

Tomografía 3D de Costa Rica a partir de ruido sísmico



Universidad de Granada

Evelyn Núñez Alpízar

Tesis para optar al grado de
Doctora en Ciencias de la Tierra

Granada, España

Diciembre 2019



Editor: Universidad de Granada. Tesis Doctorales
Autor: Núñez Alpizar, Evelyn
ISBN: 978-84-1306-624-0
URI: <http://hdl.handle.net/10481/63871>

Tomografía 3D de Costa Rica a partir de ruido sísmico

Tesis doctoral presentada al
Programa de Doctorado en Ciencias de la Tierra
Universidad de Granada
para optar al grado de
Doctora en Ciencias de la Tierra
Realizada por

Evelyn Núñez Alpízar

Directores

Dr. Daniel Stich
IAG-UGR

Dr. Martin Schimmel
ICTJA-CSIC

Tutor

Dr. José Morales
IAG-UGR



A mi papá

Tu ausencia tan repentina e inesperada que aún no la asimilo... Espero con ansias tu llegada a las 6 pm a casa, con tu botellita de café en la mano y tu sonrisa de un día feliz de trabajo... Espero con ansias tu recibimiento en el carro al bajarme del bus en la entrada de Jiménez, como siempre lo hiciste desde mi ingreso al TEC... Espero con ansias tu video llamada preguntándome como estoy, como me va con la tesis y entre bromas diciéndome con una sonrisa, que si no entiendo algo que te pregunte... Tu ausencia tan repentina e inesperada, que aún espero despertar de este sueño donde tu ausencia es tan real que cuesta respirar, caminar, pensar... vivir sin tí pa.

A mi papá

Quién siempre me impulsó a no rendirme y cumplir mis metas.

Financiamiento

Este estudio fue financiado por los siguientes proyectos de investigación y beca doctoral:

- Proyecto Español CGL2015-67130-C2-2-R.
- Proyecto Español CGL2013-48601-C2-1-R.
- Proyecto de la Junta de Andalucía RNM-104.
- El proyecto Europeo COST ES1401 TIDES (TIme DEpendent Seismology)
- Beca doctoral OVSICORI-UNA A-JB-002-2012 (Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica - Universidad Nacional de Costa Rica)

Agradecimientos

Primero que nada quisiera agradecerles a mis directores Daniel Stich y Martin Schimmel por su dedicación, paciencia y comprensión durante todo este tiempo del doctorado. A mi tutor José Morales por todo el tiempo dedicado y la ayuda brindada, cuando más lo necesite.

Mi compañera de batallas, lágrimas y risas, Piliiii muchísimas gracias por sacar parte del tiempo que debiste dedicar a tu tesis para acompañarme en los momentos más duros de mi vida. Pero también muchísimas gracias por ser mi cómplice en muchos momentos de alegría durante este viaje llamado doctorado.

Mari, Encarni, Lau, que hubiera sido de mi sin esas tertulias indispensables y necesarias en las oficinas del primer piso del ICTJA, muchas gracias por vuestros consejos, apoyo y muchas veces simplemente por escuchar. Lau gracias por todo el tiempo que dedico a enseñarme ARGIS, nos quedo super bonito el mapa geológico de Costa Rica.

A mis compis de piso, como no mencionarlas, Frederic, Titya, Celia, Pao, Arielle, Marta, gracias por hacer de nuestro piso un hogar y un lugar al que siempre me apetecía llegar y compartir una copita de vino, una cena, un desayuno o simplemente sentarnos a charlar. En definitiva he sido muy afortunada al vivir con todas vosotras durante mi estancia en España, pero sobre todo por enseñarme y compartir un poquito de vuestras culturas e idiomas.

Martisssss tu eres el mejor ejemplo de que si te llevas bien con alguien, es muy probable que termines llevándote bien con los amig@s de esa persona... bendita la hora en que se nos atravesó Pao en el camino. Granada, Madrid no serían las mismas sin vosotras dos, muchas gracias Martis por recibirme en tu casa cada vez que iba a Granada.

A mi trota mundos, Agaaaaa. Barcelona no hubiera sido lo mismo sin tus visitas. Mi primera blanca navidad no la pude vivir en mejor compañía que la tuya y la de tu familia en tu hermoso país. Aun nos quedan muchos lugares por descubrir, pero la siguiente parada es un paraíso tropical llamado Costa Rica, aquí te espero.

Guille, Manu, Bea, Ana, Marta, Palo, Juan, Nuria, sois la mejor forma de iniciar una aventura en una ciudad nueva, desde una salida al cine donde tod@s nos quedamos dormidos (ya sabéis quienes), encontrar el mejor helado de pistacho en Cadaqués, comer calçots por primera vez, celebrar los cumpleaños de tod@s (y llegar alguna vez con los labios morados... de beber vino tinto), hasta los paseos gastronómicos por el Barrio de Gracia, la Barceloneta, el Born, Sants, la playa, etc., me llevo hermosos recuerdos con todos vosotros de mi paso por Barcelona.

Dicen que l@s amig@s son la familia que uno escoge, hoy por hoy puedo decir que en España encontré una gran y hermosa familia, muchas gracias chic@s por todos los momentos gratos e inolvidables vividos.

Quisiera también agradecer a mi papa y a mi mama, por creer en mi y apoyarme en cada una de las aventuras en las que me embarque desde los 18 años cuando decidí dejar la casa para irme a estudiar al TEC matemáticas, hasta mi viaje a España en busca del doctorado. Gracias por no dejar que me rindiera, por acompañarme siempre al bus o al aeropuerto, por desearme siempre lo mejor, pero sobre todo por todo su amor y dedicación. A mi hermana Krissia y mi cuñado Cristhian por todo el tiempo invertido de viajes y tramites necesarios de la beca. Kichi muchas gracias por ser el pilar que unió y soporto los golpes que nos dio la vida a nuestra familia, no se que hubiera hecho sin ti. Por escucharme, llorar conmigo muchas veces, pero sobre todo y a pesar de la distancia por estar siempre pendiente de mi. Tía Adela, gracias por creer en mi y ayudarme a cumplir mis sueños.

Y por ultimo, gracias al OVSICORI-UNA por la beca otorgada y por brindarme los datos sismológicos que permitieron la elaboración de este trabajo científico.

Resumen Extendido

Costa Rica se encuentra en la parte estrecha del istmo centroamericano entre Nicaragua y Panamá. Es un entorno altamente geodinámico, caracterizado por una intensa actividad tectónica y volcánica. El principal mecanismo impulsor de la tectónica, el vulcanismo y la alta topografía de Costa Rica es la subducción activa de la placa de Cocos por debajo de las placas del Caribe y Panamá en el margen Pacífico del país. El arco volcánico esta conformado por La Cordillera Volcánica de Guanacaste y la Cordillera Volcánica Central con alrededor de 150 volcanes, de los cuales el Rincón de la Vieja, Miravalles, Arenal, Poás, Irazú y Turrialba han estado activos al menos los últimos 100 años. La Cordillera de Talamanca formaba parte del arco volcánico, sin embargo la actividad volcánica se extinguió en esta zona debido a la subducción de la Cordillera submarina de Cocos a finales de Mioceno.

En esta tesis presentamos un modelo 3D de velocidades de onda S para la corteza de Costa Rica, obtenido a partir de las ondas superficiales (ondas Rayleigh). Las ondas Rayleigh se extrajeron de funciones de Green empíricas obtenidos de las correlaciones cruzadas del ruido sísmico ambiental. Calculamos correlaciones cruzadas diaria entre un total de 56 estaciones sísmicas de banda ancha alrededor de toda Costa Rica para el periodo del 2010 al 2015. Para el calculo de las correlaciones en este trabajo se utilizó la correlación cruzada clásica (CCC). También se presentan los resultados de la tomografía 2D de velocidad grupo para el volcán Turrialba obtenida a partir de ruido sísmico para el año 2016, sin embargo para este estudio las correlaciones cruzadas diarias de 21 estaciones sísmicas de banda ancha se calcularon utilizando la **PCC** (*Phase Cross Correlation*).

Las correlaciones cruzadas diarias entre estaciones sísmicas de banda ancha se apilan utilizando dos métodos, el apilamiento lineal y el **tf-PWS** (*time-frequency phase weighted stack*). Ambos métodos son analizados para garantizar una extracción robusta de la función empírica de Green (**EGF**) que luego se utilizó para medir las velocidades de

grupo de ondas Rayleigh en el modo fundamental. Para la tomografía de toda Costa Rica, así como para la del volcán Turrialba se utilizaron las correlaciones cruzadas apiladas por medio del **tf-PWS**, debido a que la relación señal-ruido aumenta con este método y las señales son más limpias y clara, lo cual facilita la extracción de la información para las curvas de dispersión.

Las curvas de dispersión de las ondas Rayleigh para toda Costa Rica se evaluaron en la banda microsísmica de 5 a 17 segundos y muestran patrones consistentes dentro de los diferentes dominios geológicos del área de estudio. Estas curvas de dispersión se invirtieron para obtener mapas 2D de velocidad de grupo mediante una tomografía iterativa no lineal de tiempo de viaje, el método utilizado es conocido como **FMST** (*Fast Marching Surface Tomography*). La misma metodología se aplicó para los resultados obtenidos del volcán Turrialba, sin embargo las curvas de dispersión se analizaron en la banda de periodos de 2 a 10 segundos.

De los mapas 2D de velocidad de grupo de Costa Rica, se invirtió la velocidad de grupo de cada punto de la cuadrícula para obtener los modelos 1-D de velocidad de onda S, los cuales posteriormente se combinan para reconstruir un modelo 3D de la estructura de la Tierra. La técnica no lineal utilizado en esta parte es conocido como “*simulated annealing*”. El modelo final muestra claramente las principales anomalías de velocidad asociadas con la actividad tectónica y volcánica en Costa Rica. Se observan tres anomalías de velocidad negativa visibles en toda la banda de periodos (5-17s) consistentes con los sistemas magmáticos a escala cortical, ubicados debajo de los volcanes Rincón de la Vieja-Miravalles, Arenal-Poás y Turrialba-Irazú. Por otro lado se observan anomalías de alta velocidad por debajo de la Cordillera de Talamanca en el sureste de Costa Rica, donde el volcanismo activo se detuvo a fines del Mioceno. La costa pacífica de Costa Rica, representando el forearc del sistema de subducción, se caracteriza por velocidades bajas. Las variaciones significativas de la morfología y estructura interna en la placa de Cocos se representan de manera consistente en las variaciones de velocidad a lo largo del margen Pacífico.

Extended Abstract

Costa Rica is located in the narrow part of the Central American isthmus between Nicaragua and Panama. It is a highly geodynamic environment, characterized by an intense tectonic and volcanic activity. The main driving mechanism of the tectonics, volcanism and high topography in Costa Rica is the active subduction of the Cocos plate below the Caribbean and Panama plates in the Pacific margin of the country. The volcanic arc is conform by the Guanacaste Volcanic Mountain Range and the Central Volcanic Mountain Range with around 150 volcanoes, of which Rincón de la Vieja, Miravalles, Arenal, Poás, Irazú and Turrialba have been erupting during the last 100 years. The Cordillera de Talamanca was formed as part of the volcanic arc as well, although volcanism became extinct in this area since the Cocos ridge became involved in subduction at the end of Miocene.

In this thesis we present a 3D shear-wave velocities model for the upper crust of Costa Rica obtained from surface (Rayleigh) waves. Rayleigh waves were extracted from empirical Green functions estimated from ambient noise cross correlation. We compute the daily cross correlations between a total of 56 broadband seismic stations across all Costa Rica for the period from 2010 to 2015. To compute the cross correlations for this work, we used the classical cross correlation (CCC). The results from the 2D group velocities tomography for the Turrialba volcano obtained from ambient noise for 2016 are also presented, however for this study the daily cross correlations of the 21 broadband seismic stations were calculated using the PCC (Phase Cross Correlation).

Daily cross correlations between broadband seismic stations are stacked using two methods, linear stacking and the tf-PWS (time-frequency phase weighted stack). Both methods are analyzed to ensure robust extraction of empirical Green's functions (EGF)

that was then used to measure Rayleigh wave group velocities in the fundamental mode. For the tomography throughout Costa Rica as well as that of the volcano Turrialba we used the cross correlation stacked by the tf-PWS, showing that the signal to noise ratio increases with this method and the signals become more clear which facilitates the extraction of information for dispersion curves.

Rayleigh wave dispersion curves for all Costa Rica were evaluated in the microseismic band for 5 to 17 seconds and show consistent patterns within the different geological domains of the study area. These dispersion curves were inverted to obtain 2D group velocity maps by means of a non-linear iterative travel time tomography, the method used is known as FMST (Fast Marching Surface Tomography). The same methodology was applied to the results obtained from the Turrialba volcano, however in this case the dispersion curves were analyzed in the period band from 2 to 10 seconds.

From the 2D group velocity maps of Costa Rica, the group velocity of each grid point was inverted to obtain the 1D S-wave velocity models, which are subsequently combined to reconstruct a 3D model of Earth structure. The nonlinear approach used in this part is known as "simulated annealing". The final model clearly shows the main velocity anomalies associated with tectonic and volcanic activity in Costa Rica. There are three negative velocity anomalies visible over the full period band (5-17s) consistent with crustal scale magmatic systems, located below the Rincon de la Vieja-Miravalles, Arenal-Poás and Turrialba-Irazú volcanoes. On the other hand, high velocity anomalies are observed below the Talamanca Mountain Range in southeastern of Costa Rica, where active volcanism stopped at the end of the Miocene. The Pacific coast of Costa Rica, representing the forearc of the subduction system, is characterized by low velocities. Significant variations of the morphology and internal structure of the Cocos plate are mapped consistently into along-strike velocity variations along the Pacific margin.

Índice

Dedicatoria	<i>i</i>
Copyright	<i>iii</i>
Financiamiento	<i>v</i>
Agradecimientos	<i>vii</i>
Resumen extendido	<i>ix</i>
Abstract extended	<i>xi</i>
Índice	<i>xiii</i>
1. Introducción	1
2. Marco Geológico y Tectónico de Costa Rica	9
3. Datos y Cálculo de Correlaciones	15
3.1. Selección de datos	15
3.2. Preprocesado	18
3.3. Normalización temporal (1-bit) y espectral (blanqueo o whitening)	20
3.4. Correlaciones Cruzadas Clásicas	21
3.5. Phase Cross Correlation (PCC)	23
3.6. Apilado de Correlaciones y Función Empírica de Green	26
3.7. Convergencia de las correlaciones apiladas	30
4. Curvas de dispersión	33
4.1. Confiabilidad de las curvas de dispersión	35
5. Inversión de las curvas de dispersión	39
5.1. Inversión de velocidad de grupo	40
5.1.1. Parámetros de suavizado	45
5.1.2. Resolución de los mapas de velocidades 2D	46
5.2. Inversión de los mapas de velocidades de grupo para obtener V_s	47
5.2.1. Parámetros de regularización del medio	55
5.2.2. Resolución de profundidad	55
6. Resultados	59
6.1. Mapas de velocidad de grupo 2D	59

6.1.1.	ANT-CR	60
6.1.2.	ANT-TU	64
6.2.	Resolución de los mapas de velocidades de grupo 2D	66
6.2.1.	ANT-CR	67
6.2.2.	ANT-TU	72
6.3.	Modelos de velocidades de ondas S (ANT-CR)	73
6.4.	Resolución en profundidad (ANT-CR)	78
7.	Discusión	81
7.1.	Arco volcánico	81
7.2.	Costa Pacífica (zona de subducción)	85
7.3.	Cordillera de Talamanca	87
8.	Conclusión	89
	Bibliografía	93
	Lista de Abreviaciones	109
	Anexo A	
•	Crustal velocity anomalies in Costa Rica from ambient noise tomography ...	111

Capítulo 1

Introducción

Las ondas sísmicas se pueden propagar grandes distancias por el interior de la Tierra, proporcionando información clave de la estructura interna y las propiedades del material dentro de nuestro planeta. Tradicionalmente, los métodos desarrollados en sismología y sismica se basaban en el uso de ondas sísmicas procedentes de terremotos naturales y fuentes artificiales como golpes de martillos o detonaciones de explosivos químicos. En particular, el análisis de registros de terremotos ha proporcionado información sobre la estructura de la Tierra a escalas globales, regionales y locales. Estos estudios, sin embargo, frecuentemente se caracterizan por una resolución dispar entre distintas zonas, en función de la distribución específica de estaciones en la superficie del planeta y de los terremotos en su interior. Este problema es especialmente importante para estudios de la corteza. Por un lado podemos mitigar el problema de cobertura con fuentes artificiales, y así estudiar distintas zonas de la Tierra independientemente de la ocurrencia de terremotos. Las fuentes artificiales potencialmente permiten una alta resolución para la corteza superior, aunque no puedan resolver la estructura de la Tierra a escalas globales o regionales. Y otras desventajas añadidas a este tipo de fuentes incluyen su alto costo, el impacto en el medio ambiente y en los ecosistemas. En los últimos años, gracias al desarrollo tecnológico y a la difusión generalizada de sismómetros de banda ancha, se han desarrollado e implementado otras metodologías para determinar la estructura de la Tierra y que logran superar la dependencia de la distribución de terremotos o la existencia de fuentes activas, como es el caso de: El análisis del ruido ambiental presente en el registro sísmico continuo.

El ruido sísmico es la señal continua registrada por los sismómetros en ausencia de terremotos u otras señales transitorias como p.e. generadas por explosiones. Durante cerca de un siglo de sismología instrumental, el ruido sísmico se había considerado una señal no deseada que dificulta el análisis de los sismogramas. Una notable excepción de este planteamiento han sido los estudios sobre la respuesta sísmica del suelo, incluida la popular técnica de Nakamura (1989). En otros ámbitos, sin embargo, la señal continua ha

sido omitida e incluso los primeros enfoques de almacenamiento digital iban típicamente dirigidos a guardar solo los eventos sísmicos detectados. Es hasta inicios del siglo XXI, que se desarrolla el marco teórico y ejemplos descriptivos que demuestran la idoneidad de usar el ruido sísmico para reconstruir los efectos de propagación entre estaciones sísmicas (Lobkis & Weaver, 2001; Campillo & Paul, 2003; Shapiro & Campillo, 2004; Snieder, 2004; Shapiro et al., 2005). Estas nuevas técnicas contribuyeron a un replanteamiento en el almacenamiento de los registro sísmicos continuos, aunque este cambio implicó la necesidad de una mayor capacidad de almacenamiento en la memoria del sensor y en los centros de recepción de datos.

El ruido sísmico es el registro temporal continuo de los sismómetros proveniente de las vibraciones constantes de la superficie de la Tierra en ausencia de eventos sísmicos transitorios como terremotos y explosiones. La banda de frecuencia en la que se registra el ruido sísmico es relativamente amplia, y esto a su vez permite utilizar este tipo de fuente en diversos estudios. Algunas fuentes asociadas al ruido sísmico son la actividad humana con frecuencias superiores a 1 Hz (Díaz et al., 2017), y otras con frecuencias mas bajas cuyo origen es principalmente natural, tales como el océanos, las tormentas, etc. Las cuales son más energéticas dentro de una banda de 0.02 a 1 Hz. Dentro del espectro del ruido sísmico, recibe especial atención la banda microsísmica, que corresponde a una señal relativamente energética entre aproximadamente 0.02 Hz y 1 Hz, y compuesta predominantemente por ondas superficiales Rayleigh y Love (Lacoss et al., 1969; Friedrich et al., 1998; Bromirski, 2001; Bromirski & Duennebier, 2002; Stehly et al., 2006). El espectro del ruido sísmico está dominado por dos principales picos en la banda miscosísmica, los microsismos primarios y secundarios, cuyos máximos se observan en torno a 15 y 7 s, respectivamente.

La señal en la banda microsísmica es generado principalmente por fuentes naturales. En concreto, los dos principales picos microsísmicos son generados por la interacción de las olas oceánicas (Webb, 2007), aunque sus mecanismos de generación son distintos. El primario está generado por la interacción de las olas del océano con el fondo marino en aguas poco profundas con periodos alrededor de 14 s (Hasselmann, 1963; Haubrich et al., 1963). Mientras que el secundario está generado por interacciones no lineales de ondas del mismo periodo que se propagan en direcciones contrarias y tienen periodos alrededor de los 7 s (Longuet-Higgins, 1950; Tanimoto, 2007; Arduin et

al., 2011). Los picos microsísmicos se pueden considerar como el producto de la interacción de la atmósfera, el océano y la superficie terrestre, constituido principalmente por ondas superficiales, debido a los cambios en la altura de la columna de agua que producen diferencias de presión en el fondo marino que generan ondas Rayleigh en el suelo oceánico (Kedar, 2011). El mismo mecanismo (fuerza vertical) también puede generar ondas Love debido a las variaciones laterales de la topografía del suelo oceánico cerca de la fuente y a los efectos de trayectorias múltiples (Friedrich et al., 1998; Nishida et al., 2008). Con estas características, la banda microsísmica parece especialmente idónea para investigar propiedades de la corteza terrestre.

La información sobre efectos de propagación se puede extraer de los registros de ruido sísmico por medio de la correlación cruzada entre las señales de distintas estaciones. De esta forma y similar a los sismogramas, los correlogramas del ruido sísmico contienen información sobre la distribución de velocidades sísmicas del medio por el que se propaguen (Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005). Esta relación entre registros de ruido y efectos de propagación fue adelantada hacia más de cuatro décadas por Aki (1957). Construyó la relación partiendo del concepto de un campo difuso, que se deriva de la física acústica y se puede definir como la superposición de ondas provenientes de todas direcciones, que se combinan de tal forma que la densidad media de energía es uniforme en cualquier punto de dicho campo. Aki (1957) aplica la correlación cruzada para relacionar el campo difuso con la respuesta del medio entre dos receptores, y extraer información de la estructura de la Tierra. La teoría y el análisis físico-matemático en Aki (1957) es equivalente al método de correlaciones cruzada de ruido sísmico (Tsai & Moschetti, 2010). Aki en 1957 utilizó datos de redes analógicas y se basó en el análisis de las ondas de coda, que presuntamente representan una buena aproximación a un campo difuso debido a la presencia de ondas reflejadas desde muchas direcciones producidas por las heterogeneidades del medio.

Para el inicio del siglo XXI, la disponibilidad de redes densas de banda ancha y el gran volumen de datos continuos proporcionaron mejores condiciones para experimentar con el registros de ruido sísmico. La correlación cruzada de campos difusos se aplicó en el 2003 con Campillo y Paul a registros de ondas de coda de terremotos y más adelante, a registros continuos de ruido sísmico (Shapiro & Campillo, 2004). De este estudio se puede inferir que a partir de las correlaciones de ruido sísmico entre dos sensores se

pueden obtener información de las ondas Rayleigh y por otro lado (Lin et al., 2008) demostraron que también que se puede extraer información de las ondas Love de la correlación de las componentes horizontales de registros continuos de ruido sísmico. Se puede demostrar que con una distribución espacial aleatoria de fuentes de ruido sísmico, la correlación cruzada temporal registrada en dos estaciones converge a la función de Green (Weaver, 2005; Gouédard et al., 2008, Wapenaar et al., 2010). Por lo tanto, son funciones de Green empíricas del medio las que obtenemos mediante análisis de ruido sísmico, incluyendo todos los efectos de propagación para las ondas contenidas.

Matemáticamente, la función de Green $G(x, t)$ constituye la solución a la ecuación de ondas con unas condiciones de contorno específicas, que significa que las características del modelo de Tierra condicionan el resultado y la función de Green es útil para inferir información sobre el subsuelo. Físicamente, la función de Green corresponde a la respuesta impulsiva generada en un receptor, producida por un frente de ondas proveniente desde una fuente puntual. La relación fundamental para la correlación cruzada de ruido fue establecido por Wapenaar et al., (2004), demostrando que la correlación cruzada $CC(\tau)$ del medio generada por fuentes arbitrarias e independientes es proporcional a la función de Green del medio entre receptores:

$$CC(\tau) = G(A, B, t) + G(A, B, -t) \quad (1.1)$$

donde $G(A, B, t)$ es la función de Green en un tiempo t entre dos puntos A y B, y los dos términos del lado derecho representan la función de Green causal y acausal, resultando de la contraposición de un campo de ruido sísmico isótropo con la direccionalidad del vector que se define entre dos estaciones sísmicas.

Es importante recordar que la **ecuación 1.1**, que relaciona la correlación cruzada con la función de Green del medio, se cumple para un campo de ondas difuso, mientras el ruido sísmico en realidad no es un campo de ondas acimutalmente isótropo (Mulargia, 2012). La distribución heterogénea de las fuentes naturales de ruido sísmico, en gran parte ligadas a procesos en el océano, suele llevar a un claro desequilibrio en las direcciones de procedencia. Esta circunstancia se traduce en la obtención de correlaciones cruzadas asimétricas en función de la distribución de fuentes de ruido, la **Fig. 1.1** muestra

algunos ejemplos de las correlaciones cruzadas obtenidas en este trabajo y claramente podemos ver que tan heterogénea es la distribución de las fuentes naturales de ruido sísmico en el medio.

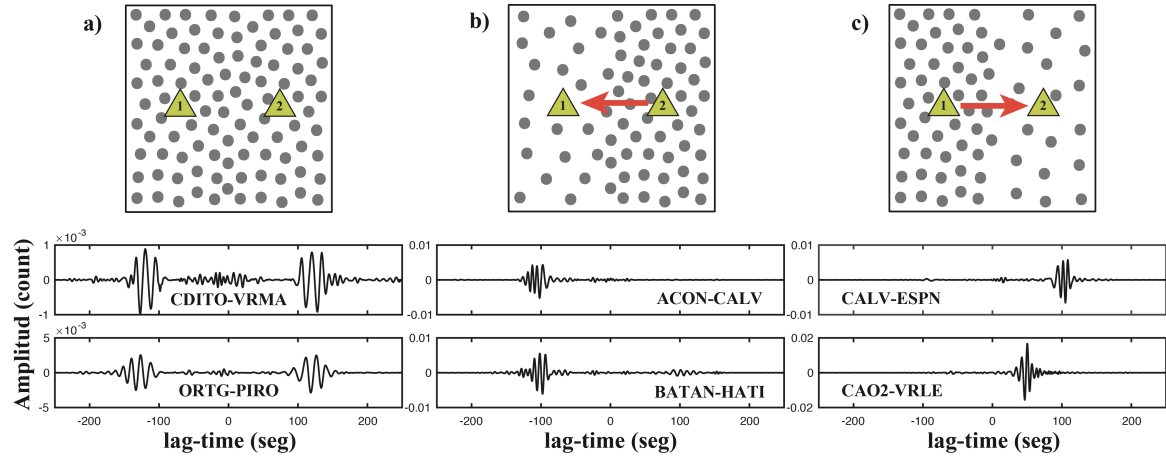


Figura 1.1. Distribución inhomogénea de fuentes de ruido en la simetría de las correlaciones. (a) Distribución relativamente homogénea e isotrópica de fuentes de ruido (puntos grises) y correlación simétrica entre los registros de 1 y 2. (b) y (c) Distribuciones inhomogénea y anisotrópica de fuentes de ruido y correlaciones entre los registros de 1 y 2.

No obstante, a pesar de las discrepancias entre la premisa de campos difusos y las características de ruido sísmico real, existen diferentes estudios teóricos y experimentales que demuestran que se pueden aproximar las funciones de Green con correlogramas, y que además cuantifican el error cometido en las medidas realizadas en situaciones no ideales según la teoría (Stehly et al., 2006; Lin et al., 2008; Yang y Ritzwoller, 2008; Tsai, 2009; Harmon et al., 2010). En general, las funciones de Green procedentes de correlaciones de ruido son denominadas funciones de Green empíricas, término que aparte de referencia a su procedencia se puede entender como un sello que nos advierte de las posibles deficiencias. Según Sánchez-Sesma & Campillo (2006) y Tsai (2010) la función de Green para el modo fundamental de propagación de ondas Rayleigh puede recuperarse incluso en ausencia de un campo de ondas difuso. Para esto, es necesario garantizar un buen nivel de apilamiento o stacking en el cálculo de la correlación cruzada. La razón de esto es que con el apilado de las correlaciones cruzadas de los registros en diferentes lapsos temporales homogeneiza la distribución acimutal de las fuentes de ruido y esto hace posible obtener al menos una función de Green parcial de las correlaciones cruzadas a pesar de que el campo de ruido sísmico sea anisotrópico. El apilamiento de la señal y la

refracción de las ondas debido a las heterogeneidades del medio, generan un efecto de homogenización del campo de ondas que aumenta la coherencia de las correlaciones cruzadas entre los dos sensores, incluso en ambientes con gran directividad (Gaité, 2013).

Claramente, la ventaja clave de analizar los efectos de propagación a partir del ruido sísmico es una total independencia de la ocurrencia de terremotos. El ruido sísmico representa una fuente continua y detectable en cualquier parte de la Tierra, permitiendo versatilidad en cuanto a la zona y el tipo de estudio que se desea realizar, ya que la escala (global, regional o local), la resolución y la cobertura de rayos dependerán únicamente del número de estaciones, la geometría de la red, la distancia entre estaciones y el tipo de instrumentación a utilizar. El ruido sísmico está generado mayoritariamente por fuerzas que actúan sobre la superficie libre, sólido-fluido de la Tierra, y en consecuencia el campo de ondas está compuesto predominantemente por ondas Rayleigh y Love. Este trabajo se centra en las ondas Rayleigh. Ondas superficiales que son relativamente sencillas de detectar y medir, debido a una menor divergencia geométrica en comparación con ondas internas. En primera aproximación la amplitud de las ondas Rayleigh generadas por una fuente puntual se atenúa en un factor inversamente proporcional a la raíz cuadrada de la distancia a la fuente ($1/\sqrt{r}$). En presencia de una estructura de velocidades variable, las ondas Rayleigh sufren un efecto conocido como dispersión, lo que implica que su velocidad de propagación varía en función de la frecuencia (Kramer, 1996). El análisis de la dispersión que sufren las ondas Rayleigh nos permite inferir características de la estructura por la que han viajado.

En este panorama, técnicas de correlación cruzada de ruido sísmico se han convertido en una potente herramienta para obtener funciones de Green empíricas dominadas por ondas superficiales, y que son hoy en día habitualmente utilizadas para investigar la corteza terrestre en zonas con suficiente cobertura de estaciones sísmicas de banda ancha. De la correlación cruzada de ruido sísmico podemos medir la dispersión de las velocidades de las ondas superficiales y en caso de tener suficientes estaciones disponibles y una buena cobertura, se puede realizar una inversión tomográfica de ondas superficiales Rayleigh y Love (Shapiro et al., 2005; Sabra et al., 2005; Villaseñor et al., 2007; Besen et al., 2008; Mottagui et al., 2013). La tomografía de ruido ambiente o **ANT**, de sus siglas en inglés *Ambient Noise Tomography*, constituye una herramienta valiosa para obtener imágenes de la variación de velocidad de ondas superficiales de una forma

pasiva, bajo redes densas de estaciones sísmicas de banda ancha, independientemente de la abundancia y distribución espacial de los terremotos naturales.

El objetivo principal de este trabajo es la obtención de modelos de velocidades cortical de alta resolución a partir del ruido sísmico, que nos permitan inferir en la estructura sísmica de Costa Rica y delimitar las zonas geológicas, para así comprender mejor los procesos dinámicos y tectónicos que suceden a lo largo de toda Costa Rica. Para ello utilizaremos las redes sísmicas de Costa Rica, las cuales se sometieron a importantes mejoras en las últimas décadas, y ahora el país opera con una red densa de estaciones permanentes de banda ancha alrededor del país y en algunos volcanes (Volcán Turrialba). Al mismo tiempo, el entorno geográfico de Costa Rica entre el Océano Pacífico y el Mar Caribe, y la forma estrecha del país asegura una amplia cobertura azimutal con diversas fuentes de ruido provenientes del océano. Un análisis de distribución azimutal realizado por Harmon et al. (2008, 2013) utilizando la matriz TUCAN en el noroeste de Costa Rica y el suroeste de Nicaragua confirma la amplia distribución de fuentes para la banda microsísmica que constituyen la banda de frecuencia principal para nuestro estudio.

Costa Rica se encuentra en la parte estrecha del istmo centroamericano entre Nicaragua y Panamá. Es un entorno extraordinariamente dinámico, caracterizado por una intensa actividad tectónica y volcánica. El principal mecanismo impulsor de la tectónica, el vulcanismo y la alta topografía de Costa Rica es la subducción activa de la placa de Cocos por debajo de las placas del Caribe y Panamá en el margen Pacífico del país. El vulcanismo relacionado con la subducción forma el arco volcánico de Costa Rica, que se extiende desde el norte hasta el centro del país, incluyendo tres grandes volcanes que están actualmente en erupción: Rincón de la Vieja, Poás y Turrialba, y otros tres volcanes activos desde el siglo 20 según registros históricos: Miravalles, Arenal e Irazú (Global Volcanism Program, 2013). Estudios previos de velocidades de onda P, sísmicos, gravimétricos y de funciones receptoras (Protti et al., 1994; Protti et al., 1995; Husen et al., 2003; DeShon, 2003; DeShon et al., 2006; Arroyo et al., 2009; Dinc et al., 2010; Dzierma et al., 2010; Lücke et al., 2010; Alfaro, 2017), confirman la heterogeneidad y variabilidad significativa de la estructura litosférica a lo largo de la zona de subducción y, de la corteza superior e inferior por debajo del arco volcánico y la Cordillera de Talamanca (CTA) en Costa Rica. Sin embargo, a pesar de los esfuerzos por caracterizar

Capítulo 1. Introducción

la estructura de la Tierra en Costa Rica, existen pocos estudios de velocidades de la corteza y, aunque la tomografía de ondas superficiales a partir de terremotos nos da información de la estructura sísmica, normalmente resuelve para periodos largos ($\geq 20s$) que son sensibles a profundidades correspondientes con la corteza inferior y el manto.

En conclusión, el complejo marco geodinámico de Costa Rica, la densidad de la red de estaciones sísmicas de banda ancha, y la distribución de fuentes de ruido del océano proporcionan condiciones prometedoras para realizar una tomografía de ruido ambiental en el país, un cometido que se va a realizar y describir en este trabajo de investigación.

Capítulo 2

Marco Tectónico de Costa Rica

Costa Rica está ubicado en un entorno geodinámico altamente activo, convirtiéndolo en un escenario idóneo para estudiar procesos tectónicos y volcánicos, y su relación con la estructura heterogénea de la litósfera. La tectónica de Costa Rica está controlada principalmente por la subducción de la placa de Coco por debajo de las placas del Caribe y Panamá en la costa Pacífica del país. La subducción de la placa de Coco, con ángulo de inclinación variable, se produce a lo largo de ~2900 km de la Trinchera Mesoamericana (**MAT, Middle American Trench**), desde la zona de subducción mexicana en el norte hasta el punto triple entre las placas de Coco, Caribe y Panamá cerca de la frontera de Costa Rica con Panamá. En Costa Rica, la subducción tiene dirección de convergencia ~NNE-SSW y una tasa de convergencia de ~85-90 mm/año (**Fig. 2.1b**, DeMets et al., 2010). El contacto convergente entre la placa de Panamá y la placa del Caribe en el sureste de Costa Rica se conoce como la Cinturón Deformado del Norte de Panamá (**NPDB, Northern Panama Deformed Belt**), donde la placa del Caribe subduce por debajo de la placa de Panamá, a una velocidad de $\sim 7 \pm 2$ mm / año (Stephan et al., 1998, Silver et al., 1990). Este cinturón se extiende desde el Golfo de Urabá en Colombia, paralelamente por la costa caribeña de Panamá, hasta Puerto Limón en la costa sureste del Caribe en Costa Rica. El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (**CCRDB, Central Costa Rica Deformed Belt**) (**Fig. 2.1b**) que va desde **NPDB** hasta la **MAT** atravesando el valle central de Costa Rica forma el límite occidental con la placa de Panamá (Fan et al., 1993; Goes et al., 1993; Marshall et al. al. 2000).

De acuerdo con estudios de anomalías magnéticas (Werner et al., 1999, Barckhausen et al., 2001), la corteza oceánica de la placa de Cocos se produce simultáneamente de norte a sur en la Dorsal del Pacífico Este (**EPR, East Pacific Rise**) y de este a oeste en el centro de dispersión Coco-Nazca (**CNS, Coco-Nazca Spreading centre**), dando lugar a un patrón complejo de anomalías y edad variable de la litosfera que se subduce a lo largo de la **MAT**. El fondo marino muestra además cambios morfológicos importantes, visibles en la batimetría de la región, los cuales contribuyen

con la heterogeneidad de las propiedades mecánicas del contacto de subducción a lo largo de la costa Pacífica. Tanto la distribución espacial de las asperezas hacia el sur del límite **EPR-CNS** como la actividad sísmica a lo largo de la **MAT** ha demostrado que la subducción de la placa de Coco se subdivide en tres segmentos principales (Morell, 2015):

- El segmento frente a la Península de Nicoya, en el noroeste de Costa Rica, se caracteriza por una topografía lisa del suelo marino y una edad de la litosfera oceánica de ~24 Ma (Werner et al., 1999, Barckhausen et al., 2001) (**Fig. 2.1b**).
- En la parte central, se observa una batimetría dominada por montes submarinos dispersos de hasta ~ 2km de elevación (Bilek et al., 2003; Wang & Bilek, 2011). La montaña submarina de Fisher y otras circundantes marcan una transición bastante abrupta entre el segmento liso y el segmento de montes submarinos, que justo coincide con la terminación de la Península de Nicoya (von Huene et al., 2000). Este segmento tiene una edad variable de 14-19 Ma (Protti et al., 2001)
- Hacia el sur, la batimétrica más destacada en la placa de Coco es la Cordillera submarina de Coco con ~1000 km de longitud, un espesor cortical máximo de ~19 km (Sallarès et al., 2003) y una edad de ~15 Ma (Werner et al., 1999, Barckhausen et al., 2001), frente a la Península de Osa al sureste de Costa Rica (**Fig. 2.1b**).

La Cordillera submarina de Coco, así como la zona adyacente de montes marinos, son la huella del punto caliente de Galápagos, el cual interactúa con el **CNS** desde la ruptura de la Placa de Farallón a principios del Mioceno ~ 23 Ma (Sallarès & Charvis, 2003, Werner et al., 2003). La subducción de los montes submarinos inició alrededor de 3-4 Ma, mientras que el comienzo del proceso de subducción de la Cordillera de Coco ocurrió hace unos 2-3 Ma (Morell, 2015).

La subducción rápida de la placa de Coco genera un régimen de compresión tectónica, provocando terremotos interplacas de elevada magnitud. Con un periodo de ocurrencia de alrededor de 50 años por debajo de la península de Nicoya, teniendo en

cuenta el historial de terremotos importantes en 1853 ($M \geq 7.5$), 1900 ($M \geq 7.5$), 1950 ($M = 7.7$) y 2012 ($M = 7.6$) (Protti et al. 2014). Mientras que por debajo de la península de Osa el periodo de ocurrencia es de alrededor de 40 años según el historial de terremotos importantes en 1941 ($M \geq 7.5$) y 1983 ($M = 7.4$). La parte central de la costa Pacífica también registra un sismo importante de gran magnitud en 1990 ($M = 7.3$). Por otra parte, el régimen tectónico compresivo es transmitidos también al interior y este del territorio costarricense, generando así terremotos en el valle central, como el pasado terremoto de Cinchona en Enero de 2009 ($M = 6.1$) o en la costa Caribeña en 1916 ($M \geq 7.6$) y 1991 ($M = 7.7$) (Protti et al., 1994; Global CMT Catalog Search, Ekström et al., 2012).

Otra característica de la subducción de la placa Coco es la vinculación con la placa de Nazca en la zona de fractura de Panamá (**PFZ, Panama Fracture Zone**) al sur de la península de Osa, la **PFZ** es parte del límite fronterizo entre ambas placas. En esta región se localiza el punto triple entre la placa de Panamá, Cocos y Caribe (**Fig. 2.1b**). A nivel de subducción, la zona está caracterizada por una ventana de grandes dimensiones en la laja, equivalente a que la **MAT** desaparece hacia el sureste, uniéndose a la **PFZ** y al límite entre las placas de Panamá y Nazca. La **PFZ**, se origina al este del **CNS**, como una falla oceánica con rumbo norte y movimiento transtensional entre las dos placas oceánicas (e.g. Morell, 2015). A los 6°N, la **PFZ** se divide en dos fallas activas, la zona de fractura de Balboa (**BFZ, Balboa Fracture Zone**) y la zona de fractura de Coiba (**CFZ, Coiba Fracture Zone**) (Adamek et al., 1988) (**Fig. 2.1b**).

La topografía de Costa Rica esta dominada por tres grandes Cordilleras (**Fig. 2.1b**). La Cordillera de Talamanca (**CTA**) al sur del territorio costarricense es un sistema montañoso con la cima de mayor elevación de Centro América, el cerro Chirripo con una altitud de 3820 m s.n.m. (Tournon and Alvarado, 1997; Alfaro et al., 2018). La presencia de rocas ígneas y materiales intrusivos en la **CTA** (**Fig. 2.1a**) evidencia que fue parte del arco volcánico y que estuvo activo hasta el Mioceno tardío (Husen et al., 2003; Alfaro, 2017). En la actualidad se considera que la llegada de la Cordillera submarina de Coco a la zona de subducción produjo cambios en la tectónica (Montero, 2001) y en la geoquímica de la región (Hoernle et al., 2008; Gazel et al., 2009; Gazel et al., 2011; Gazel et al., 2015), prueba de ello es la ausencia de volcanes recientes (de 1 millos de

años o menos) en la **CTA** (Alfaro et al., 2018). En la parte central se encuentra la Cordillera Volcánica Central (**CVC**) y al norte se encuentra la Cordillera Volcánica de Guanacaste (**CVG**), estas dos últimas conforman el arco volcánico de Costa Rica.

En total Costa Rica tiene alrededor de 150 volcanes, entre los cuales, el Rincón de la Vieja, Poás y Turrialba, se encuentran actualmente en erupción. Tres volcanes mas, el Miravalles, Arenal e Irazú, han estado activos durante el siglo 20 según registros históricos (**Fig. 2.1b**) (Programa Global de Vulcanismo, 2013). Los edificios volcánicos del Turrialba e Irazú forman la terminación sureste del Arco Volcánico en Costa Rica. El Turrialba se consideraba un volcán dormido el cual se a reactivado después de un largo período de inactividad desde la secuencia de erupciones explosivas en 1864-1866, que evolucionaron de erupciones freáticas a freatomagmáticas con composición basáltica (Reagan et al., 2006). La actividad eruptiva se anticipó desde el 2001 hasta el 2010 cuando se empezó a observar un aumento en la actividad y la temperatura de las fumarolas, el flujo de SO₂ y la actividad sísmica (Martini et al., 2010). La composición geoquímica e isotópica de las muestras de andesita del Turrialba proporciona evidencia de la contribución de basaltos oceánicos, característicos de los productos fundidos relacionados con puntos calientes, esto refleja la subducción de montes submarinos a una profundidad de al menos unos ~100 km que están estrechamente relacionados con el punto caliente de Galápagos bajo el arco volcánico (Di Piazza et al ., 2015).

Más al norte, el volcán Arenal ha sido el volcán más activo de Costa Rica durante el período de 1968 a 2010. En 1968, una violenta explosión lateral mató al menos a 70 personas en las aldeas cercanas al volcán y dejó hasta 5 m de depósitos piroclásticos (Alvarado et al. , 2006). La intensa actividad freática y magmática continuó durante 42 años y se detuvo repentinamente en octubre de 2010 (Almendros et al., 2012). Cerca de la frontera con Nicaragua, el Rincón de la Vieja es el volcán activo más al norte del arco volcánico. Estudios geológicos, cartográficos, estratigráficos, geoquímicos y dataciones del carbono 14 han hecho posible determinar la evolución eruptiva de este volcán (Carr et al., 1986; Chiesa et al., 1994; Kempter et al., 1996; Boudon et al., 1996; Soto et al., 2003; Soto et al., 2004). La inyección de un magma andesítico en la cámara magmática con un remanente de magma dacítico en el Rincón de la Vieja dió como resultado una erupción subpliniana hace 3770 ± 130 a.P.; una erupción anterior a esta en 1520 a.P. arroja datos muestra que parte de ese magma dacítico permaneció en la cámara magmática y fue

eruptado cuando nuevamente el magma andesítico ascendió y origino los flujos piroclasticos en el lado norte del volcán (Melson, 1988; Kempter, 1997; Soto et al., 2004). Desde la época de la Colonia a la actualidad, en el Rincón de la Vieja se registran erupciones freáticas y freatomagmáticas, y en grado menor estrombolianas, algunas de ellas acompañadas de lahares, cenizas y corrientes de lodos en los ríos circundantes al volcán (Boudon et al. , 1996, 1997).

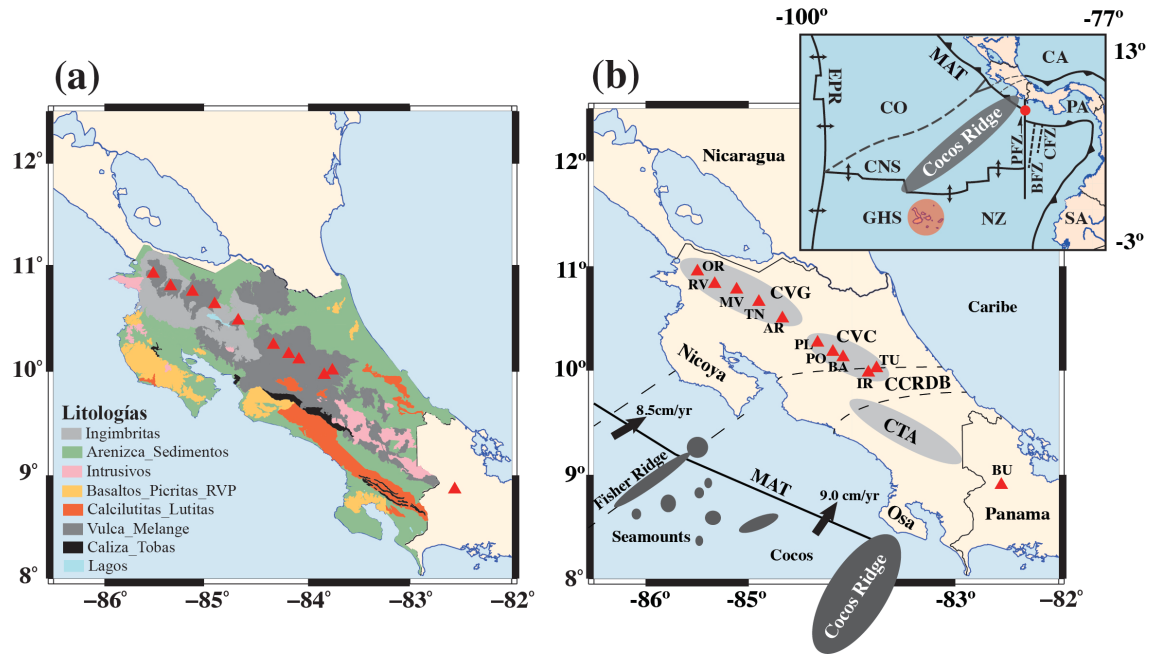


Figura 2.1. (a) Mapa geológico simplificado de Costa Rica (modificado de Tournon y Alvarado, 1997) y (b) características tectónicas principales (modificado de Husen et al., 2003). Los triángulos rojos marcan la ubicación de los volcanes. Las diferentes abreviaturas son: MAT, Middle American Trench (Trinchera Mesoamericana); CCRDB, Central Costa Rica Deformed Belt (Cinturón deformado del centro de Costa Rica); CVG, Cordillera Volcánica Guanacaste; CVC, Cordillera Volcánica Central; CTA Cordillera de Talamanca. Los volcanes son: OR, Orosi; RV, Rincon de la Vieja; MV, Miravalles; TN, Teneorio; AR, Arenal; PL, Platanar; PO, Poas; BA, Barba; IR, Irazu; TU, Turrialba; BU, Baru. Tomado de Enunez et al, 2019.

Capítulo 3

Datos y Cálculo de Correlaciones

El análisis de correlaciones cruzadas a partir de ruido sísmico es una metodología que cada vez se emplea más en el estudio de la estructura de la Tierra. La principal ventaja es la independencia de la distribución y ocurrencia de terremotos naturales, ya que el ruido sísmico representa una fuente continua y detectable en cualquier parte de la Tierra, con lo cual la resolución y la cobertura de los trayectos dependerán del número de estaciones, la geometría de la red, la distancia entre estaciones, la frecuencia, entre otros. Debido a su alto contenido de ondas superficiales, el ruido sísmico es una señal especialmente idónea para estudiar la corteza terrestre. Sin embargo uno de los inconvenientes de esta metodología es que requiere de una gran cantidad de datos de registros sísmicos continuos, para la obtención de la función de Green del medio entre pares de estaciones.

En este trabajo se han utilizado dos grupo de datos, el primero para la obtención de una tomografía de ruido sísmico en 2D y 3D de toda Costa Rica (en adelante **ANT-CR**) y el segundo grupo para la tomografía de ruido sísmico en 2D del volcán Turrialba (en adelante **ANT-TU**). En ambos grupos de datos el preprocesado es el mismo, sin embargo la metodología para el cálculo de las correlaciones es distinta. Ambas metodologías serán explicadas en la **sección 3.4 y 3.5** de este capítulo.

3.1. Selección de los datos

Las redes sísmicas de Costa Rica, por una parte el Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica de la Universidad Nacional (**OVSICORI-UNA**) y por otra parte la Red Sísmica Nacional de la Universidad de Costa Rica (**RSN-UCR**) han experimentado unas mejoras significativas en los últimos años. El país actualmente esta cubierto con una red muy densa de estaciones permanentes de banda ancha. En este trabajo se han utilizado dos grupo de datos (**ANT-CR** y **ANT-TU**). Los datos para la **ANT-CR** incluyen 56 estaciones de banda ancha en su mayoría permanentes, en su gran

mayoría pertenecientes a la red del **OVSICORI-UNA**, además de dos estaciones pertenecientes a la **RSN-UCR**, otras tres estaciones de Nicaragua y una estación de Panamá, estas últimas obtenidas a través de **IRIS** (*Incorporated Research Institutions for Seismology*). Los datos para la **ANT-TU** incluyen 24 estaciones de banda ancha para la tomografía de ruido sísmico 2D del volcán Turrialba y los modelos 1D del mismo, de estas estaciones 21 pertenecen al **OVSICORI-UNA** y las otras tres estaciones a la **RSN-UCR**.

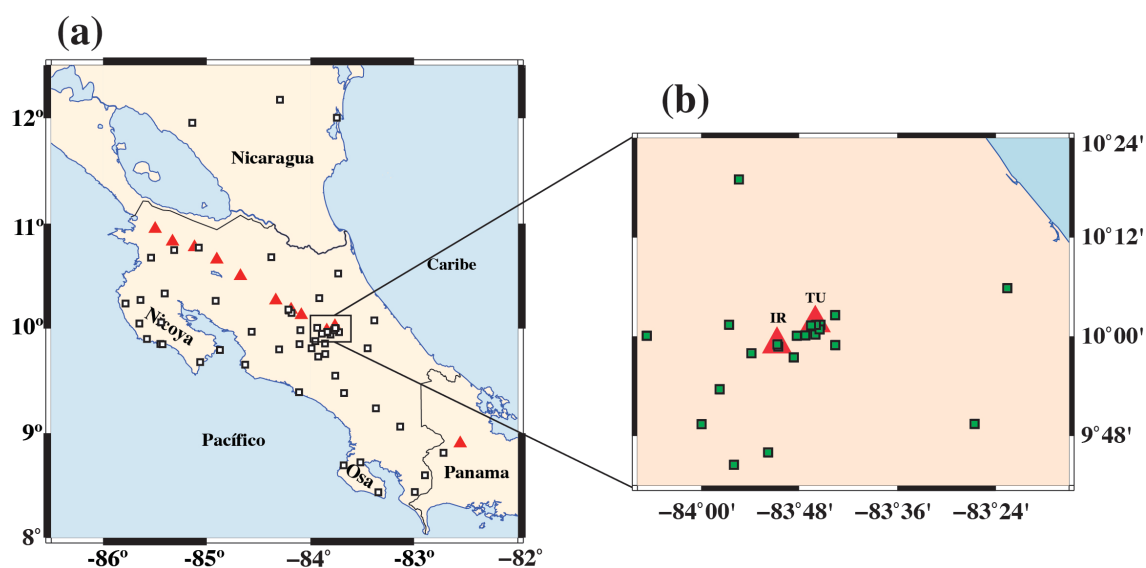


Figura 3.1. (a) Mapa de estaciones para la ANT 2D y 3D de Costa Rica y (b) Mapa de estaciones para la ANT 2D y los modelos 1D del Volcán Turrialba. Los triángulos rojos marcan la ubicación de los volcanes, los cuadrados blanco y verdes marcan la ubicación de las estaciones para la ANT de Costa Rica y del Volcán Turrialba respectivamente. Las diferentes abreviaturas son: IR, Irazú; TU, Turrialba.

Para ambos grupos de datos se utilizó la componente vertical con una frecuencia de muestreo de 100 m.p.s (muestras por segundo). Los datos están organizados en segmentos diarios y son almacenados en formato miniSEED. Los datos continuos diarios se seleccionaron procurando que contengan el mínimo numero de huecos (gaps) para extraer la máxima información de las correlaciones, por ellos los días con una disponibilidad total de datos inferiores a 22 horas han sido descartados. Para la **ANT-CR** se procesaron 6 años (2010-2015) de datos de registro sísmico continuo y en la **Tabla 3.1** se muestran el nombre de las estaciones, la ubicación (latitud y longitud) y el total de días utilizados. Mientras que para la **ANT-TU** se procesó un año (2016) de datos de registro sísmico continuo, la **Tabla 3.2** muestra el nombre de las estaciones, la ubicación (latitud y

longitud) y el total de días utilizados. Así mismo la **Fig 3.1** muestras la distribución espacial de las estación utilizadas en el primer grupo (**Fig. 3.1a**) y en el segundo grupo (**Fig. 3.1b**) de datos.

Estación	Latitud	Longitud	Días		Estación	Latitud	Longitud	Días
ACON	11.968	-85.174	637		ORTG	10.362	-85.459	783
ASRI	9.864	-84.119	218		PEDER	9.813	-84.323	277
BATAN	10.098	-83.376	1770		PEZE	9.383	-83.677	1621
BLUN	12.005	-83.775	293		PIRO	8.404	-83.336	178
BRU2	8.794	-82.688	496		PLAN	8.671	-83.680	153
CALV	9.742	-83.933	782		POTG	9.0525	-83.119	330
CAO2	9.688	-85.107	882		QPSB	9.392	-84.124	883
CAR	9.864	-85.480	81		RAFA	9.958	-83.811	109
CCOL	8.407	-82.973	341		RIFO	10.317	-83.923	1698
CDITO	8.573	-82.873	1731		RIMA	9.766	-83.864	885
CDM	9.554	-83.764	1457		RIOS	8.700	-83.514	1672
COVE	10.719	-84.400	1766		SAJU	10.067	-85.710	458
CPAN	9.871	-83.866	193		SRBA	9.232	-83.360	387
CRPO	10.195	-84.226	272		TAM	10.263	-85.848	69
DUNO	10.079	-85.494	1446		TBLN	9.824	-83.999	652
EPA	9.986	-84.595	168		TRT2	10.557	-83.735	177
ESPN	12.195	-84.300	513		VICA	9.984	-83.844	440
GRZA	9.9155	-85.636	388		VIMO	10.024	-83.943	142
HATI	10.298	-85.700	355		VIRE	9.967	-83.897	282
HAYA	9.980	-83.843	116		VMAR	10.812	-85.120	601
HDC3	10.002	-84.111	1910		VPTE	10.172	-84.198	615
HZTE	10.714	-85.595	1855		VPVF	10.204	-84.229	370
INDI	9.866	-85.502	235		VRLE	10.788	-85.365	486
JACO	9.662	-84.660	1402		VTCG	10.015	-83.759	628
JTS	10.290	-84.952	1340		VTCV	9.983	-83.727	594
LAFE	9.807	-84.910	731		VTLA	10.003	-83.775	342
MRVA	9.824	-83.442	112		VTUC	10.024	-83.762	362
OCM	9.894	-83.962	1546		VTUN	10.023	-83.763	1209

Tabla 3.1. (Izquierda) Ubicación y total de días de las estaciones utilizadas para la ANT 2D y 3D de Costa Rica. (Derecha) Continuación de los datos.

Estación	Latitud	Longitud	Días		Estación	Latitud	Longitud	Días
BATAN	10.098	-83.376	256		TBLN	9.824	-83.999	341
CALV	9.742	-83.933	246		VICA	9.984	-83.845	363
CVTC	10.018	-83.759	167		VIMO	10.024	-83.943	359
CVTQ	10.020	-83.759	219		VIRE	9.967	-83.897	362
CVTR	10.005	-83.767	333		VTCE	10.024	-83.757	246
HAYA	9.980	-83.843	366		VTCT	10.015	-83.758	352
HDC3	10.002	-84.111	366		VTCV	9.983	-83.727	366
MRVA	9.824	-83.442	263		VTLA	10.003	-83.775	366
OCM	9.894	-83.962	366		VTLO	10.044	-83.727	211
RAFA	9.9582	-83.811	195		VRTT	10.002	-83.793	361
RIFO	10.317	-83.923	365		VTUC	10.024	-83.762	207
RIMA	9.766	-83.864	366		VTUN	10.023	-83.763	302

Tabla 3.2. (Izquierda) Ubicación y total de días de las estaciones utilizadas para la ANT 2D y los modelos 1D del Volcán Turrialba . (Derecha) Continuación de los datos.

3.2. Preprocesado

El preprocesado de los datos incluye la conversión de formato, la corrección de la respuesta instrumental, y algunos otros pasos utilizados habitualmente en el tratamiento de señales sísmicas. Los datos diarios se convirtieron del formato miniSEED a formato SAC. A continuación es necesario corregir la media de los datos, es decir desplazar la línea media del registro al nivel de cero. Así mismo, se corrige la tendencia lineal de los datos, para eliminar derivas de muy largo periodo. De este modo se asegura que el resultado final tiene media igual a cero.

Debido a la gran cantidad de datos que se utilizan y para reducir el tiempo de cálculo de las correlaciones se aplica un decimado a los datos, el cual consiste en reducir el número de muestras. En este trabajo se parte de datos a 100 m.p.s, los cuales han sido decimados a 25 m.p.s, reduciendo así el tiempo de cálculo y el volumen de datos. En ambos grupos de datos se tomó en cuenta la frecuencia Nyquist antes de realizar el decimado, para la **ANT-CR** los datos se filtraron entre 0.02 y 0.33 Hz, mientras que para la **ANT-TU** los datos se filtraron entre 0.1 y 5 Hz.

Al contar con redes sismológicas compuestas por distintos instrumentos de banda ancha, es necesario realizar una deconvolución del registro sísmico con la respuesta

instrumental para obtener la velocidad o aceleración del suelo, en nuestro caso particular trabajamos con datos de velocidad. En este contexto también verificamos la polaridad de todas las estaciones para así asegurarnos que no introducimos errores de signo en las correlaciones. Para comprobar las polaridades, una vez eliminada la respuesta instrumental, se inspeccionan los registros de eventos telosísmicos. Debido a las grandes distancias de propagación, las formas de ondas primarias (P) suelen ser altamente similares en todas las estaciones de una red relativamente pequeña como la de Costa Rica, circunstancia que facilita la detección de posibles errores de polaridad.

Para la revisión de la polaridades de todas las estaciones, hemos utilizado cinco eventos telosísmicos originados frente a la costa Pacífica de Chile en el periodo 2010-2015. La **Fig. 3.2a** muestra el registro del telosismo ocurrido el día 14 de noviembre del 2012 a las 19:02:07 hora GMT y magnitud momento 6.2 Mw para cuatro estaciones, podemos ver claramente que la estación OCM tiene la polaridad invertida respecto a las otras estaciones que muestran una dilatación del medio mientras que OCM muestra compresión del mismo. Sin embargo, en la **Fig. 3.2b** que muestras el registro del telosismo ocurrido el día 23 de agosto del 2014 a las 22:32:29 hora GMT y magnitud momento 6.4 Mw para cuatro estaciones la polaridad de la estación OCM ha sido corregida y todas las estaciones muestran compresión del medio. La corrección de la polaridad se realiza mediante multiplicación de los valores de la amplitud del registro sísmico por -1.

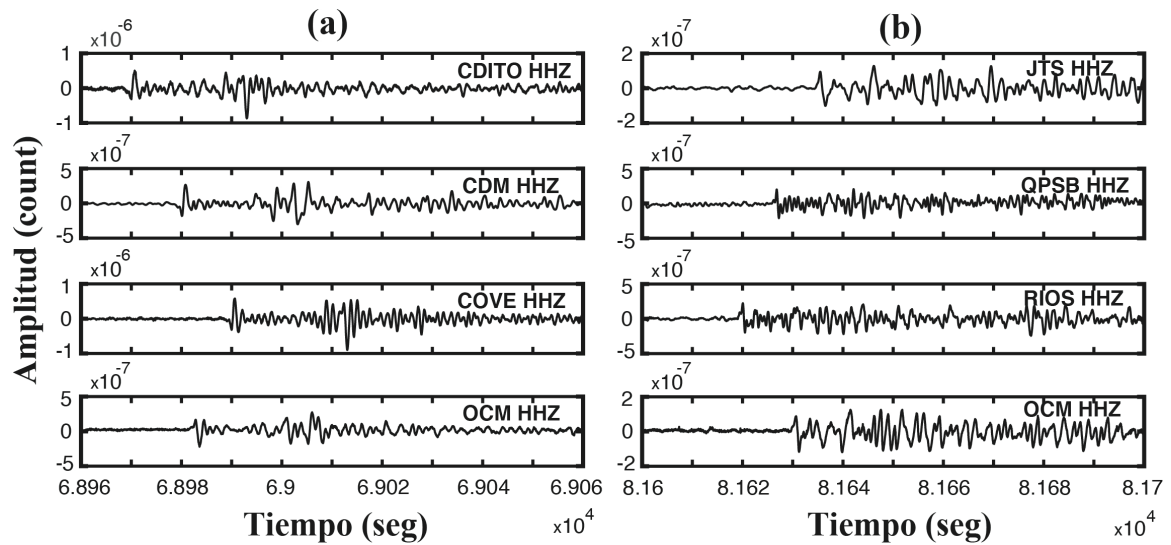


Figura 3.2. Comprobación de la polaridad de las estaciones. (a) Telosismo del 14 de noviembre del 2012 a las 19:02:07 hora GMT y magnitud momento 6.2 Mw y (b) telosismo del 23 de agosto del 2014 a las 22:32:29 hora GMT y magnitud momento 6.4 Mw.

3.3. Normalización temporal (1-bit) y espectral (blanqueo o whitening)

La normalización en el dominio del tiempo es un procedimiento para reducir el efecto en las correlaciones cruzadas de terremotos, irregularidades instrumentales y fuentes de ruido no estacionarias cerca de las estaciones. Bensen et al. (2007) analizan diferentes métodos de normalización temporal. Los métodos con mejores resultados, por su mínimo requerimiento de cómputo y máxima calidad de la correlación obtenida, son la normalización de 1-bit y la de *running-absolute-mean*. Estos dos métodos de normalización son los más utilizados en el procesado de registros de ruido sísmico. En nuestro caso particular aplicamos a nuestros registros sísmicos la normalización de 1-bit, la cual consiste en remplazar las amplitudes positivas con 1 y las amplitudes negativas con -1. Se ha demostrado que este método aumenta el cociente señal-ruido en experimentos acústicos (Larose et al., 2004) y ha sido utilizado ampliamente en estudios de ruido ambiental.

También aplicamos a los datos sísmicos una normalización espectral o blanqueo, la cual ayuda a reducir los desequilibrios en el espectro de cada estación y la degradación causada por las fuentes monocromáticas persistentes (Bensen et al. (2007)). La normalización espectral se aplica exclusivamente al espectro de amplitudes, permitiendo que el espectro de fase de la señal original se mantenga. Con la normalización espectral se pretende lograr además, que el contenido de frecuencias de las correlaciones sea lo más homogéneo posible para obtener ondas superficiales en una banda ancha de frecuencias. El peso de normalización espectral se obtiene con ventanas móviles a lo largo del espectro. Su valor se calcula en el punto medio de cada ventana como la media del espectro en ese intervalo. De este modo, el espectro normalizado es el espectro original dividido por el peso (Gaité, 2013).

Es importante mencionar que tanto la normalización temporal como la espectral modifican la amplitud de la onda y esto limita el uso que se puede hacer con ella. También, la normalización de la señal no tiene unicidad que significa que para cada señal normalizada existe un infinito de formas de ondas. Esto se manifiesta en la necesidad de usar más datos para extraer la función empírica de Green (Schimmel et al., 2018). Esta limitación no tiene aplicación en este estudio de la **ANT-CR** ya que disponemos de

registros de varios años, sin embargo para la **ANT-TU** esta limitación si podría afectar los resultados ya que disponemos de poco datos. Existen otras metodologías en las cuales ambas normalizaciones se podrían obviar, tales como: la coherencia en vez de la correlación cruzada clásica (Prieto et al., 2009), calcular la correlación con coherencia de la fase **PCC** por sus siglas en inglés *Phase Cross Correlation* (Schimmel, 1999), o seleccionar los datos libres de amplitudes dominantes (Groos et al., 2012). Con estas metodologías la forma de onda original no es modificada.

Como se ha mencionado anteriormente, para este estudio hemos procesado dos grupos de datos, la **ANT-CR** para el periodo (2010-2015) y la **ANT-TU** para todo el 2016. A ambos grupos de datos se le aplicó el mismo preprocesado y se verificaron las polaridades de las estaciones, sin embargo para la **ANT-CR** se realizó la normalización temporal y espectral a los registros sísmicos, mientras que para los registros sísmicos de la **ANT-TU** no fue necesario aplicar dichas normalizaciones. Esto se debe a la metodología empleada en el cálculo de las correlaciones para las distintas **ANTs**, en el caso de la **ANT-CR** se utilizó la correlación cruzada clásica **CCC**, mientras que para la **ANT-TU** se utilizó la **PCC**.

Un paso previo al cálculo de las correlaciones de cualquiera de las dos metodologías es determinar la banda de frecuencia en la que se desea trabajar y aplicar un filtro paso banda a los datos. Para el caso de la **ANT-CR** los datos se filtraron entre 0.02 y 0.33 Hz, mientras que para la **ANT-TU** los datos se filtraron entre 0.1 y 5 Hz. A continuación se explica tanto la **CCC** como la **PCC**, las dos metodologías utilizadas en este trabajo para el cálculo de las correlaciones.

3.4. Correlación Cruzada Clásica (CCC)

En términos generales, la correlación cruzada es un operador matemático que permite cuantificar el grado de similitud entre dos señales (Santamarina & Fratta, 2005). La correlación cruzada para dos señales temporales continuas $f(t)$ y $g(t)$, y un tiempo de desfase τ se define como:

$$CC(\tau) = \langle f(t) * g(t) \rangle = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt \quad (3.1)$$

En términos de dos señales discretas $f(t_i)$ y $g(t_i)$, la correlación cruzada para un desfase de k elementos se puede expresarse como:

$$CC(k) = \frac{1}{N} \sum_{i=1}^N f(t_i)g(t_i + k) \quad (3.2)$$

Computacionalmente calcular la correlación cruzada $CC(k)$ en el dominio del tiempo resulta ineficiente, debido a la cantidad de multiplicaciones sucesivas para cada valor de desfase de k . Según el teorema de convolución, una solución más eficiente es determinar la correlación cruzada en el dominio de la frecuencia ω , reduciendo así los tiempos de calculo computacional considerablemente:

$$CC(k) = IFFT \left(F_u(\omega) G_u(\omega) \right) \quad (3.3)$$

donde $F_u(\omega)$ corresponde a la transformada rápida de Fourier (FFT) de la señal f_i y $G_u(\omega)$ al conjugado de la FFT de la señal g_i . La correlación cruzada temporal $CC(k)$ o como comúnmente se le llama: correlación cruzada clásica $CCC(k)$ se obtiene mediante una transformación inversa de Fourier (IFFT) del espectro de correlación.

Debido a que las fuentes de ruido sísmico no tiene una distribución homogénea en el medio, normalmente se calcula la correlación de la estación A hacia la estación B y de la estación B hacia estación A, utilizando tiempos de desfase negativos y positivos. Esto con el fin de obtener una correlación compuesta, es decir, con una parte de tiempo de desfase positivo (parte causal) y con otra de tiempo de desfase negativo (parte acausal), esta forma de calcular la correlación nos brinda una información mas completa del medio para una distribución inhomogena de fuentes de ruido. La **Fig. 3.3** muestra la correlación compuesta obtenida entre la estaciones CEDITO y VMAR con su respectivas partes causal y acausal.

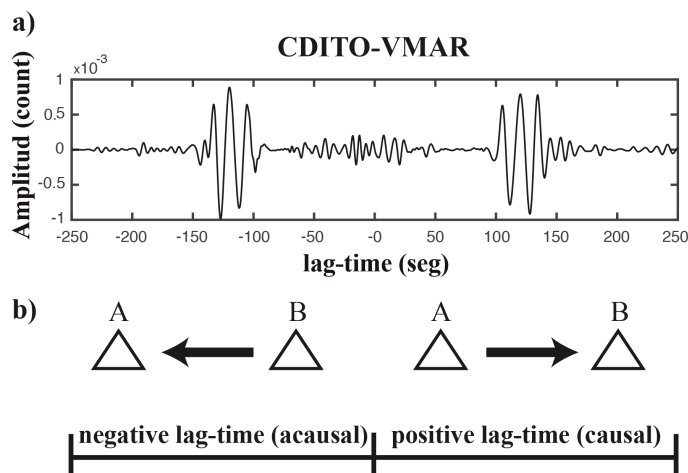


Figura 3.3. (a) Correlación cruzada de los registros sísmicos entre las estaciones BATAN y VMAR (con un apilado de 559 días). (b) Esquema del significado de la parte causal y acausal de la correlación.

En el caso de la **ANT-CR** hemos utilizado esta metodología para un total de 56 estaciones en el periodo (2010-2015), con una distancia entre estaciones superior a 36 km e inferior a 462 km. Las **CCC** diarias han sido calculadas utilizando el programa MSNoise de Lecocq et al. (2014), con un tiempo de desfase entre -250s y 250s.

3.5. Phase Cross Correlation (PCC)

La **PCC** es un operador matemático que permite cuantificar el grado de coherencia usando la fase instantánea de dos señales analíticas. La señal analítica $U(t)$ se obtiene de la señal sísmica real $u(t)$, la cual es la parte real de la $U(t)$ y aplicando la transformada de Hilbert a la señal sísmica real $H[u(t)]$ obtenemos la parte imaginaria de la $U(t)$. De esta forma la señal analítica $U(t)$ depende únicamente de la señal sísmica real (Schimmel, 1999) y se puede escribir de la siguiente manera:

$$U(t) = u(t) + iH[u(t)] = A(t)e^{i\phi(t)} \quad (3.4)$$

Donde $A(t)$ es la envolvente y $\phi(t)$ la fase instantánea para cada muestra t (Bracewell, 1965). La señal analítica se puede ver como un vector de longitud $A(t)$ que gira con el aumento del tiempo en el espacio complejo alrededor de un eje de tiempo (Taner et al. 1979).

La **PCC** se basa en el método de apilamiento de fase **PS** por sus siglas en inglés *phase stack* el cual consiste en la suma lineal de señales analíticas fijadas a un tiempo

$t = \tau$ y normalizadas muestra por muestra, de esta forma en el apilamiento no se ven involucradas explícitamente las amplitudes y se puede expresar de la siguiente manera (Schimmel y Paulssen, 1997):

$$C_{PS}(t) = \frac{1}{N} \sum_{j=1}^N e^{[i\phi_j(t)]} \quad (3.5)$$

donde N es el número de trazas usadas. Debido a la suma compleja, $C_{PS}(t)$ emplea los principios constructivos y destructivos de interferencia. Donde los valores de $C_{PS}(t)$ están entre 0 y 1 como función del tiempo. Se alcanza 1 cuando las señales totalmente constructivas o perfectamente coherente de fase y 0 cuando la suma de las señales es totalmente destructiva.

La **PCC** se basa en el método del **PS** como medida de coherencia para determinar la similitud entre las señales analíticas $U_1(t)$ y $U_2(t)$ para cada muestra de tiempo t , para obtener dicho resultado, se adapta la **ecuación 3.2** del **PS**:

$$C_{PCC}(t) = \frac{1}{2N} \sum_{\tau=\tau_0}^{\tau_0+T} \{ |e^{i\phi(t+\tau)} + e^{i\psi(\tau)}| - |e^{i\phi(t+\tau)} - e^{i\psi(\tau)}| \} \quad (3.6)$$

donde $\phi(t)$ y $\psi(t)$ son las fases instantáneas de las señales analíticas $U_1(t)$ y $U_2(t)$ respectivamente. De esta forma, con el segundo termino de la **ecuación 3.3**, dos señales coherentes y correlacionadas darían como resultado $C_{PCC}(t) = 1$, dos señales coherentes y anticorrelacionadas (diferente polaridad) darían como resultado $C_{PCC}(t) = -1$ y dos señales no coherentes y correlacionadas darían como resultado $C_{PCC}(t) = 0$ (Schimmel, 1999).

Al igual que con la **CCC**, con la **PCC** también calculamos la correlación compuesta, una parte de tiempo de desfase positivo (parte causal) y otra de tiempo de desfase negativo (parte acausal). Para la ANT del Volcán Turrialba hemos utilizado la **PCC** para un total de 24 estaciones, para un año de datos (2016).

La **Fig. 3.4** tomada de Schimmel et al., 2011 muestra la diferencia entre la **CCC** y **PCC**, se consideran tres series temporales $a(t)$, $b(t)$ y $c(t)$ (líneas negra en **Fig. 3.4a**) cada una cuenta con dos trenes de ondas, la diferencia entre cada una de ellas es que en $b(t)$ el primer tren de ondas tiene un desfase de aproximadamente 0.3s con respecto a $a(t)$ y en $c(t)$ la diferencia consiste en que contiene solo la señal de gran amplitud de la traza $a(t)$ y la forma de onda cambiada. Al calcular la **CCC** y la **PCC** (**Fig. 3.4.b**) para $a(t)$, $b(t)$ y $a(t)$, $c(t)$, podemos ver que en el caso de la **CCC** ambos correlogramas son muy similares, esto se debe a que las amplitudes mayores dominan en la **CCC**, mientras que en el caso de la **PCC** ambos correlogramas tiene diferente tiempo de desfase y amplitudes, esto se debe a que la **PCC** es más sensible a los cambios de forma de onda y a que es una medida de coherencia independiente de la amplitud. La **PCC** (a,b) tiene su máximo a 0.3s advocating una máxima coherencia para el tren de ondas entre 1 y 4s. Esto demuestra, a diferencia de la **CCC**, que la **PCC** determina la máxima similitud por el mayor número de muestreo que se puede llevar en coherencia de fase.

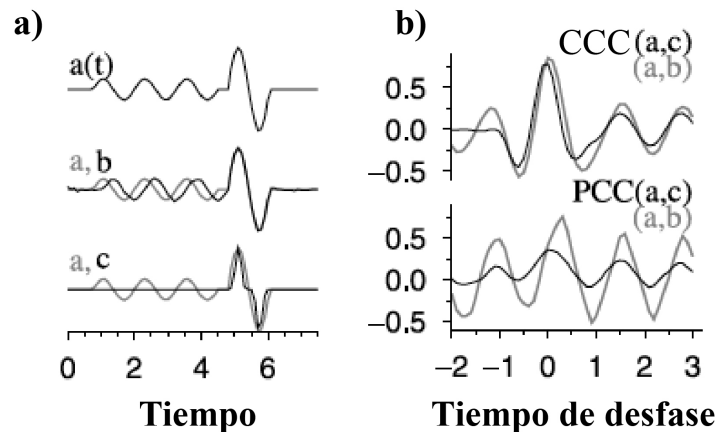


Figura 3.4. (a) Las líneas negras muestran las series temporales $a(t)$, $b(t)$, $c(t)$ utilizadas en (b). $b(t)$ y $c(t)$ se trazan junto con $a(t)$ (línea gris) para simplificar la inspección visual de la coherencia de la forma de onda. (b) Muestra el cálculo de correlaciones usando la **CCC** y la **PCC** de $a(t)$ con $b(t)$ (líneas grises) y $a(t)$ con $c(t)$ (líneas negras).

3.6. Apilado de Correlaciones y Función Empírica de Green

Independiente del tipo de correlación que utilicemos (**CCC** o **PCC**), las correlaciones diarias de cada par de estaciones son apiladas de dos formas, utilizando el apilamiento lineal y el apilamiento por coherencia de fase (**tf-PWS**), por sus siglas en inglés *time-frequency phase weighted stack* (Schimmel & Gallart, 2007; Schimmel et al., 2011).

El **apilamiento lineal** consiste en una media aritmética de las correlaciones en el dominio del tiempo. Este apilado toma en cuenta únicamente la amplitud de la señal, independientemente si la fase es coherente o no.

Una forma de considerar todas las fases coherentes independientemente de su amplitud es por medio del **apilamiento por coherencia de fase (tf-PWS)** (Schimmel & Gallart, 2007; Schimmel et al., 2011). Este método utiliza la transformada S (Stockwell et al., 1996) para convertir los correlogramas $x(t)$ al dominio del tiempo-frecuencia y así usar la coherencia de fase y atenuar las señales incoherentes en el dominio de tiempo-frecuencia durante el apilamiento. La coherencia de fase se obtiene a partir de las fases instantáneas de las señales analíticas de los correlogramas $X(t)$ es decir :

$$X(t) = x(t) + iH[x(t)] = A(t)e^{i\phi(t)} \quad (3.7)$$

y la transformada S de $X(t)$ se define como:

$$S_X(\tau, f) = \int_{-\infty}^{\infty} X(t)w(\tau - t)e^{-i2\pi ft} dt \quad (3.8)$$

la coherencia de fase se obtiene a partir de las fases instantáneas de las señales analíticas y como $S_X(\tau, f)$ no es una señal analítica es necesario multiplicar la **ecuación 3.8** por el termino $e^{i2\pi f\tau}$ a ambos lados de ecuación para obtener una señal analítica que nos permita utilizar la coherencia de fase, entonces tenemos que:

$$S_X(\tau, f)e^{i2\pi f\tau} = \int_{-\infty}^{\infty} X(t)w(\tau - t)e^{i2\pi f(\tau - t)}dt \Rightarrow S_X(\tau, f)e^{i2\pi f\tau} = A(\tau, f)e^{i\phi(\tau, f)} \quad (3.9)$$

y basándose en el método del **PS** y en la **ecuación 3.5** (Schimmel y Paulssen, 1997), podemos definir la coherencia de fase para la transformada S de las correlaciones $X(t)$ (**ecuación 3.9**) en el dominio del tiempo-frecuencia como:

$$C_{ps}(\tau, f) = \left| \sum_{j=1}^N \frac{S_j(\tau, f)e^{i2\pi f\tau}}{|S_j(\tau, f)|} \right|^v \quad (3.10)$$

donde $S_j(\tau, f)$ es la transformada S de la j -ésima serie temporal (en este caso las correlaciones), N el número total de correlaciones y v es un parámetro para ajustar la transición entre la suma de señales coherentes y menos coherentes.

De acuerdo con Schimmel & Gallart (2007), el apilado en el dominio del tiempo-frecuencia $S_{pws}(\tau, f)$, se define como la multiplicación de la coherencia de fase $C_{ps}(\tau, f)$ **ecuación 3.10** y la transformada S del apilado lineal de todas señales analíticas (en este caso las correlaciones) $S_{ls}(\tau, f)$ es decir:

$$S_{pws}(\tau, f) = C_{ps}(\tau, f) \cdot S_{ls}(\tau, f) \quad (3.11)$$

Una de las ventajas de usar el apilamiento **tf-PWS** con respecto al apilamiento lineal es que aumento la relación señal-ruido, en la **Fig. 3.5** muestra dos pares de estación apiladas utilizando ambos métodos y claramente se puede ver que las correlaciones apiladas con el **tf-PWS** son señales más limpias y claras respecto a las correlaciones apiladas linealmente.

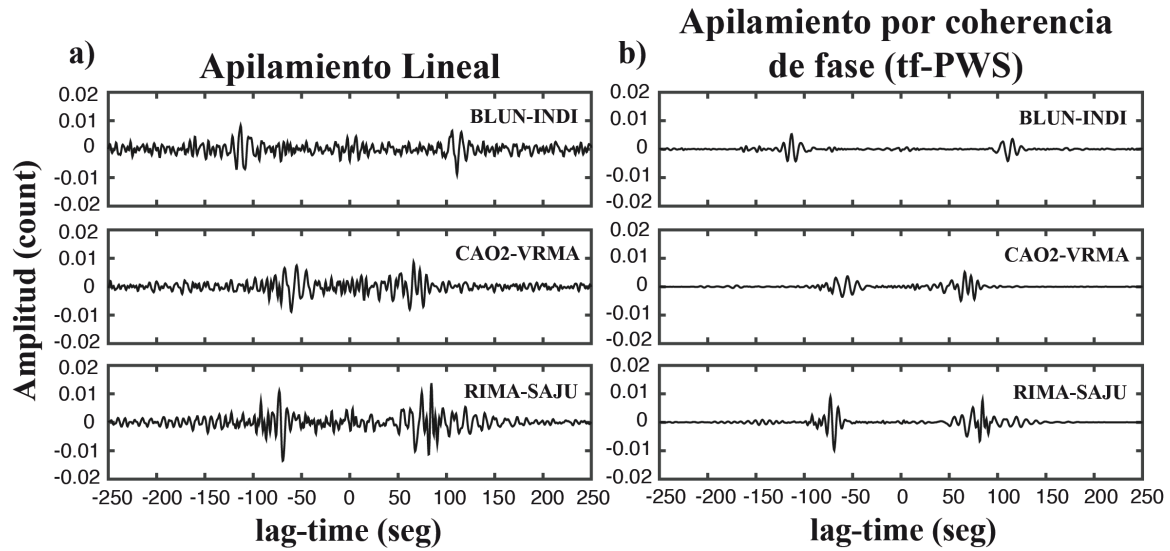


Figura 3.5. (a) Correlaciones apiladas linealmente. (b) Correlaciones apiladas utilizando el **tf-PWS**.

Debido a que las fuentes de ruido sísmico no tiene una distribución homogénea en el medio, es necesario considerar la **correlación simétrica**, la cual consiste en calcular la media de la parte causal y acausal de la correlación apilada (**Fig. 3.6**). La correlación simétrica nos da una información más completa del medio, debido a que promedia el efecto de fuentes de ruido distribuidas inhomogéneamente e incrementa la energía de la llegada de fases coherentes frente a las señales incoherentes.

Para obtener la correlación simétrica utilizando el apilado **tf-PWS** primero se debe calcular las correlaciones simétricas diarias para no perder parte de la información sobre la coherencia de las fases y luego se apila todas las correlaciones diarias simétricas. Mientras que con el apilado lineal en el dominio del tiempo es indiferente calcular antes la correlación simétrica diaria y luego hacer el apilamiento de todas las correlaciones.

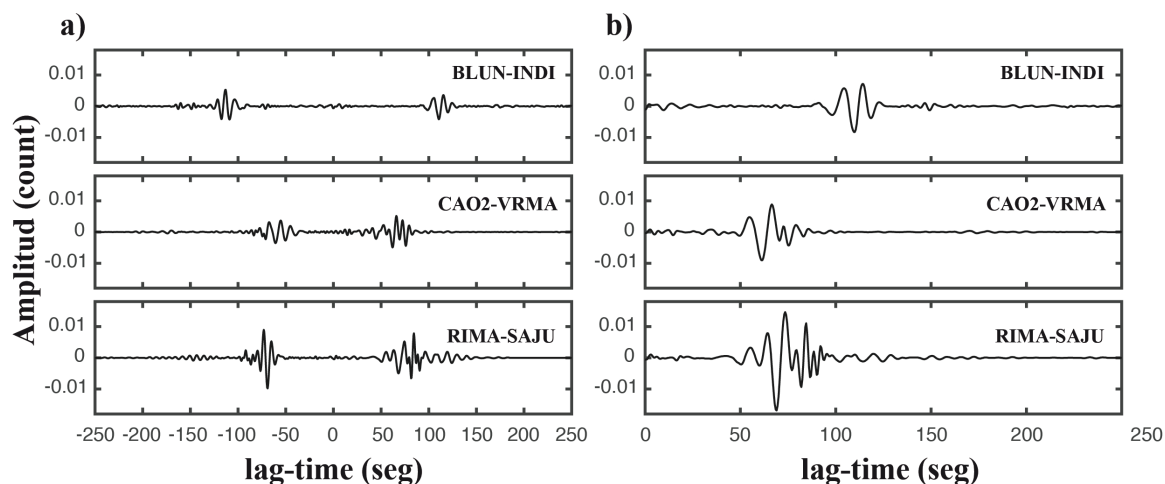


Figura 3.6. (a) Correlación de ruido sísmico registrado en dos sensores. (b) Correlación simétrica calculada como la media de la rama positiva y negativa de la correlación en (a).

Estudios previos establecen que con una distribución espacial aleatoria de fuentes de ruido sísmico, la correlación cruzada temporal registrada en dos estaciones converge a la **función empírica de Green EGF** (por sus siglas en inglés *Empirical Green's Function*) (Weaver, 2005; Gouédard et al., 2008). Para esto, es necesario garantizar un buen nivel de apilamiento o stacking en el cálculo de la correlación cruzada (Sánchez-Sesma & Campillo, 2006; Tsai, 2010). La razón de esto es que con el apilado de las correlaciones cruzadas de los registros en diferentes lapsos temporales homogeneiza la distribución acimutal de las fuentes de ruido y esto hace posible obtener al menos una función de Green parcial de las correlaciones cruzadas a pesar de que el campo de ruido sísmico sea anisótropo.

Para la **ANT-CR** se obtuvieron después de apilar todas las correlaciones diarias por par de estaciones 1484 **EGF**, mientras que para la **ANT-TU** se obtuvieron 153 **EGF**. Como la distribución espacial de las fuentes de ruido es asimétrica para ambos grupos de datos, utilizamos la función empírica de Green simétrica **SEGF** (por sus siglas en inglés *Symmetric Empirical Green's Function*), la cual nos da una información más completa del medio. La **Fig. 3.7** muestra un estrato de las **EGF** obtenidas para la **ANT-CR**.

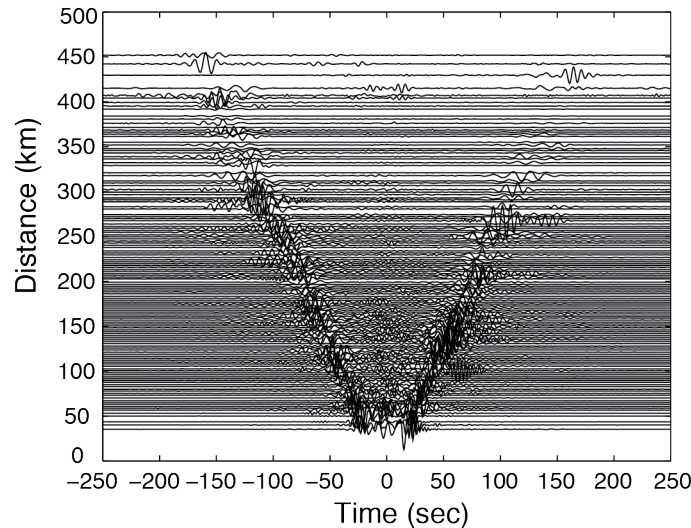


Figura 3.7. Selección representativa de las funciones empíricas de Green (EGF) en función de la distancia entre estaciones. Las EGF se obtuvieron apilando correlaciones cruzadas diarias para cada par de estaciones y hasta seis años de registro de ruido ambiental en la componentes verticales.

3.6.1. Convergencia de las correlaciones apiladas

Las funciones exactas de Green son desconocidas y es probable que no estén completamente reconstruidas, debido a la distribución asimétrica de la fuente, así como a la registro de campos de onda que no son estrictamente difusos. Sin embargo, las **EGFs** obtenidas de las correlaciones se puede esperar que sean una aproximación válida de la función de Green de las ondas Rayleigh que se propagan de forma directa entre las dos estaciones. La convergencia de las correlaciones con una respuesta de ruido estable es un indicador de calidad útil, aunque esto no es una garantía de cercanía a la función de Green, pero indica que las formas de onda extraídas no cambiarán más aunque se agreguen datos adicionales de ruido sísmico. La cantidad de datos necesarios para lograr una respuesta de ruido robusta depende de factores como la frecuencia, la distancia entre estaciones y la posición relativa a las fuentes de ruido, entre otros.

Analizamos la convergencia de la forma de onda para diferentes pares de estaciones utilizando como referencia las formas de onda obtenidas después de apilar las correlaciones cruzadas de los 6 años completos de registro de ruido para la **ANT-CR**. La **Fig. 3.8** muestra cuatro ejemplos en diferentes direcciones, es decir, perpendiculares a las costas de Costa Rica (SE-NO) y paralelas a la costa (SO-NE). Además, comparamos los diferentes métodos de apilamiento, el apilamiento lineal (puntos azules) y el **tf-PWS**

(puntos rojos). La similitud de la forma de onda se cuantifican como la correlación entre la **EGF** de 6 años y el apilamiento de las correlaciones diarias con diferente números de días, a un tiempo de desfase cero. Además las correlaciones diarias han sido seleccionadas al azar y se utilizado toda la traza para computar la similitud. La convergencia es claramente más rápida cuando se usa **tf-PWS**, en comparación con el apilamiento lineal. Esto confirma los beneficios de atenuar las señales incoherentes con tf-PWS durante el apilamiento. También observamos que se requieren cerca de 1 año de registro de ruido para lograr una respuesta estable para los pares de estaciones alineadas paralelas a la costa. Los pares de estaciones perpendiculares a la costa requieren menos datos, 250 días esto puede ser debido a su alineación más cercana con la dirección de propagación del ruido generado por el océano.

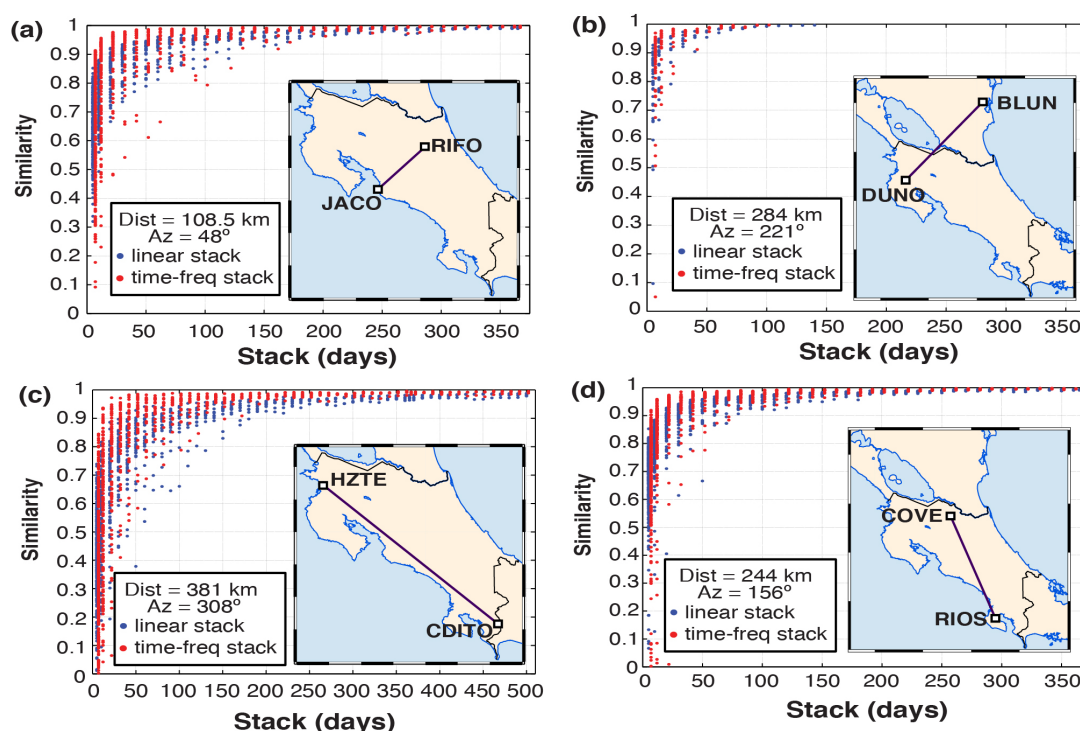


Figura 3.8. Convergencia de la forma de onda de las EGFs obtenidas del apilamiento de seis años de correlaciones cruzadas de ruido (a) para el par de estaciones JACO-RIFO y (b) para el par de estaciones DUNO-BLUN (en dirección perpendicular a la costa), (c) para el par de estaciones HZTE-CDITO y (c) para el par de estaciones COVE- RIOS (paralela a la costa). Las correlaciones diarias se calculan utilizando la correlación clásica y se apilan utilizando el método lineal (puntos azules) y tf-PWS (puntos rojos). La convergencia se mide a través de la similitud de la forma de onda mediante la determinación de la correlación cruzada clásica a un tiempo de desfase cero.

Capítulo 4

Curvas de Dispersión

En Física se denomina dispersión al fenómeno de separación de las ondas de distintas frecuencias al atravesar un material. El efecto se produce porque la velocidad de propagación de ondas en un medio dispersivo depende de la frecuencia. Ondas superficiales tipo Love y Rayleigh son ejemplos celebres para dispersión. Esta dispersión es causada por la diferente sensibilidad en profundidad de las ondas superficiales de diferente frecuencia (el movimiento de partícula de ondas de frecuencias bajas disminuye mas lentamente con la profundidad), en combinación con las variaciones de las velocidades de propagación en la Tierra con la profundidad (Schimmel et al., 2017). Es por ello que el análisis de la dispersión que sufren las ondas superficiales ha sido utilizado desde hace muchos años para obtener información sobre velocidades y estructuras en el interior de la Tierra. Estudios de la dispersión de las ondas Rayleigh se remonta a inicios de los años 1930 (Carder, 1934, para corteza oceánicas; Röhrbach, 1932; Gutenberg & Richter, 1936, para corteza continental). Uno de los estudios mayormente citados de dispersión de onda superficiales probablemente sea el de Oliver (1962), donde se publicaron las curvas de dispersión para los modos fundamentales de ondas Love y Rayleigh tanto en corteza continental como oceánica. En este trabajo consideramos la dispersión de la ondas Rayleigh tanto para a **ANT-CR** como la **ANT-TU**.

Clásicamente, las curvas de dispersión de las ondas superficiales se obtenían de los registro de terremotos superficiales. Sin embargo ahora podemos utilizar esos mismos métodos para medir la velocidad de las ondas superficiales derivadas de las correlaciones de ruido sísmico. En este trabajo en particular, realizamos el análisis de dispersión de las ondas Rayleigh, la cual se mide a partir de la componente vertical.

De las **EGF** obtenidas (**Capítulo 3**) medimos la velocidad de grupo de ondas Rayleigh, mediante el seguimiento de las llegadas del grupo en el dominio de la frecuencia-tiempo. Para este fin, convertimos las **EGF** al dominio de la frecuencia-tiempo utilizando la transformada S (Stockwell et al., 1996). Las llegadas del grupo son máximos

de energía a unas frecuencias determinadas. La velocidad del grupo se obtiene utilizando la distancia entre estaciones y los tiempos de llegada del grupo. Este análisis se realizó utilizando una versión temprana del enfoque presentado en Schimmel et al. (2017) sin remuestreo de datos. Consideramos una banda de frecuencia adaptativa donde la frecuencia mínima corresponde a la longitud de onda de un tercio de la distancia entre estaciones y donde la frecuencia máxima se fija a 0.33 Hz para al **ANT-CR** y a 5 Hz para la **ANT-TU**. Evaluamos inicialmente el rango de frecuencias de 0.02-0.33 Hz en el caso de la **ANT-CR**, y de 0.1-5 Hz en el caso de la **ANT-TU**, aunque estos rangos a continuación se ajustaron para cada curva de dispersión para mantener las curvas libres de señales ambiguas.

Todas las curvas de dispersión se analizaron manualmente, con el resultado de que de las 1484 **EGF** calculadas, solo 780 curvas de dispersión (52%) pasaron el control de calidad visual para la **ANT-CR**, mientras que para la **ANT-TU** de 153 **EGF** calculadas, solo 60 curvas de dispersión (40%) pasaron el control de calidad visual y se conservaron para determinar los mapas de velocidad de grupo. A través del control visual, básicamente identificamos pares de estaciones que proporcionaban una curva de dispersión no ambigua dentro de una ventana de velocidad de grupo realista, y restringimos la banda de frecuencias si es necesario. La **Fig. 4.1a, b, d, e** muestra las **EGF** y las correspondientes curvas de dispersión para dos pares de estaciones (paralelas y perpendiculares a la costa) y la calidad típica de datos utilizados en este trabajo.

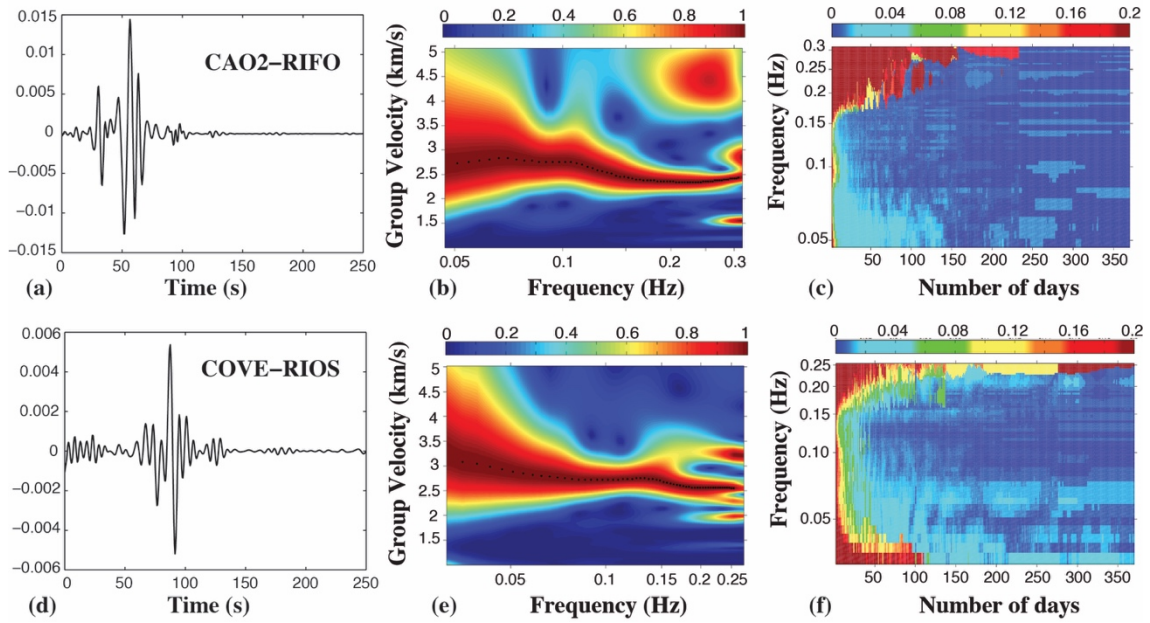


Figura 4.1. (a) EGF para el par de estaciones CAO2-RIFO (perpendicular a la costa). (b) Espectro de velocidad del grupo de ondas de Rayleigh para la forma de onda que se muestra en (a). Las amplitudes se normalizan a la unidad para cada frecuencia para rastrear la llegada del grupo. (c) Convergencia dependiente de la frecuencia a la curva de dispersión obtenida a partir de todos los datos (forma de onda mostrada en a) como función del número de correlaciones diarias de ruido. Los contornos son la media de las diferencias relativas absolutas entre las curvas de dispersión medidas para los conjuntos de datos parciales y completos. (d-f) Igual que (a-c), pero para el par de estaciones COVE-RIOS (paralelo a la costa).

4.1. Confiabilidad de las curvas de dispersión

En analogía con las pruebas de convergencia de las **EGF** (sección 3.6.1), también determinamos la robustez de las curvas de dispersión en función de la frecuencia y el número de correlaciones cruzadas diarias para varios pares de estaciones para la **ANT-CR**. Para ello hemos calculado la media de las diferencias de velocidad de grupo relativas entre una curva de dispersión de referencia y las curvas de dispersión obtenidas de 6 conjuntos de datos subsidiarios. Las curvas de dispersión de referencia se obtuvieron utilizando todos los datos disponibles, mientras que los conjuntos de datos subsidiarios se construyeron a través de una selección aleatoria de correlaciones cruzadas de ruido diarias por año. El muestreo aleatorio se utiliza para atenuar los efectos estacionales y el promedio a lo largo de diferentes años para estabilizar aún más las diferencias de velocidad del grupo.

La **Fig. 4.1c, f** muestran los resultados obtenidos para los dos pares de estaciones (paralelas y perpendiculares a la costa). Se puede ver que las curvas de dispersión son bastante estables a frecuencias de rango medio (0.05-0.15 Hz) después de un par de meses, mientras que se necesitan muchos más datos para obtener curvas de dispersión estables en ambos extremos de nuestra banda de frecuencia considerada. Las fuentes de ruido por debajo de los microsismos primarios (<0.05 Hz) son menos energéticos, lo cual puede explicar la convergencia más lenta. Y cerca del límite de alta frecuencia (> 0.15 Hz), la falta de energía puede ser debido a la distribución de fuente heterogénea y otras señales de interferencia que explican la alta variabilidad en las mediciones de dispersión.

Para evaluar más a fondo la consistencia y la calidad de nuestros datos, verificamos si las curvas de dispersión medidas muestran características similares para diferentes rutas dentro de la misma unidad geológica. Para este propósito, delimitamos cuatro áreas más grandes con geología similar (**Fig. 4.2, panel inferior**) y trazamos las curvas de dispersión correspondientes para estaciones dentro de estas áreas con el mismo código de color (**Fig. 4.2, panel superior**). Los puntos negros marcan las velocidades de onda Rayleigh promedio según lo determinado en un estudio previo por Husen et al. (2003) y Quintero & Kissling (2001) y en adelante llamado **CR-1D**. Es visible en la **Fig. 4.2** que nuestras curvas de velocidad medidas se agrupan en grupos siguiendo los diferentes regímenes geológicos, y que nuestras mediciones siguen aproximadamente el modelo **CR-1D**, validando el rendimiento de este modelo para la propagación de la onda de Rayleigh. Las diferencias de variabilidad de las curvas de dispersión dentro de cada grupo y alrededor del modelo **CR-1D**, pueden deberse a errores de medición y a las heterogeneidades en tres dimensiones de las estructuras geológicas que influyen en la velocidad de la onda en el área de estudio.

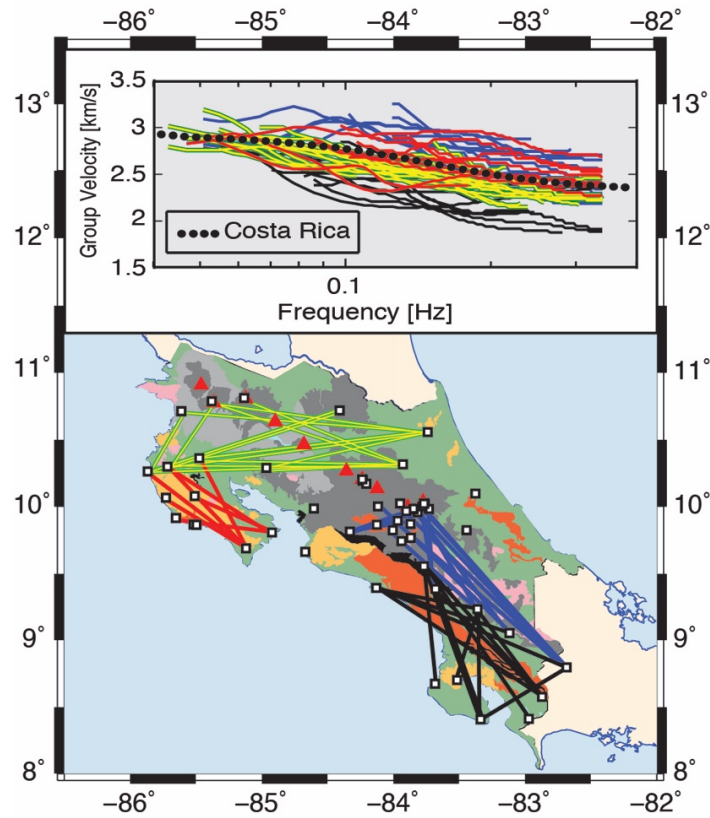


Figura 4.2. Panel superior: curvas de dispersión medidas para diferentes trayectos entre estaciones, codificados por color según el área geológica (panel inferior). Las líneas roja, negra, azul y verde-amarilla corresponden a caminos en Nicoya, Osa, Cordillera de Talamanca y Cordillera Volcánica, respectivamente. Los puntos negros marcan la curva de dispersión para el modelo de velocidad de Costa Rica 1D obtenido por Husen et al. (2003) y Quintero y Kissling (2001).

Capítulo 5

Tomografía de Ruido Sísmico

La tomografía de ruido sísmico (**ANT**) constituye un método para construir modelos de la distribución de velocidades sísmicas en el subsuelo a partir del apilamiento de las correlaciones diarias de ruido sísmico (**EGFs**). El ruido sísmico en la banda microsísmica está constituido principalmente por ondas superficiales, las cuales contienen información sobre la estructura interna de la tierra por la cual se propagan a través de su velocidad de grupo o de fase, que dependen de los parámetros elásticos del medio (velocidad de onda de corte v_s , velocidad de onda compresional v_p y densidad ρ). Este marco implica un parecido sustancial entre **ANT** y tomografía de ondas superficiales basados en terremotos, salvo por la naturaleza, distribución y disponibilidad diferente de las fuentes y las consiguientes diferencias en cobertura. Existen algunos estudios que combinan las velocidades de grupo o de fase de ondas superficiales obtenidas de terremotos y del ruido sísmico, sin embargo para este trabajo hemos considerado las velocidades de grupo obtenidas a partir del ruido sísmico.

Hoy en día existen muchos métodos y algoritmos que permiten resolver la inversión de distintas maneras, sin embargo el objetivo común de todos estos métodos es conseguir que los parámetros de un modelo m se ajusten a los datos observados d_{obs} con un error mínimo. Donde el modelo m sigue la relación: $d = G(m)$. En este capítulo se describen los algoritmos utilizados en este trabajo para la inversión. Para ello, en concreto, la inversión se realiza en dos etapas.

La primera etapa consiste en invertir los tiempos de llegada de las velocidades de grupo de las ondas superficiales obtenidas de las curvas de dispersión de las **EGFs**, para generar mapas de velocidades de grupo 2D en función del periodo. La segunda etapa consiste en invertir las curvas de dispersión de cada punto de la malla de los mapas de velocidades de grupo generados en la primera etapa. Esta segunda inversión calcula modelos de velocidades 1D de ondas S para cada punto de la malla en función de la profundidad a partir de su relación con la velocidad de grupo de las ondas superficiales.

De esta forma, combinado todos los modelos 1D podemos reconstruir la estructura 3D del medio.

5.1. Inversión de velocidades de grupo

En esta primera etapa, el problema directo consiste en predecir el tiempo de llegada de la ondas superficiales entre dos sensores A y B, el cual depende de la frecuencia ω y esta definido por:

$$t(\omega) = \int_p \frac{1}{v(\mathbf{r}, \omega)} ds \quad (5.1)$$

donde $\mathbf{r}$ es el vector de posición, p indica la trayectoria de la onda y ds es el diferencial de longitud de la trayectoria p . Para resolver esta integral primero debemos tomar en cuenta que la trayectoria seguida por las ondas (p) debería ser conocida, sin embargo esta depende del modelo de velocidades de la estructura, el cual a su vez consiste en el problema inverso a resolver. Por otro lado, si consideramos un medio elástico, una forma de relacionar los tiempos de llegada de las ondas superficiales y la velocidad de propagación de las mismas es por medio de la ecuación eikonal, la cual se define como:

$$|\nabla_{\mathbf{r}} T|^2 = \frac{1}{[v(\mathbf{r})]^2} \quad (5.2)$$

donde T es el tiempo de llegada del frente de ondas (Garcia, 2010).

La ecuación eikonal relaciona los tiempos de llegada de las ondas superficiales con las velocidades de propagación del medio por el que viajan y para resolver la ecuación necesitamos saber la geometría y la posición del frente de ondas en un tiempo $T_B - T_A$. Para medios isotrópicos los rayos se definen como las trayectorias ortogonales al frente de ondas. Si consideramos un punto de fase constante de la onda y pequeños cambios en el tiempo dt que afectan a ese punto (Aki & Richards, 1980), podemos derivar de la ecuación eikonal la trayectoria del rayo, dando como resultado la ecuación del rayo:

$$\frac{d}{ds} \left(\frac{1}{v(\mathbf{r})} \frac{d\mathbf{r}}{ds} \right) = \nabla \left(\frac{1}{v(\mathbf{r})} \right) \quad (5.3)$$

De la ecuación del rayo podemos describir la geometría o el trazado del mismo. El rayo se ve afectado por las heterogeneidades y anomalías existentes en el medio por el que viaja el frente de ondas. Según la ecuación del rayo, la curvatura local de la trayectoria depende del gradiente de la velocidad de propagación (Cerveny, 2005).

Que el medio influya en el trazado conlleva a que la relación entre el tiempo de viaje t y el conjunto de velocidades v es un problema no lineal. Existen varios planteamientos para la formulación y solución del problema inverso, como métodos iterativos que resuelven el problema inverso a través de técnicas discretas de trazado de rayos o métodos de diferencia finita. Ciertamente en el pasado estos métodos requerían de mucho tiempo de computo, pero con el desarrollo de la tecnología, hoy en día esto ha dejado de ser un problema.

Para resolver el problema inverso consideramos el tiempo de viaje de un conjunto de trayectos p observados $t_{obs}(\omega)$, del cual podemos inferir un mapa de velocidades $v(\mathbf{r})$, a una frecuencia ω dada y definimos los tiempos observados como:

$$t_{obs}(\omega) = t(\omega) + \epsilon(\omega) = \int_p \frac{ds}{v} + \theta \quad (5.4)$$

donde t_{obs} han sido calculados por medio de la metodología espectral (**Capítulo 4**) y θ es un error observacional. También debemos estimar los tiempos de trayectos teóricos $t_{teo}(\omega)$ y para ello es necesario definir una malla discretizada que cubra toda el área de estudio y un modelo de referencia v_0 , de la **ecuación 5.1** podemos definir los tiempos teóricos $t_{teo}(\omega)$ como:

$$t_{teo}(\omega) = \int_p \frac{ds}{v_0} \quad (5.5)$$

los residuos d de los tiempos observados t_{obs} y de los tiempos teóricos t_{teo} para una misma trayectoria p , se pueden expresar como:

$$d = t_{obs} - t_{teo} = \int_p \frac{ds}{v} + \epsilon - \int_p \frac{ds}{v_0} = \int_p \frac{\mathbf{m}}{v_0} ds + \theta \quad (5.6)$$

donde m es la perturbación de velocidad y se define como:

$$m(\mathbf{r}) = \frac{v_0(\mathbf{r}) - v(\mathbf{r})}{v(\mathbf{r})} \quad (5.7)$$

El objetivo de la metodología es calcular la perturbación m de velocidad. Esto se puede cuantificar construyendo una función objetivo $S(m)$, la cual consiste en una suma de los ajustes de los datos $\Psi(m)$ y los términos de regularización $\Phi(m)$ y $\Omega(m)$. La componente esencial la de función objetivo es el término $\Psi(m)$, que mide la diferencia entre los datos observados y los teóricos, $\Psi(m)$ se define como:

$$\Psi(m) = (G(m) - d_{obs})^T C_d^{-1} (G(m) - d_{obs}) \quad (5.8)$$

donde d_{obs} es el vector de los residuos de los tiempos de viaje observados relativos al modelo de velocidades de referencia v_0 , C_d es la matriz de covarianza de los errores observados θ (**ecuación 5.4**). Estrictamente hablando, C_d corresponde más a una matriz de pesos de los datos que a una matriz de covarianza, a menos que verdaderamente refleje la incertidumbre asociada a los datos. Esto implica que solamente unos pocos datos erróneos, tendrán una influencia significativa en el tamaño de $\Psi(m)$. Por ultimo, G es el operador que calcula los residuos de tiempo esperados de m y para cada trayectoria se define como:

$$G_i(m) = \int_{p_i} \frac{m(\mathbf{r})}{v_0(\mathbf{r})} ds \quad (5.9)$$

donde $1 \leq i \leq N$, i indica el número de trayectoria y N el número total de trayectorias.

Por otro lado, en la inversión tomográfica no todos los parámetros del modelo están condicionados, puede que el problema este sub-determinado o sobre-determinado, es por ellos que se incluye un termino de regularización $\Phi(m)$ en la función objetivo para

proveer condiciones adicionales a los parámetros del modelo y así reducir la no-unicidad de la solución (Garcia, 2010). El termino de regularización típicamente se define como:

$$\Phi(m) = (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0) \quad (5.10)$$

donde C_m es la matriz de covarianza del modelo *a priori* (el modelo inicial antes de cada iteración). Similar a la **ecuación 5.8**, C_m corresponde más a una matriz de pesos de los modelos que a una matriz de covarianza, a menos que verdaderamente refleje la incertidumbre asociada al modelo inicial. El efecto de $\Phi(m)$ es favorecer los modelos solución que están mas cercanos al modelo de referencia m_0 . Los valores usados en C_m están basados normalmente en información inicial.

El otro termino de regularización $\Omega(m)$ consiste en dar una solución de estructura minima (Contable et al. 1987), la cual intenta encontrar un acuerdo entre la satisfacción de los datos y encontrar un modelo con la mínima cantidad de variación estructural (Garcia, 2010). Esta regularización se define como:

$$\Omega(m) = m^T D^T D m \quad (5.11)$$

donde D es un operador de diferencia finita de la segunda derivada del modelo suavizado, que es la que regula la variación estructural en la inversión. Entonces podemos definir la función objetivo $S(m)$ como la función a minimizar de la siguiente manera:

$$S(m) = \Psi(m) + \varepsilon \Phi(m) + \eta \Omega(m) \quad (5.12)$$

sustituyendo $\Psi(m)$, $\Phi(m)$ y $\Omega(m)$ en la **ecuación 5.12** tenemos:

$$S(m) = (G(m) - d_{obs})^T C_d^{-1} (G(m) - d_{obs}) + \varepsilon (m - m_0)^T C_m^{-1} (m - m_0) + \eta m^T D^T D m \quad (5.13)$$

donde ε es un factor de amortiguamiento conocido como *damping* y η un factor de suavizado conocido como *smoothing*. ε y η gobiernan el acuerdo entre que tan bien satisface la solución m a los datos, que tan cerca esta m a m_0 y el suavizado de m

(Garcia, 2010). Los parámetros de amortiguamiento ε y suavizado η , los determina el usuario mediante prueba y error hasta encontrar un modelo que ajuste los datos adecuadamente. Un buen ajuste es un criterio necesario, aunque no suficiente, para sostener que el modelo obtenido resuelve las estructuras de la zona adecuadamente.

En este trabajo para la tomografía de ondas superficiales utilizamos el método *Fast Marching Surface Tomography* (**FMST**) de Rawlinson (2005). Este método sigue un enfoque de inversión no lineal iterativo que aprovecha el *Fast Marching Method* (**FMM**) de Sethian (1996, 1999, 2001) para resolver el problema directo en cada iteración, es decir, para determinar nuevamente los tiempos de viaje en la versión actualizada del modelo de velocidades 2D. El **FMM** es un operador eikonal, que utiliza diferencias finitas para encontrar los frentes de onda a partir de los retardos de fase. Una de las ventajas sobre el trazado de rayos es que **FMM** proporciona el tiempo de viaje mínimo (o máximo) que se puede perder con el trazado de rayos en presencia de múltiples rutas. **FMM** suministra soluciones estables y robustas en medios heterogéneos (Rawlinson & Sambridge 2004).

Para el problema inverso el **FMST** se basa en el enfoque de inversión subespacial de Kennett et al. (1988), que permite un cálculo eficiente a través de una dimensionalidad reducida, gracias a la proyección en un subespacio del espacio a modelar. La inversión incorpora la no linealidad del problema mediante una estrategia iterativa, donde el problema directo (tiempos de viaje y trayectorias de rayos) se resuelve para el modelo actualizado en cada iteración. El **FMST** utiliza la **ecuación 5.13** como la función a optimizar (Rawlinson et al. 2006).

En el caso particular de la tomografía de ondas superficiales para toda Costa Rica el modelo 2D está discretizado por una malla de 45x45 nodos, que están espaciados regularmente a 0.1 grados en latitud y longitud, mientras que para la tomografía de ondas superficiales del volcán Turrialba el modelo 2D está discretizado por una malla de 10x15 nodos, que están espaciados regularmente a 0.07 grados en latitud y longitud. Además, para ambas tomografías se tomó una velocidad inicial constante para iniciar la inversión. También, se asumieron las matrices de covarianza como constantes para ambos casos, lo que significa que no ponderamos de manera diferente las mediciones individuales o los parámetros del modelo.

5.1.1. Parámetros de suavizado

Como anteriormente se mencionó, los parámetros de regularización de suavizado η (*smoothing*) y amortiguamiento ε (*damping*) se determinan por medio de prueba y error hasta encontrar un modelo que ajuste los datos adecuadamente. Sin embargo, hay maneras que facilitan la elección de los valores de ε y η , como por ejemplo utilizar las curvas de sesgo (*trade-off curves*), caracterizadas por su forma de L para ε o η fijas. Las curvas de sesgo consisten en encontrar un valor para ε y η adecuado entre el ajuste de los datos (*data misfit*) y la robustez del modelo (*model roughness*) o la perturbación del modelo (*model variance*). Donde la robustez del modelo esta definido por $\Omega(m)$ (ecuación 5.11) y la perturbación del modelo esta definido por $\Phi(m)$ (ecuación 5.10).

Una forma de encontrar los valores óptimos para ε o η es el seguido por Rawlinson et al. (2006), el cual consiste como primer paso dejar $\varepsilon = 1$ fijo y exploramos la curva de compensación variando η . Luego se selecciona un valor de η optimo entre el ajuste de los datos (*data misfit*) y la robustez del modelo (*model roughness*), en el caso de la tomografía para toda Costa Rica se seleccionó $\eta = 300$. El siguiente paso es dejar $\eta = 300$ fijó y variar ε . Similar como se hizo con η , se selecciona un valor de ε optimo entre el ajuste de los datos (*data misfit*) y la perturbación del modelo (*model variance*), en el caso de la tomografía para toda Costa Rica se seleccionó se eligió a $\varepsilon = 100$. Por ultimo se repite el primer paso utilizando los valores seleccionados para confirmar que, en combinación de los parámetros, el η seleccionado inicialmente es un valor razonable. La **Fig. 5.1a, b** muestran las curvas de compensación para $\varepsilon = 100$ y $\eta = 300$ para el periodo $T = 12s$ y confirman que los valores seleccionados son adecuados para la tomografía de toda Costa Rica. El desajuste de los datos (*data misfit*) en función de la cantidad de iteraciones se muestra en la **Fig. 5.1c** para $\varepsilon = 100$, $\eta = 300$ y $T = 12s$. Se ve en esta última figura que la inversión converge rápidamente después de 3 iteraciones.

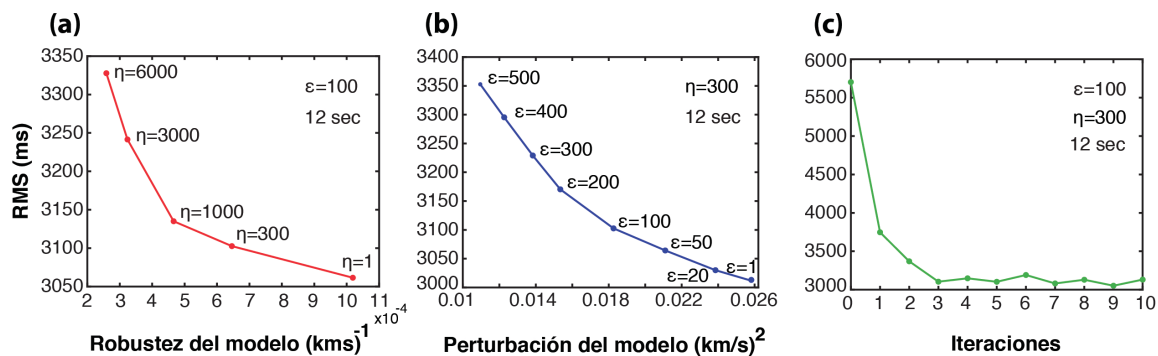


Figura 5.1. Curva de compensación para la tomografía de ondas superficiales (ondas Rayleigh) de todo Costa Rica, para el periodo $T = 12$ s. (a) Desajuste de datos (RMS) versus la robustez del modelo para $\epsilon = 100$. (b) Desajuste de datos (RMS) versus perturbación del modelo para $\eta = 300$. (c) Desajuste de datos (RMS) en función del número de iteraciones para $\epsilon = 100$ y $\eta = 300$. La inversión converge después de 3 iteraciones.

5.1.2. Resolución de los mapas de velocidades 2D

La obtención de la solución que minimiza la función objetivo, que a su vez satisface los datos observados y las condiciones *a priori*, no necesariamente asegura que sea la solución única o mejor solución a nuestro problema y ni siquiera que sea una solución realista de la zona a modelar. Las restricciones físicas del problema inverso permiten definir un límite de resolución espacial para el modelo de velocidades. Sin embargo, muchas veces este límite de resolución no puede ser alcanzado debido a falta de información o la presencia de errores relevantes en las observaciones (Yanovskaya, 1997).

Una forma de resolver estos problemas es mediante la reconstrucción de modelos sintéticos usando la misma geometría y parametrización que la inversión real, algunos de los modelos sintéticos más conocidos son el *checkerboard* o tablero de ajedrez y los *spikes* o anomalías locales. También se pueden realizar otros test no sintéticos como *jackknife* en el que se elimina un porcentaje de las estaciones de forma aleatoria y se comprueba la capacidad de reproducir el mismo resultado o anomalías de la inversión real. Una variante no aleatoria de esta prueba consiste en elegir deliberadamente la eliminación de determinadas estaciones que pueden estar asociados a anomalías concretas, con el fin de evaluar la reproducibilidad del modelo, estrategia que aplicamos en este trabajo. Con las diferentes pruebas podemos apoyar que las anomalías observadas

son reales y no artefactos provocados por errores de observación, problemas con la instrumentación (por ejemplo: estaciones, GPS, convertidores) o bien problemas en el procesado (por ejemplo: filtros, curvas de dispersión malas, etc).

El *checkerboard* o tablero de ajedrez es un modelo sintético que alterna zonas de baja y alta velocidad en dos dimensiones, con velocidad constante dentro de las casillas, y límites abruptos entre ellas. La idea de esta prueba consiste en emular la presencia de anomalías de velocidad en el medio y analizar el porcentaje de recuperación entregado por el proceso de inversión (An, 2012). Los resultados de la tomografía dependen en gran medida de la distribución de las trayectorias consideradas y con un modelo sintético *checkerboard* se puede evaluar el nivel de cobertura de las observaciones y verificar la capacidad del modelo real para capturar altos contrastes de velocidad de la zona a estudiar.

Otro modelo sintético muy utilizado en tomografía es el de *spikes* o anomalías locales, el cual consiste en emular la presencia de anomalías de baja o alta velocidad en el medio, en zonas donde la inversión real refleja alguna anomalía importante y de esta forma analizar el porcentaje de recuperación entregado por el proceso de inversión, asegurando así que las anomalías del modelo real no son artefactos.

5.2. Inversión de los mapas de velocidades de grupo para obtener V_s

Para esta segunda etapa de inversión partimos de los mapas de velocidades de grupo generados para cada periodo (ver **apartado 5.1**) y determinamos la curva de dispersión de cada uno de los nodos de la malla para posteriormente obtener un modelo tridimensional de velocidad de cizalla (v_s). Recordamos que el ruido sísmico está constituido principalmente por ondas superficiales, y nuestro procesado está enfocado en evaluar ondas Rayleigh. Las ondas Rayleigh son el producto de la interacción en superficie de la onda P con la componente vertical de la onda S (SV), siendo las últimas más lentas e implicando que las ondas superficiales sean más sensibles a los cambios de velocidades de la onda S. Una vez obtenidas las curvas de dispersión de cada nodo (curvas de dispersión observadas), se calculan curvas de dispersión teóricas v a partir de modelos 1D de velocidades de onda S para determinar la curva de dispersión teórica v

que mejor se ajusta a la curva de dispersión observada obtenidas de los mapas de velocidades de grupo. Esta parte se conoce como el problema directo y se puede expresar como:

$$v = \mathcal{F}(m) \quad (5.14)$$

donde m es el modelos 1D de velocidades de onda S y se define como:

$$m = [C_{ijkl}(z), \rho(z), Q(z)] \quad (5.15)$$

donde z es la profundidad, $C_{ijkl}(z)$ es el tensor elástico, $\rho(z)$ es la densidad y $Q(z)$ es el factor de calidad que describe la atenuación anelástica del medio (Gaite, 2013).

En total el tensor elástico $C_{ijkl}(z)$ tiene $3^4 = 81$ elementos, sin embargo por la relación de simetría $C_{ijkl} = C_{klij} = C_{jikl} = C_{ijlk}$ se reducen a 21 elementos independientes que relacionan los 9 elementos del tensor de deformación, así como los 9 elementos del tensor de esfuerzo. El tensor elástico define las propiedades de un medio, y si se considera un medio isotrópico los elementos o módulos elásticos independientes se reducen a 2, pues tratamos solo con los parámetros de Lamé λ y μ (ó con v_p y v_s). Podemos expresarlos de la siguiente manera:

$$\lambda = k - \frac{2}{3}\mu \quad (5.16)$$

donde k es el modulo elástico de compresibilidad y μ es idéntico al módulo de cizalla.

En este trabajo el problema directo se resuelve utilizando una de las subrutinas del paquete "*Computer Programs in Seismology*" (Herrmann, 2013). Esta subrutina calcula la velocidad de grupo a partir de un modelo 1D de velocidades de ondas internas (en nuestro caso particular a partir de modelos 1D de velocidades de ondas S). El espacio de soluciones esta definido a priori y discretizado por un incremento establecido para cada parámetro. Para evitar modelos con variaciones bruscas entre velocidades en capas adyacentes, a lo largo de la inversión, no aceptamos modelos perturbados que rompan la regla:

$$\beta_{i-1}(1 - \gamma) \leq \beta_i \leq \beta_{i-1}(1 + \gamma), \text{ for } i \neq 1 \quad (5.17)$$

donde γ es un factor de suavidad entre 0 y 1, i es el número de capa y β la velocidad de corte.

Para obtener los modelos 1D de velocidad de onda S, se utilizan expresiones no lineales complejas, que relacionan los parámetros del medio (v_p, v_s, ρ) con las velocidades de grupo observadas, esto a su vez implica que el problema inverso tenga múltiples soluciones o modelos 1D que se ajusten a los datos observados. Sin embargo hoy en día existen métodos iterativos y algoritmos de optimización global que resuelven el problema inverso, explorando todo un espacio de soluciones y con ello no solo tenemos el modelo con menor desajuste, sino también una familia de modelos que se ajustan lo suficientemente bien a los datos observados. Para más rigurosidad en esta parte se inspeccionaron visualmente los resultados obtenidos para garantizar que el modelo final está bien restringido.

En la resolución del problema inverso utilizamos el algoritmo “*simulated annealing*”, el cual es un algoritmo de optimización global bastante robusto ya que está diseñado para funciones con múltiples mínimos, la búsqueda del mínimo global de la función lo realiza explorando el espacio de los parámetros y generando modelos que siguen cierta distribución de probabilidad, hasta encontrar la solución con menor desajuste para cierto número de iteraciones.

Simulated annealing utiliza como base teórica unos conceptos de la termodinámica, la mecánica de un sistema energético y su ordenamiento atómico aplicado al problema inverso. Específicamente se basa en las características inherentes al enfriamiento paulatino de un metal, el cual llega a un estado de baja energía y de máximo ordenamiento atómico. Durante dicho proceso la temperatura disminuye su valor provocando fluctuaciones energéticas aleatorias producto del enfriamiento y de esa forma permite que el sistema escape de mínimos locales y alcance un mínimo global (Gaite, 2013).

La relación entre la disminución de la temperatura y el ordenamiento atómico de un sistema energético puede simularse por medio del algoritmo de Metrópolis (Metropolis et

al. 1953), el cual realiza un cambio en la posición $\mathbf{x}$ de los átomos por medio de incremento aleatorio y pequeño en cada paso de la iteración. La nueva posición aleatoria esta definida por:

$$\mathbf{x}' = \mathbf{x} + r \cdot \mathbf{v} \quad 5.18$$

donde $\mathbf{v}$ es la distancia de avance, variable para cada átomo y está regulado por un número arbitrario r entre -1 y 1 (Gaite, 2013).

Este cambio en la posición atómica provoca un cambio ΔE en todo el sistema energético. Si la energía es menor o igual al cambio anterior, las nueva posiciones son aceptadas y se toman como configuraciones iniciales, en caso contrario se utiliza el criterio de Metrópolis para saber si se aceptan los nuevos cambios de posición, para ello primero se calcula la probabilidad de Boltmann para el cambio energético ΔE , es decir:

$$P(\Delta E) = \exp\left(\frac{-\Delta E}{K_B T}\right) \quad (5.19)$$

donde K_B es la constante de Boltzmann y T la temperatura. Luego se elige un número p aleatorio entre cero y uno, se compara p con la probabilidad del cambio ΔE , si dicho número p es menor, entonces se aceptan los cambios de posición y se toman como configuraciones inicial, en caso contrario se rechaza y se mantiene las condiciones iniciales anteriores. El aceptar este cambio de posición que aumenta la energía del sistema permite que el mismo sistema salga de mínimos locales. Este proceso se repite varias veces y simula el movimiento térmico de los átomos del sistema para una temperatura dada (Gaite, 2013).

En analogía con el problema inverso, podemos considerar el conjunto de átomos como los parámetros $\mathbf{x}$ del modelo 1D y la energía del sistema como la función de error o *misfit fuction* asociada a los parámetros $\mathbf{x}$ del modelo 1D (Gaite, 2013; Iglesias et al, 2001). Por otro lado, considerando que la distancia de avance $\mathbf{v}$ y la temperatura $\mathbf{T}$ son parámetros definidos a priori, podemos dividir el proceso que realiza *simulated annealing* en tres fases (Gaite, 2013; Iglesias et al, 2001):

La primera fase consiste en calcular el problema directo a partir de un modelo inicial de velocidades, el resultado obtenido se compara con respecto a los datos observados y se determina el error o *misfit fuction* (ΔE) entre ellos (la *misfit fuction* es la función a optimizar en *simulated annealing*). Luego se perturba el modelo mediante la **ecuación 5.18**, se calcula el misfit del nuevo modelo perturbado con respecto a los datos observados y se compara con el del modelo anterior, si el error es menor al anterior se toma el nuevo modelo como configuración inicial en caso contrario se utiliza el criterio de Metrópolies para determinar si se acepta o no el nuevo modelo como configuración inicial. Esta fase se realiza manteniendo la misma distancia de avance ν y temperatura T para un número N_i de iteraciones, determinado previamente por el usuario para cada uno de los N parámetros de $\mathbf{x}$.

El error (ΔE) se estima mediante un esquema simulado optimizado (Iglesias et al, 2001) para minimizar ΔE :

$$\Delta E = \sqrt{\sum_n \left(U_i^{obs} - U_i^{teor}(\beta_{1,...,N}) \right)^2} \quad (5.20)$$

donde U_i^{obs} es la velocidad de grupo para la iteración i^{th} , y U_i^{teor} es la velocidad de grupo predicha para la iteración i^{th} y dependiendo del modelo de velocidades de onda $S(\beta)$ para las N capas de X km de espesor (en nuestro caso particular fueron 20 capas de 1 km cada una).

La segunda fase consiste en determinar el nuevo calor a la distancia de avance ν , este valor inicialmente lo determina el usuario, pero una vez iniciado el proceso *simulated annealing* lo determina el nuevo valor de ν considerando la cantidad de modelos evaluados y la cantidad de modelos aceptados en la primera fase. Si la cantidad de modelos aceptados es mayor que la mitad de los modelos evaluados, se aumenta la distancia de avance ν para aumentar y definir los limites del espacio de búsqueda. Por otro lado si la cantidad de modelos aceptados es menor que la mitad de los modelos evaluados, se reduce la distancia de avance ν para disminuir y definir los limites del espacio de búsqueda. Esta fase se realiza manteniendo la misma temperatura T para un número N_j de iteraciones, determinado previamente por el usuario.

La **tercera fase** consiste en reducir el valor de la temperatura T , para un número N_T de iteraciones, determinado previamente por el usuario. La temperatura es el parámetro de control para la probabilidad de Boltzmann a la hora de aplicar el criterio de Metrópolis. El valor de temperatura T y el factor de reducción r_T , el cual es un valor constante entre 0 y 1, son definidos inicialmente por el usuario. Y la ecuación de reducción de la temperatura se define de la siguiente forma:

$$T' = r_T \cdot T \quad (5.21)$$

Simulated annealing sigue siendo computacionalmente costoso, y para evitar tiempos de cálculo excesivamente largos se limita el número de iteraciones mediante dos parámetros de control. El programa finaliza cuando la variación del error (ΔE) sea menor que un valor de tolerancia ε (0.001 en nuestro caso) o cuando se haya llegado al número máximo de evaluaciones MAXEVAL (1500000 en nuestro caso). La **Fig. 5.2** muestra un diagrama de flujo del algoritmo *simulated annealing* y cada una de las fases descritas anteriormente. Además la **Tabla 5.1** muestra todos los parámetros de entrada definidos por el usuario previamente y los valores utilizados en este trabajo.

Valor de entrada utilizados en este trabajo	Parámetros	Significado
20	N	Número de variables de la función a optimizar.
40	NEPS (N_i)	Número de iteraciones de la primera fase.
2	NS (N_j)	Número de iteraciones antes de ajustar la distancia de avance ν .
2	NT (N_T)	Número de iteraciones antes de la reducción de la temperatura.
2.0	VM (ν)	Distancia de avance ν para cada parámetro (varia su valor en el algoritmo).
0.1	C	Factor de ajuste de la distancia de avance ν para el parámetro i-ésimo.
6	T	Temperatura (varia su valor en el algoritmo)
0.999	RT (r_T)	Factor de reducción de la temperatura en cada $N \times N_i \times N_j \times N_T$ (valor entre 0-1).
Ver Tabla 2	LB	Limite inferior para el parámetro i-ésimo.
Ver Tabla 2	UB	Limite superior para el parámetro i-ésimo.
0.001	EPS (ϵ)	Umbral de tolerancia para finalizar.
1500000	MAXEVL	Número máximo de evaluaciones del problema directo.

Tabla 5.1. Parámetros de entrada definidos por el usuario previamente para el algoritmo *simulated annealing*

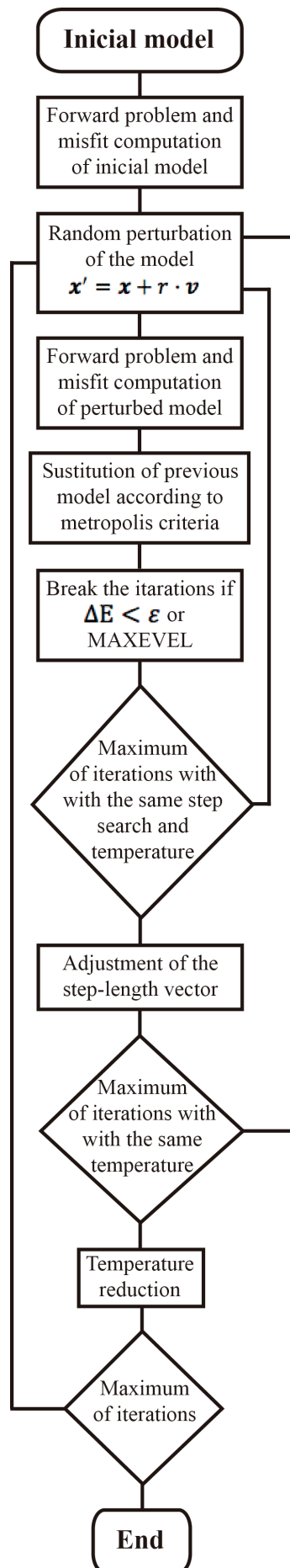


Figura 5.2. Diagrama de flujo del algoritmo *simulated annealing*. Tomado de (Iglesias et al, 2001).

5.2.1. Parámetros de regularización del medio

Para la parametrización de los modelos de Tierra 1D se consideraron 20 capas paralelas, homogéneas e isotrópicas de 1 km de espesor cada una y un semiespacio. El algoritmo de inversión encuentra V_s para cada capa dentro de un intervalo de valores plausibles, en nuestro caso particular entre 1.8-3.5 km/s. Este rango de soluciones es definido y probado inicialmente por el usuario, para que así la familia de soluciones este dentro de un rango de velocidades realistas y acordes con la corteza terrestre. Por otro lado, tratando de evitar la sobre parametrización, asumimos el medio como un sólido de Poisson ($\lambda = \mu$ y $\sigma = 0.25$), donde $V_p = \sqrt{3.0} \cdot V_s$ y la densidad para cada capa se calcula a partir de la relación (Berteussen, 1997) $\rho = 0.32\alpha + 0.77$, donde α está en km/s y ρ en g/cm^3 . La **Tabla 5.2** muestra los valores de velocidades de V_s iniciales, mínimos y máximos considerados en nuestra inversión, para la búsqueda del modelo 1D que mejor ajuste a los datos observados.

5.2.2. Resolución en profundidad

Las ondas superficiales son ondas que se propagan a lo largo de la superficie de la Tierra. Sus amplitudes en la superficie de la Tierra pueden ser muy altas, sin embargo, decaen exponencialmente con la profundidad. Las ondas Rayleigh al propagarse generan un movimiento elíptico de partículas el cual se ve reflejado en los planos verticales y radiales, esto implica que sean sensibles a los parámetros del medio: velocidad de ondas P (v_p), velocidad ondas S (v_s) y densidad (ρ).

En general las ondas superficiales son más sensibles a la velocidad de las ondas S. En la **Fig. 5.3** se puede observar los kernels de sensibilidad de velocidad de grupo en función de la profundidad y de las perturbaciones en velocidad de onda P (v_p), S (v_s) y densidad (ρ). Se observa que la sensibilidad de la velocidad de la onda S (v_s), es mucho mayor en comparación con los demás parámetros del medio de propagación. Esto sugiere que la velocidad de ondas P (v_p) y la densidad (ρ) del medio no influyen tanto en la propagación de las ondas superficiales (Stein & Wysession, 2009; Zhou, 2009). Por otro lado la relación de la velocidad de grupo con v_s es más compleja que la de la velocidad

de fase. La velocidad de grupo es sensible a estructuras más superficiales que la de fase, para un mismo periodo (Gaite, 2013).

	Inicial (x)	Mínimo (LB)	Máximo (UB)
$V_{S1}(km/s)$	2.3	1.8	3.5
$V_{S2}(km/s)$	2.3	1.8	3.5
$V_{S3}(km/s)$	2.5	1.8	3.5
$V_{S4}(km/s)$	2.5	1.8	3.5
$V_{S5}(km/s)$	2.7	1.8	3.8
$V_{S6}(km/s)$	2.7	1.8	3.8
$V_{S7}(km/s)$	2.9	1.8	3.8
$V_{S8}(km/s)$	2.9	1.8	3.8
$V_{S9}(km/s)$	3.1	2.0	4.0
$V_{S10}(km/s)$	3.1	2.0	4.0
$V_{S11}(km/s)$	3.4	2.5	4.0
$V_{S12}(km/s)$	3.4	2.5	4.0
$V_{S13}(km/s)$	3.6	3.4	4.3
$V_{S14}(km/s)$	3.6	3.4	4.3
$V_{S15}(km/s)$	3.8	3.4	4.3
$V_{S16}(km/s)$	3.8	3.4	4.3
$V_{S17}(km/s)$	3.6	3.4	3.7
$V_{S18}(km/s)$	3.6	3.4	3.7
$V_{S19}(km/s)$	3.5	3.5	3.8
$V_{S20}(km/s)$	3.5	3.5	3.8

Tabla 5.2. Valores de velocidades de V_s iniciales, mínimos y máximos considerados en para este trabajo.

La resolución de la inversión en profundidad de las velocidades de grupo medidas en cada posición está determinada principalmente por el rango de período y los kernels de sensibilidad en profundidad de la velocidad de grupo correspondientes. Una forma de determinar las limitaciones de los modelos obtenidos es por medio de curvas de dispersión sintéticas generadas a partir de modelos de Tierra 1D. De esta forma podemos

ver la capacidad del algoritmo de reproducir el modelo a partir de la curva de dispersión sintéticas.

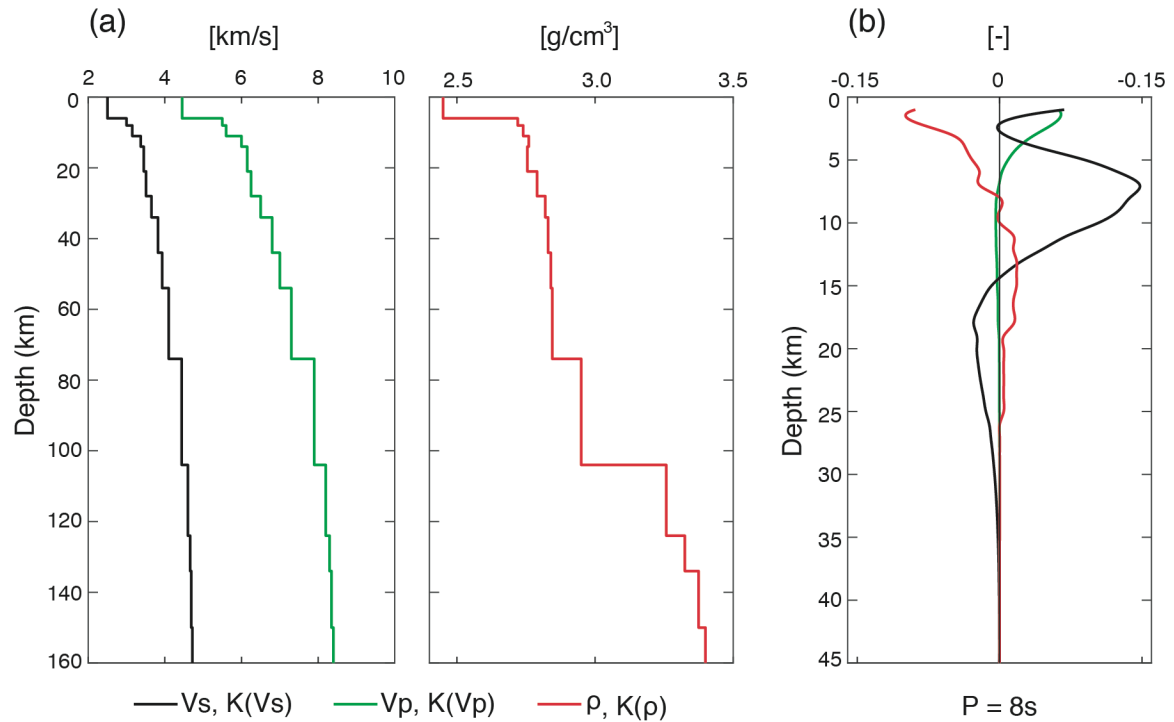


Figura 5.3. (a) Modelo 1D de Costa Rica obtenido de Husen et al. (2003) y Quintero and Kissling, (2001). (b) Kernels de sensibilidad de velocidad de grupo en función de la profundidad y de las perturbaciones de velocidad de onda P (v_p), S (v_s) y densidad (ρ) para el del modo fundamental de las ondas Rayleigh.

La **Fig. 5.4** muestra un ejemplo del modelo de Tierra **CR-1D** de velocidad de onda S v_s y los kernels de sensibilidad de velocidad de grupo para distintos periodos asociados al modelo **CR-1D** (**Fig. 5.4c**). Al invertir la curva de dispersión del modelo **CR-1D**, podemos ver que el modelo recuperado se ajusta bastante bien al modelo de entrada. De esta forma podemos comprobar que el algoritmo es robusto y además puede obtener modelos 1D coherentes con la curva de dispersión asociada al mismo.

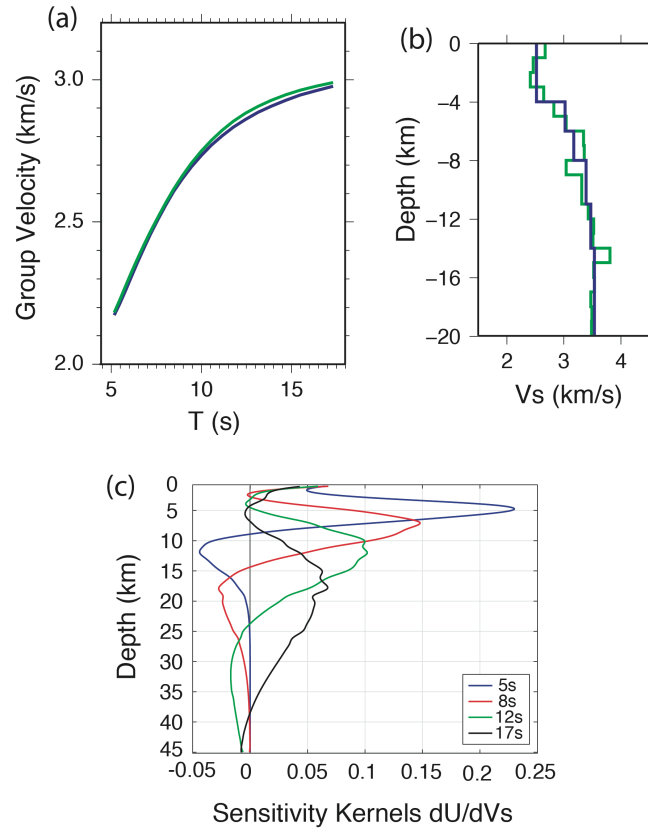


Figura 5.4. Inversión sintética del modelo CR-1D obtenido por Husen et al. (2003) y Quintero and Kissling, (2001). (a) Curva de dispersión asociada al modelo CR-1D (azul) y curva de dispersión obtenida de la inversión (verde). (b) Modelo CR-1D (azul) y modelo 1D obtenido de la inversión (verde). (c) Kernels de sensibilidad de velocidad de grupo en función de la profundidad y de las perturbaciones en velocidad de onda P (v_p), S (v_s) y densidad (ρ) para el modo fundamental de las ondas Rayleigh a distintos periodos del modelo CR-1D. Los colores no se asocian con las figuras de (a) y (b).

Capítulo 6

Resultados

En este capítulo se presentan por una parte los resultados de la inversión 2D de velocidades de grupo y por otra parte los resultados de la inversión 3D de velocidades de ondas S. En la primera parte se han usado velocidades de grupo de ondas Rayleigh medidas en curvas de dispersión extraídas de las **EGFs**, para generar mapas de velocidades de grupo 2D en función del periodo, tanto para la **ANT-CR** como la **ANT-TU** y sus respectivas resoluciones. En la segunda parte se han usado como punto de partida los mapas de velocidades de grupo generados en la primera parte, y se han invertido las curvas de dispersión de cada punto de la malla de estos mapas para la **ANT-CR**. En esta segunda inversión se calculan los modelos de velocidades 1D de ondas S para cada punto de la malla en función de la profundidad a partir de su relación con la velocidad de grupo de las ondas superficiales. De esta forma, combinando todos los modelos 1D podemos reconstruir la estructura 3D de Costa Rica.

6.1. Mapas de velocidades de grupo 2D

En este trabajo para los mapas de velocidades 2D utilizamos el método *Fast Marching Surface Tomography* (**FMST**) de Rawlinson (2005), el cual se explicó en el **Capítulo 5**. El área de estudio para la **ANT-CR** está discretizada por una malla de 45x45 nodos, que están espaciados regularmente a 0.1 grados en latitud y longitud, mientras que para la **ANT-TU** el área de estudio está discretizada por una malla de 10x15 nodos, que están espaciados regularmente a 0.07 grados en latitud y longitud. Además, para ambas tomografías se tomó una velocidad inicial constante para iniciar la inversión. Los parámetros de regularización utilizados $\eta = 300$ (*smoothing*) y $\varepsilon = 100$ (*damping*) se determinan siguiendo el enfoque de Rawlinson et al. (2006) (ver **sección 5.1.1**). Utilizando estos valores en los parámetros obtuvimos una reducción de la varianza de un 77.5% en los mapas finales de velocidades de grupo y una rápida convergencia en los modelos después de la tercera iteración en la inversión (ver **Fig. 5.1**). A continuación se

explican los mapas de velocidad de grupo 2D obtenidos para la **ANT-CR** y la **ANT-TU** utilizando la configuración mencionada.

6.1.1. ANT-CR

En la primera etapa para obtener la **ANT-CR** invertimos las curvas de dispersión extraídas de las **EGFs**. Los resultados se representan como mapas de velocidades de grupo 2D en las **Figs. 6.1 y 6.2** para períodos seleccionados entre 5s y 17s. Junto con los mapas elegidos para la interpretación realizamos pruebas adicionales a periodos distintos y con diferentes parámetros de regularización, para apoyar que los resultados sean sólidos y que estén bien representados en los mapas elegidos. Para apoyar la visualización e interpretación, cada uno de los mapas de velocidad de grupo se acompañan de la cobertura de los trayectos utilizada para este período. Esta comparación confirma que en los periodos elegidos existe una buena cobertura por trayectos en las principales zonas geológicas de Costa Rica, que son: El centro con el arco volcánico, la Cordillera de Talamanca (**CTA**), la península de Nicoya, la península de Osa, y la costa oeste de Costa Rica (**Fig. 2.1**). En la inversión incluimos el sur de Nicaragua rentabilizando las tres estaciones incluidas para mejorar la cobertura de trayectos en el norte de Costa Rica. Con la red sísmica disponible para este trabajo no conseguimos buena cobertura en la costa del Caribe, debido a la falta de estaciones en el sureste del país. Las velocidades más lentas y más rápidas que el promedio se representan con colores cálidos y fríos, respectivamente. El amarillo se asigna a la velocidad constante utilizada para iniciar las inversiones de velocidad de grupo para cada uno de los período.

Los resultados de los mapas de velocidad de grupo (**Figs. 6.1 y 6.2**) se correlacionan claramente con varios de los principales dominios geográficos y geológicos (**Fig. 2.1**). Un ejemplo de ello es el arco volcánico, el cual tiene una tendencia noroeste-sureste y se asocia con la localización de velocidades bajas en los mapas de velocidad de grupo para un amplio rango de períodos. Dentro de la anomalía del arco volcánico se pueden distinguir tres estructuras separadas de baja velocidad, que pueden estar asociadas con sistemas hidrotermales profundos, cámaras de magma o sus sistemas de alimentación (Dzierma et al. 2010; Lücke et al. 2010). Estas anomalías son particularmente claras en el

mapa de velocidad del grupo a los 7 y 8 segundos, y se localizan debajo de los volcanes Turrialba-Irazu, Arenal y Rincón de la Vieja.

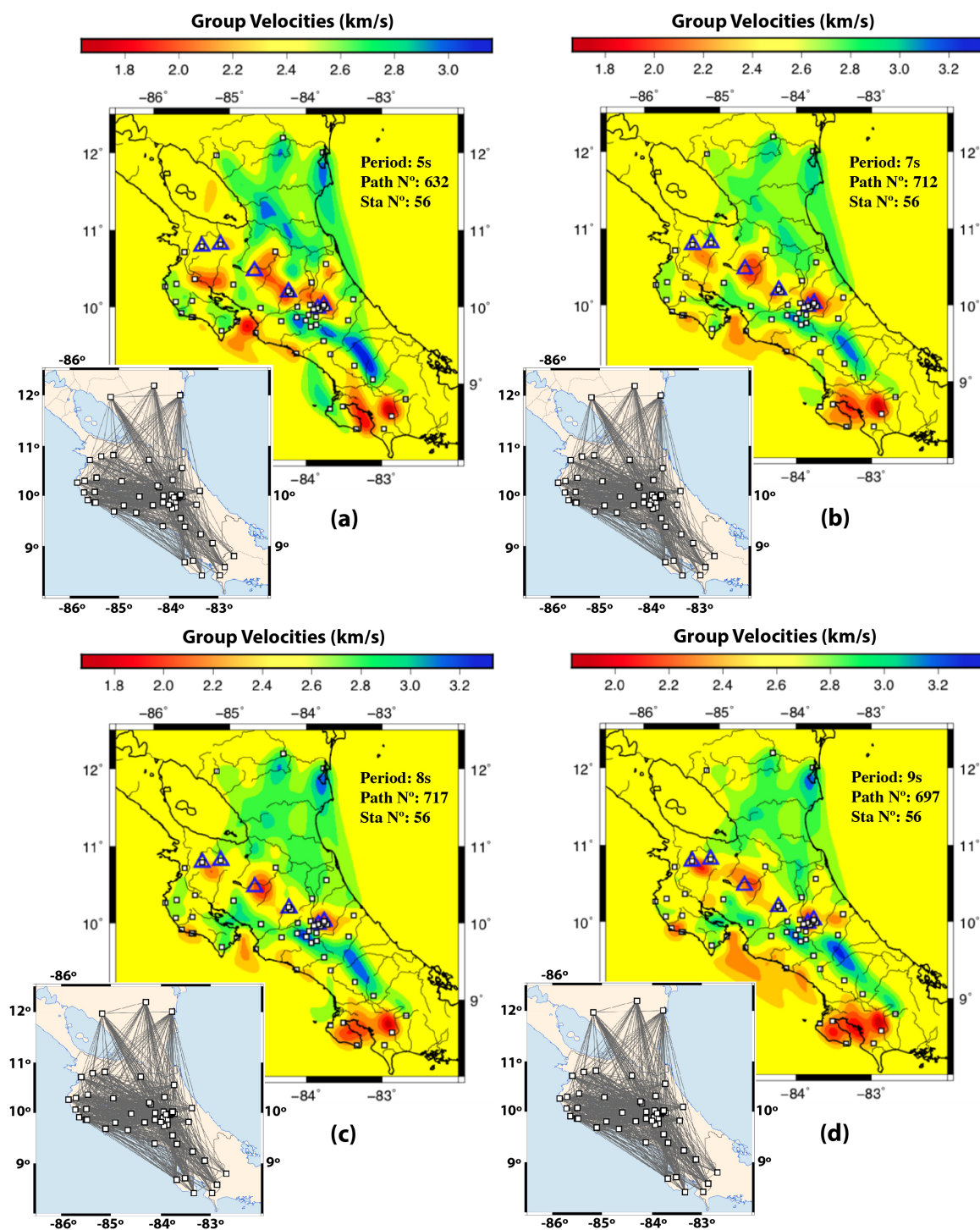


Figura 6.1. Mapas de velocidad de grupo de la ANT-CR para períodos de 5s (a), 7s (b), 8s (c) y 9s (d). La cobertura de las trayectorias utilizadas respectivamente se muestra en la esquina inferior izquierda de cada figura. Cuadrados blancos y triángulos azules marcan las estaciones sísmicas y los volcanes activos en los últimos 100 años, respectivamente.

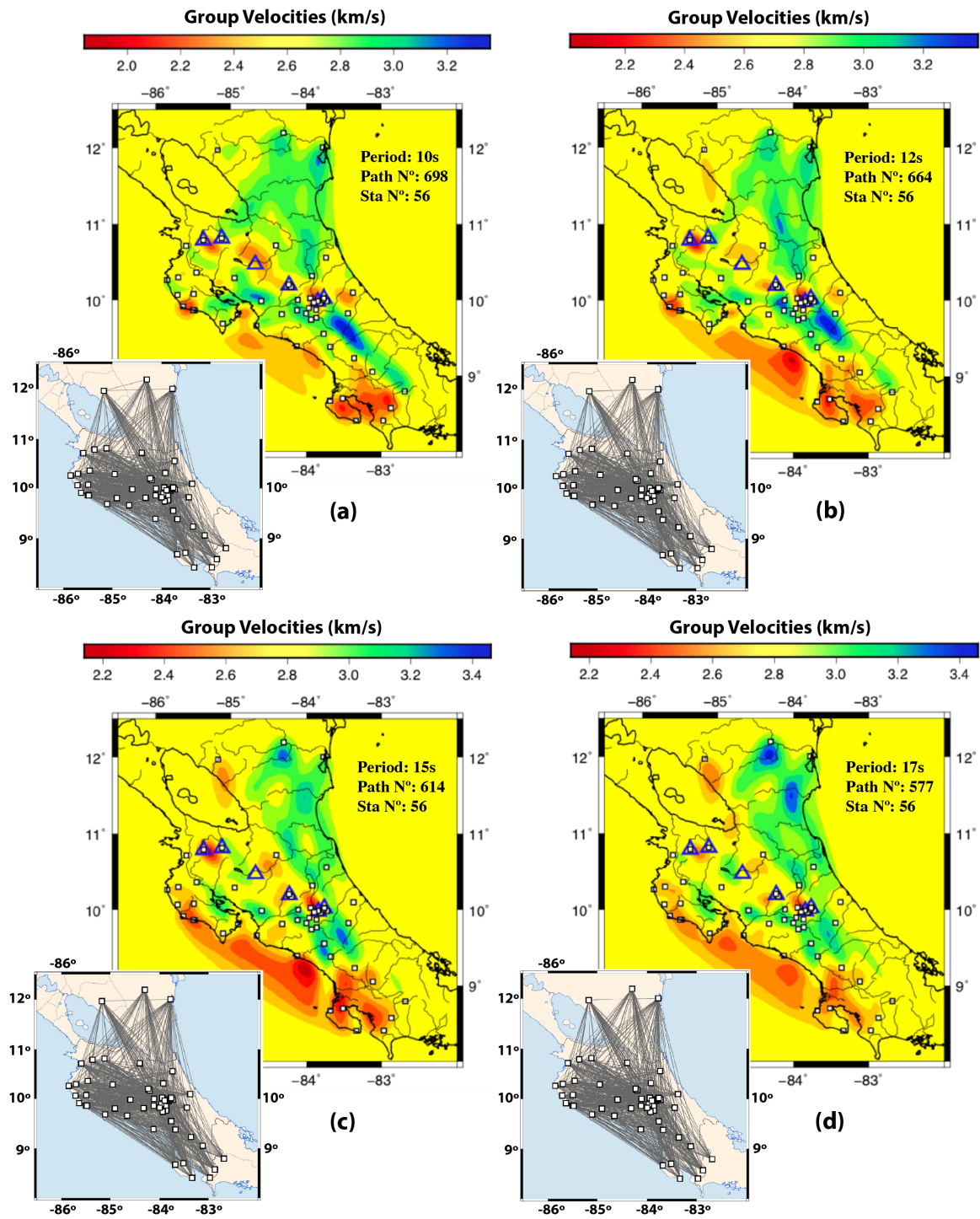


Figura 6.2. Mapas de velocidad de grupo de la ANT-CR para períodos de 10s (a), 12s (b), 15s (c) y 17s (d). La cobertura de las trayectorias utilizadas respectivamente se muestra en la esquina inferior izquierda de cada figura. Cuadrados blancos y triángulos azules marcan las estaciones sísmicas y los volcanes activos en los últimos 100 años, respectivamente.

Otras lugar con anomalías llamativas es la costa del Pacífico, caracterizada por baja velocidad de grupo en un amplio rango de periodos. La hipótesis mas obvia para explicar esta anomalía es su relación con la subducción de la placa de Coco. Recordamos en este contexto que en la subducción de la placa de Coco se pueden distinguir tres principales segmentos con características distintas a lo largo de la costa de Costa Rica; el segmento de la península de Nicoya con batimetría lisa, un segmento central con batimetría dominada por montes submarinos dispersos, y el segmento de la península de Osa, donde tiene lugar la subducción de la Cordillera submarina de Coco (ver **capítulo 2**). El alargamiento de las anomalías de velocidad detectadas es principalmente paralelo al frente de subducción. A pesar de que las direcciones dominantes de los trayectos SW-NE, podría influir en el alargamiento de cualquier anomalía y la baja resolución presente en la zona, independientemente de esto, las variaciones de velocidad de grupo a lo largo del margen Pacífico reproducen los cambios morfológicos del fondo marino frente a la trinchera: el segmento liso de Nicoya se asocia con velocidades relativamente altas, mientras que la subducción de la Cordillera de Cocos debajo de la península de Osa se caracteriza por velocidades significativamente más bajas (p. ej., **Fig. 6.1d**), posiblemente relacionadas con una mayor liberación de fluidos. El segmento intermedio de montes submarinos está asociado con anomalías más pequeñas.

En contraste con estas anomalías de baja velocidad asociado al volcanismo y la subducción, observamos velocidades de grupo superiores al promedio al sur y al norte del arco volcánico, en un amplio rango de periodos (5-17s). Al norte, las altas velocidades parecen cubrir toda la parte sureste de Nicaragua, donde nuestra resolución es relativamente baja (ver **sección 6.2**). Es probable que estas velocidades superiores a la media estén relacionadas con las montañas de Yolania, que están formadas por densas rocas volcánicas cenozoicas (Bundschuh & Alvarado, 2007) y que representan el dominio geológico más grande de esta región. Las altas velocidades al sur del arco volcánico coinciden con la Cordillera de Talamanca y concuerdan con la tendencia esperada de dicha estructura geológica. Aunque la delimitación detallada de las altas velocidades cambia para los distintos periodos analizados, las características generales aparecen robustas, lo cual sugiere que sean originadas por altas velocidades en un rango amplio de profundidades.

6.1.2. ANT-TU

De igual manera que en la **ANT-CR**, en esta primera etapa para obtener la **ANT-TU** invertimos las curvas de dispersión extraídas de las **EGFs**. Las curvas de dispersión se analizaron para la banda de frecuencia de 0.1-5 Hz, aunque observamos que la cantidad de curvas de dispersión validas para invertir velocidades de grupo es muy reducida (60 curvas de dispersión) y a su vez las curvas de dispersión que consideramos buenas no abarcan completamente la banda de frecuencia. En la **Fig. 6.3** se muestran algunas curvas de dispersión que no fueron incluidas en la inversión debido a problemas de calidad (**Fig. 6.3a**), junto con otras curvas de dispersión que sí fueron utilizadas en la inversión (**Fig. 6.3b**), pero que muestran un rango de frecuencia aprovechable menor a la banda de frecuencia elegida inicialmente.

Para la inversión de los mapas de velocidades de grupo 2D (**Fig. 6.4**) elegimos las frecuencias de 0.2 Hz, 0.5 Hz y 1.0 Hz. Para estos valores, aun teniendo pocas curvas de dispersión, obtenemos una cantidad y distribución de trayectos viables para poder detectar anomalías locales con geometría y posición favorable. Aunque la baja resolución y las direcciones dominantes de los trayectos influyen en las anomalías obtenidas y el alargamiento de las mismas presente en la inversión, independientemente de esto, los resultados nos muestran que existe una anomalía de baja velocidad con respecto al promedio, que probablemente esta relacionada con el sistema volcánico debajo de Turrialba e Irazú.

Otra anomalía importante, en este caso de alta velocidad, se puede ver claramente hacía el este (**Fig. 6.4b**). En este contexto recordamos que el volcán Turrialba es el último volcán activo al sureste de la cordillera volcánica de Costa Rica, antes del comienzo de la zona de transición conocida como El Cinturón Deformado del Centro de Costa Rica (**CCRDB, Central Costa Rica Deformed Belt**). La anomalía de alta velocidad coincide y puede estar asociada tanto a la **CCRDB** como con el inicio de la Cordillera de Talamanca (**CTA**), ya identificada como un área de alta velocidad de grupo en la **ANT-CR**.

Dentro de las limitaciones en cobertura y resolución para los resultados de la **ANT-TU** podemos deducir que claramente existen al menos una anomalías de alta y baja velocidad en la zona de estudio, la cual esta confirmada en la **ANT-CR**, sin embargo nuestra cobertura de trayectos es insuficiente para poder localizar de una mejor manera dichas anomalías.

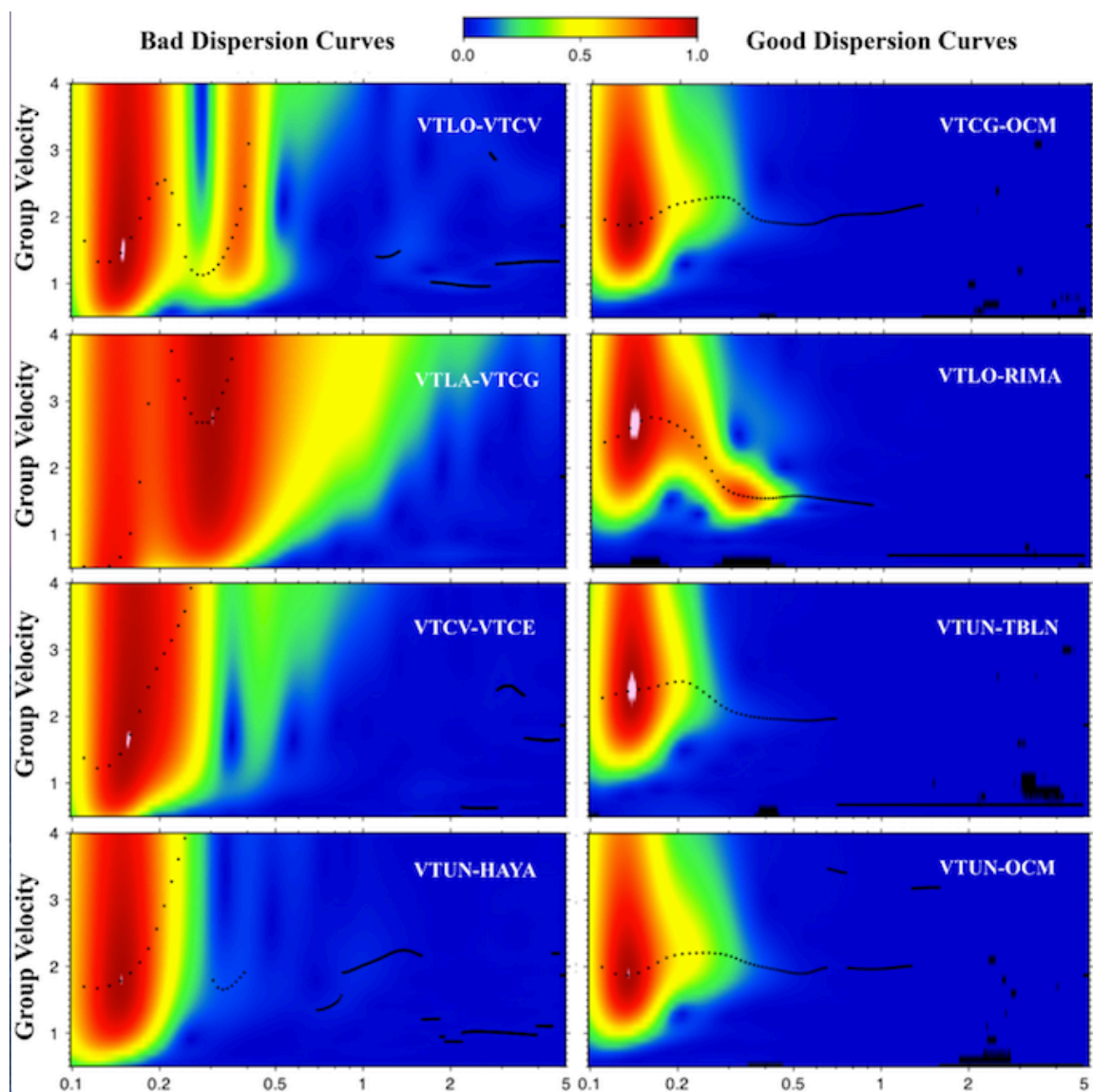


Figura 6.3. Curvas de dispersión obtenidas en las EGFs, para la **ANT-TU**. (a) Curvas de dispersión no incluidas en la inversión de velocidades de grupo. (b) Curvas de dispersión utilizadas en la inversión de velocidades de grupo para la **ANT-TU**.

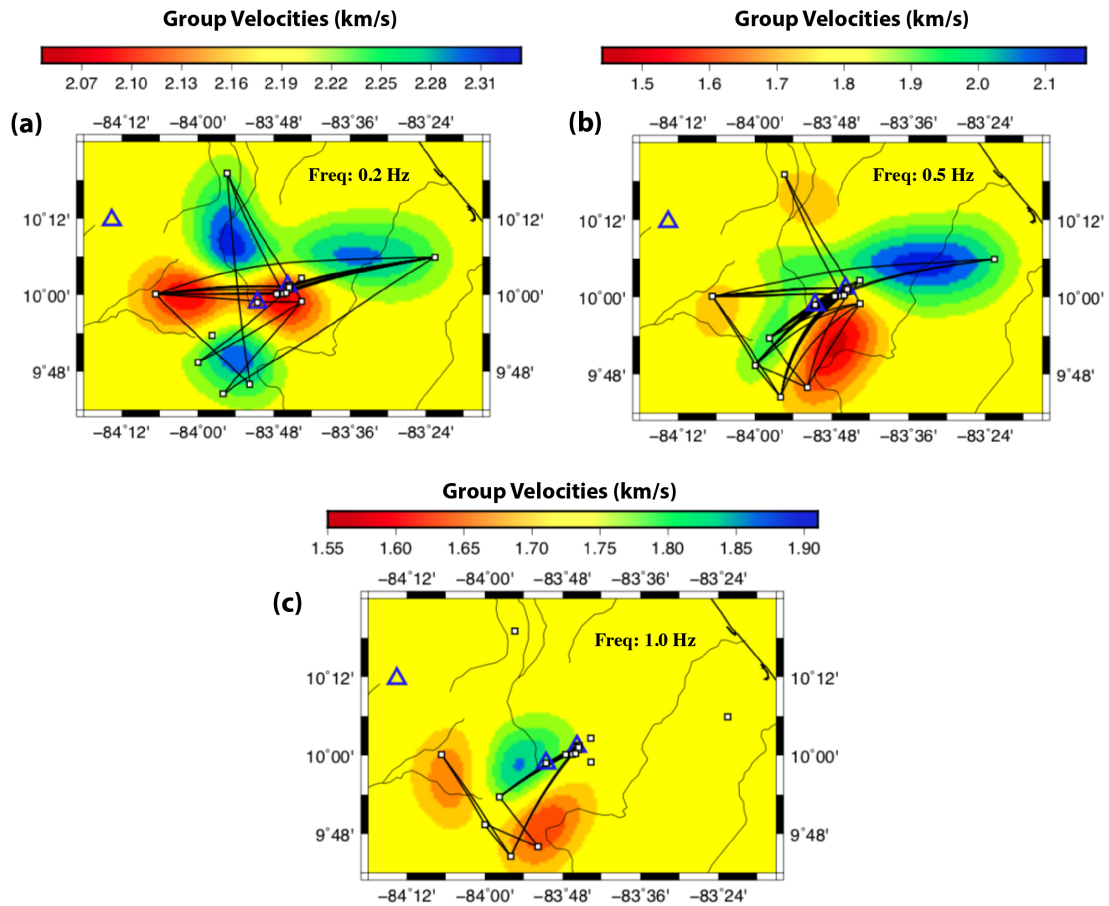


Figura 6.4. Mapas de velocidad de grupo de la ANT-TU para la frecuencia de 0.2Hz (a), 0.5Hz (b), 1.0Hz (c). Las líneas negras representa los trayectos utilizados en cada frecuencia, los cuadrados blancos y triángulos azules marcan las estaciones sísmicas y los volcanes activos en los últimos 100 años, respectivamente.

6.2. Resolución de los mapas de velocidades de grupo 2D

La interpretación de cualquier imagen tomográfica requiere el conocimiento de la resolución, que generalmente varía en cada una de las imágenes debido a varios factores como la cantidad de trayectos, la cobertura azimutal y la calidad de los datos utilizados. Además, el problema de inversión no es único y las inconsistencias presentes en los datos se pueden mapear en áreas con poca resolución. Los test de resolución consisten en inversiones de datos generados teóricamente o más conocidos como datos sintéticos, los cuales se invierten utilizando la misma configuración que en los datos reales y los mismos pares de estaciones, todo esto con el fin de analizar la recuperación de las anomalías de entrada (p. ej, Rawlinson y Spakman, 2016). Otra forma de verificar la

robustez de las imágenes tomográficas es por medio de un test no sintético como el *jackknife* en el que se elimina un porcentaje de las estaciones y se comprueba la capacidad de reproducir el mismo resultado o anomalías de la inversión real. De este modo aumentamos la probabilidad de que las anomalías observadas son reales y no artefactos provocados por errores de observación, problemas con la instrumentación (por ejemplo: estaciones, GPS, convertidores) o bien problemas en el procesado (por ejemplo: filtros, curvas de dispersión deficientes, etc). En este trabajo para la **ANT-CR** usamos ambas metodologías para determinar la resolución de nuestros resultados, mientras que para la **ANT-TU**, que ya parte de un volumen muy pequeño de datos, utilizamos únicamente los métodos sintéticos.

6.2.1. ANT-CR

Para la **ANT-CR** determinamos la resolución por medio de inversiones sintéticas donde el modelo de entrada es un tablero de ajedrez con anomalías alternadas entre alta y baja velocidad en dos dimensiones. Para estas pruebas sintéticas de tablero de ajedrez utilizamos dos escalas, las cuales se muestran en la **Fig. 6.5a, c**. Los tiempos de viaje sintéticos se calcularon utilizando el **FMM** (*Fast Marching Method*, ver capítulo 5) para las rutas de los trayectos utilizados en cada uno de los periodos en la inversión de los datos reales. Además, también contaminamos al azar los tiempos de llegada con ruido de hasta $\pm 5\%$ del tiempo de viaje para la inversión de prueba, este resultado se muestra en la **Fig. 6.6**. El ruido agregado causa las inconsistencias en los datos que nos ayudan a detectar los limites de resolución. Las inconsistencias pueden verse reflejadas en los mapas en áreas con poca resolución, lo cual llevaría a descartar ciertas anomalías en estas localizaciones ya que pueden ser producto de errores de observación, problemas con la instrumentación, o factores similares. Para obtener resultados significativos, cada una de las inversiones de prueba utiliza los mismos parámetros de regularización y configuración que utilizamos en las inversiones de los datos reales. Las **Figs. 6.5b, d y 6.6b** muestran los modelos recuperados para periodos a 5s, 17s y 7s, respectivamente. Se puede ver que las inversiones subestiman las amplitudes de las anomalías. Esto es habitual en inversiones tomográficas y se debe principalmente a los parámetros de regularización, es decir, a los valores de amortiguación y de suavizado empleados en la inversión. La ubicación y el alcance de las anomalías se recuperan bastante bien entre 9.6 y 11 grados

de latitud, especialmente en el centro y oeste de Costa Rica. Al norte y al sur del área de estudio, se observa principalmente anomalías alargadas, que tienden a reproducir las rutas de los trayectos dominantes y conectan las anomalías organizadas en diagonal.

Con el fin de eliminar la dependencia de las direcciones en la inversión sintética del tablero de ajedrez, realizamos una inversión de anomalías locales, conocida como *spikes*. Estas anomalías locales de baja y alta velocidad están ubicadas intencionalmente en las mismas posiciones donde la inversión real muestra anomalías importantes, para detectar posibles alteraciones en la inversión. En la **Fig. 6.7** muestra la entrada y recuperación de anomalías locales, indicando que la costa del Pacífico, el noroeste de Nicaragua y la Cordillera de Talamanca se recuperan con una forma alargada siguiendo los caminos de los trayectos dominantes, mientras que las anomalías de baja velocidad ubicadas en los volcanes Turrialba-Irazú, Arenal y Rincón de la Vieja, así como al noroeste de la península de Osa están bien localizados y recuperados por la inversión. Esencialmente **Fig. 6.7b** confirma una buena resolución en el centro de Costa Rica.

También realizamos inversiones de los datos reales donde eliminamos todos los datos de una estación individual o de un grupo de estaciones (**Fig. 6.8**), este tipo de inversiones se conoce como *jackknife*. Los resultados en este tipo de inversión permiten identificar anomalías causadas por una sola estación y probablemente debidas a algún problema de medición sistemática. Todas las anomalías identificadas e interpretadas aquí aparecen de manera robusta en los mapas de velocidad del grupo originales (**Fig. 6.8a,b**). La **Fig. 6.8c** muestra el resultado de la inversión para $T = 7s$ donde eliminamos todas las estaciones volcánicas. El número de estaciones se redujo de 56 a 42 y las cantidad de trayectos se redujo de 712 a 460 en esta imagen. Se puede ver que todas las anomalías del arco volcánico todavía se mantienen en las mismas posiciones, aunque con una geometría y amplitudes ligeramente diferentes inherentes al conjunto de datos reducido y la cobertura correspondiente. Las anomalías de arco volcánico son, por lo tanto, anomalías robustas que no solo son producidas por las estaciones de arco volcánico, sino que pueden obtenerse de manera similar solo con los trayectos que cruzan el área.

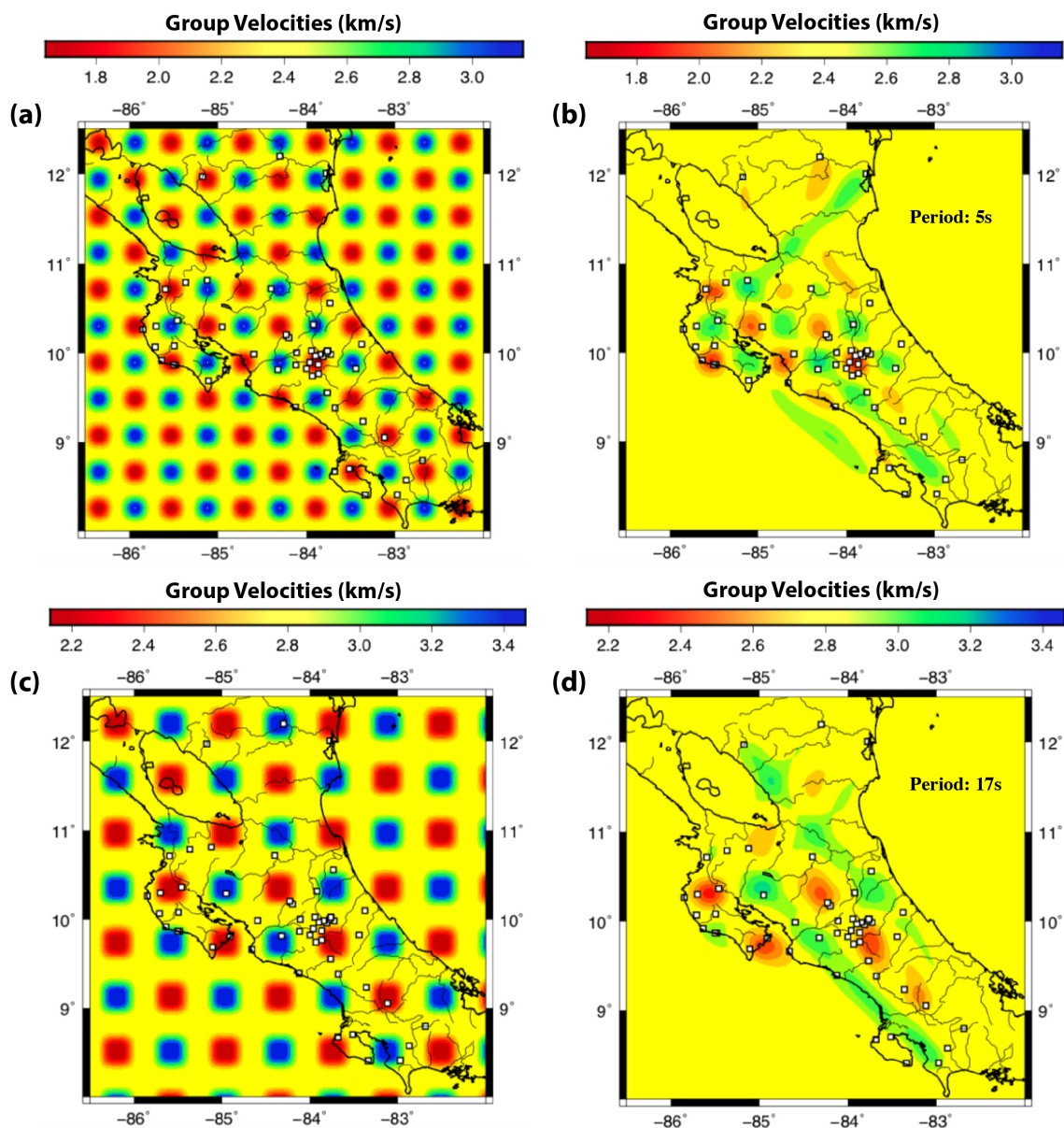


Figura 6.5. Prueba de resolución del tablero de ajedrez para velocidades de grupo. (a) Modelo de entrada y (b) de recuperación a 5s. (c) Modelo de entrada y (d) de recuperación a 17s pero para anomalías más separadas y más grandes. La configuración y parametrización utilizada es la misma de la inversión de los datos reales para la ANT-CR. Los cuadrados blancos marcan las ubicaciones de las estaciones.

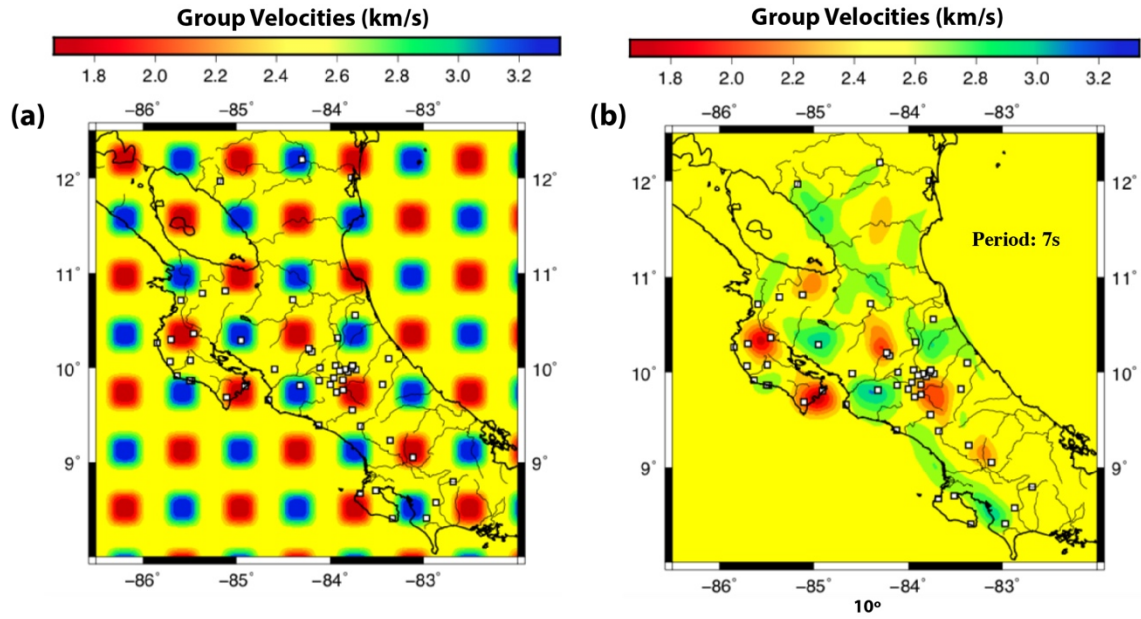


Figura 6.6. Prueba de resolución de tablero de ajedrez similar a la **Fig. 6.4c, d.** (a) Modelo de entrada y (b) de recuperación, la configuración y parametrización utilizada es la misma de la inversión de los datos reales para la ANT-CR. Los tiempos de llegada fueron contaminados por ruido aleatorio de $\pm 5\%$ del tiempo de llegada sintético. Los cuadrados blancos marcan las ubicaciones de las estaciones.

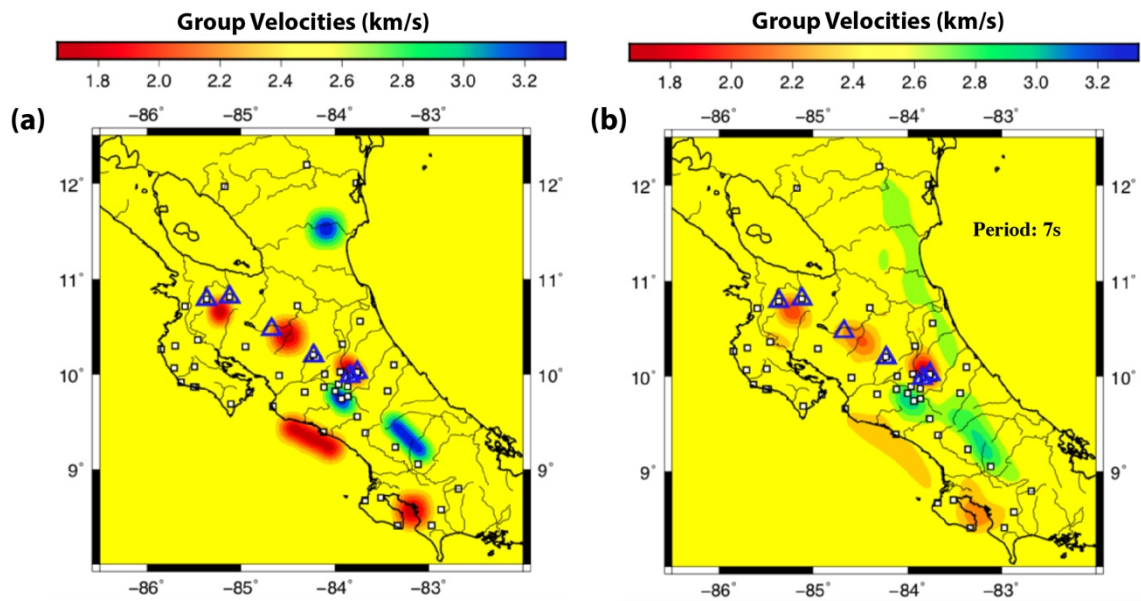


Figura 6.7. Prueba de resolución de anomalías locales. (a) Modelo de entrada y (b) de recuperación a 7s, la configuración y parametrización utilizada es la misma de la inversión de los datos reales para la ANT-CR.

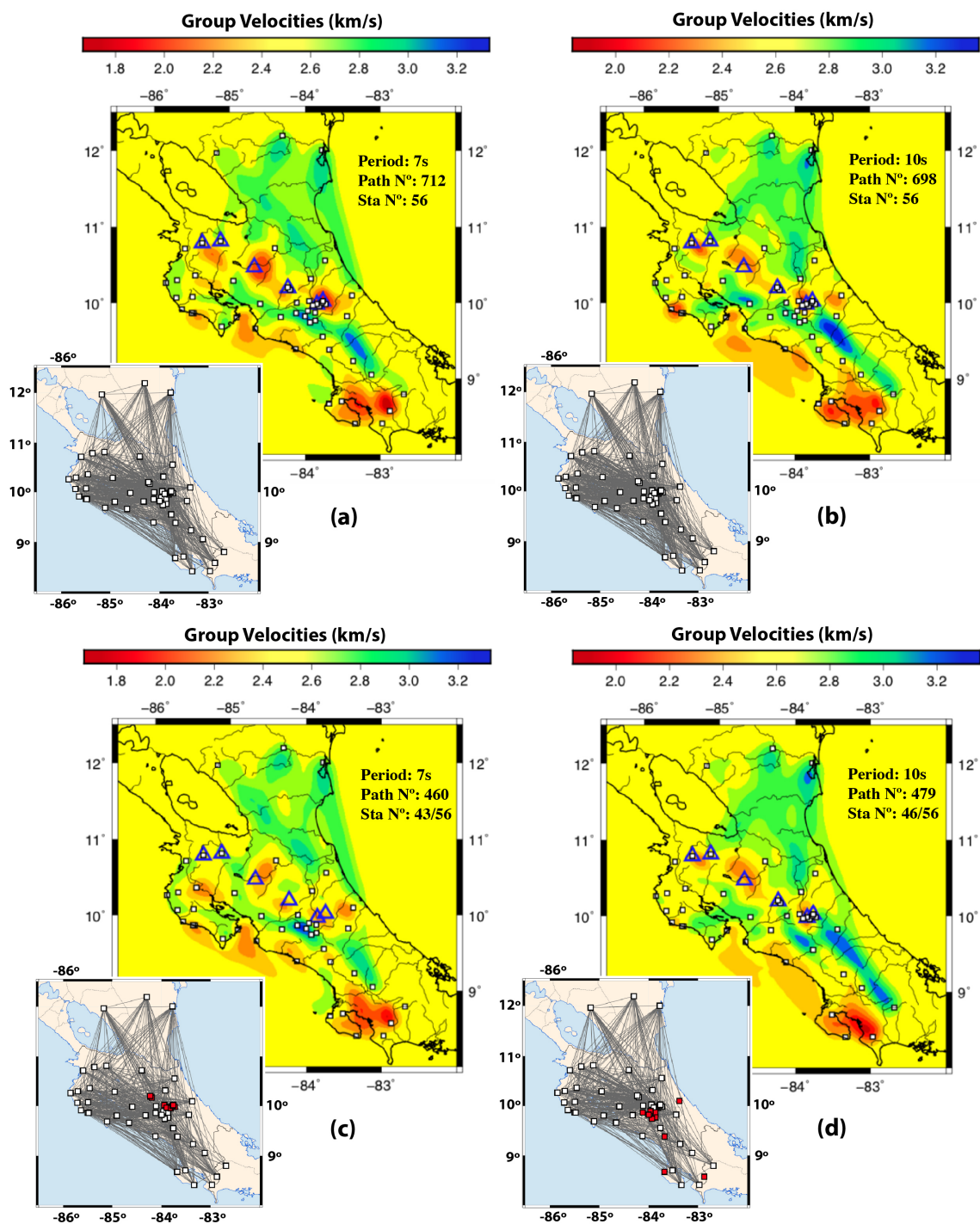


Figura 6.8. Resultados de inversión de velocidad del grupo de datos reales utilizando menos estaciones para evaluar la robustez de las anomalías de velocidad. Mapas de velocidad de grupo para periodos a 7s (a), 10s (b) utilizando todas las estaciones. (c) Resultado de la inversión para el período a 7s eliminando las estaciones volcánicas (símbolos rojos en la figura de cobertura de los trayectos). El número de estaciones y pares de estaciones se redujo de 56 a 42 y de 712 a 460. (d) Resultado de la inversión a 10s después de la eliminación de 9 estaciones en la Cordillera de Talamanca (CTA) y al sur de Costa Rica.

La **Fig. 6.8d** muestra los resultados de la inversión a 10s después de haber eliminado algunas estaciones en la Cordillera de Talamanca (**CTA**) y al sur de Costa Rica en la costa Pacífica. En total se eliminaron 9 estaciones, dejando así un total de 514 trayectos entre estaciones. Las velocidades altas presentes en la Cordillera de Talamanca en la inversión original, permanecen visibles, así como la anomalía de baja velocidad en la costa del Pacífico al sur de Costa Rica. En cualquier caso, las características generales de ambos resultados de inversión (**Fig. 6.8c,d**) se asemejan bien a las anomalías presentadas en las **Fig. 6.8a,b** y nos dan la confianza de interpretar características robustas. Estas últimas inversiones de datos reales nos confirman aún más que nuestros mapas de velocidad de grupo son consistentes y robustos para permitir la inversión posterior en un modelo de velocidad de onda S tridimensional (**ver sección 6.3**).

6.2.2. ANT-TU

Para la **ANT-TU** quisimos comprobar por medio de una inversión de anomalías locales sintéticas (*spikes*) en la frecuencia donde tenemos más trayectos (0.5Hz) si estas anomalías se reproducen manteniendo la misma configuración inicial de la inversión de los datos reales. La **Fig. 6.9** muestra los resultados obtenidos y podemos ver que las anomalías se reproducen aunque con una amplitud menor. Esto indica que las principales anomalías de baja y alta velocidad en esta zona de estudio pueden ser recuperadas adecuadamente a pesar del volumen reducido de los datos usado en la **ANT-TU**, y sugiere que las anomalías observadas en el mapa de velocidad de grupo a 0.5Hz efectivamente corresponden a diferencias de velocidad entre la zona del Volcán Turrialba, la zona del **CCRDB** y **CTA**. La resolución y la cobertura no es suficiente para profundizar en detalle en estas anomalías, pero podemos resaltar la coherencia con las imágenes de la **ANT-CR**, donde un volumen claramente mayor de datos ha permitido la aplicación de pruebas adicionales de resolución.

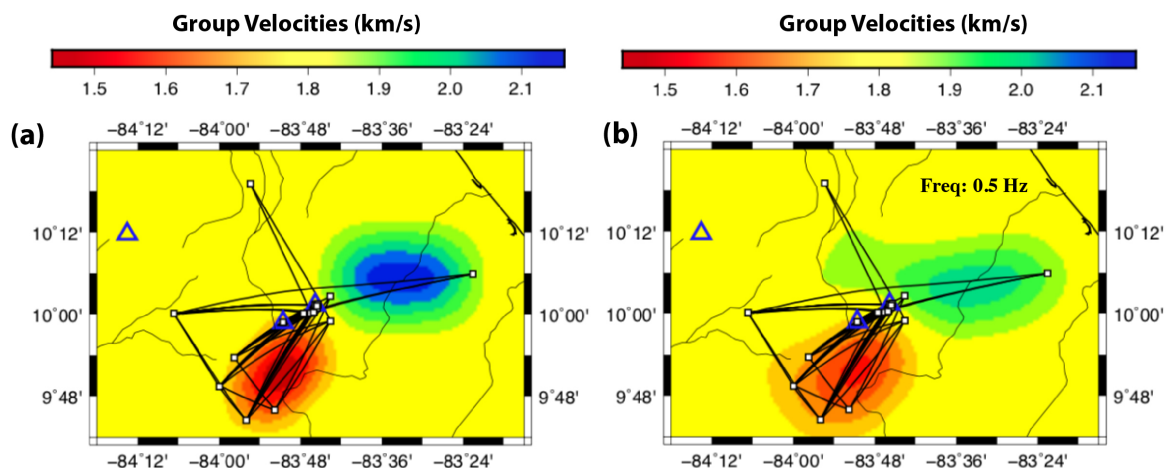


Figura 6.9. Prueba de resolución de anomalías locales. (a) Modelo de entrada y (b) de recuperación a 0.5Hz, la configuración y parametrización utilizada es la misma de la inversión de los datos reales para la ANT-TU.

6.3. Modelos de velocidades de onda S (ANT-CR)

En esta segunda etapa se consideran las curvas de dispersión de cada punto de la malla de los mapas de velocidades de grupo obtenidos en la primera etapa. Estas curvas de dispersión se invierten para generar los modelos de velocidades 1D de ondas S en cada punto de la malla en función de la profundidad, y a su vez estos modelos 1D posteriormente se combinarán para reconstruir un modelo 3D de la estructura de la Tierra. Claramente los resultados obtenidos en la ANT-TU, y en particular la reducida cobertura obtenida, no son un escenario propicio para obtener resultados significativos en una inversión 3D. Como consecuencia, para esta segunda etapa, consideramos solo los mapas de velocidades de grupo de la ANT-CR. A continuación se muestran los resultados en forma de cortes horizontales y perfiles en profundidad de nuestro modelo 3D final de Costa Rica.

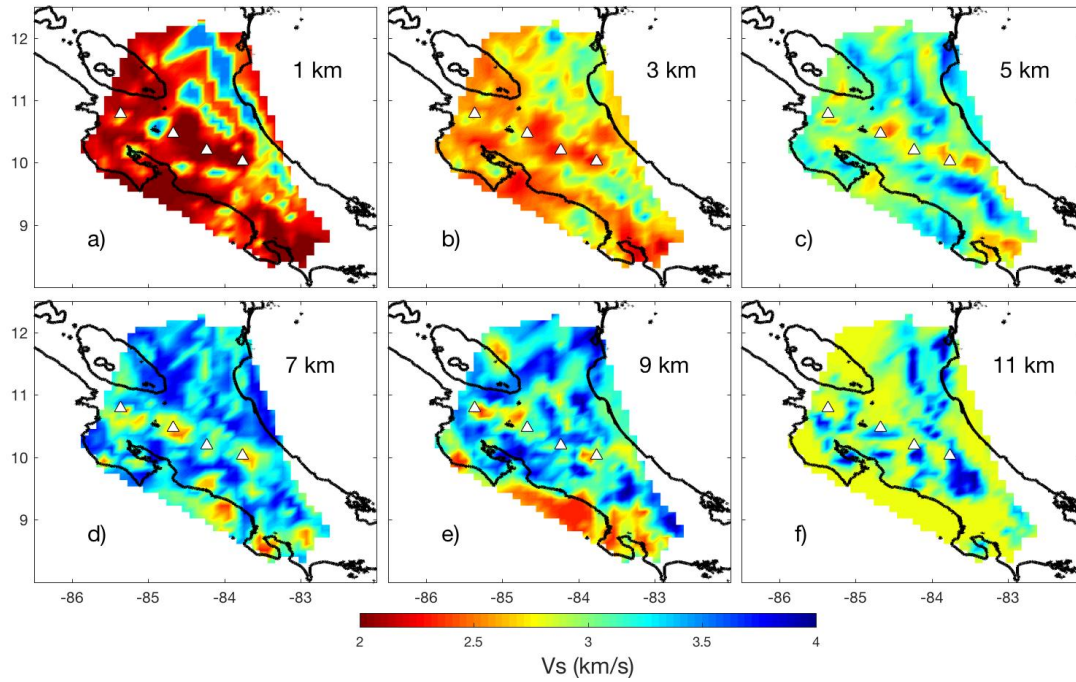


Figura 6.10. Mapas de velocidad de corte a profundidades de 1 km (a), 3 km (b), 5 km (c), 7 km (d), 9 km (e) y 11 km (f). Los triángulos blancos marcan los principales volcanes activos.

En la **Fig. 6.10** se muestran los cortes horizontales de la corteza superficial de Costa Rica desde 1 km hasta 11 km de profundidad, mientras que en la **Fig. 6.11** se muestran los perfiles en profundidad de nuestro modelo final de velocidad de ondas de corte (ondas S) en 3D. Los resultados obtenidos se correlacionan con las características principales de los mapas de velocidad de grupo (**Figs. 6.1 y 6.2**) y con los diferentes dominios geológicos, el vulcanismo activo, cordilleras y llanuras, entre otros (**Fig. 2.1**). El arco volcánico con su tendencia noroeste-sureste es visible hasta 5 km de profundidad, con velocidades inferiores a la velocidad media. Específicamente, estas anomalías son más fuertes debajo de los volcanes Turrialba-Irazú, Arenal-Poás y Rincón de la Vieja, como se puede ver en el mapa de velocidad de corte (**Fig. 6.10a,b,c**) y en los perfiles en profundidad B-B' y C-C' (**Fig. 6.11b,c**).

Otra anomalía importante de baja velocidad se observa en la costa del Pacífico. Los mapas de velocidad de onda de corte (**Fig. 6.10**) y los perfiles en profundidad A-A', B-B' y C'-C'' (**Fig. 6.11**) muestran esta anomalía hasta 9 km de profundidad. De acuerdo con nuestra interpretación previa de los mapas de velocidad de grupo, estas anomalías probablemente se deben relacionar con la subducción de la placa de Cocos, permitiendo

la inversión 3D ir mas lejos y representar el rango de profundidades de dichas anomalías. Las bajas velocidades del antebrazo (forearc) en la parte superior de la placa pueden deberse a la liberación de líquido de la placa descendente (Vannucchi et al. 2001). Las variaciones en la intensidad de esta anomalía a lo largo del margen del Pacífico concuerdan con el patrón en la distribución de velocidad del grupo (**Figs. 6.1 y 6.2**).

Al sur del arco volcánico la Cordillera de Talamanca se representa como una anomalía de alta velocidad en todo el rango de profundidad del modelo de inversión, como se ve en los perfiles A-A' y C'-C'' (**Fig. 6.11a, c**) y en todos los mapas de velocidad de corte (**Fig. 6.10**). Esta estructura geológica era parte del arco volcánico, sin embargo permanece inactiva desde el inicio de la subducción de la Cordillera submarina de Coco, que produjo cambios en la tectónica (Montero 2001) y en la geoquímica de la región (Hoernle et al. 2008; Gazel et al. 2009; Gazel et al.2011; Gazel et al.2015). Al norte del arco volcánico, también se observa una anomalía de alta velocidad que se extiende por toda la parte sureste de Nicaragua, como mencionamos en la **sección 6.1.1** es probable que estas altas velocidades estén relacionadas con las montañas de Yolania que están formadas por densas rocas volcánicas cenozoicas (Bunduschuh & Alvarado, 2007) que representan el dominio geológico más grande de esta región.

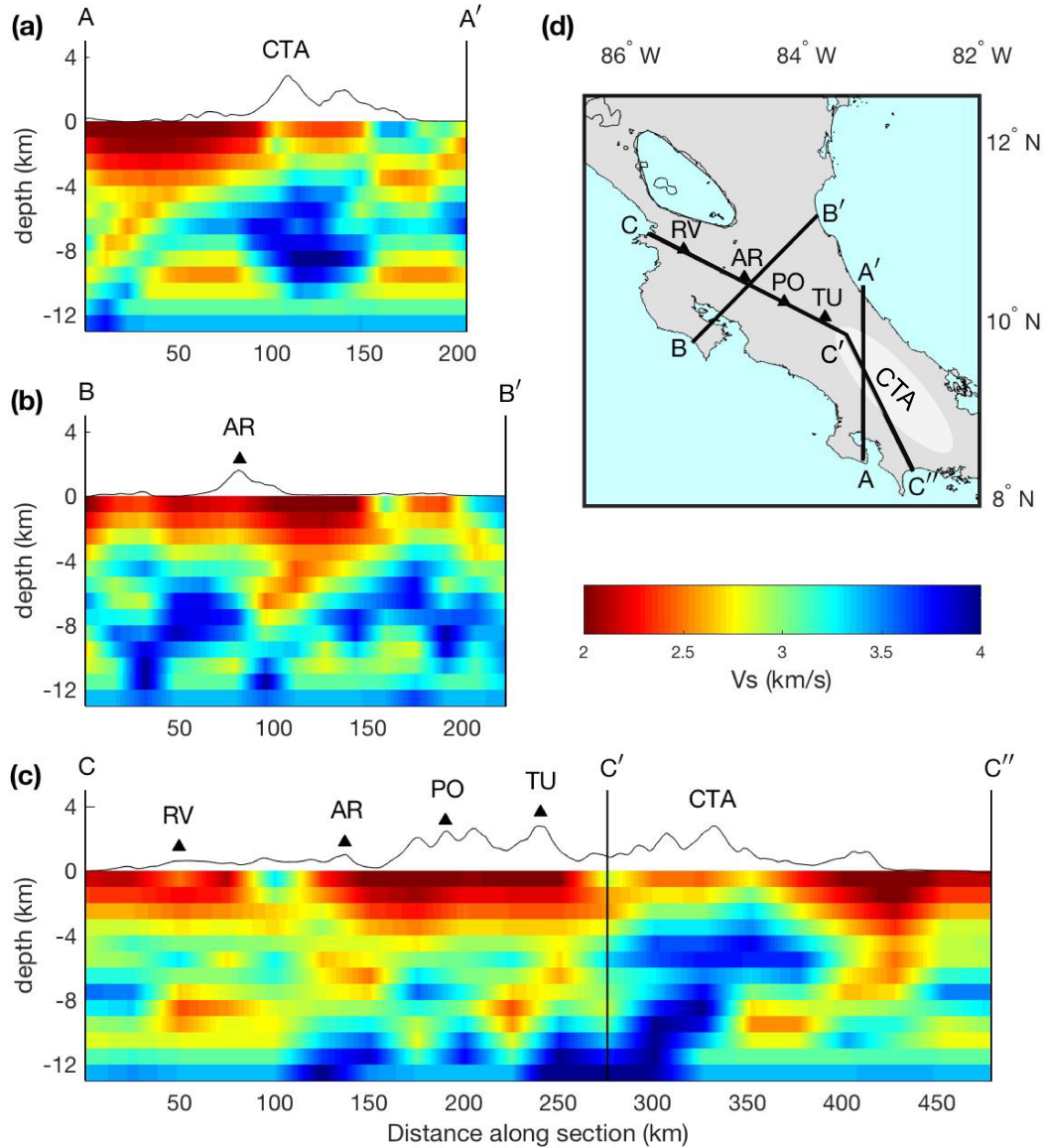


Figura 6.11. Perfiles en profundidad del modelo de velocidad de onda de corte: (a) A-A', (b) B-B', (c) C-C'-C'' y (d) Mapa de Costa Rica con el trazo de los distintos perfiles. Los triángulos negros marcan las ubicaciones de los volcanes. CTA significa Cordillera de Talamanca y los volcanes son: RV, Rincón de la Vieja; AR, Arenal; PO, Poás; TU, Turrialba.

Por otro lado, también quisimos comprobar que los modelos de velocidades 1D de ondas S, son coherentes con las anomalías de baja y alta velocidad observadas en los mapas de velocidad de grupo (Figs. 6.1 y 6.2). La Fig. 6.12a muestra las curvas de dispersión obtenidas a partir de los mapas de velocidad de grupo en azul y la recuperación de las misma en distintos colores para diferentes zonas de Costa Rica, donde particularmente se localizaron las anomalías más importantes. Los modelos 1D de

velocidad de onda S obtenidos de la inversión se muestran en la **Fig. 6.12b** y podemos ver como estos modelos se correlacionan con las anomalías de baja y alta velocidad que muestran los mapas de velocidad de grupo obtenidos en la primera etapa de la **ANT-CR**. Es decir, aquellas zonas que presenta baja velocidad de grupo como la península de Osa o el arco volcánico tienen modelos 1D de velocidades de onda S más bajos al promedio, mientras que aquellas zonas donde se presenta velocidad de grupo altas, como la Cordillera de Talamanca tienen modelos 1D de velocidades de ondas S superior al promedio.

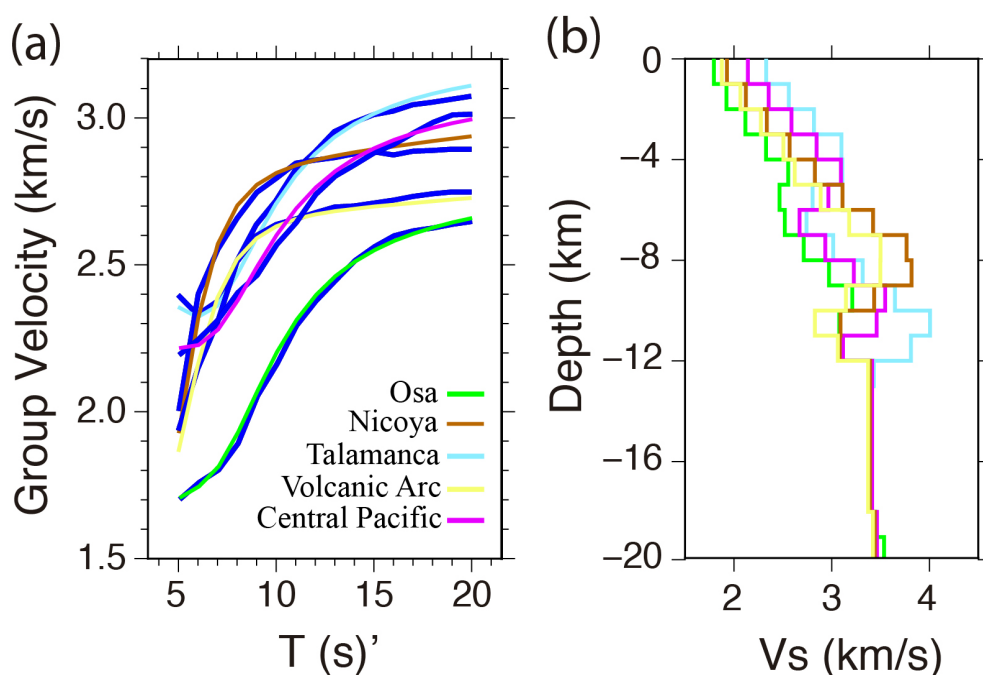


Figura 6.12. (a) Curvas de dispersión obtenidas a partir de los mapas de velocidad de grupo en azul y la recuperación de las misma en distintos colores para diferentes zonas de Costa Rica. (b) Modelos 1D de velocidad de onda S obtenidos a partir de las curvas de dispersión de (a).

6.4. Resolución en profundidad (ANT-CR)

Una forma de determinar la capacidad del algoritmo de reproducir los modelos 1D a partir de curvas de dispersión dadas es por medio de datos sintéticos, donde a priori se conoce el modelo 1D, y por tanto la curva de dispersión. Para este trabajo consideramos el modelo de Tierra **CR-1D** de Costa Rica publicado por Husen et al. (2003) y Quintero and Kissling, (2001), a su vez también perturbamos este modelo positiva y negativamente a distintas profundidades (8-11 y 16-19 km). A partir de las distintas curvas de dispersión correspondiente con cada uno de los modelos perturbados y sin perturbar, realizamos las inversiones de pruebas.

La **Fig. 6.13 (a-e)** muestra las curvas de dispersión de entrada en rojo, la curva de dispersión recuperada en verde y la familia de curvas de dispersión en gris. Mientras que la **Fig. 6.13 (f-j)** muestra los respectivos modelos de velocidad de onda S de entrada en rojo, el modelo recuperado en verde y la familia de modelos en gris. Los resultados obtenidos demuestran que las curvas de dispersión del modelo recuperado se ajustan completamente a la curva de velocidad de grupo para el modelo 1D de entrada y que, por lo tanto, el modelo de entrada como el recuperado, explican igualmente bien los datos de entrada. Las discontinuidades agudas no pueden resolverse mediante la inversión en profundidad y esto explica por qué el modelo recuperado parece ser una versión suavizada del modelo de entrada. Sin embargo, los modelos de entrada se recuperan razonablemente bien con una incertidumbre en profundidad del orden de ± 1 km.

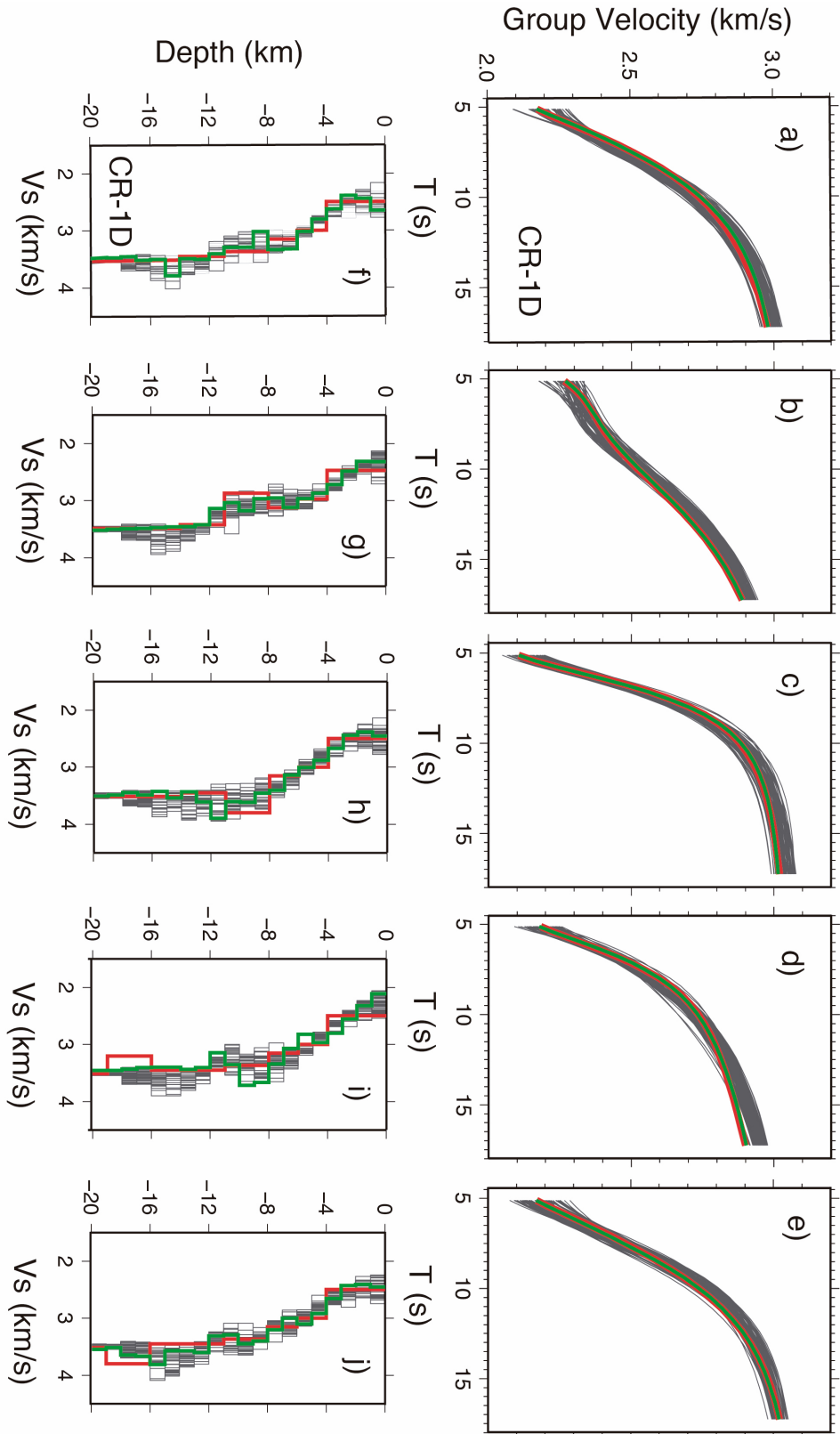


Figura 6.13. Prueba de resolución en profundidad para modelos 1D: Las líneas rojas representan la curva de dispersión y los modelos de velocidad de onda S de entrada para el modelo CR-1D y los modelos perturbados. Las líneas verdes representan la curva de dispersión y los modelos de velocidad de onda S recuperados. Las líneas grises representan la familia de curvas de dispersión y modelos de velocidad de onda S obtenidos en la inversión. Las perturbaciones de velocidad positiva y negativa se localizan a profundidades de 8-11 y 16-19 km.

Capítulo 7

Discusión

Para estructurar la interpretación y discusión de los resultados obtenidos de la ANT-CR y de la ANT-TU, hemos dividido el área de Costa Rica en tres zonas claves para entender la geodinámica y estructura regional: el arco volcánico activo, la costa Pacífica con la zona de subducción, y la Cordillera de Talamanca. Esto significa que dejamos fuera la costa Caribeña, debido a la poca cobertura y baja resolución presente en esta área junto con la falta de anomalías llamativas en las imágenes tomográficas.

6.1. Arco volcánico

Observando los mapas de velocidades de grupo (**Figs. 6.1 y 6.2**), podemos ver claramente una cadena de anomalías de baja velocidad a lo largo de todo el arco volcánico activo, desde el norte al centro de Costa Rica. Estas anomalías están presentes en un amplio rango de períodos de 5 a 15 segundos, aunque la configuración de las anomalías es más clara para los periodos de 7s y 9s, donde se pueden distinguir tres anomalías justo debajo del arco volcánico y que además coinciden con la ubicación de los seis volcanes que han estado activos durante los últimos 100 años (Rincón de la Vieja-Miravalles, Arenal-Poás, Irazú-Turrialba). Para estos periodos, las velocidades de grupo debajo del arco volcánico varían de 2.0 a 2.5 km/s. Por otro lado en los perfiles en profundidad B-B' y C-C' (**Fig. 6.11b,c**) y en los cortes de profundidad horizontal (**Fig. 6.10a,b,c,d,e**) también podemos corroborar que estas anomalías se observan desde la superficie hasta los aproximadamente 9 km de profundidad. Las bajas velocidades en el arco volcánico pueden atribuirse a anomalías de temperatura y alto contenido de fluido, asociadas a sistemas hidrotermales profundos o cámaras magmáticas y a sus sistemas de alimentación (Dzierma et al. 2010; Lücke et al. 2010).

Estudios de tomografía local con ondas P (Husen et al. 2003; Arroyo et al. 2009) han obtenido imágenes del arco volcánico previamente. Estos estudios trabajan con un conjunto de datos completamente diferente y otra metodología de inversión, aún así

obtuvieron una distribución y extensión lateral de las principales anomalías de baja velocidad en el arco volcánico muy similares a los resultados en nuestros mapas de velocidad de grupo, así como en nuestro modelo 3D de velocidades de onda S. Las diferencias con nuestra tomografía consisten en variaciones en la geometría y amplitudes de las anomalías, siendo esto una consecuencia esperable de las coberturas y resoluciones muy diferentes entre las tomografías de ondas P y nuestro estudio de ondas superficiales. Particularmente, la extensión en profundidad de nuestra inversión está restringida por las frecuencias utilizadas y es por ello que podemos interpretar solo aquellas variaciones a niveles de la corteza superior hasta unos 15 km de profundidad, mientras las tomografías de ondas P obtienen resolución a 50 km en algunas zonas gracias a la sismicidad proveniente de la laja de subducción. Combinar los resultados de ambas tomografías sugiere que al menos algunas de las anomalías detectadas debajo de los volcanes Rincón de la Vieja-Miravalles, Arenal-Poás y Irazú-Turrialba pueden llegar hasta unos 30 km, como se postula en Husen et al. (2003). Otras anomalías similares también se muestran en el estudio realizado por Harmon et al. (2008), donde aparecen en el mapa de velocidad de fase para el periodo de $T = 10$ s. El área que cubre este estudio es principalmente la costa del Pacífico de Nicaragua y Costa Rica por encima de los 10° norte, solapando parte de nuestra área de estudio.

La anomalía de baja velocidad más septentrional identificada debajo del arco volcánico se encuentra por debajo de los volcanes Rincón de la Vieja y Miravalles. El Rincón de la vieja es el volcán más activo al norte del arco volcánico, cerca de la frontera con Nicaragua, con registros de erupciones freáticas y freatomagmáticas desde la época colonial (Boudon et al., 1996, 1997), mientras que el volcán Miravalles a pesar de no tener una actividad tan eruptiva como el Rincón de la Vieja, en actualidad es utilizado por el ICE (Instituto Costarricense de Electricidad) para explotación de energía geotérmica. Todo esto nos indica que esta anomalía puede estar relacionada con el ascenso de fluidos en la corteza. Husen et al. (2003) detectaron una anomalía de baja velocidad, aunque no es muy confiable debido a la baja resolución de su estudio en esta área. La **ANT-CR** muestra una cobertura de trayectos más homogénea y una buena resolución en esta área, y claramente podemos ver la presencia de esta anomalía en los mapas de velocidad de grupo para la banda de periodo de 7s a 17s (**Figs. 6.1 y 6.2**). También es visible en el perfil en profundidad C-C' (**Fig. 6.11c**) y los mapas de velocidad de onda S (**Fig. 6.10a-e**), podemos decir que el sistema de alimentación de estos volcanes se observa desde la

superficie hasta los ~9 km de profundidad. Aún así, esta anomalía se encuentra cerca del borde de la configuración de nuestra red y debería reconstruirse a partir de trayectos relativamente largos. Como consecuencia, en la imagen (**Fig. 6.8c**) se ve afectada por la eliminación de estaciones individuales.

Otra anomalía de baja velocidad asociada con el arco volcánica es la que se encuentra debajo de los volcanes Arenal y Poás. Esta anomalía parece ser más débil para los períodos largos, y desaparecen a los 5 km de profundidad por debajo de Poás, mientras permanece más estable hasta los 9 km de profundidad por debajo de Arenal. Las inversiones en profundidad (**Figs. 6.10a-e, 6.11b,c**) nos sugieren que el sistema de alimentación del Arenal es más profundo que el del Poás, pero también puede indicar que este sistema volcánico se alimenta a profundidades mayores principalmente desde debajo del volcán Arenal. Para los períodos de más de 10 segundos y a más de 5 km de profundidad, la anomalía Arenal-Poás es difícil de identificar en las imágenes, esto probablemente se deba a que el sistema de alimentación de estos dos volcanes no posee raíces tan profundas y/o esta menos desarrollado que los sistemas de alimentación del volcán Turrialba-Irazú y del Rincón de la Vieja-Miravalles.

En el extremo sureste del arco volcánico, se encuentra una anomalía de baja velocidad debajo de los volcanes Turrialba-Irazú, claramente visible en los mapas de velocidad de grupo en todos los períodos analizados de 5s a 17s (**Figs. 6.2 y 6.2**), y en el modelo 3D de ondas S hasta profundidades de 10 km (**Figs. 6.10 Y 6.11**). Nuestros resultados concuerdan con los estudios de función receptora (Dzierma et al. 2010), que identifican la anomalía de baja velocidad debajo de los volcanes Turrialba-Irazú, y la interpretan como una cámara magmática o un sistema de alimentación muy grande, que a su vez coincide con una baja anomalía gravimétrica observada por (Lücke et al. 2010). Lücke et al. (2010) interpretaron esta anomalía como un depósito magmático que alimenta el sistema de los volcanes Turrialba-Irazú. Los límites de la resolución y los resultados obtenidos en la **ANT-CR** permiten respaldar esta opinión.

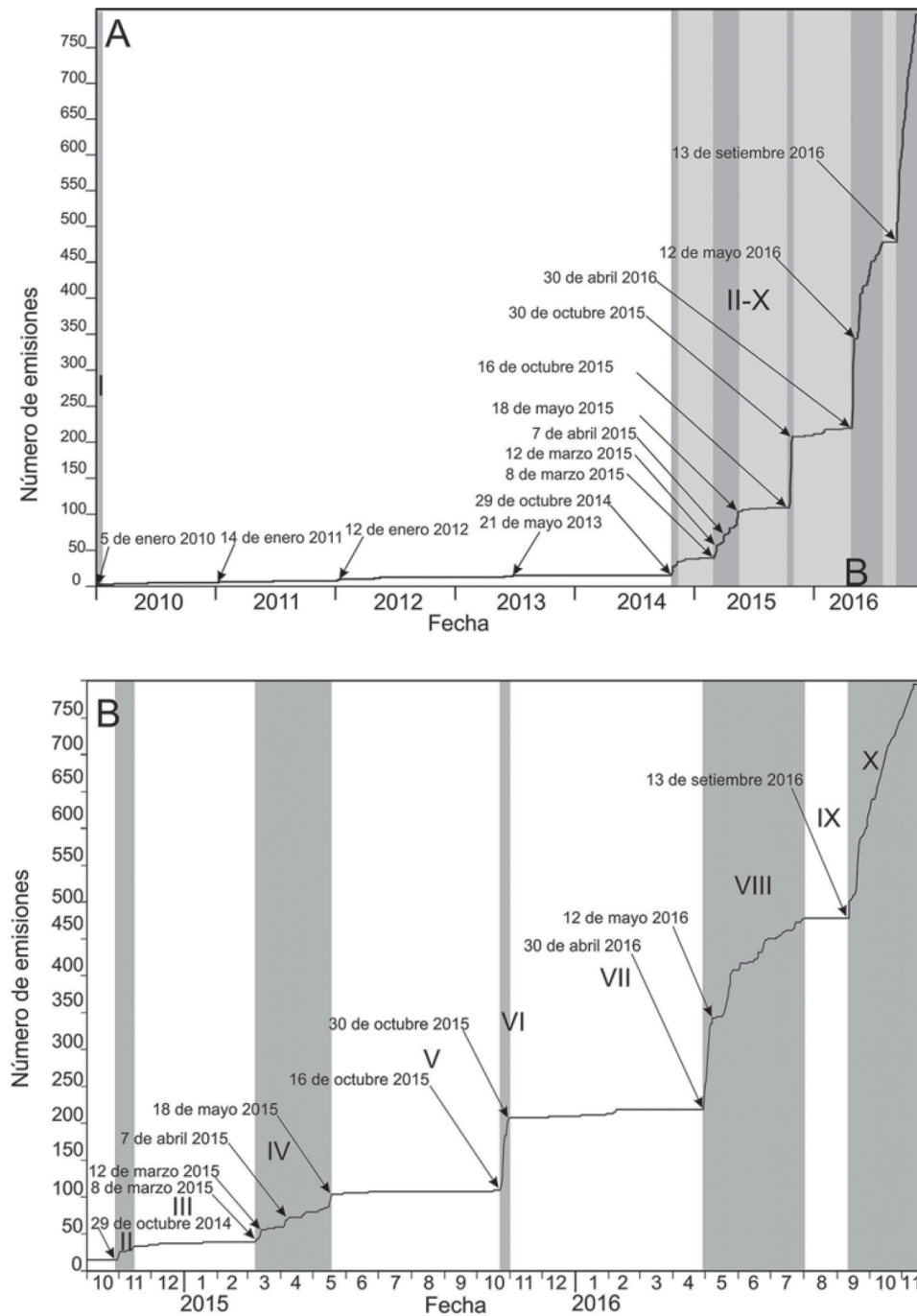


Figura 7.1. Diagrama acumulativo de los eventos principales de salida de cenizas (en gris) del Turrialba del 5 de enero del 2010 al 22 de noviembre del 2016. B) Diagrama acumulativo de la actividad de cenizas del Turrialba del 1 de octubre del 2014 al 22 de noviembre del 2016. Figura tomada de Alvarado et al., 2016.

Los edificios volcánicos del Turrialba e Irazú forman la terminación sureste del Arco Volcánico en Costa Rica. El Turrialba se consideraba un volcán dormido hasta que se reactivó después de un largo período de inactividad. La reciente actividad eruptiva se anticipó desde el 2001 hasta el 2010 cuando se empezó a observar un aumento en la actividad, la temperatura de las fumarolas, el flujo de SO₂ y la actividad sísmica (Martini et al., 2010). La **Fig. 7.1** muestra un diagrama acumulativo de los eventos principales ocurridos en el volcán Turrialba desde el 5 de enero del 2010 hasta el 22 noviembre 2016, claramente se ve que a finales del 2014 el volcán Turrialba inicia su fase de erupciones fuertes provocando un aumento en la sismicidad, en la desgasificación e inicia las emisiones de ceniza (Alvarado et al., 2016). Toda esta actividad incentivo a una mejora en la red sísmica del volcán Turrialba durante el 2015, ya que se contaba con solo 5 estaciones sísmicas de banda ancha alrededor del volcán Turrialba y para el 2016 se tienen un total de 12 estaciones de banda ancha operando en tiempo real.

Esta densificación fue la condición previa para la **ANT-TU** a mas pequeña escala, donde se utilizaron un total de 24 estaciones, con 12 estaciones del volcán Turrialba, 4 estaciones del volcán Irazú y otras 8 estaciones alrededor de ambos volcanes. Cómo indicado en el capítulo anterior, a pesar de que para la inversión de velocidades de grupo se utilizaron pocas curvas de dispersión con las consecuentes limitaciones en cobertura y resolución, podemos afirmar que la anomalía del volcán Turrialba-Irazú que se observa en la **ANT-CR**, también se ve en la **ANT-TU** y se mantiene hasta 1 Hz, sin embargo para poder localizar y tener una mejor resolución de esta anomalía es necesario incluir una red mucho más densa alrededor de estos volcanes y tener una mayor cobertura de trayectos validos.

6.2. Costa pacífica (zona de subducción)

La costa Pacífica de Costa Rica a lo largo de sus ~1000 km de longitud es un entorno muy activo geodinámicamente, condicionado por la subducción de la placa de Coco debajo de la placa del Caribe y Panamá a lo largo de la **MAT**. De acuerdo con estudios de anomalías magnéticas (Werner et al., 1999, Barckhausen et al., 2001), la corteza oceánica de la placa de Cocos se produce simultáneamente de norte a sur en la **EPR** y de este a oeste en el **CNS**, dando lugar a un patrón complejo de anomalías y edad

variable de la litosfera que subduce a lo largo de la **MAT**. Las variaciones significativas a lo largo de la morfología del fondo marino, el ángulo de subducción y el grosor de la corteza oceánica de la placa oceánica frente a la **MAT** (Morell 2015) se reproducen claramente en la distribución de las velocidades del grupo de nuestro mapas. La subducción debajo de la península de Nicoya se asocia con velocidades relativamente altas, en contraste con velocidades significativamente más bajas asociadas con la subducción de la Cordillera de Cocos debajo de la península de Osa y velocidades intermedias asociadas con la subducción del segmento submarino en el margen central del Pacífico. La principal hipótesis para explicar esta variabilidad a lo largo del margen y su correlación con el tipo de corteza oceánica involucrada en subducción, es el aumento de la liberación de fluidos de la placa de subducción conforme aumenta su espesor cortical de noroeste a sureste.

Anteriormente, Audet y Schwartz (2013) realizaron una inversión de la forma de onda de funciones receptoras para estimar la relación de velocidad P-S (o V_p/V_s) debajo de la Península de Nicoya. Sus resultados muestran una proporción más alta en el sureste ($V_p/V_s = 2.6 \pm 0.2$) en comparación con el noroeste ($V_p/V_s = 2.3 \pm 0.3$) en la corteza del antebrazo. El aumento de la relación V_p/V_s hacia el sureste puede explicarse por la disminución de las velocidades de la onda S. Además, otros estudios previos (Arroyo et al. 2009; DeShon et al. 2006; Husen et al. 2003; Dinc et al. 2010; Dzierma et al. 2011; Hinz et al. 1996; von Huene 1995; von Huene et al. 2000; Ye et al. 1996) ya respaldan la interpretación de que las anomalías de baja velocidad observadas en la costa Pacífica están relacionadas con la presencia de un alto contenido de fluidos en una parte altamente fracturada del margen de la placa descendente, descartando la hipótesis alternativa de una acumulación de sedimentos (Vannucchi et al. 2001) principalmente debido al carácter erosivo de la subducción en este sector. Esta hipótesis parece coherente con la subducción rápida presente en la zona, la cual tiene una tasa de convergencia de $\sim 85\text{-}90$ mm/año (**Fig. 2.1b**, DeMets et al., 2010). Por otro lado, nuestros mapas de velocidad de grupo (**Figs. 6.1 y 6.2**), así como el modelo de velocidad de onda S en 3D (**Figs. 6.10 y 6.11**), parecen coincidir con esta hipótesis, ya que muestran velocidades inferiores a la media en la costa del Pacífico, siendo estas anomalías más fuertes y más continuas para períodos entre 10s y 17s.

La liberación de fluidos es un proceso común en entornos de subducción, con suma relevancia para la circulación de materia en procesos geodinámicos, por otra parte la situación en Costa Rica refleja otra particularidad además de los procesos normales asociados a la subducción de placas. La dirección del plano de generación de la corteza oceánica que se subduce en la trinchera formada en el **EPR** es perpendicular al margen, mientras que la corteza oceánica formada en el **SNC** es paralelo (**Fig. 2.1b**). Esta diferencia interviene en la flexión de la litosfera oceánica hacia la zanja, donde la corteza **EPR** produce fallas normales paralelas a la **MAT**, mientras que la corteza del **SNC** no desarrolla un patrón de fallas visible (Ranero et al. 2003). Los estudios de anisotropía en la placa de Juan de Fuca indican que la permeabilidad aumenta cuando esta tiene fallas paralela a la trinchera, en comparación con la dirección perpendicular (Fisher et al. 2008). La anisotropía y las fallas normales paralelas al **MAT** podrían indicar que la corteza **EPR** es más permeable que la corteza del **SNC** y, por lo tanto, puede permitir un alto transporte de fluidos dentro de la placa que subduce y una baja transferencia vertical de fluido hacia la placa superior. En contraste, se espera que los fluidos en la corteza del **SNC** se muevan a lo largo del detachment hacia la placa superior (Audet y Schwartz 2013). Por lo tanto, las anomalías de baja velocidad observadas a lo largo de la costa del Pacífico en nuestros resultados pueden estar reflejando la liberación de líquido de la placa subyacente (la corteza del **SNC**) en este entorno en particular.

6.3. Cordillera de Talamanca

Costa Rica es una región altamente geodinámica, donde la interacción entre las tres placas tectónicas que la conforman han dado origen a una topografía dominada por tres grandes Cordilleras (**Fig. 2.1b**). La Cordillera de Talamanca (**CTA**) al sur del territorio costarricense es un sistema montañoso que morfológicamente forma parte del arco volcánico, aunque es este sector la actividad volcánica se extinguió a finales del Mioceno. Las altas velocidades en nuestros imágenes son consistentes con la falta de fluidos, de acuerdo con la larga ausencia del vulcanismo de aproximadamente 8 Ma (Morell et al. 2012). La transición entre la parte activa y extinta del arco volcánico sucede entre la Cordillera Volcánica Central (**CVC**) y la **CTA**, en esta zona se encuentra la **CCRDB**, el cual es el límite occidental de la placa de Panamá y donde además se produce un cambio en el régimen de esfuerzos, siendo extensionales en el norte (arco volcánico actual) y de

compresión en el sur (**CTA**) (Quintero & Güendel 2000). Algunos estudios asocian la extinción del volcanismo en la **CTA** con la incorporación de la Cordillera submarina de Coco en la zona de subducción en el sur de Costa Rica, produciendo cambios en la geoquímica de la región (Hoernle et al. 2008; Gazel et al.2009; Gazel et al.2011; Gazel et al.2015), y también en la tectónica (Montero, 2001), donde se nota la influencia de una transferencia de esfuerzos de compresión a la placa superior, provocando el aumento en la elevación de la **CTA** y un régimen tectónico compresivo en la zona (Suárez et al.1995, Morell 2015).

La cordillera de Talamanca coincide con una fuerte anomalía de alta velocidad en todo nuestros mapas de velocidad grupo (**Figs. 6.1 y 6.2**) y en todo el rango de profundidades del modelo 3D de velocidad de onda S (**Figs. 6.10 y 6.11**). Este resultado indica una transición importante en el centro de Costa Rica, el cual coincide con un cambio en la profundidad de la Moho (Dzierma et al. 2010). La **CTA** está formada principalmente por material intrusivo y de melange, de donde se pueden inferir las altas velocidades de la corteza superior. La presencia de anomalías de alta velocidad por debajo de la **CTA** se puede deducir directamente de las curvas de dispersión obtenidas de las **EGF** y asociadas a los trayectos a largo de esta zona (trayectos azules en la **Fig. 4.2**). Las ondas de Rayleigh en el **CTA** se propagan claramente más rápido que en cualquier otro lugar de Costa Rica. Las pruebas de resolución (tablero de ajedrez y anomalías locales) se reconstruyen razonablemente bien en esta zona, reproduciendo la anomalía en la dirección dominante de los trayectos, siendo estos paralelos a la costa. Por otro lado en la inversión donde eliminamos nueve estaciones estratégicamente seleccionadas en el centro de Costa Rica y la península de Osa (**Fig. 6.8**) nos confirma que la ubicación y amplitud de esta anomalía de alta velocidad al sureste de Costa Rica es el resultado de una estructura geológica, la cual coincide con la **CTA**.

Capítulo 8

Conclusiones

El principal objetivo de esta tesis doctoral consiste en determinar la estructura de la corteza superior de Costa Rica por medio de la tomografía 3D de ondas Rayleigh. Las ondas Rayleigh se obtienen a partir de correlaciones de ruido sísmico entre estaciones, durante el periodo 2010-2015. Costa Rica, a pesar de su reducido tamaño, destaca por su entorno altamente geodinámico caracterizado por una intensa actividad tectónica y volcánica. Por otro lado, debido al incremento de la actividad volcánica a finales del 2014 en el volcán Turrialba, para esta tesis doctoral también se realizó una tomografía 2D de dicho volcán para el año 2016. A continuación se presenta una síntesis de las metodologías utilizadas y los resultados más relevantes obtenidos en esta tesis doctoral.

En el cálculo de las correlaciones se utilizaron dos metodologías diferentes, la **CCC** (correlación cruzada clásica) en la **ANT-CR** y la **PCC** (correlación cruzada de fase) en la **ANT-TU**. La **PCC** se basa en el cómputo de señales analíticas y normalizadas de ruido sísmico. Así, este tipo de correlación no depende de la amplitud de las señales en cuestión. Esta característica tiene una importante ventaja respecto a la **CCC**, y es que se evita tener que aplicar técnicas de pre-procesado para mitigar los efectos que tienen las grandes amplitudes en las correlaciones, como terremotos y problemas instrumentales fundamentalmente. Las técnicas más comunes son el *1-bit normalization* y el *spectral whitening*. Ambas conllevan una alteración de las formas de ondas que para algunos estudios donde se requiere una alta precisión puede ser crucial.

El apilamiento de correlaciones utilizado en ambas tomografías es el **tf-PWS**. El **tf-PWS** atenúa las señales incoherentes, haciendo que la relación señal-ruido aumente y con ello obtener señales más robustas respecto a las correlaciones apiladas linealmente. Otra ventaja de esta metodología es que la cantidad de datos necesarios para obtener una **EGF** estable y robusta es menor que la requerida con el apilamiento lineal. En el caso de la **ANT-CR**, esta cantidad mínima es de 1 año en la banda de frecuencia (5 – 17) s en la cual se observan las ondas de Rayleigh en la corteza.

La fiabilidad de las curvas de dispersión de la **ANT-CR** ha sido analizada estudiando los resultados obtenidos de pares de estaciones con diferente orientación y disposición atendiendo a la geología local. De esta forma, vimos que las curvas de dispersión son robustas en función de la frecuencia y que además siguen patrones regionales consistentes, es decir que se agrupan claramente según las distintas zonas geológicas presentes en Costa Rica. Sin embargo, no podemos decir lo mismo de las curvas de dispersión para la **ANT-TU**, ya que del total de curvas de dispersión obtenidas sólo 60 de ellas (40%) pasaron el control visual y se conservaron para determinar los mapas de velocidades de grupo.

Hemos obtenido mapas de velocidad de grupo estables y consistentes. Posteriormente la inversión 3D confirma la interpretación de los mapas de velocidad del grupo. Nuestros resultados mejoran la caracterización, comprensión y distribución de las distintas anomalías de velocidad presentes en la corteza superficial, el arco volcánico y la zona de subducción de Costa Rica. Las imágenes tomográficas evidencian una gran variabilidad de la velocidad de la onda S en la corteza costarricense. Esta variabilidad es debida a la geodinámica presente en la zona, donde la presencia de fluidos juega un papel muy importante tanto en la zona de subducción (costa Pacífica) como a lo largo del arco volcánico.

Las anomalías de baja velocidad están asociadas con el arco volcánico y se localizan justo debajo de los lugares con mayor actividad eruptiva en los últimos años (Rincón de la Vieja-Miravalles, Arenal-Poás y Turrialba-Irazú). Otra zona donde también se localizan anomalías de baja velocidad es a lo largo de la costa del Pacífico y estas anomalías sugieren la liberación de líquido desde la placa de Coco que subduce debajo de la corteza del antebrazo. A pesar de las limitaciones impuestas por la cobertura de los trayectos y de la ubicación de esta anomalía (al borde de la red sísmica), las variaciones en amplitud reproducen de forma consistente los cambios morfológicos de la litosfera de la placa de Coco, desde la corteza producida en el **EPR** que se subduce debajo de la península de Nicoya hasta la Cordillera submarina de Coco, la cual se formó en el **CNS** y que subduce por debajo de la península de Osa.

Otra anomalía de gran importancia es la que se encuentra debajo de la Cordillera de Talamanca, la cual se presenta como una anomalía de alta velocidad que podría estar asociada con la subducción de la Cordillera submarina de Cocos, la cual inicio hace aproximadamente 2-3 Ma, y produjo cambios importantes en la tectónica, los esfuerzos elástico y en la geodinámica de la región (Suárez et al.1995; Montero, 2001; Hoernle et al. 2008; Gazel et al. 2009; Gazel et al. 2011; Gazel et al. 2015; Morell 2015).

Las anomalías presentes en los mapas de velocidad 2D de la **ANT-TU** se correlación con los resultados obtenidos en la **ANT-CR**, sin embargo, debido a la poca cobertura de los trayectos y la baja resolución en el área de estudio, no se pudo realizar la inversión en profundidad y con ello determinar la localización exacta de la cámara magmática.

Los resultados obtenidos en la **ANT-CR** están publicados en Nuñez et al. (2019) (ver **anexo A**). En la actualidad se esta trabajando en una segunda iteración de la tomografía para el volcán Turrialba utilizando otro periodo de datos, el cual incluye más estaciones (2018-2019).

Bibliografía

- Adamek, S., Frohlich, C., & Pennington, W. (1988). Seismicity of the Caribbean-Nazca boundary: Constraints on microplate tectonics of the Panama region. *J. Geophys. Res.*, 93: 2053-2075
- Aki, K. & Richards, P.G. (1980). *Quantitative Seismology: theory and methods*. W. H. Freeman, San Francisco.
- Aki, K. (1957), Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bulletin of Earthquake Research Institute, University of Tokio*, 35, 415-156.
- Alfaro, A., Denyer, P., Alvarado, G. E., Gazel, E., & Chamorro, C. (2018). Estratigrafía y petrografía de las rocas ígneas en el sector superior de la cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Revista Geológica De América Central*, 58(0), 7–36. <https://doi.org/10.15517/rgac.v58i0.32669>
- Alfaro, A. (2017). Caracterización petrográfica y geoquímica de las rocas ígneas en el sector Pacífico de la cordillera de Talamanca, Costa Rica (Tesis de licenciatura inédita). Universidad de Costa Rica, San José, Costa Rica.
- Almendros, J. R. Abella, M. Mora, P. Lesage (2012), Time-Dependent Spatial Amplitude Patterns of Harmonic Tremor at Arenal Volcano, Costa Rica: Seismic-Wave Interferences. *Bull. Seism. Soc. Am.*; 102 (6): 2378–2391. doi: <https://doi.org/10.1785/0120120066>
- Alvarado, G. E., Brenes-André, J., Barrantes, M., Vega, E., De-Moor, M., Avard, G., Carapezza, M. L. (2016). La actividad explosiva del volcán Turrialba (Costa Rica) en el período 2010-2016. *Revista Geológica de América Central* , 55, 7-60.
- Alvarado G E, Soto G J, Schmincke H-U, Blge L L, Sumita M, (2006). The 1968 andesitic lateral blast eruption at Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 157: 9-33.
- Ambrasey, N. N.; and Adams, R. D. (2001). *The Seismicity of Central America: A descriptive Catalogue 1898—1995*, Imperial College Press, World Scientific Publishing Company, London, 1st edition, 250 p, ISBN-10: 1-86094-244-X.

Bibliografía

- An, M., 2012. A simple method for determining the spatial resolution of a general inverse problem, *Geophysical Journal International*, 191(2), 849–864.
- Ardhuin, F., Stutzmann, E., Schimmel, M., and Mangeney, A. (2011) Ocean wave sources of seismic noise, *J. Geophys. Res.* , 116, C09004, doi: 10.1029/2011JC006952
- Arroyo, I. G., Husen, S., Flueh, E. R., Gossler, J., Kissling, E., & Alvarado, G. E. (2009). Three-dimensional P-wave velocity structure on the shallow part of the Central Costa Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore networks. *Geophysical Journal International*, 179(2), 827–849. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04342.x>
- Audet, P., & Schwartz, S. (2013). Hydrologic control of forearc strength and seismicity in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geoscience*, 6(10), 852–855. <https://doi.org/10.1038/ngeo1927>
- Barckhausen, U., Ranero, C., Huene, von, 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. *Journal of Geophysical Research*, 106(19), 207–220.
- Bensen, G. D., M. H. Ritzwoller, y N. M. Shapiro (2008), Broadband ambient noise surface wave tomography across the United States, *J. Geophys. Res.* , 113 (B5), B05306, doi:10.1029/2007JB005248.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M. & Yang, Y., (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239–1260, doi:10.1111/j.1365- 246X.2007.03374.x
- Bilek, S. L., Schwartz, S. Y., and DeShon, H. R. (2003). Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior, *Geology*, 31, 455–458.
- Boudon, G., Rançon, J.P., Kieffer, G., Soto, G.J., Traineau, H. & Rossignol, J.C., (1996). Les éruptions de 1966-70 et 1991-92 du volcan Rincón de la Vieja, Costa Rica: exemple d'activité récurrente d'un système hydromagmatique. *C.R. Acad. Sci. Paris*, 322, IIa: 101-108.
- Boudon, G., Rançon, J.P., Kieffer, G., Soto, G.J., Traineau, H. & Rossignol, J.C., (1997). Estilo eruptivo actual del volcán Rincón de la Vieja: evidencias de los productos de las erupciones de 1966-70 y 1991-92. - *Rothschildia*, 2,2: 10-13.
- Bracewell, R.N., (1965). *The Fourier transform and its applications*, McGraw-Hill, New

- York, NY.
- Bromirski, P. D. (2001), Vibrations from the ‘‘Perfect Storm,’’ *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 2(7), doi:10.1029/2000GC000119.
- Bromirski, P., and F. Duennebier, (2002). The near-coastal microseism spectrum: Spatial and temporal wave climate relationships. *Journal of Geophysical Research* 107, doi:10.1029/2001JB000265.
- Bundschuh, J. & Alvarado, G. E. (2007). *Central America: geology resources, hazards.* London, Taylor & Francis, vol. 1, p663
- Camacho, E. (1991). The Puerto Armuelles Earthquake (Southwestern Panama) of July 18, 1934, Costa Rica: *Revista Geológica de América Central*, no. 13, p. 1—14, ISSN: 0256-7024.
- Camacho, E. y Viquez, V. (1993). Historical Seismicity of the North Panama Deformed Belt, Costa Rica: *Revista Geológica de América Central*, no. 15, p. 49-64, ISSN: 0256-7024.
- Campillo, M., y A. Paul (2003), Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299 (5606), 547-549, doi: 10.1126/science.1078551.
- Campillo, M. (2006). Phase and Correlation in Random Seismic Fields and the Reconstruction of the Green Function. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2-3), 475–502. <http://doi.org/10.1007/s00024-005-0032-8>
- Carder DS (1934) Seismic surface waves and the crustal structure of the Pacific region. *Bulletin of the Seismological Society of America* 24: 231–302.
- Carr, M.J. (1984), Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20: 231-252.
- Carr, M. J., Craig, A. & Bruce, G., (1986). Nuevos análisis de lavas y bombas del Rincón de La Vieja, Costa Rica. – *Bol. de Vulcanología*, 16: 23-30, Heredia.
- Cerveny, V. (2005). *Seismic ray theory.* Cambridge university press.
- Chiesa, S., Alvarado, G.E., Pecchio, M., Corella, M. & Zanchi, A., (1994). Contribution to petrological and stratigraphical understanding of the Cordillera de Guanacaste lava flows, Costa Rica. – *Rev. Geol. Amér. Central*, 17: 19-43.
- Contable, S.C.; Parer, R. & Contable, C. G. (1987). Occams Inversion: A practical algorithm for generating smooth models form electromagnetic sounding data. *Geophysics*, 52, pp. 289-300
- Cruz, G., and Wyss, M., 1983, Large earthquakes, mean sea level, and tsunamis along the

Bibliografia

- Pacific coast of Mexico and Central America, *Bulletin of Seismological Society of America*, Vol. 73, No. 2, pp. 553—570.
- DeMets, C. , Gordon, R. G. and Argus, D. F. (2010), Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181: 1-80. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- DeShon, H. R. (2003). Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), 2491. <http://doi.org/10.1029/2002JB002294>
- DeShon, H. R., Schwartz, S. Y., Newman, A. V., González, V., Protti, M., Dorman, L. M., et al. (2006). Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 164(1), 109–124. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02809.x>
- Diaz M, Kim KY, Yeom S, Zhuang L, Park S, Min KB (2017) Surface roughness characterization of open and closed rock joints in deep cores using X-ray computed tomography. *Int J Rock Mech Min Sci* 98:10–1
- Dinc, A. N., Koulakov, I., Thorwart, M., Rabbel, W., Flueh, E. R., Arroyo, I., et al. (2010). Local earthquake tomography of central Costa Rica: transition from seamount to ridge subduction. *Geophysical Journal International*, 183(1), 286–302. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04717.x>
- Di Piazza A., Rizzo A. L., Barberi F., Carapezza M. L., Astis G. D., and Romano C. (2015), Geochemistry of the mantle source and magma feeding system beneath Turrialba Volcano, Costa Rica, *Lithos*, 232, 319–335.
- Dzierma, Y., Thorwart, M. M., Rabbel, W., Flueh, E. R., Alvarado, G. E., & Mora, M. M. (2010). Imaging crustal structure in south central Costa Rica with receiver functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11(8), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2009GC002936>
- Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M. M., Flueh, E. R., Mora, M. M., & Alvarado, G. E. (2011). The steeply subducting edge of the Cocos Ridge: Evidence from receiver functions beneath the northern Talamanca Range, south-central Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12(4), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2010GC003477>

- Ekström, G., M. Nettles and A. M. Dziewonski, (2012). The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
- Fan, G. W., S. L. Beck y T. C. Wallace, (1993). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica aftershock sequence: evidence for a transcurrent plate boundary; *Jour. Geophys. Res.*, 98:15, 759-15, 778.
- Fisher, A. T., Davis, E. E. & Becker, K. (2008). Borehole-to-borehole hydrologic response across 2.4 km in the upper oceanic crust: Implications for crustal-scale properties. *J. Geophys. Res.* 113, B07106
- Friedrich, A., F. Krüger, and K. Klinge (1998), Ocean generated microseismic noise located with the Grafenberg array, *J. Seis- mol.*, 2, 47–64.
- Gaite, B. (2013). Análisis y aplicaciones del ruido sísmico en México, golfo de México y Caribe: Tomografía de ondas superficiales Rayleigh y Love. PhD thesis. Universidad Complutense de Madrid.
- Gaite, B., Iglesias, A., Villaseñor, A., Herraiz, M., Pacheco, J.F. (2012). Crustal structure of Mexico and surrounding regions from seismic ambient noise tomography. *Geophys J Int*, 188, 1413–1424.
- Garcia, M. (2010). Estudio de Heterogeneidades laterales de volcanes activos: Tomografía sísmica de alta resolución de la isla de Tenerife, anomalías de propagación de ondas sísmicas de la isla de Tenerife y otros efectos. PhD thesis. Universidad de Granada.
- Gazel, E., Carr, M. J, Hoernle, K., Feigenson, M. D., Szymansky, D., Hauff F. y van den Bogaard, P. (2009). Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, doi: 10.1029/2008GC002246.
- Gazel, E., Hoernle, K., Carr, M. J., Herzberg, C., Saginor, I., van den Bogaard, P., Hauff, F., Feigenson, M. y Swisher III, C. (2011). Plume-subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab melting. *Lithos*, 121, 171-134.
- Gazel, E., Hayes, J., Hoernle, K., Kelemen, P., Everson, E., Holbrook, W. S., Hauff, F., van den Bogaard, P., Vance, E. A., Chu, S., Calvert, A. J., Carr, M. y Yodgodzinski, G. M. (2015). Continental crust generated in oceanic arcs. *Nature Geosciences*. doi: 10.1038/NGEO2392.
- Global Centroid Moment Tensor (CMT) Catalog. Downloaded 23 Mar 2018. <http://www.globalcmt.org>

Bibliografía

- Global Volcanism Program, 2013. Volcanoes of the World, v. 4.6.7. Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 23 Mar 2018. <https://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>
- Goes, S. D. B., A. A. Velasco, S. Schwartz, T. Lay (1993). The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw=7.7) earthquake and its tectonic implications: a board-band seismic study, *J Geophys. Res.*, 98:8127-8142.
- Gouédard, P., Roux, P., Campillo, M., & Verdel, A. (2008). Convergence of the two-point correlation function toward the Green's function in the context of a seismic-prospecting data set. *Geophysics*, 73(6), V47–V53. <http://doi.org/10.1190/1.2985822>
- Groos, J. C., S. Bussat, y J. R. R. Ritter (2012), Performance of different processing schemes in seismic noise, *Geophys. J. Int.*, 188, 498-512, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05288-x.
- Gutenberg B and Richter CF (1936) On seismic waves, 3rd paper. *Gerlands Beitrage Zur Geophysik* 47: 73–131.
- Haned, A., Stutzmann, E., Schimmel, M., Kiselev, S., Davaille, A., & Yelles-Chaouche, A. (2015). Global tomography using seismic hum. *Geophysical Journal International*, 204(2), 1222–1236. <http://doi.org/10.1093/gji/ggv516>
- Harmon, N., Cruz, M.S.D.L., Rychert, C.A., Abers, G. & Fischer, K., (2013). Crustal and mantle shear velocity structure of Costa Rica and Nicaragua from ambient noise and teleseismic Rayleigh wave tomography, *Geophysical Journal International*, 195, 1300-1313.
- Harmon, N., C. Rychert, y P. Gerstoft (2010), Distribution of noise sources for seismic interferometry, *Geophys. J. Int.*, 183 (3), 1470-1484, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04802.x.
- Harmon, N., Gerstoft, P., Rychert, C. A., Abers, G. A., Salas de la Cruz, M., & Fischer, K. M. (2008). Phase velocities from seismic noise using beamforming and cross correlation in Costa Rica and Nicaragua. *Geophysical Research Letters*, 35(19), 10–6. <http://doi.org/10.1029/2008GL035387>
- Hasselmann, K. (1963), Statistical analysis of the generation of microseisms, *Rev. Geophys.*, 1, 177-210.
- Haubrich, R. A., W. H. Munk, y F. E. Snodgrass (1963), Comparative spectra of microseisms and swell, *Bulletin Geological Society of America*, 53, 27-37.

- Herrmann, R. B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lettr.* 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096.
- Hinz, K. (1996), Tectonic structure of the convergent Pacific margin offshore Costa Rica from multichannel seismic reflection data, *Tectonics*, 15, 54.
- Hoernle, K., Abt, D. L., Fischer, K. M., Nichols, H., Hauff, F., Abbers G. A., van den Boogard, P., Heydolph, K., Alvarado, G., Protti, M. y Strauch, W. (2008). Arc parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua. *Nature*, 451, 1094-1097.
- Husen, S., Quintero, R., Kissling, E., & Hacker, B. (2003). Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling, 1–22.
- Iglesias A., Cruz-Atienza V. M., N. M. Shapiro, S. K. Singh and J. F. Pacheco (2001). Crustal Structure of South-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geof. Int.*, 40-3, 181-190.
- Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). Downloaded 15 Jan 2016. <http://ds.iris.edu/ds/>
- Jordan, T. H. (1975), The present-day motions of the Caribbean Plate, *J. Geophys. Res.*, 80(32), 4433–4439, doi:10.1029/JB080i032p04433
- Kedar, S. (2011), Source distribution of ocean microseisms and implications for time dependent noise tomography, *C. R. Geoscience* , 343 , 548-557, doi: 10.1016/j.crte.2011.04.005.
- Kempton, K., Benner, S.G. & Williams, S.N., (1996). Rincón de la Vieja volcano, Guanacaste province, Costa Rica: geology of the southwestern flank and hazard implications. – *J. Volcanol. Geother. Res.* 71: 109-127.
- Kempton, K., (1997). Geologic evolution of the Rincón de la Vieja Volcanic Complex, NW Costa Rica. – 192 págs. Univ. of Texas at Austin [Tesis PhD].
- Kennett, B.L.N., Sambridge, M.S. & Williamson, P.R., (1988). Subspace methods for large scale inverse problems involving multiple parameter classes, *Geophys. J.*, 94, 237–247.
- Kramer, S. (1996). Geotechnical earthquake engineering. Pearson Education, India.
- LaCoss, R. T., E. J. Kelly, y M. N. Toksöz (1969), Estimation of seismic noise using arrays, *Geophysics* , 34 (1), 21-38.

Bibliografía

- Larose, E., de Rosny, J., Margerin, L., Anache, D., Gouédard, P., Campillo, M., & van Tiggelen, B. (2006). Observation of multiple scattering of kHz vibrations in a concrete structure and application to monitoring weak changes. *Physical Review E*, 73(1), 645–7. <http://doi.org/10.1103/PhysRevE.73.016609>
- Larose, E., M. Derode, M. Campillo, y M. Fink (2004), Imaging from one-bit correlation of wide-band diffuse wavefield, *Journal of Applied Physics* , 95 , 8393-8399.
- Lecocq, T., Caudron, C., & Brenguier, F. (2014). MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise. *Seismological Research Letters*, 85(3), 715–726. <http://doi.org/10.1785/0220130073>
- Lin, F.-C., M. P. Moschetti, y M. H. Ritzwoller (2008), Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh and Love wave phase velocity maps, *Geophys. J. Int.*, 173 (1), 281-298, doi: 10.1111/j.1365-246X.2008.03720.x.
- Lobkis, O. I., & R. L. Weaver (2001), On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, *J. Acoust. Soc. Am.* , 110 , 3011-3017.
- Longuet-Higgins, M. S. (1950), A theory of the origin of microseisms, *Phil. Trans. R. Soc. Lond. A* , 243 , 1-35.
- López Comino, J. A., D. Stich, A. M. G. Ferreira, J. Morales (2015), Extended fault inversion with random slipmaps: A resolution test for the 2012 Mw 7.6 Nicoya, Costa Rica earthquake, *Geophys. J. Int.*, 202, 77-93.
- Lücke, O. H., Götze, H.-J., & Alvarado, G. (2010). A Constrained 3D Density Model of the Upper Crust from Gravity Data Interpretation for Central Costa Rica. *International Journal of Geophysics*, 2010(b1), 1–9. <http://doi.org/10.1155/2010/860902>
- Marshall, J. S., D. M. Fisher, y T. W. Gardner (2000), Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, *Tectonics*, 19(3), 468–492.
- Martini, F., Tassi, F., Vaselli, O., Del Potro, R., Martinez, M., Van del Laat, R., (2010). Geophysical, geochemical and geodetic signals of reawakening at Turrialba volcano (Costa Rica) after almost 150 years of quiescence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 198, 416–432. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.021
- Melson, W. G., (1988). Major explosive eruptions of Costa Rica volcanoes. - Update for Costa Rica Volcanism Workshop, Costa Rica Volcanism, Washington 14-18, Nov.,

- 1988, 6 págs.
- Metropolis, N., A. W. Rosenbluth, M. N. Rosenbluth, A. H. Teller, y E. Teller (1953), Equation of state calculations by fast computing machines, *Journal Chemical Physics*, 21, 1087-1092, doi: <http://dx.doi.org/10.1063/1.1699114>.
- Molnar, P., L.R. Sykes (1969), Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *GSA Bulletin*; 80 (9): 1639–1684. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[1639:TOTCAM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[1639:TOTCAM]2.0.CO;2)
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la región central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24, 29-56.
- Morell, K. D., Kirby, E., Fisher, D. M., & van Soest, M. (2012). Geomorphic and exhumational response of the Central American Volcanic Arc to Cocos Ridge subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117(B4), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2011JB008969>
- Morell, K. D. (2015). Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(10), 3362–3382. <http://doi.org/10.1002/2015GC005971>
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. H., & Shapiro, N. M. (2007). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8(8), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2007GC001655>
- Mottaghi, A. A., Rezapour, M., Korn, M. (2013). Ambient noise surface wave tomography of the Iranian Plateau. *Geophys. J. Int* 193, 452–462. doi:10.1093/gji/ggs134.
- Nakamura, Y. (1989). A method for dynamic characteristics estimation of subsurface using microtremor on the ground surface. *QR Railway Tech. Res. Inst.*, 30(1), 25-33.
- Nishida, K., H. Kawakatsu, Y. Fukao, y K. Obara (2008), Background Love and Rayleigh waves simultaneously generated at the Pacific Ocean floors, *Geophys. Res. Lett.*, 35 (16), L16307, doi:10.1029/2008GL034753.
- Núñez, E., Schimmel, M., Stich, D., Iglesias, A. (2019). Crustal Velocity Anomalies in Costa Rica from Ambient Noise Tomography. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02315-z>
- Oliver J (1962) A summary of observed seismic surface wave dispersion. *Bulletin of the*

Bibliografía

- Seismological Society of America 52: 49–52.
- Peraldo, G., Montero, W., y Camacho, E. (2006). El terremoto del 29 de mayo de 1879: Una ruptura de magnitud $M_s \geq 7.0$ en la zona limitrofe sur de Costa Rica y Panamá, *Revista Geológica de América Central*, no. 34-35, pp. 31—42, ISSN: 0256-7024.
- Poveda, E., Julià, J., Schimmel, M., & Perez-Garcia, N. (2018). Upper and Middle Crustal Velocity Structure of the Colombian Andes From Ambient Noise Tomography: Investigating Subduction-Related Magmatism in the Overriding Plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1459–1485. <http://doi.org/10.1002/2017JB014688>
- Prieto, G. A., J. F. Lawrence, y G. C. Beroza (2009), Anelastic Earth structure from the coherency of the ambient seismic field, *J. Geophys. Res.*, 114 (B7), B07303, doi: 10.1029/2008JB006067.
- Protti, M., Güendel, F., & McNally, K. (1994). The geometry of the Wadati—Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84, 271–287.
- Protti, M., McNally, K., Pacheco, J. F., Gonzalez, V., Montero, C., Segura, J., et al. (1995). The March 25, 1990 ($M_w=7.0$, $M_L=6.8$), earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: Its prior activity, foreshocks, aftershocks, and triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20345–20358.
- Protti, M; F. Guendel, F.; E. Malavassi; (2001); Evaluación del potencial sísmico de la Península de Nicoya; 1ª ed.; Editorial Fundación Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica, 144 p.
- Protti, M., Gonzalez, V., Newman, A. V., Dixon, T. H., Schwartz, S. Y., Marshall, J. S., et al. (2014). Nicoya earthquake rupture anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface. *Nature Geoscience*, 7, 117–121. <http://doi.org/10.1038/ngeo2038>
- Quintero, R., & Güendel, F. (2000). Stress Field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology*, 4, 297–319.
- Quintero, R., & Kissling, E. (2001). An improved P-wave velocity reference model for Costa Rica. *Geofísica Internacional*, 40(1), 3–19.
- Ranero, C. R., Morgan, J. P., McIntosh, K. & Reichert, C., (2003). Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature* 425,

367_373.

- Reagan, M., Duarte, E., Soto, G.J., and Fernández, E., (2006), The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions, in Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J.W., Patino, L.C., and Vallance, J.W., Volcanic hazards in Central America: Geological Society of America Special Paper 412, p. 235–257, doi: 10.1130/2006.2412(13).
- Rawlinson, N., & Sambridge, M. (2004). Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, 156(3), 631–647. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02153.x>
- Rawlinson, N., (2005). FMST: Fast Marching Surface Tomography package, Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra ACT 0200.
- Rawlinson, N., Reading, A.M. & Kennett, B.L.N., (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography, *J. geophys. Res.*, 111, B02301, doi:10.1029/2005JB003803
- Rawlinson, N., & Spakman, W. (2016). On the use of sensitivity tests in seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 205(2), 1221–1243. <http://doi.org/10.1093/gji/ggw084>
- Röhrbach W (1932) Über die dispersion seismischer Oberflächenwellen. *Zeitschrift für Geophysik* 8: 113–129.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005), Extracting time-domain Green's function estimates from ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.* , 32 (3), L03310, doi: 10.1029/2004GL021862.
- Sabra, K. G., P. Gerstoft, P. Roux, W. A. Kuperman, y M. C. Fehler (2005), Surface wave tomography from microseisms in Southern California, *Geophys. Res. Lett.* , 32 (14), L14311, doi:10.1029/2005GL023155.
- Sallarès, V., and P. Charvis, (2003), Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos volcanic province, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 214, 545–559.
- Sallarès, V., P. Charvis, E. R. Flueh, and J. Bialas, (2003). Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction, *J. Geophys. Res.*, 108(B12), 2564, doi:10.1029/2003JB002431.
- Sánchez-Sesma, F. J., y M. Campillo (2006), Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem, *Bull. Seism. Soc. Am.* , 96 (3), 1182–1191, doi: 10.1785/0120050181.

Bibliografia

- Santamarina, J., & Fratta, D. (2005). Discrete signals and inverse problems: an introduction for engineers and scientists. John Wiley & Sons.
- Schimmel, M., Stutzmann, E., & Ventosa, S. (2018). Low-Frequency Ambient Noise Autocorrelations: Waveforms and Normal Modes. *Seismological Research Letters*, 89(4), 1488–1496. <http://doi.org/10.1785/0220180027>
- Schimmel, M., Stutzmann, E., & Ventosa, S. (2017). Measuring Group Velocity in Seismic Noise Correlation Studies Based on Phase Coherence and Resampling Strategies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(4), 1928–1935. <http://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2631445>
- Schimmel, M., Stutzmann, E., & Gallart, J. (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, 184(1), 494–506. <http://doi.org/10.1111/j.1365-1365-1365-1365>
- Schimmel, M., & Gallart, J. (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research*, 112(B4), 13,656–14. <http://doi.org/10.1029/2006JB004680>
- Schimmel, M. (1999). Phase cross correlations: Design, comparisons, and applications. *Bulletin of the Seismological Society of America*, 89(5), 13661378.
- Schimmel, M., & Paulssen, H. (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks. *Geophysical Journal International*, 1–9.
- Selva, J. and Marzocchi, W., 2004, Focal parameters, depth estimation, and plane selection of the worldwide shallows seismicity with $M_s \geq 7.0$ for the period 1900–1976, *Geochemistry Geophysics Geosystems (G3)*, an electronic journal published by American Geophysical Union and the Geochemical Society, Vol. 5, no. 5, Q05005, doi: 10.1029/2003GC000669, ISSN: 1525-2027
- Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts, 93, 1591–1595.
- Sethian, J. A. (1999). Fast Marching Methods and Level Set Methods for Propagating Interfaces (pp. 1–60).
- Sethian, J. A. (2001). Evolution, Implementation, and Application of Level Set and Fast Marching Methods for Advancing Fronts. *Journal of Computational Physics*, 169(2), 503–555. <http://doi.org/10.1006/jcph.2000.665>
- Shapiro, N. M., y M. Campillo (2004), Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 31 (L07614), doi:

10.1029/2004GL019491.

- Shapiro, N. M., M. Campillo, L. Stehly, y M. H. Ritzwoller (2005), High-resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307 (5715), 1615-1618, doi:10.1126/science.1108339.
- Silver, E., Reed, D., Tagudin, J., Heil, D., (1990), Implications of the North and South Panama Thrust Belts for the origin of the Panama Orocline, *Tectonics*, vol. 9, No. 2, p. 261-281, doi:10.1029/TC009i002p00261.
- Snieder, R. (2004), Extracting the Green's function from the correlation of coda waves: a derivation based on stationary phase, *Phys. Rev. E*, 69 (046610), 1-8, doi:10.1103/PhysRevE.69.046610.
- Soto, G.J., Alvarado, G.E., Goold, S. & Climent, A., (2003). Evaluación del peligro y riesgo volcánico que representa el volcán Rincón de la Vieja para el Proyecto Geotérmico Las Pailas, Cordillera de Guanacaste, Costa Rica. – Inst. Costarricense de Electricidad, Área de Amenazas y Auscultación Sísmica y Volcánica, 79 págs. [Informe interno].
- Soto, G. J., Alvarado, G. E., & Goold, S. (2004, August 16). ERUPCOPNES < 3800 a.P. DEL VOLCÁN RINCÓN DE LA VIEJA, COSTA RICA, 29, 76–86.
- Stefan, J. F., Blanchet R., Mercier De Lepinay, B., (1988), Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola - Puerto Rico), interpreted as pseudo-subductions induced by the East-West shortening or the pericaribbean continental frame, en F. C. Wezel (ed.): *Developments in Geotectonics* 21, The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, 530 pp.
- Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, N.M.. (2006). A study of the seismic noise from its long-range correlation properties. *Journal of Geophysical Research*, 111.
- Stein, S., & Wysession, M. (2009). *An introduction to seismology, earthquakes, and earth structure*. John Wiley & Sons.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 293–42. <http://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Stockwell, R. G., Mansinha, L., & Lowe, R. P. (1996). Localization of the Complex Spectrum: The S Transform. *Ieee Transactions on Signal Processing*, 44(4), 998–1001.
- Stutzmann, E., Schimmel, M., Patau, G., & Maggi, A. (2009). Global climate imprint on seismic noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10(11), n/a–n/a. <http://doi.org/10.1029/2009GC002619>

Bibliografía

- Suárez, G., M. Pardo, J. Domínguez, L. Ponce, W. Montero, I. Boschini, and W. Rojas (1995), The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Back arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment, *Tectonics*, 14(2), 518–530, doi:10.1029/94TC02546.
- Taner, M.T., Koehler, F. and Sheriff, R. [1979] Complex seismic trace analysis. *Geophysics*, 44(6), 1041–1063.
- Tanimoto, T. (2007), Excitation of microseisms, *Geophys. Res. Lett.*, 34 (5), L05308, doi:10.1029/2006GL029046
- Tournon, J., & Alvarado, G. (1997). Carte Géologique du Costa Rica-Mapa Geológico de Costa Rica. Notice Explicative-Folleto Explicativo, escala 1:500.000, 80.
- Tsai, V. C. (2009), On establishing the accuracy of noise tomography travel-time measurements in a realistic medium, *Geophys. J. Int.* , 178 (3), 1555-1564, doi: 10.1111/j.1365 246X.2009.04239.x.
- Tsai, V. C. (2010), The relationship between noise correlation and the Green's function in the presence of degeneracy and the absence of equipartition, *Geophys. J. Int.* , 182 , 1509-1514, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04693.x.
- Tsai, V. C., y M. P. Moschetti (2010), An explicit relationship between time-domain noise correlation and spatial autocorrelation (SPAC) results, *Geophys. J. Int.* , 182 , 454-460, doi: 10.1111/j.1365-246X.2010.04633.x.
- Vannucchi, P., Scholl, D. W., Meschede, M., & McDouglas-Reid, K. (2001). Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications from ODP Leg 170, of Nicoya Peninsula. *Tectonics*, 20(5), 649–668.
- Ventosa, S., M. Schimmel, and E. Stutzmann (2017). Extracting surface waves, hum and normal modes: Time-scale phase-weighted stack and beyond, *Geophys. J. Int.* 211, no. 1, 30–44, doi: 10.1093/ gji/ggx284.
- Villaseñor, A., Y. Yang, M. H. Ritzwoller, y J. Gallart (2007), Ambient noise surface wave tomography of the Iberian Peninsula: Implications for shallow seismic structure, *Geophys. Res. Lett.*, 34 (11), L11304, doi: 10.1029/2007GL030164.
- von Huene, R. (1995), Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica, in *Geologic and Tectonic Development of the Caribbean Plate Boundary in Southern Central America*, *Geol. Soc. Am. Spec. Pap.* 295, edited by P. Mann, pp. 291–307, *Geol. Soc. of Am.*, Boulder, Colo.

- von Huene, R., C. R. Ranero, W. Weinrebe, K. Hinz (2000), Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism, *Tectonics*, 19, 314–334.
- Wang, K. L., and S. L. Bilek (2011), Do subducting seamounts generate or stop large earthquakes?, *Geology*, 39(9), 819–822.
- Wapenaar, K., Draganov, D., Snieder, R., Campman, X., & Verdel, A. (2010). Tutorial on seismic interferometry: Part 1—Basic principles and applications. *Geophysics*, 75(5), 75A195-75A209.
- Wapenaar, K. (2004). Retrieving the elastodynamic Green's function of an arbitrary inhomogeneous medium by cross correlation, *Phys. Rev. Lett.*, 93, 254301, 1-4.
- Weaver, R. L. (2005), Information from seismic noise, *Science*, 307, 1568-1569.
- Webb, S. C. (2007), The Earth's 'hum' is driven by ocean waves over the continental shelves, *Nature*, 445 (7129), 754-756, doi: 10.1038/nature05536.
- Werner, R., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Ranero, C., Huene, von, R., & Korich, D. (1999). Drowned 14-m.y.-old Galápagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications for tectonic and evolutionary models. *Geology*, 27(6), 499–5. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2)
- Werner, R., K. Hoernle, U. Barckhausen, and F. Hauß (2003), Geodynamic evolution of the Galápagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y.: Constraints from morphology, geochemistry, and magnetic anomalies, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1108, doi:10.1029/2003GC000576, 12.
- Yang, Y., y M. H. Ritzwoller (2008), Characteristics of ambient seismic noise as a source for surface wave tomography, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 9 (2), Q02008, doi:10.1029/2007GC001814.
- Yang, Y., y M. H. Ritzwoller (2008), Teleseismic surface wave tomography in the western U.S. using the Transportable Array component of USArray, *Geophys. Res. Lett.*, 35 (4), L04308, doi: 10.1029/2007GL032278.
- Yanovskaya, T.B., 1997, Resolution estimation in the problems of seismic ray tomography, *Izvestiya, Physics of the Solid Earth* 33(9), 762–765.
- Ye, S., J. Bialas, E. R. Flueh, A. Stavenhagen, and R. von Huene, (1996). Crustal structure of the Middle American Trench off Costa Rica from wide-angle seismic data, *Tectonics*, 15, 1006–1021.
- Ye, L., T. Lay and H. Kanamori (2013), Large earthquake rupture process variations on the Middle America megathrust, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 381(0), 147–155.

Bibliografia

- Yue, H., Lay, T., Schwartz, S. Y., Rivera, L., Protti, M., Dixon, T. H., et al. (2013). The 5 September 2012 Nicoya, Costa Rica M_w7.6 earthquake rupture process from joint inversion of high-rate GPS, strong-motion, and teleseismic Pwave data and its relationship to adjacent plate boundary interface properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(10), 5453–5466. <http://doi.org/10.1002/jgrb.50379>
- Zhao, D. (2001). Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 251–265.
- Zhou, Y. (2009). Multimode surface wave sensitivity kernels in radially anisotropic earth media. *Geophysical Journal International*, 176(3), 865-888.

Lista de Abreviaciones

ANT	Ambient Noise Tomography / Tomografía de Ruido ambiente
ANT-CR	Ambient Noise Tomography from Costa Rica / Tomografía de Ruido ambiente de Costa Rica
ANT-TU	Ambient Noise Tomography from Turrialba volcano /Tomografía de Ruido ambiente del volcán Turrialba
a.P.	Antes del presente (1950)
BFZ	Balboa Fracture Zone / Balboa Fracture Zone
CCC	Correlación Cruzada Clásica
CCRDB	Central Costa Rica Deformed Belt / Cinturón Deformada de Costa Rica Central.
CFZ	Zona de fractura de Coiba / Coiba Fracture Zone
CNS	Centro de dispersión Cocos-Nazca / Nazca-Cocos Spreading centre
CR-1D	Modelo 1D de Costa Rica de Husen et al. (2003) y Quintero & Kissling (2001)
CTA	Cordillera de Talamanca
CVC	Cordillera Volcánica Central
CVG	Cordillera Volcánica de Guanacaste
EGF	Empirical Green's Function / función empírica de Green
EPR	Dorsal del Pacífico Este / East Pacific Rise
FMST	Fast Marching Surface Tomography
FMM	Fast Marching Method
ICE	Instituto Costarricense de Electricidad
IRIS	Incorporated Research Institutions for Seismology

Lista de Abreviaciones

Ma	Millones de años
MAT	Middle American Trench / Trincheras Mesoamericana.
m.p.s	Muestras por segundo
NNE	Norte Noreste
NPDB	Northern Panama Deformed Belt / Cinturón Deformado del Norte de Panamá.
OVSICORI	Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica
PCC	Phase Cross Correlation / Correlación por Coherencia de Fase
PFZ	Panama Fracture Zone / Zona de Fractura de Panamá
PS	phase stack / apilamiento de fase
RSN	Red Sismica Nacional
s.n.m	Sobre el nivel del mar
tf-PWS	time-frequency phase weighted stack / apilamiento por coherencia de fase
UCR	Universidad de Costa Rica
UNA	Universidad Nacional de Costa Rica

Anexo A

Crustal velocity anomalies in Costa Rica from ambient noise tomography

Núñez, E., Schimmel, M., Stich, D., Iglesias, A. (2019). Crustal Velocity Anomalies in Costa Rica from Ambient Noise Tomography. *Pure and Applied Geophysics*. <https://doi.org/10.1007/s00024-019-02315-z>

Abstract

We derive group velocity maps for crustal Rayleigh waves across Costa Rica and corresponding 3-D shear-wave velocity structure from ambient noise cross-correlations between 56 seismic broadband stations. The daily inter-station cross-correlations for the period 2010-2015 of 56 seismic broadband stations are stacked and analysed to warrant a robust extraction of empirical Green's functions which then are used to measure fundamental mode Rayleigh wave group velocities. Rayleigh wave dispersion curves show consistent patterns within the different geological domains in Costa Rica. Dispersion curves were evaluated in the microseism band from 5-second to 17-second period and inverted for group velocity maps using iterative nonlinear travel time tomography. The group velocities at each grid point were inverted for 1-D profiles using a non-linear simulated annealing approach, and transformed into the 3-D velocity structure. The final tomographic model shows clearly the main velocity anomalies associated with tectonic and volcanic activity in Costa Rica. Three localized negative velocity anomalies are seen at all periods (5-17s) consistent with deep-routed crustal-scale magmatic systems located beneath the Rincón de la Vieja-Miravalles, Arenal-Poás and Turrialba-Irazú volcanic systems, that showed activity over the last 100 years. High velocities can be found beneath the Talamanca arc in southeastern Costa Rica, where active volcanism stopped in the late Miocene. Significant along-strike variations in the morphology of the subducting Cocos plate are imaged consistently by velocity variations in the forearc.

1. Introduction

Costa Rica is located along the narrow part of the Central American Isthmus between Nicaragua and Panamá. It is characterized by intense tectonic and volcanic activity. The principal driving mechanism for tectonics, volcanism and high topography of Costa Rica is the active subduction of the Cocos plate beneath the Caribbean and Panama plates at the Pacific margin of the country. Subduction-related volcanism from the volcanic arc of Costa Rica (Carr, 1984), which extends from the North to the central part of the country, including three large volcanoes that are currently erupting: Rincón de la Vieja, Poás, and Turrialba, and three more volcanoes that were active since the 20th century, the Miravalles, Arenal and Irazú volcanoes (e.g. Global Volcanism Program, 2013).

Previous seismic and gravimetric studies in Costa Rica (Protti et al. 1994, Protti et al. 1995, Husen et al. 2003; DeShon 2003, DeShon et al. 2006; Arroyo et al. 2009; Dinc et al. 2010; Dzierma et al. 2010; Lücke et al. 2010; Alfaro 2017) constrain the heterogeneity of the lithospheric structure and show significant variability along strike of the subduction zone and, of the upper and lower crust beneath the volcanic arc and the Cordillera de Talamanca (CTA) in Costa Rica. Beneath the volcanic arc, low-velocity anomalies in the upper and lower crust were related to deformation, fluid release, and hydration (Dinc et al. 2010), while high velocity anomalies were found in the CTA (Husen et al. 2003) and in the forearc shallow crust (Protti et al. 1995). However, despite efforts to characterize the structure beneath Costa Rica, some of these studies do not cover all Costa Rica or have a poor resolution in the shallow crust.

The seismic network density (Fig. 1a) and the geographic setting of Costa Rica between the Pacific Ocean and the Caribbean Sea, and the narrow shape of the country assures a broad azimuthal coverage with potential ocean noise sources. A beam forming analysis by Harmon et al. (2008) using the TUCAN array in NW Costa Rica and SW Nicaragua confirms the broad distribution of source azimuths for the microseisms band that constitutes the main frequency band for our study. All this provides good conditions to perform ambient noise tomography (ANT) for Costa Rica.

The main objective in this study is to obtain a shear-wave velocity model of the shallow crust beneath Costa Rica. To achieve this goal we invert high-resolution tomographic images for fundamental mode Rayleigh wave group velocities obtained from the inversion of measured dispersion curves extracted from the estimation of empirical Green's functions (EGF). The EGFs are based on stacks of daily cross-correlations of continuous seismic noise recordings of 56 broadband stations from January 2010 to December 2015.

2. *Geology and Tectonic Setting*

The tectonics of Costa Rica are mainly controlled by the subduction of the Cocos Plate beneath the Caribbean and Panama plates along the south margin of the Mesoamerican Trench (MAT) in the Pacific coast, with NNE-direction and a

convergence rate of $\sim 85\text{-}90\text{mm/yr}$ (Fig. 1.b) (DeMets et al. 2010). The convergent contact between the Panama plate and Caribbean plate in southeastern Costa Rica is known as the Northern Panama Deformed Belt (NPDB), where the Caribbean plate subducts beneath the Panama plate, at a rate of $\sim 7\pm 2\text{ mm/yr}$ (Stephan et al. 1998; Silver et al. 1990). This belt extends from the Uraba Gulf in Colombia to Puerto Limon in the Caribbean coast of Costa Rica and parallel to the Caribbean Panama coast. A diffuse and wide zone of active faulting across central Costa Rica, the Central Costa Rica Deformed Belt (CCRDB) (Fig. 1b) forms the western boundary with the Panama plate (Fan et al. 1993; Goes et al. 1993; Marshall et al. 2000).

As inferred from magnetic anomalies (Werner et al. 1999, Barckhausen et al. 2001), the young oceanic crust of the Cocos plate is produced simultaneously at the $\sim\text{N-S}$ trending East Pacific Rise (EPR) and the $\sim\text{E-W}$ trending Nazca-Cocos Spreading centre (CNS), giving rise to a complex pattern of anomalies and variable age of the lithosphere that is subducted at the MAT. The seafloor shows important morphological changes, visible on the bathymetry of the region. The spatial distributions of the asperities towards the south and the seismic activity along the MAT have shown that the subduction of the Cocos plate can be subdivided in three segments (Morell 2015). The segment at the Nicoya Peninsula in northwestern Costa Rica is characterized by smooth seafloor topography, an age of 24 Ma and a steep dip of the subduction zone of about 80° (Protti et al. 1994, 1995; Werner et al. 1999; Barckhausen et al. 2001) (Fig. 1.b). In the central part, a rather abrupt transition is observed, with a bathymetry dominated by seamounts with up to $\sim 2\text{km}$ elevation (Bilek et al. 2003, Wang and Bilek 2015). This segment has a variable age of 14-19 Ma and dip of about 60° (Protti et al. 1994, 1995, 2001). Towards the south, the most prominent bathymetric feature in the Cocos plate is the $\sim 1000\text{ km}$ long Cocos Ridge, a maximum crustal thickness of $\sim 19\text{ km}$ (Sallarès et al. 2003) and with an age of $\sim 15\text{ Ma}$ (Werner et al. 1999; Barckhausen et al. 2001), in front of the Osa Peninsula in southeastern Costa Rica (Fig.1.b). The Cocos Ridge, as well as the adjacent seamount segment, is the track of the Galapagos hot spot on the Cocos plate.

South of the Osa Peninsula, the Cocos plate subduction links with the Nazca plate at the Panama fracture zone (PFZ), the PFZ is part of the border between both plates. The PFZ originates east of the CNS, as an ocean fault with north direction and transtensional motion between the two oceanic plates (Morell 2015). In this zone, the Cocos, Nazca and

Panama plates conform the Panama triple junction and the MAT disappears towards the southeast, joining the PFZ and the boundary between the Panama and Nazca plate.

Costa Rica is divided into three main mountain ranges (Fig. 1.b), the Cordillera de Talamanca (CTA) to the south of the Costa Rica is a mountainous system with the highest elevation of Central America, the Chirripo hill with an altitude of 3820 m above sea level (Tournon and Alvarado 1997, Alfaro et al. 2018). The presence of igneous rocks and intrusive materials in the CTA (Fig. 1.a) shows that it was part of the volcanic arc and that it was active until the late Miocene (Alfaro 2017). Previous studies considered that the subduction of the Cocos ridge produced changes in the tectonics (Montero 2001) and in the geochemistry of the region (Hoernle et al. 2008; Gazel et al. 2009; Gazel et al. 2011; Gazel et al. 2015). This agrees with the absence of recent volcanism (1 million years or less) in the CTA (Alfaro et al. 2018). In the central part is the Central Volcanic Mountain Range (CVC) and to the north is the Guanacaste Volcanic Mountain Range (CVG), these last two conform the volcanic arc of Costa Rica. It has around 150 volcanoes, three of them, Rincon de la Vieja, Poas and Turrialba, are currently in eruption. Other volcanoes such as Miravalles, Arenal and Irazú have been active during the 20th century according to historical records (Fig. 1.b) (Global Volcanism Program, 2013).

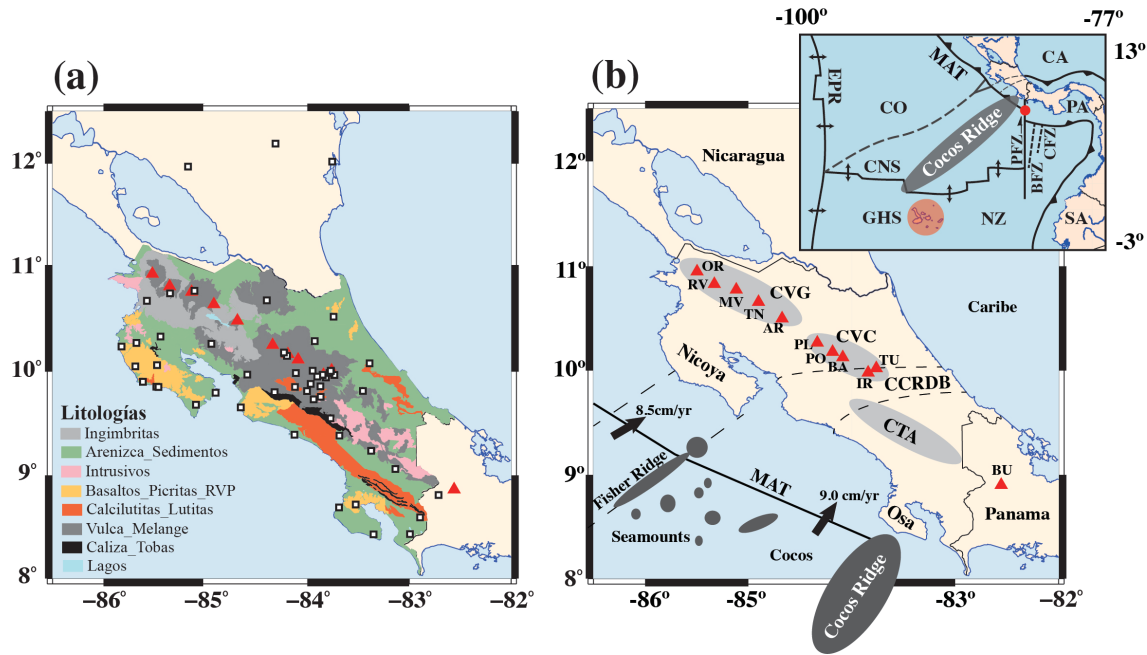


Figure. 1 (a) Simplified geological map of Costa Rica (modified from Tournon and Alvarado, 1997) and (b) main tectonic features (modified from Husen et al. 2003). White squares and red triangles mark the location of seismic stations and volcanoes, respectively. The different provinces are: MAT, Middle American Trench; CCRDB, Central Costa Rica Deformed Belt; CVG, Cordillera Volcánica Guanacaste; CVC, Cordillera Volcánica Central; CTA, Cordillera de Talamanca; HGS, Galapagos hot spot; CA, Caribbean plate; CO, Cocos plate; NZ, Nazca plate; EPR, East Pacific Rise; CNS, Nazca-Cocos Spreading centre; PFZ, Panama fracture zone; BFZ, Bolboa fracture zone; CFZ, Coiba fracture zone. The volcanoes are: OR, Orosi; RV, Rincón de la Vieja; MV, Miravalles; TN, Teneorio; AR, Arenal; PL, Platanar; PO, Poas; BA, Barba; IR, Irazu; TU, Turrialba; BU, Barú.

3. Data Processing and Analysis

3.1. Seismic Stations, Data Pre-Processing, and Noise Cross-Correlations

The noise processing, from continuous vertical component broadband data to estimated Empirical Green's functions (EGF), incorporates a total of 56 seismic stations (Fig. 1a). The vast majority of these stations are permanent and belong to the Observatorio Vulcanológico y Sismológico of Costa Rica (OVSICORI-UNA). The Laboratorio Sísmico of Costa Rica operates two of the stations. To extend the ray coverage over the study area, we also included data from three stations in Nicaragua and one in Panama, whose data have been downloaded from the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS; <http://ds.iris.edu/ds/>). We process 39439 daily

continuous recordings with at least three months per station and daily data segments with duration greater than 22h for the period between January 2010 to December 2015. The mean and trend of the data were removed and the effect of the instrument response was corrected to obtain ground velocity. Polarity reversals were checked and corrected after analysing five teleseismic events. Lastly, the continuous recordings were band-pass filtered between 0.02 and 0.33 Hz.

In the following, we utilized the MSNoise program package by Lecocq et al. (2014) to normalize the data (one-bit and spectral whitening) and to finally compute daily cross-correlations for all station pairs with inter-station distances between 36 km to 445 km and time lags between -250 and 250 s. This minimum distance represents three times the wavelength for a period of 5 s and group velocity of 2.4 km/s.

3.2. Cross-Correlation Stacks and Convergence

The daily cross-correlations were stacked using a linear stack as well as a time-frequency phase weighted stack tf-PWS (Schimmel & Gallart 2007; Schimmel et al. 2011). The latter method employs the S-transform (Stockwell et al. 1996) to convert the cross-correlograms into the time-frequency domain to finally use the phase-coherence to attenuate incoherent signals in the time-frequency domain during stacking. Transforms to the wavelet domain can be used similarly (Ventosa et al., 2017). The phase-coherence is obtained from the instantaneous phases of analytic signals in full analogy to the time-domain phase weighted stacking (PWS, Schimmel and Paulssen 1997). The waveform similarity is measured by the closeness of the instantaneous phases, that are exactly the same for identical waveforms, and is used as weight to attenuate phase-incoherent signals. This procedure is often used to increase the signal-to-noise ratio (SNR) (Haned et al. 2015; Poveda et al. 2018, among others).

The EGFs are finally obtained after stacking all daily cross-correlations per station pair. Considering all station pairs with inter-station distance larger than 36 km we acquire a total of 1484 EGFs (a representative selection shown in Fig. 2). Most of our EGFs are clearly asymmetric, which is a consequence of the spatially asymmetric noise source distribution. For the tomography we consider the symmetric empirical Green's function (SEGF) estimated by averaging the time-reversed acausal (negative lag-time) parts and

the respective causal (positive lag-time) parts of the cross-correlations.

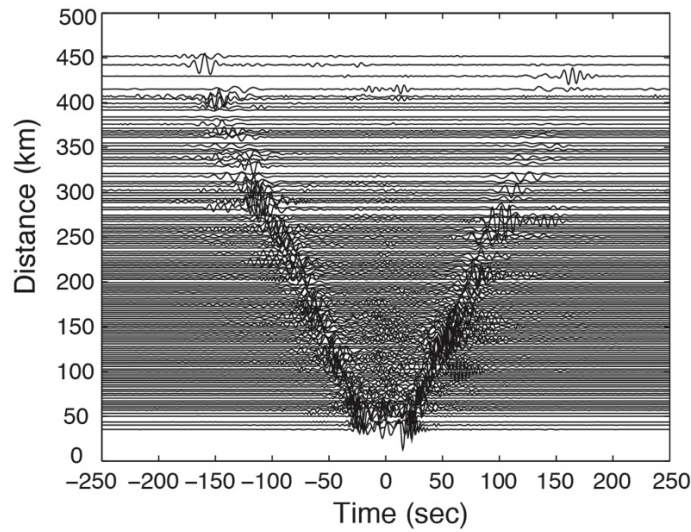


Figure. 2 Representative selection of empirical Green's functions (EGFs) estimated as function of inter-station distance. EGFs were obtained by stacking daily cross-correlations for each station pair and up to six years of vertical component ambient noise recordings. The visible signals are fundamental mode Rayleigh waves.

The convergence of the cross-correlations to a stable noise response is a useful quality indicator: although this is not a guarantee of closeness to a Green's function, it indicates that the extracted waveforms will not change anymore when adding additional noise data. The amount of data needed to achieve a robust noise response depends on factors as frequency, inter-station distance, and relative position to the noise sources, among others.

We analysed the waveform convergence for different station pairs using as reference the waveforms obtained after stacking all the daily cross-correlations. Fig. 3 shows two examples for different directions, i.e., perpendicular to the coastlines of Costa Rica (SE-NW) and parallel to the coast (SW-NE). We further compare different stacking approaches, i.e., a linear stacking (blue dots) and a tf-PWS (red dots). The waveform similarity is quantified as their zero-lag cross correlation. The daily cross-correlations have been selected randomly. Convergence is clearly faster when using tf-PWS, compared to a linear stack. This confirms the benefits of attenuating incoherent signals with tf-PWS during the stacking. We also observe that about 1 yr of noise recordings are

required to achieve a stable response for station pairs aligned parallel to the coast. Station pairs perpendicular to the coast require less data, 250 days for this example, due to their closer alignment with the propagation direction of ocean-generated noise. Further examples for other station pairs are shown in the supplementary material (Fig. S1).

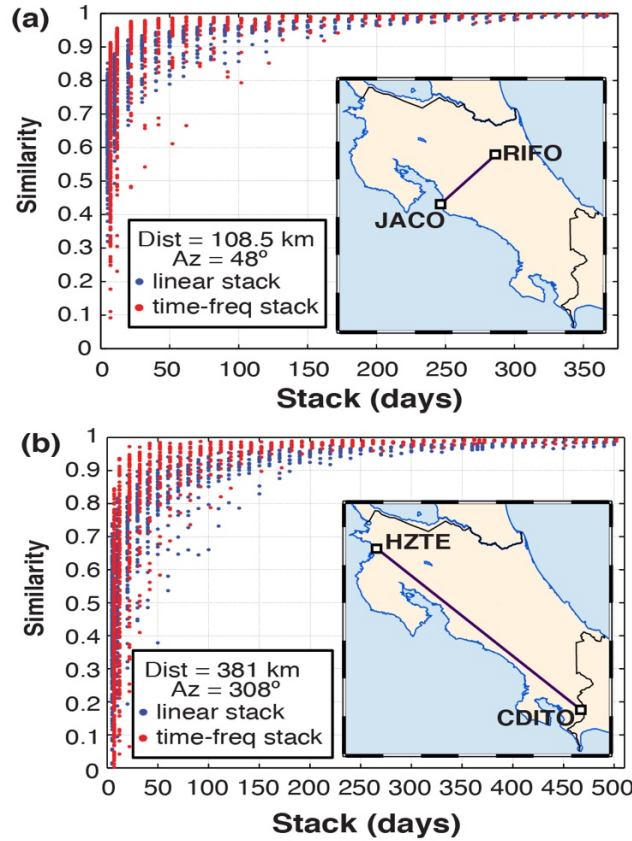


Figure. 3 Waveform convergence to the EGF obtained from stacking six years of noise cross-correlations (a) for station pair JACO-RIFO (in direction perpendicular to the coast) and (b) for station pair HZTE-CDITO (parallel to the coast). The daily noise cross-correlations are computed using the classical correlation method and are stacked using the linear (blue dots) and tf-PWS (red dots) approach. The convergence is measured through waveform similarity by determining the classical cross-correlation at zero-lag.

3.3. Group Velocity Assessment

We measure the Rayleigh wave group velocities in the extracted EGFs by tracking the group arrivals in the time-frequency domain. To this end, the EGFs were transformed using the S-transform (Stockwell et al. 1996). The group arrivals were found as energy maxima at a given frequency and the group velocity was obtained using the inter-station

distance and group arrival time. This analysis was performed employing an early version of the approach presented in Schimmel et al. (2017) without data resampling. Further, we considered an adaptive frequency band where the minimum frequency corresponds to the wavelength of one-third the inter-station distance and where the maximum frequency is fixed to 0.33 Hz. All dispersion curves were analysed manually and frequency bands were further adjusted to keep the dispersion curves free of ambiguous signals. Out of 1484 computed EGFs, only 780 dispersion curves (52%) passed the visual quality control and were retained for the determination of the group velocity maps. Through the visual control we basically identified station pairs that provided an unambiguous dispersion curve within a realistic group velocity window. Fig. 4 a, b and d, e show the EGFs and corresponding dispersion curves for two station pairs (parallel and perpendicular to the coast) and typical data quality.

In analogy to the EGF convergence tests we also determined the robustness of the dispersion curves as function of frequency and number of daily cross-correlations for several station pairs. Fig. 4c,f shows two examples. Plotted are the mean of absolute values of relative differences between a reference dispersion curve and dispersion curves obtained for 6 subsidiary data sets as function frequency and number of daily cross-correlations in the subsidiary data sets. The reference waveforms (Fig. 4a, d) and corresponding reference dispersion curves (Fig. 4b, e) were obtained using all available data, while the subsidiary data sets were constructed through a random selection of daily noise cross-correlations per year. The random sampling is used to attenuate seasonal effects and the averaging over different years to further stabilize the group velocity differences. It can be seen from Fig. 4c, f that the dispersion curves are quite stable at mid-range frequencies (0.05-0.15 Hz) after a couple of months, while much more data is needed to obtain stable dispersion curves at both ends of our considered frequency band. Noise sources below the primary microseisms (< 0.05 Hz) are less energetic which may explain the slower convergence. Near the high frequency limit (>0.15 Hz), less energy, a heterogeneous source distribution and other interfering signals may explain the high variability in the dispersion measurements.

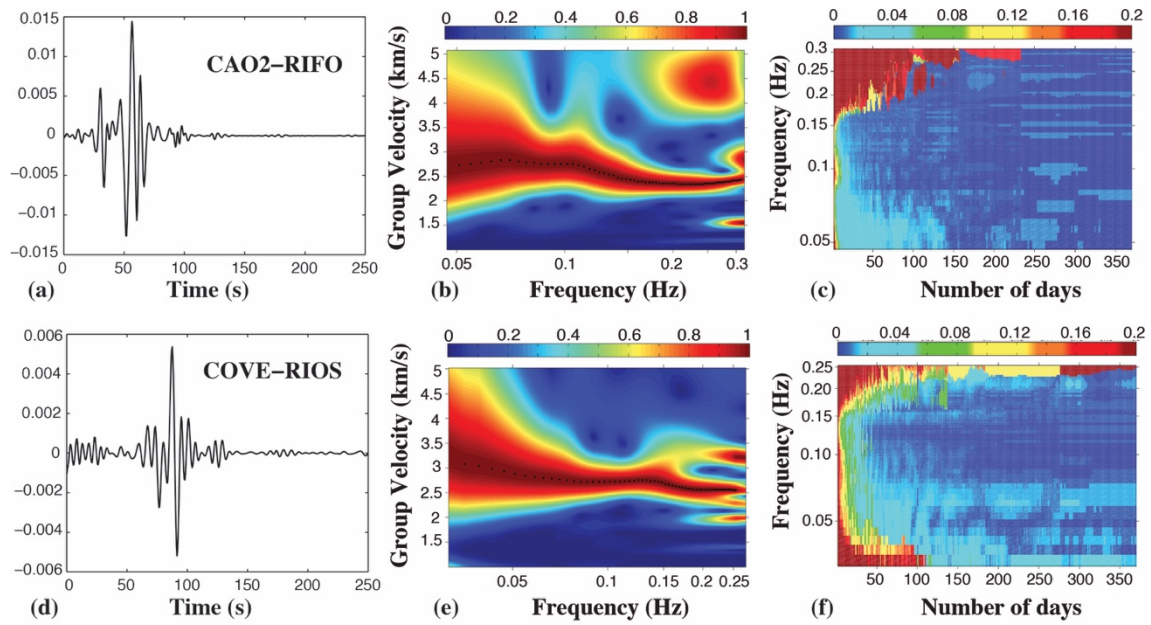


Figure. 4 (a) EGF for station pair CAO2-RIFO (perpendicular to the coast). (b) Rayleigh wave group velocity spectrum for the waveform shown in (a). Amplitudes are normalized to unity for each frequency to track the group arrival. (c) Frequency-dependent convergence to the dispersion curve obtained from 6 years of data (waveform shown in a) as function of number of daily noise-correlations. Contoured are the mean of the absolute relative differences between the dispersion curves measured for the partial and full data sets. (d-f) Same as (a-c), but for station pair COVE-RIOS (parallel to the coast).

To further assess the consistency and quality of our data, we test whether the measured dispersion curves show similar characteristics for different paths within the same geological unit. For this purpose, we delimit four larger areas with similar geology (Fig. 5, lower panel) and plot the corresponding dispersion curves for stations within these areas with the same colour code (Fig. 5, upper panel). The black dots mark the average Rayleigh wave velocities from a 1-D model as determined in a previous study by Husen et al. (2003) and Quintero & Kissling (2001) and hereafter labelled as CR-1D. It is visible from Fig. 5 that our measured velocity curves cluster into groups following the different geological regimes, and that our measurements roughly follow the average model CR-1D, validating the performance of this model for Rayleigh wave propagation. The differences with the CR-1D model, as well as the variability of dispersion curves within each group, as well as around the CR-1D model, are within range of measurement errors and the imprint of three-dimensional (3-D) wave speed heterogeneity over the study area.

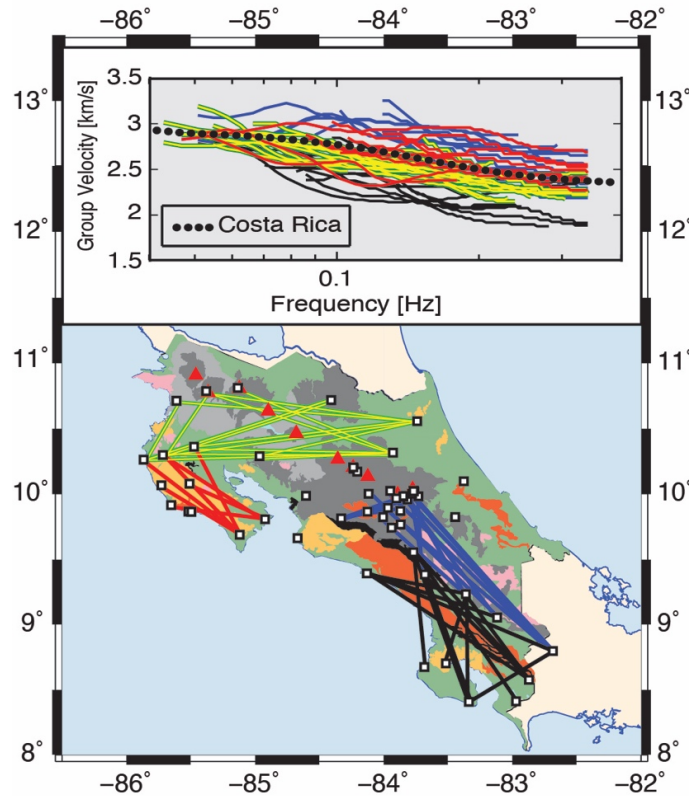


Figure. 5 Upper panel: Measured dispersion curves for different inter-station paths, colour coded according to their geological domains (lower panel). The red, black, blue and green-yellow lines correspond to paths from Nicoya, Osa, Cordillera de Talamanca and Cordillera Volcánica zone, respectively. Black dots mark the dispersion curve for the average 1-D Costa Rica velocity model obtained by Husen et al. (2003) and Quintero and Kissling (2001).

4. *Group Velocity Inversion*

So far we have shown the consistency and quality of our dispersion measurements which we now use to determine the seismic velocity structure beneath Costa Rica. We first consider group velocity maps which then are inverted into 3-D velocity structure. To obtain group-velocity maps we applied the Fast Marching Surface Tomography (FMST) method (Rawlinson 2005). This approach follows an iterative nonlinear inversion scheme that takes advantage of the Fast Marching Method (FMM) (Sethian 1996, 1999, 2001) to solve the forward problem of each iteration, i.e. to newly determine the travel times in the updated 2-D velocity model. FMM is an eikonal solver, which uses finite differences to find the wavefronts from the phase delays. One of the advantages over ray tracing is that FMM provides the minimum (or maximum) travel-time which one may miss with ray

tracing in the presence of multi-pathing. FMM supplies stable and robust solutions in heterogeneous media (Rawlinson & Sambridge 2004a). The 2-D model is parameterized by 45x45 velocity nodes, which are regularly spaced by 0.1 deg in latitude and longitude. Further, a constant initial velocity was taken to start the inversion. The covariance matrices were assumed to be constant which means that we did not weight differently individual measurements or model parameters.

4.1. Regularization Parameters

The regularization parameters were chosen after repeated determination of the characteristically L-shaped trade-off curves for fixed damping ϵ or smoothing η (Fig. 6), following Rawlinson et al. (2006). In a first step, we started from a fixed $\epsilon=1$ and explored the trade-off curve by varying η . $\eta=300$ was chosen as compromise between data misfit reduction and model roughness. In a next step η was fixed to 300 while ϵ was varied. Here, $\epsilon=100$ was chosen as compromise between data misfit and model variance. Now the first step was repeated using $\epsilon=100$ which confirmed $\eta=300$ as a reasonable value. Fig. 6a, b show the trade-off curves for $\epsilon=100$ and $\eta=300$ for $T=12$ s period and 3 iterations. The data misfit as function of number of iterations is shown in Fig. 6c for $\epsilon=100$, $\eta=300$, and $T=12$ s. It is seen from Fig. 6c that the inversion converges quickly after 3 iterations. The obtained group velocity maps for selected periods between 5 and 17 s are shown in Figs 7 and S2, and are discussed further below. The final group velocity maps can explain the data variance reduces by about 77.5%.

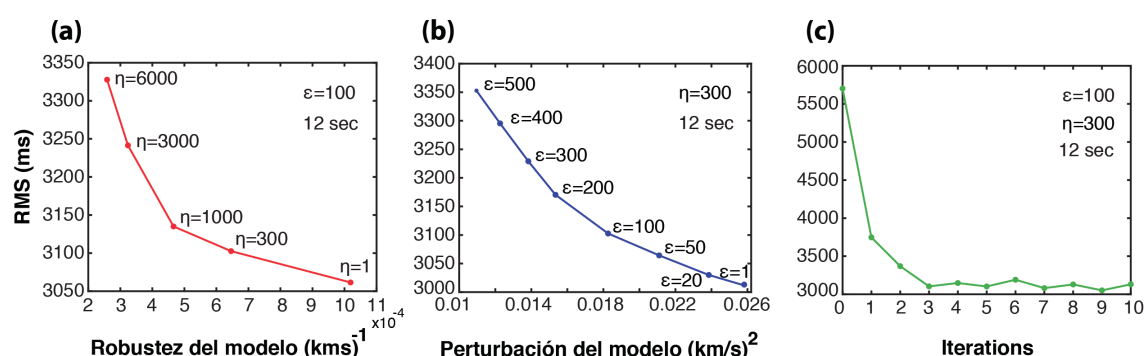


Figure. 6 Trade-off curves for the Rayleigh wave group velocity inversion at 12 s period. (a) RMS data-misfit with model roughness for damping factor $\epsilon=100$. (b) RMS misfit with model variance for smoothing factor $\eta=300$. (c) RMS data-misfit as function of number of iterations for damping $\epsilon=100$ and smoothing $\eta=300$. The inversion converges after 3 iterations.

4.2. *Group-Velocity Maps*

Figs 7 and S2 show the final group velocity maps for selected periods between 5 s and 17 s. The group velocity maps are accompanied with the corresponding ray coverage. It can be seen that the ray coverage is high in the centre of Costa Rica, including the volcanic arc, the Cordillera de Talamanca (CTA), Nicoya and Osa peninsula, and the west coast of Costa Rica (Fig. 1b). Unfortunately, the Caribbean Coast is not covered by crossing rays due to the lack of stations to the southeast. Slower and faster than average velocities are presented with warmer and cooler colours. Yellow is assigned to the constant velocity used to initiate the group velocity inversions. The resolution of these maps is discussed in the following section.

The results of the group velocity maps (Figs 7 and S2) show three separate low-velocity structures in the volcanic arc, which may be associated with deep hydrothermal systems, magma chambers or their feeding systems (Dzierma et al. 2010; Lücke et al. 2010). These anomalies are particularly clear in the group velocity map at 8s period. Other important low-velocity anomalies are observed along the Pacific coast and likely related to the subduction of the Cocos Plate. The elongation of these anomalies is mostly parallel to the subduction front, independent from the dominant SW-NE ray directions. In spite of the lack of high resolution, the gross group velocity variations along

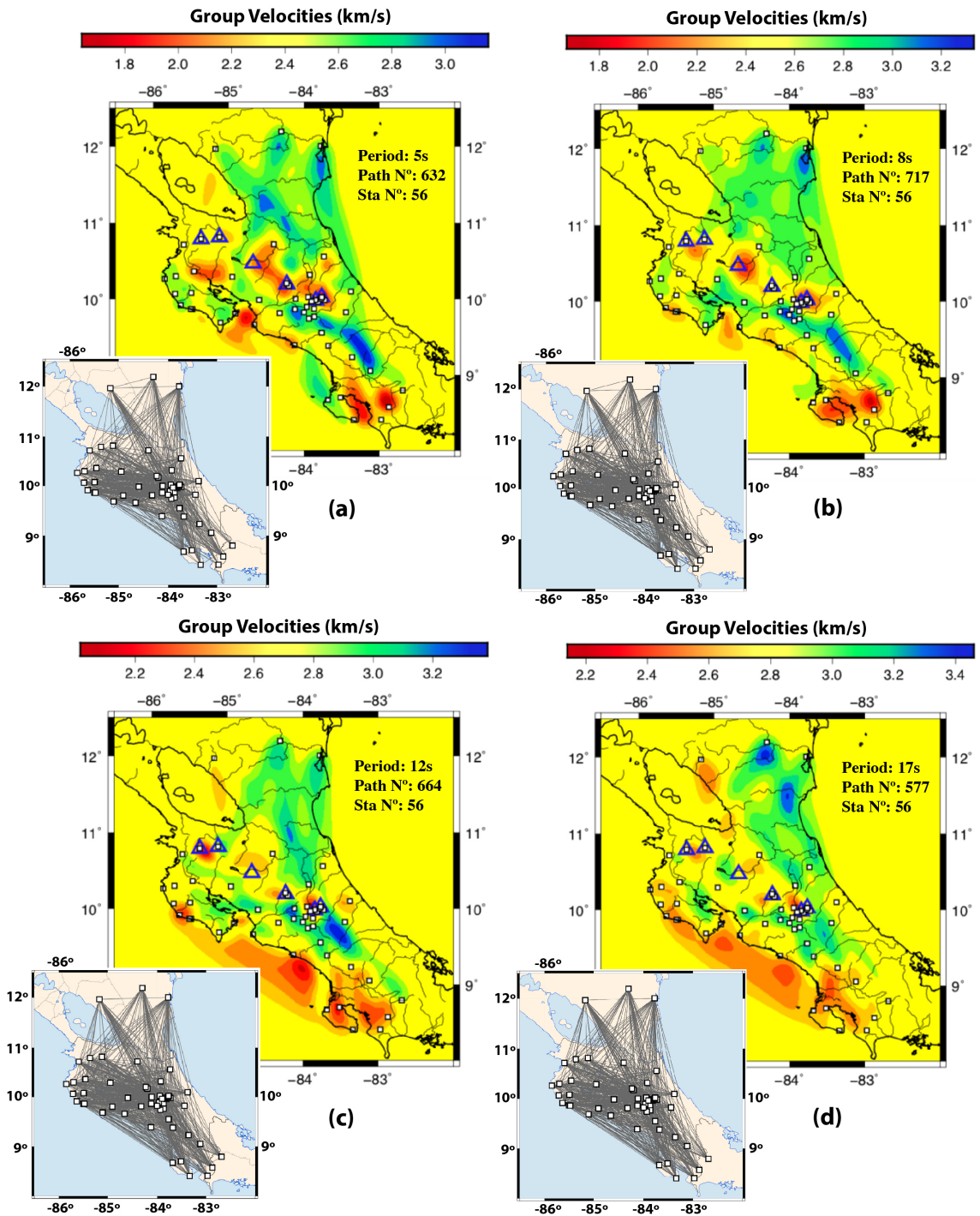


Figure. 7 Group-velocity maps for periods of 5 s (a), 8 s (b), 12 s (c) and 17 s (d). The respective ray path coverage is shown to the lower left of each figure. White squares and blue triangles mark the seismic stations and the active volcanoes of the last 100 yrs, respectively. Variable color scale is used for different periods and depths, to ensure that the Costa Rica 1D model corresponds to yellow color (no anomaly).

the Pacific margin reproduce the changes in seafloor morphology in front of the trench (Morell 2015): The smooth segment that subducts beneath the Nicoya Peninsula is associated with relatively high velocities, while Cocos Ridge subduction beneath the Osa Peninsula is seen as significantly lower velocities (e.g. Fig. 8b), presumably related to higher fluid release. The intermediate, seamount segment is associated with smaller anomalies.

Additionally, we observe high-velocity anomalies in the south and north of the volcanic arc, over a broad period range (5-17 s). To the north, the high velocities seem to include the entire southeastern part of Nicaragua, although the resolution is relatively low (see section 4.3). The higher than average velocities are likely related to the Yolania Mountains, which are formed by dense Cenozoic volcanic rocks (Bunduschuh & Alvarado, 2007). The high-velocities to the south of the volcanic arc coincide with the Talamanca Mountain Range, which matches the velocity trends expected from the geological structure.

4.3. *Group-Velocity Resolution Analysis*

The interpretation of any tomographic image requires knowledge of the resolution. We determine the resolution through synthetic test inversions where the input model is a checkerboard of alternating high- and low-velocity anomalies in two dimensions. The checkerboard input models of two different length-scales are shown in Figs 8a,c and S3a. The synthetic travel times were computed with the FMM for the ray paths used in each field data inversion. We further randomly contaminated the computed group arrival times with noise of up to $\pm 5\%$ of the travel time for the test inversion shown in Fig. S3. The added noise causes data inconsistencies that may map into poorly resolved areas. Further, the test inversions use the same regularization parameters as our field data inversions. Fig. 8b, d and Fig. S3b show the recovered models for periods 5 s, 17 s and 7 s, respectively. It can be seen that the inversions underestimate the amplitudes of the anomalies. This is normal and mainly caused by the regularization, i.e., through the employed damping and smoothing. Location and extent of the anomalies are well retrieved between 9.6 and 11 degrees latitude, especially in the centre and west of Costa Rica. To the north and south of this area, one mainly observes elongated anomalies, which tend to reproduce the dominant ray paths and connect the diagonally organized

anomalies. Fig. S4 shows input and recovery of isolated anomalies which overcome the dependency on the directions of the checkerboard mesh. The recovery (Fig. S4b) confirms the good resolution in the center of Costa Rica, with significant artifacts along the interpreted anomalies.

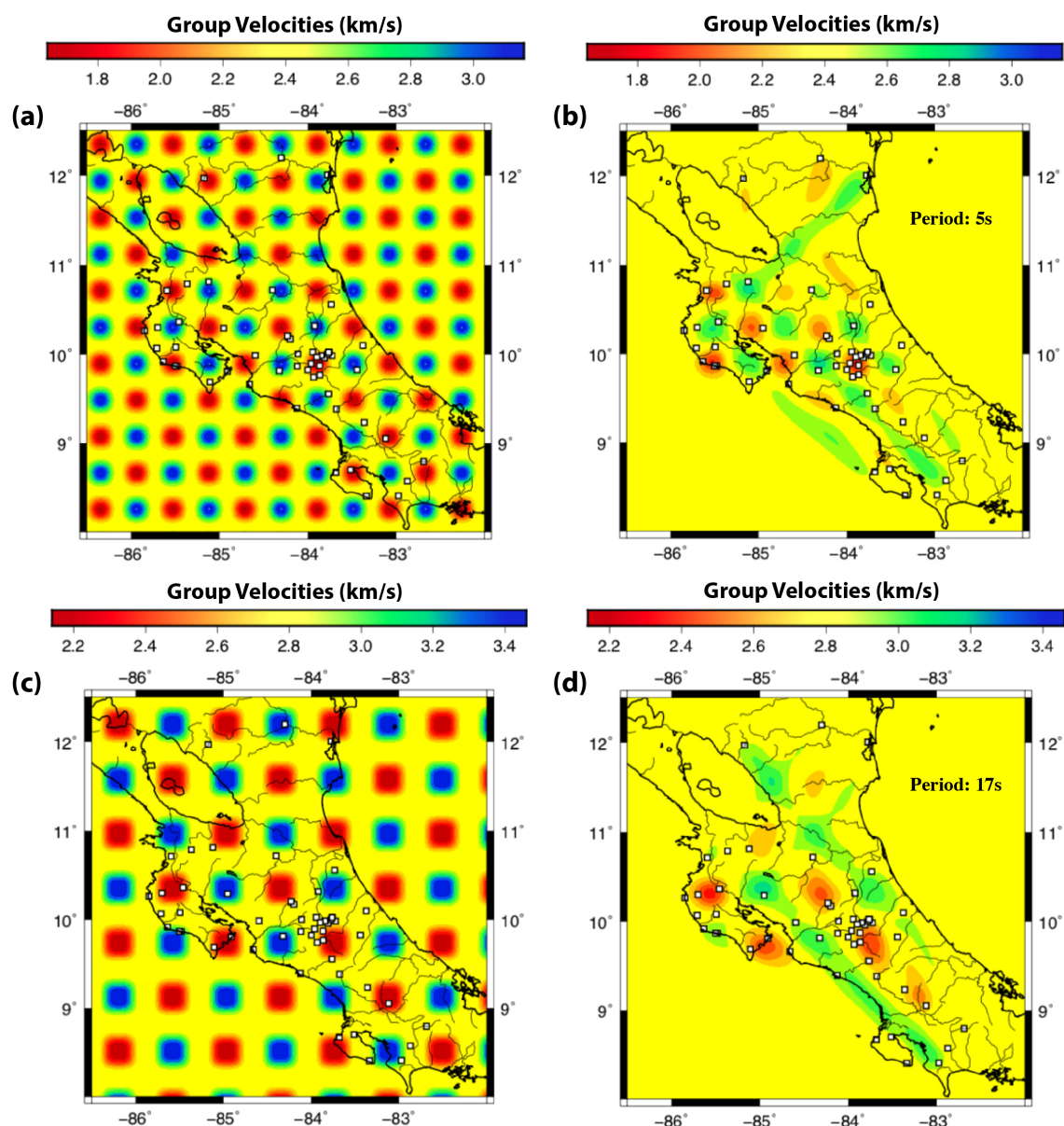


Figure. 8 Checkerboard resolution test for group velocities. (a) Input model and (b) recovery at 7 s. (c) Input model and (d) recovery at 17 s but for more separated and larger anomalies. The same field data configuration and the actual inversion parameters were used. White squares mark station locations.

We also performed field data inversions for subsidiary data sets where we removed all data from an individual station or group of stations (Fig. 9). The corresponding inversion results permit to identify anomalies which are caused by only one station and

likely due to some systematic measurement problem. All here identified and interpreted anomalies robustly appear in the group velocity maps. Fig. 9c shows an inversion result for $T = 7$ s where we removed all volcanic stations. The number of stations is reduced from 56 to 42 and ray paths are reduced from 712 to 460 in this image. It can be seen that all volcanic arc anomalies are still mapped in the same positions, although with slightly different geometry and amplitudes inherent to the reduced data set and corresponding coverage. The volcanic arc anomalies are therefore robust anomalies that are not solely produced by the volcanic arc stations, but that can be obtained in a similar way from crossing rays alone.

Fig. 9d demonstrates the inversion results without stations in the Cordillera de Talamanca (CTA) and stations to the south of Costa Rica. A total of 9 stations were removed to perform the inversion for 514 inter-station paths. The higher than average velocities of the central range and Cordillera de Talamanca remain visible as well as the prominent lower than average velocity anomaly at the Pacific coast in the south of Costa Rica. In any case, the gross features of both inversion results resemble well with the anomalies presented in Fig. 9a,b and give us the confidence of interpreting robust features. These last field data inversions further confirm that our group velocity maps are consistent and robust to permit subsequent inversion into a 3-D shear-wave velocity model.

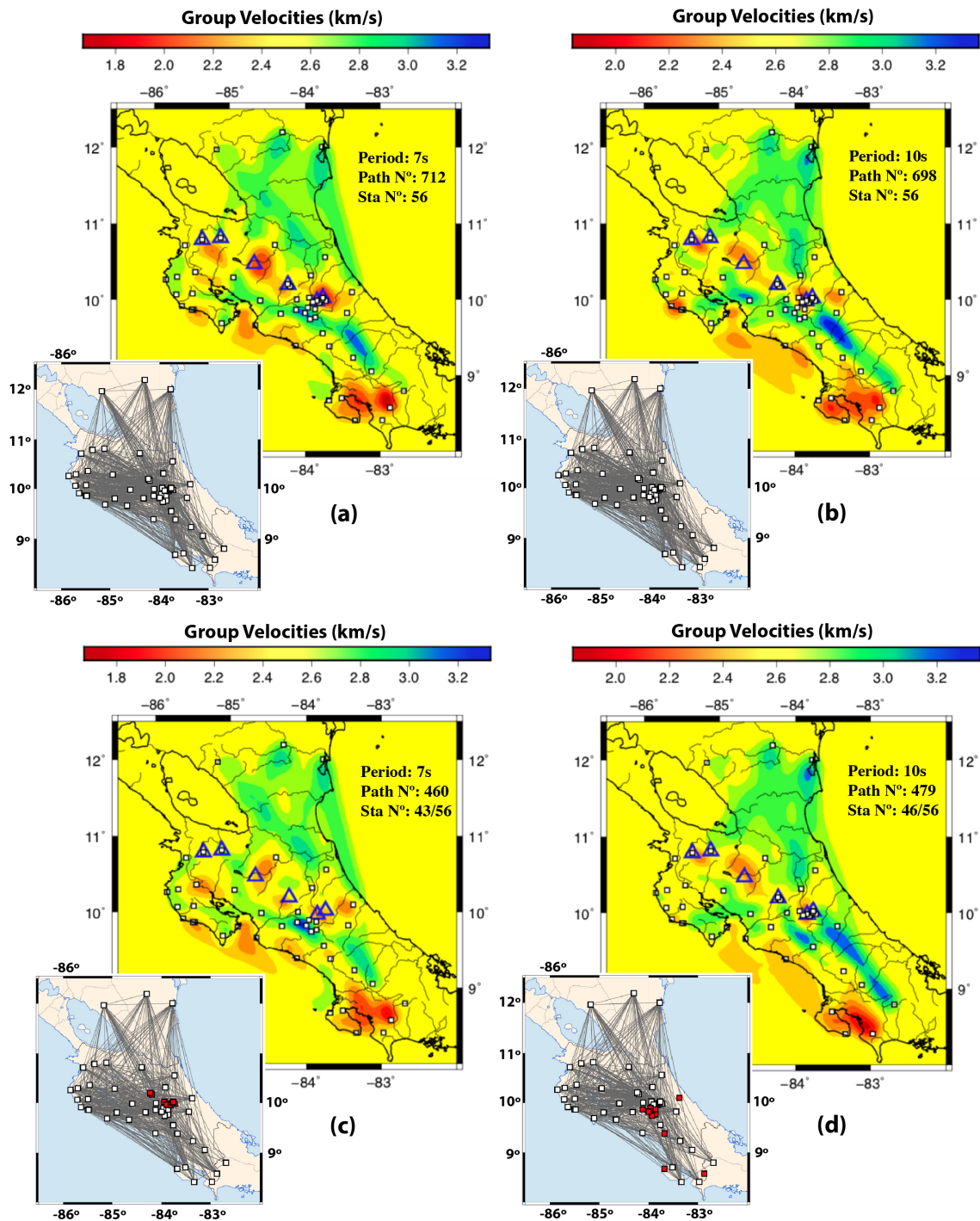


Figure. 9 Field data group velocity inversion results using subsidiary data sets to assess the robustness of velocity anomalies. Group-velocity maps for periods of 7 s (a), 10s (b). (c) Inversion result for 7 s period where we removed volcanic stations (red symbols in the ray path coverage figure). The number of stations and station pairs reduced from 56 to 42 and 712 to 460. (d) Inversion result for 10 s period after removal of 9 stations from the Cordillera de Talamanca (CTA) and to the south of Costa Rica.

5. Shear-Wave Velocity Inversion

To obtain the 3-D shear-wave velocity (V_s) structure, we invert the dispersion curves derived from each grid point of the group velocity maps. The model was parametrized with 20 homogeneous and isotropic layers of 1 km thickness each. The inversion algorithm finds V_s for each layer, in an interval between 1.8-3.5 km/s. Trying to avoid over parameterization, we assume a Poisson solid $V_p = \sqrt{3.0} \cdot V_s$ and density for each layer is computed from the relation (Berteussen, 1997) $\rho = 0.32\alpha + 0.77$, where α is in km/s and ρ in g/cm³.

For inversion we use an optimized simulated annealing scheme (Iglesias et al, 2001) to minimize E :

$$E = \sqrt{\sum_n \left(U_i^0 - U_i^P(\beta_{1,...,20}) \right)^2} \quad (1)$$

Where U_i^0 is the group velocity for the i^{th} period, and U_i^P is the predicted group velocity for the i^{th} period and depending of the set of S-wave velocities for the 20 layers in our model.

In this scheme, the forward problem (predicted group velocities) is solved using one of the subroutines form the “Computer Programs in Seismology” package (Herrmann, 2013). Note that sharp discontinuities cannot be resolved by the inversion of surface wave dispersion curves alone, since the dispersion properties depend on the integration over depths (see group velocity depth kernels in Fig. S5). In consequence, to avoid models with abrupt variations between velocities in adjacent layers, along the inversion, we do not accept perturbed models that break the rule:

$$\beta_{i-1}(1 - \gamma) \leq \beta_i \leq \beta_{i-1}(1 + \gamma), \text{ for } i \neq 1 \quad (2)$$

Where γ is a smoothness factor between 0 and 1, and i is the number of layer.

Since the simulated annealing method explores the entire space of models (inside of a pre-established range of values for each parameter), in order to explore the sensitivity of

each parameter, we do not hold only the formally best model, but also all alternative models with normalized L2 below a chosen threshold. This set of models has been inspected visually to rule out the presence of incompatible models, that may result from instability of the inverse problem. To assure the quality of results, we invert only the dispersion curves that are contained within the area of ray coverage and combine all 1-D velocity-depth models into the final 3-D shear velocity model.

5.1. 3D Shear-Wave Velocity Depth Model

In the Figs 10 and 11, we show horizontal slices and depth profiles through our final 3D shear-wave velocity model. The same major features are displayed as in the group-velocity maps (Fig. 7). The principal anomalies correlate with the different geological domains, the locations of volcanism, mountain ranges and plains, among others (Fig. 1). For instance, the volcanic arc with its northwest-southeast trend is visible down to 5 km depth, with velocities lower than mean velocity. Specifically, these anomalies are strongest beneath the Turrialba-Irazu, Arenal, and Rincon de la Vieja volcanoes as can be seen from the shear-velocity map (Fig. 7a, b, c) and in the depth profiles B-B' and C-C' (Fig. 8b, c).

Another important low-velocity anomaly is imaged at the Pacific coast. The shear-wave velocity maps (Fig. 10) and in the depth profiles A-A', B-B' and C'-C'' (Fig. 11) show this anomaly down to 9 km depth, that can be related to the subduction of the Cocos Plate. The low forearc velocities on top of the plate contact point to an origin due to fluid release from the downgoing plate (Vannucchi et al. 2001). Variations in intensity of this anomaly along the Pacific margin agree with the pattern in the group velocity distribution (Fig. 7).

The Talamanca Mountain Range is imaged as a prominent high-velocity anomaly over the entire depth range of the inversion model, as seen in the profiles A-A' and C'-C'' (Fig. 11a, c) and in all the shear-velocity maps (Fig. 10). This geological structure was part of the volcanic arc but remains inactive since the onset of subduction of the Cocos ridge, which produced changes in the tectonics (Montero 2001) and in the geochemistry of the region (Hoernle et al. 2008; Gazel et al. 2009; Gazel et al. 2011;

Gazel et al. 2015). North of the volcanic arc we observed a high-velocity anomaly that extends over the entire southeastern part of Nicaragua, similar to the observations made from group-velocity maps (see section 4.3).

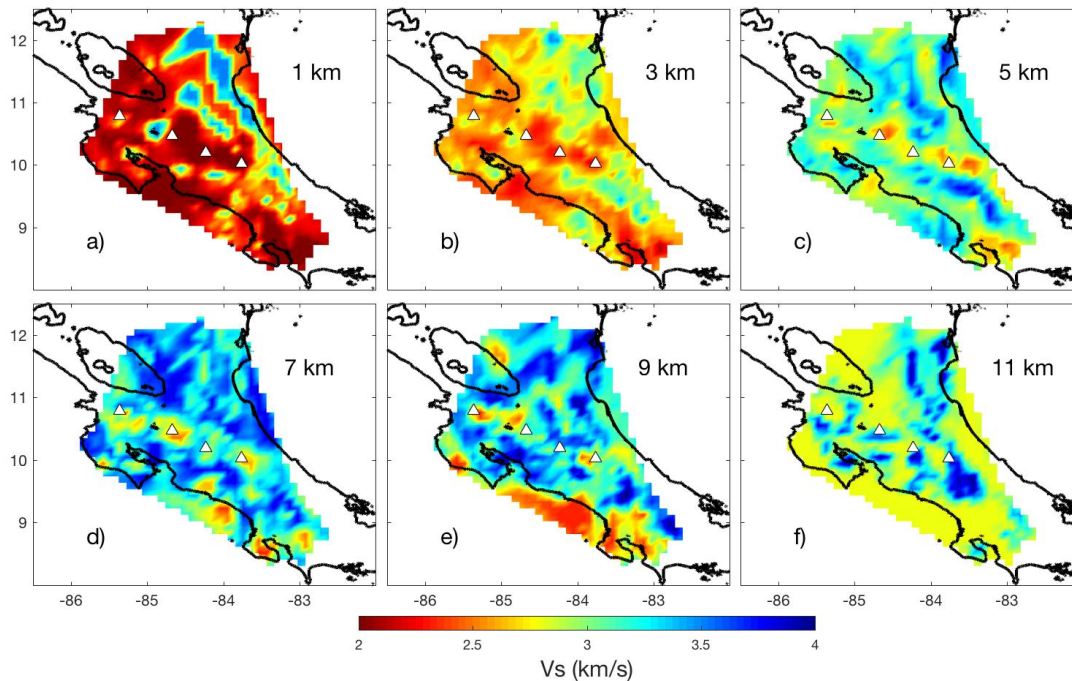


Figure. 10 Shear-velocity maps at depth of 1 km (a), 3 km (b), 5 km (c), 7 km (d), 9 km (e) and 11 km (f). The white triangles mark principle active volcanoes.

5.2. Shear-Velocity Depth Resolution

The resolution of the depth inversion of the measured group velocities at each position is mainly determined by the period range and the corresponding group velocity depth-sensitivity kernels. Fig. S5e shows the sensitivity kernels ($T= 5-17s$) for S-wave velocity perturbation, while Figs S5a-d show the test inversions for a positive and negative S-wave velocity perturbation (marked in red) at 8-11 km depth, respectively. The best recovered model and corresponding dispersion curve are shown in green. Figs S5a-b, demonstrate that the dispersion curves of the recovered model fully fit the group velocity curve for the input model and that thus both, input and recovered model, explain equally well the input data. Sharp discontinuities can not be resolved by the depth inversion and this explains why the recovered model appears to be a smoothed version of

the input model. Nevertheless, the input models are reasonably well retrieved with some depth smearing which is in the order of ± 1 km.

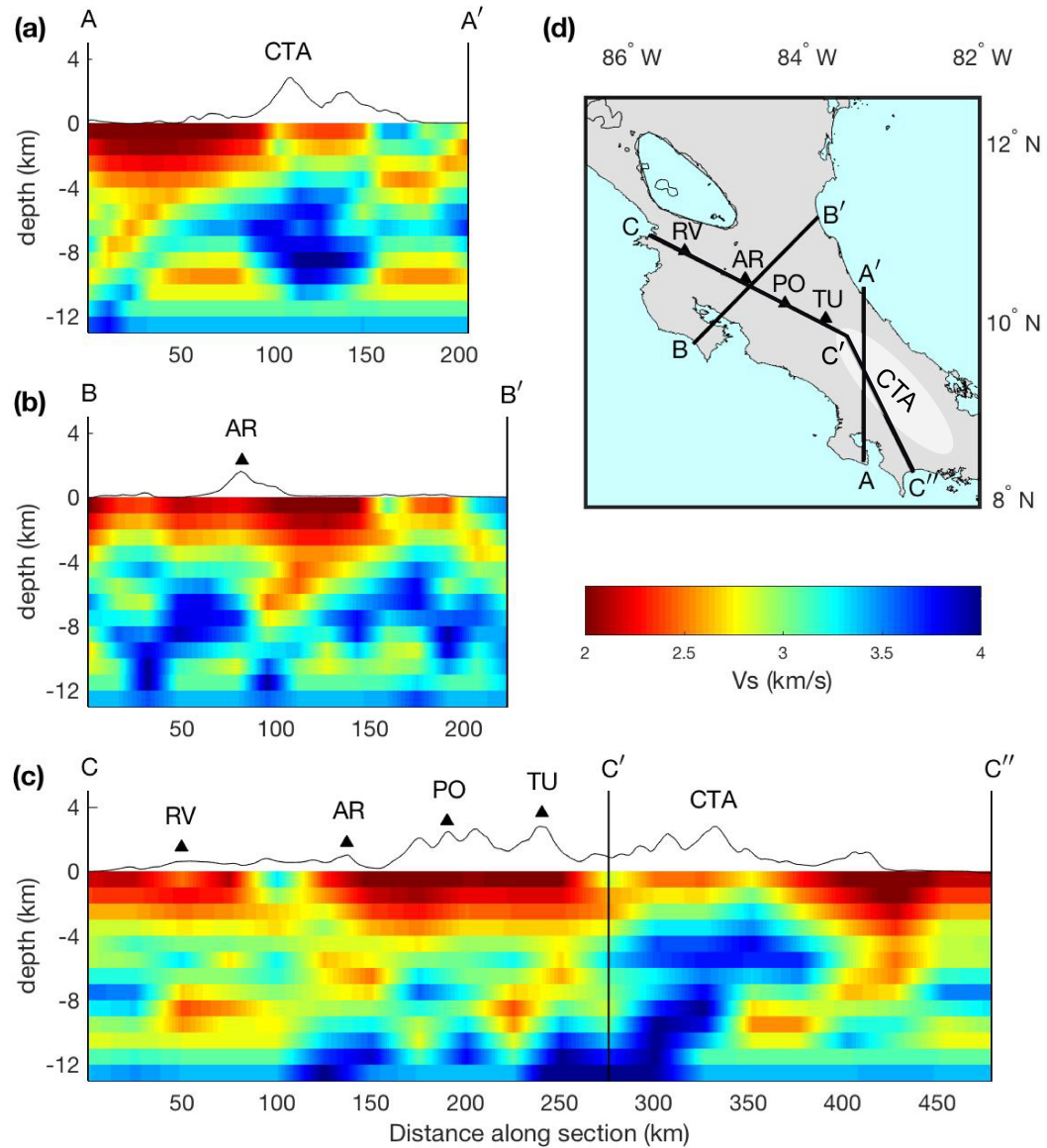


Figure. 11 Vertical cross-sections through the shear-wave velocity model: (a) A-A', (b) B-B', (c) C-C'-C'' (d) Costa Rica's map with the cross-sections. The black triangles mark the volcano locations. CTA stands for Cordillera de Talamanca and the volcanoes are: RV, Rincón de la Vieja; AR, Arenal; PO, Poas; TU, Turrialba.

6. Discussion

6.1. Volcanic Arc Anomalies

One of the most prominent features in our group-velocity maps is a lineament of strong low-velocity anomalies, which follow the volcanic arc in northern and central Costa Rica. The anomalies are observed from the surface down to ~9 km depth on the profiles B-B' and C-C' (Fig. 11b,c) and on the horizontal depth slices (Fig. 10a, b, c, d, e). In group velocity maps (Figs 7, 9 and S2) the low-velocity anomalies can be seen in a broad period range from 5s to 15s, although the configuration of anomalies is clearest at relatively short periods of 7 s to 8 s, where three principal anomalies can be distinguished beneath the arc. The absolute V_g velocities range from 2.0 to 2.5 km/s. These anomalies match well with the locations of the six volcanoes that were active over the last 100 years and should be associated with active volcanism. Low velocities in the volcanic arc may be attributed to temperature anomalies and high fluid content, associated to deep hydrothermal systems, magma chambers, and their feeding systems (Dzierma et al. 2010; Lücke et al. 2010).

The volcanic arc has been imaged before by local P-wave earthquake tomography (Husen et al. 2003; Arroyo et al. 2009) and our group velocity maps as well as 3D shear wave model confirm their arc-related lateral distribution of anomalies. Similar anomalies are also shown by Harmon et al. (2008) in their phase velocity map for $T = 10$ s period. Their analysis covers mainly the Pacific coast of Nicaragua and Costa Rica north of 10°N. In P-wave earthquake tomography (Husen et al. 2003; Arroyo et al. 2009), albeit variable resolution, the arc-related anomalies are visible down to about 30 km. Note that we observe the volcanic arc related anomalies with slightly different geometry and amplitudes, which we mostly attribute to data variability. The depth extend of our inversion is restricted by the used frequencies to the upper 15 km of the crust and we can thus not confirm the presence of arc-related anomalies down to about 30 km as postulated in Husen et al. (2003).

At the southeasternmost edge of the volcanic arc a low-velocity anomaly is located beneath the Turrialba-Irazu volcanoes, clearly visible in group velocity maps over the full-analysed period range from 5 s up to 17 s, and in the 3D model until depths of 10 km. Our results agree with receiver function studies (Dzierma et al. 2010), that identify the low-velocity anomaly beneath the Turrialba-Irazu volcanoes, and interpret it as a larger magma chamber or feeding system, which in turn coincides with a gravimetric low observed by (Lücke et al. 2010). Lücke et al. (2010) interpreted this anomaly as a joint

magma reservoir that feeds the Turrialba-Irazu system. Within the current resolution limits, our results support this view.

At the Arenal and Poas volcanoes, the anomaly appears weaker at long periods, and the low-velocity structures vanish at 5 km depth beneath Poas, while they remain stable until 9 km depth beneath Arenal. The depth inversions (Figs 10a-e, 11b,c) suggest that the feeding system of Arenal is deeper than for Poas, but it may also indicate that this volcanic system is mainly fed from beneath the Arenal volcano at deeper depths. At periods longer than 10s and at depths below 5 km, the Arenal-Poas anomaly is difficult to identify in the images, suggesting that the deep rooted feeding system may be less developed than for the Turrialba-Irazu and Rincon de la Vieja-Miravalles volcanic systems.

The northernmost low-velocity anomaly identified beneath the volcanic arc is located at the Rincon de la Vieja and Miravalles volcanoes, thus completing the list of recently active volcanoes related to a crustal scale signature of fluid ascent. Husen et al. (2003) detected a low-velocity anomaly, although they report it to be not very reliable due to poor resolution. Ambient noise tomography shows a more homogeneous ray path coverage and good resolution in this area, and clearly confirms the presence of this anomaly over a period band from 7 s to 17 s (Figs 7 and S2). Following profile C-C' (Fig. 8c) and the shear-wave velocity maps (Fig. 10a-e) the feeding system is observed from the surface down to 9 km depth. Still, this anomaly is located close to the edge of the network, and must be reconstructed from relatively long ray paths. Hence the imaging is affected by the removal of individual stations (Fig. 9a).

6.2. Pacific Coast (Subduction Zone)

The Pacific coast of Costa Rica is marked by the subduction of the Cocos plate underneath the Caribbean and Panama plate along the MAT. Our group velocity maps as well as the 3D shear-wave velocity model show lower-than-average velocities in the Pacific coast (Figs. 10 and 11). The anomalies seem to be strongest and most continuous at periods between 10 s and 17 s (Figs 7 and S2). In view of a lack of sediments at the Pacific margin of Costa Rica (e.g. Vannucchi et al. 2001) the low forearc velocities on

top of the plate contact point to an origin due to fluid release from the downgoing plate. This hypothesis appears consistent with ongoing fast subduction.

Fluid release is a common process in subduction environments. The palaeo spreading direction of the oceanic crust subducting into the trench in the East Pacific Rise (EPR) is perpendicular to the margin, while the Cocos-Nazca spreading centre (CNS) is parallel (Fig 1b). During bending into the trench the EPR crust produces normal faulting parallel to the ridge strike while the CNS crust does not develop a visible faulting pattern (Ranero et al. 2003). Anisotropy studies on the Juan de Fuca ridge indicate that permeability increases parallel to ridge strike compared to the perpendicular direction (Fisher et al. 2008). The anisotropy and normal faulting parallel to the ridge strike could indicate that the EPR crust is more permeable than the CNS crust and may therefore permit high along-strike and low vertical fluid transport into the upper plate. In contrast, fluids in the CNS crust are expected to move along the detachment into the upper plate (Audet and Schwartz 2013). Thus, the low-velocity anomalies observed along the Pacific coast, may be reflecting the fluid release from the underlying plate (the CNS crust) in this particular environment.

Significant along strike variations in seafloor morphology, dip angle and crustal thickness of the subducting plate in front of the trench (Morell 2015) are clearly reproduced by the group velocity distribution (e.g. Fig. 8b). Subduction beneath the Nicoya Peninsula is associated with relatively high velocities, in contrast with significantly lower velocities associated with subduction of the Cocos Ridge beneath the Osa Peninsula and intermediate velocities associated with subduction of the seamount segment at the central Pacific margin. This variability may be plausibly related to increasing fluid release from the subducting plate from northwest to southeast. Previously, Audet and Schwartz (2013) performed a waveform inversion of receiver functions and estimate the P-S velocity ratio (or V_p/V_s) for the Nicoya Peninsula. Their results show a higher ratio in the southeast ($V_p/V_s = 2.6 \pm 0.2$) compared with the northwest ($V_p/V_s = 2.3 \pm 0.3$) in the forearc crust. The higher V_p/V_s ratio to the southeast can be explained by decreased S-wave velocities, which are also observed in our group velocity maps. Further, previous studies (Arroyo et al. 2009; DeShon et al, 2006; Husen et al. 2003; Dinc et al. 2010; Dzierma et al. 2011; Hinz et al. 1996; von Huene 1995; von Huene et al. 2000; Ye et al. 1996) already support the interpretation that

the observed low-velocity anomalies are related to the presence of high fluid content within a highly fractured part of the margin wedge, rather than by an accumulation of sediments.

6.3. Talamanca Mountain Range

The Talamanca mountain range corresponds to a strong high-velocity anomaly over the entire analysed period range (see group velocity maps, Figs 7 and 9) and the entire depth range of the 3D shear-wave velocity model (Figs 10 and 11). This result indicates an important transition in central Costa Rica, coincident with the termination of the present volcanic arc and the location of the Central Costa Rica Deformed Belt (CCRDB). It also coincides with a change in Moho depth (Dzierma et al. 2010). The mountain range is formed mostly of intrusive and *mélange* material, and high velocities can be inferred at crustal scale. The presence of high-velocity anomalies beneath the Talamanca range can be deduced directly from the dispersion curves for EGF paths along the strike of the range (blue station paths in Fig. 5). Rayleigh waves in the CTA propagate clearly faster than anywhere else in Costa Rica. The checkerboard and peak models are reconstructed reasonably well, with smearing occurring in the dominant ray path direction parallel to the coast. The removal from the inversion of nine strategically selected stations in central Costa Rica and the Osa peninsula (Fig. 10d) gives further support for the location and amplitude of anomalies in southeastern Costa Rica.

It is expected that extinction of volcanism in the Talamanca range is related to the appearance of the Cocos ridge in the subduction zone in the south of Costa Rica, producing changes in the tectonics (Montero, 2001) and geochemistry of the region (Hoernle et al. 2008; Gazel et al. 2009; Gazel et al. 2011; Gazel et al. 2015) as well as the transference of compression into the overriding plate, causing the growth of the Talamanca range and a compressive tectonic regime in the backarc (Suárez et al. 1995, Morell 2015). Volcanic activity in this part of the arc became extinct in the late Miocene. High velocities are consistent with a lack of fluids, in agreement with a long-term absence of volcanism for about 8 Ma (Morell et al. 2012). The transition between the active and extinct parts of the volcanic arc comes along with a change from an extensional stress regime in the north (volcanic arc) to a high compression regime in the south (CTA) of the

central section (Quintero & Güendel 2000). The high group velocities in this zone may be related to the particular geodynamic setting of the CTA.

7. *Conclusions*

Cross correlation of ambient noise at the seismic broadband network of Costa Rica is able to provide a reasonably homogeneous data coverage for surface wave tomography across the entire country. Despite the proximity to noise sources in the Pacific Ocean as well as the Caribbean Sea, more than one year of cross correlations were necessary to achieve robust EGFs over the frequency band from 5 s to 17 s, representative for crustal Rayleigh waves. The signal to noise ratio and the convergence of EGFs improves clearly by using a phase-weighted stack (tf-PWS), compared to a linear stack. Average curves are in agreement with predictions from established 1-D Earth models for Costa Rica, while the variability of dispersion curves follows consistent regional patterns, and measured curves clearly cluster within the individual geological units. Ambient noise tomography permitted to obtain stable and consistent group velocity maps. Subsequent 3D inversion confirm the interpretation of the group velocity maps. Our results improve the characterization of the shallow crust in the study area, allowing to determine the depth distribution of velocity anomalies and contributing to our understanding of crustal structure, volcanism and subduction characteristics along the margin.

Tomographic images evidence a large variability of shear wave speed in the Costa Rican crust. We expect that this variability is mainly related due to the presence of fluids in the Costa Rican subduction system. Low-velocity anomalies are found along the volcanic Arc, in agreement with the places of recent eruption activity (Rincón de la Vieja-Miravalles, Arenal-Poás and Turrialba-Irazú). Anomalies along the Pacific coast suggest fluid release from the subducting Cocos plate into the forearc crust. The coastal anomaly, within the limitations imposed by inferior ray path coverage at the edge of the network, appears to reproduce the well-known along-strike changes in the Cocos plate lithosphere, from the EPR crust subducting beneath the Nicoya Peninsula to the Cocos ridge, which is formed in the CNS crust and subducted beneath the Osa Peninsula. In turn, the Cocos ridge subduction could be the cause of the high-velocity anomalies beneath the Talamanca Mountain Range that constitutes the extinct, southeastern sector of the volcanic arc.

8. Acknowledgements

The authors want to express their gratitude to the Observatorio Vulcanológico y Sismológico de Costa Rica – Universidad Nacional de Costa Rica (OVSICORI-UNA) and the Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS) for providing the data of this study. We received support from Mineco/Feder Project CGL2015-67130-C2-2-R, Junta de Andalucía research group RNM 104, and CGL2013-48601-C2-1-R (MISTERIOS). This study benefitted greatly from networking within the EU-funded COST action ES1401 TIDES (Time DEpendent Seismology). In particular E.N. acknowledges to Universidad Nacional de Costa Rica (UNA) for the scholarship to complete her Ph.D. (grant number A-JB-002-2012). We also thank to Laura Becerril for her help with the Geology Map of Costa Rica. Editor and referees are acknowledged for their careful and constructive reviews and all efforts involved with handling this manuscript.

9. References

- Alfaro, A., Denyer, P., Alvarado, G. E., Gazel, E. and Chamorro, C. (2018). Stratigraphy and petrography of igneous rocks in the Cordillera de Talamanca, Costa Rica. *Geological Magazine of Central America*, 58, 7–36. doi: 10.15517 / rgac.v58i0.32669
- Almendros, J. R. Abella, M. Mora, P. Lesage (2012). Time-Dependent Spatial Amplitude Patterns of Harmonic Tremor at Arenal Volcano, Costa Rica: Seismic-Wave Interferences. *Bull. Seism. Soc. Am.*; 102 (6): 2378–2391. doi: <https://doi.org/10.1785/0120120066>
- Alvarado G E, Soto G J, Schmincke H-U, Blge L L, Sumita M, (2006). The 1968 andesitic lateral blast eruption at Arenal volcano, Costa Rica. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 157: 9-33.
- Arroyo, I. G., Husen, S., Flueh, E. R., Gossler, J., Kissling, E., & Alvarado, G. E. (2009). Three-dimensional P-wave velocity structure on the shallow part of the Central Costa Rican Pacific margin from local earthquake tomography using off- and onshore

- networks. *Geophysical Journal International*, 179(2), 827–849.
<http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2009.04342.x>
- Audet, P., & Schwartz, S. (2013). Hydrologic control of forearc strength and seismicity in the Costa Rican subduction zone. *Nature Geoscience*, 6(10), 852–855.
<https://doi.org/10.1038/ngeo1927>
- Barckhausen, U., Ranero, C., Huene, von, 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. *Journal of Geophysical Research*, 106(19), 207–220.
- Bensen, G.D., Ritzwoller, M.H., Barmin, M.P., Levshin, A.L., Lin, F., Moschetti, M.P., Shapiro, N.M. & Yang, Y., (2007). Processing seismic ambient noise data to obtain reliable broad-band surface wave dispersion measurements, *Geophys. J. Int.*, 169, 1239–1260, doi:10.1111/j.1365- 246X.2007.03374.x
- Berteussen, K. A. (1977). Moho depth determination based on spectral ratio analysis of NORSAR long-period P waves. *Phys. Earth Planet Inter.*, 31, 313-326.
- Bilek, S. L., Schwartz, S. Y., and DeShon, H. R. (2003). Control of seafloor roughness on earthquake rupture behavior, *Geology*, 31, 455–458.
- Bundschuh, J. & Alvarado, G. E. (2007). Central America: geology resources, hazards. London, Taylor & Francis, vol. 1, p663
- Campillo, M. (2006). Phase and Correlation in 'Random' Seismic Fields and the Reconstruction of the Green Function. *Pure and Applied Geophysics*, 163(2-3), 475–502. <http://doi.org/10.1007/s00024-005-0032-8>
- Carr, M.J. (1984), Symmetrical and segmented variation of physical and geochemical characteristics of the Central American volcanic front. *J. Volcanol. Geotherm. Res.*, 20: 231-252.
- DeMets, C. , Gordon, R. G. and Argus, D. F. (2010), Geologically current plate motions. *Geophysical Journal International*, 181: 1-80. doi:10.1111/j.1365-246X.2009.04491.x
- DeShon, H. R. (2003). Seismogenic zone structure of the southern Middle America Trench, Costa Rica. *Journal of Geophysical Research*, 108(B10), 2491.
<http://doi.org/10.1029/2002JB002294>
- DeShon, H. R., Schwartz, S. Y., Newman, A. V., González, V., Protti, M., Dorman, L. M., et al. (2006). Seismogenic zone structure beneath the Nicoya Peninsula, Costa

- Rica, from three-dimensional local earthquake P- and S-wave tomography. *Geophysical Journal International*, 164(1), 109–124. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2005.02809.x>
- Dinc, A. N., Koulakov, I., Thorwart, M., Rabbel, W., Flueh, E. R., Arroyo, I., et al. (2010). Local earthquake tomography of central Costa Rica: transition from seamount to ridge subduction. *Geophysical Journal International*, 183(1), 286–302. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2010.04717.x>
- Di Piazza A., Rizzo A. L., Barberi F., Carapezza M. L., Astis G. D., and Romano C. (2015), Geochemistry of the mantle source and magma feeding system beneath Turrialba Volcano, Costa Rica, *Lithos*, 232, 319–335.
- Dzierma, Y., Thorwart, M. M., Rabbel, W., Flueh, E. R., Alvarado, G. E., & Mora, M. M. (2010). Imaging crustal structure in south central Costa Rica with receiver functions. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 11, Q08S26. <http://doi.org/10.1029/2009GC002936>
- Dzierma, Y., Rabbel, W., Thorwart, M. M., Flueh, E. R., Mora, M. M., & Alvarado, G. E. (2011). The steeply subducting edge of the Cocos Ridge: Evidence from receiver functions beneath the northern Talamanca Range, south-central Costa Rica. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 12, Q04S30. <http://doi.org/10.1029/2010GC003477>
- Global Centroid Moment Tensor (CMT) Catalog. Downloaded 23 Mar 2018. <http://www.globalcmt.org>
- Global Volcanism Program, 2013. *Volcanoes of the World*, v. 4.6.7. Venzke, E (ed.). Smithsonian Institution. Downloaded 23 Mar 2018. <https://dx.doi.org/10.5479/si.GVP.VOTW4-2013>
- Ekström, G., M. Nettles and A. M. Dziewonski, (2012). The global CMT project 2004-2010: Centroid-moment tensors for 13,017 earthquakes, *Phys. Earth Planet. Inter.*, 200-201, 1-9. doi:10.1016/j.pepi.2012.04.002
- Fan, G. W., Beck S. L., and Wallace, T. C. (1993). The seismic source parameters of the 1991 Costa Rica aftershock sequence: evidence for a transcurrent plate boundary. *Journal of Geophysical Research*, 98, 15759-15778. <https://doi.org/10.1029/93JB01557>
- Fisher, A. T., Davis, E. E., & Becker, K. (2008, July 24). Borehole-to-borehole hydrologic response across 2.4 km in the upper oceanic crust: Implications for crustal-scale properties. *Journal of Geophysical Research*, 113(B7), 3109–3115.

<https://doi.org/10.1029/2007JB005447>

- Gazel, E., Carr, M. J., Hoernle, K., Feigenson, M. D., Szymansky, D., Hauff F. y van den Bogaard, P. (2009). Galapagos-OIB signature in southern Central America: Mantle refertilization by arc-hot spot interaction. *Geochemistry, Geophysics and Geosystems*, doi: 10.1029/2008GC002246.
- Gazel, E., Hoernle, K., Carr, M. J., Herzberg, C., Saginor, I., van den Boogard, P., Hauff, F., Feigenson, M. y Swisher III, C. (2011). Plume-subduction interaction in southern Central America: Mantle upwelling and slab melting. *Lithos*, 121, 171-134.
- Gazel, E., Hayes, J., Hoernle, K., Kelemen, P., Everson, E., Holbrook, W. S., Hauff, F., van den Boogard, P., Vance, E. A., Chu, S., Calvert, A. J., Carr, M. y Yodgodzinski, G. M. (2015). Continental crust generated in oceanic arcs. *Nature Geosciences*. doi:10.1038/NGEO2392.
- Goes, S. D. B., A A. Velasco, S. Schwartz, T. Lay (1993). The April 22, 1991, Valle de la Estrella, Costa Rica (Mw=7.7) earthquake and its tectonic implications: a board-band seismic study, *J Geophys. Rex.*, 98:8127-8142.
- Gouédard, P., Roux, P., Campillo, M., & Verdel, A. (2008). Convergence of the two-point correlation function toward the Green's function in the context of a seismic-prospecting data set. *Geophysics*, 73(6), V47–V53. <http://doi.org/10.1190/1.2985822>
- Haned, A., Stutzmann, E., Schimmel, M., Kiselev, S., Davaille, A., & Yelles-Chaouche, A. (2015). Global tomography using seismic hum. *Geophysical Journal International*, 204(2), 1222–1236. <http://doi.org/10.1093/gji/ggv516>
- Harmon, N., Gerstoft, P., Rychert, C. A., Abers, G. A., Salas de la Cruz, M., & Fischer, K. M. (2008). Phase velocities from seismic noise using beamforming and cross correlation in Costa Rica and Nicaragua. *Geophysical Research Letters*, 35(19), 10–6. <http://doi.org/10.1029/2008GL035387>
- Herrmann, R. B. (2013) Computer programs in seismology: An evolving tool for instruction and research, *Seism. Res. Lettr.* 84, 1081-1088, doi:10.1785/0220110096.
- Hinz, K. (1996), Tectonic structure of the convergent Pacific margin offshore Costa Rica from multichannel seismic reflection data, *Tectonics*, 15, 54.
- Hoernle, K., D. L. Abt, K. M. Fischer, H. Nichols, F. Hauff, G. A. Abers, P. van den Bogaard, G. Alvarado, M. Protti, and W. Strauch (2008). Arc-parallel flow in the mantle wedge beneath Costa Rica and Nicaragua, *Nature*, 451, 1094–1097, doi:10.1038/nature06550.

- Husen, S., R. Quintero, E. Kissling, and B. Hacker (2003), Subduction-zone structure and magmatic processes beneath Costa Rica constrained by local earthquake tomography and petrological modelling, *Geophys. J. Int.*, 155, 11–32
- Iglesias A., Cruz-Atienza V. M., N. M. Shapiro, S. K. Singh and J. F. Pacheco (2001). Crustal Structure of South-central Mexico estimated from the inversion of surface-wave dispersion curves using genetic and simulated annealing algorithms, *Geof. Int.*, 40-3, 181-190.
- Incorporated Research Institutions for Seismology (IRIS). Downloaded 15 Jan 2016. <http://ds.iris.edu/ds/>
- Jordan, T. H. (1975), The present-day motions of the Caribbean Plate, *J. Geophys. Res.*, 80(32), 4433–4439, doi:10.1029/JB080i032p04433
- Kennett, B.L.N., Sambridge, M.S. & Williamson, P.R., (1988). Subspace methods for large scale inverse problems involving multiple parameter classes, *Geophys. J.*, 94, 237–247.
- Larose, E., de Rosny, J., Margerin, L., Anache, D., Gouédard, P., Campillo, M., & van Tiggelen, B. (2006). Observation of multiple scattering of kHz vibrations in a concrete structure and application to monitoring weak changes. *Physical Review E*, 73(1), 645–7. <http://doi.org/10.1103/PhysRevE.73.016609>
- Lecocq, T., Caudron, C., & Brenguier, F. (2014). MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise. *Seismological Research Letters*, 85(3), 715–726. <http://doi.org/10.1785/0220130073>
- López Comino, J. A., D. Stich, A. M. G. Ferreira, J. Morales (2015), Extended fault inversion with random slipmaps: A resolution test for the 2012 Mw 7.6 Nicoya, Costa Rica earthquake, *Geophys. J. Int.*, 202, 77-93.
- Lücke, O. H., Götze, H.-J., & Alvarado, G. (2010). A Constrained 3D Density Model of the Upper Crust from Gravity Data Interpretation for Central Costa Rica. *International Journal of Geophysics*, 2010(b1), 1–9. <http://doi.org/10.1155/2010/860902>
- Marshall, J. S., D. M. Fisher, y T. W. Gardner (2000), Central Costa Rica deformed belt: Kinematics of diffuse faulting across the western Panama block, *Tectonics*, 19(3), 468–492.
- Martini, F., Tassi, F., Vaselli, O., Del Potro, R., Martinez, M., Van del Laat, R., (2010). Geophysical, geochemical and geodetic signals of reawakening at Turrialba volcano

- (Costa Rica) after almost 150 years of quiescence. *J. Volcanol. Geotherm. Res.* 198, 416–432. doi: 10.1016/j.jvolgeores.2010.09.021
- Molnar, P., L.R. Sykes (1969), Tectonics of the Caribbean and Middle America Regions from Focal Mechanisms and Seismicity. *GSA Bulletin*; 80 (9): 1639–1684. doi: [https://doi.org/10.1130/0016-7606\(1969\)80\[1639:TOTCAM\]2.0.CO;2](https://doi.org/10.1130/0016-7606(1969)80[1639:TOTCAM]2.0.CO;2)
- Montero, W. (2001). Neotectónica de la region central de Costa Rica: frontera oeste de la microplaca de Panamá. *Revista Geológica de América Central*, 24, 29-56.
- Morell, K. D., Kirby, E., Fisher, D. M., & van Soest, M. (2012). Geomorphic and exhumational response of the Central American Volcanic Arc to Cocos Ridge subduction. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 117, B04S409. <http://doi.org/10.1029/2011JB008969>
- Morell, K. D. (2015). Late Miocene to recent plate tectonic history of the southern Central America convergent margin. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 16(10), 3362–3382. <http://doi.org/10.1002/2015GC005971X>
- Moschetti, M. P., Ritzwoller, M. H., & Shapiro, N. M. (2007). Surface wave tomography of the western United States from ambient seismic noise: Rayleigh wave group velocity maps. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 8, Q08010. <http://doi.org/10.1029/2007GC001655>
- Poveda, E., Julià, J., Schimmel, M., & Perez-Garcia, N. (2018). Upper and Middle Crustal Velocity Structure of the Colombian Andes From Ambient Noise Tomography: Investigating Subduction-Related Magmatism in the Overriding Plate. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 123(2), 1459–1485. <http://doi.org/10.1002/2017JB014688>
- Protti, M., Güendel, F., & McNally, K. (1994). The geometry of the Wadati—Benioff zone under southern Central America and its tectonic significance: results from a high-resolution local seismographic network. *Physics of the Earth and Planetary Interiors*, 84, 271–287.
- Protti, M., McNally, K., Pacheco, J. F., Gonzalez, V., Montero, C., Segura, J., et al. (1995). The March 25, 1990 (M_w=7.0, M_L=6.8), earthquake at the entrance of the Nicoya Gulf, Costa Rica: Its prior activity, foreshocks, aftershocks, and triggered seismicity. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 100(B10), 20345–20358.
- Protti, M.; F. Guendel, F.; E. Malavassi; 2001; Evaluación del potencial sísmico de la Península de Nicoya; 1ª ed.; Editorial Fundación Universidad Nacional, Heredia, Costa Rica, 144 p.

- Protti, M., Gonzalez, V., Newman, A. V., Dixon, T. H., Schwartz, S. Y., Marshall, J. S., et al. (2014). Nicoya earthquake rupture anticipated by geodetic measurement of the locked plate interface. *Nature Geoscience*, 7, 117–121.
<http://doi.org/10.1038/ngeo2038>
- Quintero, R., & Güendel, F. (2000). Stress Field in Costa Rica, Central America. *Journal of Seismology*, 4, 297–319.
- Quintero, R., & Kissling, E. (2001). An improved P-wave velocity reference model for Costa Rica. *Geofisica Internacional*, 40(1), 3–19.
- Ranero, C. R., Morgan, J. P., McIntosh, K. & Reichert, C., (2003). Bending-related faulting and mantle serpentinization at the Middle America trench. *Nature* 425, 367_373
- Reagan, M., Duarte, E., Soto, G.J., and Fernández, E., (2006), The eruptive history of Turrialba volcano, Costa Rica, and potential hazards from future eruptions, in Rose, W.I., Bluth, G.J.S., Carr, M.J., Ewert, J.W., Patino, L.C., and Vallance, J.W., *Volcanic hazards in Central America: Geological Society of America Special Paper* 412, p. 235–257, doi: 10.1130/2006.2412(13).
- Rawlinson, N., & Sambridge, M. (2004a). Wave front evolution in strongly heterogeneous layered media using the fast marching method. *Geophysical Journal International*, 156(3), 631–647. <http://doi.org/10.1111/j.1365-246X.2004.02153.x>
- Rawlinson, N., (2005). FMST: Fast Marching Surface Tomography package, Research School of Earth Sciences, Australian National University, Canberra ACT 0200.
- Rawlinson, N., Reading, A.M. & Kennett, B.L.N., (2006). Lithospheric structure of Tasmania from a novel form of teleseismic tomography, *J. geophys. Res.*, 111, B02301, doi:10.1029/2005JB003803
- Rawlinson, N., & Spakman, W. (2016). On the use of sensitivity tests in seismic tomography. *Geophysical Journal International*, 205(2), 1221–1243.
<http://doi.org/10.1093/gji/ggw084>
- Sallarès, V., and P. Charvis, (2003), Crustal thickness constraints on the geodynamic evolution of the Galápagos volcanic province, *Earth. Planet. Sci. Lett.*, 214, 545–559.
- Sallarès, V., P. Charvis, E. R. Flueh, and J. Bialas, (2003). Seismic structure of Cocos and Malpelo Volcanic Ridges and implications for hot spot-ridge interaction, *J. Geophys. Res.*, 108(B12), 2564, doi:10.1029/2003JB002431.

- Schimmel, M., and H. Paulssen (1997). Noise reduction and detection of weak, coherent signals through phase-weighted stacks, *Geophys. J. Int.* 130, 497–505, doi: 10.1111/j.1365-246X.1997.tb05664.x.
- Schimmel, M., & Gallart, J. (2007). Frequency-dependent phase coherence for noise suppression in seismic array data. *Journal of Geophysical Research*, 112(B4), 13,656–14. <http://doi.org/10.1029/2006JB004680>
- Schimmel, M., Stutzmann, E., & Gallart, J. (2011). Using instantaneous phase coherence for signal extraction from ambient noise data at a local to a global scale. *Geophysical Journal International*, 184(1), 494–506. <http://doi.org/10.1111/j.1365->
- Schimmel, M., Stutzmann, E., & Ventosa, S. (2017). Measuring Group Velocity in Seismic Noise Correlation Studies Based on Phase Coherence and Resampling Strategies. *IEEE Transactions on Geoscience and Remote Sensing*, 55(4), 1928–1935. <http://doi.org/10.1109/TGRS.2016.2631445>
- Schimmel, M., Stutzmann, E., & Ventosa, S. (2018). Low-Frequency Ambient Noise Autocorrelations: Waveforms and Normal Modes. *Seismological Research Letters*, 89(4), 1488–1496. <http://doi.org/10.1785/0220180027>
- Sethian, J. A. (1996). A fast marching level set method for monotonically advancing fronts. *Proceedings of the National Academy of Sciences*, 93,1591–1595.
- Sethian JA. 1999a. Level Set Methods and Fast Marching Methods: Evolving Interfaces in Computational Geometry, Fluid Mechanics, Computer Vision and Materials Sciences. Cambridge, MA: Cambridge Univ. Press. 2nd ed.
- Sethian, J. A. (2001). Evolution, Implementation, and Application of Level Set and Fast Marching Methods for Advancing Fronts. *Journal of Computational Physics*, 169(2), 503–555. <http://doi.org/10.1006/jcph.2000.665>
- Silver, E., Reed, D., Tagudin, J., Heil, D., (1990), Implications of the North and South Panama Thrust Belts for the origin of the Panama Orocline, *Tectonics*, vol. 9, No. 2, p. 261-281, doi: 10.1029/TC009i002p00261.
- Stefan, J. F., Blanchet R., Mercier De Lepinay, B., (1988), Northern and southern Caribbean festoons (Panama, Colombia-Venezuela and Hispaniola - Puerto Rico), interpreted as pseudo-subductions induced by the East-West shortening or the pericaribbean continental frame, en F. C. Wezel (ed.): *Developments in Geotectonics* 21, The origin of arcs, Elsevier, Amsterdam, 530 pp.
- Stern, R. J. (2002). Subduction zones. *Reviews of Geophysics*, 40(4), 293–42.

- <http://doi.org/10.1029/2001RG000108>
- Stockwell, R. G., Mansinha, L., & Lowe, R. P. (1996). Localization of the Complex Spectrum: The S Transform. *Ieee Transactions on Signal Processing*, 44(4), 998–1001.
- Stutzmann, E., Schimmel, M., Patau, G., & Maggi, A. (2009). Global climate imprint on seismic noise. *Geochemistry, Geophysics, Geosystems*, 10, Q11004. <http://doi.org/10.1029/2009GC002619>
- Suárez, G., M. Pardo, J. Domínguez, L. Ponce, W. Montero, I. Boschini, and W. Rojas (1995), The Limón, Costa Rica earthquake of April 22, 1991: Back arc thrusting and collisional tectonics in a subduction environment, *Tectonics*, 14(2), 518–530, doi:10.1029/94TC02546.
- Tournon, J., & Alvarado, G. (1997). Carte Géologique du Costa Rica-Mapa Geológico de Costa Rica. Notice Explicative-Folleto Explicativo, escala 1:500.000, 80.
- Vannucchi, P., Scholl, D. W., Meschede, M., & McDouglas-Reid, K. (2001). Tectonic erosion and consequent collapse of the Pacific margin of Costa Rica: Combined implications form ODP Leg 170, of Nicoya Peninsula. *Tectonics*, 20(5), 649–668.
- Ventosa, S., M. Schimmel, and E. Stutzmann (2017). Extracting surface waves, hum and normal modes: Time-scale phase-weighted stack and beyond, *Geophys. J. Int.* 211, no. 1, 30–44, doi: 10.1093/ gji/ggx284.
- von Huene, R.E.A., 1995. Morphotectonics of the Pacific convergent margin of Costa Rica, *Geol. Soc. Am. Spec. Paper*, 295, 291–307.
- von Huene, R., C. R. Ranero, W. Weinrebe, K. Hinz (2000), Quaternary convergent margin tectonics of Costa Rica, segmentation of the Cocos Plate, and Central American volcanism, *Tectonics*, 19, 314–334.X
- Wang, K. and Bilek, S.L. (2014). Invited review paper: Fault creep caused by subduction of rough seafloor relief. *Tectonophysics*, 610, pp.1–24. <http://dx.doi.org/10.1016/j.tecto.2013.11.024>.
- Werner, R., Hoernle, K., van den Bogaard, P., Ranero, C., Huene, von, R., & Korich, D. (1999). Drowned 14-m.y.-old Galápagos archipelago off the coast of Costa Rica: Implications for tectonic and evolutionary models. *Geology*, 27(6), 499–5. [http://doi.org/10.1130/0091-7613\(1999\)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2](http://doi.org/10.1130/0091-7613(1999)027<0499:DMYOGP>2.3.CO;2)
- Werner, R., K. Hoernle, U. Barckhausen, and F. Hauff (2003), Geodynamic evolution of the Galápagos hot spot system (Central East Pacific) over the past 20 m.y.:

- Constraints from morphology, geochemistry, and magnetic anomalies, *Geochem. Geophys. Geosyst.*, 4, 1108, doi:10.1029/2003GC000576, 12.
- Ye, S., J. Bialas, E. R. Flueh, A. Stavenhagen, and R. von Huene, (1996). Crustal structure of the Middle American Trench off Costa Rica from wide-angle seismic data, *Tectonics*, 15, 1006–1021.
- Ye, L., T. Lay and H. Kanamori (2013), Large earthquake rupture process variations on the Middle America megathrust, *Earth and Planet. Sci. Lett.*, 381(0), 147–155.
- Yue, H., Lay, T., Schwartz, S. Y., Rivera, L., Protti, M., Dixon, T. H., et al. (2013). The 5 September 2012 Nicoya, Costa Rica M_w7.6 earthquake rupture process from joint inversion of high-rate GPS, strong-motion, and teleseismic Pwave data and its relationship to adjacent plate boundary interface properties. *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*, 118(10), 5453–5466. <http://doi.org/10.1002/jgrb.50379>
- Zhao, D. (2001). Seismic structure and origin of hotspots and mantle plumes. *Earth and Planetary Science Letters*, 192, 251–265.

Crustal velocity anomalies in Costa Rica from ambient noise tomography

Supplementary figures

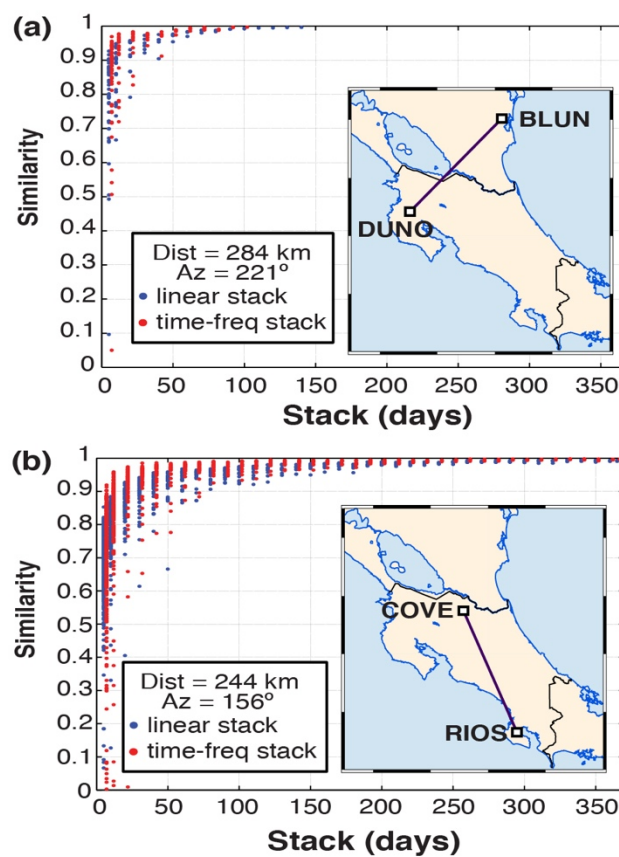


Figure S1

Waveform convergence to the EGF obtained from stacking six years of noise cross-correlations (a) for station pair DUNO-BLUN (perpendicular to the coast) and (b) for station pair COVE-RIOS (parallel to the coast). The daily noise cross-correlation are computed using the classical correlation method and are stacked using the linear (blue dots) and tf-PWS (red dots) approach. The convergence is measured through waveform similarity by determining the classical cross-correlation at zero-lag.

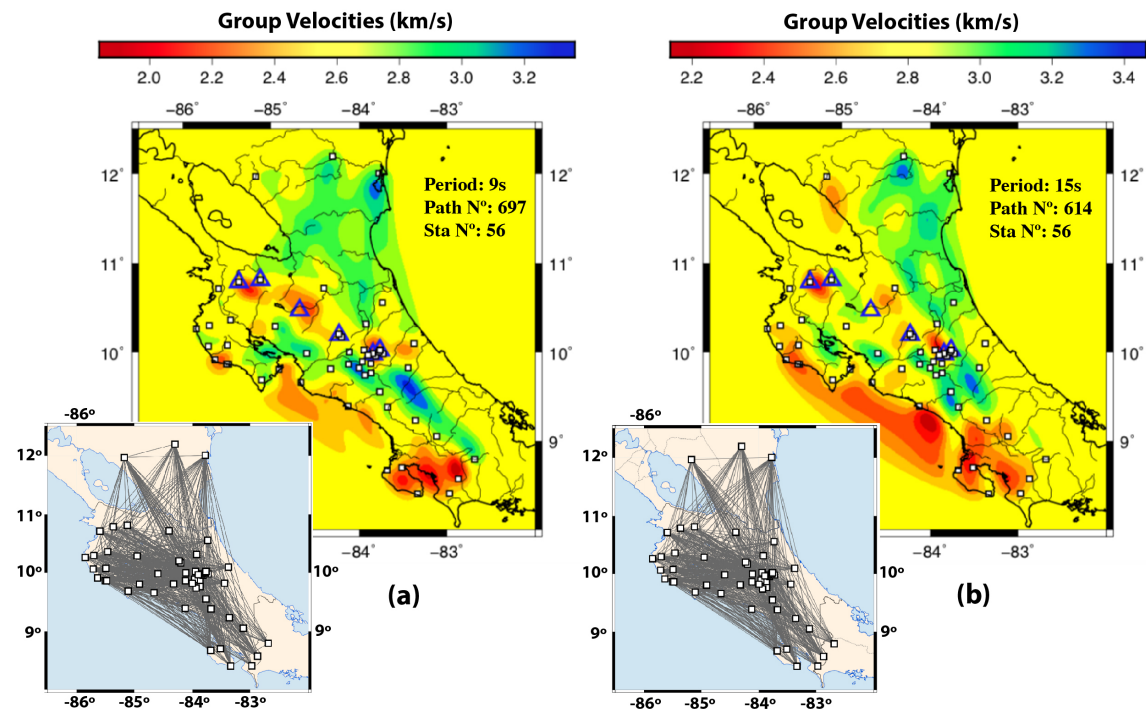


Figure S2

Group-velocity maps for periods of 9 s (a), 15 s (b). The respective ray path coverage is shown to the lower left of each figure. White squares and blue triangles mark the seismic stations and the active volcanoes of the last 100 yrs, respectively.

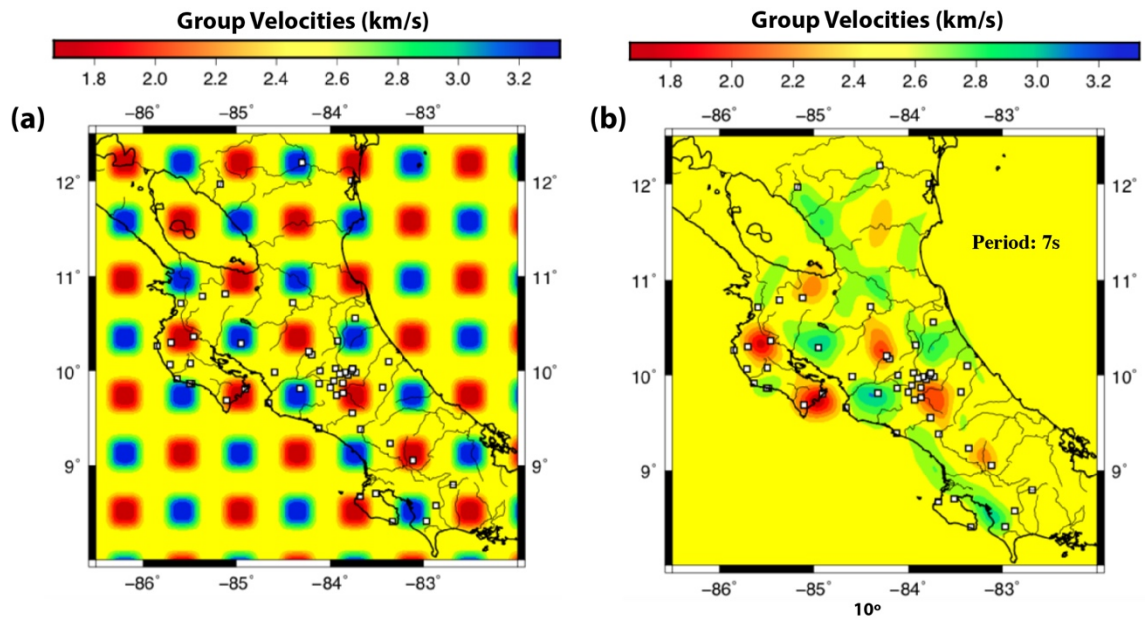


Figure S3

Checkerboard resolution test similar to Fig. 8c,d. (a) Input model and (b) recovery using the field data configuration and actual inversion parameters. Group arrivals were contaminated by random noise up to $\pm 5\%$ of the group arrival time. White squares mark station locations.

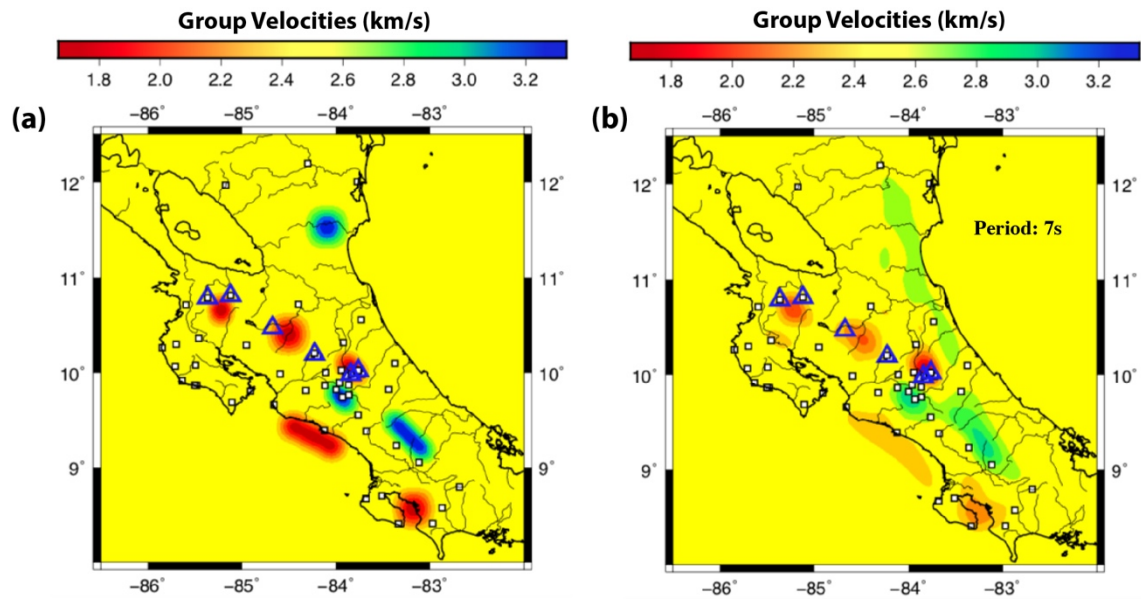


Figure S4

Resolution test for isolated anomalies. This strategy allows for a more direct visualization of the smearing of anomalies, mostly hidden in checkerboard tests. (a) Input model and (b) recovery using the field data configuration for 7 s period and actual inversion parameters. Low- and high-velocity anomalies located at the Pacific coast, northwest Nicaragua and Talamanca are recovered with elongated shape along the dominant ray paths, while low-velocity anomalies placed at Turrialba-Irazu, Arenal, and Rincon de la Vieja volcanoes, as well as northwest of Osa are well recovered by the inversión.

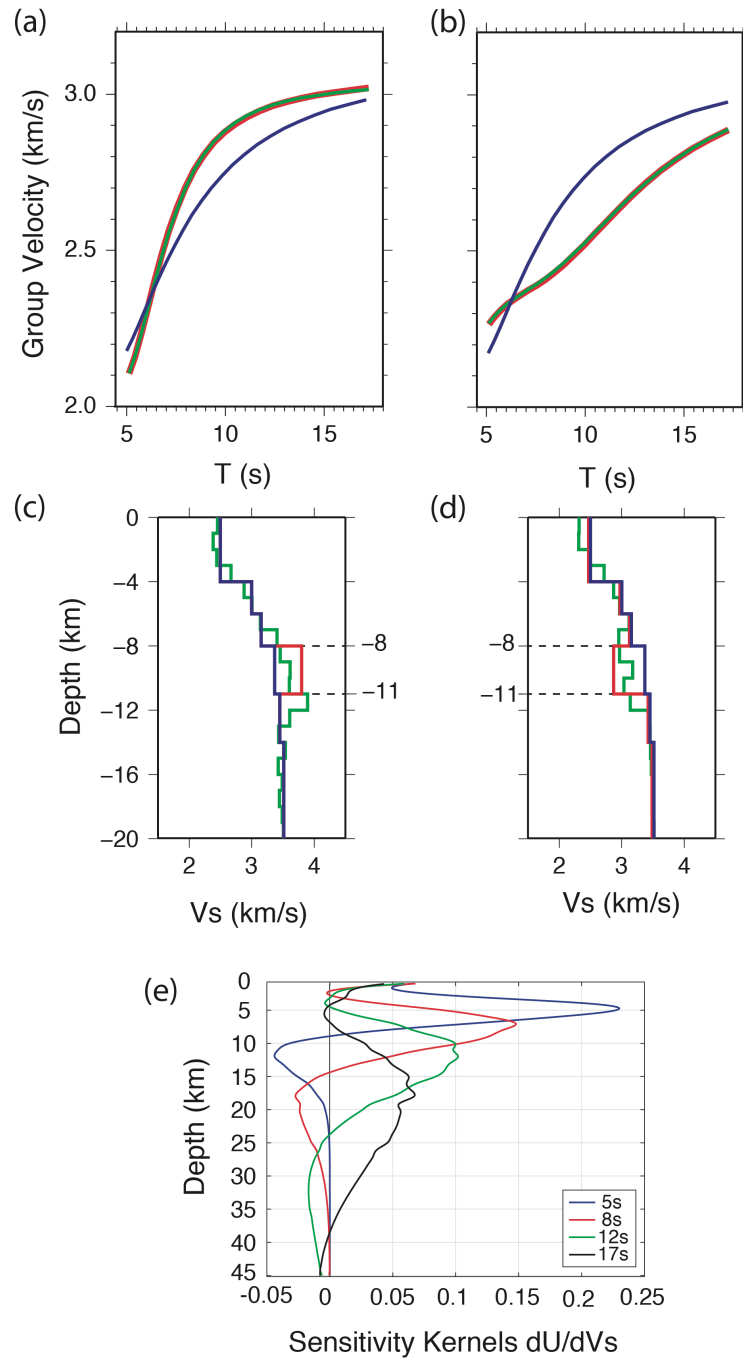


Figure S5

Depth resolution test for 1-D models: (a) and (b) The blue line represents the dispersion curve for CR-1D, which is the reference model for Costa Rica taken from Husen et al. (2003) and Quintero and Kissling (2001). The CR-1D S-wave velocities are shown in (c) and (d) (blue line). The red dispersion curves (a and b) are for the perturbed CR-1D model shown as red line in (c) and (d), respectively. The positive and negative velocity perturbations are localized at 8 to 11 km depths. The inversion results, predicted group velocities and recovered S-wave velocity model are shown in green in (a-d). (e) Group velocity depth-sensitivity kernels of fundamental mode Rayleigh waves for Costa Rica obtained for CR-1D (blue line in (c) and (d)). Chosen colors are not related to the lines in figures (a-d).