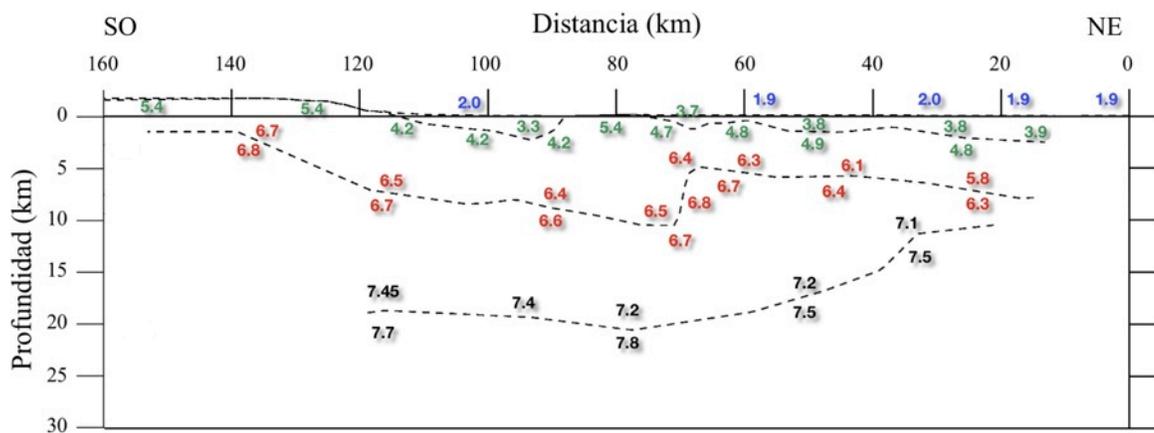


**Figura 30.** Modelado de la estructura de velocidades para el STI. **a)** Modelo de 3 capas del PR. Las líneas punteadas representan la interfaz entre cada capa. Las líneas de colores representan los rayos que viajan (refractados y reflejados) a través del modelo y el punto del que surgen es la ubicación del STI. **b)** Ajuste de tiempos de viaje de los rayos (tiempos observados, líneas negras) con las observaciones en los sísmogramas (barras color rojo). El eje 'y' es el tiempo reducido.

El modelo generado a partir del Modelo Tiro Directo y ajustado con el STI se presenta en la Figura 30.a. En este modelo la ubicación de la fuente es la proyección sobre el perfil del hipocentro del STI, haciendo algunos ajustes que serán mencionados en el **Capítulo IV**. El ajuste de tiempos calculados con los observados está contenida en la Figura 30.b.

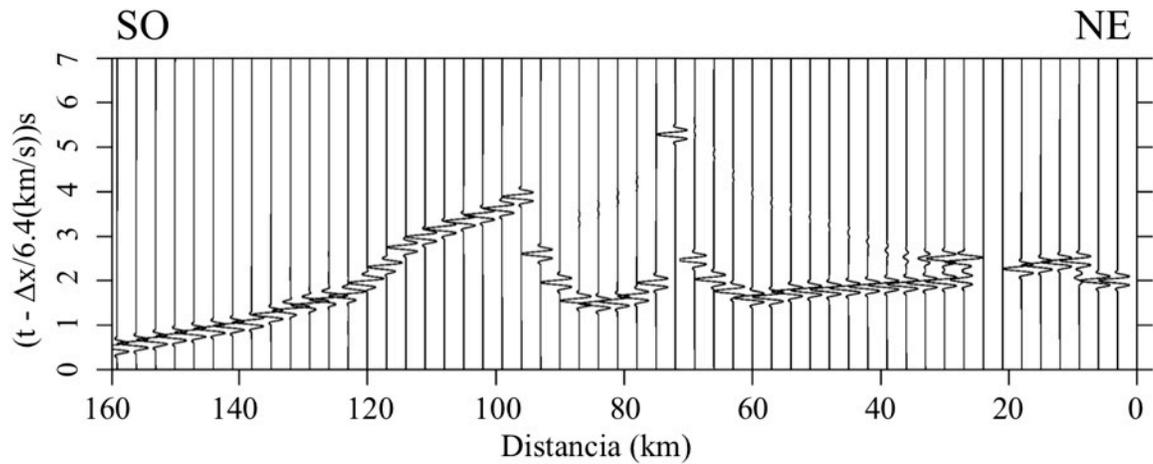
Este modelo (MSTI) carece de 2 estaciones que se utilizaron en el Modelo Tiro Directo: SLX y 200, las que se encontraban ubicadas en los extremos del PR y que habrían aportado más datos para el modelado.

Ya que en la Figura 30.a no aparecen las velocidades de cada interfaz, se presenta la Figura 31, la cual indica las interfases entre capas y el gradiente de velocidades de las mismas.



**Figura 31.** MEVC a partir del STI. Se presenta un modelo de 3 capas, delimitadas por la línea negra punteada. Los valores de color azul, son las velocidades en la parte inferior de la superficie libre; los valores color verde indican velocidad superior e inferior de la primera interfaz; los valores color rojo, velocidades superiores e inferiores de la segunda interfaz; valores color negro, velocidades superiores e inferiores en la última interfaz.

Al igual que en el proceso de modelado con el TD, se generan las amplitudes de STI con el fin de ajustar los gradientes de velocidades en las capas del modelo. Este ajuste se realiza comparando cualitativamente las amplitudes de los sismogramas sintéticos con el ensamblaje con tiempo reducido normalizado del STI. Tras el proceso de ajuste de velocidades y gradientes se presenta sólo los sismogramas sintéticos del modelo final a partir del STI (Figura 32).



**Figura 32.** Sismogramas sintéticos generados a partir del MEVC del Sismo Tiro Inverso. El eje 'x' representa la distancia sobre el PR y el eje 'y', el tiempo reducido. La fuente de energía para la simulación de estos sismogramas es la proyección sobre el perfil de refracción del hipocentro ajustado del sismo [C].

Hasta este punto se presentan los resultados obtenidos con el análisis realizado a ambos tiros (TD y STI). Tras haber realizado la metodología descrita en el **Capítulo II** se obtuvieron dos modelos: Modelo Tiro Directo y Modelo Sismo Tiro Inverso, los cuales serán comparados y analizados a detalle en el siguiente capítulo.

## Capítulo IV

---

### Discusión

---

Una parte importante en el análisis de los modelos resultantes (Modelo TD y Modelo STI) es buscar información que complemente el presente estudio con el fin de tener la mayor cantidad de elementos posibles para el refinamiento y robustecimiento de los modelos.

Una vez complementados los modelos se procede a realizar un análisis, lo más a detalle posible, de los mismos. En primera instancia se comparan los modelos entre si; buscando similitudes y/o diferencias y tratar de explicarlas. Después se realiza una comparación de los modelos resultantes con los modelos existentes (descritos en la sección **I.3** y **II.1.2**) tratando de validar los resultados.

#### **IV.1 Complementación de los modelos con información adicional**

Con el objetivo de obtener un modelo lo más completo posible es necesario apoyarse en estudios próximos al perfil (~ 5 km): sísmica de reflexión, gravimetría, estudios de resistividad, etc.

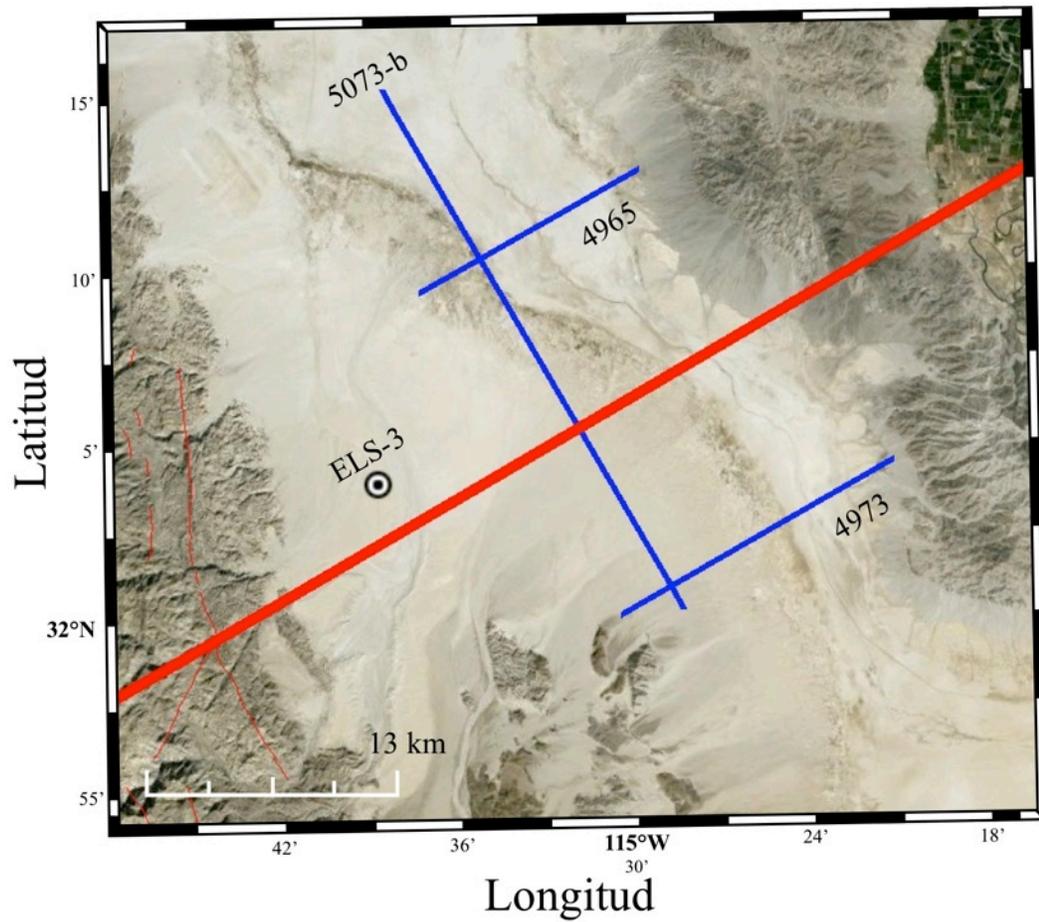
Como se menciona en la sección II.1.1 los estragos de las lluvias (terreno inaccesible) en la región de la Laguna Salada derivó en la incapacidad de colocar estaciones en dicha zona por lo que se tiene un ‘hueco’ de datos entre las estaciones 147 y 148 de aproximadamente 20 km. La falta de registros es apreciable en los ensamblajes del Tiro Directo y del Sismo Tiro Inverso, Figuras 22 y 25, respectivamente. Al no contar con información para esta sección del PR, se buscaron estudios que pudieran aportar información al modelo.

El estudio de Gallardo (Comunicación personal, 2012) incluye un análisis de los siguientes 3 perfiles sísmicos en el sur de la Laguna Salada:

- El perfil 4965, alejado 10 km al NNO del PR, es paralelo desde 89.81 km hasta 102.43 km del PR.
- El perfil 4973, alejado al SSE 9 km es paralel desde ~85 km hasta ~100 km del PR.
- El perfil 5073-b intersecta perpendicularmente al PR en los 99.29 km del PR.

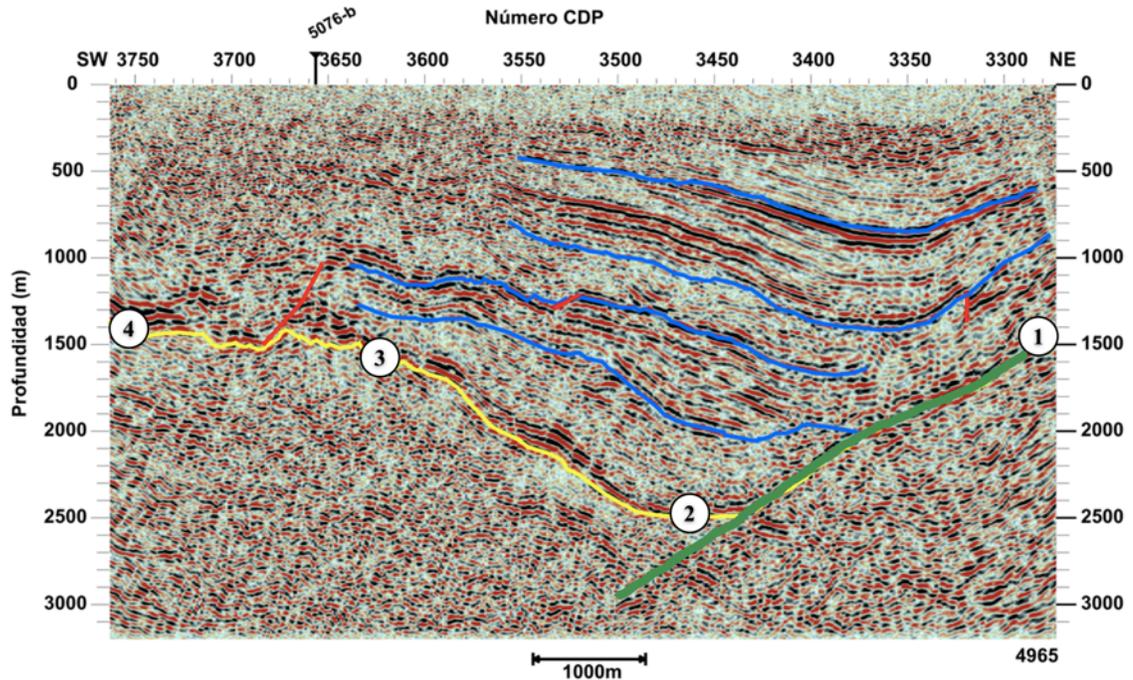
Los perfiles anteriores fueron analizados utilizando técnicas de sísmica de reflexión, auxiliándose de un estudio estratigráfico de Martin *et al.* (2001) con pozos realizados por Comisión Federal de Electricidad (CFE). El pozo ELS-3 es el más próximo (3 km) al PR en la zona de la Laguna Salada y aportará información para esa parte del PR. La Figura 33 muestra la ubicación de los perfiles mencionados así como de la ubicación del pozo ELS-3.

La información del estudio de los perfiles de reflexión aportará información de la profundidad a la que el autor, Gallardo-Mata (2013), identifica el basamento cristalino (base de roca sobre la cual se depositaron los sedimentos). Para ello se selecciona el perfil 4965, ya que el perfil 4973 aunque se encuentra 1 km más cercano al PR está fuertemente influenciado, en el extremo sur-oeste, por la parte norte de la Sierra Las Tinajas (haciendo más somero el basamento cristalino).



**Figura 33.** Perfiles sísmicos de reflexión (líneas azules) cercanos al PR en la región de La Laguna Salada (Gallardo, 2013). El punto negro con leyenda ELS-3 ilustra la ubicación del pozo y la línea roja es el PR.

Basados en la información proporcionada por el perfil 4965 se toman 4 puntos representativos (puntos del 1 al 4 de la Figura 34) de los cuales se obtendrán las profundidades para ser asociadas al PR. Estos datos aportan información de la cuenca Laguna Salada. Además, el pozo ELS-3 (punto 5, **Tabla X**) proporciona información sobre la profundidad en la que se encuentra el basamento cristalino: 733.33 m, en el kilómetro 109.88 del PR. La información de las profundidades del basamento cristalino de Laguna Salada está contenida en la **Tabla X**. Esta información será integrada en los modelos resultantes del TD y STI.



**Figura 34.** Trazas ordenadas por *Common Depth Point* (CDP; Punto de reflejo Común) del perfil sísmico de reflexión, 4965. En línea amarilla se delimita el basamento cristalino de la Laguna Salada. Las líneas azules delimitan las distintas capas identificadas en la cuenca. La línea verde traza el echado de la falla Cañada David y los círculos blancos con números inscritos indican los puntos usados para complementar el MEVC. Imagen proporcionada por Clemente Gallardo (comunicación personal, 2012).

**Tabla X** - Relación de profundidad respecto a la distancia (sobre el PR) del basamento cristalino de la cuenca Laguna Salada.

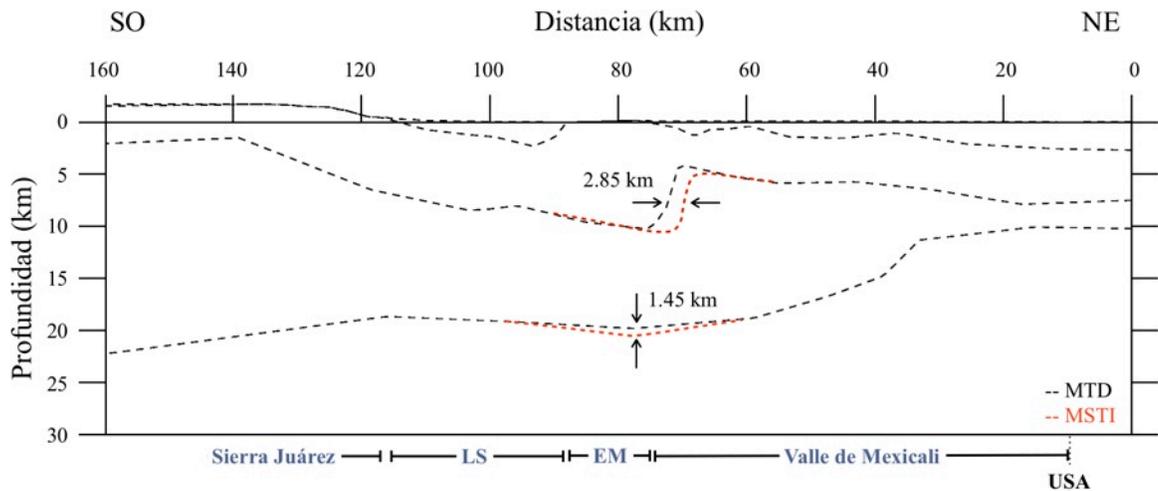
Puntos complementarios al MEVC	Distancia Sobre el PR	Profundidad (m)
1	89.81	1450.00
2	93.25	2500.00
3	99.29	1450.00
4	102.43	1400.00
5	109.88	733.33

#### IV.2 Comparación entre modelos: MTD - MSTI

Habiendo incluido los datos de la profundidad del basamento cristalino que cubren desde ~ 90 km hasta ~ 110 km del PR se procede a comparar ambos modelos. La Figura 35 ilustra los modelos MTD y MSTI. En este punto se muestra solamente las regiones con información por estar cubiertas por las trayectorias de los rayos. En la comparación de modelos se aprecia en torno a ~ 70 km del perfil lo siguiente:

- Para la discontinuidad entre la capa 2 y 3: La interfaz del MSTI se encuentra 2.85 km hacia el este con respecto al MTD.
- Para la discontinuidad entre la capa 3 y lo que se encuentra debajo de ella, entre 60 y 90 km del perfil: La interfaz del MSTI se encuentra 1.45 km (en su parte más profunda) debajo del MTD.

La sección III.1.2 indica que el epicentro del STI está ~ 3.5 km alejado hacia el norte del PR. Esto corresponde a la zona cercana a los 70 km de los modelos. Ya que el sismo no se encuentra sobre el perfil, se tiene que considerar un efecto tridimensional en torno a 70 km del PR. Esto explica el por qué de las diferencias en estructura entre el MTD y el MSTI.



**Figura 35.** Comparación entre el MTD (línea punteada negra) y el MSTI (línea punteada roja). Se indican las diferencias espaciales de ambos modelos con flechas negras.

En cuanto al gradiente de velocidades de las capas de ambos modelos y, basados en las Figuras 28 y 31 las velocidades son las iguales, no obstante, en ciertos puntos la diferencia entre velocidades (MTD y MSTI) es de 0.1 km/s.

En este punto es necesario aclarar que la última interfaz del MEVC es interpretada como la división entre la corteza y Manto Superior. Este argumento es sustentado por las refracciones de los rayos (color naranja de la Figura 27) en el semiespacio del modelo corresponden a los arribos de la onda  $P_n$  (onda refractada en el manto superior). El moho tiene una profundidad de 10 km en la frontera con USA con un buzamiento hacia el suroeste (en dirección del perfil), alcanzando 19 km de profundidad en la región de El Mayor hasta el final de la Laguna Salada.

A pesar de las limitantes del estudio (no contar con un TI controlado) los modelos resultantes son similares. Ambos modelos tienen las mismas características (topografía y gradientes de velocidades), exceptuando la región a los 70 km sobre el PR, la cual tiene una consideración de 3D (sismo ubicado 3.5 km fuera del PR), queda claro que el MTD es el que representa la estructura de velocidades de corteza del PR. Por lo que de aquí en adelante el MTD es el MEVC (Modelo de Estructura de Velocidades de Corteza para la región Sur del Valle de Mexicali).

Es importante mencionar que las velocidades reportadas en la parte inferior de cada capa del MEVC tienen una diferencia de  $\sim 0.2$  km/s con respecto a obtenido al calcular las velocidades de las pendientes de la curva distancia-tiempos de recorrido (Figura 23). La **Tabla XI** contiene la relación entre las velocidades obtenidas con los primeros arribos del TD y las velocidades en la parte inferior de cada capa del MEVC. En la Tabla se aprecia que las Velocidades TD calculadas para los arribos  $P_g$  y  $P_n$  son prácticamente las mismas, y esto se debe a que en la región entre 104 y 140 km del perfil, donde se presentan los arribos  $P_n$ , sólo se cuentan con 3 estaciones, que implican pocos datos en esa región del perfil.

**Tabla XI** - Comparación de las velocidades de los primeros arribos del TD (Velocidades TD), obtenidos de las pendientes de la Figura 23, con las velocidades promedio en la parte inferior de cada capa del MEVC (Velocidades de MEVC).

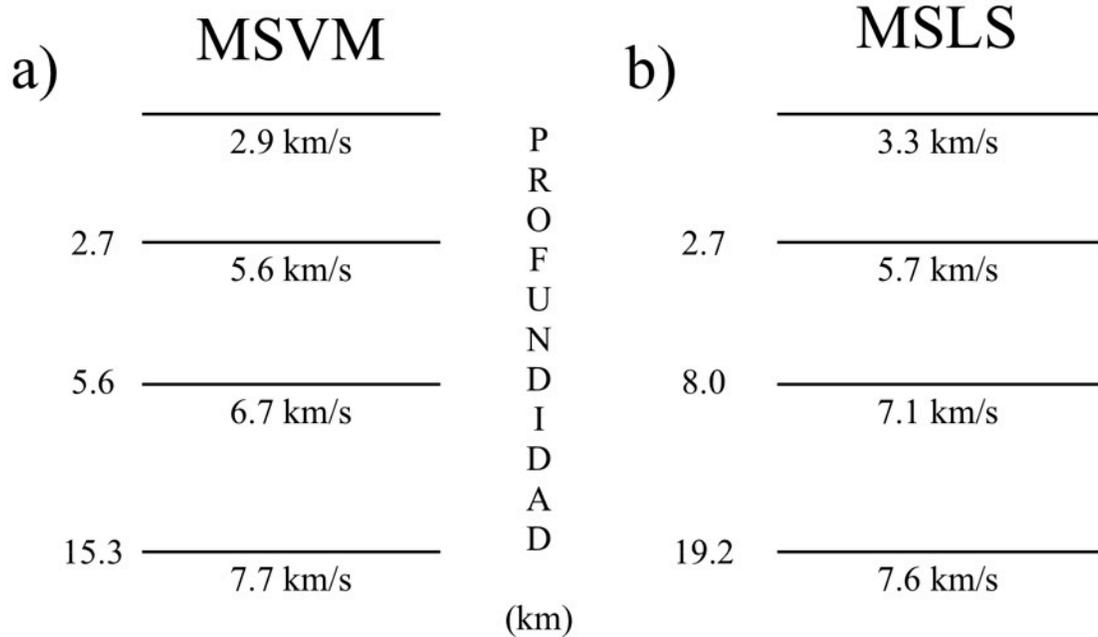
Velocidades TD	Capa y/o tipo de onda asociada	Velocidades de MEVC
1.79	Capa 1	1.91
4.51	Capa 2	4.88
6.91	Capa 3	6.63
7.73	Arribo $P_g$ en las estaciones (147, 148 y 200)	7.60
7.64	Arribo $P_n$	

### IV.3 Comparación con modelos previos

Una manera de corroborar el MEVC es comparar cualitativamente y cuantitativamente con los modelos previos regionales previos. En el capítulo **I.3** se describieron a detalle los modelos con los que se cuenta para la región norte de Baja California. Con el fin de comparar el MEVC con los modelos previos se toma un par de secciones del perfil:

- Una sección que va desde 20 hasta 65 km del PR, Sección del Valle de Mexicali (SVM).
- Una segunda sección que va desde 75 hasta 110 km del PR, Sección Laguna Salada (SLS).

El MEVC cuenta con una topografía distinta a un modelo de capas planas, así como un gradiente horizontal de velocidades en cada interfaz de capa que dista de ser una capa de velocidad constante. Por ello se realiza un promedio de la profundidad de cada capa de cada sección para construir un modelo correspondiente de capas. En cuanto a los gradientes de velocidad en cada interfaz, también se realiza un promediado con el objetivo de asociar una velocidad a cada capa. Los modelos de capas planas para cada sección se presentan en la sección **a)** y **b)** de la Figura 36, modelo de capas planas para la SLS (MSLS) y modelo de capas planas para la SVM (MSVM), respectivamente.

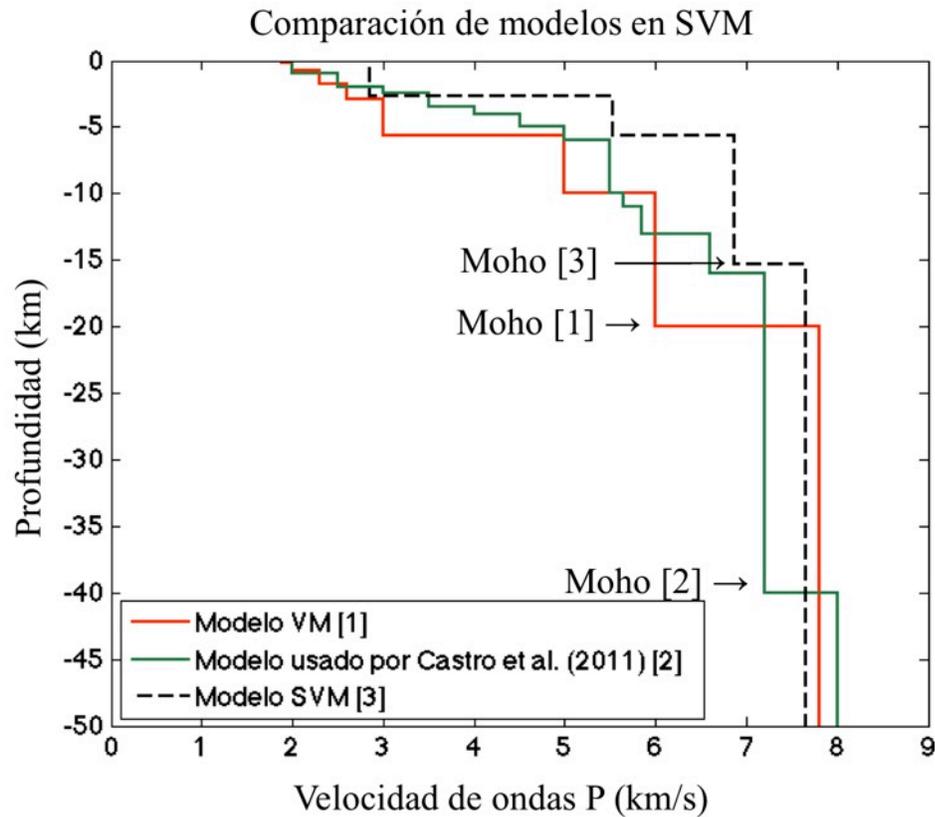


**Figura 36** a) Modelo de capas planas a partir del MEVC para la sección de Laguna Salada. b) Modelo de capas planas derivado del MEVC para la sección del Valle de Mexicali. Los números que están a la izquierda de las líneas horizontales representan la profundidad de la capa, mientras que el valor que está debajo de las líneas es la velocidad de las ondas **P** en cada capa.

#### IV.3.1 Comparación de modelos en el Valle de Mexicali

En primer lugar se comparará el MSVM con los modelos: del Valle de Mexicali (modelo modificado de McMechan y Mooney, 1980) y el modificado de Fuis *et al.* (1984), usado por Castro *et al.* (2011) en la relocalización de algunas réplicas del Sismo El Mayor-Cucapah ( $M_w$  7.2).

La Figura 37 contiene la comparación entre los 3 modelos para la región de VM. Se aprecia como los dos modelos previos a este estudio presentan un mayor número de capas a diferencia del MSVM; 13 capas en el usado por Castro *et al.* (2011) y 8 capas en el modelo de VM comparado con las 3 capas sobre un semiespacio del MSVM.



**Figura 37.** Comparación de modelos para la Sección del Valle de Mexicali (SVM). Gráfica de la velocidad de cada capa contra la profundidad de los 2 modelos previos en la región del Valle de Mexicali (VM) junto con el Modelo Sección de Valle de Mexicali (Modelo SVM).

En la Figura 37 se observa que, en promedio, las velocidades del MSVM son  $\sim 1.5$  km/s más rápidas que en el modelo de VM para profundidades menores a los 20 km. Para profundidades mayores a 20 km el MSVM es  $\sim 0.2$  km/s más lento que el modelo de VM.

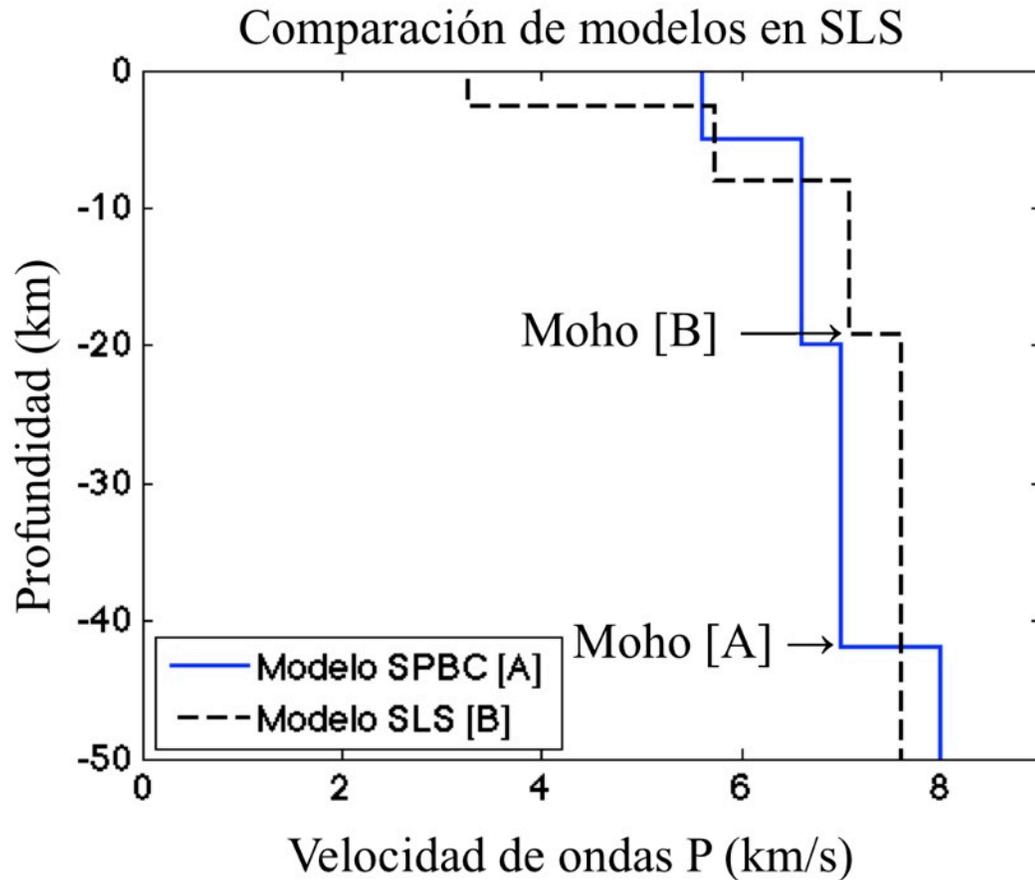
Al comparar el MSVM con el modelo usado por Castro *et al.* (2011), se aprecia que para profundidades menores a 5.6 km las velocidades son similares (diferencias entre velocidades menores a 1 km/s), a profundidades entre 5.6 y 15.0 km el MSVM presenta velocidades

de  $\sim 1$  km/s más altas y en el intervalo de profundidades de 15.3 a 40.0 km el MSVM tiene velocidades de  $\sim 0.5$  km/s más altas con respecto al modelo usado por Castro *et al.* (2011). En comparación, el moho del MSVM es 25 y 5 km más somero con respecto al modelo usado por Castro *et al.* (2011) y el modelo del Valle de Mexicali, respectivamente.

#### **IV.3.2 Comparación de modelos en la Laguna Salada**

Para el MSLS se decidió compararlo con el modelo de las SPBC (Nava y Brune, 1982) por que el MSLS es próximo a la Sierra Juárez. Si bien el modelo de las SPBC (Nava y Brune, 1982) corresponde a una región granítica y la región de Laguna Salada contiene una capa de material sedimentario, se realizó la comparación entre los modelos porque: i) el MSLS es próximo a la Sierra Juárez y ii) la profundidad a la que se encuentra la discontinuidad corteza-manto en el MSLS es mayor (4 km) que en el MSVM.

La Figura 38 presenta la comparación entre los modelos de las SPBC y el MSLS. A profundidades menores a 2.7 km el MSLS es 2.3 km/s más lento que el modelo de SPBC, en profundidades entre los 2.7 y 8.0 km el MSLS es 0.9 km/s más lento que el modelo de SPBC, para las profundidades comprendidas entre los 8.0 y 42.0 km las velocidades del modelo de SPBC son aproximadamente 0.5 km/s más lentas que las velocidades del MSLS. El moho del modelo de las SPBC es 23 km más profundo que el moho del MSLS.



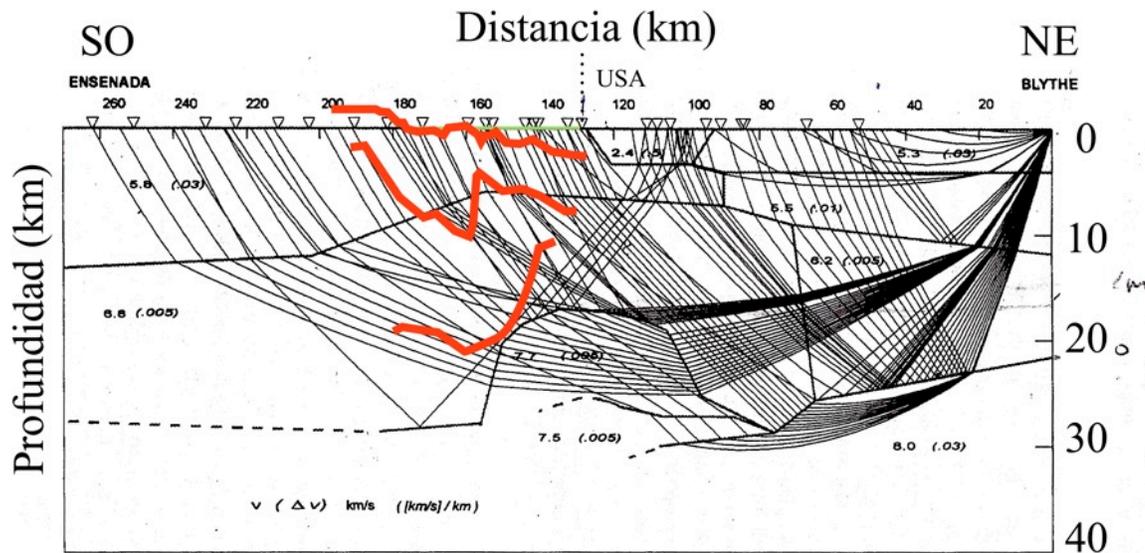
**Figura 38.** Comparación de modelos para la SLS. Gráfica de la velocidad de cada capa contra la profundidad del modelo de las Sierras Peninsulares de Baja California (SPBC) junto con el Modelo de la Sección Laguna Salada (Modelo SLS).

### IV.3.3 Comparación con el modelo de Núñez-Cornú

La comparación del MEVC con el modelo de Núñez-Cornú *et al.* (1996) es distinta a las comparaciones anteriores. El estudio mencionado no presenta un modelo de capas planas para su perfil. Su modelo presenta distintas estructuras, formas y profundidades.

La comparación que se puede realizar es sobreponer el MEVC en el modelo de Núñez-Cornú (MNC). Esta comparación es aproximada (en distancia) ya que el perfil de Núñez-Cornú

es casi paralelo al PR, teniendo una separación de 38.5 km en su parte más cercana (extremo SO del PR) y de 57.0 km en la parte más lejana (extremo NE del perfil de Núñez-Cornú), tiene ~ 48 km de separación, en promedio.



**Figura 39.** Comparación del MEVC (líneas rojas) con el modelo de Núñez-Cornú *et al.* (1996). Figura modificada de Núñez-Cornú *et al.* (1996, pág. 49).

La Figura 39 muestra el MEVC sobrepuesto en el MNC. Las discrepancias y/o similitudes entre modelos se explican a continuación:

- El MNC cuenta con una superficie plana y horizontal mientras que en el MEVC se toma en cuenta la topografía de la superficie del PR. Resulta importante tomar en cuenta la topografía en el modelado ya que en las regiones de las sierras El Mayor y Juárez en el PR se tienen elevaciones de 700 y 1700 m (SNM), aspecto importante en los tiempos de viaje de los rayos que viajan por esas regiones.
- La primera capa (asociadas a las cuencas sedimentarias) del MEVC no se encuentra en el MNC para las distancias comprendidas entre los 130 y 180 km, sin em-

bargo en el modelo de Núñez-Cornú *et al.* (1996) en distancias entre 95 y 130 km se presenta una estructura de 2.4 km/s a una profundidad de 3.4 km que de continuar hacia el oeste encajaría con la cuenca sedimentaria del VM que tiene una velocidad promedio de 3.26 km/s y profundidad 2.7 km.

- La segunda capa del MEVC tiene una estructura similar entre los 130 y 170 km al modelo de Núñez, adelgazando su tamaño en la parte occidental del perfil. La velocidad de dicha capa en el MEVC es de 5.63 km/s (en promedio) y la del MNC es de 5.80 km/s. Como se aprecia en la Figura 39 la topografía de la parte inferior de ésta capa es muy distinta a la del MNC.
- La tercera capa del MEVC tiene en promedio una velocidad de 6.88 km/s mientras que en el MNC se tiene una velocidad de 6.80 km/s.
- La velocidad del semiespacio sobre el que se encuentra el MEVC es  $\sim 7.62$  km/s, mientras que el MNC presenta una estructura en forma de domo con una velocidad de 7.7 km/s.

Con las comparaciones anteriormente expuestas queda claro que a pesar de que el perfil de Núñez-Cornú está alejado  $\sim 48$  km del PR los modelos MEVC y MNC, son similares en varios aspectos: estructura, velocidades y profundidad de las capas.

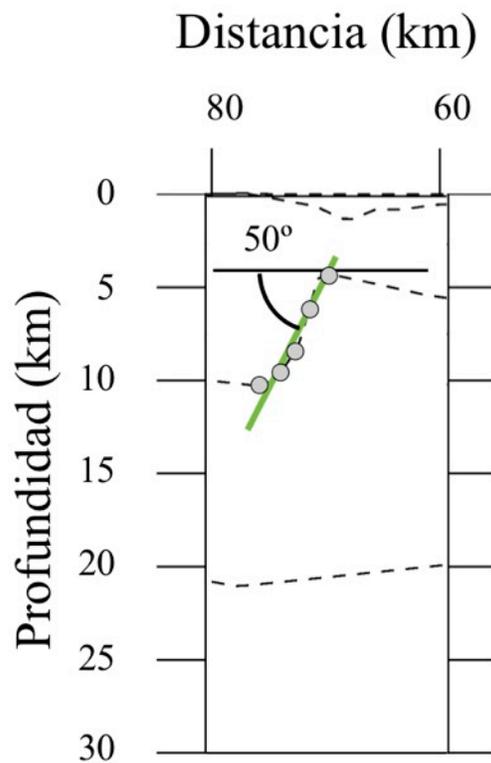
#### **IV.4 Validación de la probable falla**

Una de las características que presenta el MEVC y el MSTI que resulta relevante analizar a detalle es la estructura que traza el límite entre la segunda y tercera capa a  $\sim 70$  km de distancia en el perfil. En esta sección se pretende validar por los medios disponibles que dicha estructura es una falla. Al presente se cuenta con la siguiente información:

- Sismos candidatos a Tiro Inverso.
- Sismicidad en la zona cercana a donde se encuentra dicha estructura.
- Mecanismos focales de sismos cercanos a la estructura.
- Fallas aledañas.

En las siguientes secciones se detallarán los elementos anteriormente expuestos con la finalidad de validar el carácter de “falla” de la estructura del perfil.

Para tener claro las características de la ‘estructura’ se presenta la Figura 40. En ella se hace un acercamiento del MEVC y se indica la ubicación de la ‘estructura’. A la línea que dibuja la ‘estructura’ se le hace un ajuste lineal con el objetivo de tener un parámetro de referencia; la pendiente del ajuste lineal. Como resultado se tiene que el ángulo de la ‘estructura’ es de  $50^\circ$ .



**Figura 40.** Sección del MEVC que contiene la estructura a validar como “falla”. La línea verde indica el ajuste lineal de los puntos grises (trazo de la ‘estructura’).

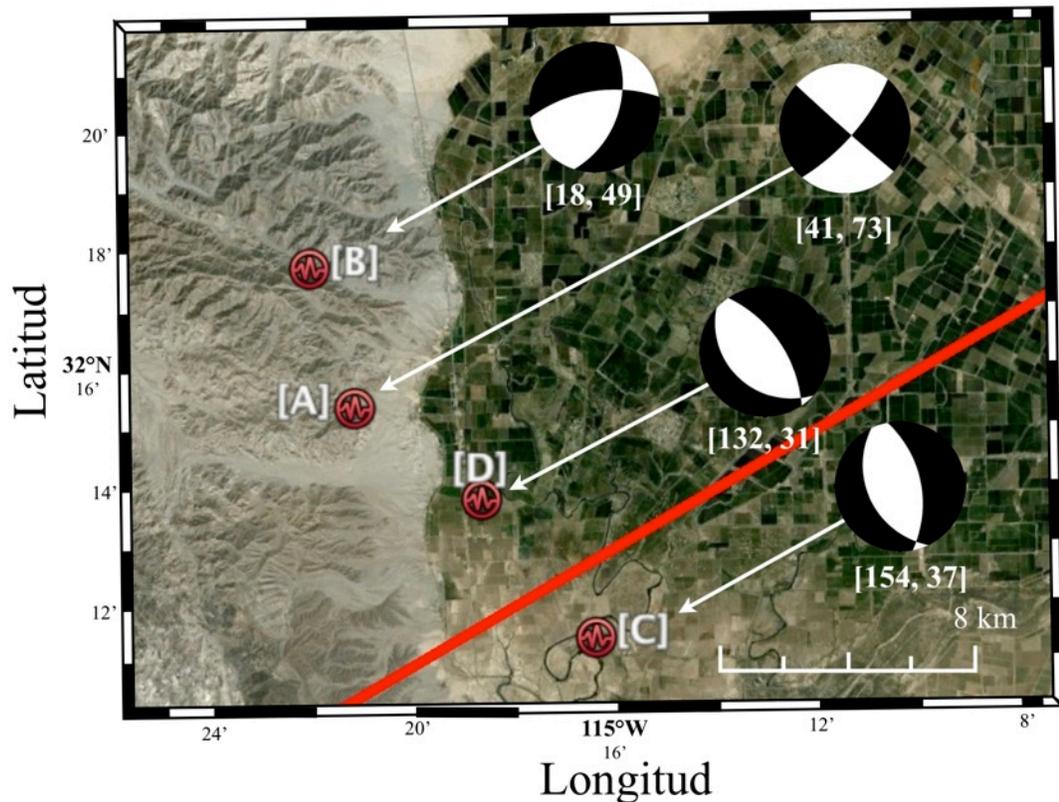
#### IV.4.1 Mecanismos focales de los sismos candidatos a STI

Los 4 sismos candidatos a STI serán de gran ayuda en el proceso de validación de la estructura como “falla”. Estos sismos están en la base de datos del estudio de refracción, la cual contiene los sismogramas de las estaciones de RESNOM que grabaron cada sismo, así como los sismogramas de las estaciones que conforman el PR.

Los mecanismos focales de cada uno de los 4 sismos estudiados los consideramos confiables debido a que se tiene una lectura precisa de los arribos **P**, polaridades (compresión o dilatación) claras, el número de lecturas es  $> 20$  y se tiene una buena cobertura azimutal (gap promedio = 143). La Tabla XII contiene la información de los sismos (Tabla V) con los resultados del cálculo del mecanismo focal de cada evento. La Figura 41 muestra los mecanismos focales resultantes del análisis de los 4.

**Tabla XII** – Información de los sismos candidatos a STI obtenida del catálogo de RESNOM con la información del cálculo del mecanismo focal. El azimut y el echado corresponden a uno de los planos de falla.

Nombre	Tiempo (Fecha)/(hora)	Latitud	Longitud	Profundidad (km)	Magnitud	rms	GAP	Azimut	Echado
[A]	2011-03-05 / 16:11:37.9	32.2500	-115.3540	7.0	3.5	0.2	125	41	73
[B]	2011-03-07 / 18:18:28.9	32.2890	-115.3680	5.0	3.6	0.2	152	18	49
[C]	2011-03-07 / 26:26:09.9	32.1850	-115.2760	6.0	3.2	0.2	118	154	37
[D]	2011-03-09 / 13:55:25.5	32.2240	-115.3130	8.0	3.2	0.3	177	132	31



**Figura 41.** Mecanismos focales de los sismos candidatos a STI. Los números entre corchetes indican el azimut y el echado de uno de los planos de la esfera focal ([azimut, echado]).

De los mecanismos focales obtenidos se observa que dos de ellos ([C] y [D]) representan una falla normal con una ligera componente de rumbo. El sismo [B] indica un fallamiento normal con una componente de rumbo más apreciable que en los mecanismos focales de [C] y [D]. Por último, el mecanismo focal del evento [A] representa claramente un mecanismo de falla de rumbo. El tener mecanismos focales de naturaleza distinta indica que los 4 sismos tienen características de falla distintas. El tener pocos mecanismos focales (4) imposibilita inferir que la sismicidad indica algún tipo de falla.

#### IV.4.2 Sismicidad en la zona de análisis

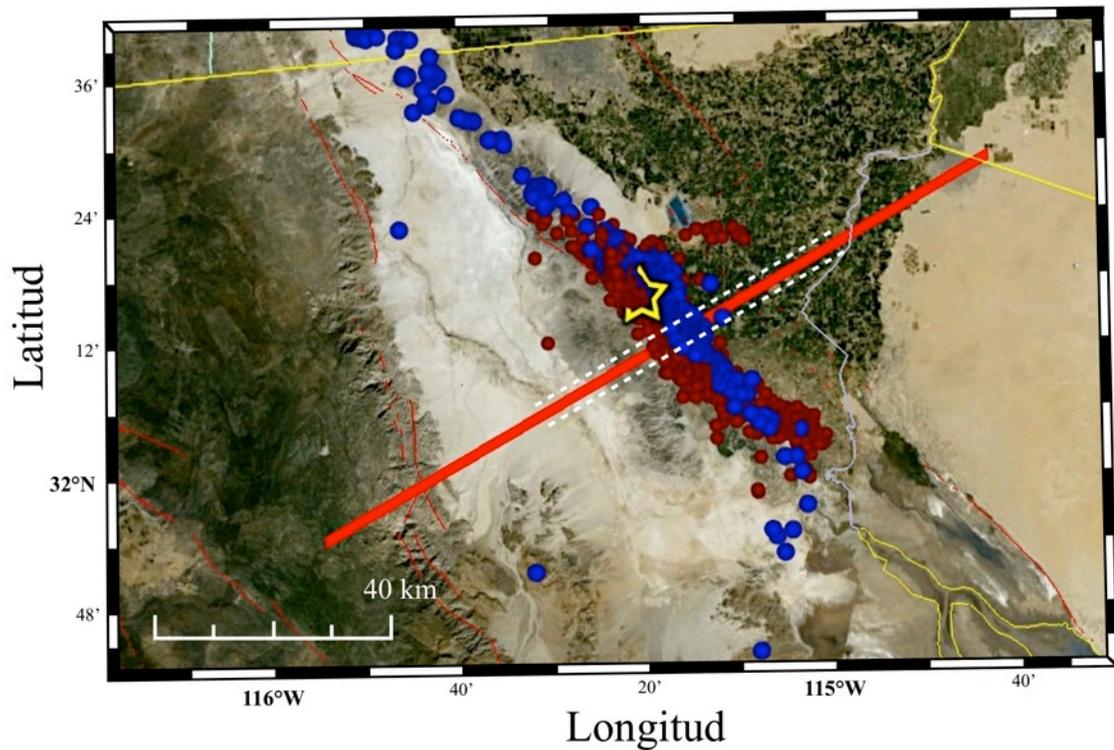
Otro elemento importante en la validación de la estructura es el análisis de la sismicidad en la zona de estudio (zona cercana a donde se indica está la estructura). Para esto se cuenta con dos fuentes de datos:

- Hipocentros del catálogo de RESNOM en la zona de estudio.
- Hipocentros del estudio de Castro *et al.* (2011).

Se buscó en el catálogo de RESNOM las localizaciones hipocentrales de sismos de magnitud  $M > 3$  a partir del 1ro de abril de 2010 hasta el 25 de noviembre de 2012, entre las coordenadas 32.170 N, -115.250 W y 32.280 N, -115.290 W. Como resultado se obtuvieron 147 eventos.

El estudio de Castro *et al.* (2011) de las réplicas (del 6 al 7 de abril) del sismo de 4 de abril de 2010 de  $M_w$  7.2 (sismo El Mayor-Cucapah) sucedido aproximadamente a 50 km al sur de la ciudad de Mexicali, BC, México dio como resultado un total de 255 hipocentros localizados con una red temporal de 14 estaciones. Dicha red operó desde el 6 de abril de 2010 hasta el 14 de mayo de 2010 teniendo una buena cobertura azimutal en la zona de ruptura en distancias epicentrales cortas ( $\Delta < 10$  km), asegurando una buena localización hipocentral.

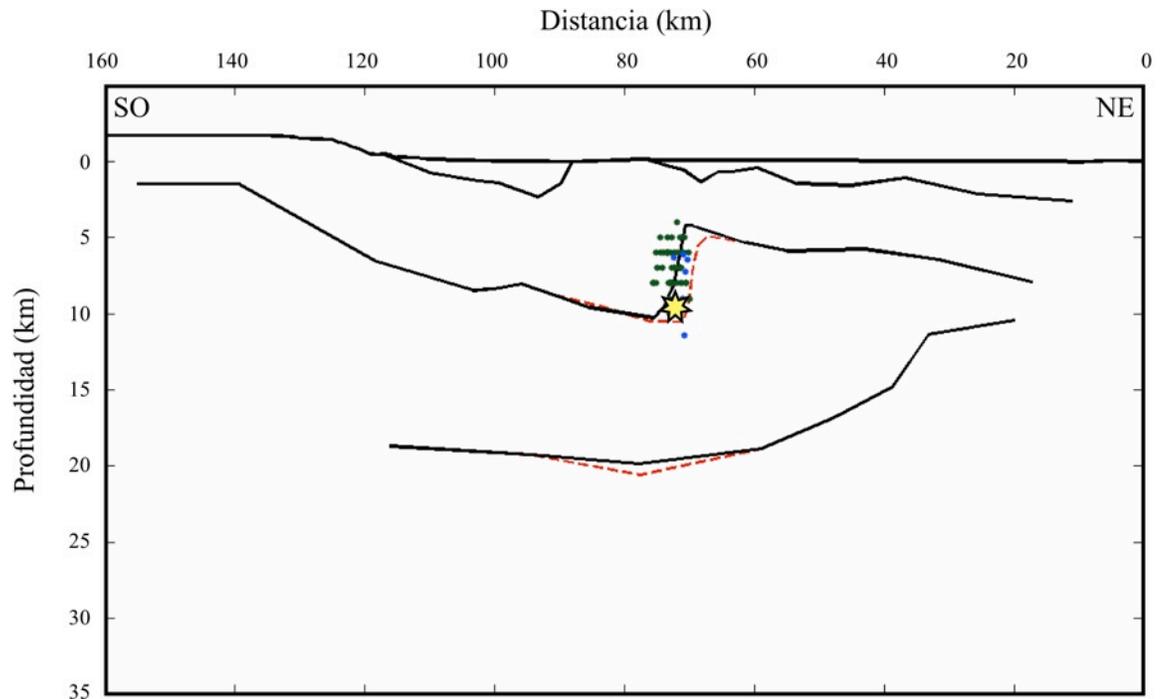
La Figura 42 es un mapa que muestra las localizaciones epicentrales de los eventos seleccionados del catálogo de RESNOM y las localizaciones epicentrales de las réplicas del sismo El Mayor-Cucapah reportadas por Castro *et al.* (2011).



**Figura 42.** Localizaciones epicentrales de la sismicidad regional. Los círculos rojos representan los epicentros del catálogo de RESNOM, los círculos azules son los epicentros reportados por Castro *et al.* (2011) y la estrella amarilla indica el epicentro del sismo El Mayor-Cucapah. Las líneas punteadas blancas indican un límite superior e inferior de 1 km paralelo al PR.

En la Figura 42 se aprecia que la sismicidad regional atraviesa el PR. Debido a esto se toman los sismos que se encuentran a 1 km o menos de distancia del PR y su hipocentro se proyecta normalmente en el MEVC, con la finalidad de apreciar en qué región del MEVC se encuentra la sismicidad reportada por RESNOM y por Castro *et al.* (2011).

La selección de los eventos cercanos al PR comprende 58 sismos reportados por RESNOM y 9 sismos del trabajo de Castro *et al.* (2011). Las profundidades hipocentrales de los sismos localizados por RESNOM fueron fijadas por el lectorista. Castro *et al.* (2011) reportan una zona sismogénica entre los 5 y 10 km de profundidad, que es similar a las profundidades de los sismos seleccionados del catálogo de RESNOM.



**Figura 43.** Proyección hipocentral de la sismicidad cercana ( $\leq 1$  km) al PR en el MEVC. Los puntos verdes son los hipocentros seleccionados de RESNOM proyectados en el MEVC. Los puntos azules son las proyecciones en el MEVC de los hipocentros reportados por Castro *et al.* (2011). La línea continua color negro es el MEVC y la línea punteada roja es el MSTI. La estrella amarilla es la proyección hipocentral del STI.

En la Figura 43 se aprecia las proyecciones en el MEVC de los eventos seleccionados. Es claro que los eventos se concentran en torno a la estructura que quiere ser validada como ‘falla’. La profundidad en la que está comprendida la estructura del MEVC es de entre 4.2 y 10.3 km, zona hipocentral reportada tanto por Castro *et al.* (2011) como en el catálogo de RESNOM.

La sismicidad concentrada en la zona donde se encuentra la ‘estructura’ es un argumento importante para validar la estructura como una falla.

#### IV.4.3 Mecanismos focales de algunos sismos localizados por RESNOM

Habiendo seleccionado los 58 sismos del catálogo de RESNOM próximos al PR, se obtienen solamente las lecturas de dichos eventos (no las formas de onda) de la base de datos de RESNOM. Estas lecturas incluyen: los tiempos de arribo **P**, sus polaridades, el tiempo de arribo **S**, la amplitud máxima (obtenida de sismogramas Wood-Anderson equivalentes) de la componente horizontal y la duración de coda. Es importante mencionar que las lecturas de los elementos anteriormente mencionados no fueron hechas a todas las estaciones de RESNOM que registraron cada sismo.

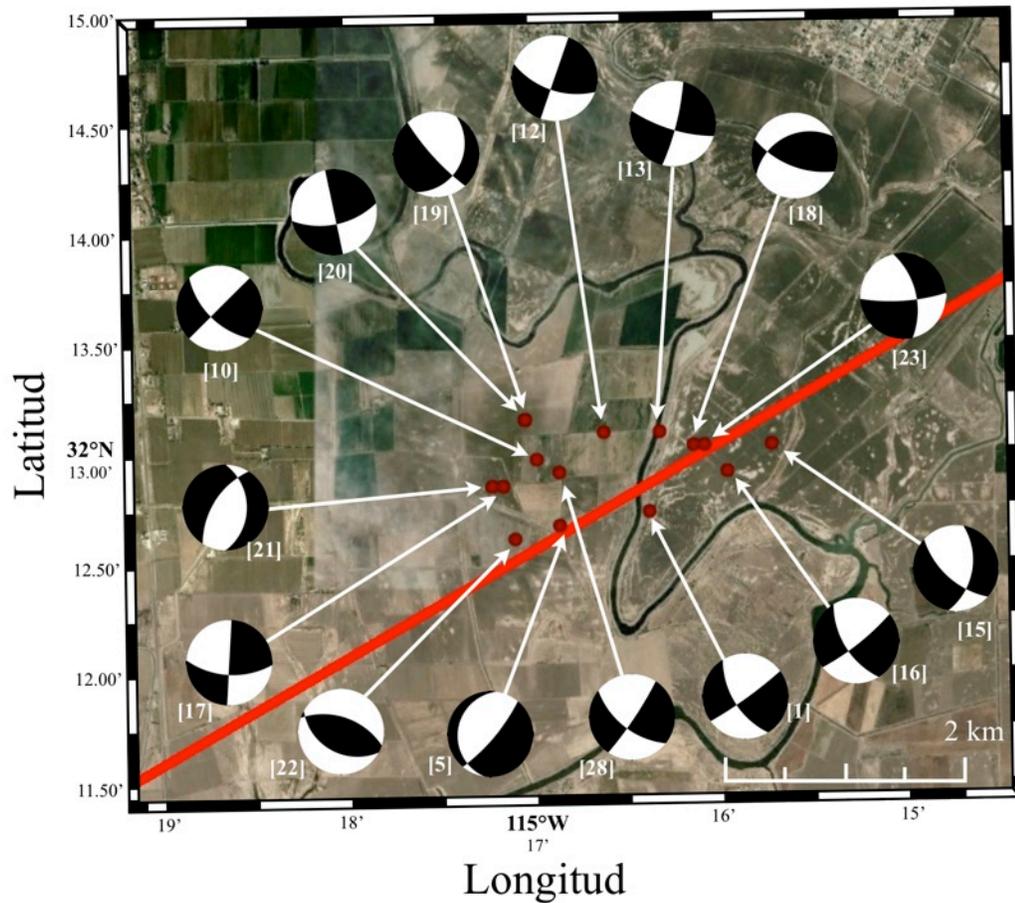
Un cálculo que no involucraba mucho tiempo era el obtener los mecanismos focales de los 58 sismos. Para ello se usaron las lecturas hechas por los letrados de RESNOM usando el modelo de SPBC. Este proceso se efectuó con el programa SeisAn integrando los archivos de las lecturas de los sismos a la base de datos del estudio de refracción.

**Tabla XIII** – Sismos seleccionados tras la depuración hecha a los mecanismos focales calculados. El azimut y el echado corresponden a uno de los planos del mecanismo focal.

ID	Fecha - Hora	Lat	Long	Prof. (km)	rms	gap	Magnitud	Azimut	Echado	Rake
1	2010/06/03 - 04:38:26.0	32.212	-115.273	8	0.30	99	4.00	148	58	-172
5	2010/07/26 - 00:33:57.3	32.211	-115.281	8	0.30	97	3.10	40	77	-81
10	2010/09/06 - 17:54:45.9	32.216	-115.283	8	0.20	103	3.00	137	58	-179
12	2010/09/13 - 03:59:54.6	32.218	-115.277	6	0.20	98	3.20	109	58	-179
13	2010/09/21 - 18:54:48.3	32.218	-115.272	4	0.20	100	3.90	107	74	-169
15	2010/10/09 - 04:01:46.4	32.217	-115.262	9	0.20	102	4.10	10	48	-42
16	2010/11/27 - 06:44:13.3	32.215	-115.266	6	0.30	137	3.00	148	58	-167
17	2010/12/08 - 07:06:09.9	32.214	-115.286	6	0.30	96	3.10	93	58	-179
18	2010/12/11 - 12:52:27.5	32.217	-115.269	10	0.20	101	4.90	112	62	118
19	2010/12/12 - 00:01:53.4	32.207	-115.278	6	0.30	98	3.60	78	58	-179
20	2010/12/12 - 15:26:27.9	32.219	-115.284	6	0.20	97	3.40	28	28	-21
21	2011/07/03 - 16:00:31.4	32.214	-115.287	5	0.20	96	3.40	0	37	-116
22	2011/08/18 - 14:59:03.1	32.210	-115.285	10	0.20	131	3.00	119	38	98
23	2011/12/12 - 10:15:24.3	32.217	-115.268	5	0.30	76	3.00	89	77	-144
28	2012/10/08 - 06:28:08.4	32.214	-115.282	6	0.30	133	3.00	128	58	-171

Dentro de los procesos de rutina de RESNOM no se encuentra el cálculo de los mecanismos focales de los sismos, por eso no todas las localizaciones tienen una buena cantidad de lecturas de polaridad de los arribos **P**. Por tal razón se realiza una depuración de las localizaciones, desechando las localizaciones hechas con una pobre cobertura azimutal ( $\text{gap} > 140$ ) y mecanismos focales con menos de 9 lecturas de polaridades del arribo **P**.

Tras la depuración de los mecanismos focales quedaron sólo 15 sismos, cuya información de localización hipocentral, magnitud, azimut y echado está contenida en la Tabla XIII. La Figura 44 muestra los mecanismos focales calculados de los 15 sismos seleccionados. En esa figura se aprecia que hay 2 mecanismos focales inversos ([18] y [22]) y tres mecanismos focales normales ([5], [19] y [21]) con componente transcurrente. Los restantes 10 mecanismos focales son de carácter transcurrente.



**Figura 44.** Mecanismos focales de los sismos seleccionados de RESNOM cercanos al PR (línea roja). Los puntos rojos indican el epicentro del sismo. Las esferas indican con una flecha blanca a qué sismo pertenecen y el número entre corchetes indica el ID del sismo (Tabla XIII). Diez mecanismos focales, de los 15 sismos seleccionados, son de naturaleza de rumbo con una componente normal, esto sugiere que en la sismicidad de la región próxima al PR proviene, predominantemente, de una falla de rumbo.

#### IV.4.4 Identificación de fallas cercanas a la estructura de análisis

Para poder determinar si la estructura es una falla y, si es el caso, asociarla con alguna falla conocida, se dibuja en un mapa el trazo que describe la estructura así como las fallas que se encuentran cercanas a la estructura. Como punto de información adicional se realizó una

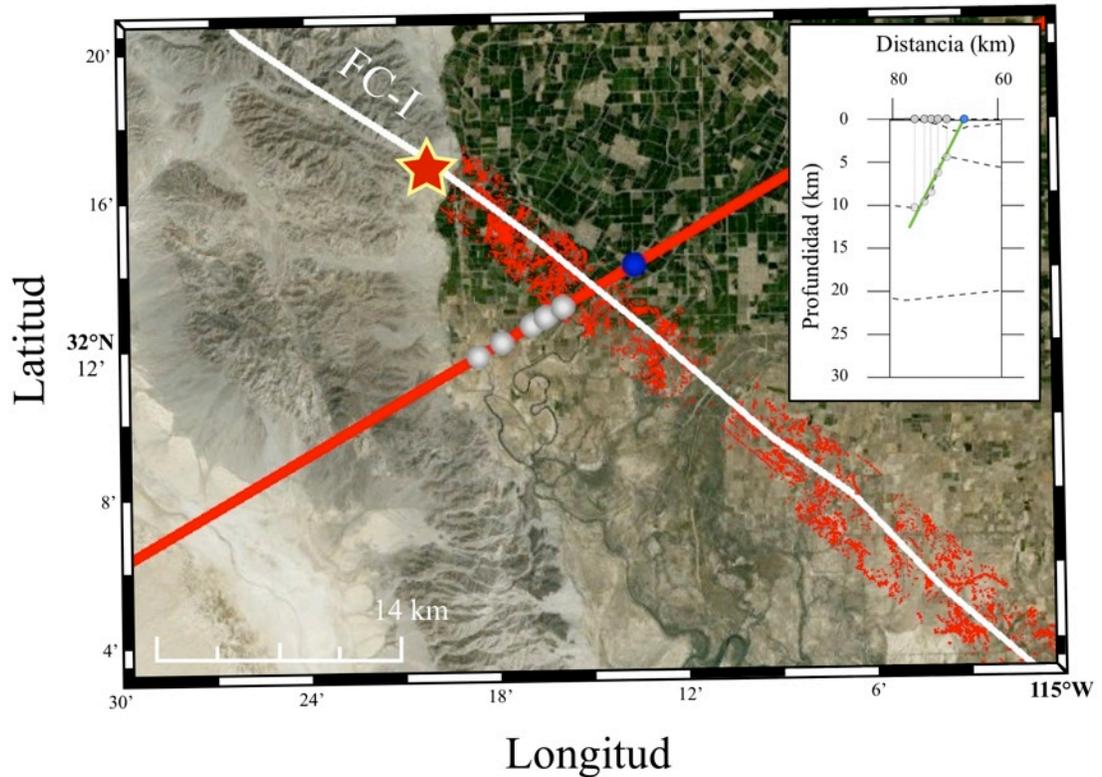
extrapolación a superficie del trazo de la falla del MEVC obtenido en este trabajo (recuadro de la esquina superior derecha de la Figura 45). La Figura 45 muestra el trazado de:

- Falla Cucapah-Indiviso (FC-I), que rompió con el temblor El Mayor-Cucapah de 2010 (González-García *et al.*, 2010; Hauksson *et al.*, 2010; Wei *et al.*, 2011), obtenida a través de un análisis InSAR (*Interferometric Synthetic Aperture Radar*).
- El epicentro del temblor El Mayor - Cucapah de 2010.
- Ubicación de la ‘estructura’ del PR en el mapa.
- Trazo de las estructuras resultantes del fenómeno de licuación del terreno tras el sismo El Mayor - Cucapah (John Fletcher, comunicación personal, 2013).
- Sección del MEVC en donde se encuentra la ‘estructura’ con un ajuste lineal de los puntos que la delimitan así como la extrapolación a superficie de la falla a validar.

A lo largo de esta sección (**IV.4**) se han expuesto diversos argumentos que validen la ‘estructura’ como falla. Compilando los resultados de dicho análisis se tiene:

- i) Si bien los mecanismos focales de los STI no son suficientes para poder asociar algún comportamiento de falla, se cuenta con el análisis de la sismicidad en la zona cercana al perfil (epicentros  $\leq 1$ km de distancia al PR).
- ii) La proyección en el MEVC de sismicidad de la zona de análisis, reportada en el catálogo de RESNOM y por Castro *et al.* (2011), se concentra en donde se encuentra la estructura a validar (Figura 43).
- iii) Los mecanismos focales de la sismicidad en la zona de análisis indican un fallamiento, predominantemente de rumbo.
- iv) Al comparar el trazo de la ‘estructura’ con las fallas aledañas se asoció con la Falla Indiviso, la cual, según González-García *et al.* (2010), es una falla de rumbo de movimiento lateral derecho y con un echado  $\sim 60^\circ$ .

Los argumentos anteriores (ii al iv) validan a la ‘estructura’ como una falla de rumbo y se asocia con la Falla Indiviso que se activó con el sismo El Mayor-Cucapah M 7.2 (González-García *et al.*, 2010).



**Figura 45.** Ubicación en el mapa de la ‘estructura’ junto con las fallas aledañas. Los puntos grises indican la ubicación de la ‘estructura’ (ver recuadro superior derecho). El punto azul es la extrapolación en superficie del trazo de la falla (línea verde) obtenida en el MEVC. La estrella roja es el epicentro del sismo El Mayor-Cucapah de 2010 reportado por RESNOM. La línea blanca es el trazo de la Falla Cucapah - Indiviso (FC-I) que plantea González-García *et al.* (2010). La franja roja en torno a la línea blanca son las trazas del fenómeno de licuación del terreno tras el sismo El Mayor - Cucapah (John Fletcher, comunicación personal, 2013).

## Capítulo V

---

### Conclusiones

---

Se grabó una explosión realizada en el suroeste de Arizona, USA (1440 kg de explosivos el día 6 de marzo de 2011) en un Perfil de Refracción (con dirección noreste-suroeste) que sirvió como Tiro Directo. Como Tiro Inverso se utilizó una réplica (M 3.4) del sismo El Mayor-Cucapah (M 7.2), ocurrida a la mitad del perfil y que sirvió para proporcionar un modelo de estructura para el Sur del Valle de Mexicali.

A partir de los primeros arribos de las refracciones y reflexiones de la onda  $P_g$  y  $P_n$  de los Tiros Directo e Inverso se realizó el modelado directo de los tiempos de recorrido y amplitudes relativas (sismogramas sintéticos normalizados) usando Teoría Asintótica de Rayos con los programas de RAYINVR (Zelt y Smith, 1992).

Se propone un modelo de 3 capas para la región de estudio: Sur del Valle de Mexicali y de la Laguna Salada. La primera capa consiste en dos cuencas (divididas por la Sierra El Mayor) correspondientes al Valle de Mexicali y la Laguna Salada con velocidades de onda- $P$  promedio de 3.3 y 2.9 km/s, respectivamente, y con profundidades de  $\sim 2.7$  km. La segunda y tercera capa tienen una profundidad promedio de 6.8 y 17.3 km con velocidades de onda- $P$  de 5.7 y 6.9 km/s, respectivamente.

El Moho se encuentra a una profundidad de 15 km (en la región Sur del Valle de Mexicali) buzando hacia el suroeste (en dirección del perfil) alcanzando una profundidad de 19 km (en la región Sur de la Laguna Salada); el manto superior tiene una velocidad promedio de

7.7 km/s. Este cambio de pendiente en el Moho contribuye a que las fases  $P_n$  puedan ser observadas en el perfil a partir de 80 km del Tiro Directo.

El modelo propuesto es comparado en la sección correspondiente al Valle de Mexicali con los modelos para dicha región: modelo modificado de McMechan y Mooney (1980) y el modelo modificado de Fuis *et al.* (1984) usado por Castro *et al.* (2011). En esta región las velocidades de onda- $P$  son  $\sim 1$  km/s más altas que los dos modelos de la región para profundidades de hasta 20 km. Para profundidades mayores a 20 km la velocidad del modelo propuesto es 0.2 km/s menor al modelo modificado de McMechan y Mooney (1980) y  $\sim 0.5$  km/s mayor al modelo modificado de Fuis *et al.* (1984).

Para la sección del sur de la Laguna Salada el modelo se comparó con el modelo de SPBC (Nava y Brune, 1982). El modelo propuesto tiene velocidades de onda- $P$  aproximadamente 0.5 km/s mayores al modelo de SPBC para profundidades mayores a los 2.7 km, ya que el modelo propuesto presenta una capa somera correspondiente a la cuenca sedimentaria de la Laguna Salada con velocidades de onda- $P$  de 2.9 km/s.

No obstante la separación ( $\sim 48$  km) entre el perfil de este estudio y el de Núñez-Cornú *et al.* (1996) se realizó la comparación entre los modelos derivados de cada perfil. La capa asociada a la cuenca del Valle de Mexicali del modelo de este estudio (2.7 km de profundidad) se asemeja a la estructura presentada por el Modelo de Núñez-Cornú que corresponde al Valle Imperial, USA (3.4 km de profundidad). La segunda y tercera capa propuesta por ambos estudios diferencian en 0.1 km/s.

Se encontró una estructura en los límites entre la segunda y tercera capa del modelo propuesto, a 70 km en el perfil, la cual interpretamos como una falla. Esta falla está ubicada al este de la Sierra El Mayor, con un buzamiento estimado hacia el oeste de  $50^\circ$  y a una profundidad aproximada de entre 5 y 10 km. La interpretación fue hecha con base en proyecciones hipocentrales de sismicidad cercana al perfil (epicentros a una distancia  $\leq 1$  km del

perfil). Dichos epicentros concuerdan con la estructura del modelo interpretada como falla. Los mecanismos focales de dicha sismicidad presentan mecanismos de tipo de rumbo. Además se hizo la correlación de la estructura con fallas previamente planteadas (Falla Cucapah y Falla Indiviso).

Las proyecciones hipocentrales, en el modelo propuesto, del catálogo de RESNOM ( $M > 3$ , del 1 de abril de 2010 al 25 de noviembre de 2012) y de las relocalizaciones de las réplicas del sismo El Mayor-Cucapah  $M_w$  7.2 (entre el 6 y 8 de abril) hechas por Castro *et al.* (2011) indican una zona sismogénica entre los 5 y 10 km de profundidad en torno a la estructura interpretada como falla (Figura 43).

Diez de los 15 mecanismos focales calculados a los sismos del catálogo de RESNOM son de carácter transcurrente con componente normal, lo cual concuerda con el tipo de falla predominante en la región.

Al trazar la estructura en el mapa y compararla con las fallas propuestas en la región (Figura 45) de estudio se asoció con la Falla Indiviso. Esta falla rompió con el sismo El Mayor-Cucapah de 2010. González-García *et al.* (2010) describen la Falla Indiviso como una falla predominantemente de rumbo con movimiento lateral derecho y con un buzamiento hacia el suroeste de  $\sim 60^\circ$ . Esta descripción coincide con el buzamiento hacia el oeste de  $50^\circ$  de la falla en el MEVC.

A pesar de no contar con la explosión reversa (tiro inverso) se obtuvo un buen modelo de estructura de velocidades de corteza para el sur del Valle de Mexicali, corroborado por el sismo usado como Tiro Inverso. En un futuro trabajo este modelo tendrá que ser ajustado al realizar la explosión en el extremo suroeste del perfil de refracción. El modelo tendrá que ser comparado con un estudio de la Función Receptor del perfil, con la finalidad de tener más elementos que validen la discontinuidad corteza-manto.

Este modelo, después de ser refinado con el tiro inverso y el estudio de función receptor, puede ser usado en los procesos de localización de sismos en la región sur del Valle de Mexicali y de la Laguna Salada. La información (su ubicación y el buzamiento estimado) de la estructura que fue identificada como la Falla Indiviso servirá para estudios posteriores relacionados con el trazado de dicha falla.

---

## Referencias bibliográficas

---

- Armstrong, P. A. (2010). "Timing and controls on late Quaternary landscape development along the eastern Sierra El Mayor range front in northern Baja California, Mexico." Geomorphology **114**(3): 415.
- Axen, G. J., Grove, M., Stockli, D., Lovera, O. M., Rothstein, D. A., Fletcher, J. M., Farley, K. y Abbott, P. L. (2000). "Thermal evolution of Monte Blanco Dome: Low angle faulting during Gulf of California Rifting and late Eocene denudation of the eastern Peninsular Ranges." Tectonics. **19**(2): 197-212.
- Axen, G. J. y Fletcher, J. M. (1998). "Late Miocen-Pleistocene extensional faulting, Northern Gulf of California, México and Salton Trough, California." International Geology Review **40**(3): 217-244.
- Bennett, R. A., Rodi, W. y Reilinger, R.E. (1996). "Global Positioning System constraints of fault slip rates in Southern California and northern Baja, Mexico." Journal Geophysical Research **101**(B10): 21,943-21,960.
- Castro, R. R., Acosta, José G., Wong, Victor M., Perez-Verti, Arturo, Mendoza, Antonio y Inzunza, Luis. (2011). "Location of Aftershocks of the 4 April 2010 Mw 7.2 El Mayor-Cucapah Earthquake of Baja California, Mexico." Bulletin of the Seismological Society of America **101**(6): 3071-3080.

- Červený, V., Molotkov, I. y Pšenčík, I. (1977). "Ray Method in Seismology." Charles University Press, Praha. Recuperado de: <http://sw3d.mff.cuni.cz/staff/psencik.htm>
- Conrad, V. (1928), Das Schwadorfer Beben vom 8. Oktober 1927, Gerl. Beitr. Z. Geophysik, 20, 240.
- Cortéz-Arroyo, O. J. (2011), "Perfil magnetotélúrico a través de una zona de deformación activa en el norte de Baja California." (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Baja California
- Fabriol, H., y Munguía L. (1995). "Seismic activity at the Cerro Prieto Geothermal area (México) from August 1994 to December 1995, and its relationship with tectonics and fluid exploitation." Geophysical Research Letters. **24**(14): 1807-1810.
- 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. doi:10.1130/GES00206.1.
- Frez-Cárdenas, J. D. y González-García, J. J. (1989). "Sismicidad y mecanismos focales en el Valle Mexicali-Imperial (1973-1985)." Geofísica Internacional **28**(4): 643-691.
- Fuis, G. S., Mooney, W.D., Healy, G.A., Lutter, W. J. y McMechan, J.H. (1980). "Crustal Structure of the Imperial Valley Region." U.S. Geological Survey Open-File Report 81-270: 73.
- Fuis, G. S., Mooney, W.D., Healy, J.H., McMechan, G.A. y Lutter, W.J. (1984). "A seismic refraction survey of the Imperial Valley region, California." Journal Geophysical Research **89**: 1165-1189.

- Gallardo-Mata, C. (2013). "Sismica de Reflexión en Laguna Salada, Baja California, México." (Tesis de Maestría) Centro de Investigación Científica y de Educación Superior de Ensenada. Baja California.
- Gastil, G. R., Phillips, R. P. y Allison, E. C. (1975). "Reconnaissance Geology of the state of Baja California." The Geological Society of America, Mem. 140. First edition. Boulder, Colorado: 170.
- Gastil, R. G. (1993). "Prebatholithic history of peninsular California, en Gastil, R. G., y Miller, R. H., eds., The prebatholithic stratigraphy of peninsular California:." Geological Society of America Special Paper 279: 145-156.
- González-García, J. J., González-Ortega, J. A., Yehuda, B., Fialko, Y., Fielding, E., Fletcher J. M., Galetzka, J., Hudnut, K. W., Munguía, L., Nelson, S., Rockwell T. K., Sandwell, D. y Stock, J. (2010). "Seismotectonics of the 2010 El Mayor Cucapah-indiviso earthquake and its relation to seismic hazard in Southern California". 2010 AGU (Fall Meeting), abstract T53B - 2117.
- Han, L., Hole, J. A., Stock, J., Fuis, G. S., Rymer, M. J., Driscoll, N. W., Kent, G., Harding, A. J., Gonzalez-Fernandez, A. y Lazaro-Mancilla, O. (2011). "The Salton Seismic Imaging Project (SSIP): Active Rift Processes in the Brawley Seismic Zone." American Geophysical Union, Fall Meeting 2011, abstract #T33G-2498.
- Hauksson E., Stock, J., Hutton, K., Yang, W., Vidal-Villegas, J.A. y Kanamori, H.. (2010). "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: 1255-1277.

- Havskov, J. y Ottemöeller, L. (1999). "SeisAn Earthquake Analysis Software." Seismological Research Letters. **70(5)**: 532-534.
- Havskov, J. y Ottemöeller, L. (2010). "Routine Data Processing in Earth Seismology." Springer, University of Bergen, Bergen: 15:35.
- García-Abdeslem, J., Espinoza-Cardena, J. M., Munguía, L., Wong, Victor M. y Ramírez-Hernández, Jorge. (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.
- Kennett, B. L. N. (2002). "The Seismic Wavefield. Volume II: Interpretation of Seismograms on Regional and Global Scale." Cambridge University Press, Cambridge: 534.
- Kulhánek (1990). "Anatomy of Seismograms." Elsevier, Amsterdam: 78.
- Lay, T. y Wallace, T. C.(1995). "Modern Global Seismology." Academic Press, San Diego: 521.
- Lomnitz, C., Mooser, C. R., Allen, C. R., Brune, J. N. y Thatcher, W. (1970). "Seismicity and Tectonics of the Northern Gulf of California Region, México, Preliminary Results." Geofísica Internacional **10**: 37-48.
- Martin-Barajas, A., Vázquez-Hernández, S., Carreño, A. L., Helenes, J., Suárez-Vidal, F., Alvarado-Rosales, J. (2001). "Late Neogene stratigraphy and tectonic control on facies evolution in the Laguna Salada Basin, northern Baja California, Mexico." Sedimentary Geology **144**: 5-35.

- McMechan, G. A. y Mooney, W. D. (1980). "Asymptotic ray theory and synthetic seismograms for laterally varying structures: theory and application to the Imperial, Valley, California." Bulletin of the Seismological Society of America **70**: 2021-2035.
- Mohorovičić, A. (1909). "Yearbook of the Meteorological Observatory, Zagreb." Recueprado de: <http://www.earthscrust.org/science/historic/andrija.html>.
- Nava, F. A. y Brune, J. N. (1982). "An earthquake-explosion reversed refraction line in the Pennsular Ranges of southern California and Baja California." Bulletin of the Seismological Society of America **72**: 1195-1206.
- Núñez-Cornú, F., Frez-Cárdenas, J., Montana, C., Munguía, L., Nava, F. A., González-García, J. J., Mendoza, L., Aragón, M., Sánchez-Mora, C. Morandi, M., Madrid, J., Grupo de Perfiles Sísmicos del CICESE. (1996). "Un Modelo de la Estructura de Corteza Para el Sistema de Fallas de San Andrés en la Zona Fronteriza México-EEUU." Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía. **12**(1): 43-51.
- Oskin, M. E., Arrowsmith, J. R., Hinojosa-Corona, A., Elliott, A. J., Fletcher, J. M., Fielding, E. J., Gold, P. O., González-García, J. J., Hudnut, K. W., Liu-Zeng, J. y Terán O. J. (2012). "Near-Field Deformation from the El Mayor–Cucapah Earthquake Revealed by Differential LIDAR." Science **335**: 702-705.
- Ottmøeller, L., Havskov, J. (1999). "SeisNet: A General Purpose Virtual Seismic Network." Seismological Research Letters **70** (5): 522-528.
- Pelayo, A., Razo L, A., Gutiérrez N. L. C. A., Arellano, G. F., Espinoza, J. M. y Quijano, J. L., (1991). "Main geothermal fields of Mexico: Cerro Prieto Geothermal Field, Baja

California.” Geological Society of America, The Geology of North America, v. **P-3** (Economic Geology, México): 23-58.

Plattner, C., Malservisi, R., Dixon, T. H., Sella, G. F., Lafemina, P., Fletcher, J. M. y Suarez-Vidal F. (2007). "New constraints on relative motion between the Pacific plate and Baja California microplate (Mexico) from GPS measurements." Geophysical Journal International. **170**: 1373-1380.

Puente, I. y de la Peña, A. (1978). "Geology of the Cerro Prieto geothermal field (2003)." Geothermics. **8**(3-4): 155-175.

Puente, I. y de la Peña A. (1978). "Geology of the Cerro Prieto Geothermal field." Proceedings of the First Symposium on the Cerro Prieto Geothermal Field, Baja California, México.: 17-40.

Sheriff, E. y Geldart, L. P. (1983). "Exploration Seismology, vol 2: Data Processing and Interpretation." Cambridge University Press, Cambridge.

Silver, L. T., Taylor H. P. y Chappell, B. (1979). "Some petrological, geochemical and geochronological observations of the Penninsular Rages batholith near the International Border of the U.S.A and México, in Abbott, P.L. and Todd, V.R., eds, Mesozoic crystalline rocks - Peninsular Ranges batholith and pegmatites, Point Sal ophiolite." en Salas, G.P., ed, "Economic Geology of Mexico", The Geology of North America, v. P=3, "Geological Society of America Annual Meeting Guidebook: San Diego State University: 83-110.

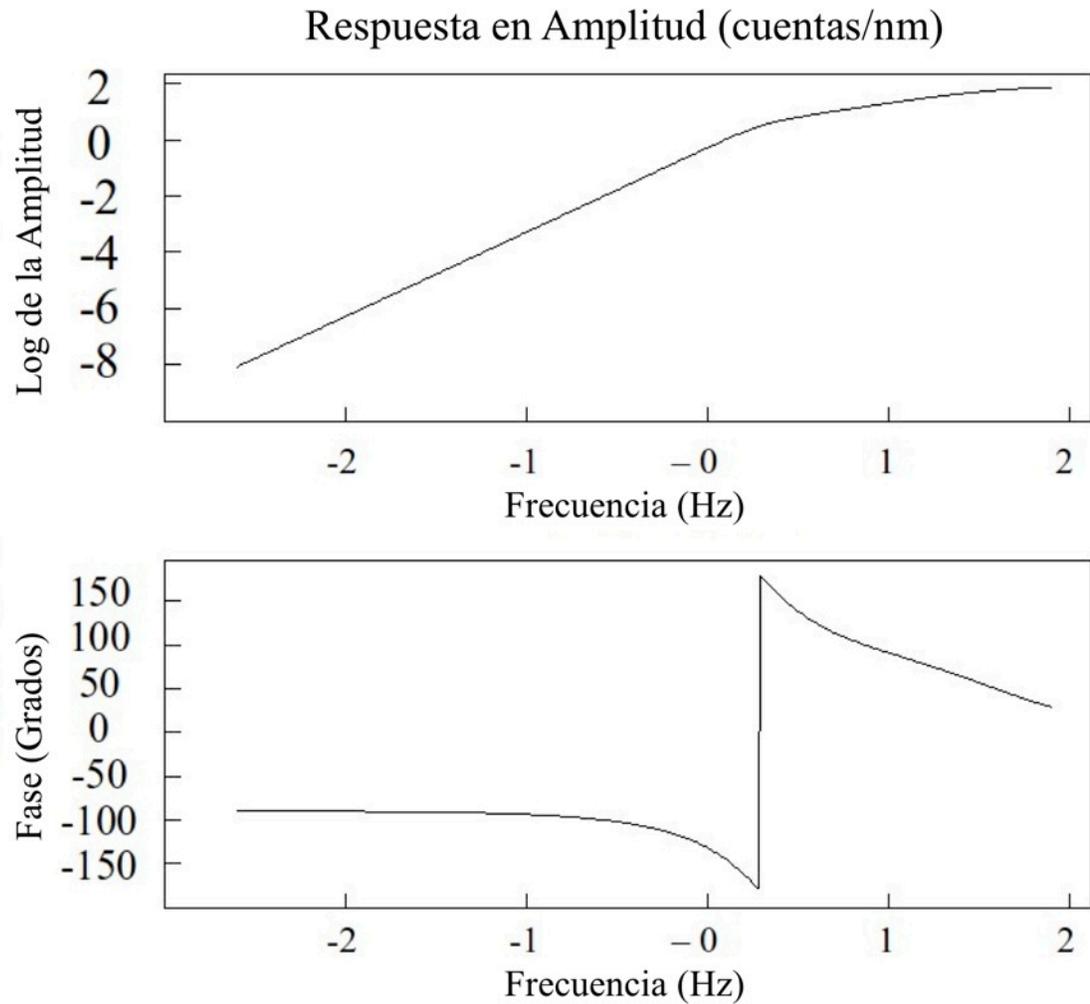
Song, J. L., y ten Brink, U. (2005). "RayGUI 2.0 - A Graphical User Interface for Interactive Forward and Inversion Ray-Tracing." U.S. Geological Survey Open-File Report 2004-1426, 33.

- Spelz-Madero, R. M., Fletcher, J. M., Lewis, O. y Caffee, M. W.. (2008). "Quaternary alluvial-fan development, climate and morphologic dating of fault scarps in Laguna Salada, Baja California, Mexico." Geomorphology **102**(3-4): 578-594.
- Stein, S. y Wysession, M. (2003). "Introduction to Seismology, Earthquakes and Earth Structure." Blackwell Publishing, Oxford: 498.
- Stock, J. M., Martín-Barajas, A, Suárez-Vidal, F. y Miller, M. M. (1991). "Miocene to Holocene extensional tectonics and volcanic stratigraphy of NE Baja California, Mexico." En: Walawender, Michael J. y Hanan, B., eds., "Geological excursions in Southern California and Mexico": San Diego, California, San Diego State University Department of Geological Sciences.": 44-67.
- Suárez-Vidal, F., Munguía, L., González-Escobar, M., González-García, J. J. y Glowacka, E.. (2007). "Surface rupture of the Morelia Fault near the Cerro Prieto geothermal field, Mexicali, Baja California, Mexico, during the Mw 5.4 earthquake of May 24, 2006." Seismological Research Letters. **78**(3): 394-399
- 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**: 636-649.
- Vidal-Villegas, A., Munguía, L. y González-García, J. J. (2005). "Faulting Parameters of Earthquakes ( $4.1 \leq M_L \leq 5.3$ ) in the Peninsular Ranges of Baja California, Mexico." Seismological Research Letters, **81**(1): 44-52.

- Wei, S., Fielding, E., Leprince, S., Sladen, A., Avouac, J-P., Helmberger, D., Hauksson, E., Chu, R., Simons, M., Hudnut, K., Herring, T. y Briggs, R. (2011). "Superficial simplicity of the 2010 El Mayor–Cucapah earthquake of Baja California in Mexico." Nature Geoscience **4**(9): 615-618.
- Zelt, C. A. (1999). "Modelling strategies and model assessment for wide-angle seismic traveltimes data." Geophysical Journal International **139**: 183-204.
- Zelt, C. A. y Smith, R. B. (1992). "Seismic traveltimes inversion for 2-D crustal velocity structure." Geophysical Journal International **108**: 16-34.
- Zelt, C. A. y Ellis, R. M. (1988). "Practical and efficient ray tracing in two-dimensional media for rapid traveltimes and amplitude forward modelling." Canadian Journal of Exploration Geophysics **24**: 16-31.

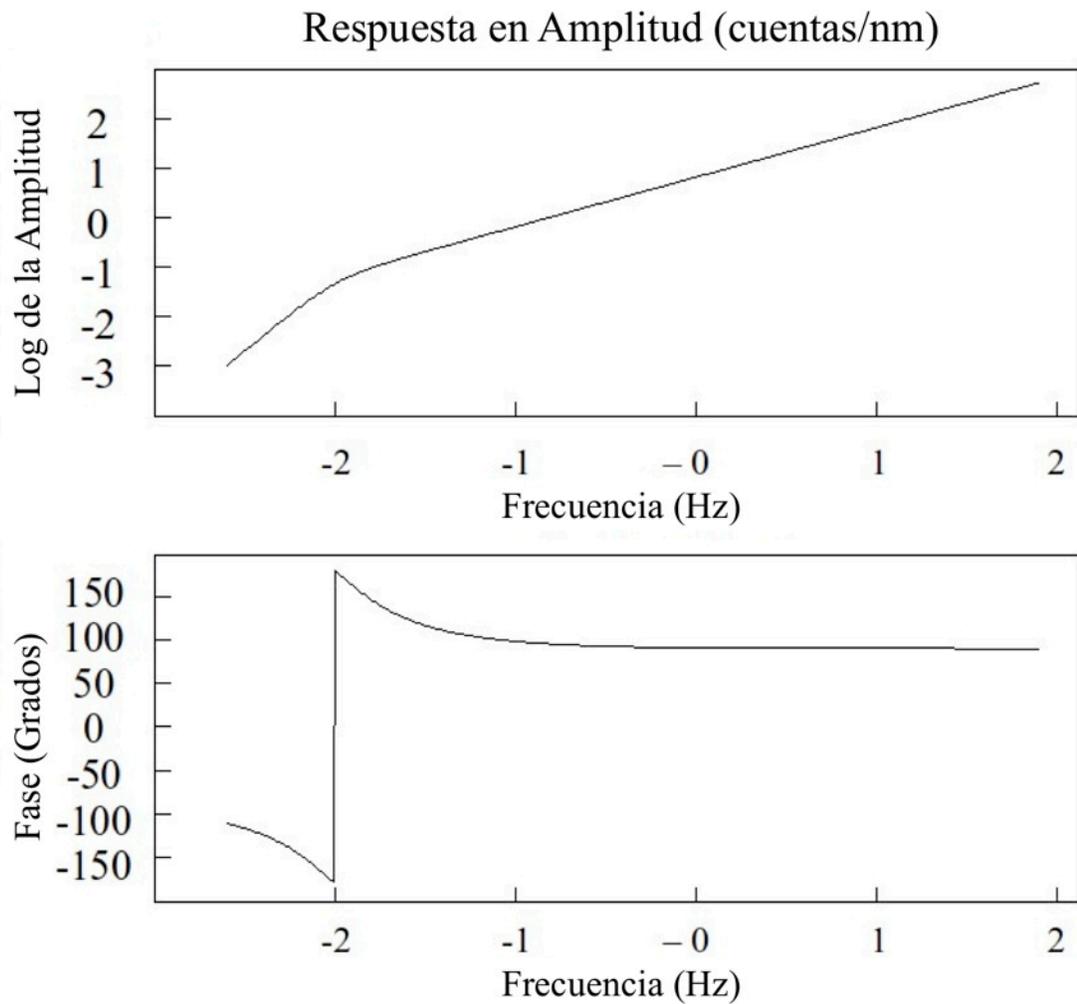
## Apéndice A

### A.1 - Respuesta en frecuencia de las estaciones temporales con sismómetros Geospace HS-1 (2 Hz) y grabadoras SARA (24 bits)



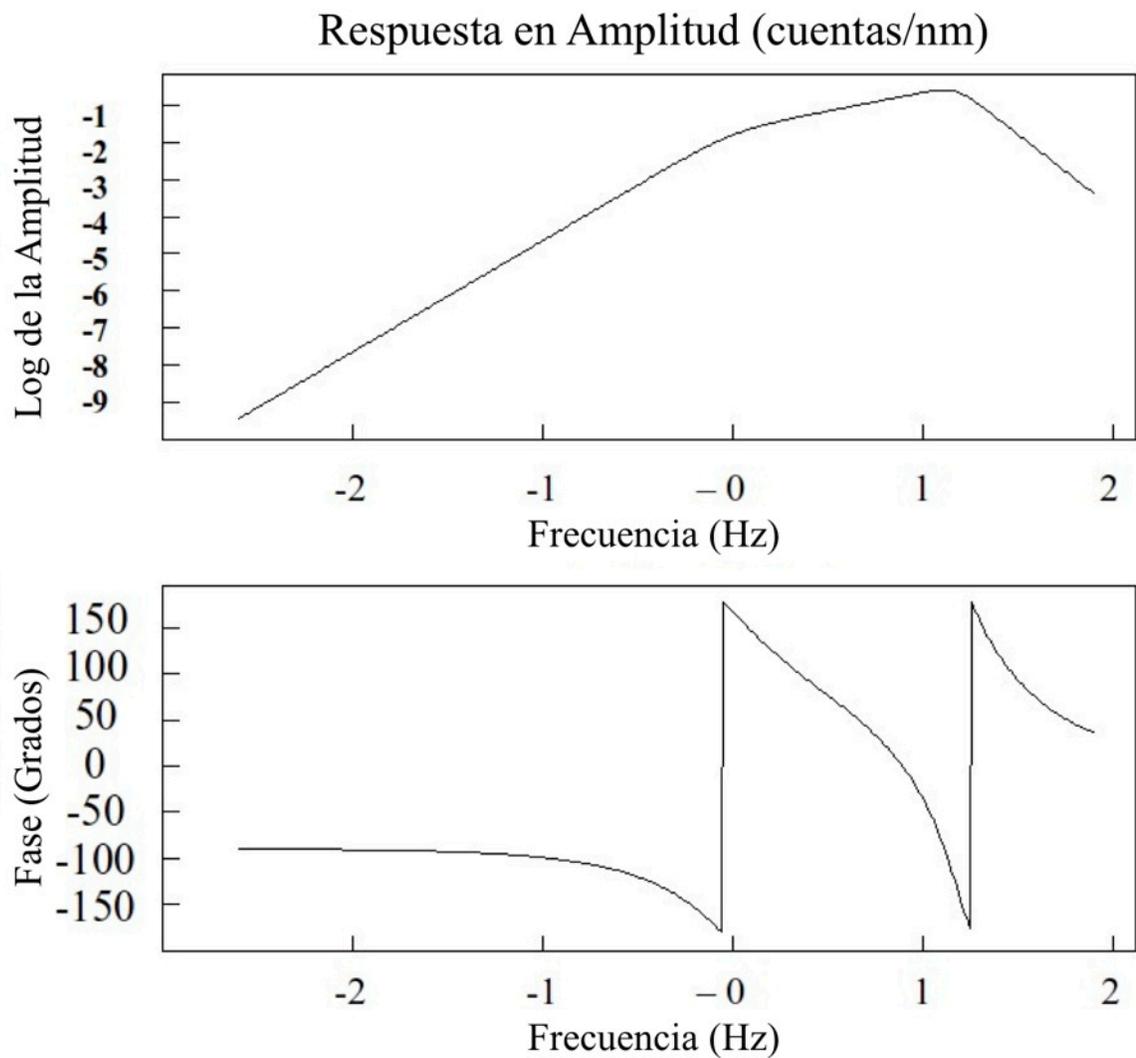
**Figura A.1.** Respuesta en frecuencia en amplitud (arriba) y en fase (abajo) de la componente vertical de la estación 148 del perfil de refracción.

**A.2 - Respuesta en frecuencia de la estación temporal con sismómetro de KS-2000 (100s - 50 Hz) y grabadora Reftek DAS-130 (24 bits)**



**Figura A.2.** Respuesta en frecuencia en amplitud (arriba) y en fase (abajo) de la componente vertical de la estación de banda ancha, estación 200, del perfil temporal de refracción.

A.3 - Respuesta en frecuencia de la estación SLX, que forma parte de RESNOM, con sismómetro Mark L4-C (1s) y grabadora diseñada y construida en el CICESE (12 bits).

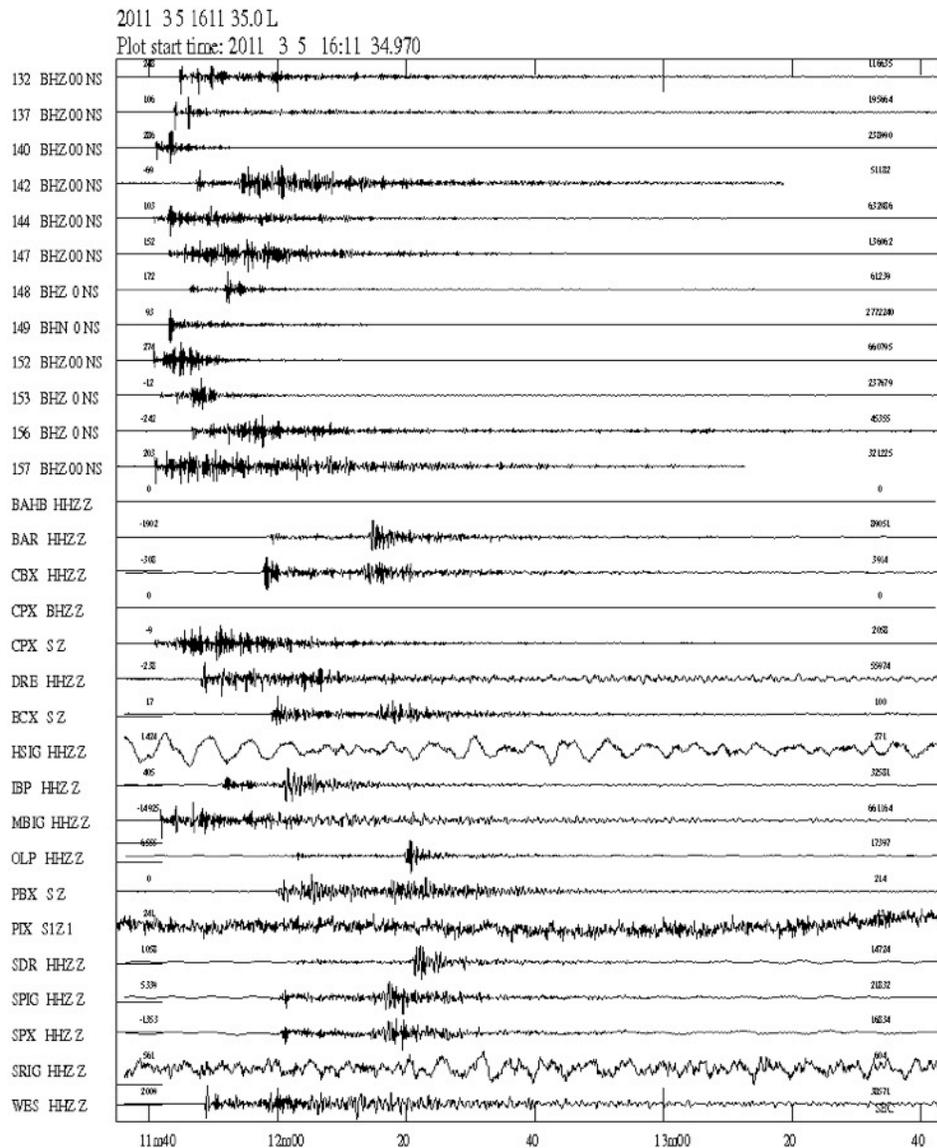


**Figura A.3.** Respuesta en frecuencia en amplitud (arriba) y en fase (abajo) de la componente vertical de la estación SLX de RESNOM que forma parte del perfil de refracción.

## Apéndice B

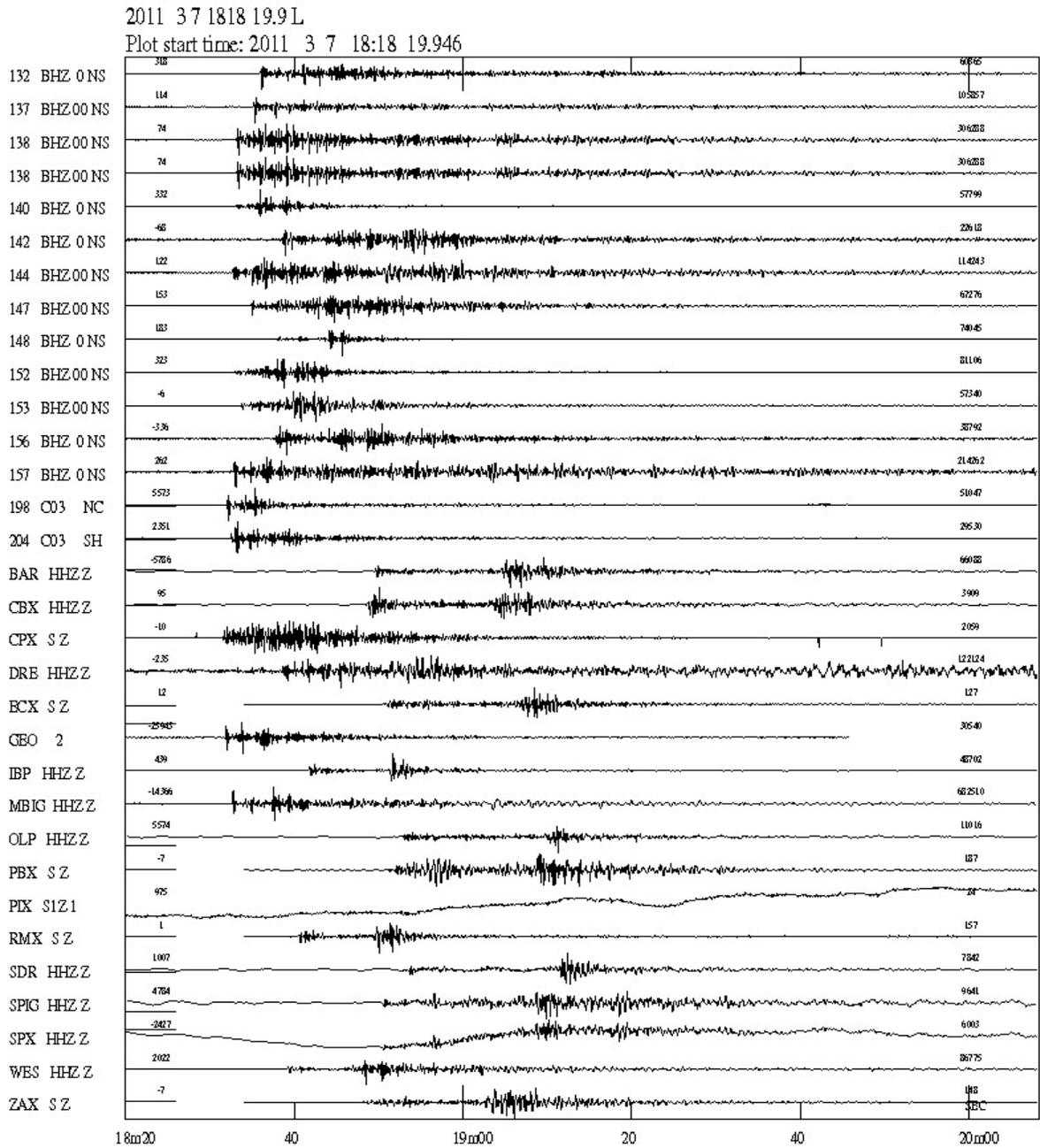
### Sismogramas de los sismos candidatos a Tiro Inverso.

#### B.1 – Evento denominado [A], 2011-03-05-16:11:35.0



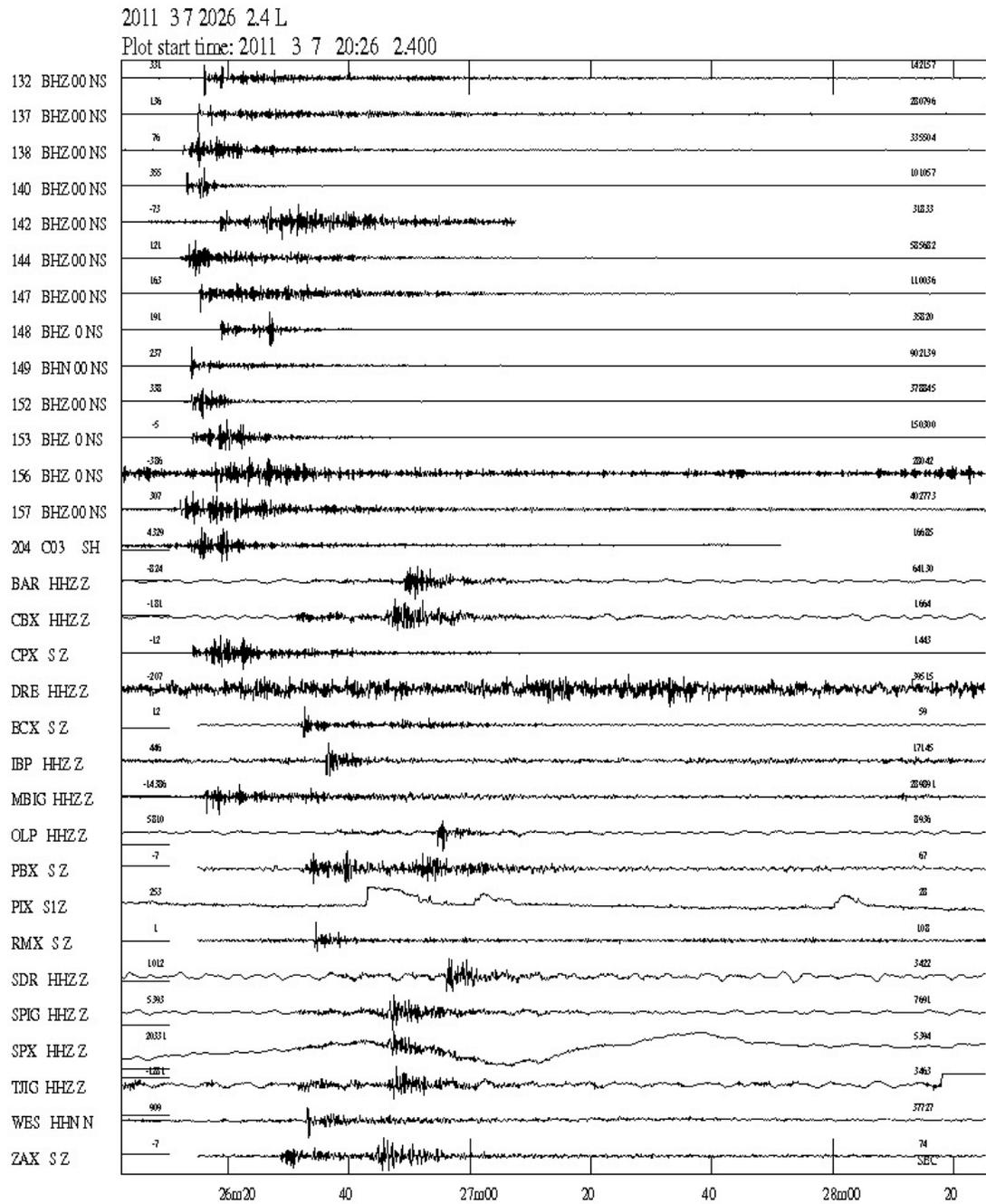
**Figura B.1.** Evento del día 5 de marzo de 2011 a las 16 horas 11 minutos (UTC) denominado: Sismo [A]. Candidato a ser usado como Tiro Inverso.

## B.2 – Evento denominado [B], 2011-03-07-18:18:19.9.



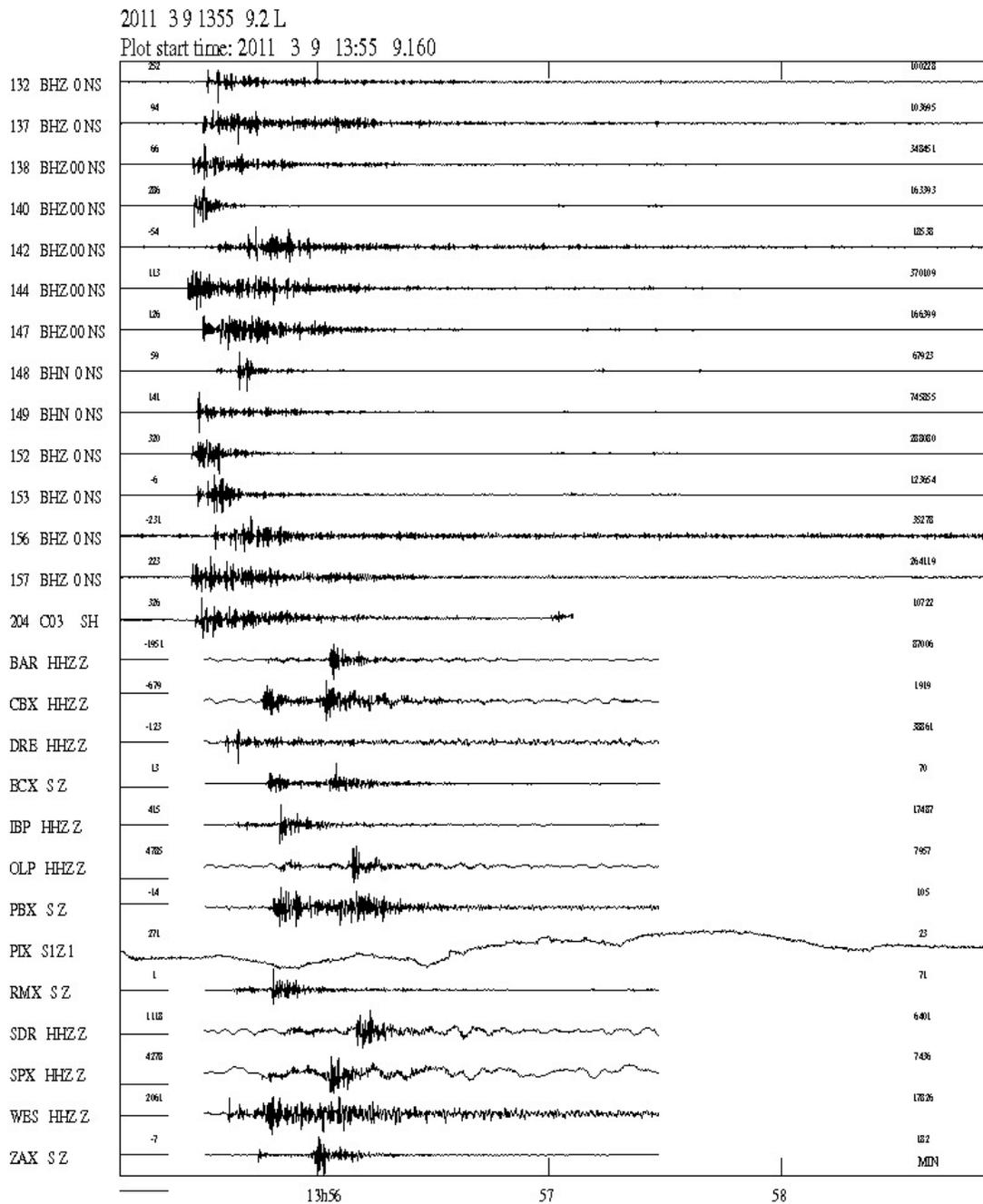
**Figura B.2.** Evento del día 7 de marzo de 2011 a las 18 horas 18 minutos (UTC) denominado: Sismo [B]. Candidato a ser usado como Tiro Inverso.

### B.3 – Evento denominado [C], 2011-03-07-20:26:02.4.



**Figura B.3.** Evento del día 7 de marzo de 2011 a las 20 horas 26 minutos (UTC) denominado: Sismo [C], usado como Tiro Inverso.

### B.4 – Evento denominado [D], 2011-03-09-13:55:09.2.



**Figura B.4.** Evento del día 9 de marzo de 2011 a las 13 horas 55 minutos (UTC) denominado: Sismo [D]. Candidato a ser usado como Tiro Inverso.