



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO
Programa de Posgrado en Ciencias de la Tierra

**TOMOGRAFÍA DE TIEMPO DE PROPAGACION DE ONDAS P Y S
POR DEBAJO DEL SUR DE MÉXICO**

T E S I S
QUE PARA OPTAR POR EL GRADO DE:
DOCTOR EN CIENCIAS

PRESENTA:
EDUARDO HUESCA PÉREZ

TUTOR: DR. ALLEN HUSKER (INSTITUTO DE GEOFÍSICA).
COMITÉ TUTORAL:
DR. ARTURO IGLESIAS MENDOZA (INSTITUTO DE GEOFÍSICA).
DR. VLADIMIR KOSTOGLODOV (INSTITUTO DE GEOFÍSICA).
DR. CARLOS MENDOZA (CENTRO DE GEOCIENCIAS).
DR. VLAD MANEA (CENTRO DE GEOCIENCIAS).

MÉXICO, D. F. / FEBRERO 2013.



Universidad Nacional
Autónoma de México

Dirección General de Bibliotecas de la UNAM

Biblioteca Central



UNAM – Dirección General de Bibliotecas
Tesis Digitales
Restricciones de uso

DERECHOS RESERVADOS ©
PROHIBIDA SU REPRODUCCIÓN TOTAL O PARCIAL

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

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

Agradecimientos.

Dedico este trabajo a mi madre que ha estado allí siempre conmigo.

A mi madrina Pili, a mi prima MaryPili, a Monse, a María, a Ray y a mi padre.

A Ana Laura mi hermana.

A mi tutor el Dr. Allen Husker por todos estos años de apoyo y paciencia para la elaboración del artículo y tesis.

Al Dr. Luis Quintanar un reconocimiento especial por apoyarme con la firma para la burocracia de la UNAM y por estar cerca por más de una década.

A mis sinodales Allen Husker, Arturo Iglesias, Carlos Mendoza, Vladimir Kostoglodov y Vlad Manea por todos sus comentarios tan oportunos para mejorar este trabajo.

A mis amigos, Roberto Luna, Alejandro Cervantes, Edahí, a Carlos Salto, Rogelio Corona, Cynthia López Portela, Lulú Mastranzo, Víctor Hugo Espíndola, Ana Teresa Mendoza, Alma Alicia, Claudia Palacios.

Al CONACyT por la beca doctoral otorgada.

Índice.

Resumen.	4
Capítulo 1.	7
Introducción.	7
Marco Geotectónico.	11
NVT y SSE en otras regiones del mundo.	16
SSE y Tremor Tectónico. Características Generales.	18
SSE y NVT en México.	25
Capítulo 2.	35
Datos y Método.	35
Capítulo 3. Tomografías de tiempo de propagación de onda P y S en dos dimensiones para la corteza en el sur de México.	57
Introducción.	58
Tomografía de tiempo de propagación de onda P.	64
Resolución de la tomografía de onda P.	70
Checkerboards para la tomografía con onda P.	74
Modelado directo con placas para la onda P.	78
Obtención de una tomografía sintética de onda P por modelado directo.	84
Tomografía de onda S.	90
Resolución de la tomografía de onda S.	95

Checkerboards para la tomografía con onda S.	99
Modelado directo con placas usando datos de onda S.	101
Obtención de tomografía de S por modelado directo.	106
Cociente de Poisson, cociente μ/K y V_p/V_s .	112
Interpretación de las tomografías.	117
Conclusión al capítulo.	123
Capítulo 4. NVT y velocidades sísmicas en Guerrero.	126
Introducción.	127
NVT y velocidades sísmicas.	132
Capítulo 5. Conclusiones.	142
Referencias.	146
Anexo A. Estaciones MASE.	165
Anexo B. Catálogos de datos.	168

Resumen.

El objetivo de este estudio es determinar la estructura de velocidades en un perfil por debajo de la línea MASE hasta una profundidad de 45 km que comprende la corteza continental, parte del manto y de la placa subducida de Cocos. La estructura de velocidades se obtiene con dos tomografías de tiempos de propagación para las ondas P y S. Las tomografías muestran una estructura de velocidades muy heterogénea de las cuales cabe destacar las siguientes características. 1) Velocidades rápidas para las ondas P y S en la sección descendiente de la placa (entre 0 – 40 km desde la costa). 2) Sobre la esquina donde *Pérez-Campos et al.* (2008) infiere que la placa se torna subhorizontal existen velocidades bajas de P (área roja-naranja entre 50 km y 90 km tierra dentro) pero la onda S no muestra anomalía alguna. 3) Sobre la sección plana de la placa existe una región con velocidades moderadamente bajas para las dos ondas (entre 90 km y 150 km desde la costa). 4) Entre los 150 km – 205 km desde la costa, las velocidades de las dos ondas se caracterizan por tener velocidades extremadamente bajas.

Con base en la estructura de velocidades de P y S se obtiene el cociente de V_p/V_s así como los parámetros elásticos K (módulo compresivo) y μ (módulo de cizalla). Estos parámetros muestran que existe presencia de fluidos entre los 0 y 80 – 90 km desde la costa en la sección descendiente de la placa de Cocos que reduce la presión efectiva disminuyendo la velocidad de la onda S mayormente que la velocidad de la onda P y por tanto elevando V_p/V_s . A los 80 – 90 km, en la zona donde la corteza oceánica se torna subhorizontal, se observa a V_p/V_s levemente bajo indicando que disminuye principalmente la velocidad de la onda P sin afectar de forma perceptible a la velocidad de S. Este fenómeno se puede

explicar por esfuerzos tectónicos en la corteza continental sobre la esquina que generan fracturamientos gruesos (Shearer, 1988). En la sección subhorizontal se detecta una región de V_p/V_s elevado indicando que esta región está sometida a la presencia de fluidos por deshidratación de la corteza oceánica que está por debajo aumentando así la presión de poro que disminuye mayormente la velocidad de la onda S que la P. Al norte de los 160 km de la costa se detecta que las velocidades de las dos ondas son lentas haciendo que el cociente de V_p/V_s a penas se eleve de los valores del sólido de Poisson (1.73), lo que indica que existen reducciones proporcionales para las dos ondas. Se propone que la reducción de S se debe a fuerte presencia de fluidos en la corteza continental por deshidratación de la corteza oceánica localizada por debajo. La reducción de la velocidad de la onda P no se puede explicar por la presencia de estos fluidos sino por fracturamiento de la corteza continental. Así se propone que esta región de V_p/V_s deprimido surge por una combinación de fluidos, altas temperaturas inducidas por la región de gozne localizada al norte y por fracturamiento en la corteza continental.

Los análisis de errores muestran efectos de distorsión en ambas tomografías que hacen que la velocidad no se puede recuperar más allá del 40% de la magnitud de la velocidad total de la perturbación introducida en el checkerboard ($\pm 10\%$ del modelo de Campillo et al., (1996)). Los elementos estructurales más chicos que se pueden recuperar en las tomografías de P y S tienen dimensiones de 30 km x 30 km. El modelado directo realizado con estructuras geométricas (placas en intrusión y subducción) evalúa qué tan bien la inversión puede recuperar o definir geometrías o formas que poseen velocidades sintéticas conocidas ($\pm 10\%$). Las tomografías de onda P y S presentan buena definición y

recuperación de formas entre la costa y los 70 km tierra dentro y fuertes distorsiones entre los 70 – 80 km desde la costa hasta el final del perfil a los 205 km desde la costa. Se obtiene por modelado directo una tomografía sintética que se va perturba secuencialmente en las regiones que poseen anomalías en la inversión real. Este procedimiento permite discriminar las regiones que sufren efectos artificiales de compensación. La región comprendida entre los 70 – 80 km desde la costa hasta los 160 km tierra adentro en la tomografía para la onda P es la región que sufre el mayor efecto de compensación. Lo tomografía para la onda S muestra pocos efectos de compensación según se puede observar en el análisis.

Capítulo 1.

Introducción.

El presente trabajo tiene como objetivo investigar la estructura de velocidades de la corteza continental en el sur de México. Para conseguirlo se aprovecho el gran volumen de datos que produjo la instalación de la red de estaciones MASE (Meso-American Subduction Experiment) que operó en México en los años 2005 – 2007. Esta red sísmica estaba conformada por cien estaciones separadas entre sí, en promedio cada cinco kilómetros, que seguían una línea más o menos recta entre Acapulco y el pueblo de Tempoal en el norte de Veracruz cerca del puerto de Tampico, Tamaulipas. Esta geometría lineal permitió la creación de un perfil por debajo de la red sísmica con el cual se pudo investigar el estado de las velocidades con las cuales dos ondas de cuerpo, las ondas P y S, se propagan por el interior de la Tierra y en particular en los 50 km por debajo de la superficie que corresponden a parte del manto, la placa subducida de Cocos y la corteza continental. Este perfil tiene un largo de 210 km comprendidos entre la costa y el sur de Morelos.

El conocimiento de la estructura de velocidades es importante porque permite develar información sobre la naturaleza elástica del material en el cual se están propagando las ondas sísmicas. Al comparar la estructura de velocidades observadas y obtenidas mediante lecturas de tiempo de arribo de cada onda en cada estación de la red contra un

modelo teórico de velocidades de la región, se podrá saber qué zonas del perfil están afectadas positiva o negativamente (i. e. en qué partes de la corteza las ondas se propagan más rápido o más lento en comparación a un modelo teórico). Como es ampliamente conocido, las ondas que se propagan en medios elásticos están íntimamente ligadas a los módulos K (resistencia a compresión) y μ (resistencia a torsión) y en la medida en que estos parámetros estén afectados cambiarán las velocidades de propagación de estas ondas. Diversos procesos tectónicos pueden afectar los parámetros elásticos y en consecuencia la velocidad al interior de la tierra, tales como exposición del material rocoso a alta presión y temperatura, a procesos de deshidratación metamórfica y a los campos de esfuerzos presentes. Todo este conjunto de condiciones físicas que alteran el estado elástico de la roca, a su vez, va a posibilitar en este trabajo la construcción de teorías que permitirán explicar la génesis de dos fenómenos sísmicos descubiertos en las últimas dos décadas como son el sismo lento (Slow Slip Event, SSE) y el Tremor No-Volcánico (Non-Volcanic Tremor, NVT).

En el presente capítulo se plantea el marco geotectónico en el que se encuentra la región de estudio en el estado de Guerrero y se describe la fenomenología del Tremor No-Volcánico y los Sismos Lentos (Slow Slip Events, SSE) que se han detectado en esta zona.

En el capítulo dos se presenta el origen de los datos, se muestran ejemplos de señales sísmicas, cómo se hicieron las lecturas de los tiempos en sismograma, la configuración de la rejilla, el trazado de rayos requerido para las dos tomografías y el método de inversión.

En el capítulo tres se presentan los resultados de la inversión para la estructura de velocidades de las ondas P y S en la corteza continental y el manto superior en el sur de México y su relación con los parámetros elásticos. Se trabajan varias técnicas para determinar la capacidad que tuvo la inversión para resolver detalles de la estructura de velocidades (i. e. qué tan fina es la inversión y que tan bien puede “ver” estructuras con velocidades sísmicas diferentes a un modelo promedio de velocidades en el interior de la Tierra). Para esto se trabaja la prueba de checkerboard (la prueba del tablero de damas por su semejanza gráfica con él) con el cual se investiga si la inversión es capaz de recuperar un modelo sintético de velocidades, previamente conocido, en el que se perturban cajas que cambian velocidades abruptamente. La matriz de resolución se obtiene para conocer la medida de la densidad de rayos que cubren la región del perfil que está involucrada directamente con la determinación de la estructura de velocidades y finalmente para conocer la capacidad que tiene la inversión para resolver y recuperar estructuras geométricas con velocidades perturbadas artificialmente. Estas pruebas dan la medida de error asociado y permiten conocer cuantitativamente si las estructuras reales sufren de distorsión de su geometría durante el proceso de inversión y de la magnitud de la velocidad que se puede recuperar. Y finalmente se da la interpretación física de los resultados.

El capítulo cuatro plantea la vinculación de los resultados de las tomografías de P y S al contexto tectónico con el NVT y SSE. La estructura de velocidades obtenida completa un cuadro muy congruente con diversos estudios realizados por muchos investigadores y confirma la hipótesis de que la génesis del NVT está asociada, de alguna u otra manera, a

la presencia de fluidos en la corteza oceánica y continental de la región sub-horizontal de la subducción. Se puede llegar a esta conclusión ya que las velocidades de la onda de cortante están anómalamente bajas en la región donde se han identificado que ocurren los tremores de origen no-volcánico.

Marco Geotectónico.

El marco geotectónico de México es sumamente complejo y hay amplia información sobre ella en la literatura geofísica. Aquí se tratará brevemente la reconstrucción de la historia tectónica de la antigua placa Farallón cuyo proceso de subducción ha dado forma a Sudamérica y al territorio nacional mexicano desde hace unos cuarenta millones de años. Podemos decir que al aproximarse la dorsal del Pacífico Oriental al continente americano, la placa de Farallón, que conformaba el fondo del océano Pacífico, se rompió en las placas de Farallon Norte y Sur en el periodo del Eoceno debido a la repentina detención de la subducción frente a la costa de California. Las dorsales oceánicas (que crean corteza nueva) no pueden subducir debido a que las densidades de la roca recientemente formada son similares a las densidades del manto inmediatamente localizado por debajo (Atwater, 1989). Este proceso produjo con el paso del tiempo una segmentación de la placa de Farallón que subducía desde el Canadá hasta América del sur, dando paso a la apertura de una ventana en la corteza oceánica subducida (Dickinson y Snyder, 1979; Severinghaus y Atwater, 1990; Thorkelson, 1996; Gorbatov y Fukao, 2005) frente a la costa de Baja California. El remanente de la placa de Farallon Norte subducida en la zona ha sido estudiada con tomografías por *van der Lee y Nolet (1997)* y *Gorbatov y Fukao (2005)*. La placa de Farallon Sur a su vez se segmentó en la placa de Rivera, Cocos y Nazca hace unos 25 millones de años (Severinghaus y Atwater, 1990; Barckhuasen et al., 2001). La tomografía de la sección norte de la placa Farallon indica que la placa se extiende a través del manto hasta una profundidad de ~1500 km (Grand et al., 1997; van der Hilst et al., 1997). La extensión más superficial de la placa subducida se trunca en la astenósfera

sin continuar hasta la superficie y su límite sur ha sido localizado cerca de la frontera entre México y Estados Unidos a 30° de latitud norte (van der Lee y Nolet, 1997). *Gorbatov y Fukao* (2005) encuentran que la parte profunda de la placa de Farallon esta desacoplada de la placa de Cocos por una grieta que se va propagando hacia el este y se encuentra en algún punto por debajo de la superficie frente a la costa del golfo de México en Campeche. Más hacia el sur, la placa de Cocos permanece continua con la placa Farallon. El desacoplamiento ha provocado una rotación antihoraria de la placa de Cocos y el pivoteo hace que la velocidad de subducción hacia el norte decrezca significativamente. La porción de la placa Farallón que aún permanece unida a la placa de Cocos subduce con velocidad constante. Estas diferencias en los movimientos de las placas hacen que geoméricamente se induzcan levantamientos relativos de la placa de Cocos en la sección no desacoplada (*Gorbatov y Fukao, 2005*) y el levantamiento es responsable de que el eje Neovolcánico esté orientado este-oeste.

La configuración sub-horizontal de la placa de Cocos por debajo de México afecta una amplia zona geográfica de la corteza continental y el conocimiento de su geometría es importante. Tectónicamente, la subducción mexicana posee una configuración plana (*Pardo y Suárez, 1995; Gutscher et al., 2000*). *Pardo y Suárez* (1995) confirman la configuración sub-horizontal de la placa de Cocos con el análisis de la distribución de la sismicidad de la región. *Husker y Davis* (2009) encuentran con una tomografía de onda P que la placa de Cocos se trunca repentinamente por debajo del eje Neo-Volcánico a unos 500 km de profundidad a 350 km de la trinchera. *Pérez-Campos et al.* (2008) proveyó observaciones detalladas del segmento plano de la placa subducida de Cocos mediante un

estudio con funciones de receptor donde la placa subduce con un ángulo de 15° hacia el manto, tornándose plano aproximadamente a los 70 km de la costa a unos 40 km de profundidad. La placa permanece plana hasta los 300 km desde la trinchera donde se torna inclinada para descender dentro del manto con un ángulo de $\sim 70^\circ$ justo por debajo del Eje Neo-Volcánico (Husker y Davis, 2009). La porción plana de la placa subducida carece de manto litosférico quedando la corteza continental y la corteza oceánica subducida en contacto directo, pero se cree que ambas se encuentran parcialmente desacopladas por una capa de baja velocidad (Song et al., 2009; Kim et al., 2010). Se piensa que la generación de esta capa de baja velocidad está asociada a procesos de deshidratación en reacciones mineralógicas (Hacker et al., 2003). Es bien conocido que la corteza oceánica, tal como la placa de Cocos, está altamente hidratada (Jödicke et al., 2006; Manea y Manea, 2010; Kim et al., 2010) y libera su contenido de agua hacia la corteza continental cabalgante mientras la placa subduce. El proceso de deshidratación hace que la corteza continental sufra cambios químicos y elásticos que afectan las velocidades de propagación de las ondas sísmicas.

Existe amplia evidencia de fluidos presentes en la placa subducida y en la corteza continental profunda. Por ejemplo, *Kim et al.*, (2010) en un estudio de funciones de receptor encuentran valores de V_p/V_s de moderados a altos en la cara superior de la placa oceánica subducida indicando que allí existe presión de poro elevada debido a saturación por flujos. *Iglesias et al.* (2010) detectan velocidades de cortante bajas respecto a una estructura de velocidades obtenidas para Guerrero por *Campillo et al.* (1996) al sur del eje Neo-Volcánico (TMVB) por encima de la sección plana de la corteza oceánica subducida

que se correlaciona con los procesos de deshidratación desde la placa. Estos datos concuerdan con un estudio magnetotelúrico elaborado por *Jödicke et al.* (2006) en el que hallan la presencia de anomalías de conductividad que interpretan como fluidos liberados desde la placa subducida en la corteza continental superior. *Jödicke et al.* (2006) proponen que los fluidos en el estudio magnetotelúrico son progresivamente descargados por deshidratación metamórfica de la corteza oceánica subyacente por opresión litostática de poros y grietas en sedimentos y basaltos por fallamiento intenso de doblez.

Las anomalías de conductividad aisladas encontradas por *Jödicke et al.* (2006) a 105 km al norte de la costa en la región de Iguala, Guerrero, coinciden con un área de deshidratación metamórfica modeladas por *Manea y Manea* (2010). Esta es la región donde la distribución de energía del tremor no-volcánico (NVT) ha sido detectada en el estado de Guerrero dentro de la región de subducción plana entre los 85 a 160 km de la costa (*Husker et al.*, 2012; *Kostoglodov et al.*, 2010; *Payero et al.*, 2008) justo al sur del pulso de deshidratación principal (*Payero et al.*, 2008). La existencia de NVT podría estar relacionada con flujos liberados por procesos de deshidratación de minerales dentro de la corteza subducida (*Manea et al.*, 2004; *Manea y Manea*, 2010).

Entre la costa y los 80 km tierra adentro se localiza la región de actividad del sismo lento (SSE) (*Kostoglodov et al.*, 2010; *Radiguet et al.*, 2011; *Husker et al.*, 2012). El SSE se da en la zona donde la placa oceánica subduce con ángulo pronunciado y sucede al norte de la región sismogénica y al sur de la región de NVT. Sin embargo, en un estudio previo de *Iglesias et al.* (2004) encuentran que la mayor parte del deslizamiento (~22 cm) del SSE de 2002 se da en la región sismogénica cerca de la costa creando controversia sobre su

localización. Por otro lado, *Larson et al.* (2004), así como *Schwartz y Rokosky* (2007) hacen notar que la deformación intersísmica registrada con GPS indica una porción de la placa parcialmente acoplada a profundidades menores a los 25 km y coincide espacialmente con una capa de baja velocidad (USL) por arriba de la interfaz entre la placa subducida de Cocos y la corteza continental (*Song et al.*, 2006; *Pérez-Campos et al.*, 2010).

NVT y SSE en otras regiones del mundo.

Los NVT y SSE también se han detectado en otras partes del mundo (Schwartz y Rokosky, 2007). Los NVT están conformados por sismos de baja frecuencia (LFE o Low frequency Earthquakes por sus siglas en inglés). Estos sismos tienen contenido de baja frecuencia en su espectro de Fourier (< 10 Hz). Los LFE se han estudiado en Shikoku (e. g. Shelly et al., 2006) y Tokai (e. g. Kato et al., 2010) en Japón; Cascadia (e. g. Audet et al., 2009) en la Isla de Vancouver y Costa Rica (e. g. Brown et al., 2009) (figura 1.1). La interacción entre los NVT y los SSE se da de forma compleja. Se han observado dos tipos de SSE: (1) SSE Cortos (intervalo pequeño de repetición) de alrededor de una semana de duración, de pequeña magnitud y (2) Largos (intervalo de repetición largo) de alrededor de un año de duración, de magnitud grande (e. g. Hirose y Obara, 2005; Obara y Hirose, 2006; Obara, 2010, 2011). Los SSE Cortos y los NVT ocurren simultáneamente en el espacio y en el tiempo. Los SSE Largos, sin embargo, ocurren pendiente arriba de la placa sobre la interfaz más somera desde la región fuente del NVT y del SSE Corto. El tremor de Cascadia está relacionado con un SSE Corto, mientras que el SSE observado en México al sur de la región del NVT en 2006 pertenece al SSE Largo (Rogers y Dragert, 2003; Husker et al., 2012; Kostoglodov et al., 2010; Obara, 2011). En Cascadia y en Japón el NVT se localiza por arriba de la interfaz superior de la placa. Estas zonas de subducción se caracterizan por tener ángulos de subducción pronunciados donde existe una cuña de manto por arriba de la placa subducida. Se ha observado que en estas cuñas de manto existen valores de V_p/V_s elevados (Kato et al., 2010). La geometría de subducción en México es la excepción por encontrarse en una región con subducción plana (e. g. Pardo y Suarez, 1995) en donde la

zona de NVT sucede en una zona desprovista de manto donde las fuentes parecen estarse dando dentro de la corteza continental o cerca de la interfaz entre la corteza continental y la placa subducida de Cocos. A su vez, la región de SSE se encuentra geográficamente alejada hacia el sur de la zona de NVT.

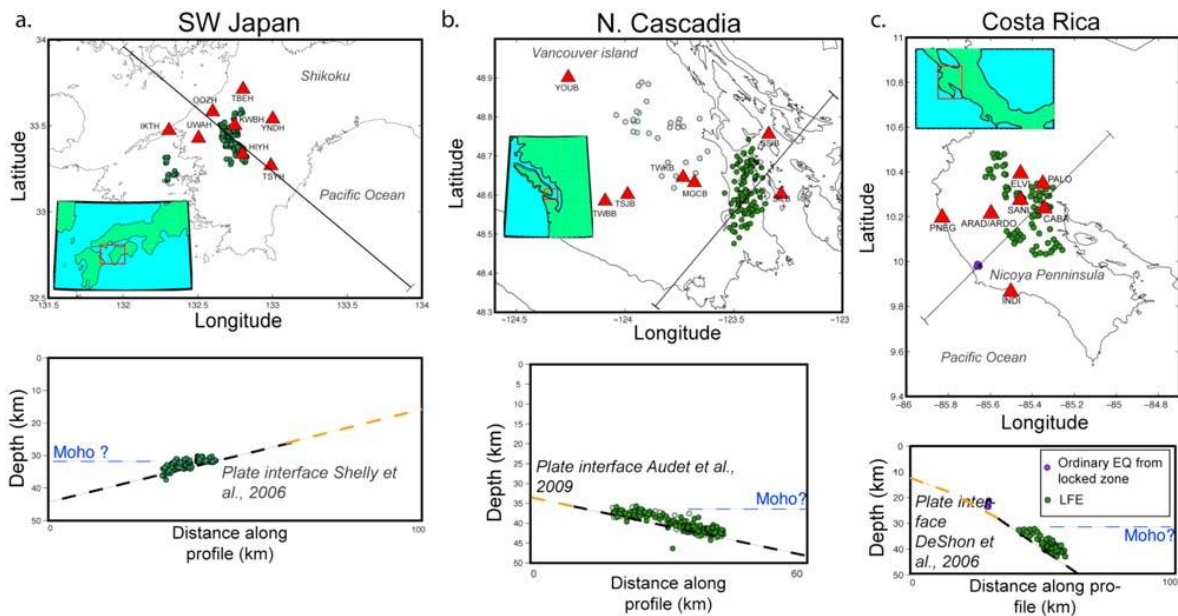


Figura 1.1. UBICACIONES DE TRES REGIONES en donde se ha observado la presencia de actividad de NVT. A) Suroeste de Japón; B) Norte de Cascadia; C) Costa Rica. Las líneas a trazos discontinuos de los cuadros inferiores representan las interfaces de las placas subducidas. En el suroeste de Japón (Shikoku) los LFE (sismos de baja frecuencia que probablemente forman al NVT) se dan entre los 30 y 35 km de profundidad (puntos verdes). En el norte de Cascadia los LFE están al sur de la isla de Vancouver a una profundidad de entre 30 y 40 km sobre la superficie de la interfaz (línea a trazos). En Costa Rica, los LFE se encuentran por debajo de la península Nicoya entre 30 y 40 km de profundidad. (Figura tomada de Brown et al., 2009).

SSE y Tremor Tectónico. Características Generales.

Para entender la naturaleza de los SSE y posteriormente los NVT es necesario explicar brevemente cuál es la naturaleza de la mecánica existente en la interfaz de acoplamiento entre dos placas que convergen tal como sucede en México y en otras partes del mundo donde se han detectado SSE y NVT. La mayor parte de los límites tectónicos acomodan el movimiento y la deformación sísmicamente en las partes someras de la corteza y asísmicamente en sus partes profundas. La transición entre el deslizamiento sísmico y asísmico se puede entender en términos de la respuesta de fricción de los materiales rocosos que conforman estos límites. Si la resistencia de fricción en los planos falla decrece más rápido que el esfuerzo, entonces sobrevienen dislocaciones rápidas asociadas con caídas bruscas de esfuerzo (terremotos). Si esta condición no se cumple y la resistencia en los planos de falla no decrece con la deformación, entonces ocurrirá deslizamiento estable (Schwartz y Rokosky, 2007). Conforme la temperatura aumenta con la profundidad ocurre un cambio en la resistencia mecánica de la roca que se cree es responsable de la terminación de la zona sísmica y del inicio del deslizamiento estable. Aunque las fuentes sísmicas no pueden formarse fuera de la región sismogénica, se ha observado que la ruptura cosísmica sí puede propagarse fuera de esta zona. Las regiones donde no hay nucleación sísmica pero que sí permiten la propagación de rupturas se conocen como zonas de estabilidad condicionada (Scholz, 2002).

Los episodios de sismos “silenciosos” o de dislocación lenta (SSE) liberan deformación en periodos que van desde unos cuantos días hasta años. Una de las características que lo

definen es su inhabilidad para generar ondas sísmicas. El análisis de este fenómeno ha permitido formar un cuadro más completo del proceso de acumulación de esfuerzo y su posterior liberación en diversas partes del mundo donde sucede.

Al moverse una placa que subduce respecto a la cabalgante, la parte de la interfaz de la placa que está firmemente acoplada arrastra a la placa superior con ella en la dirección del movimiento, produciendo la deformación de la placa superior y desplazamientos horizontales y verticales en la superficie de la Tierra que son paralelos o sub-paralelos a la dirección de convergencia. Estos desplazamientos producen deformación en la superficie que pueden ser medidos con GPS. Cuando el esfuerzo alcanza el límite de resistencia elástico de contacto de las rocas en la falla, un sismo ocurre, y de forma repentina el deslizamiento revierte su dirección haciendo que la placa cabalgante se rebote para regresar a una posición cercana a la que tenía anteriormente en cuestión de segundos o minutos dependiendo del tamaño del sismo. En la superficie, el deslizamiento sucede en la dirección contraria a la de la deformación. Posteriormente el ciclo sísmico continúa volviéndose a acumular deformación y los desplazamientos superficiales horizontales regresan a ser paralelos a la dirección de convergencia. Sin embargo, se ha visto que parte de la deformación se va liberando por el sismo lento a tasas de varios meses antes de que la deformación reanude a la misma razón anterior al sismo. Estos deslizamientos se muestran como quiebres en el deslizamiento promedio (línea verde, figura 1.2) cuando las señales de deformación obtenidas con GPS son graficadas en función del tiempo (figura 1.2).

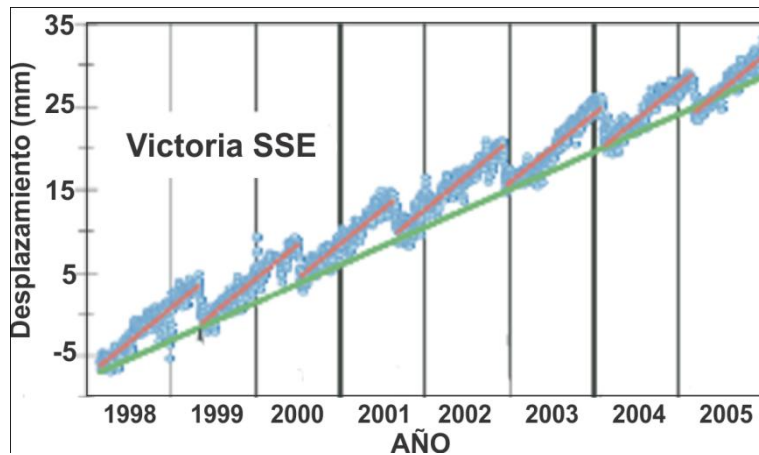


Figura 1.2. SISMO LENTO DETECTADO cerca de la ciudad de Victoria en la Isla de Vancouver, Canadá en la región norte de la zona de subducción de Cascadia. Los círculos azules muestran las componentes con dirección este de la posición del GPS en la estación ALBH cercana a Victoria. La línea verde indica la deformación promedio de largo plazo de la señal que se interrumpe por el SSE (inversiones en la dirección del movimiento) alrededor de cada 13 a 16 meses. Las líneas rojas con forma de escalera, muestran el promedio de la acumulación de la deformación entre periodos de SSE. (Modificada de *Dragert et al., 2004*).

Rogers y Dragert (2003) descubrieron en la región de Cascadia (isla de Vancouver), donde se presenta actividad de SSE, que éste se correlaciona con episodios de tremor sísmico. Por lo general, las señales de tremor se asocian con actividad volcánica. El tremor volcánico se investigó por primera vez en el volcán Aso en Japón en 1935 (*Sassa, 1935*) y desde ese entonces se ha observado en muchos volcanes en todo el mundo. La señal del tremor volcánico es una vibración sísmica registrada por sismómetros y es de larga

duración. Difiere de los sismos tectónicos por su duración, su carencia de arribos sísmicos impulsivos, frecuencias bajas dominantes y a menudo posee ondas armónicas. Diversos mecanismos se han propuesto para explicar el origen de este tipo de señales que van desde resonancia de cuerpos de magma con diversas geometrías hasta el flujo de fluidos en conductos constreñidos (Schwartz y Rokosky, 2007; Beroza y Satoshi, 2011). Aunque los mecanismos difieren entre sí ampliamente, todos tienen la característica de estar asociados con fluidos subterráneos. En consecuencia y por analogía, el tremor sísmico de origen “no volcánico” concurrente con los SSE, se ha comenzado a modelar con modelos que implican dislocaciones lentas asociadas a fluidos.

Las características generales del tremor tectónico o también conocido como tremor no volcánico pueden resumirse como sigue. El tremor no volcánico es una señal de larga duración (minutos a horas) de baja amplitud sin arribos de ondas de cuerpo claramente identificables dentro de la señal. Su duración varía entre regiones y episodios. Estas señales por lo general se identifican comparando las envolventes de las señales calculadas para varias estaciones. La forma real de estas envolventes suele usarse para calcular funciones de correlación entre diversas estaciones cercanas para identificar al tremor. Al determinarse esta correlación entre estaciones se puede concluir que el tremor es una actividad que ocurre dentro de toda una misma área y no confundirse como actividad aislada localmente asociada al ruido local en las inmediaciones de la estación de registro.

El tremor no volcánico se identifica por ser de baja frecuencia (< 10 Hz) ya que su ancho de banda contiene frecuencias que son inferiores a las de los sismos locales y éstos a diferencia de los tremores volcánicos no tienen ondas armónicas. Esta carencia implica

que su posible génesis no está vinculada a fenómenos de resonancia. Por otro lado, se ha propuesto como alternativas los hidrofracturamientos durante la migración de flujos (Katsumata y Kamaya, 2003) y cizallamiento sobre la interfaz de la placa (Obara y Hirose, 2006; Shelly et al., 2006).

Debido a la buena cobertura de estaciones en Japón, se ha podido identificar en las redes pulsos individuales dentro del tremor. La agencia meteorológica de Japón (encargada del registro sísmico de aquel país) los ha clasificado como sismos con ondas de baja frecuencia (LFE) ($\sim 1 - 5$ Hz). Previamente la Agencia Meteorológica de Japón los había detectado antes de encontrar inclusive el NVT (Kostoglodov comunicación personal). *Shelly et al* (2006) sugieren que el NVT se conforma por una serie de LFE. A partir de las imágenes de movimiento de partícula, se ha determinado que el tremor está conformado por ondas S (ondas transversales o de cizallamiento) y se propaga a unos 4 km/s (Obara, 2002; Rogers y Dragert, 2003; Schwartz y Rokosky, 2007) que es consistente con la concentración de energía observada en las componentes horizontales (Obara, 2002; Rogers y Dragert, 2003). También se ha visto, como se mencionó anteriormente, que el NVT, así como los LFE, pueden surgir como consecuencia de roca sometida a alta presión de poro que hace descender la fricción generando LFE en cascada originando así la señal de NVT. Se ha visto que las regiones donde se presenta el fenómeno poseen cocientes V_p/V_s elevados resultado de una disminución de la velocidad de la onda S en mayor proporción que la velocidad de la onda P, interpretándose como una región donde existe presión de poro elevada en la roca por presencia de fluidos que van liberándose y ascendiendo lentamente por diferencia de presión y densidad hacia la cuña del manto por

procesos de deshidratación mineralógica o metamorfismo. Este rasgo ha sido estudiado por diversos autores en Japón (Kato et al., 2010; Shelly et al., 2006) y en Cascadia (Audet et al., 2009), mediante técnicas de tomografía, en donde los resultados para Japón se muestran como ejemplo en la figura 1.3. En el panel superior, se muestra la tomografía publicada por *Shelly et al.* (2006) para la región de Shikoku, Japón en donde se grafican la localización de los LFE (puntos rojos) junto con la sismicidad regional para comparación. Se puede notar que la sismicidad (puntos negros) está espacialmente separada de los LFE (puntos rojos), y estos a su vez tienen génesis en una región de Vp/Vs elevado (región de color azul). Así mismo, en Tokai, *Kato et al.* (2010), detectan esta misma característica (tomografía del panel inferior de la figura 1.3), la sismicidad espacialmente separada (círculos grises) de la región de génesis del LFE (estrellas rojas) y se da en una región de Vp/Vs elevado (región de color amarillo-naranja). Como se verá más adelante, en Guerrero se presentan las mismas características: Vp/Vs elevados y sismicidad separada espacialmente. Sin embargo, en Guerrero hay dos rasgos extras que lo distinguen de otras regiones que son: ausencia de la cuña del manto por tener una configuración de subducción sub-horizontal y la separación geográfica de la región de NVT de la zona donde se registran los máximos de las amplitudes del SSE.

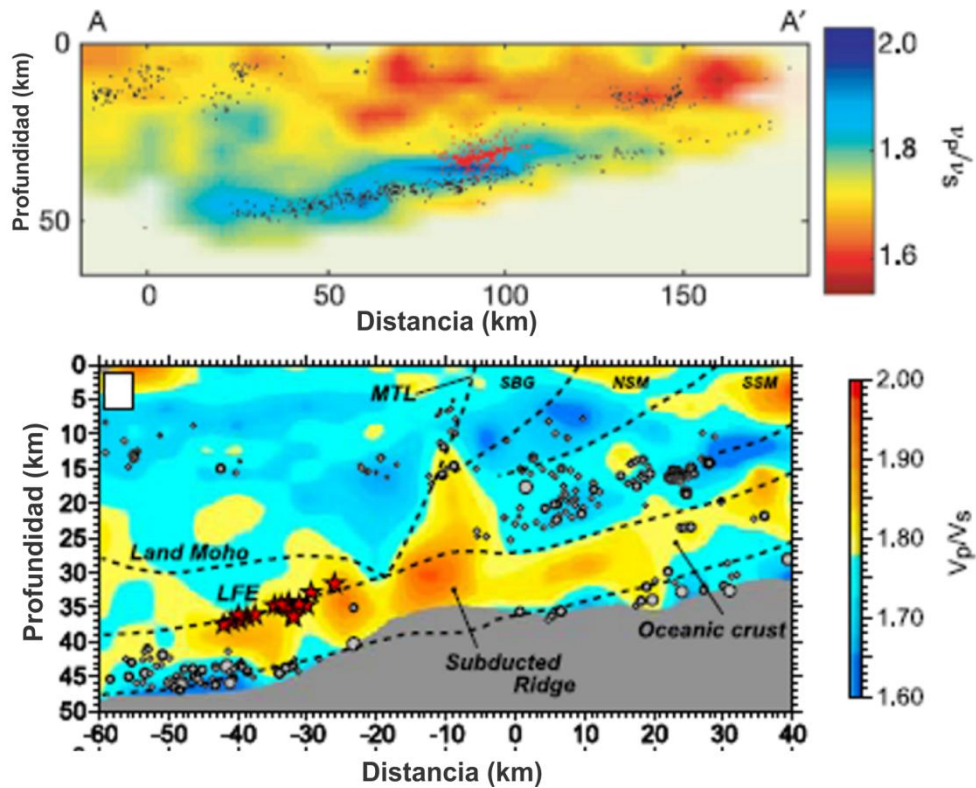


Figura 1.3. DIAGRAMA COMPARATIVO de los resultados de los trabajos de *Shelly et al.* (2006) de la zona de Shikoku, Japón (panel superior) y de *Kato et al.* (2010) de la región central de Japón (panel inferior). Por la extraordinaria calidad de los datos en ambos estudios se han podido localizar LFE que se grafican como puntos rojos (panel superior) y como estrellas (panel inferior). Ambos resultados tienen en común que los LFE se dan en regiones con cocientes de V_p y V_s elevados (tonalidades en azul en el panel superior y amarillo-naranjas en el panel inferior). Las localizaciones de la sismicidad regional muestran en promedio supresión sísmica por arriba de la región de actividad NVT. Como asimismo este fenómeno se presenta en México (ver figura 4.3 del capítulo 4 para comparación).

SSE y NVT en México.

Desde los años noventa se tienen registros de la existencia de sismos lentos en México, en particular en el estado de Guerrero. Entre 1992 y 2001 se pudo determinar el patrón de deformación y la ubicación de los distintos deslizamientos transitorios acaecidos durante este período. En 1998 se registró con GPS un desplazamiento sobre la superficie de la Tierra que se interpretó como un SSE en la interfaz de la placa (Lowry et al., 2001). Los datos eran consistentes con un sismo equivalente de momento sísmico liberado de $M_w > 6.5$ que se propagó a lo largo de la dirección de la trinchera durante varios meses. En 2001 se estudiaron los diversos cambios de dirección de otro movimiento superficial consistente con un SSE que comenzó en octubre de 2001 con duración de 7 meses. El desplazamiento tenía un momento de sismo equivalente de entre 6.8 y 7.5 M_w . El patrón de deformación indicó una porción de la placa acoplada a profundidades menores que los 25 km y el modelado de los reveses (backslip) del movimiento sugiere diversos SSE entre los años 1995 y 1996 ($M_w = 6.8 - 7.1$) y 1998 ($M_w = 6.8 - 7.1$) donde los dos ocurrieron a profundidades menores a los 25 km (Larson et al., 2004). El SSE de 2001 – 2002 tiene un deslizamiento de hasta 30 cm sobre la interfaz de la placa concentrada por debajo de 25 km que subyace a la zona de acoplamiento fuerte.

La primera evidencia de tremores no-volcánicos en México se dio en 2001 (Payero et al., 2008). Esta existencia se infirió con el análisis de sismogramas continuos de banda ancha del Servicio Sismológico Nacional. Las señales muestran episodios sincrónicos de amplitud espectral elevada en la banda de 1 a 8 Hz durando desde unos pocos minutos hasta varias

horas. La señal de tremor es muy intensa en Iguala a varios kilómetros de la costa, donde es notoria que la intensidad de la energía sísmica predomina en la componente norte – sur.

Con la instalación de la red de MASE en 2005, que consistió de cien estaciones colocadas en línea recta a 5 – 6 km entre sí desde Acapulco hasta casi alcanzar la costa del Golfo de México, se adquirieron datos que permitieron analizar con más detalle la energía del tremor. Debido al corto espaciamiento entre las estaciones de la red, se pudieron detectar con confiabilidad pulsos en 25 – 30 estaciones distintas del norte de Guerrero (Payero et al., 2008). *Payero et al.* (2008) determinaron, mediante análisis de movimiento de partícula, en estaciones cercanas a la región de la fuente de tremor que la onda predominante es de cizallamiento u onda S.

La mayor parte de las fuentes del NVT se concentran a 150 km de la costa (cerca de Iguala, Guerrero) (Husker et al., 2012). También se ha detectado la existencia de una región con actividad de NVT más al sur (entre 85 y 125 km de la costa) (Husker et al., 2012). La mayor parte de los pulsos de NVT ocurren lejos de la trinchera (~225 km) y de la región sismogénica (~120 km) localizada por debajo de la costa. Las profundidades del tremor varían de entre 40 a 45 km y muy posiblemente están ocurriendo sobre la interfaz entre la placa subducida y la corteza continental (Shelly et al., 2006; Brown et al., 2009).

Con la evidencia hasta el momento, la sismicidad local en Guerrero está descorrelacionada con el patrón de NVT. La región con actividad de NVT ocurre en los extremos de la zona sísmica intraplaca (Payero et al., 2008) así como con la sismicidad somera de corteza. La

misma situación se observa en la zona de Cascadia donde los sismos locales están ausentes de la zona con NVT activo (Kao et al., 2006). Un mecanismo propuesto para explicar la activación de la sismicidad profunda consiste en el debilitamiento del material por deshidratación de la serpentina dentro de la placa subducida (Kirby et al., 1996). El estudio de la cinemática de deshidratación de serpentinas indica la formación de fluidos sobre-presurizados con niveles de presión cercanos a los litostáticos. Estos niveles de presión tan altos hacen que las reacciones de deshidratación se inhiban y por tanto, cese la sismicidad intraplaca (Kato et al., 2010). Sin embargo, como explicación alternativa también la sismicidad puede cesar por incremento de las temperaturas locales (Kato et al., 2010). Estas ideas son importantes porque pueden explicar la ausencia de actividad sísmica en la zona de NVT en México y en otras partes del mundo.

Se ha visto un aumento de la actividad del NVT durante el transcurso de SSE. La figura 1.4 muestra que la mayor parte del deslizamiento del SSE de 2006 se extendió aproximadamente 100 km desde la costa (Larson et al. 2007; Kostoglodov et al., 2010; Vergnolle et al., 2010). El estudio de *Radiguet et al.* (2011) encontró pequeños deslizamientos tan al norte como 150 km de la costa, pero el máximo siempre está al sur (figura 1.4). El NVT no ocurrió en la zona del deslizamiento máximo del SSE y sólo se traslapó en el norte (figura 1.4) (Larson et al., 2007; Kostoglodov et al., 2010; Vergnolle et al., 2010; Radiguet et al., 2011). Este hecho confirma, junto con la región de NVT, la separación espacial entre el NVT y el SSE sobre el segmento de alta energía del NVT. Sin embargo, al sur, en la zona de NVT de baja energía, éstos coinciden concurrentemente con el SSE de 2006 y parecen ser un efecto directo de SSE aunque también limitado

especialmente (>85 km de la costa) (Husker et al., 2012). La figura 1.5 muestra los detalles generales de las localizaciones del NVT a lo largo del perfil de MASE durante el periodo en que operó y también se percibe un incremento significativo de actividad de NVT durante el SSE (Payero et al., 2008; Kostoglodov et al., 2010; Vergnolle et al., 2010; Husker et al., 2012) y una emigración hacia el sur durante el SSE de 2006. Las localizaciones se realizaron usando la técnica de inferencia de energía (ver Husker et al., 2012), en donde el fondo azul de la figura 1.5 es la energía media del tremor no-volcánico medida en superficie y sumada en intervalos de tiempo de dos semanas. Los puntos graficados sobre las zonas brillantes son los epicentros del NVT obtenidos en su estudio.

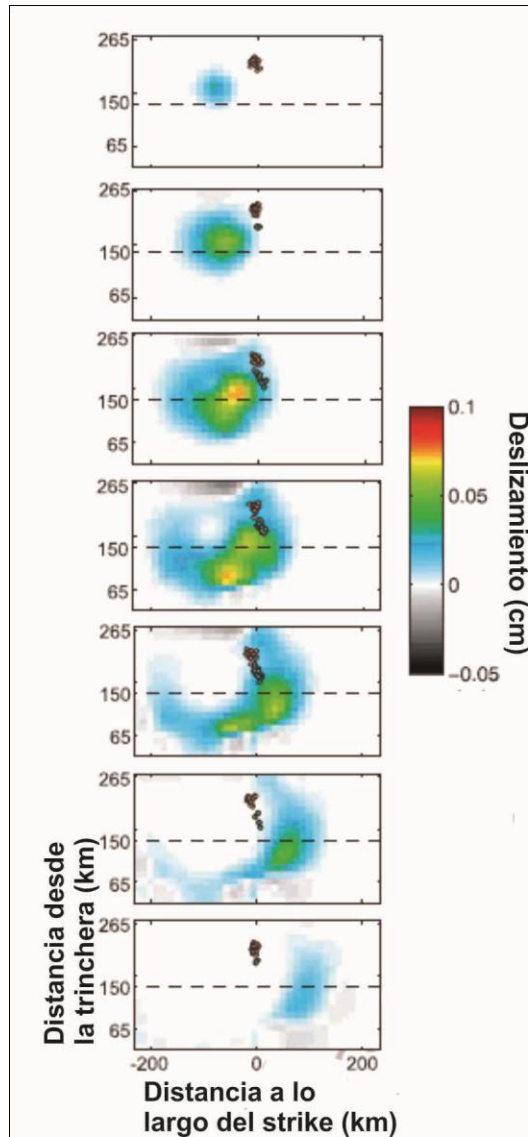


Figura 1.4. EPICENTROS DE NVT (puntos negros) tomados del artículo de Husker et al. (2012) y los deslizamientos de SSE obtenidos del estudio de *Radiguet et al.* (2011). Los paneles muestran una sucesión cronológica comenzando el 30 de enero de 2006 (hasta arriba) y terminando 350 días después el 15 de enero de 2007 (último panel hasta abajo). Cada panel contiene 50 días de NVT y deslizamiento y se puede apreciar una emigración hacia el sur de NVT durante el transcurso del SSE (puntos).

Se puede inferir de la figura 1.5 que el NVT ocurre casi continuamente alrededor de los 215 km de la trinchera al que se considera como el punto crítico. Además de este punto, existen otros episodios de NVT con periodos de retorno de pocos meses y algunos más con periodos de unos pocos días. Estos últimos están formados por muchos NVT individuales. Como la figura 1.5 está formada por la suma de la energía de NVT sobre un periodo de quince días, entonces las sumas altas (fondo rojo) pueden provenir de más NVT individuales y/o a tremores de alta energía (Husker et al., 2012). La coincidencia de muchos NVT y la suma de alta energía se considera como episodios de alta energía. Durante el SSE de 2006, la frecuencia y la duración del NVT aumentó, donde los epicentros se propagaron hacia el sur de la zona continua de actividad (figura 1.5). La propagación se dio a una tasa de 1 – 20 km/día que es similar a la tasa de emigración observada en Cascadia (Wech y Creager, 2011).

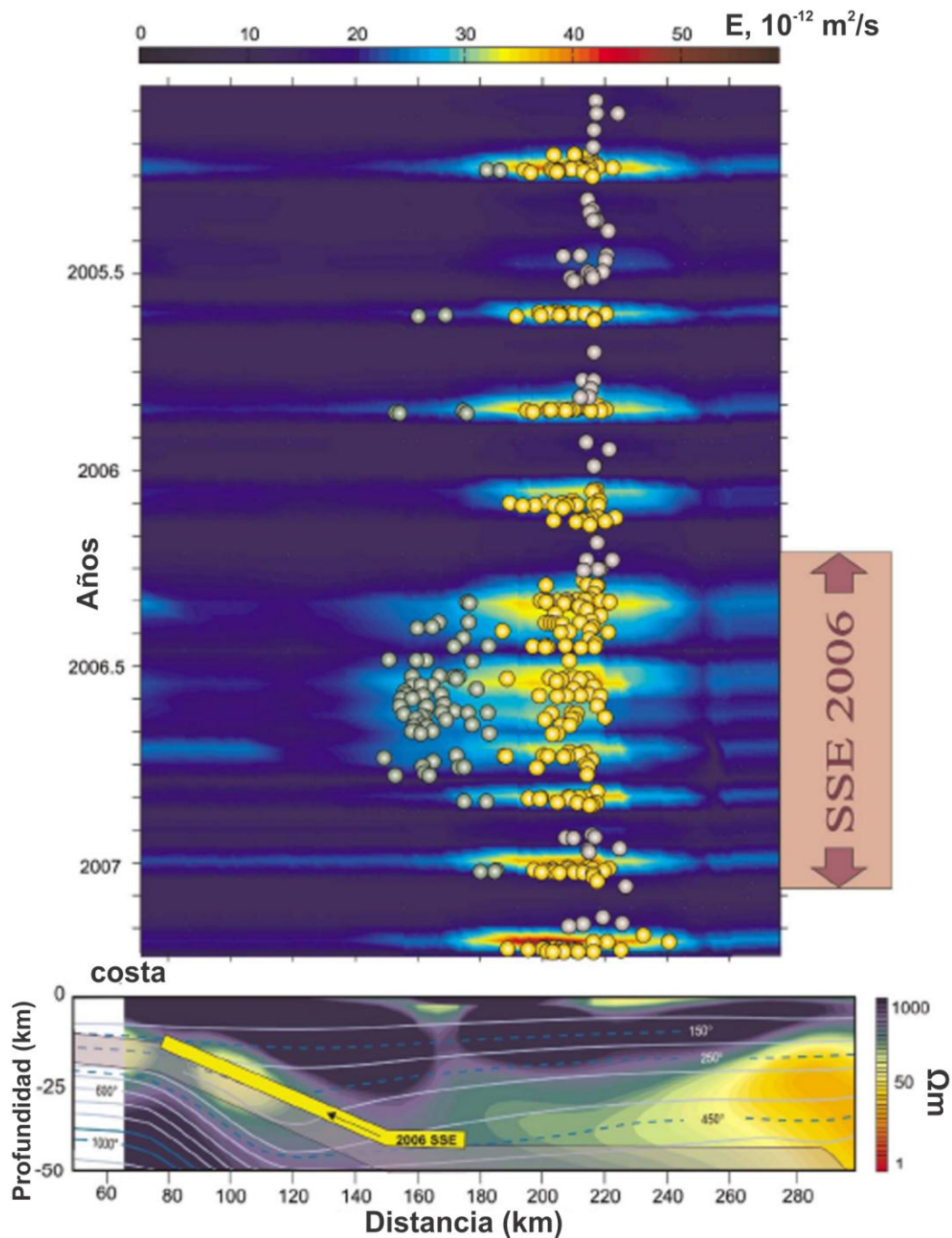


Figura 1.5. ENERGÍA Y LOCALIZACIONES epicentrales del NVT (arriba). El color de fondo es la energía sísmica del NVT medido en superficie sumado en intervalos de dos semanas. Los puntos son los epicentros del NVT obtenidos en el trabajo de *Husker et al.* (2012). Los puntos grises (entre los 160 y 180 km de la trinchera (entre 95 y 115 km de la costa)) con

fondo azul claro, son los epicentros del NVT de baja energía. Los puntos amarillos (entre los 180 y 220 km de la trinchera (entre 115 y 155 km de la costa)) son los epicentros del NVT de alta energía (color de fondo amarillo – rojo). Los puntos grises (entre los 180 y 220 km de la trinchera (entre 115 y 155 km de la costa)) son los epicentros de NVT de actividad continua. El eje *y* es el tiempo y el eje *x* es la distancia desde la trinchera (abajo). El perfil (A-A', panel inferior) muestra la corteza continental y la placa subducida con los detalles de la conductividad eléctrica medida en la corteza (Jödicke et al., 2006). Los colores azules en la sección transversal representan alta resistividad y baja conductividad, mientras que el rojo es lo contrario. Las líneas en la sección transversal son isotermas (en grados centígrados) del trabajo de *Manea et al.* (2004).

Por otro lado, los epicentros de NVT que ocurren en el sur durante el SSE son de baja energía. Estos episodios son independientes de la región continua o crítica y la suma total de su energía es mucho más baja. Los epicentros de NVT de baja energía (puntos verdes) tienen una energía total cerca de 4 veces menor que los localizados al norte y ocurrieron cerca de un mes después del comienzo del SSE.

Se encontró que las duraciones del NVT varían desde segundos hasta días, pero la amplitud del tremor permanece casi constante lo que hace que la energía del NVT se correlacione con la duración individual de NVT. El NVT en la zona de alta energía (> 190 km de la trinchera) exhibe mayores amplitudes que los NVT ubicados al sur (< 190 km). Así mismo, se encontró que la actividad de NVT entre episodios de alta energía durante los dos años de registro de la red de MASE, está limitado por un nivel máximo de energía por debajo del cual los NVT del sur (NVT de baja energía) están confinados. Esto muestra que

durante los episodios de actividad en la zona de alta energía, la tasa de liberación de energía incrementa, contrario de lo que se observa en Cascadia donde la tasa no fluctúa.

Como se dijo anteriormente, el hecho de que el sismo lento esté espacialmente separado del NVT sugiere que existen dos tipos distintos de deslizamientos lentos tal como han sido observados en la zona de subducción de Japón (Obara, 2010, 2011). Existen SSE de corto plazo (pequeños intervalos de repetición) de pequeña magnitud que ocurren sobre la placa, pendiente abajo, en la dirección de subducción, lejos de los SSE de largo plazo (Hirose y Obara, 2005; Obara, 2010, 2011). Y de largo plazo (periodos de repetición largos) de magnitud grande que ocurren pendiente arriba de la región fuente de NVT continuo. En el caso japonés ambos tipos de SSE están acompañados por NVT; sin embargo, ocurren más NVT durante SSE de corto plazo. Con base en esto, *Obara et al.* (2011) clasificaron el SSE de Cascadia como un SSE de corto plazo. En México se han visto los dos tipos de SSE y el modelo observado en Japón de SSE cíclicos de corto plazo con NVT de alta energía y SSE de largo plazo con señales débiles de NVT también se puede aplicar en México con la evidencia encontrada (Husker et al., 2012). El incremento de NVT durante el SSE largo de 2006 sugiere que los SSE cortos son desencadenados por los SSE largos (Husker et al., 2012).

La región de SSE de largo plazo observado en México se alinea con una capa de ultra baja velocidad (USL) encontrada en varios estudios ubicada entre la corteza y la placa subducida de Cocos (Pérez-Campos et al., 2008; Song et al., 2009). Se piensa que esta capa de baja velocidad es una sección de corteza oceánica que contiene fluidos a alta presión (Song et al., 2009) o un remanente del manto que existía antes de que la placa subducida

se tornara sub-horizontal (Pérez-Campos et al., 2010). *Song et al.* (2009) sugieren que puede ser una sección de la corteza altamente saturada con fluidos formando una zona de alta presión de poro con una porosidad de entre 2 a 3.5%. La región de NVT de alta energía se alinea con una capa identificada por *Song et al.* (2009) de velocidad moderadamente baja. Los USL son evidencia de presión de fluido elevado que permite la existencia del SSE largo, mientras que el SSE corto está alineado con un USL moderado (*Song et al.*, 2009). Estas observaciones coinciden con las de *Kato et al.* (2010) donde el SSE de largo plazo ocurre en una zona de alta presión, mientras que el SSE de corto plazo y sus NVT asociados ocurren en una región moderadamente presurizada.

Estas condiciones sugieren que el punto álgido es la región con presión adecuada para que el NVT persista. Para que ocurra fuera de la zona álgida, se requieren condiciones adicionales. *Rivet et al.* (2011) establece que durante el SSE de 2006 hubo cambio de presión observado por un decrecimiento en la velocidad media de la corteza en la zona del NVT, sugiriendo un incremento en la dilatación. Como se mencionó anteriormente, durante el SSE de 2006 se observó NVT fuera de la zona álgida más que durante otras épocas coincidiendo con un incremento en la dilatación.

La vinculación de estos dos fenómenos (SSE y NVT) con la estructura de velocidades se planteará con detalle después de haberse presentado y descrito los resultados de las inversiones en el capítulo 4.

Capítulo 2.

Datos y Método.

Para desarrollar las tomografías se leyeron los tiempos de arribo de las ondas P y S de sismos mexicanos registrados por la red MASE entre los años 2005 y 2007 (Pérez-Campos et al., 2010). Para restringir la inversión desde el sur, se empleó la sismicidad de la costa del Pacífico mexicano y desde el norte la sismicidad del Eje Neo-Volcánico, la sismicidad del Valle de México y un sismo del Golfo de México (figura 2.1). Los sismos del Pacífico empleados provienen de un catálogo que se construyó seleccionando sismos que tuvieran distancias epicentrales a no más de 50 km de alguna estación de la red (Iglesias et al, 2010). Para relocalizarlos se usaron registros de aceleración del Instituto de Ingeniería de la UNAM y del Servicio Sismológico Nacional utilizando el modelo de velocidades de *Campillo et al. (1996)* (tabla 2.1). En la tabla 2.1 se muestra el modelo de velocidades para la onda S, de cuatro capas, propuesto por *Campillo et al. (1996)* obtenido a partir del análisis de las curvas de dispersión de la velocidad de grupo. La velocidad de P no es reportada por *Campillo et al. (1996)* pero puede estimarse asumiendo un sólido de Poisson. El Servicio Sismológico Nacional (SSN) reportó 303 sismos en México con magnitudes mayores a 4.5 durante el periodo de diciembre de 2004 a abril de 2007. De estos sismos, únicamente 90 se pudieron relocalizar con un RMS menor a 0.5 s (Iglesias et al, 2010). Únicamente la sismicidad ocurrida a 400 km ($\sim 4^\circ$ de distancia epicentral, perfil etiquetado A'A en la figura 2.1) de la estación de MASE más cercana fue empleada, con el 75% de la sismicidad dentro de los primeros 150 km para así limitar la influencia de estructuras fuera del perfil. La mayor parte de los sismos ocurrieron en la costa, por tanto las ondas registradas en las estaciones de la red ubicadas al norte tienen llegadas emergentes. Este tipo de ondas tienen amplitudes de la oscilación graduales que pueden

ser inducidos por dispersión de estructuras en el interior de la Tierra (e. g. la corteza oceánica subducida) y a mayor atenuación que sufre la onda al viajar del hipocentro a las estaciones más lejanas. Las llegadas emergentes en estas estaciones además se enmascaran con el ruido ambiental y/o cultural que suele ser del orden de la amplitud de la onda. Esta energía emergente no permite que se determine el tiempo de arribo de la onda. Los errores en los tiempos dependen de la distancia hipocentral particular del sismo, y varían a lo largo de las estaciones del norte de la red de entre 4 a 15 segundos en relación a cálculos teóricos de tiempo de propagación realizados con el programa TauP y el algoritmo de Pseudobending (Um y Thurber, 1987). Es por tal razón que estos datos fueron removidos. Este factor limitó, por tanto, el perfil de la tomografía entre el puerto de Acapulco y 205 km desde la costa.

Profundidad a la interfaz (km)	Velocidad de cortante (km/s)	Velocidad P (calculada) (km/s)
0	3.07	5.31
5	3.32	5.74
17.2	3.74	6.47
45	4.76	8.23

Tabla 2.1 MODELO DE VELOCIDADES para la onda de cortante propuesto por *Campillo et al.* (1996) para el estado de Guerrero. La columna de la izquierda muestra la profundidad a la interfaz donde encuentran cambios abruptos de la velocidad. La columna central muestra los valores promedios a la interfaz para la onda de cortante y la columna de la derecha es el valor para la onda P estimado a partir de un sólido de Poisson.

Los datos que se emplearon para restringir la inversión desde el norte provienen de la actividad sísmica del Eje Neo-Volcánico que fue registrada en la red de MASE. Esta actividad sísmica se compila en la Base del Valle que es un catálogo especial del Servicio Sismológico Nacional dedicada únicamente a estos sismos. La sismicidad del Valle de México y alrededores es rutinariamente relocalizada usando la Red Sísmica del Valle de México y un modelo de velocidades específico para la zona obtenido por Zenón Jiménez usando explosiones en minas (modelo no publicado, comunicación personal). La base del Valle registra en su catálogo 32 sismos para el periodo en que la red de MASE operó entre febrero de 2005 y mayo de 2007. Estos sismos poseen magnitudes comprendidas entre

2.9 y 4.1 Mc. Debido a las bajas magnitudes y al bajo cociente señal-ruido, únicamente diez sismos se pudieron emplear en la inversión (estrellas azules figura 2.1).

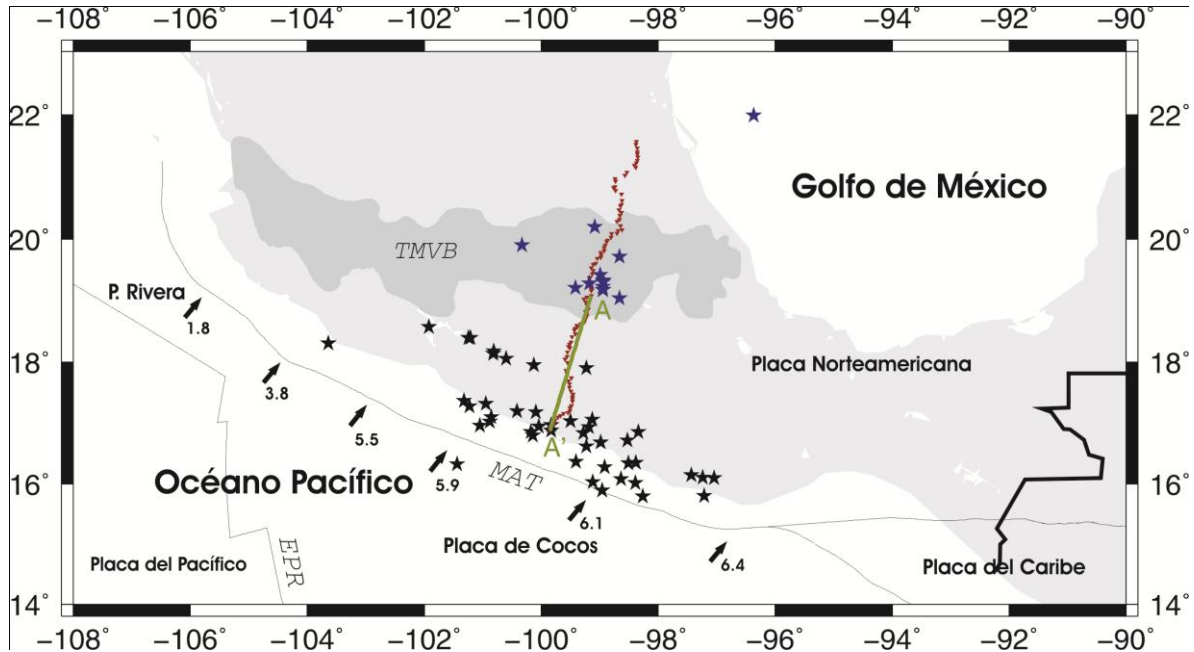


Figura 2.1. MAPA DEL SUR de México que muestra la posición del perfil de la tomografía (línea verde etiquetada A'A), las estaciones de MASE (puntos rojos) y la sismicidad usada (estrellas negras, rayos provenientes desde el sur; estrellas azules, rayos provenientes desde el norte). Las flechas negras indican la dirección de convergencia de la placa de Cocos bajo la de Norteamérica y los números la velocidad con la que converge en centímetros por año. Las abreviaturas representan: MAT, Trincherina Mesoamericana, EPR, Dorsal del Pacífico Oriental, TMVB, Eje Neo-Volcánico.

Tras haberse seleccionado la sismicidad a emplear de los catálogos, se leen los tiempos de arribo de las ondas P y S en los sismogramas. El tiempo de arribo de la onda P se lee en la componente vertical que es la componente en la que tiene más energía. Los sismogramas se despliegan siguiendo la sucesión de estaciones de la red de MASE para mejor identificación del arribo viendo los incrementos de tiempo de estación a estación. Se muestra un ejemplo con las lecturas de onda P marcadas con una línea vertical negra en los sismogramas en la figura 2.2 que se tomó del sismo del día 5 de diciembre de 2005. Los sismogramas están desplegados en orden creciente con la latitud alejándose de la costa desde Acapulco (ACAP) hacia el interior del continente TICO. En este ejemplo una de las estaciones (XALT) tenía problemas con el tiempo de su GPS y es por eso que se ve que la onda llega después respecto a la estación que se encuentra inmediatamente al sur (EL40) o al norte (PLAY).

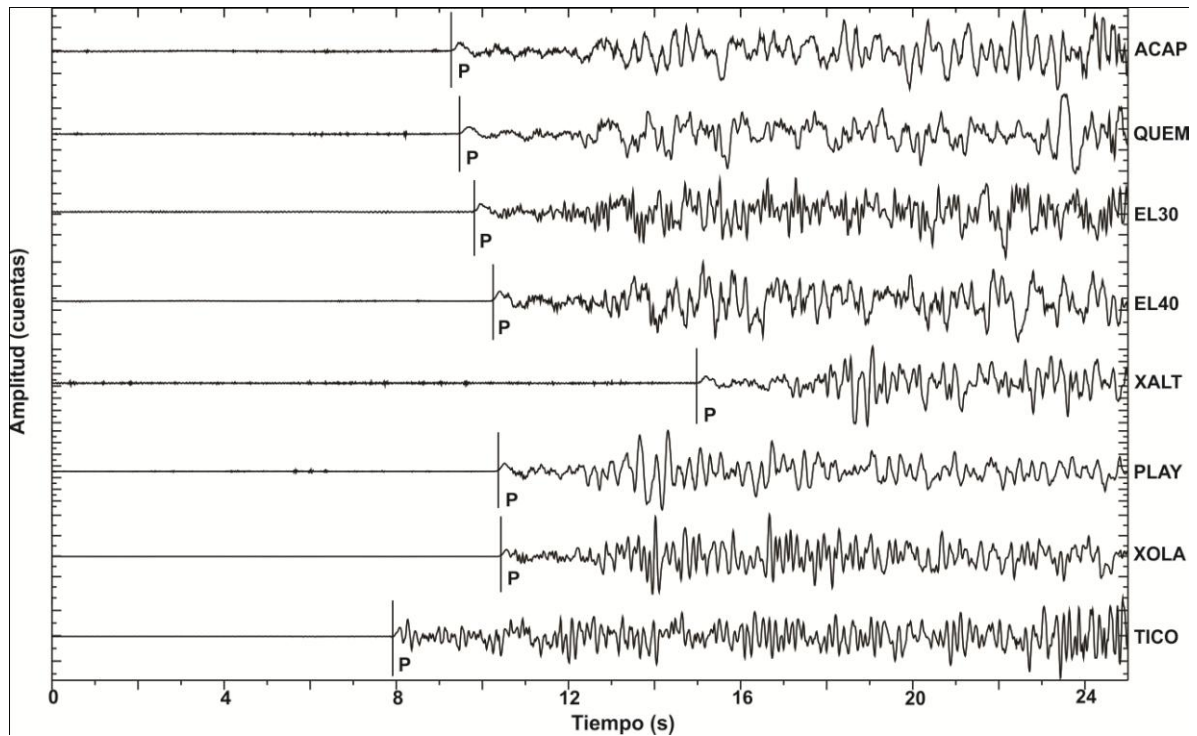


Figura 2.2. LECTURA DE TIEMPO de arribo de la onda P del sismo del 5 de diciembre de 2005. El momento de arribo de la onda P está marcado con una línea vertical en color negro. El orden de la estaciones va de la costa hacia el interior (de arriba hacia abajo) donde ACAP es la estación de Acapulco, Guerrero.

En la figura 2.3, se muestra un ejemplo de cómo son los arribos de la onda P para un sismo del Valle de México. El sismo es del día 16 de octubre de 2005 y su epicentro se localizó cerca del bosque de Tlalpan en el sur de la ciudad de México. El orden en el que se despliegan los sismogramas va de sur (CIEN) a norte (JIUT) en donde vemos que la onda tarda cada vez más en llegar a las estaciones del sur localizadas en Morelos dado que la onda proviene desde el norte. En éste ejemplo podemos ver que el arribo de la onda P es

más emergente y los sismogramas más ruidosos. El ruido en estos sitios afecta más la señal sísmica por la razón de que la amplitud de la onda P es menor por la baja magnitud del sismo (~ 3.5 Mc).

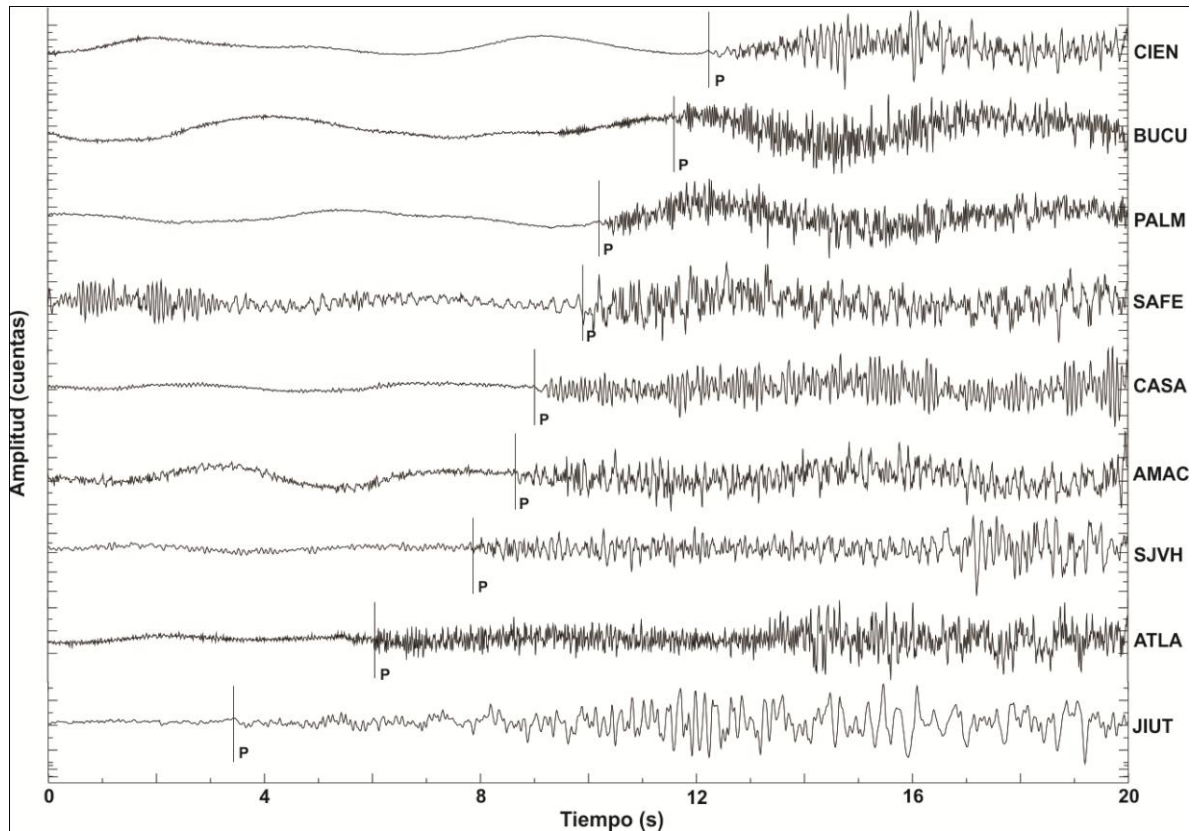


Figura 2.3. LECTURA DE TIEMPO de arribo de la onda P para un sismo del Valle de México del día 16 de octubre de 2005. El sismo tuvo epicentro en los alrededores del Bosque de Tlalpan al sur de la ciudad de México. En la gráfica el momento de arribo de la onda P está marcado con una línea vertical en color negro. El orden de la estaciones va de sur (arriba) a norte (abajo). El tramo de la red de MASE empleado para el registro de estas señales está localizado en Morelos.

Para la lectura del tiempo de arribo de la onda S se procede de igual forma, ordenando y desplegando los sismogramas siguiendo el orden sucesivo de las estaciones de la red de MASE. La lectura se hace en cualquiera de las componentes horizontales en donde la onda S tenga mayor amplitud y se identifique mejor. La determinación del tiempo de arribo de esta onda representa un mayor grado de dificultad dando que viene dentro de la coda de la onda P y puede confundirse con alguna fase reflejada. En casos complicados con sismogramas ruidosos por una coda de P prominente se discriminaba el arribo calculando el tiempo teórico. Si aun así no es posible su identificación se desecha la lectura. La figura 2.4 muestra un ejemplo de lecturas de onda S para el sismo del día 5 de diciembre de 2005. Así mismo como en la figura 2.2, la estación XALT tenía problemas con su GPS y es por eso que la señal se ve con retardo.

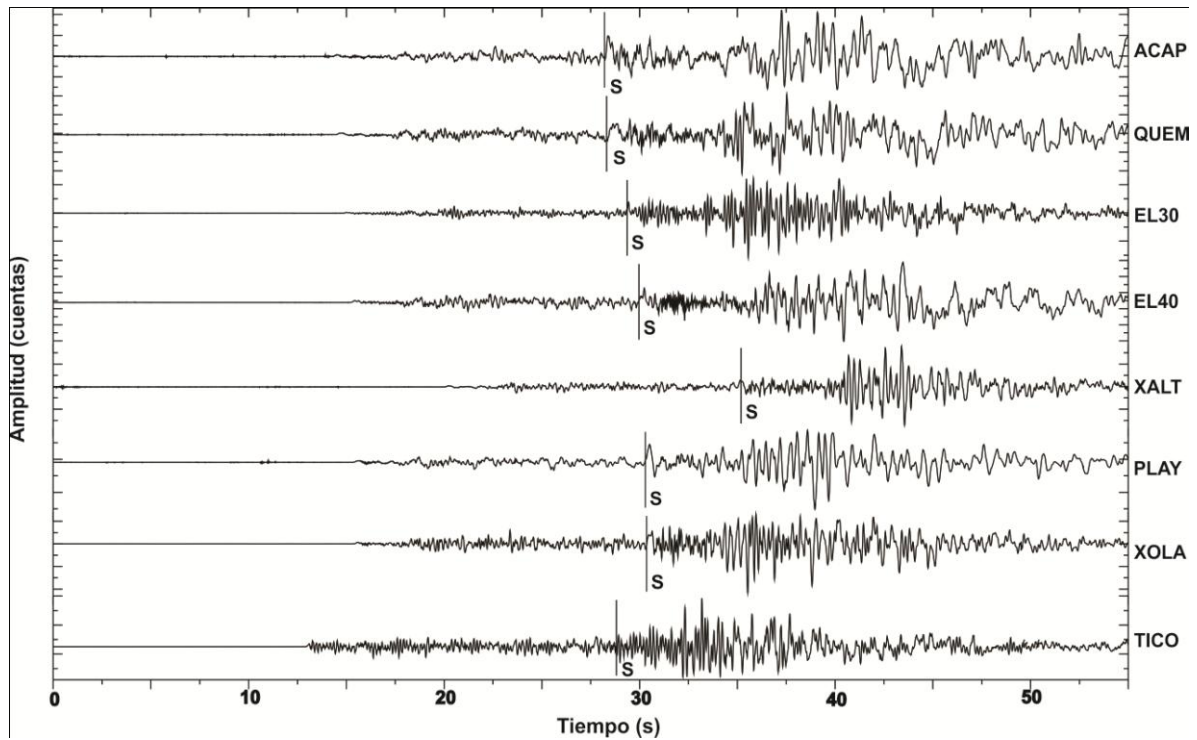


Figura 2.4. LECTURA DE TIEMPO de arribo de la onda S del sismo del 5 de diciembre de 2005. El momento de arribo de la onda S está marcado con una línea vertical en color negro. El orden de la estaciones va de la costa hacia el interior (de arriba hacia abajo) donde ACAP es la estación de Acapulco, Guerrero.

La figura 2.5 muestra los sismogramas de una de las componentes horizontales (N – S) del sismo de Tlalpan del día 16 de octubre de 2005. En la secuencia de sismogramas ordenados de sur a norte (tal como se muestra también en la figura 2.3) se han marcado los tiempos de arribo de la onda S tal como fueron desplegados originalmente para su lectura siguiendo el orden de las estaciones de la red de MASE. Se aprecia cómo el tiempo de arribo va incrementando con la distancia del epicentro a la estación y es la técnica más

apropiada para leer. El sismo de Tlalpan tiene onda S bien formada y se puede seguir en casi las estaciones de la red en Morelos y Guerrero. Este no es el caso para muchos sismos del valle de México que tienden a no formar ondas S (S. K. Singh comunicación personal) y no siquiera en las estaciones dentro del valle se pueden identificar dificultando así la colección de datos para esta fase.

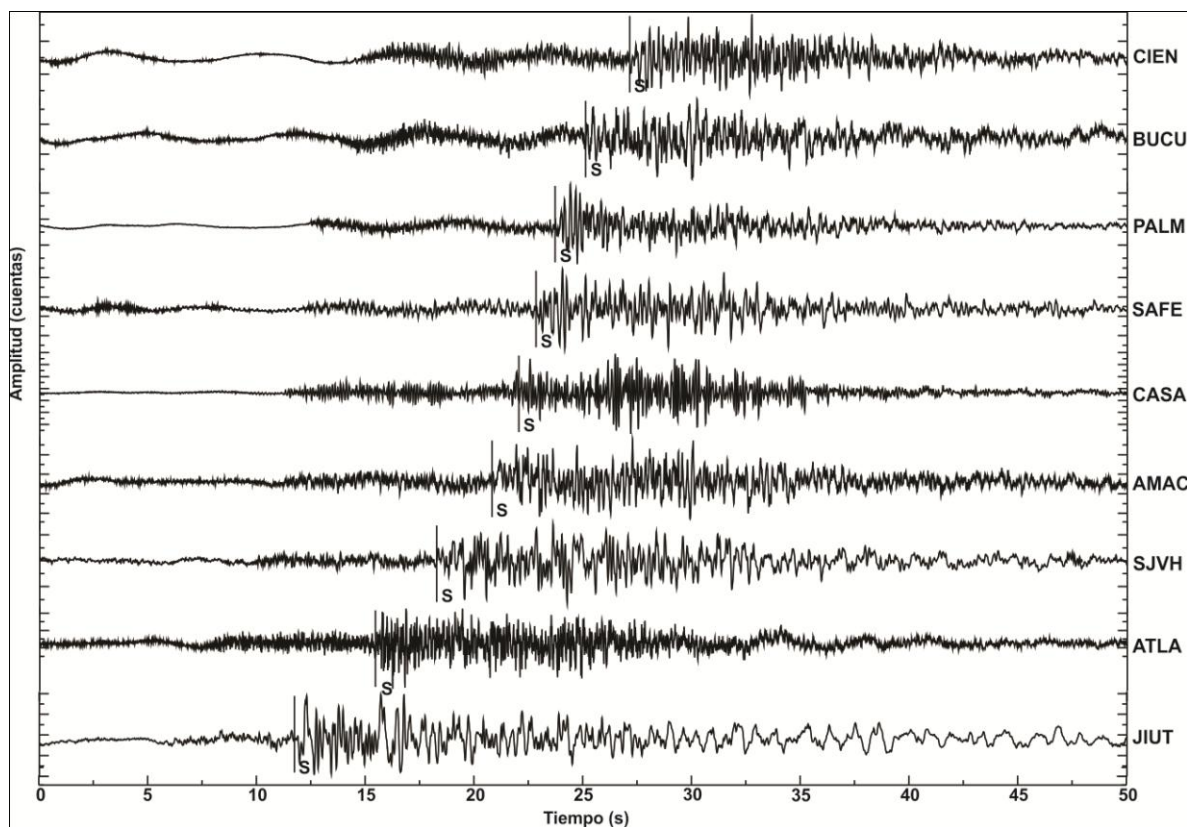


Figura 2.5. LECTURA DE TIEMPO de arribo de la onda S para un sismo del Valle de México del día 16 de octubre de 2005. El sismo tuvo epicentro en los alrededores del Bosque de Tlalpan al sur de la ciudad de México. En la gráfica el momento de arribo de la onda S está marcado con una línea vertical en color negro. El orden de la estaciones va de sur (arriba) a norte (abajo). El tramo de la red de MASE empleado para el registro de estas señales está localizado en Morelos.

Una vez hecha la lectura de los tiempos en sismograma, se obtiene la diferencia entre el tiempo observado y el teórico (ΔT) calculados con el modelo de velocidades de *Campillo et al.* (1996) y se discriminan así los tiempos que pudieran tener problemas por mala identificación de la fase o por GPS mal sincronizado. Además, el promedio de los tiempos observados o de propagación se calculó usando todos los rayos de un sismo para después removerlos de ΔT y así evitar desfases regionales de las velocidades por el modelo de *Campillo et al.* (2006) y errores hipocentrales. La topografía se consideró para abstraer diferencias en los tiempos debido a la elevación asumiendo que las regiones por arriba del nivel del mar tenían el mismo valor de velocidad que la capa más somera del modelo de velocidades de corteza empleado. Para la discriminación se construyen gráficas como la que se muestra en la figura 2.6. La gráfica muestra la variación del ΔT con la latitud para la onda P del sismo del día 2 de diciembre de 2005. En el ejemplo se desecharon los tiempos que tuvieran ΔT mayores a 1.0 – 1.5 segundos. El análisis de muchas de estas gráficas muestra que variaciones por arriba de este rango se correlacionan con sismogramas ruidosos a los que no se les pudo leer el tiempo de arribo de la fase apropiadamente. De forma parecida se construyen gráficos de ΔT contra latitud para la onda S y se discrimina siguiendo el mismo criterio. La figura 2.7 muestra un ejemplo con onda S del sismo del día 14 de agosto de 2005. Para este caso solamente dos estaciones cercanas a la costa (~ 16.8) mostraron problemas con el parámetro ΔT al estar por arriba de 1 segundo. Finalmente cuando se ha construido el conjunto de datos final con ΔT por debajo del rango antes mencionado, este parámetro servirá para evaluar el vector de datos en la inversión.

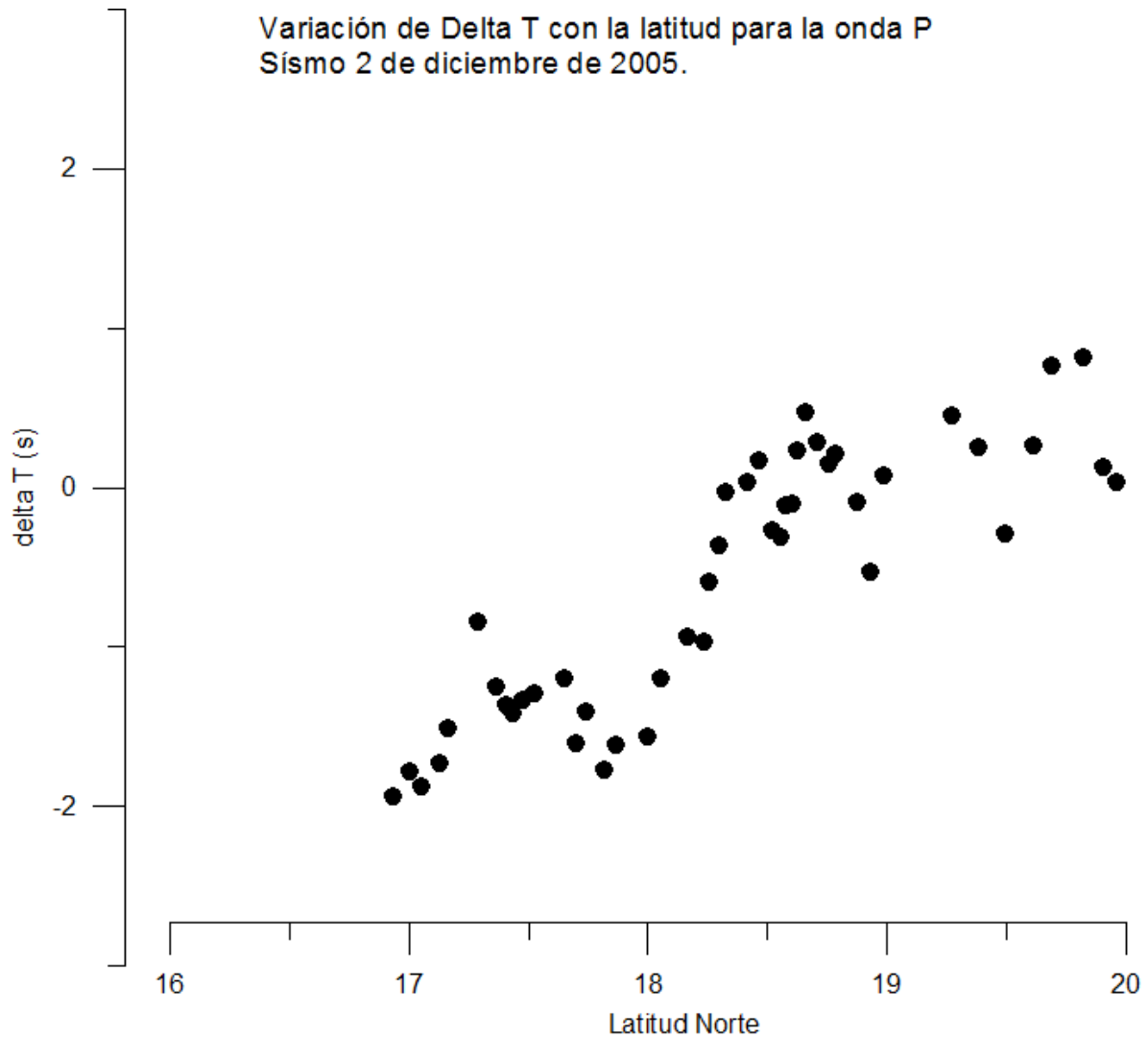


Figura 2.6. COMPORTAMIENTO DE LA VARIACIÓN del parámetro ΔT con respecto a la latitud, siguiendo la secuencia de la línea de la red MASE. Este parámetro se obtiene substrayendo al tiempo de arribo observado de la onda P en sismograma el tiempo de arribo teórico calculado para la misma fase. El ejemplo ilustrado aquí se tomó del sismo del día 2 de diciembre de 2005 con hora origen 17:58:12.8.

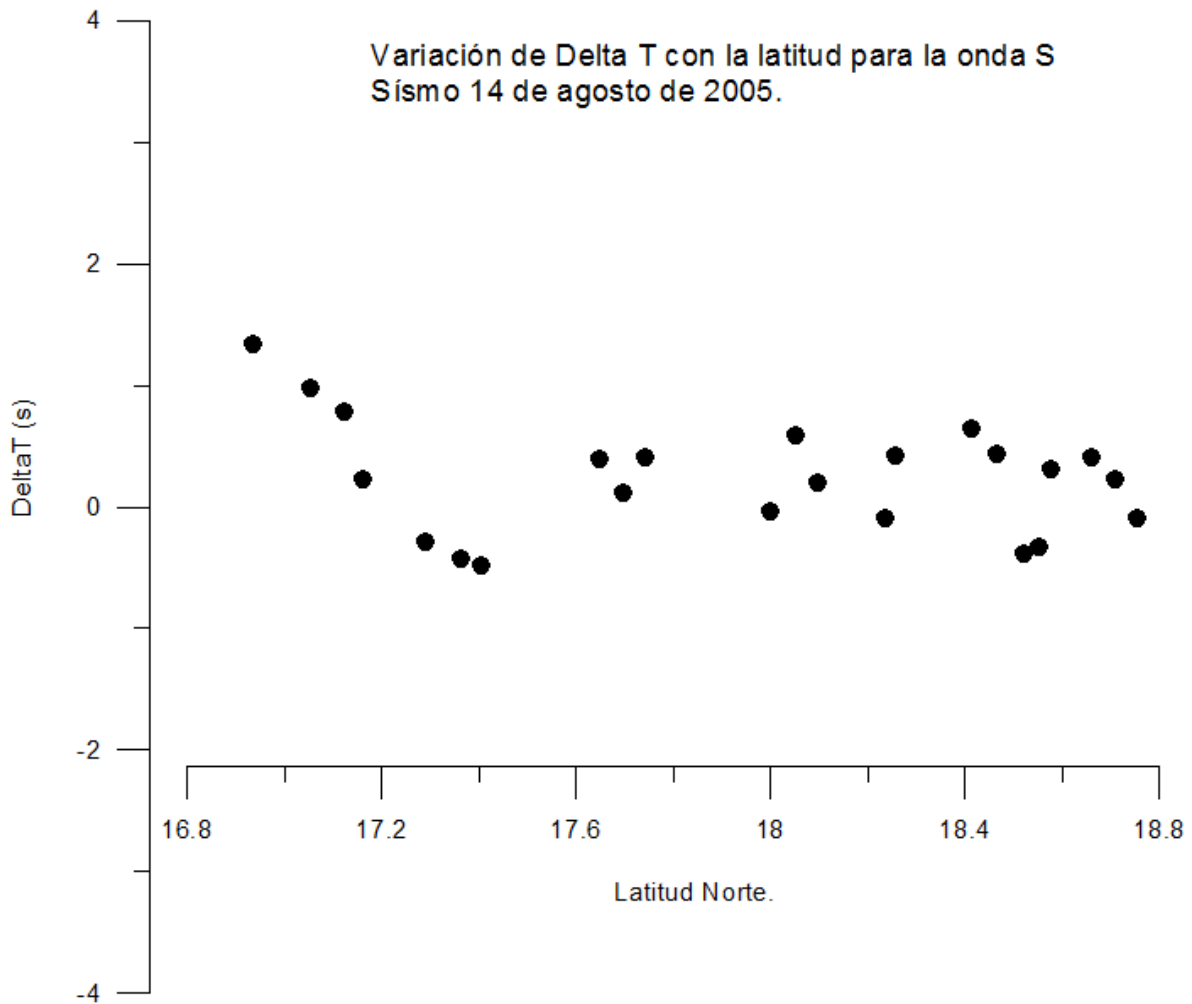


Figura 2.7. COMPORTAMIENTO DE LA VARIACIÓN del parámetro ΔT con respecto a la latitud, siguiendo la secuencia de la línea de la red MASE. Este parámetro se obtiene substrayendo al tiempo de arribo observado de la onda S en sismograma el tiempo de arribo teórico calculado para la misma fase. El ejemplo ilustrado aquí se tomó del sismo del día 14 de agosto de 2005 con hora origen 02:51:56.1.

Para ilustrar con mayor claridad el comportamiento del parámetro ΔT con la latitud se han graficado para dos ejemplos en las figuras 2.8 y 1.9. La figura 2.8 muestra esta variación para la onda P del sismo del 14 de agosto de 2005 localizado cerca de Pinotepa Nacional, Oaxaca. Como ΔT es un intervalo de tiempo que proviene de restar al tiempo observado el tiempo teórico, se ha decidido graficar el intervalo mediante el uso de dos barras verticales de color en cada sismograma. La barra de color negro es el tiempo observado y la barra en rosa es el tiempo teórico calculado con el modelo de *Campillo et al.* (1996). En estas gráficas ΔT es el tiempo comprendido entre las dos barras. En una Tierra ideal no existiría diferencia entre el tiempo observado en un sismograma y el calculado teóricamente con un modelo de velocidades y las dos barras deberían de empalmarse en la figura 2.8 ($\Delta T = 0$). Como la Tierra en realidad es muy heterogénea y presenta variaciones en los tiempos de llegada observados respecto a los tiempos calculados existen dos posibilidades: 1) Que la onda observada llegue antes al sitio que la onda teórica, lo que representaría un $\Delta T < 0$ y se muestra en la figura 2.8 con la barra negra del lado izquierdo de la barra rosa. Esto puede interpretarse como un medio con velocidad rápida en la onda se está propagando que no ha sido considerado en el modelo de velocidades empleado. 2) Que la onda observada llegue después de la teórica, lo que haría de $\Delta T > 0$ quedando la barra negra del lado derecho de la barra rosa en la figura 2.8. Este hecho puede interpretarse como un medio con velocidad lenta en el que se propaga la onda que no ha sido considerado en el modelo de velocidades. La figura 2.9 muestra un ejemplo para la onda S tomado del sismo del día 26 de mayo de 2005 por ser un ejemplo claro e ilustrativo de cómo se comporta el parámetro ΔT a lo largo de las estaciones de la

red de MASE. La interpretación sobre el parámetro y las barras verticales graficadas en la figura 2.9 son exactamente iguales que para la onda P.

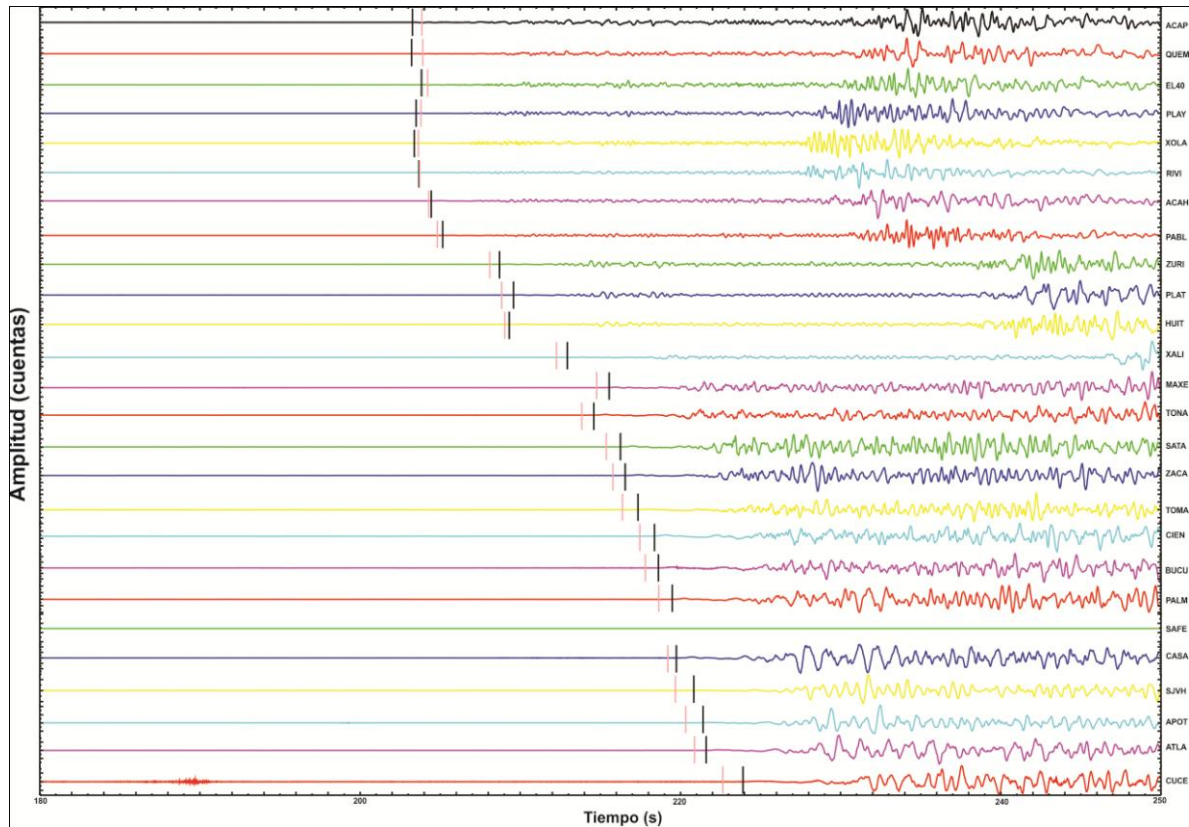


Figura 2.8. SECUENCIA DE SISMOGRAMAS para el sismo del 14 de agosto de 2005 con hora origen 02:51:56.1 Los sismogramas están acomodados siguiendo el orden que tenía la red de MASE desde Acapulco (primer sismograma hasta arriba en negro) hasta el norte de Guerrero (estación Cuce, en naranja). El par de líneas paralelas en vertical marcan los tiempos de arribo observados (negro) y teóricos (rosa) para la onda P.

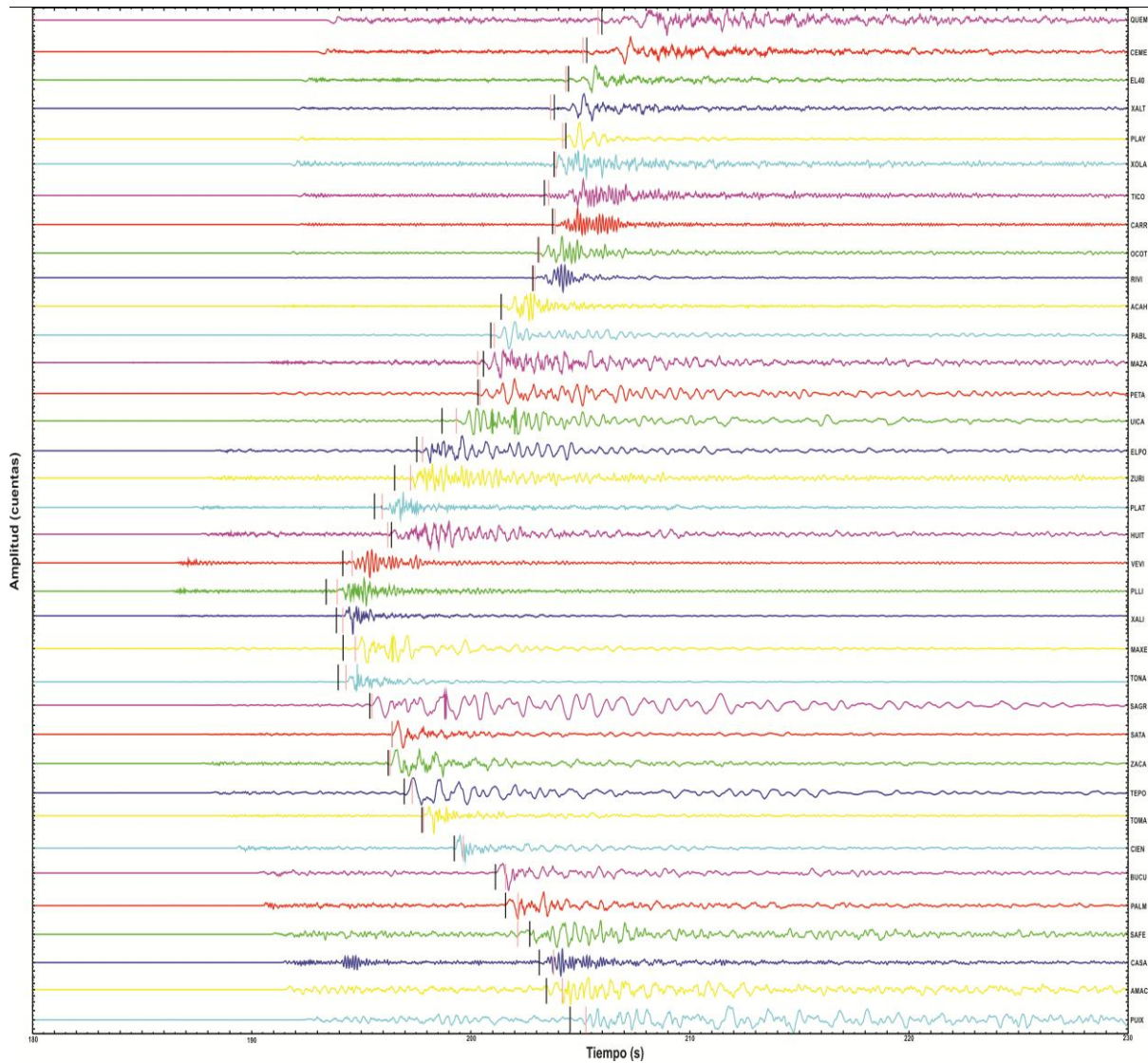


Figura 2.9. SECUENCIA DE SISMOGRAMAS para el sismo del 26 de mayo de 2005 con hora origen 15:55:55.3. Los sismogramas están acomodados siguiendo el orden que tenía la red de MASE desde la estación QUEM (El Quemado) cerca de Acapulco y se muestra en el primer sismograma hasta arriba en color morado. El último sismograma proviene de la estación PUIX (Puente de Ixtla, en color azul) localizada en Morelos. El par de líneas paralelas en vertical marcan los tiempos de arribo observados (negro) y teóricos (rosa) para la onda S.

Una vez seleccionados los datos con los criterios antes descritos, se calcula el trazado de rayos. Se trazan los rayos por sismo para cada una de las estaciones del que se tiene un tiempo de arribo de cada fase (ondas P y S). El número total de rayos sísmicos obtenidos fueron de 1951 para la onda P y 1344 para la onda S (figura 2.10). La restricción de 400 km de distancia epicentral limitó los datos para obtener rayos sísmicos horizontales, para así tener cruces oblicuos múltiples que son sensibles a variaciones laterales de la velocidad. Existe buena cobertura acimutal al sur; sin embargo, la sismicidad al norte es escasa con tan solo unos cuantos sismos entre el Eje Neo-Volcánico y el Golfo de México (figura 2.1).

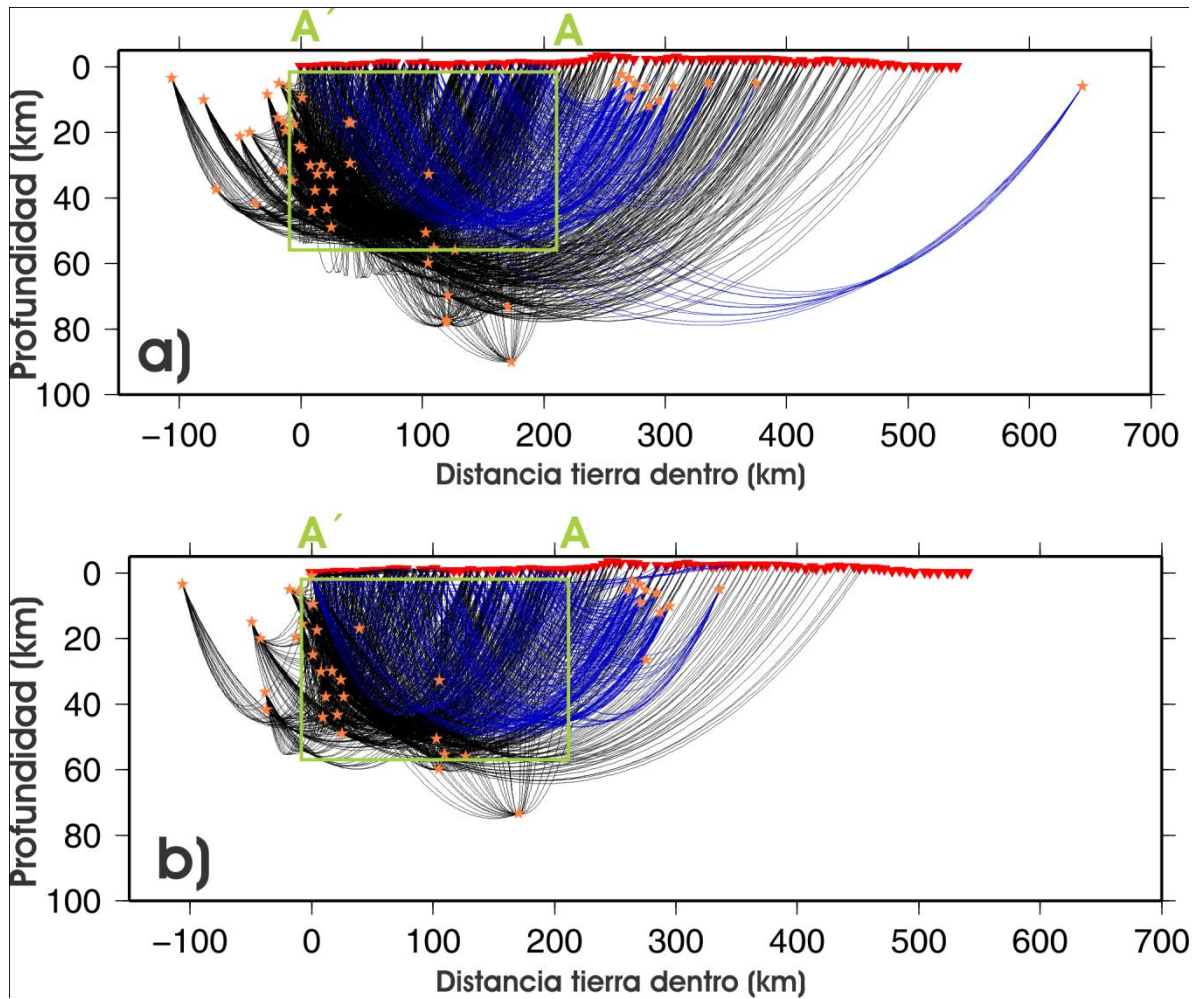


Figura 2.10. PANELES MOSTRANDO a) los 1951 rayos de la onda P y b) los 1344 rayos de la onda S. Cero representa la primera estación (ACAP) de la línea de MASE, localizada en el puerto de Acapulco, Guerrero, donde se estableció el origen del perfil tomográfico. Las trayectorias negras representan ondas sísmicas provenientes del sur, mientras que las trayectorias azules son las provenientes del norte y corresponden a los sismos de la figura 2.1. Los recuadros verdes etiquetados con A' – A corresponden a la línea verde de la figura 2.1 y representan las áreas ocupadas por los perfiles de las tomografías. Los triángulos rojos invertidos representan las estaciones de MASE; las estrellas naranjas son los hipocentros.

El área de estudio consistió de un perfil que corre de -5 km hacia el mar desde la costa de Acapulco, paralelo a la dirección de la línea proyectada por el perfil de MASE (N16°E) hasta el sur del valle de México cubriendo una distancia horizontal total de 210 km. No fue posible incluir la región al norte del Eje Neo-Volcánico debido a la dispersa actividad sísmica que existe allí. La profundidad del perfil cubre una distancia total de 55 km incluyendo la corteza y el manto superior. El modelo espacial fue una rejilla de puntos bidimensional de 15 km x 15 km y consistió de un total de 68 puntos (figura 2.11). Con este espaciamiento de rejilla se obtiene la mejor resolución.

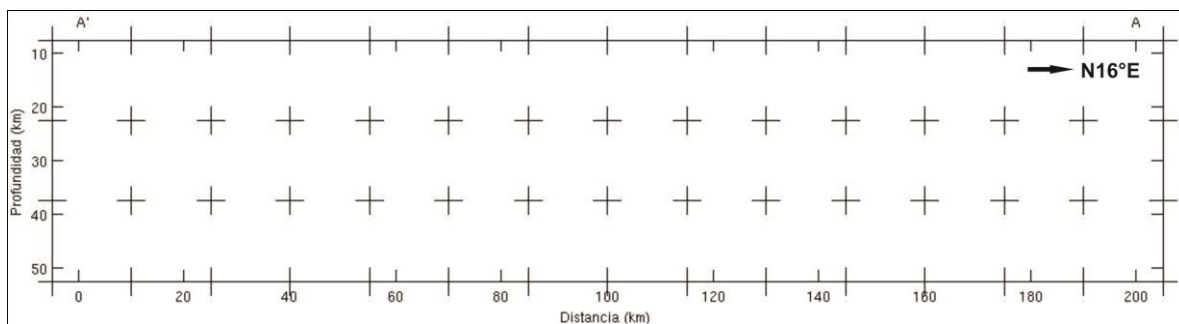


Figura 2.11. CONFIGURACIÓN DE REJILLA empleada en la inversión. Sus dimensiones consisten de celdas de 15 km x 15 km y cubren un largo de 210 km y una profundidad de 55 km. Las cruces marcan la esquina superior derecha de cada celda. La orientación de la rejilla se desvía del norte 16° hacia el este y es marcada con una flecha.

Para determinar las posiciones de las estaciones y el espaciamiento de la rejilla en kilómetros en vez de grados, las coordenadas fueron mapeadas a una superficie plana usando una proyección de Mercator con las estaciones en el ecuador para evitar así distorsiones en la proyección con la distancia. El origen del sistema coordenado se fijó en la costa. Se empleó el algoritmo de falso doblez de dos puntos de *Um y Thurber (1987)* para hacer el trazado de rayos sísmicos en dos dimensiones. El trazado se requiere para determinar la trayectoria del rayo entre el hipocentro y la estación usando como modelo de entrada el modelo de velocidades de *Campillo et al. (1996)*. Debido a que el modelo de velocidades es un modelo de onda de cizalla, la estructura vertical del modelo de velocidades para P se calculó asumiendo una razón V_p/V_s de 1.73 (sólido de Poisson). El trazado de rayos se realiza minimizando las diferencias de tiempo perturbando las trayectorias por segmentos (Eberhart-Phillips, 1993). Como el problema inverso no tiene solución única se requiere regularizar la inversión. En particular el problema inverso para una tomografía consiste de un sistema mal condicionado en el que pequeñas variaciones en el tiempo hacen crecer desproporcionadamente las soluciones para la velocidad. Para enfrentar el problema de falta de unicidad en la inversión, se atacó regularizando por el método de mínimos cuadrados amortiguados (LSQR) (e. g. *Paige y Saunders, 1982*). Después de hacer la inversión se aplicó un filtro bidimensional Gaussiano para suavizar formas afiladas y obtener una estructura de velocidades más real. Un filtro Gaussiano es útil porque la función normal de Gauss es una función suave. Esta es una condición importante para evitar deformaciones de la imagen durante la convolución con el filtro. La función de normal de Gauss posee un núcleo o kernel en forma de campana que es una

función monótona. Este tipo de filtro es ampliamente utilizado para suavizar imágenes con quiebres afilados y puntas muy agudas surgidas durante la inversión que no son reales en la naturaleza. Finalmente, se realizaron las pruebas de resolución de que se describen en el capítulo 3, para explorar la resolución de los resultados.

Capítulo 3

**Tomografías de tiempo de propagación de onda P y S en dos dimensiones
para la corteza en el sur de México.**

Introducción.

En el capítulo anterior se describió la naturaleza y origen de los datos. En éste capítulo se presentan los resultados obtenidos de la inversión de los tiempos de propagación de las ondas P y S así como el análisis de error para ambos tomogramas. El análisis se realiza mediante cuatro técnicas distintas que son empleadas para determinar las configuraciones de las imágenes. 1) La matriz de resolución analiza la capacidad de la inversión asociada a la cobertura de rayos sísmicos que muestrean la región de estudio. Esta matriz tan sólo indica la cobertura de rayos pero no los relaciona con su dirección de procedencia. Esta direccionalidad es importante para la inversión porque la convergencia o cruce de rayos por celda desde distintas direcciones hace que la inversión se restrinja. Por ende, es necesario emplear otras técnicas para determinar las resoluciones de tomografías que no tienen un rango de acimuts distribuidos uniformemente. De estas técnicas se pueden considerar: 2) Análisis por modelado directo, en particular el “tablero de damas” o mejor conocido por su nombre en inglés como “Checkerboard”. Este tablero nos da la certeza sobre las estructuras dimensionalmente más chicas que se pueden recuperar con la inversión dada la cobertura de rayos. 3) Modelado directo de estructuras geométricas (placas) con velocidades sintéticas conocidas en las que se quiere evaluar qué tan bien la inversión puede resolverlas. Y 3) tomografía sintética. En este procedimiento se requiere recuperar las tomografías reales, mediante perturbaciones en secuencia sobre un modelo de velocidades de fondo no perturbado, de las regiones dentro de los perfiles con velocidades anómalas que dan los resultados tomográficos reales, como una forma de determinar que regiones sufren mayores efectos de compensaciones.

Para comenzar la descripción y el análisis, cabe mencionar que una tomografía de tiempo de viaje está basada en las lecturas de los tiempos de arribo de una onda sísmica que es registrada en distintas estaciones sismológicas. Tales tiempos se pueden predecir con mucha exactitud, simplemente aplicando la ley de Snell progresivamente a lo largo del rayo que une al foco sísmico con cada estación que registra la onda. Los tiempos de viaje se calculan sumando los tiempos que contribuyen cada una de las distintas regiones, con una estructura de velocidades propia, por las que a traviesan los rayos sísmicos. Estos tiempos se pueden invertir para recuperar esta diversidad de velocidades sísmicas.

El principio básico de una tomografía reside en que la diferencia en la cantidad de tiempo que le toma a una onda alcanzar dos sismómetros distintos es debida a las diferencias en la estructura de velocidades por las que la onda sísmica atraviesa. Para determinar la posición de la estructura que la onda encontró al propagarse, se traza un rayo sísmico a través del interior de la Tierra siguiendo la trayectoria de la onda. Con un único terremoto y dos sismómetros, solamente se puede decidir si una trayectoria es más rápida o lenta que la otra, pero sin poder establecer en qué punto de la trayectoria se encuentra esta estructura. Para poder restringir la localización de alguna estructura se requiere trazar la trayectoria de los rayos provenientes de muchos sismos con diferencias de tiempo registradas en múltiples sismómetros.

Matemáticamente el tiempo de viaje entre dos puntos A y B está dado por la integral de línea

$$T_A^B = \int_A^B \frac{dl}{v(x,y,z)} = \int_A^B s(x,y,z)dl \quad [1]$$

donde la integral sobre $S = 1/v$ (la lentitud) se hace a lo largo de la trayectoria entre A y B. Esta ecuación es un problema inverso en el que los tiempos de viaje entre los pares de puntos A y B se invierten para recuperar la estructura de velocidades v . Este problema inverso en términos de s es no lineal, debido a que la integral sigue la trayectoria del rayo sísmico y este rayo, a su vez, depende de la lentitud.

La ecuación [1] se puede linealizar usando el principio de Fermat de tiempo mínimo, que asegura que el tiempo será estacionario con respecto a cambios en la trayectoria del rayo si se provee que la trayectoria se evalúa sobre una trayectoria física real. En la aproximación lineal, un pequeño cambio en la lentitud, δs , producirá un pequeño cambio en el tiempo de viaje, δT_A^B , según la integral,

$$\delta T_A^B = \int_A^B \delta s(x, y, z) dl \quad [2]$$

donde, de acuerdo con el principio de Fermat, la integral se toma a lo largo de la misma trayectoria original (Gubbins, 2004).

La construcción de las tomografías se basa en la suposición de que pequeñas perturbaciones en la velocidad con relación a un modelo de velocidades promedio de fondo, causa diferencias en los tiempos de arribo en los sismómetros entre el tiempo teórico y el observado.

Para investigar las posiciones de las perturbaciones se discretizó el espacio a través de una rejilla de 68 puntos en total (figura 2.11). Discretizando la ecuación [2] para ésta rejilla espacial queda

$$\Delta T = \sum_j l_j \Delta U_j \quad [3]$$

donde el producto entre las variaciones del inverso de la velocidad y el largo de la trayectoria se suman para determinar el cambio total en el tiempo ΔT medido en superficie. Cada sección, j , de la lentitud, ΔU , (inverso de la velocidad) se multiplica por l que es la sección que el rayo sísmico atravesó por cada cuadro de la rejilla. Para involucrar a más sismos con sus rayos se modifica la ecuación [3] quedando

$$\Delta T_i = \sum_j l_{ij} \Delta U_j \quad [4]$$

La ecuación [4] se desarrolla para cada rayo, i , en un sistema de ecuaciones donde existen, como se dijo anteriormente, 1951 rayos de la onda P y 1344 rayos de la onda S. El uso de la ecuación [4] exige que el índice j este asignado específicamente a un punto espacial de la rejilla. Para cada punto de cada una de las celdas de la rejilla j se sumó l_i para desarrollar la longitud total l_{ij} para el j -ésimo punto de la ecuación [4]. l_{ij} se midió hasta la mitad del espacio por arriba y por debajo del punto con el objetivo de permitir que rayos que pasen cerca se incluyan en el punto.

A partir de los resultados de la estructura de velocidades que se obtienen de la tomografía, es posible evaluar los parámetros elásticos como el módulo volumétrico (K), el módulo de cizalla (μ) y el cociente de Poisson (ν). El módulo volumétrico es el cociente que mide la resistencia de un cuerpo elástico a comprimirse cuando éste es sometido a una fuerza paralela a su eje de simetría. El módulo de cizalla mide la resistencia que presenta un cuerpo elástico a torcerse cuando éste es sometido a una fuerza

perpendicular a su eje de simetría y, finalmente, el cociente de Poisson es la razón de la contracción radial a la elongación axial (Christensen, 1996; Mott et al., 2008).

Las ecuaciones que relacionan las velocidades de las ondas P y S con K, μ y ν son las siguientes:

$$V_p = \sqrt{\frac{K + \frac{4}{3}\mu}{\rho}} \quad [5]$$

$$V_s = \sqrt{\frac{\mu}{\rho}} \quad [6]$$

$$\nu = \frac{1}{2} \left[1 - \frac{1}{\left(\frac{V_p}{V_s}\right)^2 - 1} \right] \quad [7]$$

donde V_p , V_s , ρ , K, μ y ν son la velocidad de la onda compresiva, la velocidad de la onda de cizalla, la densidad, el módulo compresivo, el módulo de cizalla y la razón de Poisson, respectivamente. Despejando μ en la ecuación [6] nos permite obtener el módulo de rigidez en términos de V_s :

$$\mu = V_s^2 \rho \quad [8]$$

a su vez, despejando ρ en la ecuación [6] y sustituyendo en la ecuación [5] se puede obtener una expresión en términos de V_p y V_s para evaluar K, quedando:

$$K = \mu \left(\frac{V_p^2}{V_s^2} - \frac{4}{3} \right) \quad [9]$$

Para concluir, la interpretación física de las anomalías encontradas en los resultados obtenidos con las tomografías de P y S mediante el uso de la ecuación [4] se da después de presentar los tomogramas y su relación con los módulos elásticos K y μ así como los cocientes de V_p/V_s , μ/K y de Poisson. Tal estructura se asume así para dar una descripción física cuantitativa conjunta de forma coherente utilizando toda la información física disponible que es aportada por estos parámetros.

Tomografía de tiempo de propagación de onda P.

La figura 3.1 muestra la tomografía de la onda P para el manto superior y la corteza que resulta cuando la topografía se ha removido. La línea continua negra representa la interfaz superior de la placa subducida de Cocos inferida por *Pérez-Campos et al* (2008) para comparación. La escala de colores varía de velocidad rápida en un 10% por arriba del modelo de *Campillo et al.* (1996) (azul) a baja velocidad en un 10% por debajo del modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996) (rojo). La media de ΔT (diferencia entre el tiempo observado y calculado con el modelo de *Campillo et al.* (1996)) se ha removido, por tanto no es posible distinguir diferencias promedio de velocidad del modelo de fondo. Esta substracción se hace para eliminar errores inducidos asociados al modelo de fondo.

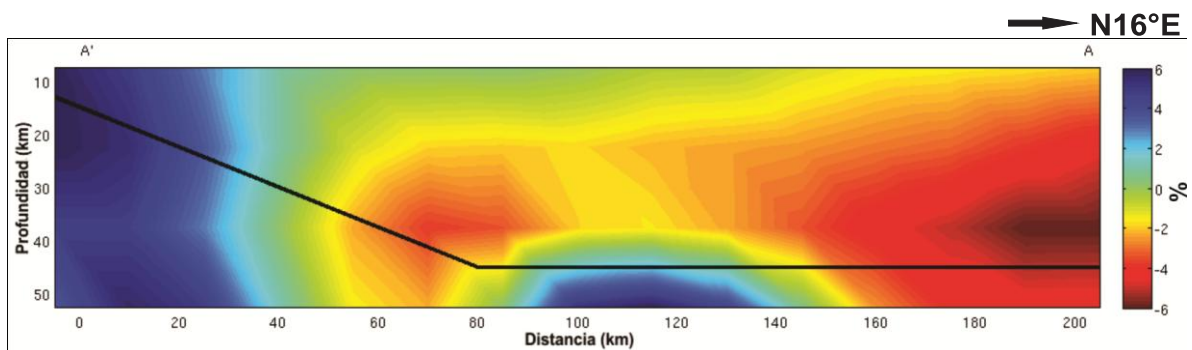


Figura 3.1. TOMOGRAFÍA DEL TIEMPO de propagación de la onda P. Los colores representan variaciones de la velocidad de la onda compresiva en porcentaje con respecto al modelo de velocidades de fondo de *Campillo et al.* (1996). La línea continua negra representa la interfaz superior de la placa subducida de Cocos sugerida por *Pérez-Campos et al.* (2008). La distancia horizontal tiene su origen en la costa, corre tierra adentro y corresponde al perfil A'A de la figura 2.1.

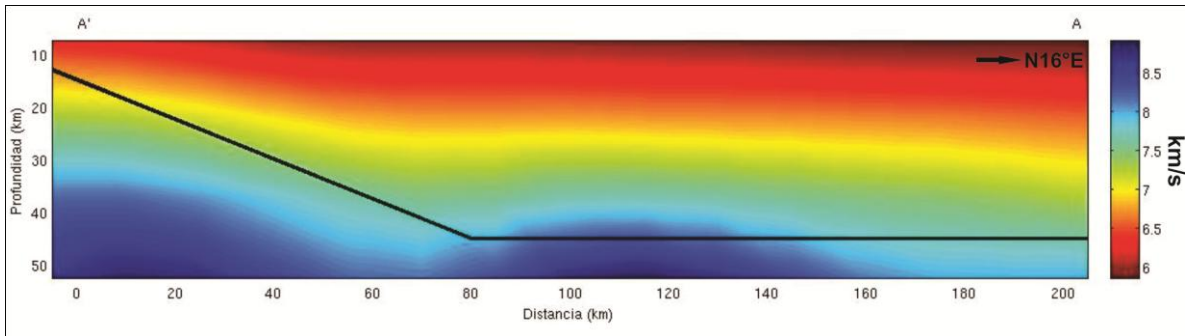


Figura 3.1bis. VELOCIDADES ABSOLUTAS para la onda P obtenidas a partir de la tomografía. Las velocidades absolutas se obtienen sumando a la tomografía el modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996). La escala de colores está dada en Km/s en donde el color rojo muestra velocidades bajas y el azul, rápidas.

La figura 3.1 es la tomografía para la onda P y se puede observar que posee una estructura de velocidades muy heterogénea con características importantes. Se observan velocidades rápidas en la sección descendiente de la placa (área azul entre 0 – 40 km sobre el eje horizontal) cercana a la costa. Sobre la esquina donde *Pérez-Campos et al.* (2008) infiere que la placa se torna subhorizontal existen velocidades bajas de P (área roja-naranja entre 50 km y 90 km tierra dentro). Sobre la sección plana de la placa existe una región con velocidades moderadamente bajas (áreas roja-naranjas entre 90 km y 150 km tierra adentro) seguidas por velocidades extremadamente bajas al norte a más de 150 km (área roja entre 150 km – 205 km tierra dentro). La figura 3.1bis muestra las velocidades absolutas para la onda P expresadas en km/s. Las velocidades absolutas se pueden obtener a partir de la tomografía únicamente sumando el modelo de velocidades de fondo de *Campillo et al.* (1996). Con la figura 3.1bis, es posible obtener los valores del módulo volumétrico K a lo largo del perfil empleando las ecuaciones [8] y [9] que se deben

de sustituir con los valores absolutos para la velocidad. El parámetro de densidad ρ se toma como conocido y se evalúa con los valores para la densidad de la corteza del modelo AK135 (Kennett et al., 1995) que reportan en el modelo para cada capa. La figura 3.2 muestra la distribución del módulo K a lo largo del perfil.

El módulo volumétrico (figura 3.2) caracteriza la resistencia a compresión presente en la corteza continental y en el interior de la placa subducida de Cocos (interfaz superior mostrada por la línea negra continua). Las magnitudes determinadas para el modulo volumétrico mostrados en la escala de colores del panel **a** de la figura 3.2 están dadas en unidades de GPa. Los tonos rojos de la escala muestran valores bajos de K (menor resistencia a compresión) mientras que los azules exhiben valores altos (mayor resistencia a compresión).

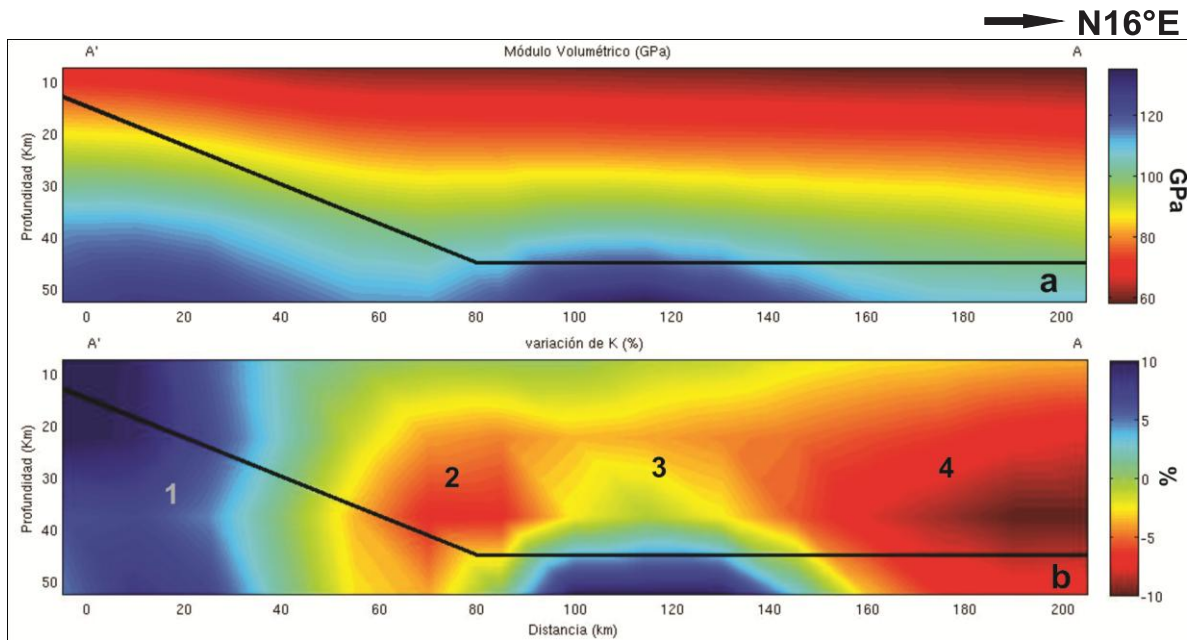


Figura 3.2. IMAGEN DE LA DISTRIBUCIÓN de los valores del módulo volumétrico (K) obtenidos a partir de información sísmica para la corteza, la placa subducida y parte del manto en el sur donde la placa subduce con ángulo pronunciado (línea negra continua). El módulo volumétrico en promedio, crece con la profundidad pero varía con la latitud desplazando así la línea de 90 GPa (panel **a**). La imagen inferior (panel **b**) compara los valores del módulo volumétrico con los predichos por el modelo AK135 mediante una imagen de variación porcentual. La gráfica se obtiene substrayendo los valores K del modelo a los observados.

La figura 3.2 muestra los resultados para el módulo compresivo K obtenidos con la estructura de velocidades de la tomografía. El panel **a** de la figura 3.2 muestra algunas características especiales. Entre la costa (A') y 60 km, se muestran valores elevados de K, así como la mayor parte de la placa subducida de Cocos. La esquina (70 – 80 km), donde la placa se vuelve subhorizontal la magnitud de K muestra un decremento (azul-verde) para volver a elevarse hacia la parte media (entre 80 y 160 km de la costa) hasta finalmente volver a decrecer al norte de 160 km de la costa. Hacia la superficie, en promedio, el módulo volumétrico tiende a decrecer continuamente (rojo) debido al descenso de la presión de confinamiento; sin embargo, existen indicios (que se discutirán más tarde) que el módulo compresivo está afectado, al menos parcialmente, en dos zonas. En la zona de la esquina (60-80 km de la costa), la línea de los 90 GPa (línea amarilla) muestra una concavidad, lo que exhibe una alteración de los valores de K respecto al promedio; en la parte media del perfil (entre los 90 y 160 km de la costa) se aprecia una leve convexidad lo que implica que los valores de K están altos (o parcialmente altos). Por último, a partir de 160 km, los valores del módulo volumétrico (observando la línea amarilla de los 90 GPa) tienden a disminuir con la profundidad conforme se avanza hacia el norte, lo que implica que también están afectados en esta zona.

El panel **b** de la figura 3.2, muestra una gráfica que compara los valores de K con los obtenidos mediante el modelo AK135 (Kennett et al., 1995). Para evaluarla se substraen los valores de K predichos por el modelo AK135 a los K obtenidos sísmicamente y después se calcula la variación porcentual. Esta variación nos permite observar el comportamiento del módulo de la roca con relación a los modelos mundiales. Se distinguen cuatro regiones

anómalas con relación al modelo AK135 marcadas en el panel de la figura 3.2 con números. 1) Al sur de los 40 km desde la costa, los valores obtenidos para K son mayores que el modelo (azul); 2) entre los 40 y 90 km de la costa, K es menor (rojo); 3) entre los 90 y 130 km de la costa K tiende a igualar los valores del modelo AK135 (verde); 4) y por último, al norte de los 130 km de la costa, K vuelve a decrecer (rojo intenso) sobre todo en las inmediaciones de la placa subducida (línea negra continua).

Resolución de la tomografía de onda P.

La principal fuente de incertidumbre en una inversión tomográfica proviene de la carencia de rayos cruzados en la zona de estudio. Para un único rayo, la perturbación de velocidad que se registra en superficie, podría estar ocurriendo en cualquier punto a lo largo de la trayectoria. Mientras más rayos cruzados existan, mejor restringida estará la localización de la perturbación y una mejor resolución será posible. La resolución de una imagen tomográfica está definida como el elemento estructural más pequeño que se puede recuperar en la inversión. Este hecho está asociado a la densidad de rayos por celda de la rejilla, mientras más densa sea la cobertura de rayos en la zona de estudio más finas se podrán definir las dimensiones de la rejilla y así se tendrá la habilidad de recuperar estructuras más pequeñas.

La matriz de resolución (figura 3.3) es una medida directa de la cobertura de rayos. En la figura 3.3 se muestra la gráfica de la diagonal de la matriz de resolución del modelo tomográfico para la onda P con el uso de una rejilla de dimensiones de 15 x 15 km. La diagonal de la matriz de resolución mide cuanta de la información es guardada en la estimación del modelo y puede ser interpretada como la resolución del modelo (Berryman, J. G., 1994). Aquellas áreas con mayor resolución (zonas amarillas-rojas) tienen la cobertura de rayos más alta del experimento, mientras que las verde-azules representan regiones de densidad de rayos más bajas. Podemos apreciar que las zonas más deficitarias se encuentran al norte del perfil y cerca de la superficie. Este hecho se debe a los registros ruidosos que enmascaran las señales sísmicas en las estaciones de la

red de MASE instaladas al norte de la ciudad de México, así como también a la poca sismicidad en la zona del eje Neo-Volcánico que limitó la cobertura de rayos desde el norte. Los valores registrados en la escala de colores a la derecha, son indicación de qué tan bien resueltas están las imágenes, donde 1 es la región de mayor cobertura y cero sin cobertura. Mientras más cercanos a uno sean los valores, mas información se recupera del modelo y más apropiados son los valores (Günther, T; Aster et al., 2005). Por tanto, podemos ver que la mayor parte del modelo de velocidades no está apropiadamente resuelta.

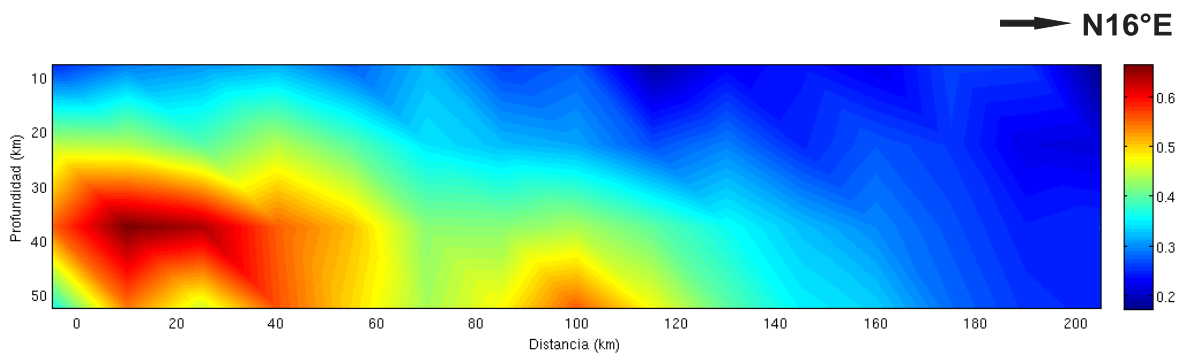


Figura 3.3. MATRIZ DE RESOLUCIÓN que representan la densidad de rallo por celda de rejilla. En la escala de colores 1 representa 100% (cobertura uniforme) y 0 representa 0% (ausencia de rayos o cobertura deficitaria). La gráfica muestra la matriz de resolución para las ondas P con un espaciamiento de rejilla de 15x15 km (ver figura 2.11 del capítulo 2).

Para generar imágenes tomográficas con elementos formalmente resueltos, se aplica un filtro Gaussiano bidimensional de cinco nodos después de haberse hecho la inversión. El uso de este filtro en particular se debe a que es una función suave o monótona (sin picos como una caja) con un núcleo (kernel) en forma de campana. La forma monótona de la

campana evita distorsiones adicionales que pudieran producirse durante la convolución de la imagen con el filtro. Los filtros Gaussianos son ampliamente utilizados para suavizar o difuminar imágenes digitales. Como la rejilla empleada tiene dimensiones de 15 x 15 km, el filtro expande las dimensiones de los elementos ± 30 km. Se emplea esta rejilla porque esta configuración maximiza la resolución. Para determinar la escala efectiva de resolución producida por el filtro, se reinvierte la tomografía a 30 x 30 km y no se aplica el filtro (figura 3.4). Las matrices de resolución con las nuevas configuraciones reducen sus proporciones con regiones cuyos valores están por debajo de 0.7. La baja resolución cercana a la superficie se debe a que esta hilera es muy somera. Se produce un efecto de baja resolución debido a que el método suma rayos por arriba y por debajo de 7.5 km (donde está definido el punto central del recuadro) quedando parte del bloque por arriba de la superficie donde no hay rayos (figura 3.5). Así se concluye que las tomografías tienen una resolución del orden de 30 x 30 km, es decir, no se pueden “ver” estructuras cuyas dimensiones espaciales sean menores a 30 x 30 km. Otras configuraciones de rejillas (e. g. 10 km x 10 km o 20 km x 20 km) disminuyen la resolución ya que al aumentar el número de celdas la densidad de cruce de rayos se distribuye en un mayor número de celdas bajando la resolución final. Si por el contrario, se amplían las dimensiones de las cajas, la densidad de cruce de los rayos se está calculando en un área mayor disminuyendo la resolución final. Sin embargo, para evitar la formación de recuadros o “apixelamiento” en las imágenes generadas con la configuración de 30 x 30 km (figura 3.4), la rejilla espacial se sobre-muestra duplicando el número de celdas con una rejilla de 15 x 15 km, se invierte y se aplica el filtro Gaussiano hasta conseguir la resolución máxima (figura 3.5).

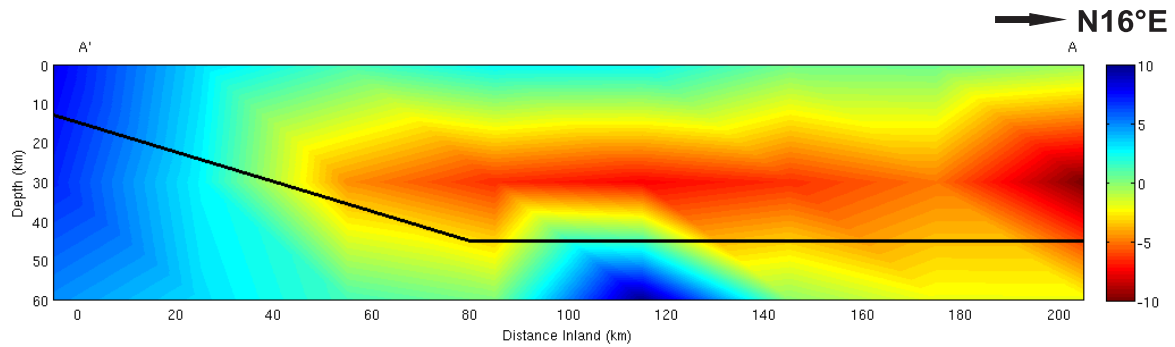


Figura 3.4. TOMOGRAFÍA CON ESPACIAMIENTO de rejilla de 30 x 30 km y sin suavizado Gaussiano para la onda P. La escala está dada en variación porcentual de la velocidad respecto al modelo de *Campillo et al.* (1996). En la imagen la profundidad ha cambiado para acomodar el nuevo espaciamento de la rejilla.

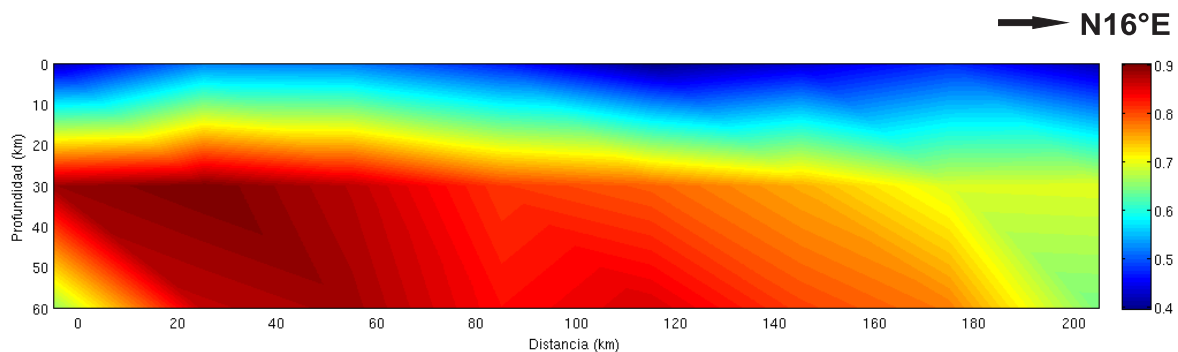


Figura 3.5. MATRIZ DE RESOLUCIÓN para la onda P calculada para una rejilla con espaciamento de 30 x 30 km. En la escala de colores 1 representa 100% (cobertura uniforme) y 0 representa 0% (ausencia de rayos o cobertura deficitaria).

Checkerboards para la tomografía con onda P.

En esta sección se determina la resolución de la inversión usando una prueba de Checkerboard (Hearn y Clayton, 1986). El checkerboard es una prueba extrema de velocidad ya que posee singularidades en brincos entre velocidades rápidas y lentas que no son reales en la naturaleza. La resolución, en esta prueba, para una región dada, se encuentra creando un modelo directo sintético de anomalías donde una serie de cajas a lo largo de una franja son perturbadas positiva o negativamente por arriba o por debajo de un cierto modelo promedio de entrada. Este modelo de bloques singulares utiliza la configuración de un tablero de damas llamado en inglés checkerboard. La configuración de entrada se muestra en la figura 3.6. Con la estructura se calculan los tiempos de viaje sintéticos usando los mismos rayos empleados para la tomografía. Posteriormente se invierten los tiempos sintéticos para determinar que tan bien la estructura sintética de velocidades se puede recuperar y se aplica el filtro Gaussiano para proceder de forma análoga a la tomografía real.

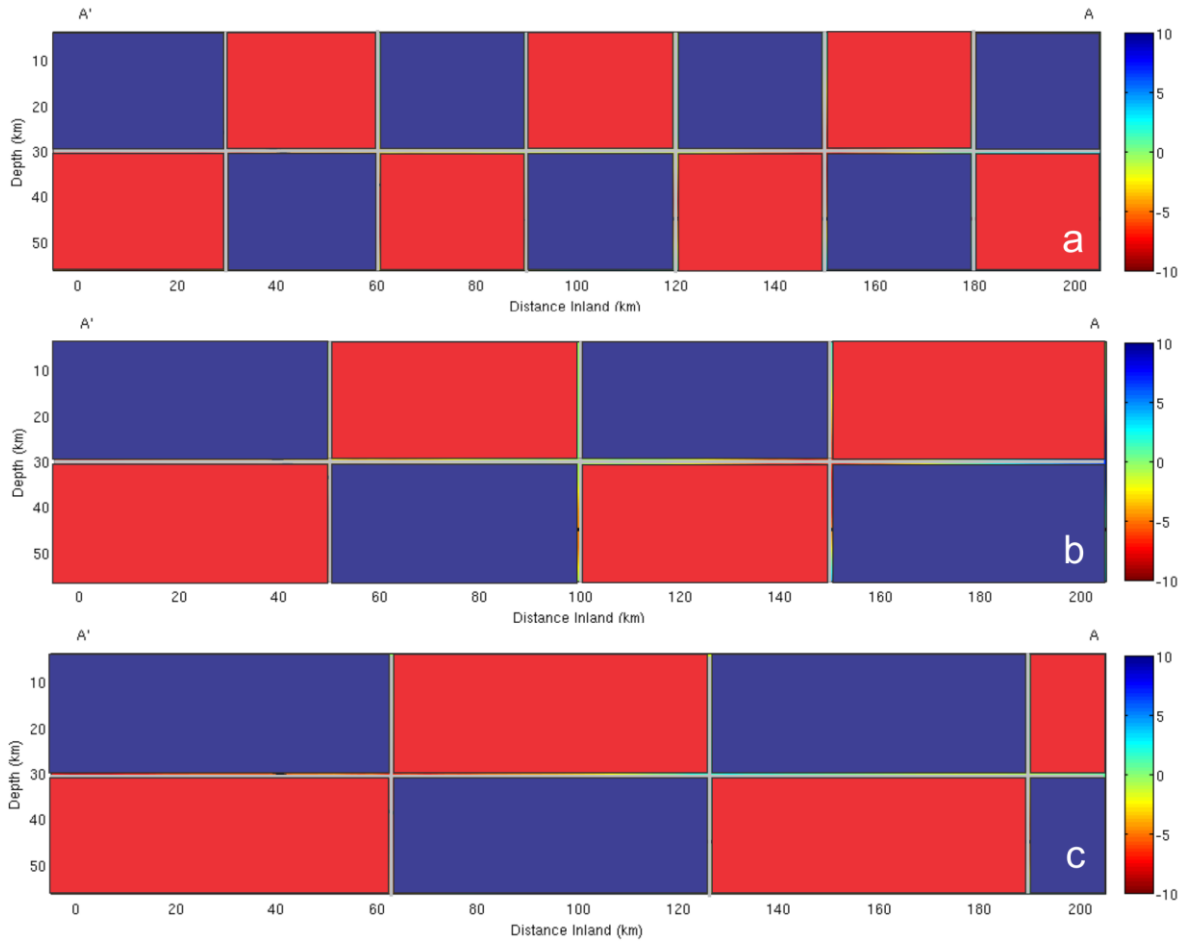


Figura 3.6. CHECKERBOARDS DE ENTRADA cuya configuración de bandas alternan bloques con velocidades extremas. Los bloques azules son velocidades rápidas (+10%) y los rojos velocidades lentas (-10%) respecto al modelo de fondo. Estas configuraciones de entrada se emplearon para ambas ondas P y S. El panel **a**, muestra bloques con dimensiones de 30 x 30 km; el panel **b**, muestra bloques con dimensiones de 50 x 30 km; el panel **c**, bloques con dimensiones de 60 x 30 km.

Las inversiones de checkerboard indican que anomalías de 30 x 30 km para la onda P (figura 3.7, panel a) se pueden resolver en la mayor parte del perfil. Como existe baja resolución al norte del perfil (figura 3.3), la tomografía con onda P no es capaz de recuperar estructuras menores a los 60 km en la horizontal por 20 km en la vertical en aquella región (panel c en las figura 3.7). Los efectos de distorsión y cajas alargadas de amplitud reducida provienen principalmente de la escasez de cruce de rayos (escasos al norte de 120 km en la inversión la cual es la mayor fuente de error en una inversión tomográfica. En general, estructuras más finas se pueden recuperar al sur del perfil dado el mayor número de cruce de rayos como se verá en la siguiente sección (figura 3.8, panel a).

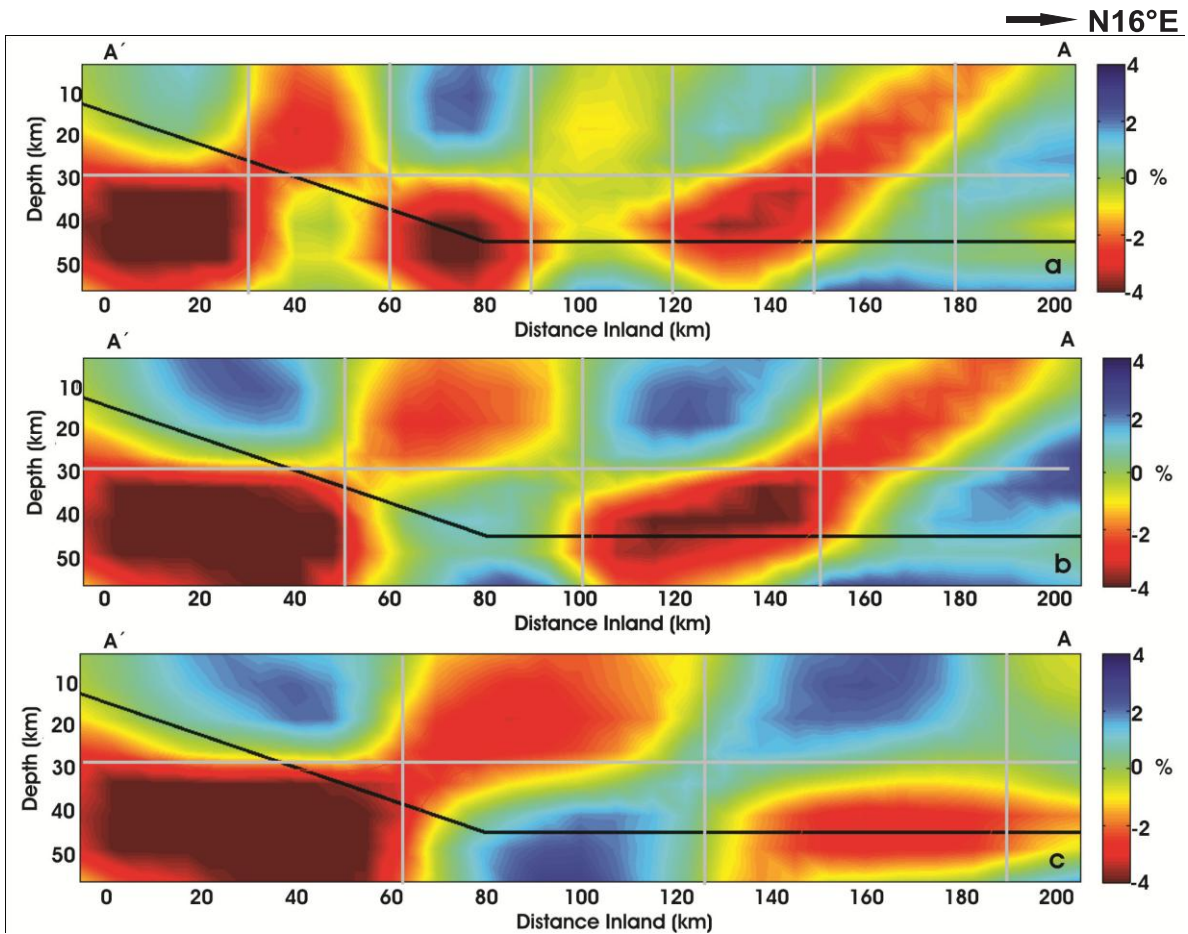


Figura 3.7. PRUEBA DE RESOLUCIÓN de checkerboard para la onda P. La prueba consiste de cajas que alternan velocidad alta (azul) y baja (rojo) en un $\pm 10\%$. Las dimensiones de las cajas de los paneles **a**, **b** y **c**, vienen dadas por la configuración de entrada mostrada en la figura 2.4. La amplitud de la velocidad recuperada para los paneles de esta figura está escalada sobre una amplitud total del 10%.

Modelado directo con placas para la onda P.

El modelado “directo” o mejor conocido en inglés como “forward modeling” también se puede aplicar para determinar qué tan bien se pueden recuperar y resolver formas y estructuras simples. Así mismo, es empleado para determinar si éstos inducen efectos no deseados en sus inmediaciones, en principio, con nuestra configuración y combinación de estaciones sismológicas y sismicidad. Para este propósito, se emplean los mismos rayos sísmicos utilizados en la inversión tomográfica (ecuación [4]) para aplicarlos ahora a un modelo espacial de velocidades conocido, para generar de esta forma, tiempos sintéticos de llegada. Procedimiento análogo al empleado para obtener el Checkerboard. El modelo de velocidades se construye perturbando zonas del modelo de capas de *Campillo et al.* (1996) (ver tabla 2.1) implementado en la tomografía. Una vez que se obtienen los tiempos sintéticos con el modelo se invierten para verificar si la inversión es capaz de recuperar esa estructura de velocidades previamente conocida.

Se emplearon diversos modelos espaciales de velocidades con distintas configuraciones. El modelo se conforma de una serie de placas de largo infinito con distintas orientaciones que son perturbadas un 10% por arriba del modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996). Las geometrías consisten de placas descendentes (simulando una subducción, figura 3.8) o ascendentes (simulando una intrusión, figura 3.9) que penetran en el perfil para así investigar la definición existente en distintas zonas del área muestreada por los rayos. Las placas al ser de largo infinito se extienden por debajo del perfil permitiendo que los rayos que se propagan fuera de la imagen también atreviesen la placa. La figura 3.8 muestra la

distribución de velocidad para la onda P obtenida a partir de los tiempos sintéticos calculados con las placas penetrando desde la superficie a distintos ángulos. La figura 3.9, a su vez, muestra la distribución de velocidad para P obtenida con la inversión de los tiempos sintéticos calculados a partir de las placas emergiendo desde el manto.

Los paneles **a** - **d** de la figura 3.8 muestran placas de 20 km de espesor entrando por diferentes puntos del perfil y hundiéndose a 60°, 45°, 30° y 30°, respectivamente, en relación a la horizontal. La escala de colores representa la distribución de velocidades para la onda P en donde el azul más oscuro es un 6% más rápido que la velocidad media y el rojo más oscuro un 7% más lento. Los resultados muestran que la inversión, al encontrar rayos que atraviesan las placas rápidas (azul), siente que el entorno inmediato es más lento y entonces hace compensaciones (naranja-rojo) con velocidades lentas al norte y al sur de la placa. De la cantidad total de perturbación a la velocidad del modelo de fondo inducida sintéticamente ($\pm 10\%$), la escala de colores indica que únicamente es posible recuperar entre el 2% y 4% de la velocidad total de la perturbación después hacer la inversión para la velocidad. Este efecto con la magnitud de la velocidad también se ve con el checkerboard. Las distintas orientaciones de las placas se escogieron para verificar si éstas afectan la sensibilidad de la inversión. Debido a la baja cantidad de rayos que cruzan las celdas de la rejilla desde el norte y desde el sur, la amplitud de velocidad es acomodada durante la inversión a lo largo del rayo y ésta, por tanto, es promediada en un área más amplia que la real dando como efecto resultante placas distorsionadas y más lentas respecto al valor inicial introducido. Este efecto se aprecia muy claramente en el checkerboard (figura 3.7). Como se pueden ver en los paneles **c** y **d** de la figura 3.8, el

efecto de distorsión es más pronunciado para las placas que penetran por el norte del perfil donde la densidad de rayos es mucho menor, llegando al extremo de acomodar parte de las velocidades rápidas fuera de la región perturbada. Las distintas orientaciones con las que penetran las placas en el área del perfil no muestran que el ángulo de penetración sea una condicionante para la resolución, únicamente va en función del número de rayos.

Los mismos efectos se aprecian para las cuatro configuraciones de intrusión descritas en la figura 3.9. Los paneles **a** – **d** fueron elaborados con las mismas dimensiones que para las placas en subducción donde los ángulos de intrusión empleados son de 60° (panel **a** y **b**), 45° (panel **c**) y 30° (panel **d**). Al igual que en la figura 3.8 (placas en subducción), se aprecian las compensaciones lentas de velocidad, inexistentes en el modelo empleado, en las inmediaciones de las regiones perturbadas con velocidades rápidas. Las distorsiones son notorias en el norte del perfil donde la densidad de rayos es deficitaria llegando a invadir amplias áreas no delimitadas (color azul paneles **c** y **d**, figura 3.9). Al sur (paneles **a** y **b**), donde la densidad de rayos es mayor, las estructuras están mejor definidas.

En cada uno de los paneles de las dos figuras analizadas, se puede recuperar la región de velocidad rápida (azul) por donde penetra la placa. Las formas rectangulares de las placas, tal como fueron generadas sintéticamente con un programa de computadora, no se pueden recuperar por los efectos de distorsión que causan los rayos al no tener suficientes cruces de otros rayos provenientes de diferentes direcciones. La distorsión se aprecia por las regiones externas a las líneas negras de referencia a la posición y contorno de la placa que son invadidas con tonalidades azules. Con datos ideales, es decir, con igual

número de rayos proviniendo desde el norte y desde el sur y cruzándose entre sí de forma homogénea por celda, únicamente la región comprendida entre las dos líneas de referencia debería presentar velocidades rápidas en un 10% por arriba del modelo de referencia de *Campillo et al.* (1996). De estas inversiones, a su vez, se puede determinar el ángulo de penetración y la posición de la placa en cada panel. Esta deficiencia en la recuperación de la magnitud de la velocidad y de la geometría refleja el nivel de error que es encontrado en la tomografía real (figura 3.1). Por ejemplo, las estructuras localizadas entre los 120 y 205 km desde la costa en la tomografía de P en la figura 3.1, presentan fuertes problemas de distorsión, como lo muestran los checkerboards y las placas; asimismo de subestimación de la velocidad de la onda compresiva. Lo máximo que se puede recuperar para la velocidad en esta zona está en el rango de 2 - 3% y decrece hasta llegar al 1% en el borde del perfil a los 200 km. Sin embargo, se puede verificar en la figura 3.7 que entre los 0 km y los 120 km las estructuras están geométricamente mejor definidas y con magnitudes de velocidad recuperadas de hasta 4% que es casi el doble.

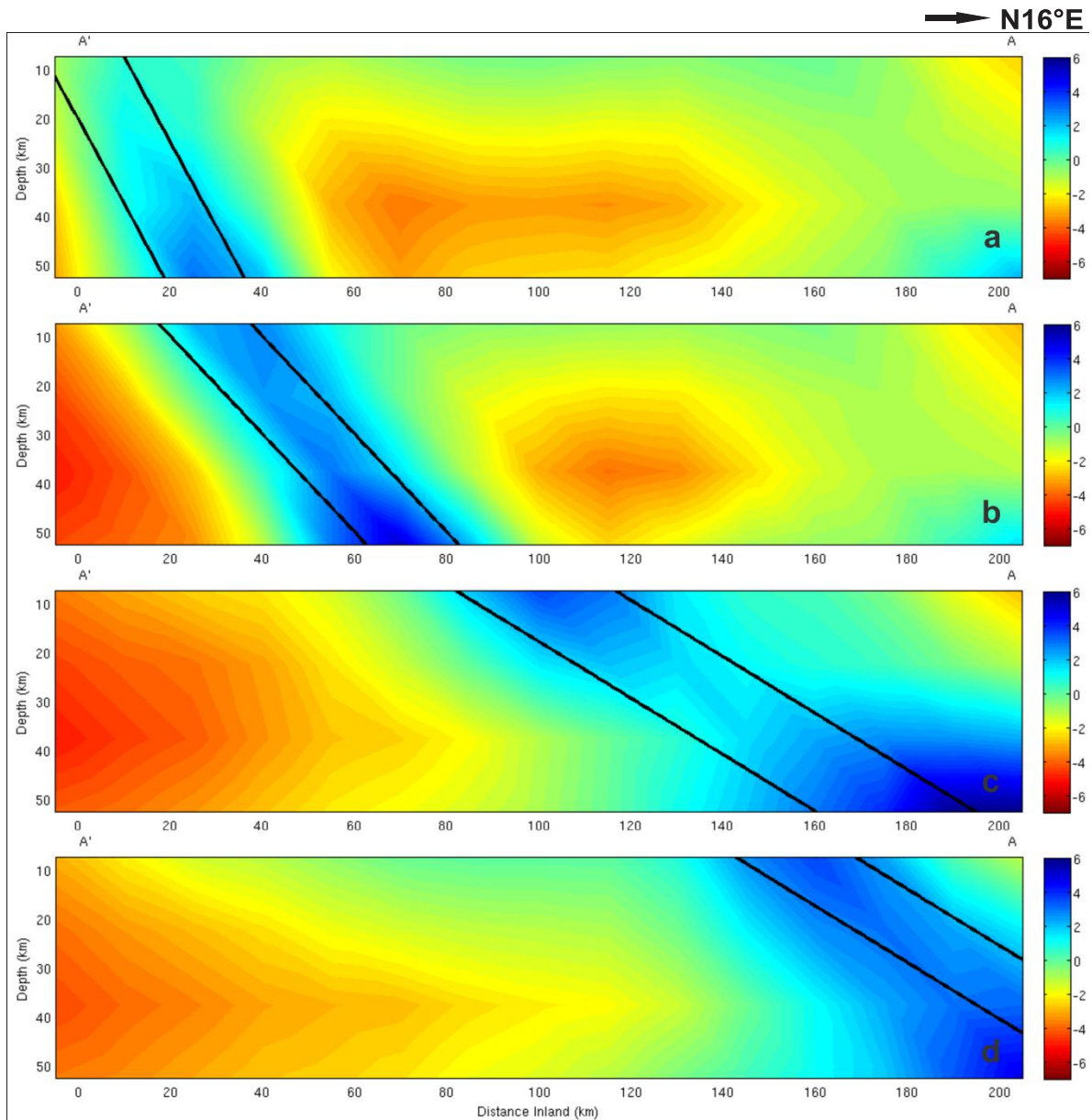


Figura 3.8 CUATRO CONFIGURACIONES geométricas de placa entrando desde la superficie empleadas para la onda P. Las líneas negras paralelas delimitan las zonas perturbadas en un 10% por arriba del modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996). Las zonas azules representan regiones de velocidad rápida. De haberse recuperado completamente el modelo, los valores habrían sido de 10% dentro del área delimitada por las líneas negras.

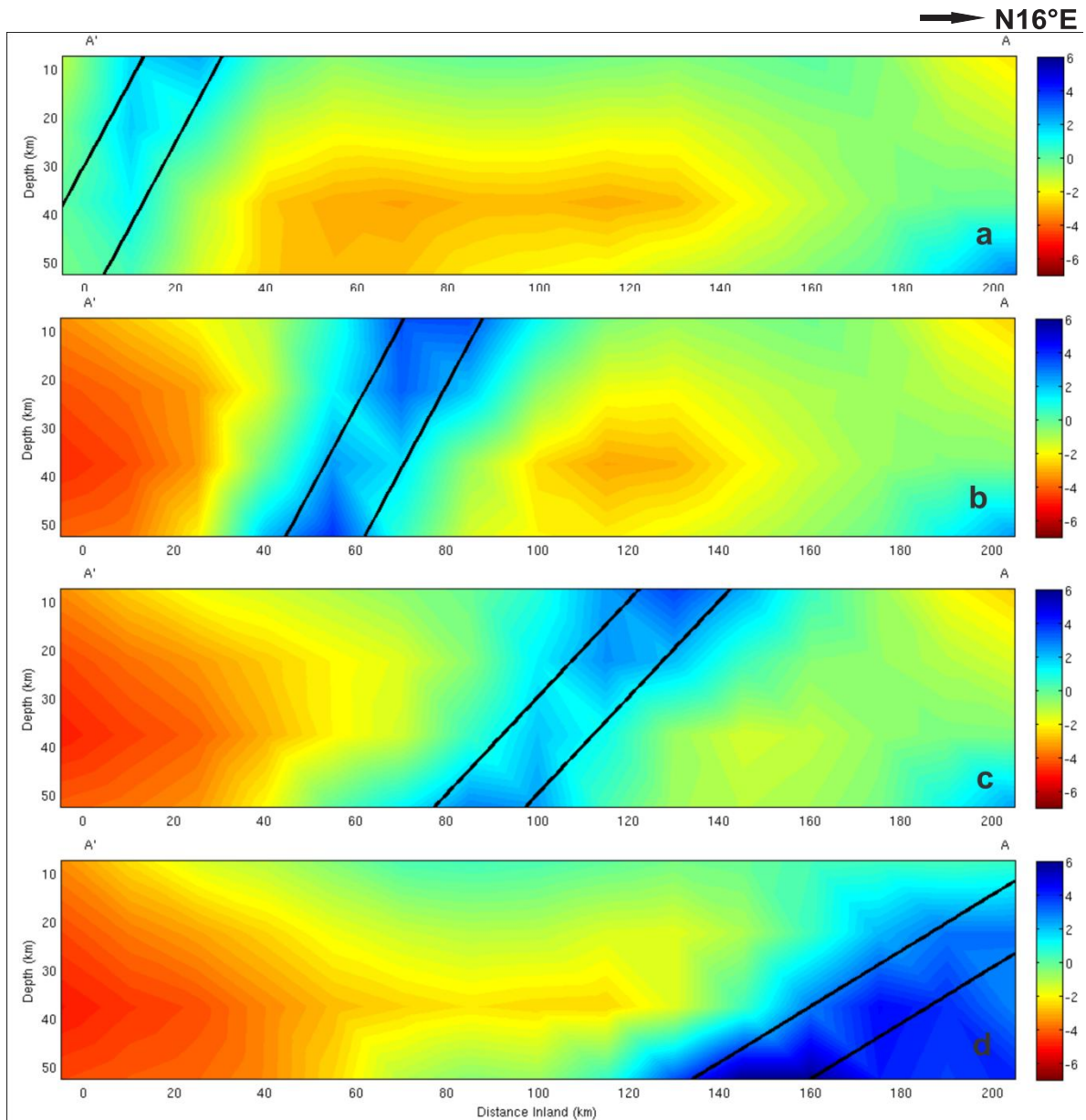


Figura 3.9 CUATRO CONFIGURACIONES geométricas de placa simulando un proceso de intrusión a la región de estudio empleadas para la onda P. Las líneas negras paralelas delimitan las zonas perturbadas en un 10% por arriba del modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996). Las zonas azules representan regiones de velocidad rápida. De haberse recuperado completamente el modelo, los valores habrían sido de 10% dentro del área delimitada por las líneas negras.

Obtención de una tomografía sintética de onda P por modelado directo.

Para finalizar el proceso de análisis de error para la tomografía con tiempos de propagación de onda P, en esta sección se hará otro modelado directo pero con una estructura de velocidades más complicada para intentar recuperar de esta manera la tomografía de P real. El proceso es idéntico al empleado con las configuraciones de placas en subducción e intrusión. El objetivo consiste en determinar la validez de las regiones con velocidades anómalas (por arriba o por debajo del promedio de la estructura de velocidades de fondo) para discriminar entre anomalías reales y estructuras ficticias de compensación obtenidas en los procesos de inversión (ver la tomografía de P en figura 3.1). Estas identificaciones son de suma importancia debido a que poseen implicaciones significativas en las interpretaciones físicas y tectónicas de las imágenes.

El proceso consiste en ir activando las regiones del perfil en las que la tomografía detecta anomalías para la velocidad. El primer paso, el más sencillo, consistirá en calcular tiempos sintéticos para el modelo de fondo de *Campillo et al. (1996)*, es decir, sin perturbar ningún área dentro del perfil. De esta forma se invierte para la velocidad, en donde se espera que la variación respecto al modelo de fondo sea cero a lo largo de todo el perfil. Sin embargo, el cálculo muestra tener pequeñas variaciones respecto al modelo de *Campillo et al. (1996)* ya que siempre existen diferencias numéricas en el cálculo entre los tiempos sintéticos y los tiempos teóricos. Para solucionarlo se calibra a cero substrayendo a la velocidad invertida las variaciones numéricas antes mencionadas. La variación de

velocidad ya calibrada se muestra en el panel **a** de la figura 3.10 y es importante realizarla porque contaminan la inversión con regiones de compensación de velocidad ficticias.

El panel **b** de la figura 3.10, muestra la perturbación con velocidad positiva (+10% por arriba de la velocidad de fondo, círculos azules) de la región de la placa subducida de Cocos según la geometría descrita en el artículo de *Pérez-Campos et al.* (2008). Los círculos azules (o rojos) hacen explícitas las zonas específicamente perturbadas. La región de la placa subducida de Cocos, está delimitada por las líneas negras paralelas con un doblez a 70 km de la costa que es donde la placa se torna subhorizontal. Todo el interior de la placa de Cocos fue perturbado y se indica con los círculos azules. Se puede notar que la perturbación en el interior de la placa de Cocos induce una serie de compensaciones ficticias poco significativas en la región de la corteza continental superior mostrándose como una reducción de la velocidad en colores que van de amarillo a verdes (entre -1.5% y cero). En el panel **c** se perturba la corteza continental con velocidad lenta (-10%, círculo rojo) mostrado con un recuadro gris al norte de los 160 km de la costa hasta el final del perfil (205 km) manteniendo la totalidad de la placa de Cocos con velocidad rápida. Los resultados muestran que esta región de corteza lenta por sí misma no induce reducciones de velocidad en la zona inferior (donde se encuentra la placa) ni al sur como se ve en la tomografía de P (figura 3.1). Para que la placa entre los 160 y 205 km de la costa sea lenta se tiene que perturbar negativamente (recuadro gris en el panel **d**, círculo rojo) con -10 % de la velocidad de fondo. Así mismo esta región lenta no induce variaciones en la velocidad al sur de los 160 km desde la costa preservándose la corteza continental sin variación de velocidad y la placa subducida con velocidad rápida. En el panel **e** se perturba

la región media (rectángulo gris, círculo rojo) de la corteza para estudiar su comportamiento dado que los resultados de la tomografía de onda P muestran una región lenta entre la esquina de la placa (70 km de la costa), donde cambia la geometría a ser subhorizontal, y los 160 km desde la costa y entre las profundidades de 20 y 40 km. Esta región lenta no se conforma eficientemente mostrando fuertes efectos de distorsión que tienden a irse hacia la superficie por deficiencias en el cruce de los rayos. Al perturbar la esquina, en dos zonas distintas, con velocidad negativa (panel **f**, cuadrado gris con círculos rojos) siguiendo los resultados mostrados por la tomografía, entre los 50 y 70 km de la costa, la región media se conecta con esta región pero también deficitariamente con valores de velocidad por arriba de -1% o más. Estos resultados muestran que existe una región con velocidad baja pero no se puede determinar si está conectada o no con la región lenta en la zona del doblez de la placa subducida debido a los efectos de distorsión en la zona media del perfil entre los 80 y 140 km de la costa. Finalmente en el sur existe una perturbación positiva en los primeros 50 km del perfil según los resultados de la tomografía (figura 3.1). Esta región sufre de distorsión al activar la esquina con velocidad baja, pero la distorsión no es suficiente para inducir velocidades rápidas la región al sur entre la costa (A') y 50 km (panel **f**). Se necesita, por tanto, perturbar la corteza superior a la placa inclinada con velocidad positiva (+10%) para obtener una imagen sintética similar al tomograma obtenido con tiempos observados (panel **g**) (comparar con el tomograma real hasta debajo de la imagen).

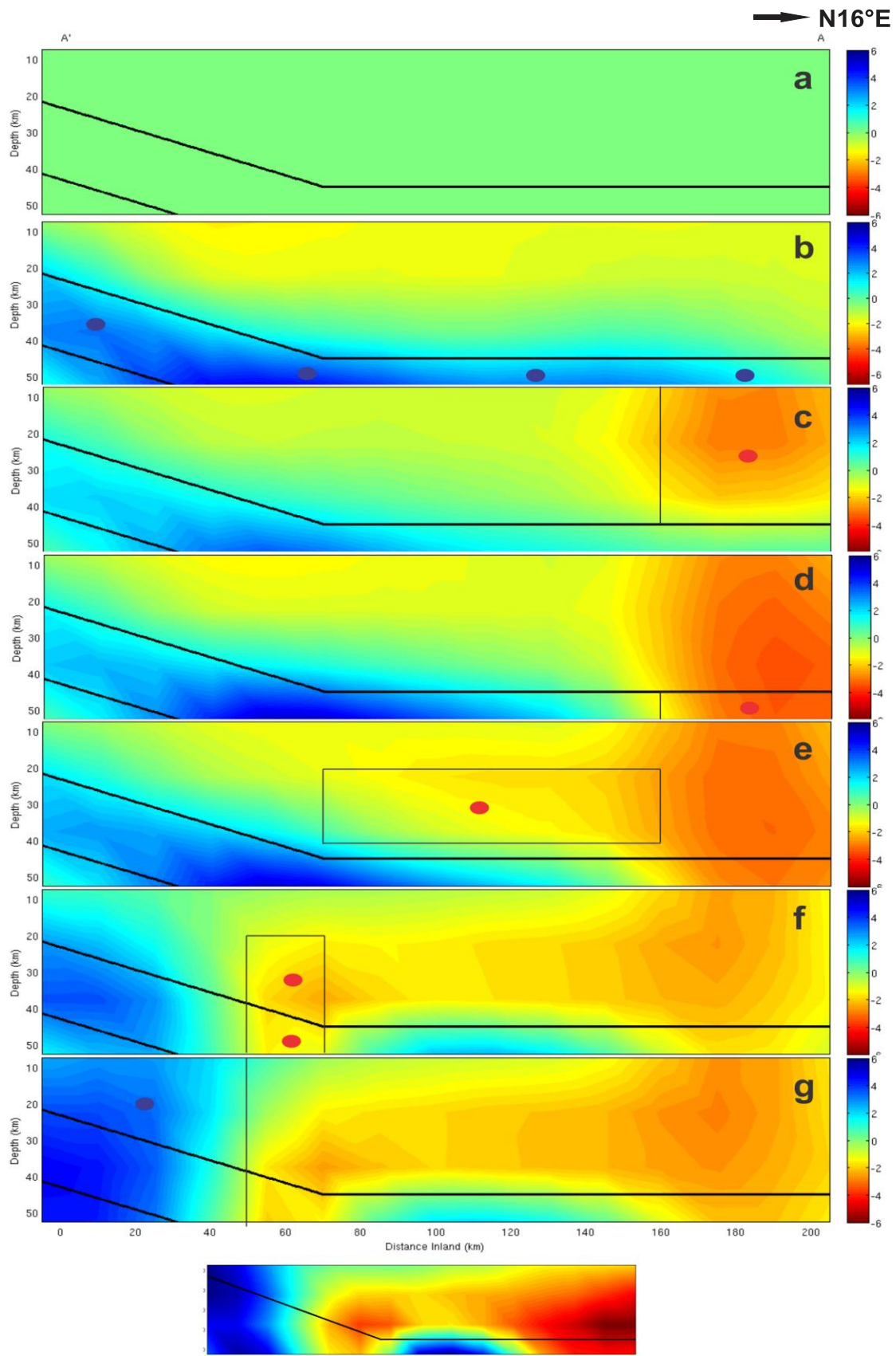


Figura 3.10 SECUENCIA DE PERTURBACIONES a la velocidad del modelo de fondo para la onda P en distintos puntos del perfil. El objetivo consiste en determinar las áreas que perturbadas sintéticamente recuperan la tomografía real (último panel hasta abajo). Las líneas negras indican la posición de la placa subducida de Cocos según *Pérez-Campos et al.* (2008) y los recuadros en gris las regiones perturbadas. El panel **a** muestra el aspecto del perfil sin haber perturbado el modelo de fondo. Los paneles **b – g** muestran la secuencia de perturbación seguida y los recuadros grises delimitan el área perturbada. El panel **g** muestra el tomograma sintético después de haber perturbado la velocidad de la corteza continental que yace por arriba de la sección descendiente de la placa de Cocos, obteniendo finalmente una tomografía sintética con tiempos de onda P.

Con este procedimiento se puede concluir:

a) Las regiones entre 160 – 205 km de la costa con velocidades bajas (panel **c** y **d** figura 3.1), no se pueden recuperar con el modelado directo considerando únicamente una placa subducida de velocidad rápida. Para recuperar las velocidades bajas observadas, se deben de perturbar la placa de Cocos y toda la corteza continental con una anomalía lenta cada una; por tanto, se puede afirmar que las velocidades bajas son una característica real de los tomogramas de tiempos de P.

b) La parte media del perfil (panel **e**, figura 3.10), entre los 70 y 160 km de la costa muestran regiones con velocidades lentas de onda P que no se pueden recuperar tan eficientemente exhibiendo un área deformada y no muy conectada a la zona perturbada desplazándose hacia la superficie. El estudio sugiere que existe tal región lenta pero no se

pueden determinar las dimensiones de dicha estructura y su posible conectividad con la esquina de la placa por problemas de resolución (ver figura 3.3).

c) La esquina de la placa (panel **f**, figura 3.10) esta anómalamente lenta para la onda P. Esta estructura no se puede recuperar al menos que se perturbe con velocidades bajas (-10%), pero su conectividad con la anomalía de la parte media sobre la placa tectónica no es concluyente debido a la deformación de estructuras que se presenta en la zona.

d) El sur del perfil muestra leve distorsión al perturbar la esquina (panel **f**, figura 3.10) con velocidades de onda lentas, pero la distorsión no es suficiente para cubrir la totalidad de la región con velocidades rápidas. Es necesario perturbar la corteza continental por arriba de la zona inclinada de la placa con +10% de la velocidad por arriba del modelo de fondo (panel **g**, figura 3.10).

e) Finalmente, la placa subducida de Cocos muestra velocidades rápidas de onda P en la parte media (entre 70 y 160 km) y al sur del perfil (entre A' y 50 km). Con esta secuencia se puede recuperar, sintéticamente, la forma del tomograma de la figura 3.1.

Tomografía de onda S.

En esta sección se presentan los resultados de la inversión de la ecuación [4] usando tiempos de propagación de la onda S. Estas velocidades (figura 3.11) exhiben ciertas diferencias respecto a las velocidades de onda P (figura 3.1). Podemos destacar las siguientes anomalías de velocidad de cortante. En la sección descendiente de la placa existen altas velocidades entre la costa A' hasta 80 km tierra adentro y entre 5 km y 30 km de profundidad (área azul en la figura 3.11) y velocidades bajas a más de 30 km de profundidad (área roja-naranja). La onda P en esta misma región únicamente se propaga con velocidades rápidas. Al norte, el tomograma (figura 3.11) muestra velocidades normales ($\sim 0\%$ de variación) justo por encima del doblez de la placa (área verde entre 80 km hasta 110 km). En esta misma zona la velocidad de la onda P está levemente deprimida. Sobre la sección sub-horizontal de la placa se encuentran velocidades bajas (área roja-naranja) de onda S entre 120 km y 205 km tierra adentro. En este mismo segmento asimismo la onda P registra velocidades lentas. A partir del tomograma de la figura 3.11, se pueden obtener las velocidades absolutas para la onda S sumando las velocidades del modelo de *Campillo et al.* (1996) (ver tabla 2.1) a la variación de velocidad. Las velocidades absolutas de la onda S están graficadas en la figura 3.11bis con la escala de colores expresada en km/s en donde las velocidades bajas están en tonos de rojo y las velocidades rápidas en tonos azules.

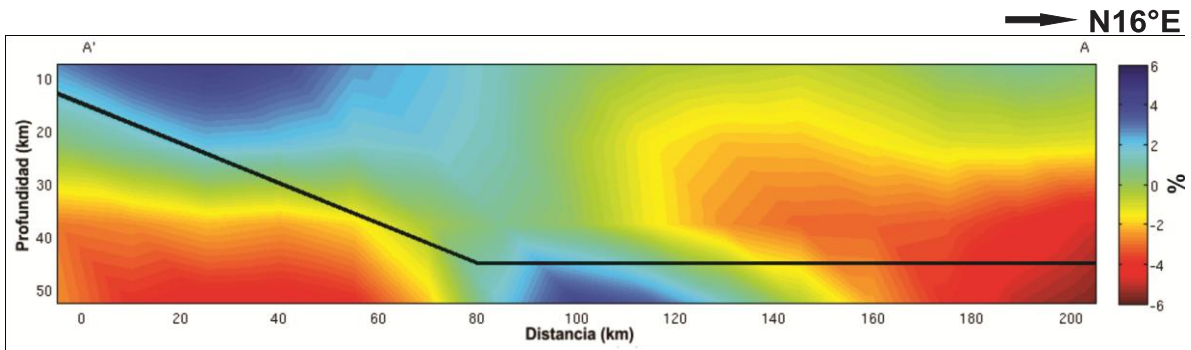


Figura 3.11. TOMOGRAFÍA DEL TIEMPO de propagación de la onda S. Los colores representan variaciones de la velocidad de la onda de cizalla con respecto al modelo de velocidades de fondo de *Campillo et al. (1996)*. La línea continua negra representa la interfaz superior de la placa subducida de Cocos (*Pérez-Campos et al., 2008*). Los colores azul y rojo representan las variaciones de velocidades máximas positivas y negativas en relación al modelo de fondo en porcentajes (%). La distancia horizontal tiene su origen en la costa, corre tierra adentro y corresponde al perfil A'A de la figura 1.1.

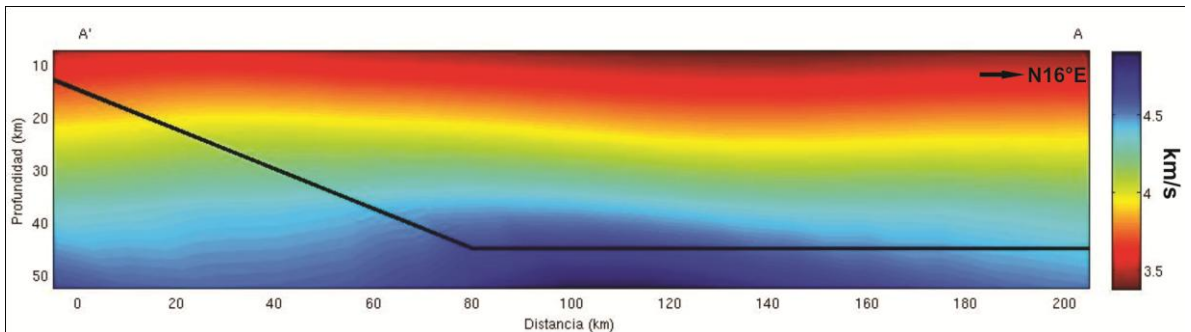


Figura 3.11bis. VELOCIDADES ABSOLUTAS para la onda S obtenidas a partir de la tomografía. Las velocidades absolutas se obtienen sumando a la tomografía el modelo de fondo de *Campillo et al. (1996)*. La escala de colores está dada en Km/s en donde el color rojo muestra velocidades bajas y el azul, rápidas.

A partir de la figura 3.11bis y de la ecuación [8] se pueden los valores del módulo de rigidez o cizalla μ . La figura 3.12 muestra los resultados para este cálculo y representa la distribución de la resistencia que tiene la roca a esfuerzos de cortante o resistencia a torsión. Los tonos azules describen valores altos para el modulo, mientras que los rojos representan valores más bajos. Este parámetro en particular está mucho más afectado que el módulo volumétrico K (figura 3.2, **b**). El aumento de la rigidez de la roca con la profundidad varía con la latitud notándose en la línea de los 50 GPa (línea amarilla) que exhibe una serie de convexidades y concavidades a lo largo del perfil. En el sur (entre la costa A' y 60 – 70 km) el modulo se caracteriza por tener valores relativamente bajos de la rigidez (región verde-azul) por debajo de los 30 km de profundidad mientras que por arriba de los 30 km se ve el decrecimiento promedio natural del modulo. En la parte media del perfil (entre 70 y 120 km) en la región subhorizontal de la placa son más elevados desplazando la línea de 50 GPa a menor profundidad. Al norte de los 120 km de la costa, pero en particular pasando los 160 km los valores de la rigidez decrecen de nuevo, afectado la posición de la línea de 50 GPa incrementando su profundidad. Por último, el interior de la placa tectónica subducida, también muestra valores bajos que con relación al área de la placa contigua al sur. El panel **b** de la figura 3.12 compara los valores de μ con los predichos por el modelo AK135 para así comparar con los valores mundiales de μ . Para hacer la comparación se subtrae el valor para μ del modelo AK135 a los valores observados para obtener una gráfica de variación porcentual (escala de colores). Los resultados muestran que la rigidez de la corteza es muy heterogénea con relación a los valores mundiales. En promedio, el valor del módulo es mayor al sur de los 80 km de la

costa, con relación al norte, coincidiendo con los valores estándar del modelo AK135 (variación $\sim 0\%$, color verde marcado con el número 1). Sin embargo, al norte de los 80 km la rigidez de la roca decrece con la latitud (rojo, marcada la dirección con una serie de números 2) y crece paulatinamente desde la superficie (rojo intenso, marcado con 2a) hacia el interior (rojo claro, marcado con 2b) en relación con los valores del modelo. Se observa a su vez que los valores del módulo son altos en la porción central de la placa subducida de Cocos (mayor a 40 km de profundidad entre 50 y 160 km de la costa, marcado con número 3).

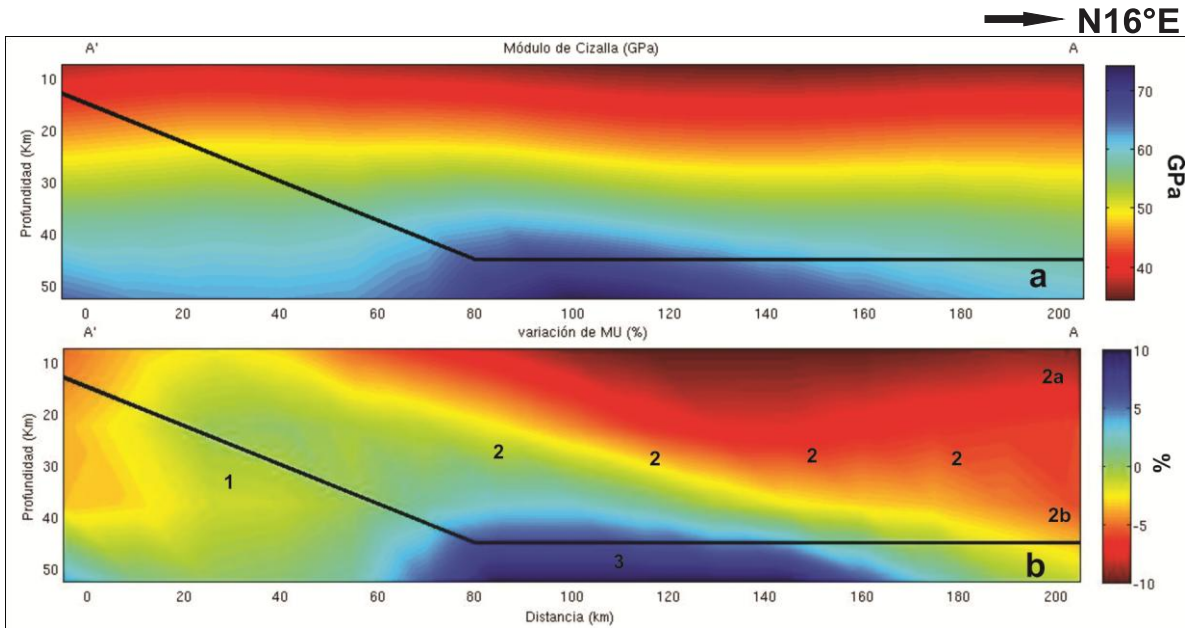


Figura 3.12. IMAGEN DE LA DISTRIBUCIÓN de los valores del módulo de cizalla (μ), cuyas unidades están dadas en giga Pascales, fueron obtenidos a partir de información sísmica para la corteza, la placa subducida y parte del manto. μ , en promedio, crece con la profundidad pero varía con la latitud desplazando así las posición de la línea de 50 GPa (panel **a**). La imagen inferior (panel **b**) compara los valores de μ con los predichos por el modelo AK135. Para hacer la comparación se subtrae el valor para μ del modelo a los valores observados para obtener una gráfica de variación porcentual.

Resolución de la tomografía de onda S.

El procedimiento para obtener la matriz de resolución para la tomografía con tiempos de propagación de onda S es el mismo que para la onda P (figura 3.3) y su significado es análogo. La figura 3.13 muestra esta matriz en donde se han graficado las diagonales de la matriz de resolución con una rejilla de 15 x 15 km. Las zonas de tonalidades amarilla-rojas tienen la cobertura de rayos mas alta, mientras que las verde azules representan regiones con densidad de rayos más bajas. Podemos apreciar que las zonas mas deficitarias se encuentran al norte del perfil, problema que también se refleja con los datos de la onda P. Este hecho se debe a la poca cobertura que trae la baja sismicidad en el norte del perfil. Los valores registrados en la escala de colores a la derecha, en ambas figuras, son indicación de qué tan bien resueltas están las imágenes, donde 1 es la región de mayor cobertura y cero sin cobertura. Mientras más cercanos a uno sean los valores, mas información se recupera del modelo y más apropiados son los valores (Günther, T, Aster et al., 2005). Por tanto, podemos ver que la mayor parte del modelo de velocidades no está apropiadamente resuelta.

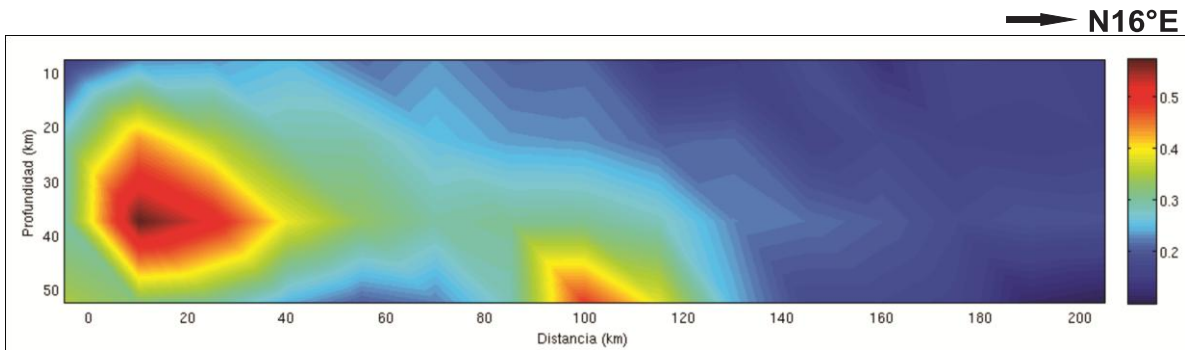


Figura 3.13. MATRIZ DE RESOLUCIÓN para la tomografía con tiempos de propagación de onda S. En la escala de colores 1 representa 100% (cobertura uniforme) y 0 representa 0% (ausencia de rayos o cobertura deficitaria). La gráfica muestra la matriz de resolución con un espaciamiento de rejilla de 15x15 km.

Para generar la imagen con elementos formalmente resueltos para la tomografía de la onda S también se aplica (así como se hizo para la onda P) un filtro Gaussiano bidimensional de cinco nodos después de haberse hecho la inversión. Como la rejilla empleada tiene dimensiones de 15 x 15 km, el filtro expande las dimensiones de los elementos ± 30 km. Se emplea esta rejilla porque esta configuración maximiza la resolución. Para determinar la escala efectiva de resolución producida por el filtro, se reinvierte la tomografía a 30 x 30 km y no se aplica el filtro (figura 3.14).

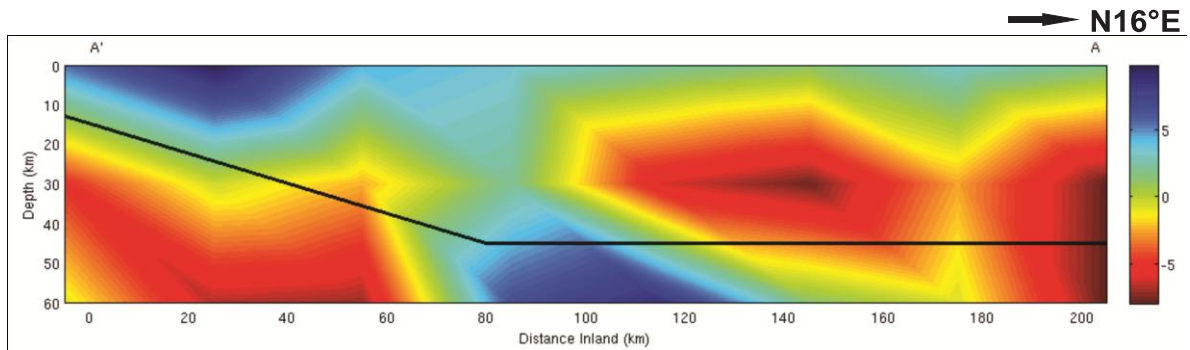


Figura 3.14. TOMOGRAFÍA CON ESPACIAMIENTO de rejilla de 30 x 30 km y sin suavizado Gaussiano para la onda S. La escala está dada en variación porcentual de la velocidad respecto al modelo de *Campillo et al.* (1996). En la imagen la profundidad ha cambiado para acomodar el nuevo espaciamento de la rejilla.

Asimismo, la matriz de resolución para la tomografía con onda S reduce las regiones con valores por debajo de 0.7 pero más deficientemente en comparación con P porque hay menos datos disponibles. En la figura 3.15 se produce un efecto de baja resolución cerca de la superficie por el método que suma rayos por arriba y por debajo de 7.5 km que es donde está definido el punto central de la celda quedando parte de ella por arriba de la superficie donde no existen rayos. De forma análoga que para la tomografía de P, se puede concluir que la tomografía de S no puede resolver estructuras con dimensiones espaciales menores a 30 x 30 km.

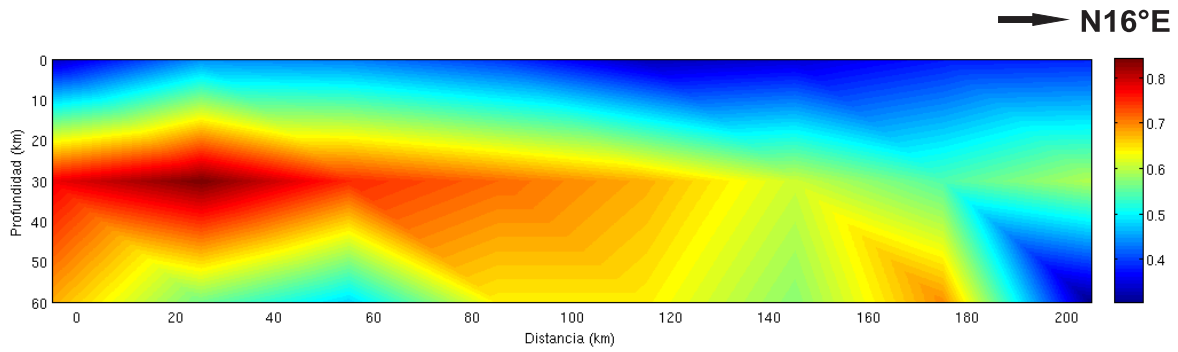


Figura 3.15. MATRIZ DE RESOLUCIÓN para la onda S calculada para una rejilla con espaciamiento de 30 x 30 km. En la escala de colores 1 representa 100% (cobertura uniforme) y 0 representa 0% (ausencia de rayos o cobertura deficitaria).

Como el tomograma de onda S de la figura 3.14 muestra la conformación de recuadros y puntas afiladas con esta configuración de rejilla de 30 x 30 km, se sobremuestra la rejilla a 15 x 15 km y se aplica el filtro Gaussiano hasta conseguir la configuración de resolución máxima.

Checkerboards para la tomografía con onda S.

El procedimiento seguido para obtener el checkerboard para la tomografía de onda S es el mismo seguido para P y se utilizó la misma configuración de entrada mostrada en la figura 3.6. Las inversiones indican que anomalías de 50 x 30 km se pueden resolver en el mayor parte del perfil (figura 3.16 panel **b**). Es difícil resolver estructuras coherentes menores como se puede ver en el panel **a** de la misma figura por razones de cobertura de rayos deficitaria como lo indica también la matriz de resolución (figura 3.15). Al comparar con la figura 3.6 se percibe que ambas tomografías no pueden recuperar estructuras con dimensiones menores a los 60 km en la horizontal y 20 km en la vertical en el norte del perfil (panel **c**, figura 3.16). Los efectos de distorsión y cajas alargadas con magnitud de velocidad reducida son notorios al norte de los 120 km desde la costa (A'). Al sur de los 120 km desde la costa es posible recuperar estructuras más finas.

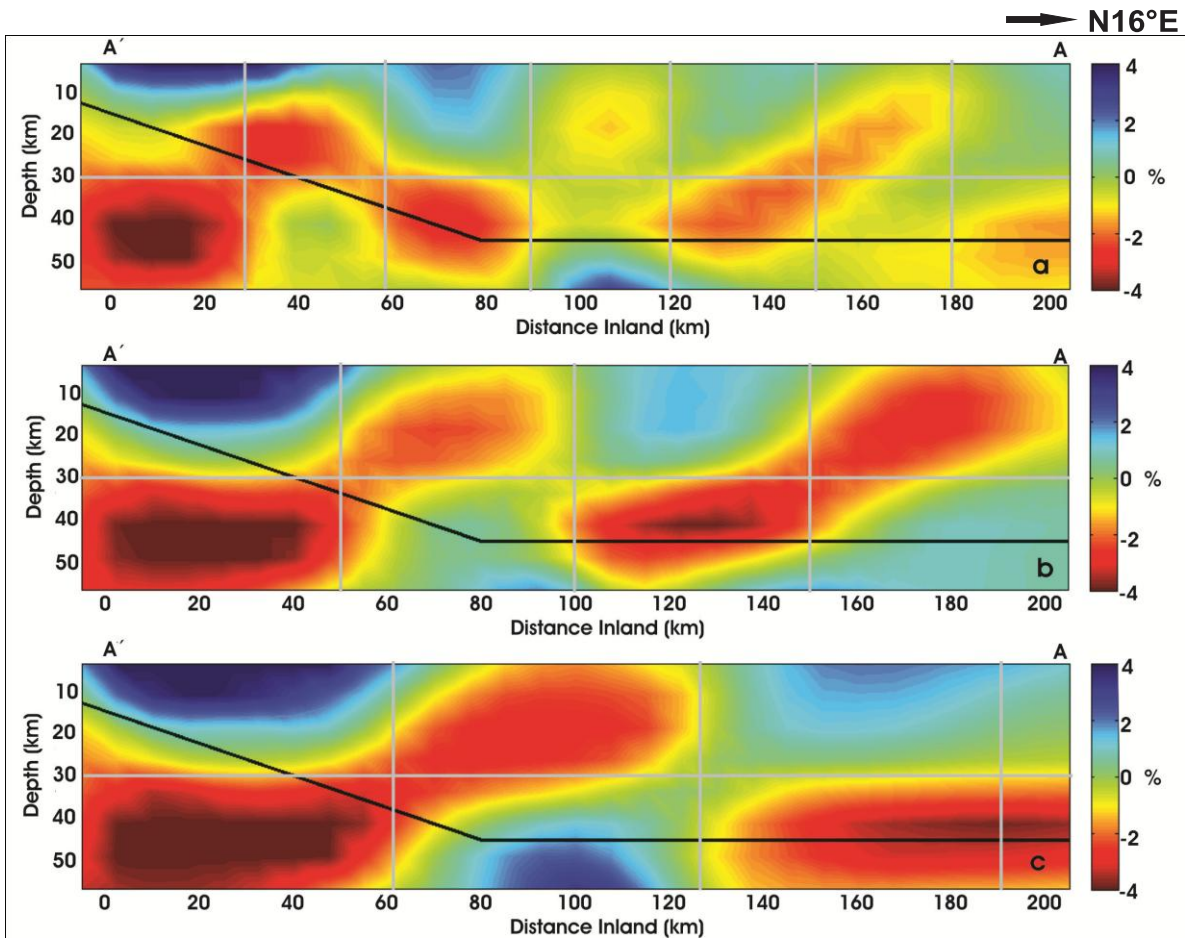


Figura 3.16. PRUEBA DE RESOLUCIÓN para la onda S. La prueba alterna cajas con velocidades rápidas (azul) y lentas (rojo) en un $\pm 10\%$. Las dimensiones de bloque dadas en los paneles **a**, **b** y **c** para esta prueba, vienen determinadas por la estructura mostrada en la figura 2.4. La amplitud de la velocidad recuperada esta escalada sobre un total del 10% de la velocidad de entrada.

Modelado directo con placas usando datos de onda S.

Las figuras 3.17 y 3.18, muestran los resultados de los análisis de modelado directo para la onda S. Los cuatro paneles de la figura 3.17, muestran las configuraciones para estructuras en subducción y los paneles de la figura 3.18 las configuraciones en intrusión. Igualmente como se hizo para la onda P, las placas tienen espesores de 20 km. Las imágenes de las placas en subducción (figura 3.17) tienen ángulos de penetración de 60° (panel **a**), 45° (panel **b**), 30° (panel **c**) y 20° (panel **d**) respecto a la horizontal. Las placas en intrusión (figura 3.18) tienen ángulos de penetración de 10° (panel **a**), 30° (panel **b**), 45° (panel **c**) y 60° (panel **d**). Así mismo como observa en el análisis para la onda P, los ángulos de penetración no limitan la sensibilidad de la inversión para recuperar la placa. La onda S también presenta regiones ficticias lentas de compensación formadas en las inmediaciones de la estructura perturbada con velocidad rápida al norte y al sur de la placa. Los efectos de distorsión (zonas invadidas con tonalidades azules fuera de las líneas negras de delimitación) son mucho más notorios para las inversiones hechas con la onda S debido a que la densidad de rayos es inferior a la densidad de la onda P teniendo problemas de cobertura especialmente desde el norte donde la lectura de los tiempos de arribo de la onda S de los sismos del valle de México son especialmente difíciles por la dificultad para distinguir el tiempo de arribo de la fase. Las amplitudes recuperadas oscilan en el rango de 1 a 4 por ciento sobre un valor de entrada de 10 por ciento (i. e. únicamente se puede recuperar entre el 10 y el 40 por ciento de la velocidad total). En todos los paneles de las figuras 3.17 y 3.18, se pueden ver en el sur formaciones con velocidades rápidas cercanas a la superficie entre la costa (A') y los 70 kilómetros tierra

adentro. Este efecto se debe por un aumento en el cruce de rayos debido a la presencia de trazas del sismo del día (23 de mayo de 2007, 14:09:14) con ángulos de emergencia muy agudos que cubren la región. La misma zona afectada no se identifica en la onda P ya que el sismo no se incluyó en los datos invertidos debido a la mala identificación del tiempo de arribo por amplitud emergente de la onda. Tal como para la onda P, la inversión de placas en subducción e intrusión pueden ser recuperadas empleando los rayos para la onda S. Los ángulos y las áreas que ocupan las placas se observan con claridad aunque con aspecto distorsionado. Esta distorsión emergerá en la tomografía de S como consecuencia de la falta de cobertura de rayos. Este estudio permite estimar los errores presentes que nos ayudarán para interpretar los resultados.

A su vez, el análisis de modelado directo con placas nos ayuda a identificar a posteriori zonas con velocidades anómalas irreales que emergen como efectos en el proceso de inversión. Los mismos efectos de “compensación” entre regiones rápidas y lentas, por tanto, estarán presentes en los datos reales observados en las tomografías. En las páginas siguientes, se mostrará otro mecanismo de inversión por modelado directo en el que se intentará recuperar la tomografía proponiendo regiones particulares del perfil perturbadas positiva o negativamente, para determinar si con esas regiones es posible obtener una imagen parecida a la que muestran los datos con tiempos observados.

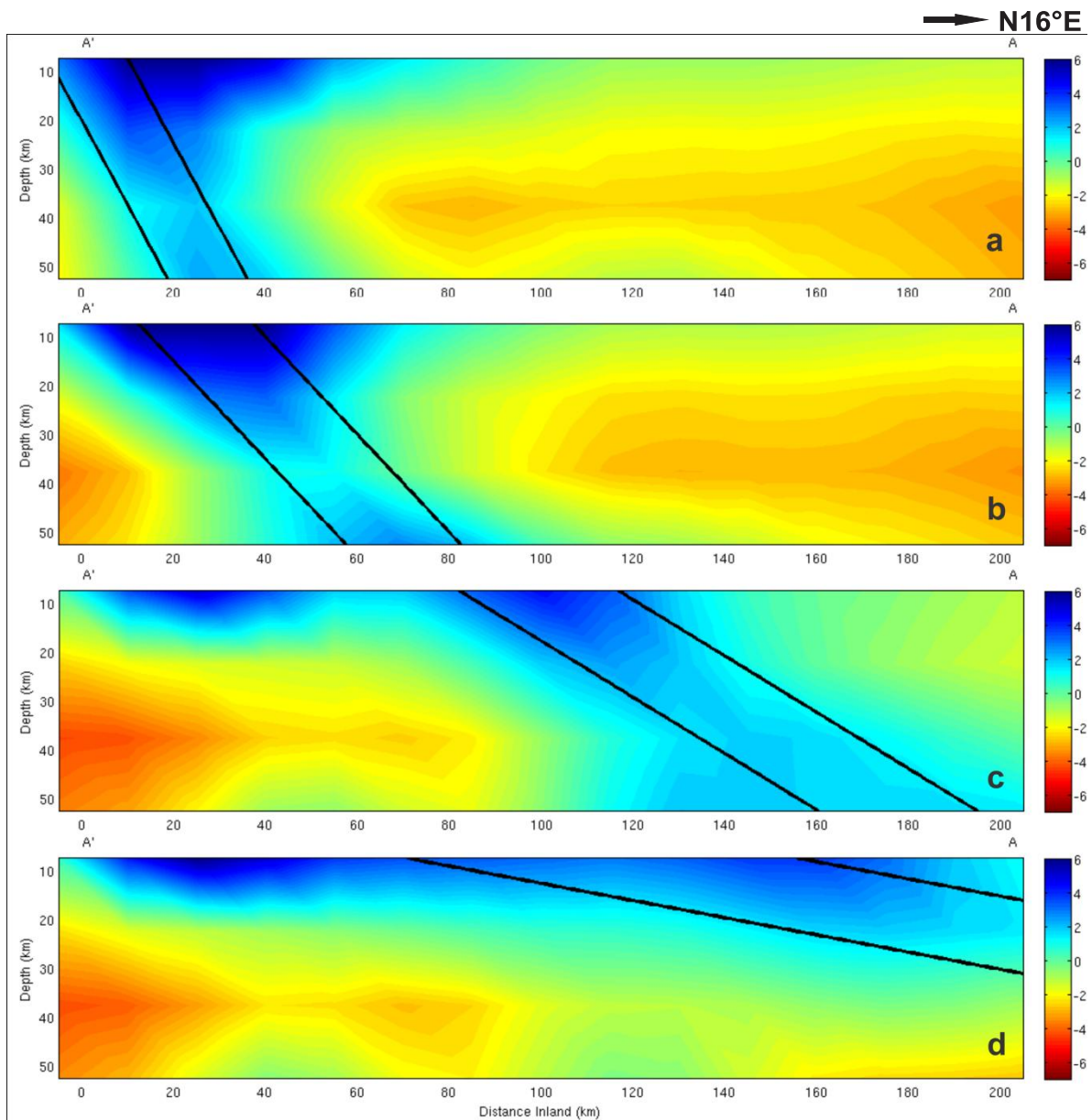


Figura 3.17 CONFIGURACIONES DE PLACA simulando un proceso de subducción desde diferentes puntos de la superficie utilizadas para la onda S. Las líneas negras paralelas delimitan las zonas perturbadas en un 10% por arriba del modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996). Las zonas azules representan regiones de velocidad rápida.

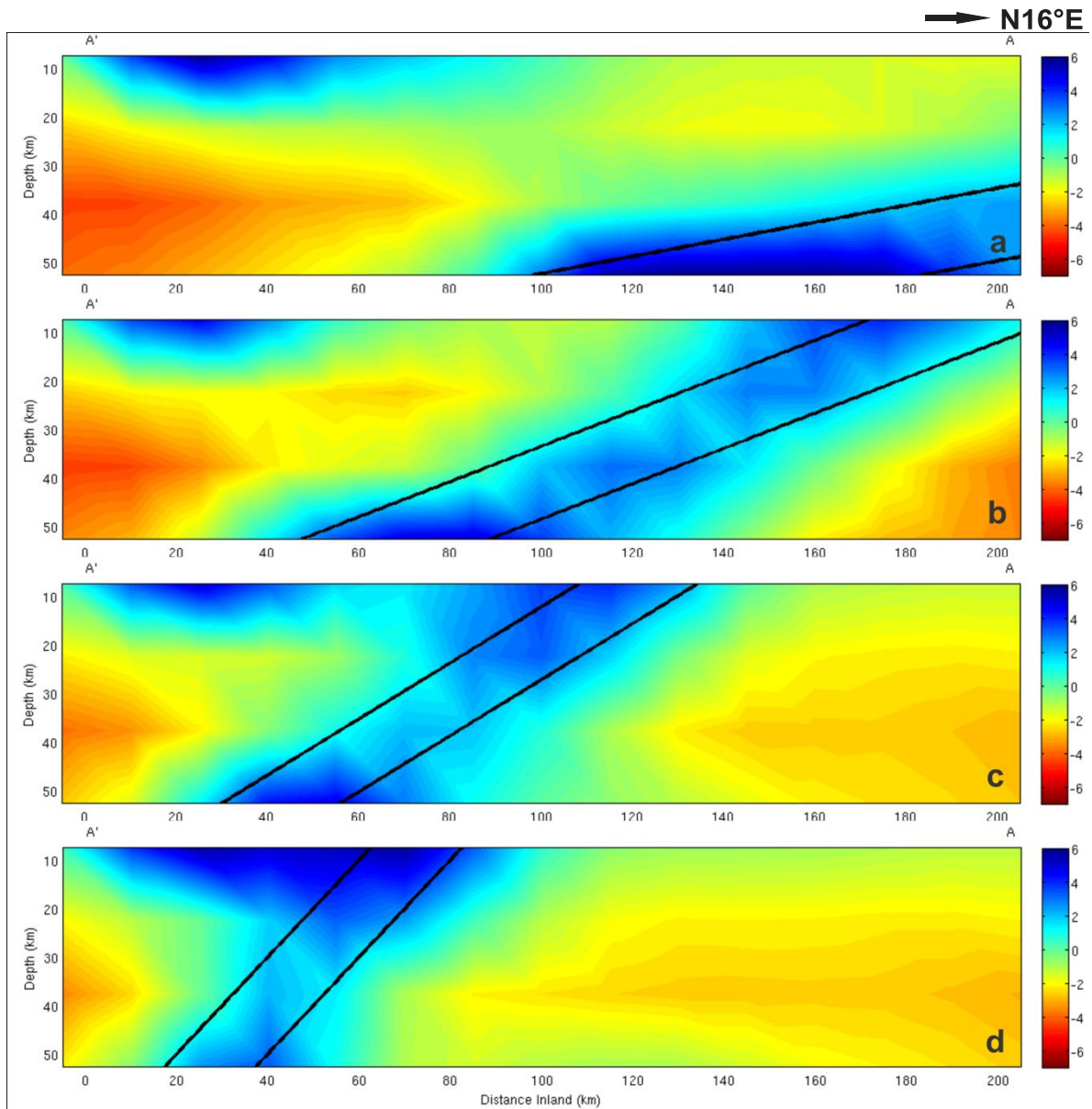


Figura 3.18 CONFIGURACIONES DE PLACA simulando un proceso de intrusión desde el fondo del perfil empleadas para la onda S. Las líneas negras paralelas delimitan las zonas perturbadas en un 10% por arriba del modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996). Las zonas azules representan regiones de velocidad rápida.

Como hemos visto con la inversión de estructuras de placas en subducción e intrusión, el modelado directo nos permite apreciar que existen regiones compensadas en las inmediaciones a la región perturbada. Esto sucede así porque el tiempo medido no cambia, por tanto si la velocidad sísmica de la región donde se encuentra que la placa está muy rápida la vecindad debe hacerse lenta para ajustar el mismo tiempo. Para determinar dónde ocurren estas compensaciones en la tomografía, en la siguiente sección se imita la tomografía con base en la distribución de anomalías y se hace secuencialmente para los resultados con las dos ondas.

Obtención de tomografía de S por modelado directo.

En esta sección se intentará recuperar la tomografía real con datos de la onda S por medio de un modelado directo. Se procedió de forma análoga para recuperar la tomografía sintética de P, perturbando secuencialmente (figura 3.10) las regiones que se detectan activas en la tomografía (figura 3.1). El primer caso consiste en evaluar directamente los tiempos de viaje sintéticos usando el modelo de velocidades de *Campillo et al.* (1996) para la onda de cizallamiento sin perturbar artificialmente el modelo de fondo. Así mismo, como en el caso de la onda P, la calibración es necesaria debido a que existen variaciones numéricas ficticias entre los tiempos teóricos calculados durante el proceso de inversión y los tiempos sintéticos de viaje. El panel **a** de la figura 3.11 muestra la distribución de variaciones de velocidad después de haberse substraído las diferencias numéricas a la velocidad obtenida por inversión quedando centrado en cero (color verde). En el panel **b** se activa únicamente la placa subducida de Cocos (líneas negras paralelas, círculos azules) con +10% de la perturbación del modelo de fondo. Se pueden notar efectos de distorsión al sur del perfil en la parte descendiente de la placa (entre la costa A' y 70 km) donde las regiones azules invaden áreas externas por debajo de la placa y por arriba en la zona de la esquina (70 km de la costa). A su vez, se pueden notar efectos de compensación en la inversión que son ficticios en el área de la corteza continental superior que no sobre pasan el -1% (regiones verde-amarillas). Siguiendo la distribución de velocidades de la tomografía (figura 3.11) se activan con velocidades negativas (-10%) el área del recuadro gris del panel **c** (círculos rojos). Esta estrecha región está comprendida por una parte de la placa subducida y la corteza continental que está en contacto con la placa subducida. La

región activada está restringida entre los 160 y 205 km de la costa a una profundidad de entre 30 y 60 km. Los efectos de distorsión son bastante pronunciados existiendo tonalidades naranjas en regiones externas a la zona que fue perturbada. Igualmente la distorsión de la placa tectónica con velocidades rápidas se incrementa al sur (entre la costa A' y los 120 km) donde las zonas azules (rápidas) invaden parte de la corteza contigua. Sin embargo, la región de baja velocidad entre los 120 y 160 km de la costa (recuadro gris, panel **d**) no se puede recuperar artificialmente a menos que se perturbe a propósito con -10% (círculo rojo) de la velocidad de fondo entre la superficie y la interfaz de la placa (a 45 km de profundidad). En esta zona del panel **d**, las distorsiones también se manifiestan dado que la totalidad del área del recuadro no se activa con la perturbación, significando que parte de la amplitud se acomoda al sur de los 120 km de la costa y hacia la superficie al norte de los 160 km. Por otro lado, la zona de velocidad rápida de la sección descendiente de la placa tectónica (entre la costa A' y 70 km) continúa ensanchándose con la activación del área de velocidad lenta entre los 120 y 160 km siendo esto un efecto de compensaciones de velocidades mas que una distorsión por "smearing" o anomalías alongadas. Finalmente, en el panel **e**, se activa la corteza continental y la sección descendiente de la placa subducida entre la costa (A') y la esquina (a 70 km de la costa) según la configuración obtenida en la tomografía (figura 3.11). La corteza continental se perturba con +10% de la velocidad de fondo (círculo azul), mientras que la placa subducida se perturba con -10% (círculo rojo). Las razones de estas configuraciones vienen dadas por el contenido de fluidos en la placa subducida y en la corteza continental que afectan los tiempos de arribo de las ondas registradas en esa región. Cabe destacar

que al tener perturbadas la placa subducida y la corteza continental de manera simultánea los efectos de compensación decrecen significativamente al restringirse la distribución de velocidades a las áreas perturbadas, teniendo como efecto el aumento de la amplitud de la velocidad recuperada (~60%). Esta secuencia de perturbaciones sintéticas permiten recuperar las áreas activas de velocidades observadas en el tomograma de la onda S (figura 3.11) dando como resultado una imagen sintética análoga a la estructura de velocidades obtenida con tiempos observados para la onda S.

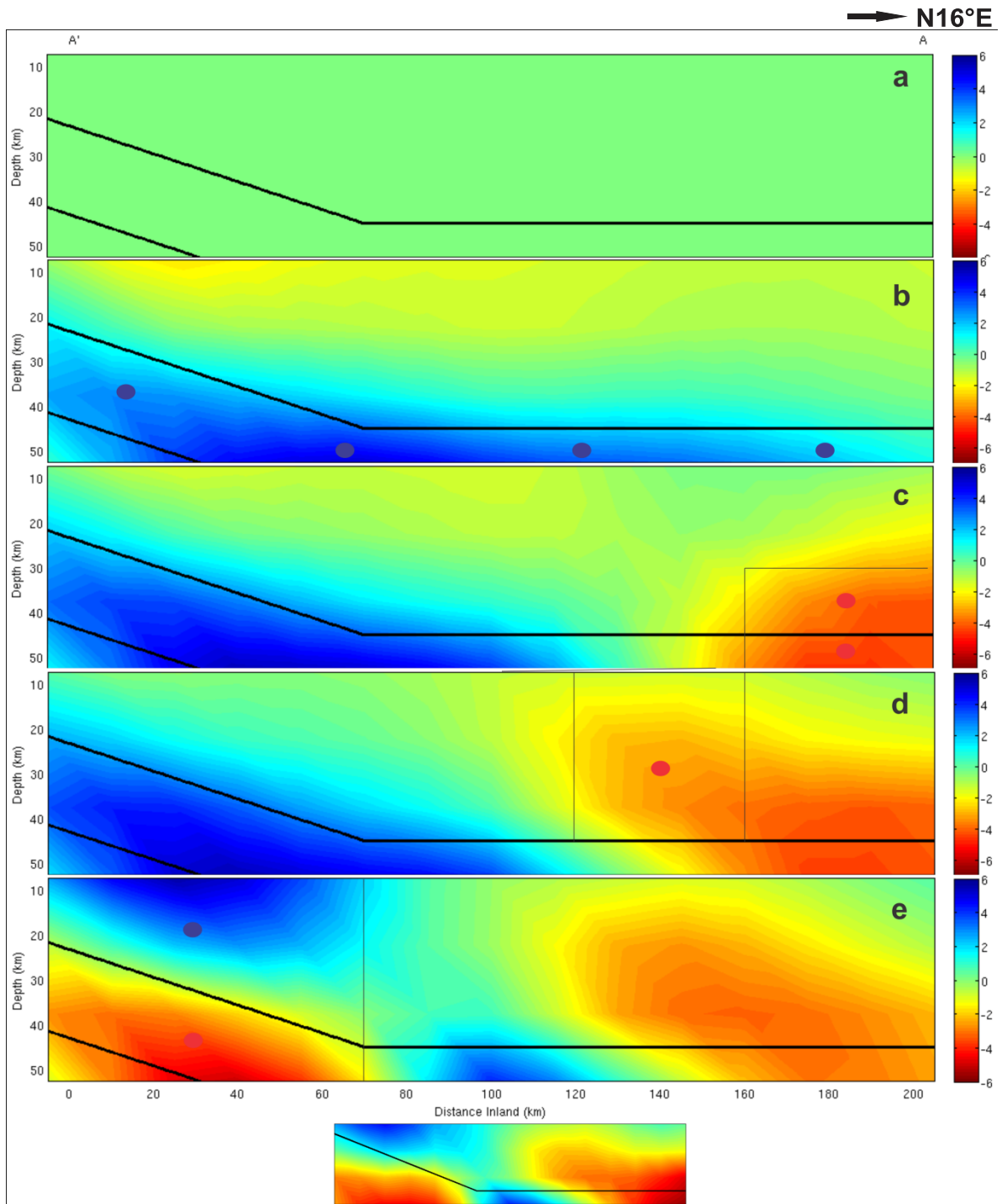


Figura 3.19 SECUENCIA DE PERTURBACIONES al modelo de velocidades para la onda S en distintos puntos del perfil. El objetivo consiste en determinar las áreas que perturbadas sintéticamente recuperan la tomografía con tiempos observados (último panel hasta

abajo). Las líneas negras indican la posición de la placa subducida de Cocos según *Pérez-Campos et al.* (2008) y los recuadros en gris delimitan en área de las regiones perturbadas. El panel **a** muestra el aspecto del perfil sin haber perturbado el modelo de fondo. El panel **b** muestra únicamente la placa perturbada +10% de la velocidad de fondo (círculos azules). El panel **c** muestra parte de la corteza continental y la placa subducida perturbada con -10% (recuadro gris, círculos rojos). El panel **d** muestra la región entre 120 y 160 km de la costa perturbada con -10%. Finalmente el panel **e** muestra el sur del perfil perturbada entre la costa (A') y 70 km diferenciadamente (recuadro gris): entre la superficie y los 30 km de profundidad con perturbaciones positivas (círculo azul) y entre 30 y 60 km con perturbaciones negativas (círculo rojo), recuperando así la tomografía de onda S.

Con este procedimiento se puede concluir:

- a) La región con velocidad de propagación lenta al norte de los 160 km de la costa (cuadro gris, panel **c** de la figura 2.12) no se puede recuperar partiendo únicamente de una placa con velocidad rápida por debajo. Esta característica es real con la limitante de estar deformada (elongada hacia la superficie) debido a la baja resolución de ésta área.
- b) La región media del perfil con velocidad lenta entre los 120 y 160 km de la costa, no es un efecto de compensación que se induzca a partir de la placa con velocidad rápida por debajo y la región al norte de 160 km con velocidades lentas. Es por tanto necesario perturbar el modelo de fondo de esta región con velocidades negativas (-10%). Es notoria

la elongación siguiendo la trayectoria de los rayos debido a la baja resolución (figura 2.1 panel **b**), lo que impide la recuperación de las dimensiones precisas de esta anomalía.

c) Finalmente, es necesario perturbar al sur de 70 km de dos maneras distintas: 1) la tomografía con ondas de cizallamiento indica que la placa subducida presenta velocidades bajas y 2) la corteza continental contigua superior muestra velocidades rápidas. Este reordenamiento de velocidades permite la restricción espacial de las regiones perturbadas (placa subducida y corteza continental) al sur de los 70 km, obteniéndose la forma de la placa con pocas áreas externas invadidas, así como el área de la corteza continental en su parte superior comenzando a deformarse sobrepasando los 20 km de profundidad. Con esta secuencia de perturbaciones, se puede recuperar de forma sintética el tomograma de la figura 1.4 del capítulo 1 (ver último panel de la figura 2.12). La explicación geofísica de las razones de ser de estas perturbaciones se ha dado ya en el capítulo 1, pero se hará un análisis más profundo en el capítulo siguiente.

Cociente de Poisson, cociente μ/K y V_p/V_s .

A partir de los modelos de velocidades obtenidos para las ondas P y S (figuras 3.1bis y 3.11bis respectivamente) se pueden obtener las razones de Poisson y μ/K . Estos parámetros así como V_p/V_s , que se estudiará más adelante, y la información de la estructura de velocidades de las tomografías, V_p y V_s , se utilizarán para hacer la interpretación física en conjunto.

La figura 3.20 describe la distribución del cociente de Poisson a lo largo del perfil. Este parámetro relaciona la deformación a lo largo del eje de simetría por un esfuerzo compresivo que se aplique sobre éste eje, con la deformación radial. Para un sólido de Poisson ideal (los coeficientes de Lamé tienen el mismo valor dando $V_p/V_s=\sqrt{3}$), la deformación entre el eje de simetría y el radio es a razón de un cuarto (0.25). A su vez, la figura 3.21 describe el comportamiento relativo de los módulos volumétrico y de cizalla (figuras 3.2 y 3.12, respectivamente) a través del cociente μ/K . Para éste cociente el sólido de Poisson tendría aquí un valor de 0.6. La distribución geométrica de los valores del parámetro de Poisson (figura 3.20) y del cociente μ/K (figura 3.21) son muy parecidas y se darán por tanto descripciones conjuntas para estas dos gráficas.

Los resultados muestran valores altos del cociente de Poisson (> 0.3) dentro de la placa tectónica subducida (interfaz superior mostrada por la línea continua negra) entre la costa A' y 60 km (figura 3.20) a su vez el cociente μ/K muestra una variación relativa de μ respecto a K baja en la misma zona, lo que se interpreta como un crecimiento mayor de K (< 0.5). En la esquina, donde la placa se vuelve subhorizontal (60 – 80 km de la costa) el

coeficiente de Poisson decrece (área amarilla, figura 3.20) y observando un incremento de μ/K ($\sim 0.6 - 0.65$), lo implica que K está decreciendo con mayor tasa que μ . En la parte media del perfil (90 – 160 km de la costa) la razón de Poisson está levemente alta ($\sim 0.26 - 0.28$) en relación al elástico ideal (0.25). El cociente μ/K por el contrario decrece a valores de ~ 0.55 o menos, lo que implica que el módulo volumétrico está más alto que μ . Finalmente, al norte del perfil (al norte de 160 km de la costa) existe un parámetro de Poisson bajo (< 0.23) por arriba de la placa tectónica (< 40 km de profundidad). Sin embargo, la placa tectónica subducida posee valores cercanos a 0.25. El cociente μ/K presenta una distribución de valores cercanos al elástico ideal pero levemente arriba (entre 0.6 y 0.64) lo que implica que K decrece más que μ y hace crecer el cociente. Finalmente, la placa tectónica subducida en la misma zona, presenta un decrecimiento en los valores del cociente (< 0.6) mostrando que el módulo volumétrico crece más en esta zona.

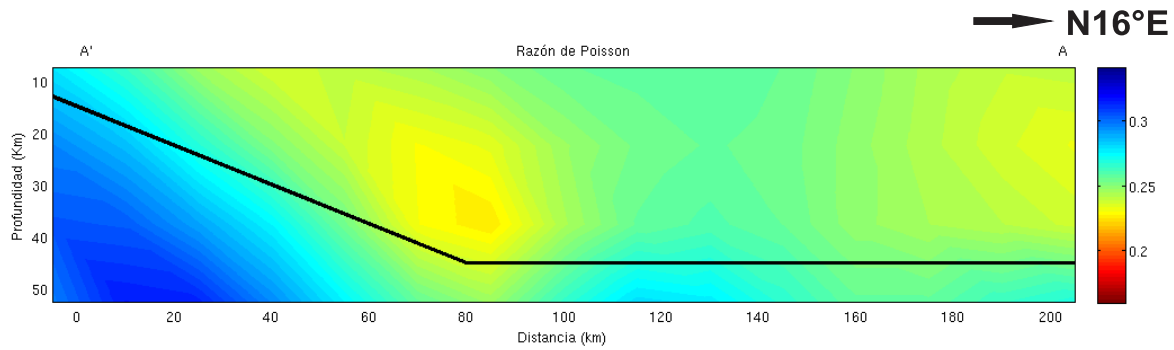


Figura 3.20. DISTRIBUCIÓN DEL COCIENTE de Poisson para la corteza continental, la placa subducida de Cocos y parte del manto en el sur en la zona donde la placa de Cocos desciende con ángulo pronunciado obtenida con información sísmica. La escala de color no tiene unidades debido a que es un cociente. Este parámetro relaciona la naturaleza elástica de la región en relación al sólido elástico “ideal” con valor de 0.25.

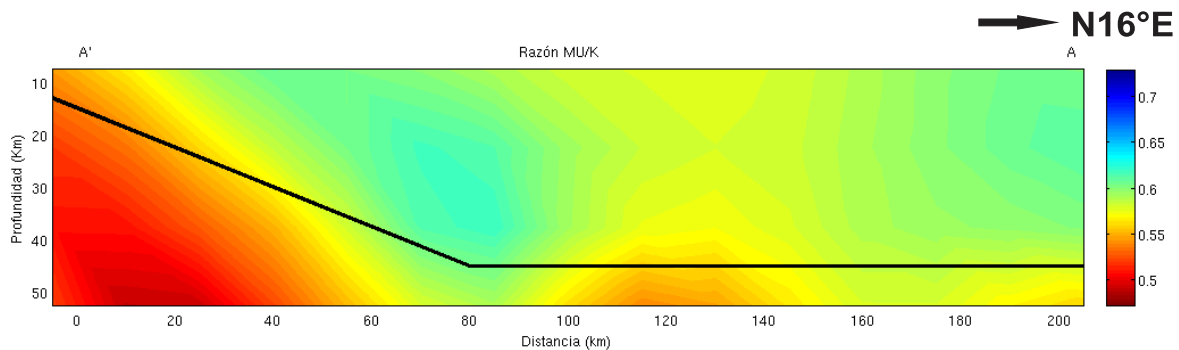


Figura 3.21. RAZÓN ENTRE LOS MÓDULOS de cizalla y volumétrico para la corteza continental, la placa subducida de Cocos y parte del manto en el sur, donde la placa de Cocos subduce con ángulo pronunciado, cuya escala de color es adimensional. El análisis del comportamiento de un parámetro en relación al otro permite ver el estado elástico en el que se encuentra la roca a lo largo del perfil. La roca con valores elásticos ideales se encuentra en 0.6.

La figura 3.22 muestra la distribución general del cociente de V_p/V_s a lo largo del perfil. Este cociente se obtiene de dividir los valores de V_p (figura 3.1 bis) de la tomografía de P y V_s (figura 3.11bis) de la tomografía de S. Se puede apreciar en la imagen de la figura 3.22 que se forman dos zonas de cociente alto. La primera de ellas emerge a lo largo de la sección de hundimiento de la placa de Cocos por debajo de la corteza (entre 0 y 60 km) y la segunda entre los 90 y 160 km tierra adentro. Las dos bandas muestran cocientes por arriba de 1.76. La región de V_p/V_s bajo mostrado como una región de color amarillo es debida a una anomalía de V_p relativamente baja, donde la velocidad de S tiene valores normales.

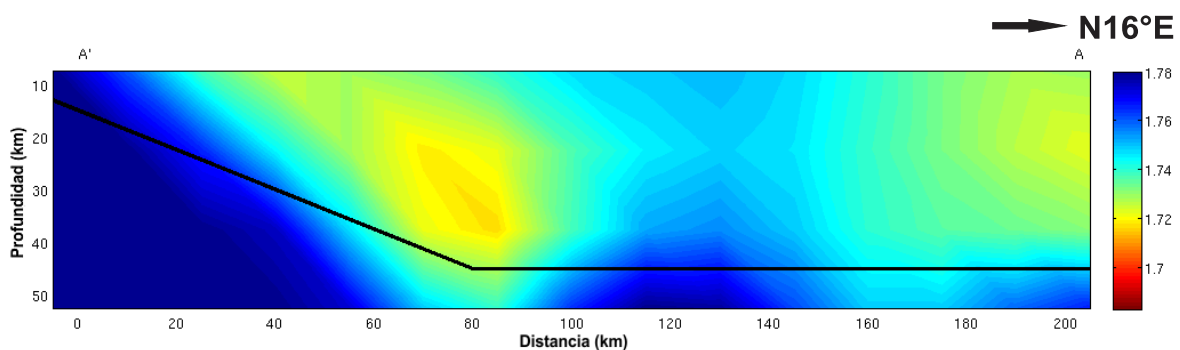


Figura 3.22. LA IMAGEN EN COLOR muestra los resultados obtenidos del cociente de V_p/V_s . Verde representa no anomalía (sólido de Poisson). El azul es cociente alto mientras el amarillo es bajo. La línea negra representa la interfaz superior de la placa subducida de Cocos (Pérez-Campos et al., 2008). La etiqueta A'A se refiere a la línea del perfil en la figura 1.1.

El color verde en la escala de colores describe regiones del cociente V_p/V_s que corresponden a un sólido de Poisson (i. e. las constantes elásticas de Lamé son iguales $\lambda = \mu$ y $V_p/V_s = \sqrt{3} \approx 1.73$). Entre 160 km y 205 km de la costa el cociente V_p/V_s casi no muestra anomalía. Este hecho es debido a que en estas áreas existen valores bajos de las velocidades de las ondas P y S. El cociente de V_p/V_s promedio sobre pasa levemente el valor del sólido de Poisson de 1.73 mostrado como color de verde-azul.

Interpretación de las tomografías.

Después de haber presentado al lector las tomografías de tiempos de propagación de las ondas P y S en las primeras secciones de forma descriptiva y de haber analizado los errores asociados a ellas, tenemos ya la información necesaria para analizar el significado físico de las anomalías de las velocidades de las ondas que se propagan en esta región. Nos será muy útil apoyarnos además en los cocientes V_p/V_s y μ/K así como en el cociente de Poisson y analizar de esta forma de un parámetro respecto al otro.

Para comenzar es importante introducir que existe amplia evidencia de presencia de fluidos en toda la corteza continental que es de unos 40 km de espesor (Pérez-Campos et al., 2010) y en la placa subducida de Cocos (e. g. Jödicke et al., 2006; Manea et al., 2010). Las imágenes tomográficas (figuras 3.1 y 3.11) y/o los parámetros elásticos (figuras 3.2 y 3.12) así como el cociente V_p/V_s (figura 3.22) muestran resultados que apoyan la presencia de fluidos en la corteza continental (bajas velocidades de propagación de la onda S y valores altos del cociente V_p/V_s). Sin embargo, otras características de los resultados muestran procesos de esfuerzos tectónicos (valores bajos de la velocidad de la onda P). La relación entre los fluidos contenidos en la placa oceánica subducida que son liberados hacia la corteza continental serán explicados y vinculados con mayor detalle en el capítulo 4 cuando se aborde a su vez su implicación con el sismo silencioso (SSE) y los tremores no-volcánicos (NVT por sus siglas en inglés). Los resultados que aquí se presentaron pueden interpretarse de dos maneras distintas, es decir, mediante el análisis directo de la velocidad y/o mediante el análisis derivado del comportamiento de los

valores elásticos de la corteza que fueron estimados con información sísmica (ecuaciones 8, 9 y 10). Las dos series de resultados son equivalentes entre sí, debido a la asociación inalienable que hay entre la velocidad y el medio elástico en el que se propaga la onda sísmica. Si los parámetros elásticos cambian o están afectados, estos inevitablemente, tendrán un impacto sobre la velocidad del medio en el que se propagan las ondas. La teoría elástica de medios porosos del suizo Fritz Gassmann (1899 – 1990) es un apoyo teórico importante para el estudio de medios sobre saturados con fluidos. Sus postulados establecen que el módulo volumétrico de un material saturado con un fluido se incrementará por la presencia del fluido en sí con relación al valor que tiene en seco y el módulo de cizalla no cambiará con la presencia de éste fluido (Gassman, 1951; Han y Batzle, 2004). Por otro lado, la teoría del medio fracturado de Shearer (1988) sustenta teóricamente anomalías que no pueden ser explicadas mediante las hipótesis del medio poroso de Gassmann (1951). Ambas hipótesis dan significado físico a las interpretaciones de las anomalías existentes en los resultados elásticos y tomográficos como se mostrará a continuación.

Comenzaremos inspeccionando el comportamiento del cociente de μ/K entre la costa (A') y 60 km (figura 3.21) donde se aprecia que éste tiene valores promedios por debajo de 0.55. El decrecimiento del cociente se explica porque K aumenta en mayor proporción que μ . Este crecimiento puede ser interpretado como un aumento sobre K (Gassman, 1951) por la posible presencia de fluidos en la región debido a la deshidratación de la porción descendente de la placa subducida de Cocos que está saturada con fluidos. En esta zona los estudios de *Song et al.* (2009) (en la interfaz de la placa subducida y la placa superior) y

Kim et al. (2010) (en la placa subducida) detectan cocientes de Poisson elevados. Estas regiones no pueden ser resueltas por las tomografías debido a sus reducidas dimensiones. Así mismo, el parámetro de Poisson (ν) de la figura 3.20, y el cociente de V_p/V_s (figura 3.22) crecen en la misma zona y este efecto puede ser entendido como un incremento en la presión diferencial o efectiva (diferencia entre la presión de confinamiento y la presión de poro) que físicamente implica una apertura del tamaño de los poros por intrusión de fluidos (Shearer, 1988; Dvorkin et al., 1999). El efecto perturba más a la velocidad de propagación de la onda S que la de P elevando el cociente de V_p/V_s (figura 3.22).

Más al norte, entre 60 y 100 km de la costa, dentro de la corteza continental por arriba de la esquina de la placa subducida, el cociente μ/K está entre 0.6 y 0.65 que son valores mayores con respecto al sur por presencia de esfuerzos extensivos (Singh y Pardo, 1993; Pacheco et al., 2010) que crean fracturas gruesas que hacen decrecer el valor del modulo K sin afectar a μ (Shearer, 1988). El mismo efecto se ve con el cociente de Poisson (figura 3.20) donde los valores en esta área están por debajo de 0.23 lo que indica la apertura de grietas gruesas y fracturamientos (Dvorkin et al., 1999; Shearer, 1988) afectando K y V_p pero no V_s (figura 3.11). La disminución en el cociente de Poisson de esta área es causada por esfuerzos extensivos debido a erosión tectónica de la corteza o por retroceso de la placa de Cocos (Singh y Pardo, 1993). No existe evidencia de presencia de fluidos en esta región (Jödicke et al., 2006; Manea et al., 2010) que indique que la apertura de grietas sea causada por presión de poro elevada.

La región entre los 100 y 160 km de la costa, muestra que el cociente μ/K está entre 0.55 y 0.6 lo que indica que el valor de K y V_p están elevados involucrando aumento en la

presión de poro. Esta observación coincide con estudios previos (e. g. Jödicke et al., 2006; Manea y Manea, 2010) que sugieren liberación de fluidos hacia la corteza por deshidratación de la placa de subducida de Cocos. Por otro lado, μ es reducida en menor proporción por la probable existencia de fracturamientos finos (Shearer, 1988) que a su vez reducen la velocidad de S (figura 3.11). Paralelamente, el cociente de Poisson (figura 3.20), muestra un incremento para establecerse entre valores de 0.25 y 0.30 lo que indica un aumento en la presión efectiva, sugiriendo también la presencia de fluidos en la corteza. Sin embargo, el limitado contenido de fluidos en esta zona (Jödicke et al., 2006), la presión de poro no es tan elevada.

Al norte de 160 km de la costa el contexto es complicado. El cociente μ/K casi no se separa de los valores para el sólido de Poisson (0.6). Las tomografías muestran que las dos ondas están afectadas y son más lentas en esta zona, lo que nos indica que hay reducciones proporcionales anómalas en los valores elásticos. *Jödicke et al. (2006)* y *Manea y Manea (2010)* muestran que la región está sobre saturada con fluidos. *Manea y Manea (2010)* a su vez reportan incrementos de temperatura inducidos por la cercanía (al norte a unos 235 km de la costa) de la cuña del manto. Estas condiciones térmicas y freáticas tan solo explican los datos observados para la velocidad de S por las siguientes razones. La presencia de fluidos a alta temperatura hace aumentar la presión de poro, disminuyendo la presión efectiva. Este proceso impide que los poros que conforman la roca se cierren por las enormes presiones de confinamiento existentes de la columna de corteza inmediatamente superior. La reducción en la presión efectiva induce la creación de microfracturamientos que hacen reducir la rigidez de la roca y en consecuencia la

velocidad de S pero no su compresibilidad. La razón de la reducción de la velocidad de la onda P mostrado en los datos no es clara. La teoría elástica de Gassman (1951) establece que el fluido por sí mismo incrementará el valor del modulo compresivo K y su vez V_p . Si se asume que la presencia del fluido en la roca, que está sometida a alta temperatura, pudiera hacer que ésta se tornara más plástica, el problema se complica porque la plasticidad afecta más a la rigidez de la roca que a su compresibilidad. Los valores que se esperarían para los cocientes V_p/V_s y de Poisson serían elevados. Ciertas observaciones hechas por *Vanorio et al.* (2005) en volcanes y en mediciones en laboratorio con rocas hechas por *Dvorkin et al.* (1999) encuentran que el cociente de Poisson (y también V_p/V_s) se reducirá al decrecer la presión efectiva si el fluido contenido en la roca a muy alta temperatura logra sufrir cambios de fase de líquido a gas (Nur y Wang, 1989). Sin embargo, el proceso de cambio de fase es poco probable en la región porque la anomalía de baja velocidad para P se observa a unos 20 – 30 km de profundidad (figura 3.1) donde las presiones de confinamiento oscilan entre los 0.6 – 0.9 GPa asumiendo un gradiente de presión de 30 MPa/km. Bajo estas condiciones de presión y temperatura la ecuación de estado del agua (Saul y Wagner, 1989) indica que el fluido se encontrará en estado líquido supercrítico sin posibilidad alguna de que exista un cambio de fase.

Es probable que los datos observados se puedan explicar considerando una combinación de esfuerzos tectónicos y fluidos en la misma región que afectan de manera distinta los parámetros elásticos. Las rocas al estar sobresaturadas con fluidos provenientes de la deshidratación de la placa subducida de Cocos, hacen aumentar la presión de poro, reduciendo así la presión efectiva y decreciendo la velocidad de S. A su vez, la corteza

continental está sometida a extensiones que pueden ser inferidos por sismicidad local (Pacheco et al, 2010) y por la sismicidad del valle de México que muestran mecanismos focales con componentes normales. El campo de esfuerzos presente puede estar induciendo en la corteza continental fallamientos o fracturamientos tectónicos que podrían hacer decrecer la velocidad de la onda P. Se propone que esta combinación de poros, fluidos y grietas podría explicar por qué V_p/V_s en la región se encuentra deprimido alrededor de 1.73.

Conclusión al capítulo.

El objetivo de este estudio fue determinar la estructura de velocidades en un perfil por debajo de la línea MASE hasta una profundidad de 45 km que comprende la corteza continental, parte del manto y de la placa subducida de Cocos. La estructura de velocidades se obtuvo con dos tomografías de tiempos de propagación para las ondas P y S. Las tomografías muestran una estructura de velocidades muy heterogénea de las cuales cabe destacar las siguientes características. 1) Velocidades rápidas para las ondas P y S en la sección descendiente de la placa (entre 0 – 40 km desde la costa). 2) Sobre la esquina donde *Pérez-Campos et al.* (2008) infiere que la placa se torna subhorizontal existen velocidades bajas de P (área roja-naranja entre 50 km y 90 km tierra dentro) pero la onda S no muestra anomalía alguna. 3) Sobre la sección plana de la placa existe una región con velocidades moderadamente bajas para las dos ondas (entre 90 km y 150 km desde la costa). 4) Entre los 150 km – 205 km desde la costa, las velocidades de las dos ondas se caracterizan por tener velocidades extremadamente bajas.

El cociente de V_p/V_s así como los parámetros elásticos muestran presencia de fluidos entre los 0 y 80 – 90 km desde la costa en la sección descendiente de la placa de Cocos que reduce la presión efectiva disminuyendo la velocidad de la onda S mayormente que la velocidad de la onda P y por tanto elevando V_p/V_s . A los 80 – 90 km, en la zona donde la corteza oceánica se torna subhorizontal, se observa a V_p/V_s levemente bajo indicando que disminuye principalmente la velocidad de la onda P sin afectar de forma perceptible a la velocidad de S. Este fenómeno se puede explicar por esfuerzos tectónicos en la corteza

continental sobre la esquina que generan fracturamientos gruesos (Shearer, 1988). En la sección subhorizontal se detecta una región de V_p/V_s elevado indicando que esta región está sometida a la presencia de fluidos por deshidratación de la corteza oceánica que está por debajo aumentando así la presión de poro que disminuye mayormente la velocidad de la onda S que la P. Al norte de los 160 km de la costa se detecta que las velocidades de las dos ondas son lentas haciendo que el cociente de V_p/V_s a penas se eleve de los valores del sólido de Poisson (1.73), lo que indica que existen reducciones proporcionales para las dos ondas. Se propone que la reducción de S se debe a fuerte presencia de fluidos en la corteza continental por deshidratación de la corteza oceánica localizada por debajo. La reducción de la velocidad de la onda P no se puede explicar por la presencia de estos fluidos sino por fracturamiento de la corteza continental. Así se propone que esta región de V_p/V_s deprimido surge por una combinación de fluidos, altas temperaturas inducidas por la región de gozne localizada al norte y por fracturamiento en la corteza continental.

Se utilizan cuatro metodologías para verificar la tomografía. a) La matriz de resolución analiza la capacidad de la inversión asociada a la cobertura de rayos sísmicos, muestra que las regiones de los perfiles mayormente afectados se localizan entre los 150 km y 205 km desde la costa, teniendo mejor cobertura entre los 0 y 150 km. b) El tablero de damas (Checkerboard) asocia una direccionalidad a la cobertura de rayos. Para inversiones que tienen una distribución de rayos acimutal uniforme, el cruce de rayos por celda hace que la inversión se restrinja. Para inversiones que no cumplan con este criterio (como es el caso de éstas tomografías), la deficiencia hará que el área de la velocidad anómala se distorsione siguiendo la dirección de los rayos y la magnitud de la velocidad se promediará

en esta región elongada. Este efecto de “smearing” (o embarre en español), debido a la similitud que presentan los recuadros del checkerboard a manchas embarradas en un papel, demuestra que la velocidad no se puede recuperar más allá del 40% de la magnitud de la velocidad total de la perturbación introducida ($\pm 10\%$ del modelo de Campillo et al., (1996)). Así mismo, el tablero nos da certeza de las estructuras dimensionalmente más chicas que la inversión puede recuperar dada la cobertura de rayos. Para las tomografías de P y S estas estructuras son de 30 km x 30 km. c) Estructuras geométricas (placas en intrusión y subducción) con velocidades sintéticas conocidas ($\pm 10\%$) en las que se evalúa qué tan bien la inversión puede resolverlas o definir las. Las tomografías de onda P y S presentan buena definición y recuperación de formas entre la costa y los 70 km tierra dentro y fuertes distorsiones entre los 70 – 80 km desde la costa hasta el final del perfil a los 205 km desde la costa. d) La tomografía sintética en la que se perturba secuencialmente las regiones que se saben anómalas obtenidas de la tomografía real. Este procedimiento permite discriminar las regiones que sufren de mayores compensaciones y que son artilugios de la inversión. La región comprendida entre los 70 – 80 km desde la costa hasta los 160 km tierra adentro en la tomografía para la onda P es la región que sufre el mayor efecto de compensación. La tomografía para la onda S muestra pocos efectos de compensación según se puede observar en el análisis.

Capítulo 4

NVT y Velocidades Sísmicas en Guerrero.

Introducción.

El NVT en el estado de Guerrero se da en un contexto tectónico complejo cuyas velocidades sísmicas son muy heterogéneas. El primer estudio tomográfico detallado en la región donde se instaló la red de MASE lo realizaron *Iglesias et al. (2010)* con ondas superficiales y de allí determinan la velocidad de la onda de cizalla. El comparativo entre el estudio de *Iglesias et al. (2010)* y la tomografía con tiempos de arribo de onda S obtenido en este trabajo se presentan en las secciones transversales de la figura 4.1. Las secciones muestran en lo general que la corteza continental se caracteriza por tener velocidades de cizalla bajas que van decreciendo aún más conforme aumenta la distancia respecto a la costa. En la figura 4.1, el panel superior grafica los valores absolutos de velocidad de la onda S obtenidos con la tomografía de este estudio (panel superior) y los contrasta con los resultados del artículo de *Iglesias et al. (2010)* obtenidos con ondas superficiales (panel inferior, el recuadro en color corresponde al perfil de la tomografía). *Iglesias et al. (2010)* obtienen el modelo de velocidades para todo el perfil de MASE (~550 km) y detecta una corteza delgada (~30 km) al sur de los 200 km desde la costa. Los resultados entre *Iglesias et al. (2010)* y éste estudio son análogos mostrando regiones de velocidad moderada (~4.0 km/s) para S entre los 10 y 30 km de profundidad (color verde – azul, ambos paneles) y velocidades relativamente más altas (~4.6 km/s) por debajo de esta región (en color azul en ambos paneles).

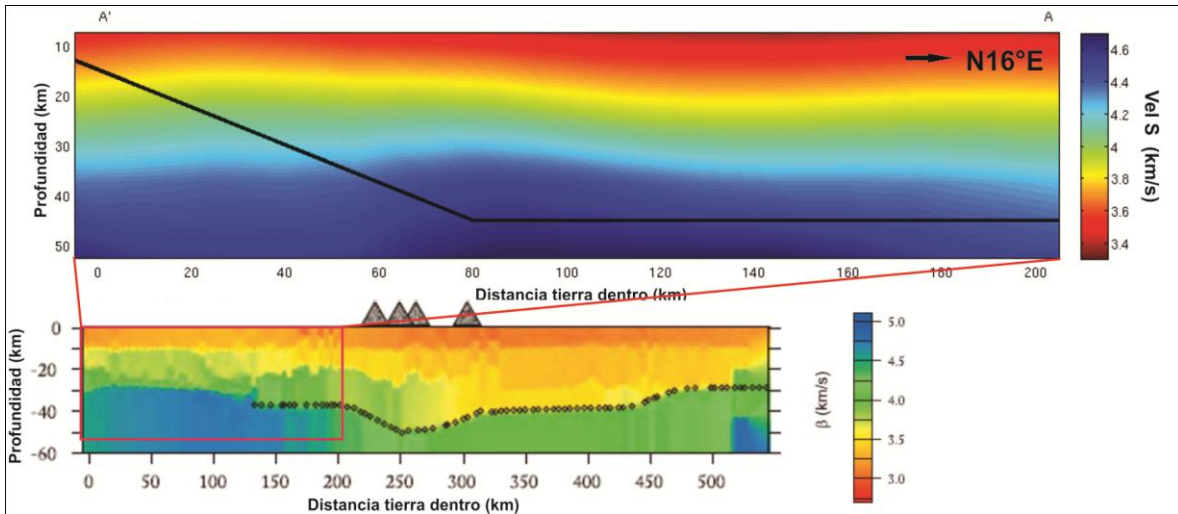


Figura 4.1. RESULTADOS COMPARATIVOS de dos estudios para la velocidad de la onda de cizalla. El panel superior muestra las velocidades de S, en valor absoluto, obtenidas en este estudio con la tomografía de tiempo de viaje. La línea negra continua corresponde a la posición de la cara superior de la placa subducida de Cocos. El panel inferior muestra los resultados de *Iglesias et al. (2010)* para la velocidad de la onda S obtenidos a partir de inversión de ondas superficiales para todo el perfil de MASE (0 – 550 km desde la costa). La línea punteada en el panel inferior corresponde a la posición del Moho, los triángulos grises corresponden a la ubicación de los volcanes del Eje Neo-Volcánico. El recuadro en color corresponde al perfil del panel superior.

Las velocidades sísmicas bajas se pueden interpretar como indicadores de fluidos liberados progresivamente a la corteza desde la placa sub-horizontal subyacente por procesos de deshidratación metamórfica (Hacker et al., 2003). Los paneles **a** y **b** de la figura 4.2 comparan las velocidades de onda P y S de la tomografía con los resultados de

otros estudios. Los colores rojos en las tomografías representan velocidades lentas. Como el modelo de fondo es dominante en su representación de velocidad absoluta, es mejor representarla en porcentaje de variación respecto al modelo de fondo para así apreciar los detalles de la distribución de las velocidades. Así mismo, en el panel **c** se grafica la distribución de V_p/V_s en el perfil, donde las tonalidades azules muestran valores elevados del cociente por decrecimiento de la velocidad de la onda S.

Diversos trabajos confirman la presencia de fluidos en la corteza oceánica subducida y en la corteza continental. En un estudio realizado por *Manea y Manea* (2010) se definen dos pulsos principales de deshidratación (en 90 – 120 km y 140 – 180 km, gotas azules paneles **c** y **d**, figura 4.2) asociados con cambios de fase de minerales con diferentes cantidades de agua siendo descargadas. Estas descargas son representadas en la figura 4.2 por el tamaño de las gotas. En su estudio magnetoteléxico, *Jödicke et al.* (2006) encuentran un área larga alongada (100 – 205 km) de alta conductividad (amarillo, panel **d**, figura 4.2) debido a la presencia de fluidos sobre un área más extensa que la reportada en los trabajos de *Manea y Manea* (2010) que no es detectada por la resolución de su modelo, lo que sugiere que la región afectada por la deshidratación de la placa subducida es más amplia.

Kim et al. (2010) en un estudio de función receptor determina el cociente V_p/V_s a lo largo de la placa subducida de Cocos. El mapeo detallado que elaboraron muestra que la cara superior de la corteza oceánica es altamente heterogénea y concluyen que está compuesta de minerales hídricos mecánicamente débiles y el resto de la corteza oceánica permanece inalterada. La presencia de esos minerales hídricos reduce las velocidades

sísmicas inclusive por debajo de la velocidad media del manto circundante (Kawakatsu y Watada, 2007). Los minerales hídricos se tornan inestables en las condiciones de presión y temperatura existentes alrededor de 50 km de profundidad y son deshidratados para formar corteza oceánica de eclogita anhídrica (Kawakatsu y Watada, 2007). Valores altos en la corteza del cociente de V_p/V_s en la sección subhorizontal a una profundidad de alrededor de 40 km implican la presencia de más agua libre y por tanto un proceso activo de deshidratación debido a reacciones de serpentinización (hidratación del material del manto de la peridotita) (Hacker et al., 2003). Extrapolación de mediciones en laboratorio (Christensen, 1984) permiten interpretar las anomalías de velocidad como variaciones en las presiones del fluido dentro de la corteza oceánica (Kato et al., 2010). *Audet et al.* (2009) interpretan que altas presiones de fluido implican que la interfaz de la placa representa un borde de baja permeabilidad. La baja permeabilidad puede ser consecuencia de deformación inducida, reducción de poro o precipitación de minerales por migración de fluidos.

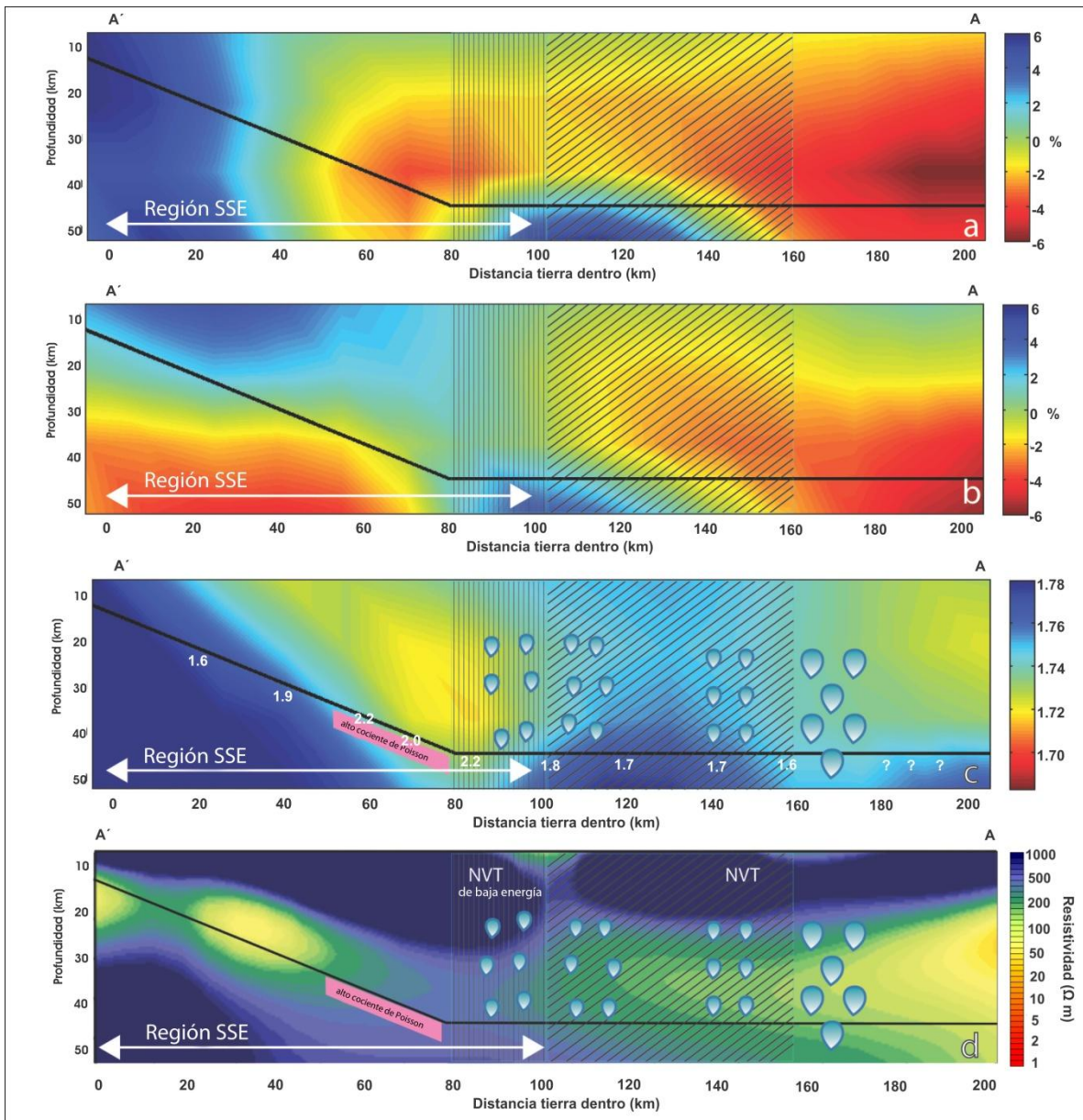


Figura 4.2. DIAGRAMA DE INTERPRETACIÓN COMPARATIVA que describe varios resultados relevantes. La figura superimpone los resultados de tomografía de onda P (panel a) y onda S (panel b) y el consiente V_p/V_s (panel c) con las localizaciones de NVT de *Husker et al.* (2012) delimitados por achurados. Los números en blanco son los valores de V_p/V_s determinados por *Kim et al.* (2010) para la cara superior de la placa donde la banda color rosa resalta los valores altos. El achurado diagonal representa la región de NVT de alta

energía y el vertical la zona de NVT de baja energía. Las gotas de color azul en los paneles **c** y **d** son los resultados de *Manea y Manea* (2010) donde encuentran presencia de fluidos liberados desde la cara superior de la placa subducida (línea negra continua). Las dimensiones de las gotas representan la cantidad de fluido liberado. El panel **d**, muestra el estudio magnetoteléxico de *Jödicke et al.* (2006). Las flechas blancas indican la extensión del sismo lento (SSE) de 2006, que va desde la costa hasta 100 km tierra dentro como lo sugiere *Kim et al.* (2010).

NVT y Velocidades Sísmicas.

Los resultados de V_p/V_s reportados por *Kim et al.* (2010) sobre la cara superior de la placa subducida se correlacionan con los valores de V_p/V_s en la tomografía (zona rosa en la figura 4.2, panel **c**). Los niveles de permeabilidad en la corteza oceánica son relativamente más altos donde existen valores de V_p/V_s sobre la cara superior de la placa entre 1.7 y 1.9 (*Kim et al.*, 2010) en los primeros 40 km desde la costa donde se ven valores altos de V_p/V_s en la corteza continental de ~ 1.78 lo que implica mayor presencia de fluidos en la placa cabalgante. Entre los 40 y 70 km de la costa, los valores reportados por *Kim et al.* (2010) de V_p/V_s en la placa aumentan (~ 2.2) y decrecen para los encontrados en la corteza (~ 1.72), lo que implica mayor sobre presión de fluidos dentro de la placa subducida que se interpreta como una sección altamente impermeable con una corteza superior seca (*Jödicke et al.*, 2006; *Manea y Manea*, 2010). En esta sección, las velocidades de onda S son normales mientras que las velocidades de P están bajas. La velocidad lenta

de P probablemente surja por un régimen de esfuerzo alto por arriba del doblez de la placa donde se vuelve sub-horizontal, creando fracturamientos densos (Shearer, 1988). La corteza cabalgante, a 80 km de la costa directamente por arriba de la esquina de la placa subducida, parece estar en un régimen extensivo que es consistente con los mecanismos focales obtenidos con la escasa sismicidad observada (Singh y Pardo, 1993; Pérez-Campos et al., 2008; Pacheco et al., 2010) dentro de la corteza continental (figura 4.3). *Singh y Pardo* (1993) sugieren que el régimen extensivo en la placa continental superior puede ser una consecuencia de un retroceso de la trinchera. Este retroceso de la trinchera es una consecuencia normal del movimiento hacia el oeste de la placa Norteamericana.

La zona del NVT entre los 80 – 90 km hasta 160 km de la costa (Kostoglodov et al., 2010; Husker et al., 2012; achurados vertical y diagonal figura 4.2, paneles **a – d**) muestran V_p/V_s en la placa oceánica con magnitudes de $\sim 1.9 - 2.0$ (Kim et al., 2010) lo que implica que la placa oceánica está parcialmente impermeable inyectando cantidades bajas de fluidos (en relación al sur, entre los 0 y 40 km) a la corteza continental. Los pulsos de energía del NVT, en general, coinciden con una velocidad de onda S baja que corresponde a un cociente V_p/V_s alto (>1.73). La energía del NVT ocurre (achurados, figura 4.2) dentro de dos zonas con pulsos de flujos liberados desde la corteza oceánica donde la temperatura alcanza valores cercanos a los 450°C (Manea y Manea, 2010). Quizás la alta presión de poro baja la fricción en la interfaz entre la placa subducida y la corteza continental y permite que ocurra actividad de NVT. Existe evidencia experimental creada en el laboratorio donde se han podido generar tremores en interfaces maduras (interfaces con pocas asperezas) en regímenes de deslizamiento “stick-slip” y deslizamiento estable

(Zigone et al., 2011). Es posible que este experimento imite lo que ocurre en la interfaz entre la placa subducida y la corteza continental. En el marco tectónico, la alta presión de poro pudiera imitar las condiciones físicas de una interfaz madura reduciendo significativamente su fricción y generando NVT.

A partir de las nuevas localizaciones obtenidas por *Husker et al.* (2012) de NVT (figura 1.5 del capítulo 1, puntos de color), es posible que juegue un papel importante en su génesis la capa de USL detectada en la región (e. g. Pérez-Campos et al., 2008; Song et al. 2009; Kim et al., 2010). Según datos disponibles hasta el momento, la capa tiene un grosor de 3 a 5 km con una velocidad de onda S de 2.0 a 2.7 km/s (Song et al. 2009), lo que representa velocidades entre 30 y 54% más lentas con respecto a las velocidades de la placa oceánica subyacente altamente hidratada que son del orden de 3.8 a 4.4 km/s (Song et al., 2009).

También cabe la posibilidad de que esta capa de baja velocidad sea el remanente de una antigua cuña del manto que existía antes de que la placa se tornara sub-horizontal atrapándola entre la corteza oceánica y la corteza continental. Los NVT se dan en el límite del extremo inferior del USL donde *Song et al.* (2009) han detectado la existencia de un USL con velocidades moderadas. Esta capa de velocidad moderada, podría estar sufriendo reacciones de serpentinización. *Kato et al.* (2010) indica que estas reacciones se promueven por el descenso en la presión de confinamiento de los fluidos que se van infiltrando lentamente hacia la corteza continental superior. Bajo este contexto y debido a que se piensa que el NVT está compuesto de Sismos de Baja Frecuencia (LFE) (Shelly et al., 2007) se esperaría que los tremores ocurran a lo largo de la interfaz por debajo de la capa serpentinizada (Kato et al., 2010) en una capa mecánicamente débil donde se puede estar

dando la nucleación sísmica originando LFE (Figura 4.3). Es posible que esta sea la explicación más plausible para los tremores no volcánicos de Guerrero.

La zona de NVT en Guerrero carece de actividad sísmica importante tal como se ha observado en Japón (Shelly et al., 2006; Kato et al., 2010) y éste se presenta asimismo en una región de Vp/Vs elevado según indican tomografías hechas en la región central de Japón (Kato et al., 2010) y en Shikoku (Shelly et al., 2006) y se muestran en la figura 1.3 del capítulo 1. El panel superior de la figura 1.3 del capítulo 1 muestra los resultados de las localizaciones de LFE de *Shelly et al.* (2006) en Shikoku donde el Vp/Vs alto está representado por tonalidades azules. Los LFE están graficados como puntos rojos y se encuentran por arriba de la sismicidad de subducción entre placas. Por arriba de la zona, la cuña del manto presenta condiciones asísmicas o supresión de la sismicidad que pueden residir en debilitamiento mecánico por reacciones metamórficas. Por debajo, la corteza oceánica aun presenta sismicidad por ser quebradiza. La interfaz, donde se generan los NVT, presenta condiciones especiales de baja fricción que quizás permiten deslizamientos estables tal como se ve en el laboratorio (Zigone et al., 2011). El panel inferior de la figura 1.3 del capítulo 1, muestra los resultados de *Kato et al.* (2010) para la región central de Japón en las que se puede ver que también el LFE (estrellas rojas) se encuentran por arriba de la sismicidad de subducción entre placas en una región de Vp/Vs elevado (tonos amarillo-naranjas). También en esta área existe supresión sísmica en la cuña del manto localizada inmediatamente por arriba. Las causas de esta supresión sísmica en Japón pueden residir en debilitamiento mecánico causado por reacciones metamórficas en la cuña del manto.

En México, alta presión de poro y V_p/V_s alto existentes dentro de la placa de Cocos (Kim et al., 2010) podría explicar la escasísima actividad sísmica por debajo de la región de NVT de Guerrero (figura 4.3). La escasa actividad sísmica está relacionada con V_p/V_s altos (Kato et al., 2010). Los cuatro sismos registrados entre los 100 y 160 km desde la costa tuvieron su génesis en la cara inferior de la placa (Pacheco y Singh, 2010) que es en la región donde los resultados de Kim et al. (2010) muestran valores bajos de V_p/V_s para la cara inferior de la corteza oceánica subducida. La placa de Cocos tiene mayor actividad sísmica en las dos regiones donde se flexiona que son a 70 – 80 km desde la costa, punto donde se torna subhorizontal y por debajo del eje Neovolcánico en donde se vuelve a flexionar hacia el manto. Sin embargo, en su tramo subhorizontal, la placa de Cocos no posee una cuña del manto por encima, tal como existe en Japón, y la supresión sísmica en la placa cabalgante por tener naturaleza mineralógica distinta que el manto, no puede explicarse por inhibición de reacciones mineralógicas y de debilitamiento elástico por alta presión de fluidos. Cabría pensar que la supresión sísmica reside más bien en la naturaleza del campo de esfuerzos existente que puede estar por debajo de los umbrales elásticos necesarios para iniciar procesos de ruptura en las rocas de las fallas presentes.

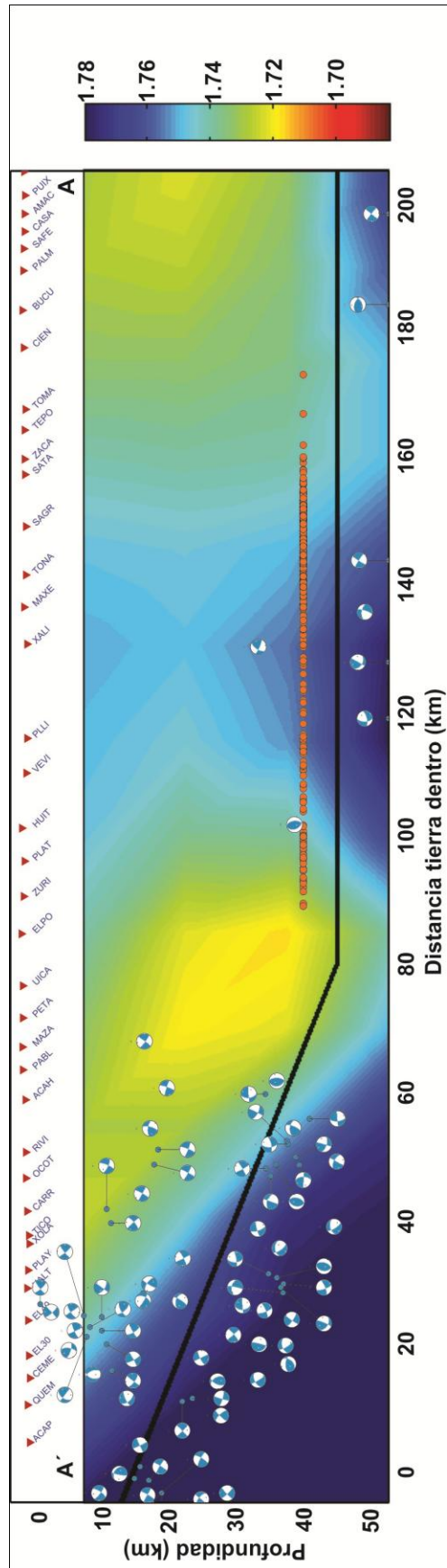


Figura 4.3. PERFIL CON LA DISTRIBUCIÓN de Vp/Vs que es comparada con la actividad sísmica analizada en el trabajo de Pacheco y Singh (2010). Los mecanismos focales fueron proyectados en la dirección del perfil (N16°E). Es de notar que la mayor parte de la actividad sísmica se encuentra al sur de los 60 km desde la costa donde la placa subducida desciende antes de tornarse sub-horizontal. La región de NVT se localiza justo al norte (círculos rojos) dentro de una zona de muy baja actividad sísmica donde existe una región con Vp/Vs relativamente elevado. Los cuatro sismos entre los 120 y 140 km de la costa marcados sobre la gráfica a 45 km de profundidad, se encuentran dentro de la placa subducida de Cocos con hipocentro a unos 55 km. Únicamente dos sismos se presentaron en la corteza continental durante el periodo estudiado por Pacheco y Singh (2010).

Entre los 160 – 205 km desde la costa, los valores de V_p/V_s en la interfaz superior de la placa no son reportados en los trabajos de *Kim et al.* (2010), pero es posible éstos tiendan a seguir decreciendo porque se observa que la corteza continental está sobre-saturada con fluidos. Así mismo por su cercanía, esta zona está sometida a efectos del punto de gozne de la corteza oceánica, donde ésta se hunde abruptamente hacia el manto a unos 235 km de la costa (Husker y Davis, 2009; Manea y Manea, 2010). La región de gozne sufre de una serie de pulsos de deshidratación (entre los ~100 y 150 km de profundidad, (Manea y Manea, 2010) desde la placa hacia la cuña del manto, donde rocas ultramáficas se serpentinizan (Hacker et al., 2003; Ferrari, 2004) ascendiendo hacia el manto superior y la corteza continental justo por debajo de los volcanes del eje neo-volcánico (TMVB). La presencia de flujos y el incremento de temperatura inducen al agua de la corteza continental a estar en estado supercrítico, incrementando la presión de poro y reduciendo V_s . Las condiciones térmicas y freáticas antes descritas solamente explican la reducción de la velocidad de propagación de la onda de cizalla. La reducción de la velocidad de la onda P no es tan clara pero se propone una explicación con base en la siguiente argumentación ya planteada en el capítulo 1. La presencia de fluidos a alta temperatura hace aumentar la presión de poro y por tanto disminuyen la presión efectiva. El proceso impide que los poros que conforman la roca se cierren por las enormes presiones de confinamiento de la columna de corteza que está por encima. La reducción de la presión efectiva induce la creación de microgrietas que reducen la rigidez del material pero no afectan la compresibilidad. En teoría (Gasmann, 1951), la presencia de flujo haría que la compresibilidad del material aumentara haciendo incrementar la velocidad de P. Por otro

lado, si se asume que la presencia del fluido en la roca a alta temperatura hace que el material esté más plástico se debería de ver en los resultados una región de V_p/V_s alto porque la plasticidad de un material afecta más la rigidez que la compresibilidad. Debido a las altas presiones de confinamiento, no puede esperarse un efecto análogo a los observados por *Vanorio et al.* (2005) en volcanes donde encuentran V_p/V_s deprimidos debido a cambios de fase de líquido a gas (Nur y Wang, 1989). Bajo las condiciones tectónicas presentes, se propone que la observación de V_p/V_s deprimidos en la última región al norte de los 160 km de la costa, reside a una combinación de flujos, temperatura y esfuerzos tectónicos que afectan simultáneamente a ambas ondas sísmicas. La corteza continental se encuentra sometida a esfuerzos de extensión como puede ser determinado en el estudio de *Pacheco et al.* (2010) con sismicidad local desde la costa de Guerrero hasta el golfo de México. El proceso de extensión que sufre la corteza pudo haber inducido la creación de fracturas gruesas en el interior de la corteza continental que harían decrecer la velocidad de la onda P para esa región obteniendo así los valores deprimidos de ~ 1.73 para esta zona (figura 4.2, panel c).

En la figura 4.4 se grafica en tres dimensiones los resultados más importantes antes mencionados. La figura muestra la geometría de la subducción tal como se encuentra en Guerrero y se compara con distribución del cociente de V_p/V_s que está colocada como fondo. Al sur de la costa es la zona sismogénica (marcada con una estrella dentro de un ovalo rojo). La placa subducida de Cocos en su porción descendiente corresponde con una zona de V_p/V_s alto (región azul) en donde existe una capa de baja velocidad (USL en azul sobre la placa). Los números sobre la interfaz relacionan el V_p/V_s en la superficie de la

placa de Cocos obtenidos del estudio de *Kim et al.* (2010) en donde se aprecia que la placa en esa zona es permeable (V_p/V_s bajo). En la imagen está graficada la distribución de los mecanismos focales (pelotas) de *Pacheco et al.* (2010) donde se ve que los sismos se concentran al sur y hacia la corteza continental. La región sobre la interfaz coloreada con verde corresponde al área de SSE y en color gris los SSE cortos (SsE) que es la región en la que se registra actividad permanente de NVT (estrellas rojas graficadas en vertical) y de NVT de alta energía (estrellas graficadas sobre la superficie de la placa) y corresponde con una región de V_p/V_s alto en la corteza (región azul) que coincide con una zona de deshidratación sobre la placa en el que hay V_p/V_s bajo (región rosa marcada sobre la superficie de la placa de Cocos). Los NVT de baja energía se dan al sur, cercanas a la región donde la placa se torna subhorizontal donde existe un V_p/V_s bajo en la corteza (zona amarilla) y V_p/V_s alto sobre la interfaz de la placa, lo que muestra una placa impermeable en esa sección. La corteza continental tiene un espesor de unos 40 km y se muestra la posición del Eje Neovolcánico (cono humeante naranja marcado como TMVB) que está justo por arriba donde la placa de Cocos vuelve a subducir con ángulo pronunciado.

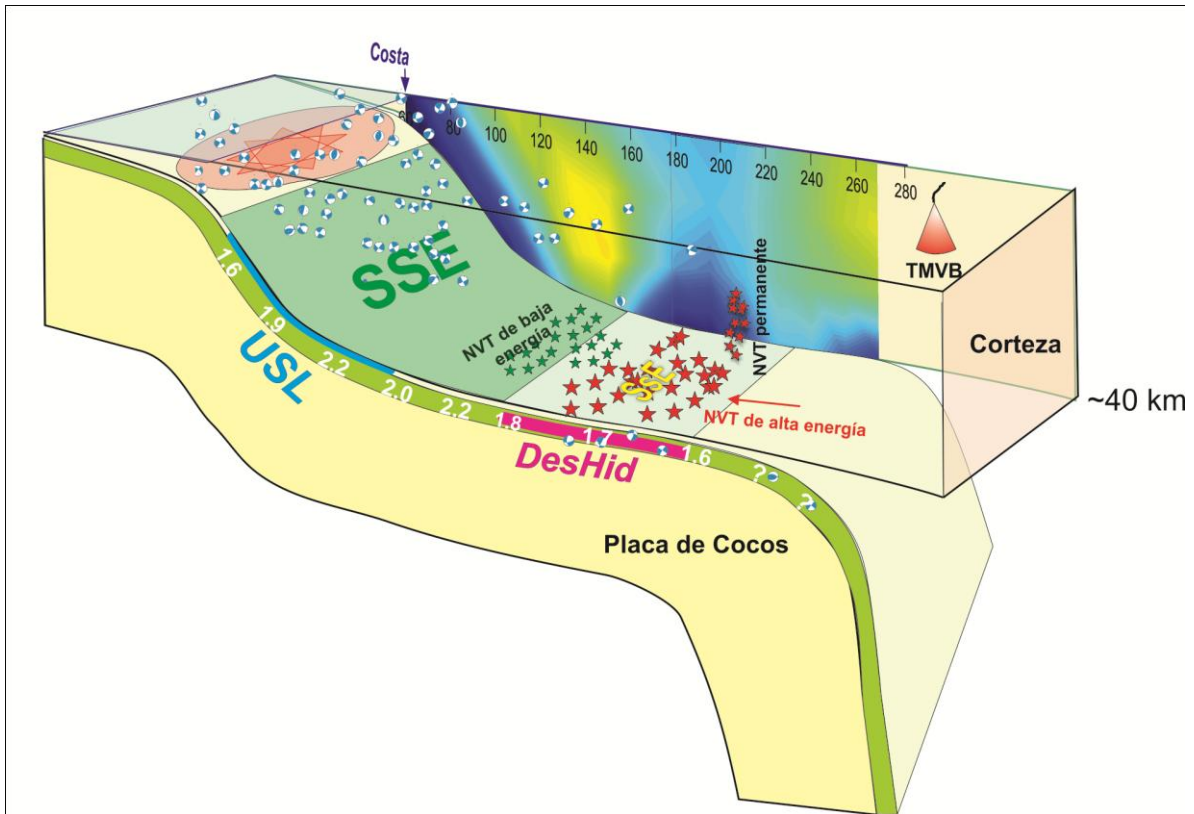


Figura 4.4. MODELO TRIDIMENSIONAL de la zona de subducción de Guerrero donde se resumen los elementos hasta ahora mencionados en el trabajo. La figura muestra la geometría de la subducción tal como se encuentra en Guerrero. La distribución del cociente de V_p/V_s está colocada como fondo y la escala de la distancia está referida respecto a la trinchera. Se grafica la sismicidad con sus mecanismos focales tomados de *Pacheco et al.* (2010). La superficie de color verde sobre la cara superior de la placa de Cocos corresponde a la región de SSE y las estrellas verdes representan la actividad del NVT de baja energía. La superficie gris muestra la ubicación del SSE corto (SsE) donde las estrellas rojas muestran la posición de la actividad de NVT de alta energía y permanente. Los números muestran los valores de V_p/V_s de *Kim et al.* (2010).

Conclusiones.

Se desarrollaron dos imágenes tomográficas usando tiempos de propagación de las ondas P y S así como un mapa de distribución del cociente de V_p/V_s por debajo del sur de México que cubren la placa subducida de Cocos y la corteza continental. Los tomogramas muestran velocidades bajas entre un 4 % – 6 % respecto al modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996) para ambas ondas al norte de los 100 km desde la costa que sugiere la presencia de fluidos en la corteza continental en concordancia con estudios previos (e. g. Jödicke et al., 2006; Manea y Manea, 2010). Se encontró una anomalía lenta (~3%) respecto al modelo de fondo de *Campillo et al.* (1996) para la velocidad de la onda P a los ~80 km de la costa justo por arriba del doblez de la placa donde se torna subhorizontal. No se encontró una velocidad reducida de onda S en la misma zona lo que hace que el cociente V_p/V_s decrezca (1.71 – 1.72) sugiriendo la existencia de un régimen de esfuerzos intensos generando fracturamientos gruesos (Singh y Pardo, 1993; Pardo y Suárez, 1995; Pérez-Campos et al., 2008; CMT Mexican Project). Grietas gruesas y secas tienden a hacer que la velocidad de las ondas P decrezcan proporcionalmente más que las velocidades de las ondas S (Shearer, 1988). En esta sección *Kim et al.* (2010) encuentran una placa muy impermeable con valores de V_p/V_s elevados (~2.2) lo que indica una corteza continental seca. Por otro lado, existen dos regiones de V_p/V_s elevadas en la corteza: (1) entre la costa y 70 km (~1.78) que coincide con la sección descendiente de la corteza oceánica que transporta grandes cantidades de agua (Jödicke et al., 2006). En esta zona la velocidad de la onda S es baja respecto al modelo de fondo (~4% - 5%) y es donde *Kim et al.* (2010)

detectan valores de V_p/V_s moderadamente elevados (1.6 – 1.9). A su vez, el SSE largo de 2006 se dio en esta misma región y se alinea con una capa de velocidad baja (USL) que se encuentra entre la placa subducida y el continente (Pérez-Campos et al., 2008; Song et al., 2009). Es en la región norte del SSE largo (~80 km desde la costa) donde se dan los NVT de baja energía (Husker et al., 2012). Y (2), la segunda región con V_p/V_s elevado (~1.76) se encuentra entre los ~100 y 160 km desde la costa donde los valores de V_p/V_s en la interfaz superior de la corteza oceánica subducida (1.6 – 1.7) se reducen en relación a los existentes en la esquina donde la corteza oceánica se torna subhorizontal (2.2 – 2.3 a ~80 km desde la costa) indicando que la placa es más permeable hacia el norte inyectando fluidos dentro de la corteza continental (Jödicke et al., 2006; Manea y Manea, 2010). En esta área se registra la actividad de NVT permanente y se alinea con una capa de velocidades sísmicas bajas (Song et al., 2009). Existe evidencia de que las fuentes de NVT se dan en la interfaz entre la corteza oceánica y el continente (e. g. Shelly et al., 2006; Kato et al., 2010). En esta misma región se da el SSE corto y la actividad de NVT de alta energía (Husker et al., 2012). Quizás las condiciones de presión de poro elevadas bajan la fricción en la interfaz y permiten la existencia del NVT sobre la interfaz (Zigone et al., 2011). Esta región a su vez carece de actividad sísmica que puede inhibirse por los valores de V_p/V_s altos o de presión de poro elevados en la corteza oceánica (Kato et al., 2010). La poca sismicidad registrada en la región se da en la interfaz inferior de la corteza oceánica donde *Kim et al.* (2010) encuentran valores de V_p/V_s más bajos (~1.7) en relación a los existentes en la cara superior (1.8).

Aunque existe evidencia de fluidos en toda la sección plana de la placa subducida (~100 km hasta 300 km desde la costa) (Jödicke et al., 2006; Manea y Manea, 2010) los valores de V_p/V_s altos se restringen a ~100 km y 160 km desde la costa. Más al norte las magnitudes de V_p/V_s tienden a ir decreciendo hasta alcanzar valores normales (~1.73) cercanos al sólido de Poisson. Este efecto se piensa que surge como un efecto combinado de decrecimiento proporcional en las velocidades sísmicas o en los valores de los parámetros elásticos en la corteza continental por la presencia de fluido introducido en pulsos de deshidratación metamórfica (Manea y Manea, 2010) desde la corteza oceánica y por esfuerzos tectónicos en la corteza continental.

Se puede concluir así, que la combinación de esfuerzos y presión de poro hacen variar las velocidades sísmicas y el modelo presentado describe las condiciones físicas que permiten la existencia de actividad de NVT en la zona. Modelos construidos por otros investigadores en otras regiones del mundo presentan condiciones y descripciones análogas a las elaboradas para México que han sido confirmadas en Cascadia y Japón. En estas regiones, la actividad de NVT se da sobre la interfaz de la corteza oceánica subducida con el manto dentro de secciones con V_p/V_s elevados (~1.8 – 1.9) y sismicidad tectónica muy baja o nula (Shelly et al., 2006; Audet et al., 2009). En Guerrero no existe cuña del manto por arriba de la sección plana de la placa subducida de Cocos, por tanto, el NVT parece estar dando dentro de la corteza continental. Sin embargo, hasta mejorar las localizaciones de los NVT y confirmarlo, es posible que también (así como en Shikoku y en Cascadia) esta actividad se esté dando en la interfaz superior de la placa de Cocos. Sobre esta interfaz existe una capa de velocidad sísmica ultra baja que es posible sea un remanente de manto

que quedó atrapado entre la corteza oceánica y la continental cuando la primera se tornó sub-horizontal (Pérez-Campos et al., 2008). El NVT puede estarse dando en esta capa dentro de la sección plana de la placa subducida de Cocos y no en la corteza continental. En esta zona, el NVT de Guerrero también se presenta en una región con V_p/V_s altos (~ 1.78) y baja sismicidad. En Shikoku y Cascadia la sismicidad se da en bandas por arriba y por debajo de las regiones con V_p/V_s elevados y con actividad de NVT. En Guerrero, la sismicidad se da al sur en la zona sismogénica (entre la trinchera y la esquina donde la placa se torna sub-horizontal) y al norte (donde la placa vuelve a subducir hacia el manto por debajo del valle de México) y por arriba (en la corteza continental) de la región de V_p/V_s elevados con actividad de NVT. Por tanto, la evidencia presentada en este estudio también avala estas condiciones y propiedades del modelo para México.

Referencias.

Aguiar, A. C., T. I. Melbourne, and C. W. Scrivner (2009), Moment release rate of Cascadia tremor constrained by GPS, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A05, doi:10.1029/2008JB005909.

Aster, Richard C., Brian Borchers and Clifford Thurber. Parameter estimation and inverse problems. Elsevier Academic Press, Vol. 90, International Geophysical Series, 2005.

Atwater, T. (1989), Plate tectonic history of the northeast Pacific and western North America, *The Eastern Pacific Ocean and Hawaii*, edited by E.L. Winterer et al., pp 21-72, Geological Society of America, Boulder, Colorado.

Audet, P., M. G. Bostock, N. I. Christensen, and S. M. Peacock (2009), Seismic evidence for overpressured subducted oceanic crust and megathrust fault sealing, *Nature*, 457, 76–78, doi:10.1038/nature07650.

Barckhausen, U., Ranero, C.R., von Huene, R., Cande, S.C. & Roeser, H.A., 2001. Revised tectonic boundaries in the Cocos Plate off Costa Rica: implications for the segmentation of the convergent margin and for plate tectonic models, *J. geophys. Res.*, **106**, 19 207– 19 220.

Berryman, J. G. (1994), Tomographic resolution without single value decomposition. *Mathematical Methods in Geophysical Imaging II*. CiteSeer.

Battaglia, J., and K. Aki (2003), Location of seismic events and eruptive fissures on the Piton de la Fournaise volcano using seismic amplitudes, *J. Geophys. Res.*, 108(B8), 2364, doi:10.1029/2002JB002193.

Bernabei, M., A. Botti, F. Bruni, M. A. Ricci, and A. K. Soper (2008), Percolation and three-dimensional structure of supercritical water, *Phys. Rev. E*, 78, 021505, 10.1103/PhysRevE.78.021505.

Beroza Gregory C and Ide Satoshi (2011), Slow Earthquakes and Nonvolcanic tremor, *Annual Review of Earth and Planetary Sciences*. Vol. 39, Pages: 271 – 296. Doi: 10.1146/annurev-earth-040809-152531.

Bilek, S. L., T. Lay, and L. J. Ruff (2004), Radiated seismic energy and earthquake source duration variations from teleseismic source time functions for shallow subduction zone thrust earthquakes, *J. Geophys. Res.*, 109, B09308, doi:10.1029/2004JB003039.

Brown, J. R., G. C. Beroza, S. Ide, K. Ohta, D. R. Shelly, S. Y. Schwartz, W. Rabbel, M. Thorwart, and H. Kao (2009), Deep low-frequency earthquakes in tremor localize to the plate interface in multiple subduction zones, *Geophys. Res. Lett.*, 36, L19306, doi:10.1029/2009GL040027.

Bürgmann, R., M. G. Kogan, V. E. Levin, C. H. Scholz, R. W. King, and G. M. Steblov (2001), Rapid aseismic moment release following the 5 December, 1997 Kronotsky, Kamchatka, Earthquake, *Geophys. Res. Lett.*, 28(7), 1331–1334, doi:10.1029/2000GL012350.

Campillo, M., S. K. Singh, N. Shapiro, J. Pacheco y R. B. Hermann, 1996. Crustal structure south of the Mexican volcanic belt, based on group velocity dispersion. *Geof. Int.*, Vol. 35, Num. 4, 361- 370.

Cervelli, P., P. Segall, K. Johnson, M. Lisowski, and A. Miklius (2002), Sudden aseismic fault slip on the south flank of Kilauea volcano, *Nature*, 415, 1014–1018.

Christensen, N. I., (1996). Poisson's ratio and crustal seismology, *J. Geophys. Res.* 101(B2), 3139–3156, doi:10.1029/95JB03446.

DeMets, C., R. G. Gordon, D. F. Argus, and S. Stein (1994), Effect of recent revisions to the geomagnetic reversal time scale on estimates of current plate motions, *Geophys. Res. Lett.*, 21(20), 2191–2194, doi:10.1029/94GL02118.

Dickinson, W.R. and Snyder, W. S. (1979). Geometry of subducted slabs related to San Andreas Transform, *J. Geol.*, 87, 609 – 627.

Douglas, A., J. Beavan, L. Wallace, and J. Townend (2005), Slow slip on the northern Hikurangi subduction interface, New Zealand, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L16305, doi:10.1029/2005GL023607.

Dragert, H., K. Wang, and T. S. James (2001), A silent slip event on the deeper Cascadia subduction interface, *Science*, 292, 1525–1528.

Dragert, H., K. Wang, and G. Rogers (2004), Geodetic and seismic signatures of episodic tremor and slip in the northern Cascadia subduction zone, *Earth Planets Space*, 56, 1143–1150.

Dvorkin, J., G. Mavko, and A. Nur (1999), Overpressure detection from compressional- and shear-wave data, *Geophys. Res. Lett.*, 26(22), 3417–3420, doi:10.1029/1999GL008382.

Eberhart-Phillips, D., 1993. Local earthquake tomography: earthquake source regions, in *Seismic Tomography: Theory and Practice*, edited by H. M. Lyer and K. Hirahara.

Ferrari, Luca (2004), Slab detachment control on mafic volcanic pulse and mantle heterogeneity in central Mexico. *Geological Society of America*, v. 32, no. 1 p. 77 -80; Doi: 10.1130/G19887.1

Frey Mueller, J. T., S. Hreinsdóttir, C. Zweck, and P. J. Haeussler (2002), The 1998–2002 deep megathrust slip event, Alaska, *Eos Trans. AGU*, 83(47), Fall Meet. Suppl., Abstract G61A-0972.

Fukao, Y., Widiyantoro, S. & Obayashi, M., 2001. Stagnant slabs in the upper and lower mantle transition region, *Rev. Geophys.*, **39**, 291–323.

Gallego, A., R. M. Russo, D. Comte, V. I. Mocanu, and R. E. Murdie (2006), Non-volcanic seismic tremor in the Chile triple junction region, *Eos Trans. AGU*, 87(52), Fall Meet. Suppl., Abstract T54A– 02.

Gassmann, F., (1951), Über die Elastizität poröser Medien: *Veierteljahrsschrift der Naturforschenden den Gesellschaft in Zürich* **96**, 1–23.

Gorbatov, A. and Fukao, Y. (2005), Tomographic search for missing link between the ancient Farallon subduction and the present Cocos subduction. *Geophysical Journal International*, 160: 849–854. doi: 10.1111/j.1365-246X.2005.02507.x

Grand, S.P., van der Hilst, R.D. & Widiyantoro, S., 1997. Global seismic tomography: a snapshot of convection in the Earth, *GSA Today*, **7**, 1–7.

Gubbins, D., *Time Series Analysis and Inverse Theory for Geophysicists*. Cambridge University Press, 2004.

Günther, Thomas. Inversion and Resolution. Ver: www.resistivity.net/dc2dinvres/invres.pdf

Gutscher, M. A., W. Spakman, H. Bijwaard, and E. R. Engdahl, 2000. Geodynamics of flat subduction: Seismicity and tomographic constraints from the Andean margin, *Tectonics*, **19**, 814-833.

Hacker, B. R., G. A. Abers, and S. M. Peacock, Subduction factory, 1, Theoretical mineralogy, densities, seismic wave speeds, and H₂O contents, *J. Geophys. Res.*, 108(B1), 2029, doi:10.1029/2001JB001127, 2003.

Han, D-H. and Batzle, M.L. (2004) Gassmann's equation and fluid-saturation effects on seismic velocities. *Geophysics*, **69**, 398-405.

Hearn, Thomas M. and Clayton, Robert W., 1986. Lateral variations in southern California. I. Results for the upper crust from Pg waves. *Bull. Seis. Soc. Amer.* Vol. 76, No. 2. 495 – 509.

Hirose, H., K. Hirahara, F. Kimata, N. Fujii, and S. Miyazaki (1999), A slow thrust slip event following the two 1996 Hyuganada earthquakes beneath the Bungo Channel, southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 26, 3237–3240.

Hirose, H., and K. Obara (2005), Repeating short- and long-term slow slip events with deep tremor activity around the Bungo Channel region, southwest Japan, *Earth Planets Space*, 57, 961–972.

Husker, A., and P. M. Davis (2009), Tomography and thermal state of the Cocos plate subduction beneath Mexico City, *J. Geophys. Res.*, 114, B04306, doi:10.1029/2008JB006039

Husker, A., S. Peyrat, N. Shapiro, and V. Kostoglodov (2010), Automatic non-volcanic tremor detection in the Mexican subduction zone, *Geofis. Int.*, 49(1), 17–25.

Husker, A. L., V. Kostoglodov, V. M. Cruz-Atienza, D. Legrand, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, and E. Huesca-Pérez (2012), Temporal variations of non-volcanic tremor (NVT) locations in the Mexican subduction zone: Finding the NVT sweet spot, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 13, Q03011, doi:10.1029/2011GC003916.

Iglesias, A., R. W. Clayton, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, J. F. Pacheco, D. García, and C. Valdés-González, 2010. S wave velocity structure below central Mexico using high-resolution surface wave tomography, *J. Geophys. Res.* 115, no. B06307, doi 10.1029/2009JB006332.

Jödicke, H., A. Jording, L. Ferrari, J. Arzate, K. Mezger, and L. Ruoke, 2006. Fluid release from the subducted Cocos plate and partial melting of the crust deduced from

magnetotelluric studies in southern Mexico: Implications for the generation of volcanism and subduction dynamics, *J. Geophys. Res.* 111, no. B08102, doi 10.1029/2005JB003739.

Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, G. Rogers, J. F. Cassidy, K. Wang, T. S. James, and K. Ramachandran (2006), Spatial-temporal patterns of seismic tremors in northern Cascadia, *J. Geophys. Res.*, 111, B03309, doi:10.1029/2005JB003727.

Kao, H., S.-J. Shan, H. Dragert, and G. Rogers (2009), Northern Cascadia episodic tremor and slip: A decade of tremor observations from 1997 to 2007, *J. Geophys. Res.*, 114, B00A12, doi:10.1029/2008JB006046.

Kato, A., Takashi Iidaka, Ryoya Ikuta, Yasuhiro Yoshida, Kei Katsumata, Takaya Iwasaki, Shin'ichi Sakai, Clifford Thurber, Noriko Tsumura, Koshun Yamaoka, Toshiki Watanabe, Takahiro Kunitomo, Fumihito Yamazaki, Makoto Okubo, Sadaomi Suzuki, and Naoshi Hirata (2010), Variations of fluid pressure within the subducting oceanic crust and slow earthquakes, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L14310, doi:10.1029/2010GL043723.

Katsumata, A., and N. Kamaya (2003), Low-frequency continuous tremor around the Moho discontinuity away from volcanoes in the southwest Japan, *Geophys. Res. Lett.*, 30(1), 1020, doi:10.1029/2002GL015981.

Kawakatsu, H., and S. Watada (2007), Seismic evidence for deep-water transportation in the mantle, *Science*, 316, 1468–1471, doi:10.1126/science.1140855.

Kennett, B. L. N., Engdahl, E. R. and Buland, R. (1995), Constraints on seismic velocities in the Earth from traveltimes. *Geophysical Journal International*, 122: 108–124. doi: 10.1111/j.1365-246X.1995.tb03540.x

Kim, Y., R. W. Clayton, and J. M. Jackson, 2010. Geometry and seismic properties of the subducting Cocos plate in central Mexico, *J. Geophys. Res.*, 115, B06310, doi: 10.1029/2009JB006942.

Kirby, S., Engdahl, E.R., and Denlinger, R., 1996, Intermediate-depth intraslab earthquakes and arc volcanism as physical expressions of crustal and uppermost mantle metamorphism in subducting slabs, *in* Bebout, G.E., et al., eds., *Subduction: Top to bottom: American Geophysical Union Geophysical Monograph 96*, p. 195–214.

Kostoglodov, V., S. K. Singh, J. A. Santiago, S. I. Franco, K. M. Larson, A. R. Lowry, and R. Bilham (2003), A large silent earthquake in the Guerrero seismic gap, Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 30(15), 1807, doi:10.1029/2003GL017219.

Kostoglodov, V., A. Husker, N. M. Shapiro, J. S. Payero, M. Campillo, N. Cotte, and R. Clayton (2010), The 2006 slow slip event and nonvolcanic tremor in the Mexican subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 37, L24301, doi: 10.1029/2010GL045424.

La Rocca, M., W. McCausland, D. Galluzzo, S. Malone, G. Saccorotti, and E. Del Pezzo (2005), Array measurements of deep tremor signals in the Cascadia subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L21319, doi:10.1029/2005GL023974.

Larson, K. M., V. Kostoglodov, A. Lowry, W. Hutton, O. Sanchez, K. Hudnut, and G. Suarez (2004), Crustal deformation measurements in Guerrero, Mexico, *J. Geophys. Res.*, 109, B04409, doi:10.1029/2003JB002843.

Larson, K. M., V. Kostoglodov, S. Miyazaki, and J. A. S. Santiago (2007), The 2006 aseismic slow slip event in Guerrero, Mexico: New results from GPS, *Geophys. Res. Lett.*, 34, L13309, doi:10.1029/2007GL029912.

Legrand, D., S. Kaneshima, and H. Kawakatsu (2000), Moment tensor analysis of near-field broadband waveforms observed at Aso Volcano, Japan, *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 101, 155–169, doi:10.1016/S0377-0273(00)00167-0.

Lowry, A. R., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and R. Bilham (2001), Transient fault slip in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 28(19), 3753–3756, doi:10.1029/2001GL013238.

Lowry, A. R., K. M. Larson, V. Kostoglodov, and O. Sanchez (2005), The fault slip budget in Guerrero, southern Mexico, *Geophys. J. Int.*, 200, 1–15.

Manea, V. C., M. Manea, V. Kostoglodov, C. A. Currie and G. Sewell, 2004. Thermal structure, coupling and metamorphism in the Mexican subduction zone beneath Guerrero. *Geophys. J. Int.* 158, 775 – 784. doi: 10.1111/j.1365-246X.2004.02325.x.

Manea, V. C and M. Manea, 2010. Flat-Slab Thermal Structure and Evolution Beneath Central Mexico. *Pure Appl. Geophys.*, Springer Basel AG. Doi: 10.1007/s00024-010-0207-9

McCausland, W., S. Malone, and D. Johnson (2005), Temporal and spatial occurrence of deep non-volcanic tremor: From Washington to northern California, *Geophys. Res. Lett.* , 32, L24311, doi:10.1029/2005GL024349.

Mott P. H, J. R. Dorgan, and C. M. Roland, The bulk modulus and Poisson's ratio of "incompressible" materials *J. Sound Vib.* **312**, 572 (2008).

Obara, K. (2002), Nonvolcanic deep tremor associated with subduction in southwest Japan, *Science*, 296, 1679–1681.

Obara, K., H. Hirose, F. Yamamizu, and K. Kasahara (2004), Episodic slow slip events accompanied by non-volcanic tremors in southwest Japan subduction zone, *Geophys. Res. Lett.*, 31, L23602, doi:10.1029/2004GL020848.

Obara, K., and H. Hirose (2006), Non-volcanic deep lowfrequency tremors accompanying slow slips in the southwest Japan subduction zone, *Tectonophysics*, 417, 33–51.

Obara, K. (2010), Phenomenology of deep slow earthquake family in southwest Japan: Spatiotemporal characteristics and segmentation, *J. Geophys. Res.*, 115, B00A25, doi:10.1029/2008JB006048.

Obara, K. (2011), Characteristics and interactions between non-volcanic tremor and related slow earthquakes in the Nankai subduction zone, southwest Japan, *J. Geodyn.*, 52, 229–248, doi:10.1016/j.jog.2011.04.002.

Okada, Y. (1985), Surface deformation due to shear and tensile faults in a half-space, *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 75, 1135–1154.

Pacheco, J. F., A. Iglesias, and S. K. Singh, The 8 October Coyuca, Guerrero, Mexico earthquake (Mw 5.9): A normal fault in the expected compressional environment, *Seism. Res. Lett.*, 73(2), 263, 2002.

Pacheco, J. F., and S. K. Singh (2010), Seismicity and state of stress in Guerrero segment of the Mexican subduction zone, *J. Geophys. Res.*, 115, B01303, doi:10.1029/2009JB006453.

Paige, Christopher C and Michael A. Saunders, 1982. LSQR: An Algorithm for Sparse Linear Equations and Sparse Least Squares. *ACM Transactions on Mathematical Software*, Vol 8, No 1, 43 – 71.

Pardo, Mario and Gerardo Suárez, 1995. Shape of the subducted Rivera and Cocos plates in southern Mexico: Seismic and tectonic implications. *J. Geophys. Res.*, 100, 12357 – 12373.

Payero, J., Kostoglodov, V., Shapiro, N., Mikumo, T., Iglesias, A., Pérez-Campos, X., Clayton, R., 2008. Non-Volcanic tremor observed in the Mexican subduction zone. *Geophys. Res. Lett.* 35, L07305.

Prasad, M. and M. H. Manghnani, 1997. Effects of pore and differential pressure on compressional wave velocity and quality factor in Berea and Michigan sandstones, *Geophysics*, 62 (4), 1163 – 1176.

Pérez-Campos, X., Y. H. Kim, A. Husker, P. M. Davis, R. W. Clayton, A. Iglesias, J. F. Pacheco, S. K. Singh, V. C. Manea, and M. Gurnis, 2008. Horizontal subduction and truncation of the Cocos plate beneath central Mexico, *Geophys. Res. Lett.* 35, doi 10.1029/2008GL035127.

Radiguet, M., F. Cotton, M. Vergnolle, M. Campillo, B. Valette, V. Kostoglodov, and N. Cotte (2011), Spatial and temporal evolution of a long term slow slip event, the 2006 Guerrero Slow Slip Event, *Geophys. J. Int.*, 184, 816–828, doi:10.1111/j.1365-246X.2010.04866.x.

Rogers, G., and H. Dragert (2003), Episodic tremor and slip on the Cascadia subduction zone: The chatter of silent slip, *Science*, 300, 1942– 1943.

Rivet, D., M. Campillo, N. M. Shapiro, V. Cruz-Atienza, M. Radiguet, N. Cotte, and V. Kostoglodov (2011), Seismic evidence of nonlinear crustal deformation during a large slow slip event in Mexico, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L08308, doi:10.1029/2011GL047151.

Sassa, K. (1935), Geophysical studies on the volcano Aso. Part 1: Volcanic micro-tremors and eruptive-earthquakes, *Mem. Coll. Sci. Univ. Kyoto*, 18, 255–293.

Scholz, Chris H. (2002), *The mechanics of earthquakes and faulting*, 2nd edition. Cambridge University Press.

Schwartz, S. Y., and J. M. Rokosky (2007), Slow slip events and seismic tremor at circum-Pacific subduction zones, *Rev. Geophys.*, 45, RG3004, doi:10.1029/2006RG000208.

Shelly, D. R., G. C. Beroza, S. Ide, and S. Nakamura (2006), Low-frequency earthquakes in Shikoku, Japan and their relationship to episodic tremor and slip, *Nature*, 442, 188–191.

Shelly, D. R., G. C. Beroza, and S. Ide (2007), Non-volcanic tremor and low-frequency earthquake swarms, *Nature*, 446 621 (7133), 305–307, doi:10.1038/nature05666.

Shearer, P., 1988. Cracked media, Poisson's ratio and the structure of the upper oceanic crust. *Geoph. J.*, 92, 357 – 362.

Singh, S. K., and M. Pardo, 1993. Geometry of the Benioff zone and state of stress in the overriding plate in central Mexico. *Geophys. Res. Lett.*, 20, 1483 – 1486.

Singh, S. K., and F. Mortera, Source-time functions of large Mexican subduction earthquakes, morphology of the Benioff zone and the extent of the Guerrero gap, *J. Geophys. Res.*, 96, 21,487– 21,502, 1991.

Song, T. R. A., D. V. Helmberger, M. R. Brudzinski, R. W. Clayton, P. Davis, X. Pérez-Campos, S. K. Singh, 2009. Subducting Slab Ultra-Slow Velocity Layer Coincident with Silent Earthquakes in Southern Mexico. *Science*, vol. 324, 502 - 506.

Severinghaus, J. y Atwater, T., 1990. Cenozoic geometry and thermal state of the subducting slabs beneath western North America, in *Basin and Range Extensional Tectonics Near the Latitude of Las Vegas, Nevada*, Geological Society of America Memoir 176, pp. 1–22, ed. Wernicke, B.P., Geological Society of America, Boulder, CO.

Taisne, B., F. Brenguier, N. M. Shapiro, and V. Ferrazzin (2011), Imaging the dynamics of magma propagation using radiated seismic intensity, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L04304, doi:10.1029/2010GL046068.

Thorkelson, D.J., 1996. Subduction of diverging plates and the principles of slab window formation, *Tectonophysics*, **255**, 47–63.

Um, J and C. Thurber, 1987. A Fast Algorithm For Two-Point Seismic Ray Tracing, *Bull. Seis. Soc. Amer.*, Vol. 77, No 3, 972-986.

van der Hilst, R.D., Widiyantoro, S. & Engdahl, E.R., 1997. Evidence for deep mantle circulation from global tomography, *Nature*, **386**, 578–584.

van der Lee, S. & Nolet, G., 1997. Seismic image of the subducted trailing fragments of the Farallon plate, *Nature*, **386**, 266–269.

Vanorio, T., J. Virieux, P. Capuano, and G. Russo, 2005. Three-dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera, *J. Geophys. Res.*, 110, B03201, doi:10.1029/2004JB003102.

Vergnolle, M., A. Walpersdorf, V. Kostoglodov, P. Tregoning, J. A. Santiago, N. Cotte, and S. I. Franco (2010), Slow slip events in Mexico revised from the processing of 11 year GPS observations, *J. Geophys. Res.*, 115, B08403, doi:10.1029/2009JB006852.

Waldhauser F. and W.L. Ellsworth, 2000. A double-difference earthquake location algorithm: Method and application to the northern Hayward fault, *Bull. Seism. Soc. Amer.*, 90, 1353-1368.

Wech, A., and K. C. Creager (2011), A continuum of stress, strength and slip in the Cascadia subduction zone, *Nat. Geosci.*, 4, 624–628, doi:10.1038/ngeo1215.

Zigone, D., C. Voisin, E. Larose, F. Renard, and M. Campillo (2011), Slip acceleration generates seismic tremor like signals in friction experiments, *Geophys. Res. Lett.*, 38, L01315, doi:10.1029/2010GL045603.

Anexo A.

Lista de estaciones de la Red MASE (Meso-American Subduction Experiment), de la cual provienen los datos utilizados en esta tesis, operó desde Acapulco, Guerrero hasta la población de Tempoal, Veracruz de 2005 a 2007. La red en promedio seguía una línea recta con dirección N16°E y las estaciones estaban separadas entre sí entre 5 – 6 km. El proyecto MASE fue una colaboración entre la Universidad de California en Los Ángeles (UCLA), el Center for Embedded Networked Sensing (CENS), la Universidad Nacional Autónoma de México (UNAM) y el Instituto Tecnológico de California (CIT). La primera fase de la red fue instalada de enero de 2005 a mayo de 2007. En total se instalaron cien estaciones cubriendo una distancia de 550 km. Cada estación un sismómetro de banda ancha Guralp 3T de bajo ruido con muestreo de 100 muestras por segundo.

Estación	Latitud	Longitud	Elevación (m)
ACAP	16.8839	-99.8494	151
QUEM	16.936	-99.8237	48
CEME	16.9735	-99.808	138
EL30	17.0047	-99.7822	276
EL40	17.0541	-99.7638	448
XALT	17.0992	-99.7124	531
PLAY	17.1239	-99.6701	405
XOLA	17.1612	-99.6166	245
TICO	17.1725	-99.5432	302
CARR	17.2064	-99.5109	580
OCOT	17.2527	-99.5059	722
RIVI	17.2892	-99.4859	747
ACAH	17.3621	-99.4683	838
PABL	17.4042	-99.4688	1232
MAZA	17.4359	-99.4631	1292
PETA	17.4768	-99.4589	1176
UICA	17.5215	-99.4925	1204
ELPO	17.5939	-99.5152	1427

ZURI	17.6466	-99.5186	1065
PLAT	17.6954	-99.5362	948
HUIT	17.7421	-99.4838	1350
VEVI	17.8188	-99.562	675
PLLI	17.8674	-99.5732	585
XALI	17.9988	-99.547	585
MAXE	18.0504	-99.5948	991
TONA	18.0955	-99.5609	719
SAGR	18.163	-99.5507	754
SATA	18.236	-99.5121	879
ZACA	18.2574	-99.5297	914
TEPO	18.2976	-99.5169	920
TOMA	18.3269	-99.4935	786
CIEN	18.4128	-99.4753	1088
BUCU	18.4654	-99.4145	1279
PALM	18.5206	-99.4299	1130
SAFE	18.5514	-99.425	1053
CASA	18.5756	-99.3812	945
AMAC	18.6001	-99.386	946
PUIX	18.6257	-99.321	907
SJVH	18.6587	-99.2592	1012
APOT	18.7077	-99.2457	1058
ATLA	18.7529	-99.2202	1134
XOCH	18.7837	-99.2162	1145
TEMI	18.8292	-99.2442	1270
JIUT	18.8719	-99.1975	1462
CUCE	18.9306	-99.2216	1567
CUNO	18.9834	-99.2409	1907
VLAD	19.0317	-99.2702	2580
PTCU	19.0601	-99.2168	3226
CHIC	19.0881	-99.1479	3307
TOSU	19.1636	-99.1446	2922
TONO	19.2096	-99.153	2779
TONI	19.2124	-99.146	2832
TEPE	19.2706	-99.1373	2295
MIXC	19.3784	-99.1808	2274
CIRE	19.3868	-99.1574	2257
MULU	19.4368	-99.1296	2061
ESTA	19.4931	-99.1111	2301
ARBO	19.5329	-99.1423	2268
PTRP	19.5913	-99.1125	2915
COAC	19.6104	-99.0718	2341
TONN	19.6887	-99.0453	2258
TECA	19.7011	-98.9838	2270

SALU	19.7414	-98.974	2266
SNLU	19.7846	-98.9806	2289
TIZA	19.8201	-98.9255	2384
ECID	19.8672	-98.9268	2339
PSIQ	19.9025	-98.9088	2350
KM67	19.9569	-98.8806	2423
SAPE	19.9887	-98.8639	2401
SUPA	20.0339	-98.8068	2405
PASU	20.0873	-98.7927	2442
PACH	20.0956	-98.7007	2480
MIMO	20.1356	-98.6847	2857
SAPA	20.1509	-98.6152	2474
VEGU	20.2183	-98.6422	2290
ATOT	20.2915	-98.7032	2012
SABI	20.3245	-98.6601	1966
NOGA	20.3867	-98.6561	1389
AGBE	20.4302	-98.6308	1795
VENA	20.4734	-98.6698	1291
SAME	20.5326	-98.6431	1349
ELBA	20.5602	-98.625	1877
MOJO	20.627	-98.6208	2049
TIAN	20.7266	-98.6265	1602
MOLA	20.7797	-98.7248	1802
PEMU	20.8316	-98.763	1303
OCOL	20.8476	-98.7398	1547
TLAL	20.9334	-98.7308	1466
CHIO	20.9761	-98.7337	1390
TIAG	21.0296	-98.5675	709
IXCA	21.079	-98.5306	818
HUEJ	21.1541	-98.383	135
AMAR	21.1893	-98.4065	296
TIBL	21.2316	-98.3723	255
PLSA	21.2706	-98.3602	82
ELPA	21.3267	-98.3486	120
RODE	21.372	-98.3555	104
CIRI	21.4033	-98.3598	145
CANT	21.4638	-98.358	179
TEMP	21.5187	-98.3807	104
SAFR	21.5705	-98.3696	85

Anexo B.

Sismicidad de la Costa del Pacífico.

Catálogo de sismos empleados en este estudio. Los datos provienen del estudio de *Iglesias et al.* (2010) que utiliza el mismo conjunto de datos. El formato del listado es el siguiente:

Año/Mes/Día Hora (origen)/Minuto/Segundo //R (tipo de sismo, regional)// Coordenada Hipocentral (latitud, longitud y profundidad) //MEX (nombre de la base)// Número de estaciones empleadas para la localización/RMS. Esta sismicidad se empleó para restringir la inversión desde el sur.

1.	2005	02	25	0043	16.6	R	17.369	-101.323	30.2	MEX	4	0.2
2.	2005	02	26	1056	38.7	R	17.029	-100.876	31.7	MEX	9	0.4
3.	2005	02	28	0105	58.0	R	18.780	-104.546	22.7	MEX	3	0.1
4.	2005	03	20	1912	33.1	R	15.343	-95.698	24.1	MEX	3	0.3
5.	2005	03	31	1539	51.2	R	16.357	-98.381	17.0	MEX	3	0.1
6.	2005	05	03	1340	45.3	R	16.407	-98.041	22.8	MEX	2	0.0
7.	2005	05	12	1912	15.8	R	16.279	-98.915	41.7	MEX	5	0.3
8.	2005	05	19	0513	42.6	R	16.720	-98.522	43.2	MEX	6	0.3
9.	2005	05	26	1555	55.3	R	17.954	-100.123	32.8	MEX	16	0.3
10.	2005	05	29	0735	31.0	R	15.441	-95.493	19.5	MEX	5	0.4
11.	2005	05	30	0827	4.6	R	19.643	-103.704	5.0	MEX	4	4.6
12.	2005	06	27	1135	48.4	R	19.681	-106.956	5.0	MEX	10	6.7
13.	2005	07	30	0632	7.1	R	16.376	-98.007	25.0	MEX	2	0.4
14.	2005	08	12	2352	17.3	R	18.345	-103.499	26.5	MEX	4	0.1
15.	2005	08	14	0251	56.1	R	16.023	-98.394	15.0	MEX	3	0.7
16.	2005	09	07	1157	41.2	R	16.333	-101.440	3.5	MEX	15	0.4
17.	2005	09	07	2202	4.6	R	17.838	-97.459	73.4	MEX	9	1.0
18.	2005	09	08	1602	0.9	R	17.284	-101.237	9.5	MEX	4	0.2
19.	2005	09	08	2350	4.0	R	17.253	-96.796	75.8	MEX	3	0.1
20.	2005	09	16	1948	10.9	R	18.858	-104.289	25.8	MEX	3	0.2
21.	2005	09	18	1125	51.8	R	17.068	-99.964	17.0	MEX	4	0.1
22.	2005	09	24	0114	3.6	R	17.788	-97.186	90.0	MEX	5	0.4

23.	2005	09	29	1531	16.9	R	16.412	-95.825	82.6	MEX	3	0.2
24.	2005	10	05	1133	8.6	R	16.704	-95.126	0.0	MEX	3	2.2
25.	2005	10	13	1005	25.4	R	16.468	-97.940	5.0	MEX	3	0.3
26.	2005	10	28	1115	10.6	R	16.624	-99.236	5.5	MEX	15	0.7
27.	2005	11	06	1207	9.7	R	15.433	-96.517	22.7	MEX	5	0.5
28.	2005	11	07	1842	5.1	R	16.866	-98.348	17.1	MEX	4	0.6
29.	2005	11	21	0125	17.0	R	16.255	-97.443	26.3	MEX	4	0.4
30.	2005	12	02	1758	12.8	R	16.342	-98.516	15.6	MEX	4	0.3
31.	2005	12	05	1727	30.8	R	15.890	-98.962	10.0	MEX	4	0.2
32.	2005	12	06	0846	34.3	R	15.833	-95.974	19.5	MEX	2	0.0
33.	2005	12	09	2045	2.8	R	16.938	-94.877	124.9	MEX	3	0.8
34.	2005	12	14	2122	34.1	R	18.407	-101.241	77.3	MEX	24	0.3
35.	2006	01	13	0325	9.7	R	16.962	-101.055	8.4	MEX	9	0.4
36.	2006	01	20	0725	52.7	R	16.378	-99.411	20.0	MEX	11	0.7
37.	2006	01	23	0904	40.9	R	18.582	-101.925	77.9	MEX	9	0.3
38.	2006	02	17	0120	18.6	R	19.424	-104.756	46.9	MEX	1	0.0
39.	2006	02	20	1054	21.7	R	18.183	-100.818	55.4	MEX	10	0.5
40.	2006	02	20	1132	32.4	R	16.087	-98.404	40.2	MEX	3	0.0
41.	2006	02	25	2151	58.8	R	17.235	-101.297	22.1	MEX	5	0.2
42.	2006	03	03	1517	56.4	R	17.102	-100.855	35.0	MEX	7	0.2
43.	2006	03	06	2137	28.4	R	16.847	-99.289	37.8	MEX	18	0.3
44.	2006	03	20	2337	2.1	R	18.639	-101.684	5.0	MEX	8	2.2
45.	2006	04	01	0636	51.3	R	17.040	-99.508	37.7	MEX	5	0.1
46.	2006	04	04	0230	14.9	R	18.227	-106.702	0.0	MEX	3	2.3
47.	2006	05	18	2351	19.7	R	18.809	-103.737	50.5	MEX	4	0.2
48.	2006	05	31	2151	9.4	R	16.671	-95.043	98.8	MEX	3	0.3
49.	2006	06	06	2315	39.8	R	17.830	-101.615	50.0	MEX	1	0.0
50.	2006	06	26	1549	19.3	R	18.063	-100.007	50.6	MEX	4	0.1
51.	2006	07	07	1743	34.6	R	15.992	-96.206	4.4	MEX	4	0.0
52.	2006	07	07	2149	46.0	R	16.698	-94.465	110.8	MEX	3	0.2
53.	2006	07	31	1825	15.3	R	18.580	-104.160	19.3	MEX	5	0.3
54.	2006	08	05	0303	55.2	R	15.575	-93.895	10.0	MEX	3	0.2
55.	2006	08	11	1430	39.2	R	18.404	-101.212	69.8	MEX	4	0.2
56.	2006	08	11	1438	36.1	R	18.423	-101.230	62.2	MEX	3	0.2
57.	2006	08	13	1514	24.5	R	18.310	-103.641	29.5	MEX	4	0.2
58.	2006	08	14	1556	14.6	R	16.088	-95.895	1.9	MEX	3	0.1
59.	2006	08	19	0541	25.5	R	16.106	-97.541	24.2	MEX	2	0.0
60.	2006	08	19	2321	37.1	R	17.189	-100.091	32.7	MEX	4	0.1

61.	2006	09	01	2115	19.1	R	17.915	-99.233	55.9	MEX	7	0.1
62.	2006	09	16	1452	7.3	R	19.356	-104.481	40.0	MEX	3	0.2
63.	2006	09	17	0116	34.4	R	17.664	-94.983	139.5	MEX	3	0.2
64.	2006	09	24	0103	17.1	R	15.810	-96.490	28.1	MEX	3	0.1
65.	2006	10	01	0659	47.4	R	15.880	-94.628	44.2	MEX	5	0.4
66.	2006	10	08	0524	16.9	R	16.806	-100.148	5.0	MEX	5	0.2
67.	2006	10	20	0621	38.8	R	15.806	-97.218	36.3	MEX	5	0.4
68.	2006	11	07	0834	10.0	R	17.427	-101.101	27.7	MEX	4	0.2
69.	2006	11	08	1718	45.3	R	16.062	-96.572	47.1	MEX	5	0.6
70.	2006	11	10	0633	6.6	R	15.721	-97.359	30.2	MEX	4	0.4
71.	2006	11	19	0659	3.1	R	18.685	-104.147	39.4	MEX	5	0.2
72.	2006	12	03	1339	57.9	R	16.039	-98.627	37.5	MEX	4	0.5
73.	2006	12	05	1934	27.1	R	16.081	-98.640	21.3	MEX	4	0.5
74.	2006	12	08	0334	40.8	R	15.530	-93.772	82.6	MEX	4	0.2
75.	2006	12	10	1940	31.0	R	18.422	-103.391	5.0	MEX	3	0.3
76.	2006	12	17	0317	50.5	R	17.685	-101.386	69.0	MEX	5	0.4
77.	2006	12	30	0158	56.2	R	18.139	-94.332	37.4	MEX	2	0.0
78.	2006	12	31	0911	46.3	R	17.327	-100.954	32.8	MEX	4	0.1
79.	2007	01	01	0824	49.5	R	16.862	-100.183	19.6	MEX	8	0.3
80.	2007	01	03	0655	19.6	R	16.158	-97.438	15.6	MEX	4	0.3
81.	2007	01	15	2050	17.5	R	15.922	-95.458	36.6	MEX	4	0.3
82.	2007	01	25	0006	54.3	R	14.894	-92.553	87.9	MEX	4	0.1
83.	2007	01	30	1114	12.6	R	15.904	-93.649	82.9	MEX	3	0.2
84.	2007	02	06	1055	29.2	R	18.145	-100.824	59.8	MEX	6	0.3
85.	2007	02	11	1643	0.4	R	16.951	-100.042	25.0	MEX	4	0.1
86.	2007	02	11	2022	49.3	R	16.944	-99.199	49.0	MEX	6	0.3
87.	2007	02	14	1804	41.7	R	16.759	-96.118	0.1	MEX	7	0.1
88.	2007	03	01	0019	33.5	R	17.558	-94.920	120.6	MEX	4	0.3
89.	2007	03	01	0645	21.0	R	16.691	-98.982	17.5	MEX	6	0.3
90.	2007	03	06	0916	15.0	R	17.293	-101.535	0.1	MEX	3	0.0
91.	2007	03	15	1312	58.7	R	16.112	-97.248	17.5	MEX	5	0.4
92.	2007	04	13	0542	21.6	R	17.205	-100.413	30.0	MEX	1	0.0
93.	2007	04	28	1356	34.9	R	16.973	-99.836	44.0	MEX	8	0.4

Sismicidad del Valle de México.

Sismicidad del Valle de México registrada en la red MASE. Empleada para restringir la inversión desde el norte.

1.2005	02	06	0827	7.4	L	20.290	-99.142	11.7	VAL	11	0.3	3.4
2.2005	02	07	1646	5.7	L	19.229	-98.948	33.2	VAL	11	0.5	2.9
3.2005	02	10	1014	21.6	L	20.251	-99.117	8.2	VAL	7	0.3	3.1
4.2005	03	01	1010	7.9	L	19.310	-99.420	0.0	VAL	3	0.3	2.7
5.2005	04	16	2255	23.7	L	19.426	-98.993	10.1	VAL	12	0.3	3.3
6.2005	05	12	0806	24.6	L	19.183	-98.938	15.2	VAL	8	0.6	3.1
7.2005	06	21	1123	59.6	L	19.546	-98.802	32.7	VAL	3	0.1	2.9
8.2005	06	23	0401	20.9	L	19.399	-98.766	5.6	VAL	4	0.1	3.3
9.2005	06	29	0635	34.8	L	19.044	-98.688	7.9	VAL	8	0.3	2.7
10.2005	08	07	0325	8.7	L	19.721	-98.672	5.1	VAL	10	0.8	3.6
11.2005	08	20	0806	16.5	L	21.649	-98.835	5.3	VAL	4	0.2	4.1
12.2005	08	23	0720	17.5	L	19.387	-99.144	7.0	VAL	4	0.1	2.5
13.2005	09	01	0245	53.5	L	19.904	-100.331	6.0	VAL	9	0.3	3.6
14.2005	09	12	2039	16.6	L	19.438	-99.189	0.7	VAL	3	0.1	2.3
15.2006	01	24	1259	38.1	L	20.202	-99.087	5.2	VAL	13	0.6	3.3
16.2006	02	02	1927	45.6	L	19.338	-98.938	12.0	VAL	11	0.4	2.8
17.2006	02	11	2119	39.4	L	19.313	-98.945	6.2	VAL	13	0.3	2.9
18.2006	02	28	2358	45.0	L	19.266	-98.933	0.0	VAL	6	0.2	3.0
19.2006	03	12	0141	30.9	L	19.176	-98.935	6.4	VAL	10	0.2	3.3
20.2006	03	12	0147	19.1	L	19.179	-98.932	5.6	VAL	8	0.2	3.0
21.2006	05	05	1524	3.0	L	19.182	-98.946	3.4	VAL	10	0.3	3.1
22.2006	07	30	0136	54.5	L	19.572	-98.747	7.0	VAL	9	1.1	2.9
23.2006	11	15	1703	12.9	L	19.042	-98.661	2.3	VAL	8	0.5	3.3
24.2006	12	14	2125	26.5	L	19.297	-98.750	8.2	VAL	5	0.3	3.4
25.2006	12	14	2326	9.9	L	19.327	-98.966	7.9	VAL	4	0.0	3.3
26.2007	01	25	1438	22.0	L	19.179	-99.032	7.0	VAL	4	0.8	3.4