



UNIVERSIDAD NACIONAL AUTÓNOMA DE MÉXICO

FACULTAD DE INGENIERÍA

**Tomografía de ondas superficiales obtenidas
con el método de correlación cruzada de ruido
sísmico aplicada al yacimiento geotérmico "Las
Tres Vírgenes", Baja California Sur, México.**

TESIS

Que para obtener el título de
Ingeniero Geofísico

P R E S E N T A

Valente Ramos Avila

DIRECTOR DE TESIS

Dr. Marco Calò



Ciudad Universitaria, Cd. Mx., 2017

Dedicatoria.

A quien ha sido mi sustento todo este tiempo.

Sin ti, que sería de mí.

Mama.

A mi familia, y todos aquéllos que creyeron en mí.

Agradecimientos.

A mi familia y a todas aquellas personas que han estado cerca de mí. Tal vez no soy muy expresivo, pero estoy muy agradecido con ustedes.

A Marco, mi tutor, por todo el apoyo, la paciencia y la ayuda para realizar este trabajo. Realmente estoy muy agradecido con tigo.

A Mtro. Francisco José Lermo Samaniego. Por el apoyo y los datos provistos, eso hizo posible realizar este trabajo.

A CFE, pro la posibilidad de usar los datos de uno de sus campos geotérmicos para la elaboración de este trabajo.

Agradezco mucho al proyecto PAPIIT ia100416 por el apoyo brindado durante la realización de éste trabajo.

Contenido

Portada.....	1
Contenido.....	4
Abstract.....	6
Resumen.....	7
Introducción.....	8
Motivación.....	10
1.- Fundamentos Teóricos.....	11
1.1 Sistemas Geotermales.....	11
1.2 Ruido sísmico.....	14
1.2.1 Ruido sísmico y origen.....	14
1.2.2 Función de Green.....	17
1.2.3 Campos difusos y función de Green.....	18
1.2.4 La Tierra como medio difuso y descripción de la FGE.....	21
1.3 Procesamiento de la FEG.....	27
1.3.1 Procesamiento general del ruido sísmico.....	27
1.3.2 Derivas instrumentales y sincronización de reloj.....	32
1.4 Descripción de ondas superficiales.....	38
1.4.1 Ondas superficiales.....	38
1.4.2 Dispersión.....	39
1.4.3 Método FTAN.....	40
1.5. Inversión de ondas de superficie.....	41
1.5.1. Inversión de curvas de dispersión.....	41
1.3.6 Inversión en profundidad.....	44
1.6 Esquema de Procesamiento global.....	45
2.- Zona de estudio.....	47
2.1 Campo Geotérmico Las Tres Vírgenes.....	47
2.2 Geología.....	49

2.2.1 Geología regional	49
2.2.2 Geología estructural	51
2.3 Sismicidad.....	55
2.4 Red sísmica y datos.	57
3.- Reconstrucción y análisis de la Función Empírica de Green.	59
3.1 Correccion de relojes.....	59
3.2 Apilado.	62
3.3 Análisis de la dispersividad.....	64
4.- Inversión tomográfica.	66
4.1 Selección del mallado y checkerboard test.....	67
4.2 Optimización de parámetros (curvas L)	70
4.3 Inversión en profundidad.....	74
5.- Resultados.....	76
Discusión.	78
6.- Conclusión.....	83

Abstract.

This work aims at illustrating the procedure to model the subsurface using Ambient Seismic Noise tomography (ANT) to improve the knowledge of a geothermal field. We applied this method to the Las Tres Vírgenes (LTV) Geothermal field, in Baja California Sur.

LTV is a volcanic system, tectonically active in an extensive regimen related to the opening of the Gulf of California. Available information does not allow an accurate characterization of the field leaving several open questions about the interpretation of the existing models.

The procedure suggested in this work can be divided in two main steps: i) the reconstruction and analysis of the time derivative of the Green's empirical function (GEF). ii) The tomography inversion.

The GEF is the transfer function of the half space between two seismic stations considering that a station acts as impulsive source, and the other one as receiver. It has been shown that is possible to reconstruct the GEF through stacking of the correlations between pairs of stations along a finite window. However, it is mandatory that clocks on both stations be synchronized to recover accurate GEF. An important part of this work focused on the detection and correction of possible errors.

Once the GEF is obtained between a pair of stations, it is filtered on consecutive narrow bands to pick dispersion of Rayleigh waves (RW). The resulting curves are used to carry out dispersion maps of dispersed RW using a 2D tomography method at different period ranges to obtain regionalized maps. Finally, an 1D inversion procedure at each cell map allows the building of a pseudo-3D model.

The final model allows the description of the LTV structure down to 2.5km showing S wave velocity anomalies associated with the different level of fracturation of the reservoir and with its level of saturation.

Resumen.

Este trabajo pretende ilustrar el procedimiento para adquirir imágenes del subsuelo usando una Tomografía de ruido sísmico ambiental (ANT: Ambient Noise Tomography) como herramienta para mejorar el conocimiento de un campo geotérmico. La metodología se aplicó al campo geotérmico Las Tres Vírgenes (LTV) en baja California Sur.

LTV es un sistema volcánico, tectónicamente activo y en un régimen extensivo relacionado con la apertura del golfo de California. La información pública disponible no permite una adecuada caracterización del campo, dejando muchas dudas en la interpretación de los modelos existentes.

La metodología propuesta en este trabajo puede ser dividida en dos etapas principales: 1) Reconstrucción y análisis de la derivada temporal de la Función de Green Empírica (FGE). 2) La inversión tomográfica.

La FGE es la función de transferencia del semiespacio entre dos estaciones sísmicas considerando que una es una fuente impulsiva y la otra una estación receptora. Se ha mostrado que es posible reconstruir la FGE apilando las correlaciones entre pares de estaciones a lo largo de una ventana finita de tiempo. Sin embargo, es necesario que los instrumentos de registro operen de manera adecuada, pues fallas en la medición de tiempo pueden comprometer la confiabilidad de los resultados. Una parte fundamental en este trabajo fue la detección de estos problemas y su corrección.

Una vez obtenida la FGE entre un par de estaciones, ésta es filtrada en bandas estrechas buscando dispersión de ondas de Rayleigh. Las curvas resultantes son usadas para calcular mapas de velocidad de grupo mediante un método de inversión de tomografía 2D a diferentes rangos de periodo para representar la estructura en mapas regionalizados. Finalmente, una inversión unidimensional en profundidad cd cada celda de los mapas obtenidos permite la construcción de un modelo Pseudo 3D de la estructura.

El modelo obtenido permite describir la estructura somera del campo LTV hasta una profundidad de 2.5 km mostrando anomalías de velocidad de las ondas S asociadas a diferentes estados de fracturamiento y grado de saturación de fluidos en el reservorio.

Introducción.

El desarrollo de la geotermia es de gran importancia para el futuro no solo de nuestro país, sino del mundo entero. Actualmente, los hidrocarburos y sus derivados son la principal fuente de energía a nivel global; sin embargo, es bien sabido que su uso como energético es muy agresivo con el medio ambiente. Además, es un recurso no renovable por lo que sus reservas son limitadas. Es necesario reducir el empleo del petróleo como combustible para centrar su uso en la generación de aditivos y derivados, para ello, desarrollar y explorar alternativas de energía como, por ejemplo, la energía geotérmica, debería ser un objetivo prioritario de todos los países.

La situación actual de la geotermia queda clara en términos de producción, utilizando información de la Agencia internacional de energía en un informe publicado en el 2014, en GEA 2016, datos de geotermia.org, Gonzales (s.f.) y Bertani (2015). De acuerdo a estas fuentes, esta energía es explotada en más de 24 países alrededor del globo, produciendo 13 mil MW, y se espera triplicar la producción para el 2030. En el 2016 México estaba posicionado como el cuarto productor global.

México cuenta con una capacidad instalada de 1096[MW] que aporta el 2.02% de la producción de energía nacional; y aunque sólo tenemos 5 campos en explotación (Los Humeros, Los Azufres, Cerro prieto, Las tres vírgenes, Domo San Pedro) en los últimos años se ha invertido 150 millones de dólares en la creación de centros de innovación de energías limpias (gob.mx s.f.). Lo anterior se apoyan en los recientes proyectos de ley, donde se ha proyectado (y exigido) que para el 2024, el 35% de la energía producida en todo el país provenga de fuentes limpias (Ley de transición energética, tercer transitorio).

En México tenemos reservorios geotérmicos asociados a actividad tectónica y volcánica que permiten explotar fuentes de calor a poca profundidad. Conociendo la estructura interna del yacimiento se pueden identificar y delimitar aquellas zonas con mayor potencial de extracción. Además, se puede buscar la forma de optimizar y maximizar la circulación de fluido identificando las zonas naturalmente fracturadas.

En un campo geotérmico se llevan a cabo distintas pruebas de inyección y producción, junto con el fracturamiento artificial de la roca. Esto, siendo que puede ocurrir en una zona naturalmente sísmica nos lleva a una problemática muy clara; es posible el aumento en la sismicidad debido a cambios de presión, redistribución

de esfuerzos y circulación de fluidos. Para tratar este problema es crucial conocer y entender la estructura geológica del lugar, pues de esta manera se pueden identificar las fallas y sus sistemas de fracturas asociados. De no contar con esta información se corre el riesgo de originar problemas asociados a sismicidad inducida y/o contaminación de acuíferos someros.

Tenemos entonces importantes razones para conocer la estructura de un campo geotérmico. Esto se puede lograr a través de diferentes estudios como, por ejemplo, estudios geofísicos de propagación de ondas elásticas. Un estudio de sísmica activa puede proveer información muy detallada; pero, resulta costoso y en ocasiones difícil de aplicar. Un estudio de sismología tradicional también puede proveer resultados de gran utilidad, pero su resolución está limitada por la distribución de la sismicidad. Una excelente alternativa, económica y no invasiva es el estudio de ruido sísmico; con la desventaja de que la calidad de los resultados podría depender del tiempo de registro.

En este trabajo se propone la aplicación de una técnica basada en ruido sísmico como complemento al entendimiento de la estructura del campo geotérmico LTV, aportando información que pueda contribuir (de darse el caso) a una adecuada caracterización del campo en un futuro. Con la ventaja adicional que un estudio de ruido sísmico puede lograrse sin necesidad de fuentes sísmicas.

Un segundo objetivo de este proyecto es el de generar un documento donde se explique y detalle el procedimiento a seguir en una tomografía de este tipo, presentando una tesis que pueda orientar en la teoría y la metodología a quien pretenda hacer estudios similares.

Se presentará una tomografía de ruido sísmico describiendo el proceso y la metodología empleada. Se mencionarán consideraciones importantes y factores que intervienen en un estudio de este tipo, yendo desde los datos totalmente crudos hasta la optimización y estabilización de la inversión final. Para esto se divide el procedimiento en dos etapas:

Primera etapa: Se describirán los parámetros involucrados en la adecuada reconstrucción de la función empírica de Green a partir de registros de ruido. Esto implica explorar desde el pre-procesado aplicado a los datos crudos hasta el análisis de ondas superficiales.

Segunda etapa: Se describirán los parámetros involucrados en la inversión, tanto en periodo como en profundidad; su optimización y estabilización. También se realizarán pruebas con datos sintéticos para verificar la resolución de los resultados obtenidos.

Motivación.

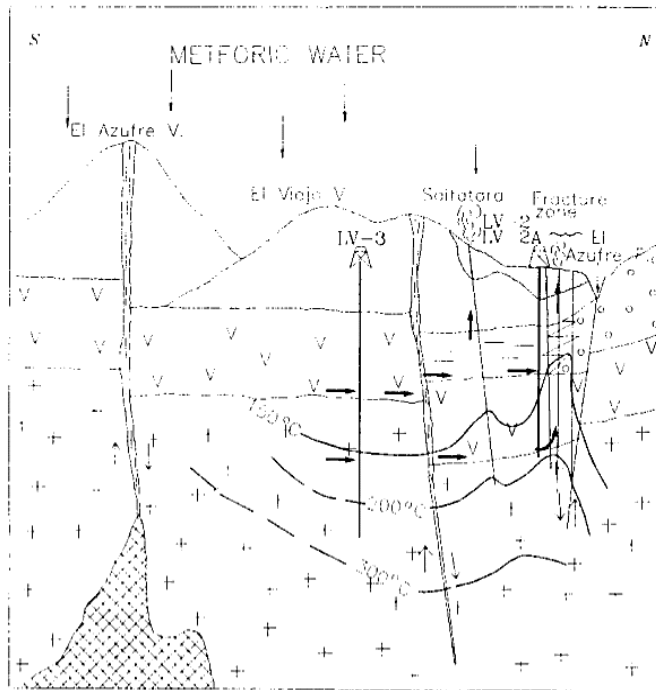


FIG. 10.—SCHEMA OF LAS TRES VIRGENES GEOTHERMAL SYSTEM

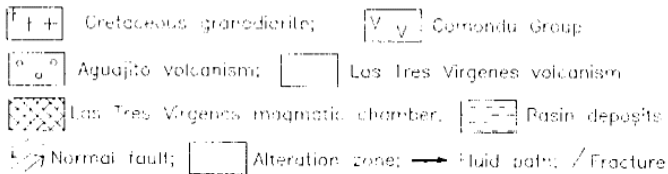


Fig. 1 Esquema de la estructura de LTV. López et al., 1995

Unos de los campos geotérmicos actualmente explotado en México es el de “Las Tres Vírgenes” situado en Baja California Sur.

Durante la etapa de exploración previa a LTV, se realizó un modelo conceptual (fig. 1), el cual bosqueja un basamento de granodiorita, y una serie de estratos fallados (López et al., 1995). Este modelo es el resultado de la integración de datos de sísmica, gravimetría, magnetometría, eléctrica, electromagnética, geoquímica y registros. Este modelo, sin embargo, ya no es suficiente para una adecuada caracterización del yacimiento, posiblemente las condiciones del campo ya han cambiado por

lo que es necesario actualizar la información. Este modelo nos servirá como punto de referencia para hacer una nueva caracterización del lugar.

Recientemente se han dado a conocer una serie de trabajos que contribuirán a entender mejor las condiciones dominantes en el campo LTV (Antayhua et al., 2015; Antayhua 2017; Prol et al., 2016; Vilchis 2017; López 2017). Junto con ellos, este trabajo busca contribuir a un mejor conocimiento del campo. Comprender adecuadamente la zona podría permitir, en un futuro, un aumento en la capacidad instalada, la perforación de nuevos pozos productores o la estimulación de los ya existentes.

1.- Fundamentos Teóricos.

1.1 Sistemas Geotermiales.

Los sistemas geotérmicos son aquellos que buscan aprovechar el calor almacenado en el interior de la tierra para producir energía. Aunque eventualmente esta energía se agotará, a nuestra escala temporal se puede considerar una energía renovable. El calor almacenado por la Tierra se estima en 12.6 billones de exajoule (12×10^{12} [EJ]), mientras que el calor en la corteza, es decir, el que se puede extraer se estima en 5.4×10^9 [EJ] (geotermia.org s.f.).

Su existencia está condicionada a fuentes de calor cercanas a la superficie. Dependiendo del tipo de ambiente se pueden esperar distintos rangos de temperaturas (fig.1.1). Zonas volcánicas y límites de placa son las que presentan el mayor potencial geotérmico.

Un sistema geotérmico necesita, además de la fuente de calor, que existan las condiciones de permeabilidad y porosidad suficientes para poder garantizar la circulación de un fluido que puede ser natural o inyectado.



Fig.1. 1. Mapa de potencial geotérmico en términos de temperatura esperada

- Posible yacimiento de alta temperatura (150-400 [°C]).
- Posible yacimiento de media temperatura (70-150 [°C])
- Posible yacimiento de baja temperatura (40-70[°C])

Los yacimientos de alta temperatura se asocian a límites de placas y zonas volcánicas. Los de baja, a adelgazamientos en cuencas sedimentarias.
Reuperado de Marimar 2016

De manera general, existen tres tipos de sistemas termales (geotermia.org s.f.).

- Convectivos o hidrotermales (dominados por fluidos): Los que aprovechan el líquido que ya existe en el sistema. Están asociados a actividad volcánica y tectónica, por lo que son los sistemas que encontramos en arcos volcánicos y límites de placas. Para su existencia se requiere una fuente de calor, una roca permeable que contenga un acuífero, y una roca sello que evite la migración del agua (fig. 1.2). El sistema resulta de la influencia de una fuente de calor en un acuífero superficial.

- Conductivos o de calos seco: Son los sistemas donde una fuente de calor somera interactúa con rocas superficiales. Para ser explotados se requiere que la roca esté fracturada, pero estos sistemas usualmente tienen muy poca presencia de fluidos y permeabilidades bajas.
- Sistemas de acuíferos profundos.

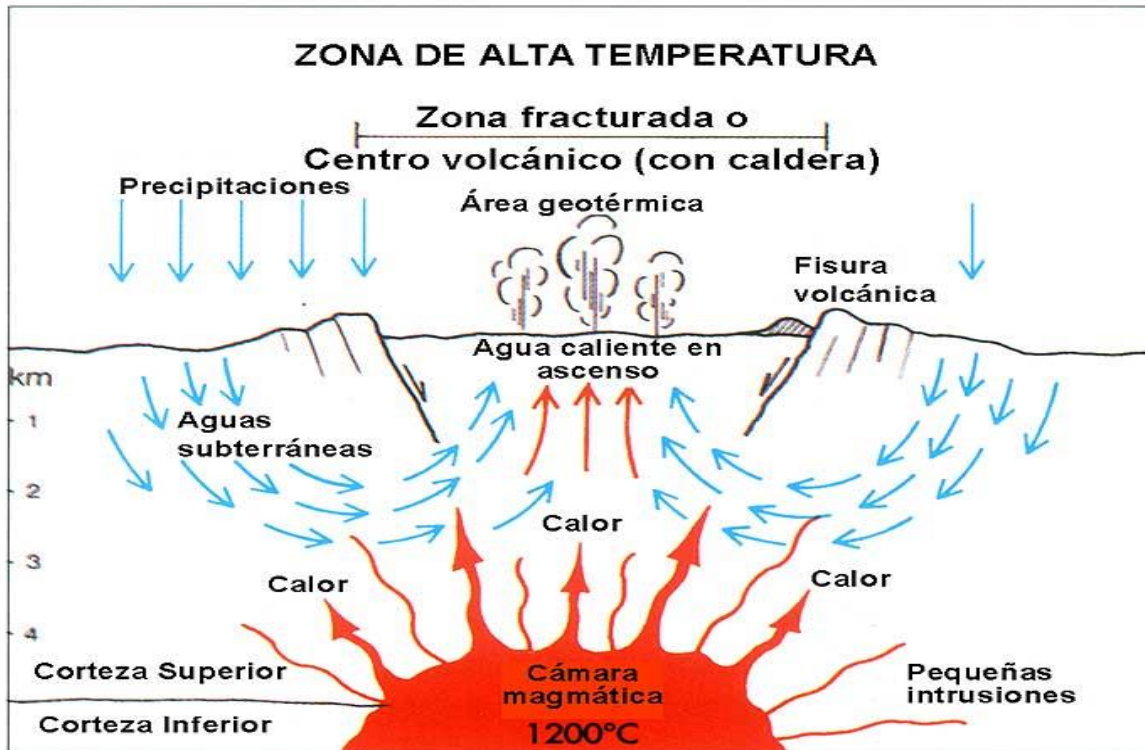


Fig.1. 2. Representación esquemática de un yacimiento natural o hidrotermal. LTV es un yacimiento de este tipo. Imagen de Redes-Cepala s.f.

Dentro de estos sistemas también se hace la distinción entre sistemas naturales, y sistemas estimulados (EGS: Enhanced Geothermal system).

Un sistema EGS es un sistema geotérmico cuya permeabilidad es aumentada mediante una estimulación hidráulica, la cual permite el fracturamiento artificial de la roca (o reactivación de fracturas selladas por depósitos minerales) mediante el bombeo de agua a presión en pozos de inyección, misma que es recuperada después en un pozo productor. Debido a la escasez de fluidos y pobre permeabilidad, todos los sistemas de calor seco requieren esta estimulación para ser explotados. Sin embargo, los sistemas EGS no son exclusivos de roca seca, casi cualquier campo geotérmico podría ser estimulado.

En todas las plantas geotérmicas, los elementos básicos los constituyen pozos productores que recuperan los fluidos calientes, pozos inyectores que reinyectan los fluidos enfriados en el reservorio, y un sistema de fracturas que pone en comunicación los pozos en profundidad. Una vez que el fluido caliente es recuperado se hace pasar por una turbina para



generar electricidad (Fig. 1.3). La reinyección de los fluidos permite no empobrecer el reservorio, y evitar la contaminación de otros acuíferos con los fluidos extraídos.

Fig.1. 3. Esquema de funcionamiento de una planta geotérmica. Extraída de comofuncionaque.

Debido a que México se encuentra cerca de importantes límites tectónicos, todas las plantas hasta ahora explotadas son de tipo hidrotermal. Los sistemas geotérmicos en territorio nacional (fig. 1.4) se deben principalmente a dos límites de placa: El contacto entre la placa del Pacífico y Norteamericana, y el contacto entre la placa de Cocos y la Norteamericana, limite relacionado con el eje volcánico transmexicano.

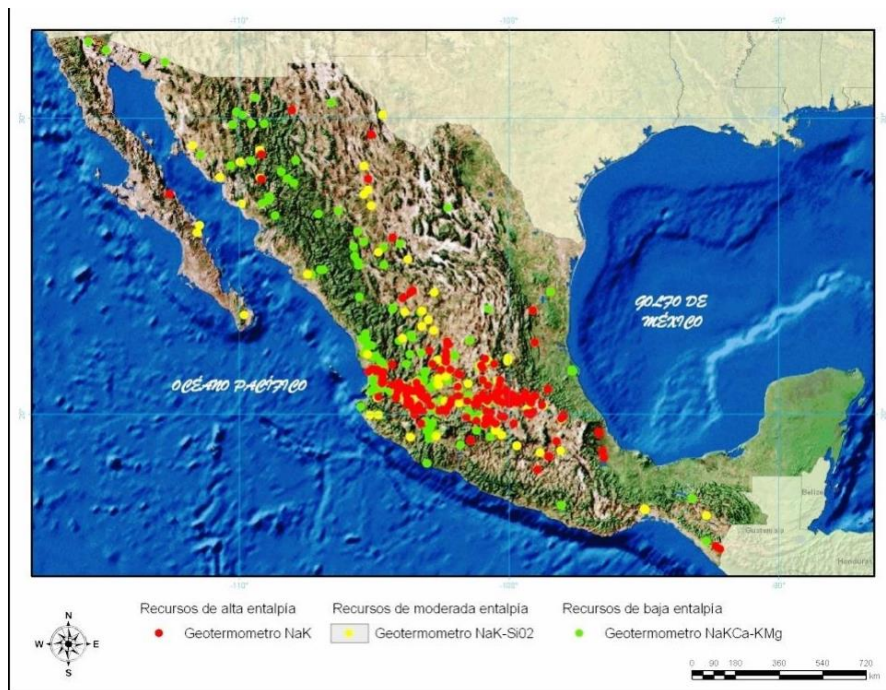


Fig.1. 4. Manifestaciones termales en México. En términos de entalpia. Ordaz et. al. (2011).

El potencial en un campo geotérmico se evalúa a través de pruebas de producción, inyección y acidificación (en presencia de carbonatos). Estas pruebas, además de la producción propia del campo, perturban el estado de esfuerzos natural del reservorio. Además, durante la extracción, en un sistema geotérmico hay desplazamientos de fluidos que generan caídas y acumulaciones de esfuerzos, lo que puede llevar a un incremento considerable en la sismicidad; esto podría comprometer la infraestructura de la planta y generar preocupación en poblaciones cercanas. Fue el caso, por ejemplo, del campo geotérmico de Basel, Suiza donde, en el 2006, un sismo disparado magnitud $ML=3.5$ provocó daños en infraestructura que la empresa indemnizó. Otro caso fue el de St. Gallen, donde se observó un incremento considerable de sismicidad que culminó con un sismo de igual magnitud que provocó el cierre de la planta (Oberman, Kraft & Wiemer 2015)

1.2 Ruido sísmico

1.2.1 Ruido sísmico y origen

Uno de los grandes avances dentro de la sismología fue el de extraer información del interior de la tierra a partir de lo que antes era considerado sólo “ruido sísmico”. Aquella parte de los registros sísmicos que durante mucho tiempo se consideró inútil, posee información suficiente para extraer una función de respuesta del medio y, con ella, inferir la estructura de una determinada localidad.

Se denomina ruido sísmico, ruido ambiental, vibración ambiental, microtemores etc. a aquellas perturbaciones aleatorias, someras y de baja amplitud que son registradas de manera continua e ininterrumpida por un sismómetro en ausencia de fuentes activas. En todo registro es el “ruido siempre presente” o ruido de fondo. Tradicionalmente se habla de que el ruido no tiene coherencia, sin embargo, podemos hablar de una coherencia residual que se corresponde con el medio de propagación (Wever 2005). El ruido sísmico está presente en el medio, contiene información de él, y a pesar de que es un proceso estocástico, cada sitio tiene su propio ruido ambiental.

El origen del ruido puede ser muy variado, prácticamente cualquier elemento que perturbe el suelo puede ser una fuente de ruido. Aunque el oleaje de las costas y

la vibración de estructuras por el viento son fuentes importantes, su origen puede ser desde ondas superficiales aun circulando por la Tierra, a mareas marinas y terrestres, tormentas lejanas y cambios climáticos, actividad natural, actividad antropogénica (ruido cultural) o incluso, en ambientes más activos, micro sismicidad causada por movimientos de fluidos o gas, acumulación periódica de esfuerzos, flujos de calor, deslizamientos, subsidencia, desplazamientos de terrenos, hidra-deshidratación etc. Algunas de estas fuentes se identifican en una banda de frecuencia específica cómo se reporta en la tabla 1.1:

La distribución de las fuentes de ruido varia con el tiempo, siendo muy notorias las variaciones mayores a 1[Hz], las cuales son fácilmente ligadas con actividad humana (Lehujeur et al., 2015). Así, la distribución de las fuentes de ruido cambia con condiciones estacionales, oleaje, condiciones climáticas e incluso días hábiles y vacaciones en la actividad humana.

Frecuencias	Fuente
1×10^{-6} -- 1×10^{-3} [Hz]	Atracción Newtoniana. Movimiento de masas de aire en la atmósfera local.
2-7 [mHz]	“Zumbido”; Coincide con los modos fundamentales esferoidales, fuente desconocida.
7 y 30 [mHz]	Ondas Rayleigh aun circulando
0,033-0,25 [Hz]	Micro sismicidad Marina
	0,033-0,1 [Hz] Oleaje viajando en la misma dirección. 0,25-0,1 [Hz] Oleaje en diferentes direcciones.
>1 [Hz]	Principalmente antropogénico (cultural). - Oscilaciones de arboles - Automóviles - Motores - Actividad humana o animal. - viento

Tabla1. 1 Rangos de frecuencias de algunas fuentes de ruido conocido. Recuperado de Burgoa (2012)

Las perturbaciones en el terreno provienen de fuentes aleatorias y viajan en todas las posibles direcciones de una región. Si seleccionamos dos puntos cualesquiera sobre la superficie, siempre habrá alguna onda que cruce ambos puntos (con la fase sin perturbar) recogiendo información de la trayectoria que comprenden (fig.1.5, 1.6) (Weaver 2005).

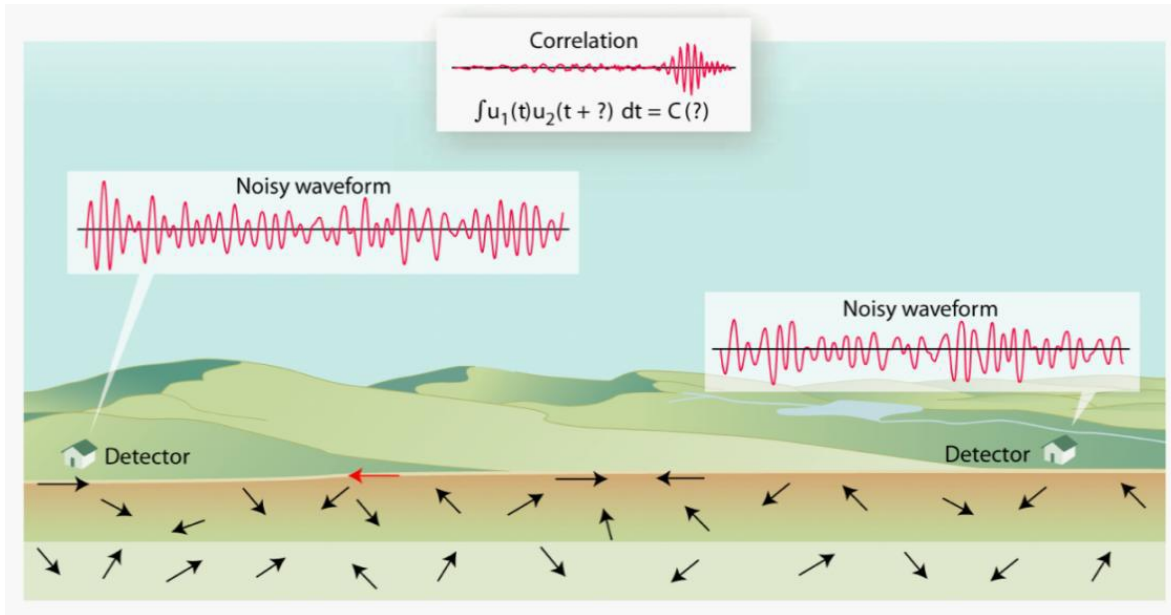


Fig.1. 5. Esquema de correlación de ruidos sísmico. Si tenemos dos detectores en la superficie, siempre existirá algún rayo que atraviese dos puntos dejando una señal coherente. Extraído de Wever 2005.

La información que recogen estas ondas queda entonces registrada en el sismograma, y se ha mostrado (Calò et al., 2013; Cárdenas et al., 2016; Sabra et al., 2005; Shapiro et al., 2005) que es posible extraerla mediante la función de correlación cruzada $c(\tau)$. La correlación está dada por la ecuación:

$$C_{fg}(\tau) = \int_{-\infty}^{\infty} f(t)g(t + \tau)dt \quad (1.1)$$

Que es la correlación de $g(t)$ respecto a $f(t)$ donde f y g son dos señales continuas. Teniendo en cuenta que los registros sísmicos son señales discretas, causales, comenzando en cero y de igual longitud, y definiendo una variable $M=2*n$ donde n es el número de muestras, podemos reescribir la ecuación 1.1 tal que:

$$C_{fg}(\tau) = \sum_0^{M-1} f(t)g(t + \tau) \quad (1.2)$$

El procedimiento consiste en correlacionar ambos registros en una ventana finita de tiempo, esto se repite en ventanas sucesivas a lo largo de toda la duración del registro para apilar cada correlación obtenida. La operación de correlación busca similitudes entre dos funciones, si existe una parte coherente en ambas señales, ésta será remarcada, sin embargo, no será visible pues su amplitud es similar a la de la señal incoherente. Al apilar las correlaciones esta parte coherente se suma

aumentando su amplitud, mientras las partes incoherentes se van promediando (fig. 1.6). Durante el apilamiento, la parte coherente se incrementa linealmente a razón de N , donde N es el número de ventanas apiladas. La amplitud promedio de la parte incoherente, en contraste, varía a razón de \sqrt{N} .

El resultado de este proceso permite obtener una función de respuesta del medio entre dos puntos logrando de forma pasiva un resultado equivalente al obtenido si en uno de los dos actúa una fuente impulsiva, y en el otro se registra el campo de ondas generado. Esta función de respuesta tiene todas las características de la llamada Función de Green (FG).

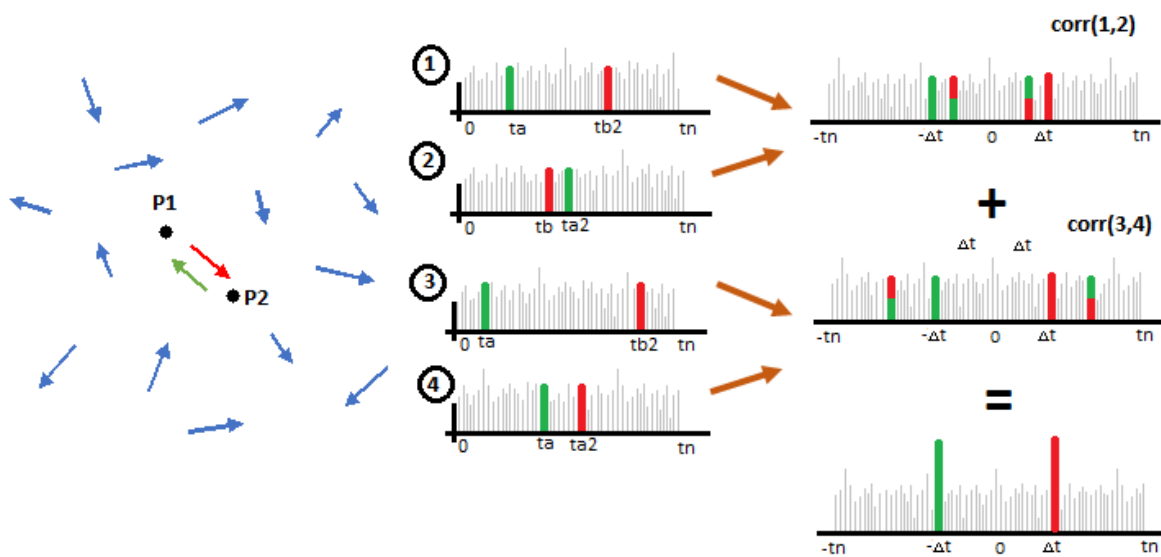


Fig.1. 6. Correlación en medios difusos. Tenemos un campo con rayos aleatorios (azul) en un medio de velocidad c . Ocasionalmente, un rayo (rojo) pasa por $P1$ y $P2$, será registrado con tiempos de arribo t_a , t_{a2} respectivamente donde $t_{a2}=t_a+\Delta t$. Un segundo rayo (verde) pasa de p_2 a p_1 siendo registrado en tiempo t_b , t_{b2} con $t_{b2}=t_b+\Delta t$. Al hacer las correlaciones $C_{12}(\tau)$, $C_{34}(\tau)$ estas mostrarán dos picos en $\tau=\pm\Delta t$ donde $\Delta t=\overline{p_1p_2}/c$. Si el ruido es muy intenso, estos picos estarán "ocultos". Si apilamos varias correlaciones, podremos observar como esos picos crecen en amplitud respecto al ruido de fondo

1.2.2 Función de Green

En matemáticas, una función de Green es un operador lineal que resuelve una ecuación diferencial inhomogénea ϕ_c en un dominio c $[a, b]$ con condiciones iniciales y/o de frontera β . A través del principio de superposición de un operador lineal, se tiene que la convolución de la FG con una función $f(x)$ en el dominio especificado es la solución de ϕ_c para $f(x)$ (cms.dm s.f.).

Si ϕ es la ecuación de onda con condiciones de frontera dictadas por un semiespacio elástico y estratificado, entonces podemos entender la FG como la respuesta de dicho medio, es decir, la FG es la función de transferencia entre dos puntos, p_1 y p_2 perfectamente conocidos (fig. 1.6). El término $f(x)$ representa la función fuente que genera el campo de ondas. El punto p_1 es el lugar donde aplicamos una fuente $f(x)$ que genera un campo de ondas. El campo de ondas registrado en P_2 , a consecuencia de esta fuente en P_1 será la convolución $\langle f(x) * FG \rangle$. Si decimos que el campo generado en P_2 es directamente la FG, estamos suponiendo que $f(x)$ es una función impulso.

La FG, es decir, el campo de ondas producido por una fuente impulsiva entre dos puntos, puede ser generada de forma empírica a través de registros sísmicos. La función de respuesta obtenida mediante el proceso de apilamiento de la correlación entre dos señales es conocida como Función de Green empírica (FGE), y es una función equivalente a la derivada temporal de la FG analítica para un medio elástico (Weaver & Lobkis 2001; Córdoba et al., 2014; Campillo 2006; Roux et al., 2005).

Experimentalmente ya se ha probado la viabilidad de reconstruir la FGE a través de registros (Aki 1957; Campillo & Paul 2003; Shapiro & Campillo 2004; Sabra et al., 2005). Sin embargo, la base teórica que explica este fenómeno ha sido largamente discutida. Una explicación que se ha dado a este comportamiento es el de los campos difusos.

Sanchez-Sesma & Campillo 2006 mostró que la equipartición de la energía del campo de ondas es una condición necesaria para la correcta reconstrucción de la FGE, la cual puede ser lograda bajo la teoría de un régimen difuso.

1.2.3 Campos difusos y función de Green.

Un campo difuso es un campo de ondas que promedia las diferentes reverberaciones de las trayectorias de los rayos, de manera que se estabiliza el radio energético; dichas reverberaciones son provocadas por discontinuidades microscópicas y heterogeneidades pequeñas en comparación a la longitud de onda, o por un número infinito de fuentes aleatorias. Un campo difuso garantiza una adecuada equipartición de la energía de las ondas en cada una de sus diferentes fases hasta lograr la estabilidad (Sanchez-Sesma et al., 2006).

En un medio difuso, la distribución de los diferentes arribos es homogénea e isotrópica, por ende, cada punto del medio tiene la misma probabilidad de ser alcanzado por un rayo y cada rayo aporta la misma intensidad (fig. 1.7). En otras palabras, definimos que un régimen difuso es aquel dónde las reverberaciones de onda se distribuyen de manera que la densidad media de energía es la misma en cada punto del espacio para un instante de tiempo dado.

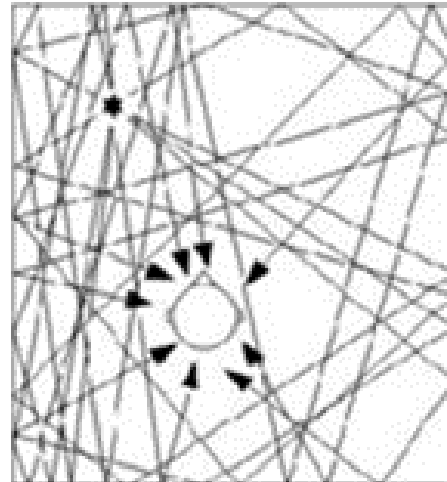


Fig.1. 7. En un campo difuso, cada punto tiene la misma probabilidad de ser alcanzado por un rayo. Imagen tomada de Acusticayoptica

Muchos campos de onda pueden exhibir un comportamiento difusivo en medios discontinuos, la ecuación de calor y la transferencia radiactiva son ejemplos claros de difusión (Wu 1985; Campillo & Paul 2003). Si se tiene una fuente y se mide la respuesta en un punto sobre la superficie, primero llegan las ondas directas, luego las reflexiones principales, y poco a poco emergen las múltiples reverberaciones después de un intenso caminamiento. Mientras más tiempo pase, más reverberaciones llegan, más se estabiliza el radio energético, mejor el carácter difusivo del campo. Tanto los arribos directos como las reflexiones llevan una directividad causada por la fuente, en el campo difuso, el efecto de la fuente se ha perdido completamente.

Los campos de ondas en medios difusos exhiben una propiedad de correlación a través de la cual, es posible reconstruir la FGE entre dos puntos localizados.

Históricamente, esta propiedad fue observada en campos de fluctuaciones termales, ondas acústicas, de ultrasonido y microondas donde fue posible medir amplitudes y campos de intensidades mediante la correlación de registros en dos puntos, esto debido a la coherencia residual que exhibe un campo debidamente equiparticionado, (Weave 2005; Lobckis & Weaver 2001). Se han encontrado aplicaciones en la heliosismología, la electrónica y, nuestro campo de estudio, la sismología.

Sí definimos un campo difuso a partir de un criterio modal: la perturbación en un punto del medio resulta de una isotrópica y aleatoria superposición de ondas planas. Cada modo, con una frecuencia natural, en una vecindad introduce la misma energía en cada perturbación.

A partir de esta definición, Wever (2001) mostró la relación entre la FG y la correlación, argumento que fue replicado en Campillo (2006) y Shapiro & Campillo (2004).

En términos modales, un campo de ondas en un medio difuso, finito y elástico puede ser expresado como:

$$\phi(x, t) = R \sum_{n=1}^{\infty} a_n u_n(x) e^{i\omega_n t} \quad (1.3)$$

Donde x es la posición, t el tiempo, a_n son funciones de excitación modal, u_n son funciones propias y ω_n frecuencias propias.

En un campo difuso, con una densidad de potencia espectral específica podemos decir que las amplitudes modales son variables aleatorias no-correlacionadas tal que:

$$\langle a_n a_m^* \rangle = \delta_{nm} F(\omega_n) \quad (1.4)$$

Donde δ_{nm} es la delta de Kronecker. Los corchetes en (1.4) representan un promediado sobre el desorden, $F(\omega_n)$ representa la densidad espectral de energía excitada en la banda $[\omega - \delta\omega, \omega + \delta\omega]$.

Ahora supongamos otra función ϕ (ec.3) $\phi(y, t) = R \sum_{n=1}^{\infty} a_n u_n(y) e^{i\omega_n t}$. Si u_m y u_n son términos ortonormales, los términos cruzados desaparecen debido a (1.4). Entonces la correlación de $\langle \phi(x, t) \phi(y, t + \tau) \rangle$ queda expresada como:

$$C(x, y, \tau) = \sum_{n=1}^{\infty} F(\omega_n) u_n(x) u_n(y) e^{-i\omega_n \tau} \quad (1.5)$$

Podemos entender a $F(\omega_n)$ como los términos de amplitud. Si consideramos a F constante, la derivada temporal de la expresión (1.5) es muy similar a la FG (1.6), difiriendo sólo en dichos términos de amplitud.

$$G(x, y, t) = Re \left(\sum_n \frac{u_n(x) u_n(y) e^{-i\omega_n t}}{-i\omega_n} \right) \quad (1.6)$$

1.2.4 La Tierra como medio difuso y descripción de la FGE

En la sección anterior se mencionó que un elemento teórico fundamental para una reconstrucción apropiada de la FGE es la equipartición de la energía en el medio. Entonces, en el estudio de los registros sísmicos continuos una pregunta de interés es: ¿Puede la distribución del ruido sísmico en la Tierra garantizar una adecuada equipartición de la energía?

Aki (1957) y Claerbout (1968) fueron pioneros en sugerir un comportamiento difusivo en los campos de ondas aleatorios registrados en la Tierra sugiriendo que el ruido y la coda sísmica contienen información del subsuelo. Las primeras observaciones de equipartición se llevaron a cabo estudiando las características de la coda sísmica. El decaimiento en el tiempo de la coda y la estabilización de su energía pueden ser modelados como un proceso difusivo semejante a la ecuación de calor (Hennino et al., 2001). Además, el tiempo de aparición y duración de la coda, que puede ser mucho después del arribo de las ondas balísticas, sugiere un extenso caminamiento. El factor de calidad de coda Q indica que la atenuación es una característica particular para cada región, pero dentro de la misma su comportamiento es invariante y no depende de los eventos sísmicos (Sato & Fehler 2003). Esto significa que la coda muestrea homogéneamente el medio recogiendo y promediando información dentro de cada vecindad. Las observaciones anteriores sugieren que representar a la Tierra como un campo difuso puede ser una buena aproximación del fenómeno. En ese caso, la equipartición en la coda sería una consecuencia del scattering.

Sin embargo, no sólo la coda puede garantizar la equipartición de la energía. El carácter difusivo de un campo se da a través del promediado de rayos, en consecuencia, debemos confiar en que la distribución de los arribos de onda es completamente aleatoria. Esto puede ser logrado de dos maneras (Campillo 2006; Campillo and Paul 2003; Shapiro & Campillo 2004; Sabra et al., 2005).

1. **En un medio continuo con infinitas fuentes aleatorias.** Bajo esta condición no es necesario el scattering, porque es posible contar con ondas viajando en todas direcciones gracias a una distribución aleatoria e isótropa de fuentes. El ruido sísmico se basa en esta suposición, donde una gran cantidad de microsismos ocurre en todas direcciones alrededor de un punto.
2. **Pocas fuentes y un intenso scattering.** Los eventos sísmicos están restringidos, en su mayoría, a los límites de placa por lo que no se puede asumir una distribución aleatoria de fuentes. En presencia de fuentes limitadas, es una distribución aleatoria del scattering lo que permitirá contar con trayectorias en todas direcciones.

Homogeneización del espacio de fase y radio P-S

Si la Tierra realmente garantiza una adecuada equipartición de la energía, significa que cada posible modo de propagación, dirección y/o polarización se encuentran representados en el campo de ondas generado, en la misma cantidad y con el mismo peso cada uno. Esto se traduce como una estabilización de las amplitudes y una homogeneización del espacio de fase. En el caso particular de ondas elásticas, la energía se distribuye en cada uno de los posibles estados de las ondas P y S con igual peso en promedio (Sanchez-Sesma & Campillo 2006; Campillo 2006; Campillo & Paul 2003). La energía P-S se equilibra universalmente independiente a las particularidades del scattering, o del sismo que las pueda generar. Esto lleva al establecimiento de una relación entre la energía S y P, un radio específico entre la energía, isotópicamente distribuida, de las fases de ondas P y S tal que para el caso de 3 dimensiones (Sanchez-Sesma & Campillo 2006):

$$\frac{E_s}{E_p} \left(\frac{\alpha}{\beta}\right)^3 \quad (1.7)$$

Donde E_s , E_p , β y α son la energía y velocidad de onda S, y P respectivamente.

Este radio es el que dictará la proporcionalidad de la función de Green, es decir, el balance de la correlación. Este radio es una expresión de la equipartición modal (Campillo 2006).

Finalmente, la equipartición de la energía permite reconstruir una función de correlación que presenta diferentes características.

La FGE representa todo el campo de ondas. La parte más energética del ruido sísmico la constituyen ondas superficiales, por ende, éstas dominan la correlación. Sin embargo, se ha mostrado (poli et al., 2012; Nakata et al., 2015) que la correlación de ruidos sísmico permite reconstruir de forma empírica todo el campo de ondas que se propaga entre dos puntos. Como se reporta en la Fig. 1.8, ha sido posible observar la emergencia de ondas de cuerpo al utilizar registros de alta calidad y un apilado lo suficientemente largo.

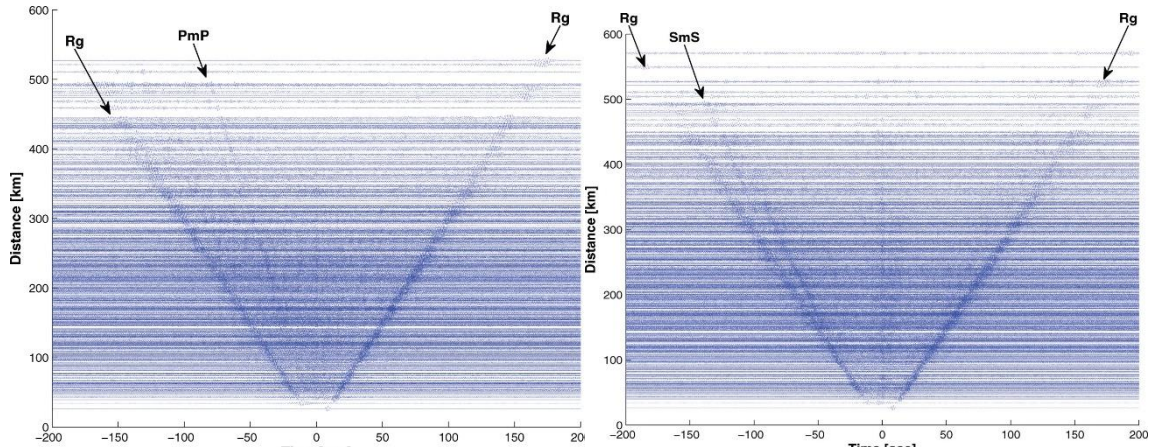


Fig. 1. 8. En las secciones se muestran FG obtenidas a diferentes distancias. En éste apilamiento se logró reconstruir ondas de cuerpo. Rg: Rayleigh, pmP, smS, reflexiones onda p y s en el moho terrestre. Recuperada de Poli et al., 2012.

La FGE tiene una cualidad de simetría (Fig. 1.9.a). Siendo que, implícito en la operación de correlación, se crea una función centrada en cero. Al hacer la correlación de una estación con respecto a otra se obtendrá una parte causal y una anti-causal. La parte causal representa la propagación directa, es decir, el punto tomado como referencia es la fuente y el otro el receptor. La parte anti-causal representa la retro propagación. Bajo una homogénea distribución de fuentes ambas partes de la correlación son perfectamente simétricas (Fig. 1.9a). Cuando la distribución de fuentes no es homogénea, existe una directividad remanente en el flujo de energía que se va a reflejar con una asimetría en la FG, la cual mostrará mayores amplitudes en la dirección de mayor energía. (Fig. 1.9b, c).

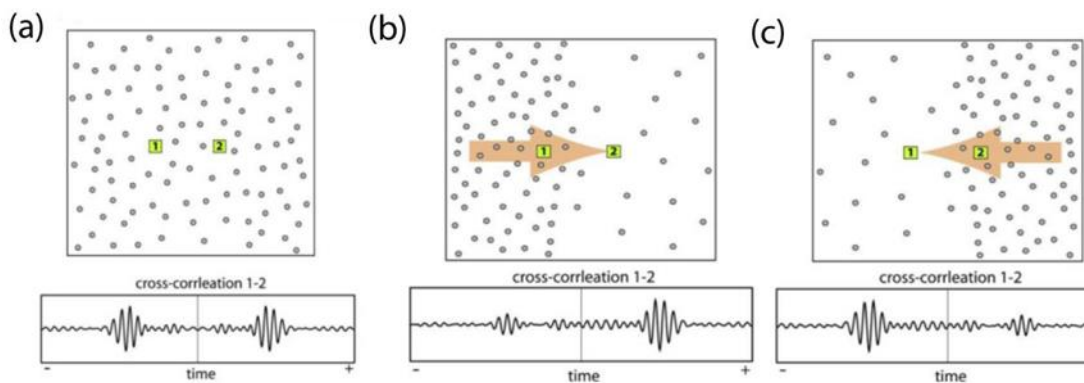


Fig. 1.9. La directividad en las ondas, o la concentración de fuentes se verá reflejada como una asimetría en la función de Green. Modificada de Stehly et al., 2006

La FG tiene un carácter dispersivo. Se ha observado que los pulsos principales extraídos mediante la correlación y apilado de registros sísmicos se comportan de manera similar a las ondas superficiales, mostrando sus tiempos de arribo teóricos, dispersión e incluso algunos sobretonos (Kimman et al., 2012; Savage et al., 2013).

La energía de los diferentes periodos, además, se concentra a profundidad mostrando el mismo decaimiento en los modos armónicos que ondas dispersivas. La evidencia empírica sugiere que la dispersión mostrada en estos pulsos es coincidente con la estructura del medio en que se propagan, de la misma manera en que lo hacen las ondas superficiales balísticas. En la figura 1.10 se puede observar la dispersión en el pulso característico de la FGE en un diagrama de fuente virtual, esto es, un diagrama de tiempo contra distancia donde se grafican todas las FGE con respecto a una estación. Un diagrama de este tipo muestra la propagación virtual de un frente de ondas. En la figura de corrobora la dispersión con un análisis F-K.

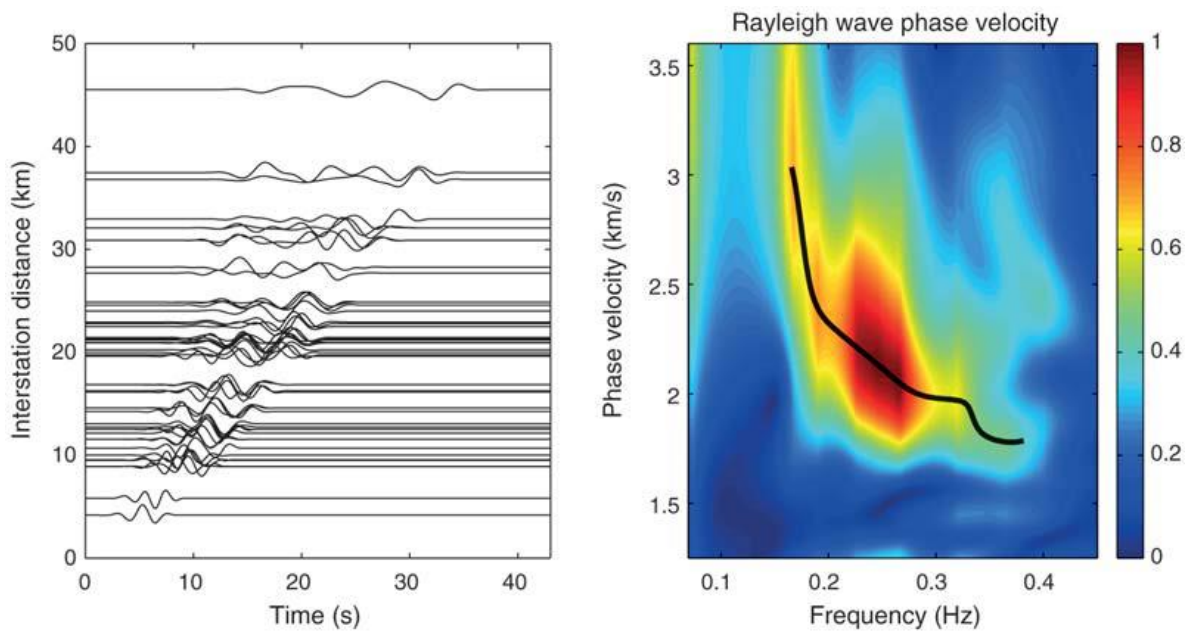


Fig. 1. 10. Izquierda: Propagación de un frente de onda en un diagrama de fuente virtual. Derecha: Se verifica el carácter dispersivo de las ondas mediante un análisis F-K. Tomada de Kimman et al., 2012.

La FG es de carácter tensorial. En un campo de ondas sísmicas, a diferencia del acústico, es posible correlacionar las diferentes componentes del movimiento del subsuelo; de esta manera fue posible observar, en primer lugar, la simetría que caracteriza al tensor de Green. En segundo, que el comportamiento de los pulsos, ya sea como Rayleigh o como Love, es perfectamente coincidente entre las componentes correlacionadas con el tipo de sistema que los genera. Las ondas de Rayleigh para las componentes radiales y vertical y Love para las transversales (Campillo & Paul 2003) (Fig. 1.11).

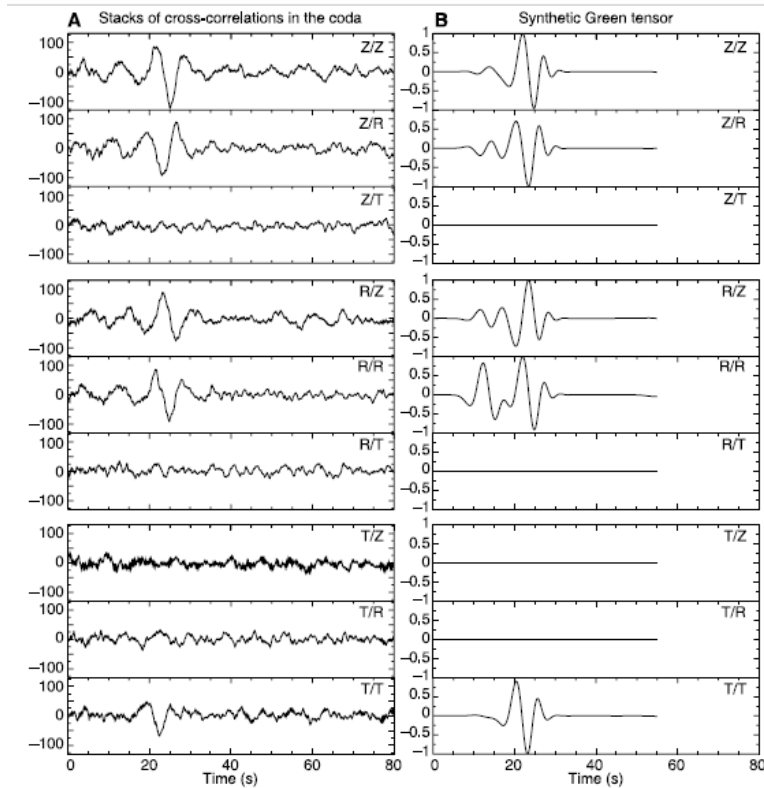


Fig. 1. 11. Carácter tensorial de la FGE. Correlacionando las diferentes componentes entre dos sismómetros, se pueden obtener pulsos coincidentes con ondas Rayleigh y Love, distribuidas en el tensor de Green (Campillo & Paul 2003)

El contenido de frecuencias de la FG varía con la distancia. La función de Green muestra los pulsos característicos de las ondas superficiales. De la misma manera en que para ondas balísticas, las altas frecuencias se atenúan con la distancia; en la FGE las altas frecuencias son más difíciles de observar conforme los puntos de observación se alejan (Fig. 1.12). De manera empírica se considera que para obtener una medición confiable de velocidad de grupo a un periodo T , se requiere un espaciamiento entre estaciones Δ de al menos 3 veces la longitud de onda λ considerada (Bensen et al., 2007):

$$\Delta > 3\lambda = 3cT \quad (1.8)$$

Sin embargo, esta ley empírica depende mucho de las condiciones locales del área objeto de investigación, por lo que se aplican ajustes en cada estudio particular de forma que no se pierde información.

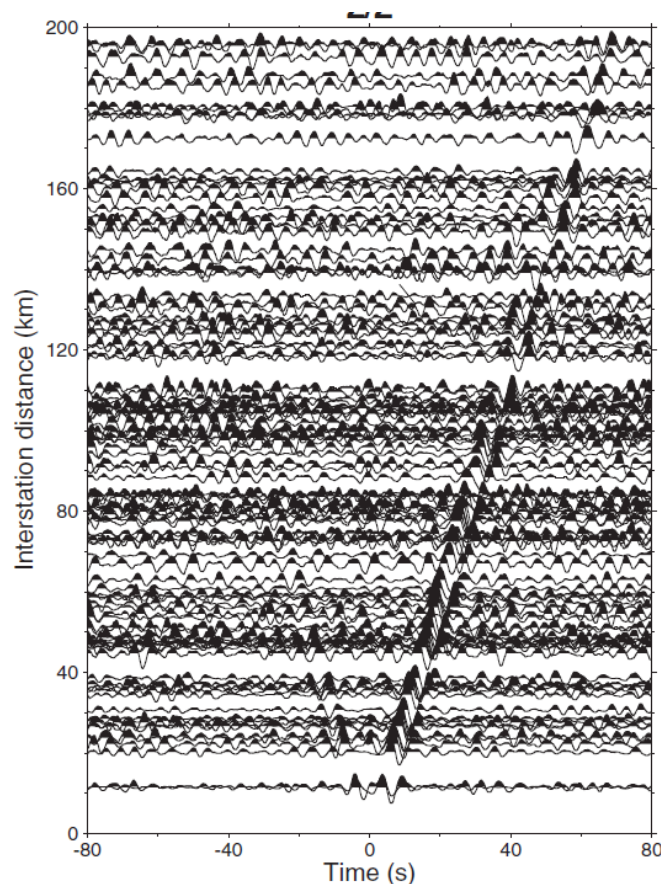


Fig. 1.12 variaciones de la FGE en función de la distancia. Recuperado de Campillo 2006.

1.3 Procesamiento de la FEG

1.3.1 Procesamiento general del ruido sísmico.

El procesamiento de los registros sísmicos previo a la correlación busca remover efectos instrumentales y evitar señales trascendentales de gran amplitud, tales como sismos u otros eventos coherentes. Los pasos son los siguientes:

- Remoción de respuesta instrumental (RI).
- Remover media y tendencia.
- Filtrado pasa-bajas.
- Decimación.
- Normalización en tiempo.
- Normalización en frecuencias.

Remoción de respuesta instrumental (RI).

Cada tipo de sismómetro reacciona de manera diferente al campo de ondas entrante. Si dos sismómetros tienen diferente respuesta instrumental, el contenido de frecuencias es registrado de manera diferente en cada uno distorsionando las fases, por lo tanto, es necesario remover su respuesta instrumental.

Si los sismómetros que registran son del mismo tipo, se puede trabajar sin necesidad de retirar la RI; Aunque, de ser el caso, se debe trabajar sólo en el rango de frecuencias donde el espectro de fase es plano (Fig. 1.13). Dentro de este rango el desfase introducido por los sismómetros es constante por lo que no afecta en la medición de la dispersividad. De lo contrario, las fases serán modificadas, las curvas de dispersión serán influenciadas por el sismómetro, por lo que no serán representativas sólo del medio.

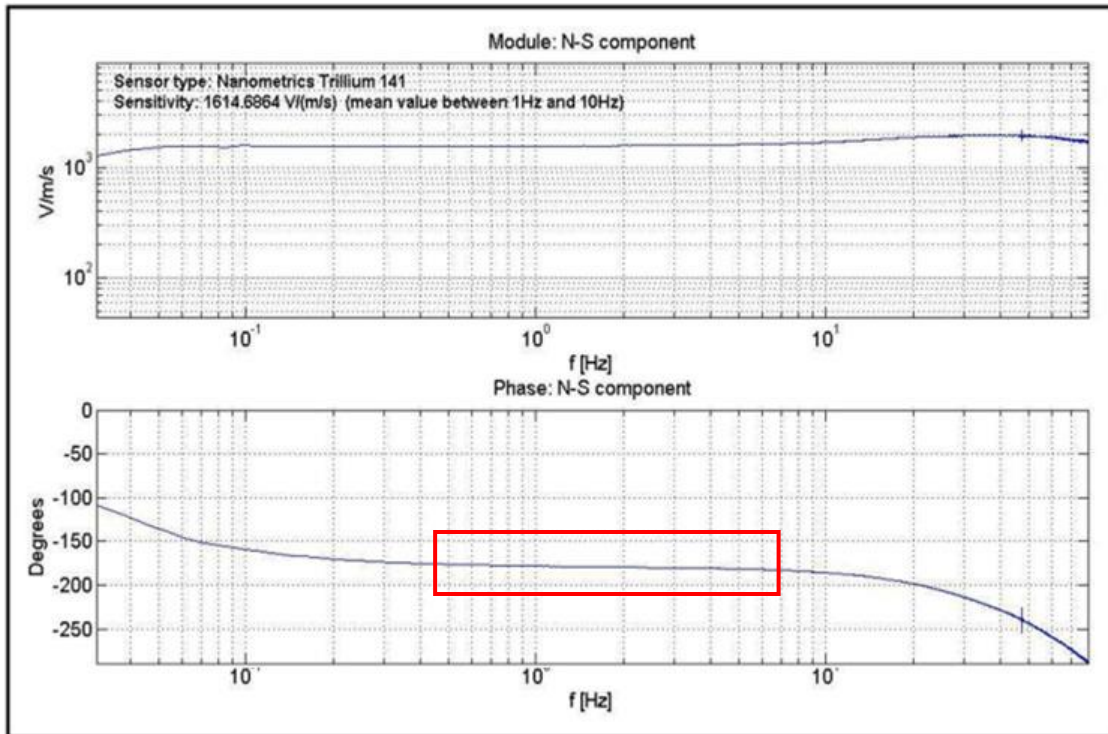


Fig. 1. 13. Ejemplo de RI de un sismómetro Nanometrics Trillium 141. Arriba, espectro de amplitud, abajo, espectro de fase. Si la respuesta instrumental no es removida, se debe trabajar únicamente en el rango de frecuencias donde el espectro de fase sea plano (rectángulo rojo). Imagen tomada de: Diez 2014

Remoción de media y tendencia.

Los registros sísmicos llevan una deriva causada por la elongación del resorte en su funcionamiento. Por este motivo, siempre que se pretenda realizar un análisis en frecuencias de una señal se le debe remover la media y la tendencia. De no hacerlo, la correlación se montará en esta tendencia ocultando la FGE.

Decimación.

El propósito de la decimación no es otro más que el de reducir el tamaño de los archivos logrando con esto menor tiempo de cómputo. Generalmente los registros sísmicos son muestreados a frecuencias superiores a 40 [Hz] para determinar con mayor precisión los tiempos de arribo de las diferentes fases sísmicas en arreglos de estaciones. Los estudios de correlación en cambio, son dependientes más bien de factores geométricos como la distancia entre estaciones, por lo que no necesitan un muestreo tan estrecho. Se puede decimar la señal (o re-muestrear si se prefiere) de forma que se conserve las frecuencias de interés y se reduzca significativamente el tiempo de computo.

Normalización en tiempo.

Al trabajar con ruido se hace la suposición de que cada perturbación aporta la misma intensidad en la correlación, sin embargo, en la realidad esto no sucede. Si se da el caso de señales trascendentales de gran amplitud, sismos, por ejemplo, estos dominarán la correlación minimizando el efecto de las pequeñas contribuciones. Este problema se soluciona aplicando una normalización de la señal de manera que todas las amplitudes muestren un nivel de energía similar, de forma que cada una de ellas tenga aproximadamente la misma contribución. De esta forma, el efecto de fuentes trascendentales se promediará con el resto de la señal y la parte coherente podrá apilarse.

Bensen 2007 muestra 5 métodos de normalización a escoger. Todas ellas proponen normalizar las amplitudes sin distorsionar las fases de las ondas:

- Binarización: La binarización, o normalización 1-bit (one bit) es quizás el método más agresivo, aunque también el más popular porque permite una adecuada anulación de spikes y sismos (campillo y paul 2003; shapiro et al., 2005; shapiro & campillo 2004). El método consiste en reemplazar todas las amplitudes positivas y negativas con los valores 1,-1 respectivamente.
- Umbral de registro (Clipping threshold): Consiste en simplemente truncar las amplitudes a un valor rms (root mean square) de la señal durante ese día. Cualquier amplitud que supere dicho rms será reemplazada por este valor.
- Detección automática de eventos: Cada vez que se detecte un evento de gran amplitud, la ventana de tiempo donde se encuentra será eliminada completamente llevando las amplitudes a cero.
- Promedios corridos (Running Average): Este método normaliza la señal a lo largo de una ventana móvil. El punto n será normalizado de forma que:

$$\omega_n = \frac{1}{2N + 1} \sum_{j=n-N}^{n+N} |d_j| \quad (1.8)$$

Donde d_j es la serie de tiempo. El ancho de la ventana ($2N+1$) determinará cuanta información en amplitud es retenida para la normalización. Si $N=0$, el resultado es equivalente a una binarización. Si $N \rightarrow \infty$ se tenderá a sólo a re-escalar la señal. Bensen (2007) Se sugiere que el ancho de la ventana corresponda con la mitad del máximo periodo del filtrado pasa bajas.

- Nivel de agua: En esta normalización, cualquier amplitud arriba de un “nivel de agua” es ponderado por un peso para reducir su amplitud. Este método se aplica repetitivamente hasta que todas las amplitudes estén por debajo del “nivel de agua” dado por $n \cdot \text{rms}$ donde n es un número entero.

De estas normalizaciones, la binarización, promedios corridos y nivel de agua parecen ser las que ofrecen mejores resultados (Bensen et al., 2007). En la Fig. 1.14 se puede encontrar el ejemplo de una señal a la que se le han aplicado cada una de estas normalizaciones.

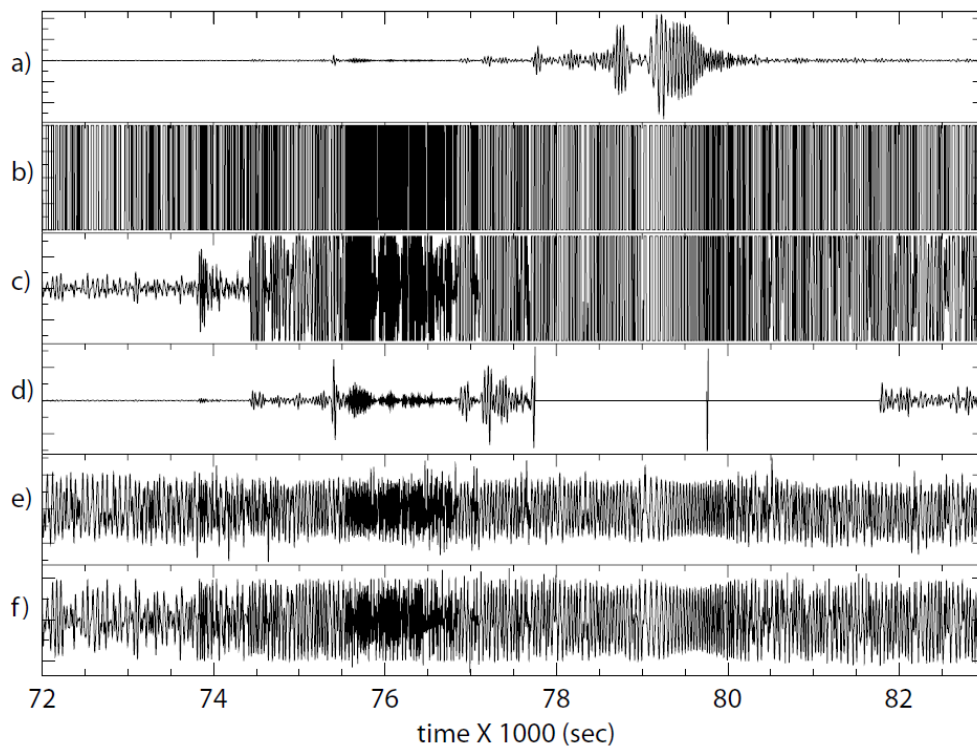


Fig. 1.14. Comparación entre normalizaciones temporales. Tomado de Bensen et al., 2007: a) Señal original. b) Binarización. c) Umbral de registro. d) Detección automática de evento. e) Promedios corridos. f) Nivel de agua.

Filtrado de bajas frecuencias:

El filtrado pasa bajas resulta especialmente importante si se tienen sismómetros de banda ancha. Sí hay componentes de muy baja frecuencia en un registro o irregularidades instrumentales, la señal va a “montarse” en dicha frecuencia lo que puede colocar toda una parte de la señal por arriba o por debajo del cero lo que va a impedir que se normalice de forma adecuada. Esto pasa de manera especial en la binarización (fig. 1.15), aunque se observan efectos similares en el resto de las normalizaciones.

El resultado final de no filtrar las bajas frecuencias es la pérdida de información.

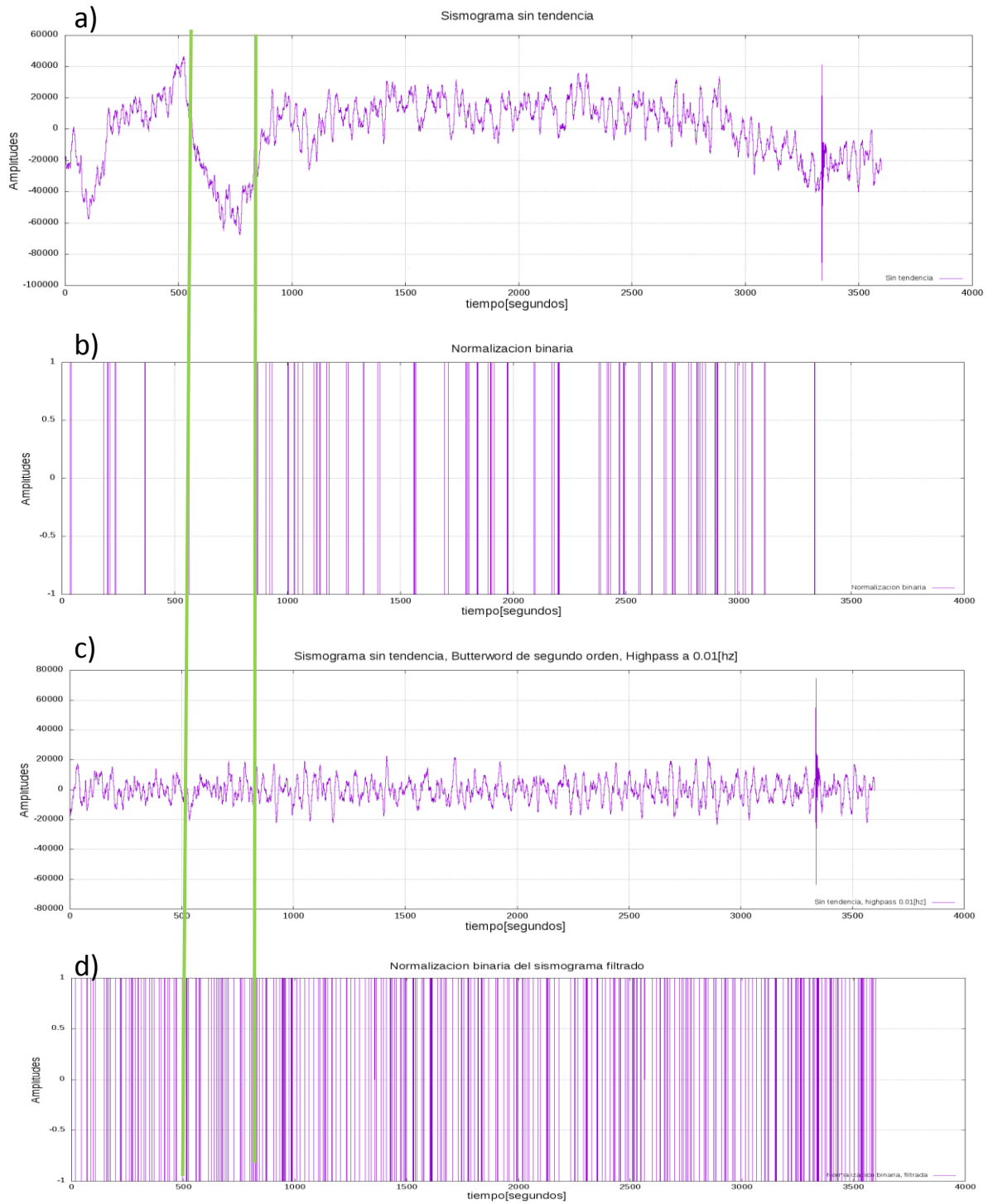


Fig.1.15. a) Sismograma sin filtrar. b) Binarización de sismograma sin filtrar. C) sismograma filtrado a 0.02. d) binarización a sismograma filtrado. Se puede observar que en b) se perdió información de altas frecuencias debido a que toda una parte de la señal cayó arriba del cero. La binarización da mucho mejores resultados después de filtrar.

Normalización en frecuencias (blanqueamiento espectral).

Con el fin de evitar que fuentes con frecuencias características, o de carácter monocromático, afecten el análisis de la correlación de ruido sísmico, es deseable que cada fase tenga la misma contribución. El blanqueamiento espectral suaviza el espectro de forma que todas las frecuencias tengan amplitudes similares. Este proceso amplía la banda de frecuencias utilizables y combate la degradación de la señal causada por fuentes persistentes.

En la Fig.1.16 se puede ver como ayuda el blanqueamiento espectral, y su enorme influencia en la calidad de la FGE reconstruida.

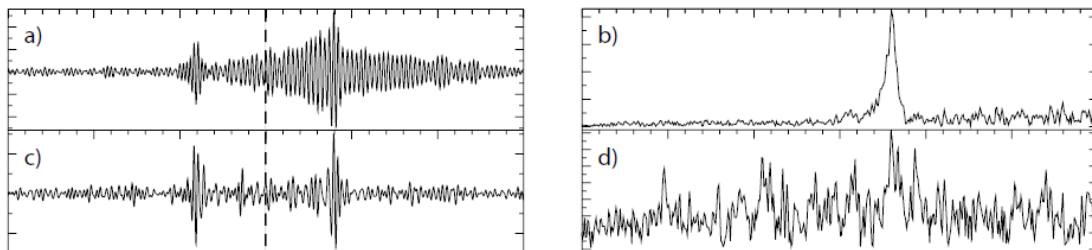


Fig. 1.16. Blanqueamiento espectral. a) Señal correlacionada sin blanquear. b) Espectro de la señal. c) correlación a partir de registros blanqueados. d) Espectro de señales blanqueadas. Recuperado de Bensen 2007

1.3.2 Derivas instrumentales y sincronización de reloj.

Usualmente un sismómetro trae integrado un GPS que marca el tiempo con precisión, corrigiendo sistemáticamente los efectos relacionados a la medición de tiempo del reloj interno, como son factores ambientales y envejecimiento del equipo. Sin embargo, por diversas razones éste pueda fallar dejando a la estación únicamente con su reloj interno. Existen dos formas de identificar problemas de reloj es las estaciones sísmicas: Observando el arribo de sismos lejanos (o telesismos) y Mediante la construcción de interferogramas (o correlogramas) (Hannemann et al., 2013; Stehly et al., 2007).

Sismos lejanos

Normalmente se habla de sismos lejanos cuando estos ocurren a distancias focales mayores a 10° . La particularidad de estos sismos es que, a esas distancias, para un área relativamente pequeña, el frente de ondas se puede considerar plano debido al efecto de divergencia geométrica. Además, debido a su trayectoria se considera que tienen una incidencia casi vertical (Stein & Wysession 2003) (Fig.1.17).

Esta es una buena aproximación, además, debido a la atenuación. La Tierra se comporta como un filtro pasa bajas, por lo cual, sólo llegan grandes longitudes de onda que no son susceptibles a sufrir reflexiones en estructuras locales.

El procedimiento consiste en identificar el primer arribo de onda P de sismos lejanos en todas las estaciones del campo. Se prefiere que sean ondas P pues su arribo suele ser más claro e impulsivo y, además, son muy poco susceptibles a polarizarse por anisotropía en el medio.

Si en una estación, al primer arribo de onda P llega a diferente tiempo que las demás, podemos pensar que esa estación tiene un problema de reloj (Fig.1.18).

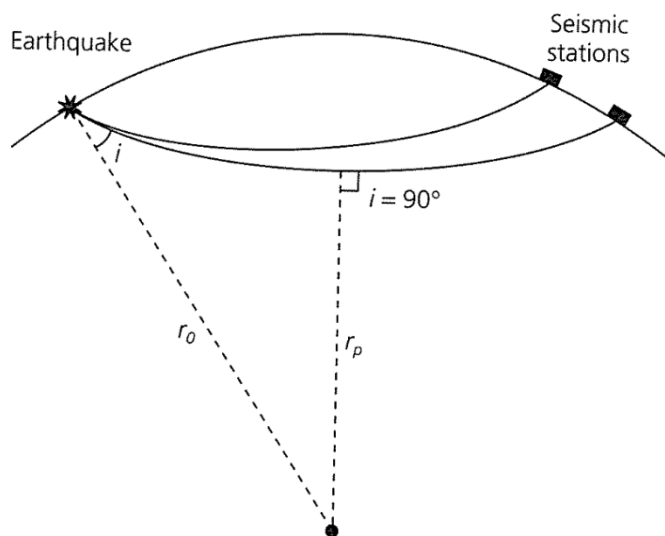


Fig.1.17 Telesismo. Tomada de Stein & Wysession 2003.

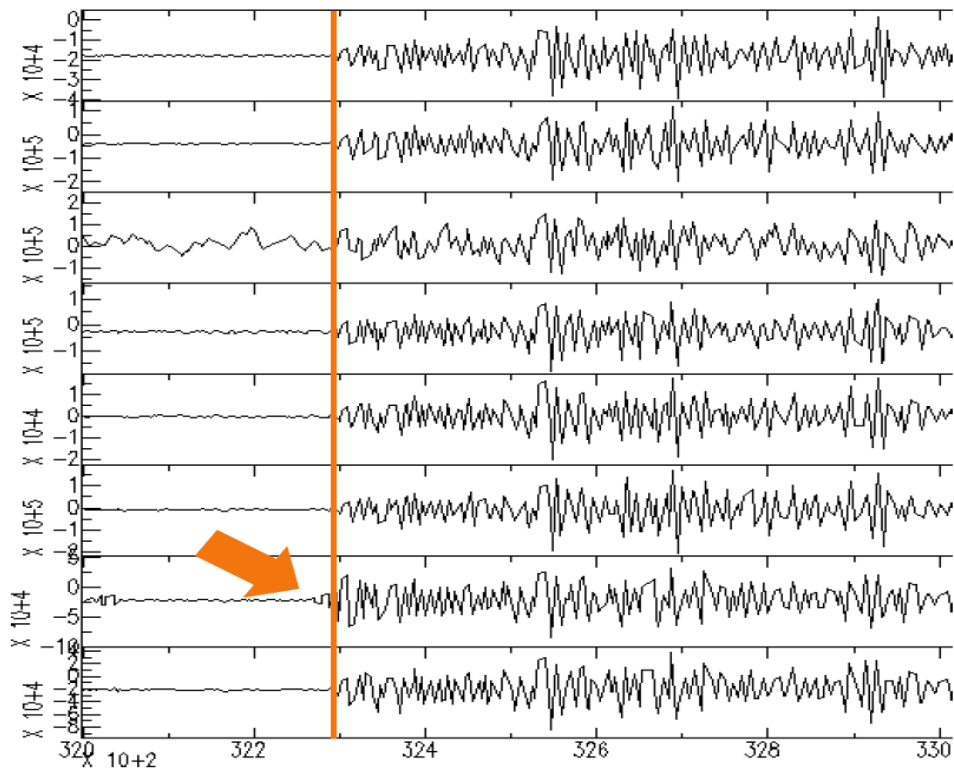


Fig. 1. 18. Picado de sismos lejanos. Para áreas pequeñas, un terremoto debería llegar al mismo tiempo en todas las estaciones. Si esto no ocurre, probablemente haya un problema de reloj.

La principal ventaja de este método es que, si existe un problema en la sincronización de sus relojes, lo podremos ver sin importar la magnitud de éste. La principal desventaja consiste en que es un método que depende de la ocurrencia de un terremoto, por lo que sus puntos de corrección son limitados.

Interferogramas y curvas de error.

Otra forma de observar problemas de reloj es mediante la correlación de ruido sísmico entre dos estaciones.

Si hay un problema con la sincronización de las estaciones: este se reflejará en la FGE (Hannemann et al., 2013; Stehly et al., 2007). Un desfase en tiempo se traduce como un desfase en la correlación. Es fácil observar este efecto desde la ecuación de correlación (1.2). Si dos estaciones sísmicas no están sincronizadas, tendrán un desfase Δ de tiempo entre ellas. Si se introduce este desfase Δ en cualquiera de los registros sísmico, la correlación tendrá el mismo desfase Δ respecto a su centro, la ecuación 1.2 se reescribe entonces como:

$$C_{fg}(\tau + \Delta) = \sum_0^{M-1} f(t + \Delta)g(t + \tau) \quad (3.1)$$

Si estos problemas no se corrigen, una parte importante de la señal se destruirá al apilar funciones de Green con diferentes desfases (fig. 1.19).

La curva de corrección se puede obtener mediante la construcción de correlogramas (o interferograma). Un interferograma es la representación gráfica en pseudocolor de las funciones de correlación obtenidas por día respecto al tiempo.

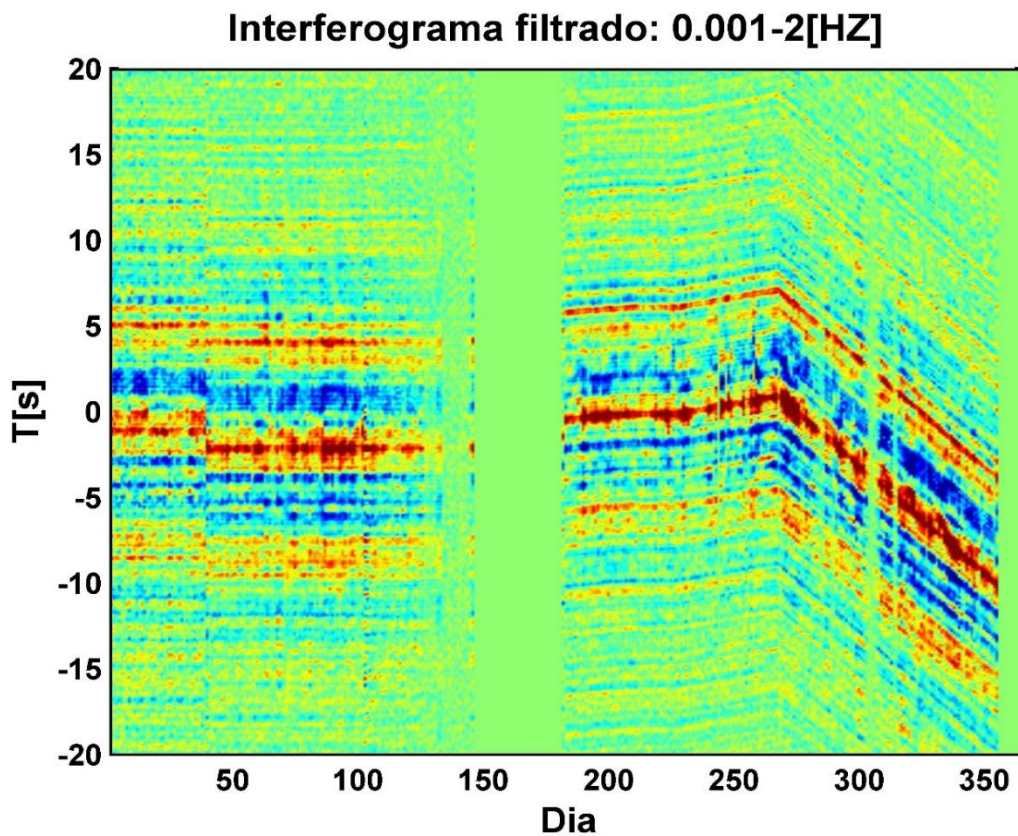


Fig.1.19. Ejemplo de correlograma. Cada traza es una FG obtenida por día. Cuando hay problemas de reloj, la FG se desfasa respecto a las trazas anteriores.

Cabe señalar que un problema de reloj no es lo único que puede modificar la FGE. La FGE será diferente si cambian las condiciones del medio, sin embargo, las variaciones del medio no son repentinas, sino más bien graduales y no son lineales. Si nosotros notamos variaciones repentinas y observamos que la forma de la FGE es en esencia la misma, solamente desfasada en tiempo, seguramente estamos observando problemas de reloj.

La gran ventaja de esta técnica es que permite conocer con mucho detalle el error de los datos a lo largo del tiempo. La desventaja es que no se pueden ver errores más grandes a la longitud de la ventana utilizada para la correlación.

Tipos de errores de reloj y su corrección:

Aunque los problemas de reloj pueden ser muy variados y tener causas muy diversas, de manera general los clasificamos en cuatro tipos diferentes.

Desfase estático (Static shift): Este error sucede cuando súbitamente el reloj de una estación se atrasa o adelanta respecto a la otra, produciendo un salto en la medición del tiempo. Este error puede deberse a una falla en el suministro de energía a la estación o a campañas de mantenimiento y recolección de datos donde la estación es apagada para encenderse después. Es el error más sencillo de corregir pues es una variación puntual (Fig. 1.20a).

Deriva de reloj (drift): Este error ocurre porque el reloj de una estación avanza más rápido respecto al otro, es un error constante que se incrementa con el tiempo. Una deriva de reloj se observa en el correlograma como una tendencia lineal. La causa clásica de este error es una falla en el GPS (Fig. 1.20b).

Tendencia polinomial (polynomial trend): Este error muestra variaciones suaves a lo largo del tiempo. Es un error común cuando ante el fallo de un GPS, las condiciones ambientales modifican la respuesta del reloj. Variaciones estacionales como temperatura o presión pueden provocar que un reloj responda de manera distinta a lo largo del tiempo (Fig. 1.20c).

Variaciones aleatorias: Cuando el tiempo de medición de una estación varía de forma errática, podemos pensar en un problema de adquisición. Se debe replantear las condiciones en que se encuentra la estación y corregirla (Fig. 1.20d).

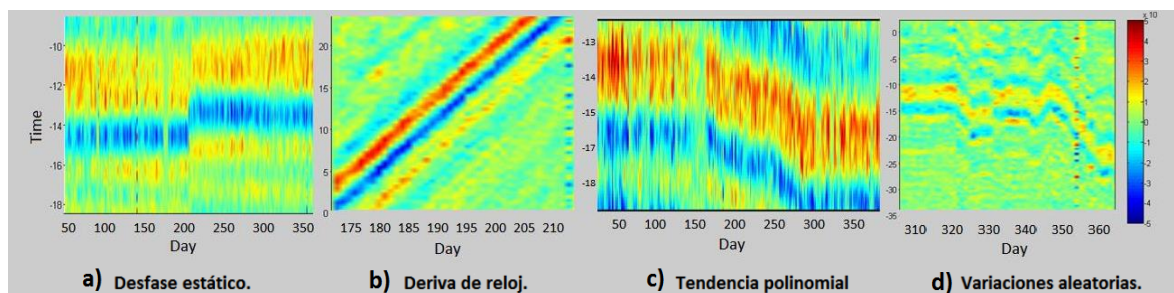


Fig.1. 20. Tipos de errores que pueden ser observados en un correlograma. a) Desfase estático. b) Deriva de reloj. c) Tendencia polinomial. d) Variaciones aleatorias.

Sí un interferograma muestra estos problemas, hay que medir los desfases que presentan las funciones sucesivas a fin de construir una curva de error.

Para esto se puede cortar una sección del interferograma donde la tendencia de la curva sea clara, y se miden las variaciones entre días consecutivos. La magnitud del desfase entre la correlación de un día con respecto al otro puede ser medida de diferentes maneras, por ejemplo:

- Seleccionar el valor máximo de cada correlación.
- Calcular las envolventes y seleccionar los máximos.
- Realizar la correlación de las correlaciones y seleccionar el desfase del pico máximo.
- Picar manualmente en segmentos e interpolar.

Una mejora al método puede ser construir una función de referencia donde se apilen sólo los días donde se asegure que no hay errores y medir los desfases respecto a ésta.

Una vez se miden los desfases se puede corregir el correlograma de dos maneras.

1.- En tiempo: Se corrigen sobre los registros sísmicos. En este tipo de corrección se debe usar como referencia una estación donde se tenga la certeza de que no existen problemas de reloj. Se realizan los correlograma de la estación de referencia con todas las demás estaciones y se construye una curva de error para cada una. Sí no se sabe que estación puede servir de referencia, se deben calcular todos los correlogramas y buscar uno donde no haya desfases. Una vez construida una curva de error, se regresa a los registros sísmicos y se adelantan o retrasan la cantidad necesaria, agregando ceros al inicio o al final de ser requerido.

2.- En correlación: Esto es simplemente “enderezar” el correlograma antes de apilarlo. Ya que tenemos el correlograma lo único que se hace es recorrer cada traza lo que indique nuestra curva de corrección.

I.4 Descripción de ondas superficiales.

1.4.1 Ondas superficiales.

Se les llama ondas superficiales a aquellas que se forman como consecuencia de la interferencia constructiva de algunas fases sísmicas en las interfaces de un medio de propagación. El nombre se debe a que estas ondas se encuentran confinadas en la superficie definida por dicha interfaz. Su propagación es bidireccional sobre la misma (Stein & Wysein).

Se reconocen principalmente dos tipos de ondas superficiales: Ondas de Rayleigh, y ondas de Love (Fig.1.21) (mttmlr.com S.f.).

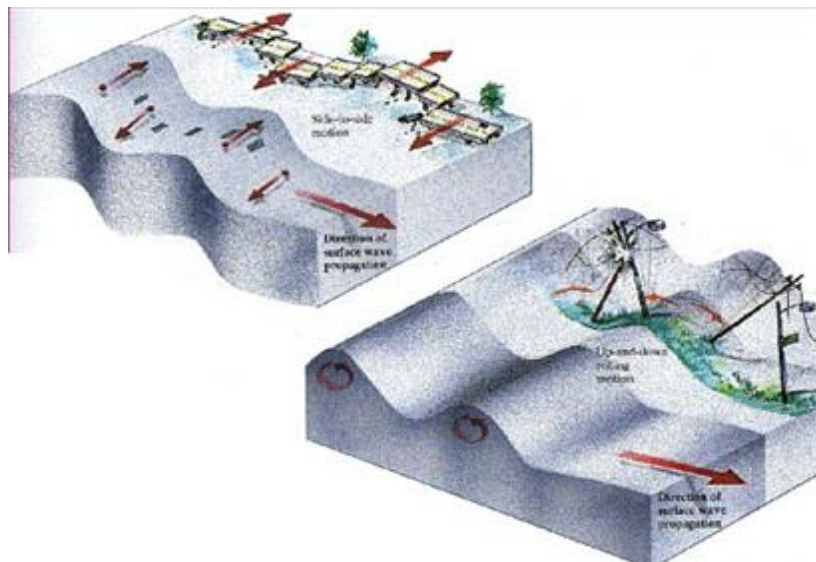


Fig.1. 21. Movimiento de partículas de ondas de Rayleigh y Love.

Las ondas de Rayleigh se forman como consecuencia de la interferencia entre las fases P y Sv. Su movimiento es elíptico retrogrado y su velocidad de propagación es de casi un 90% la velocidad de onda S. Se forman en la interfaz de un semiespacio con frontera libre.

Las ondas Love, en cambio, surgen de un sistema Sh-Sh. Su movimiento es lateral y su velocidad es un poco mayor a la de las ondas Rayleigh. Este tipo de ondas pueden existir en las interfaces o discontinuidades terrestres siempre y cuando exista un gradiente de velocidad positivo.

1.4.2 Dispersión

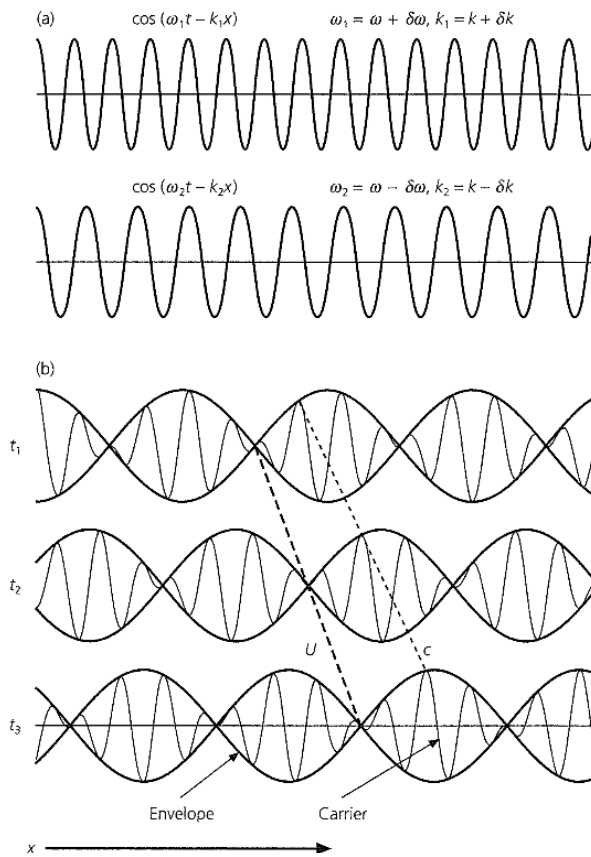


Fig.1. 22. Velocidad de fase y de grupo. A) La suma de dos ondas con frecuencias y números de onda ligeramente diferentes. b) Su suma define una onda envolvente, la velocidad de propagación de la envolvente es la velocidad de grupo (u). Un solo armónico en cambio se propaga con velocidad de fase c . (Stein & W)

Una de las características principales de las ondas de superficie es que tienen un carácter dispersivo (López-pineda et al., 2007). Esto significa que las componentes, periodos, se están “separando” a lo largo del tiempo debido a que tienen diferentes velocidades de propagación. A partir de este concepto podemos definir dos diferentes velocidades de propagación; la velocidad de grupo y la velocidad de fase (Fig.1.22).

Velocidad de fase: Es la velocidad que tiene cada componente, con determinada frecuencia, dentro del tren de ondas superficiales.

Velocidad de grupo: La velocidad a la que se propaga la envolvente de la onda portadora es la velocidad de grupo. Físicamente representa la velocidad a la que se mueve todo el tren de ondas como conjunto.

Cabe destacar que, si bien las ondas de superficie se forman y propagan en

una interfaz, su influencia no está restringida a esta. Los desplazamientos producidos por las ondas son más intensos en la superficie, mas su amplitud decae rápidamente con la profundidad. Las longitudes de onda más grandes alcanzan mayor profundidad, aunque la concentración de su energía se da en determinada región del espacio.

Esto tiene una implicación muy importante en el carácter de la dispersión. La velocidad a la que se propagan las diferentes componentes de las ondas está en relación directa con la velocidad del medio. Los diferentes periodos, a diferentes profundidades, muestrean diferentes rangos del espacio donde son más sensibles. Cada frecuencia tiene asociada una región de sensibilidad que es la región del medio que más contribuye a su velocidad (fig.1.23). La región donde se concentra

esta sensibilidad es una banda estrecha, por ende, se puede decir que la velocidad a la que se desplaza una onda de determinado periodo corresponde a la velocidad en determinada profundidad.

La relación entre el periodo y la velocidad a la que se mueve permite construir las curvas de dispersión.

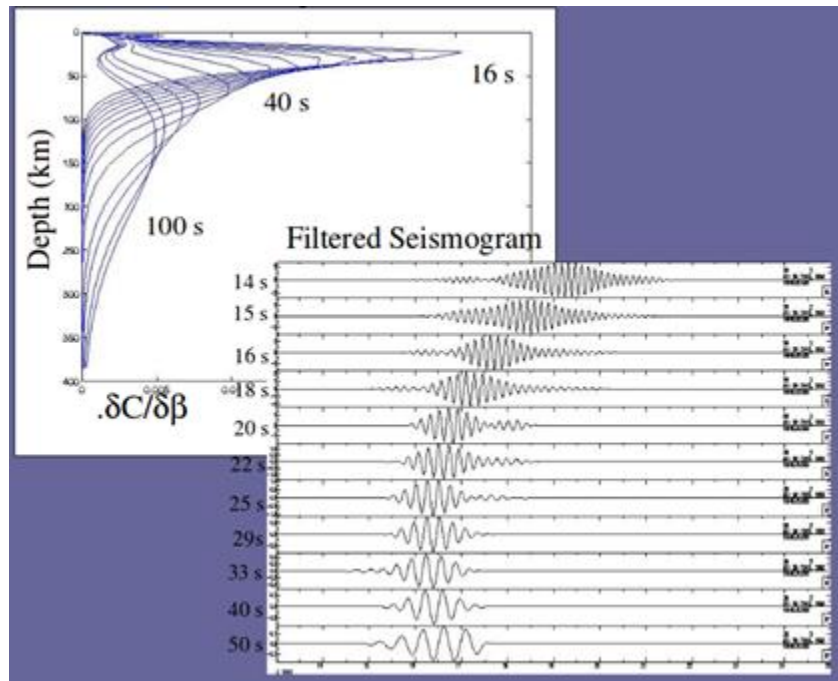


Fig.1. 23. Arriba. Kernel de sensibilidad. La máxima contribución en la velocidad de dispersión la define una determinada área del subsuelo. A mayor longitud de onda, mayor profundidad. Arriba. Ejemplo de dispersión observado filtrando a diferentes periodos. Tomado de CSUN.edu s.f

1.4.3 Método FTAN

Las señales de ondas superficiales consisten en un tren largo de oscilaciones cuasi armónicas. Su principal característica, la dispersión, más que un simple parámetro es una función dependiente de la frecuencia, por ende, es más conveniente una representación que involucre su contenido espectral.

El carácter dispersivo de las ondas puede ser estudiado mediante el método de análisis tiempo-frecuencia (FTAN: Frequency-Time-ANalisis). (Levshin et al., (1989).

Una representación FTAN es una forma de mostrar las cualidades dispersivas de una señal comparando su condición en tiempo con sus variaciones en frecuencias/periodo. El procedimiento consiste en filtrar una señal consecutivamente en bandas estrechas a diferentes frecuencias centrales.

Sea una señal en tiempo $K(t)$, sea un filtro gaussiano $H(w - w_c)$ con frecuencia central w_c , sea w_n un conjunto de frecuencias centrales w_c espaciadas periódicamente. La respuesta de la señal a diferentes frecuencias puede expresarse entonces como:

$$S(w_n, t) = \int_{-\infty}^{\infty} H(w - w_n)K(w)e^{-i\omega t} dw \quad (1.9)$$

La ecuación (1.9) contiene todas las señales de salida resultantes de filtrar $K(t)$ en cada valor de w_n . La representación debe ser en mapa de contornos o de pseudocolor donde se grafique la envolvente de $S(w_c, t)$ en su frecuencia w_c correspondiente.

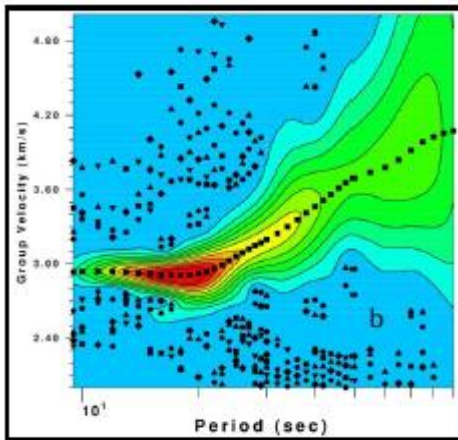


Fig. 1. 24. Representación tiempo frecuencia de una señal. Imagen tomada de Rosa 2015.

1.5. Inversión de ondas de superficie

1.5.1. Inversión de curvas de dispersión.

La inversión de ondas de superficie se realiza a través de las curvas de dispersión picadas entre puntos conocidos.

Para invertir las curvas de dispersión (Stein & Wysession 2003) primero se seleccionan las i trayectorias de longitud L_i de los rayos a estudiar. Se regionaliza el área de estudio en un mallado donde las celdas deben ser menores a la longitud de los rayos. Se supone que la velocidad $v_i(\tau)$ para cada periodo es una cantidad

constante. Se toman todas las velocidades v_i de las trayectorias que pasan por cada cuadro del mallado. Asumimos que el tiempo requerido para que un rayo recorra una trayectoria es la suma del tiempo requerido para atravesar cada celda del mallado con velocidad v_i a lo largo de dicha trayectoria. Si cada trayectoria i contiene j segmentos de longitud L_{ij} con velocidad $v(\tau)_j$, entonces:

$$\frac{L_i}{v_i(\tau)} = \sum_{j=1}^n \frac{L_{ij}}{v_i(\tau)} \quad (1.10)$$

Podemos resolver un sistema de ecuaciones planteándolo de forma matricial tal que:

$$d = Gm \quad (1.11)$$

Donde ahora $G_{ij} = L_{ji}$, el vector de datos es $d = \frac{L_i}{v_i(\tau)}$ y $m_j = \frac{1}{v_j(\tau)}$ es el modelo a determinar. Despejando m se obtiene que:

$$m = G^{-1}d \quad (1.11)$$

Este es un problema sobredeterminado, lo cual es una condición muy usual en sismología y en geofísica en general. Una solución que requiere poco cómputo y permite resolver el sistema en la solución por mínimos cuadrados. La matriz G no es cuadrada por lo que no tiene matriz inversa. De acuerdo a la metodología propuesta por Tarantola (1987), en (1.11) pre-multiplicamos la matriz A por su traspuesta para generar una matriz invertible. Despejando d de este nuevo sistema se obtiene que m está dada por:

$$m = (G^t G)^{-1} G^t d \quad (1.12)$$

Esta ecuación es la solución general para mínimos cuadrados, y se deriva de una reducción al mínimo error, demostración que puede ser encontrada en Tarantola (1987), o en Menke (1989).

El problema de esta ecuación está en los datos. Muchas veces tenemos problemas sobredeterminados, subdeterminados, o incluso, condiciones mixtas. Esto se puede reflejar como una inversión inestable.

En matemáticas, un sistema mal condicionado es aquel dónde introduciendo pequeños cambios en los coeficientes, produce grandes cambios en la solución. Si es un sistema bien condicionado, pequeñas variaciones no provocaran grandes variaciones en la solución.

Para sobrepasar el problema de la mala indeterminación en los datos podemos definir un residual r pequeño que permita aproximar una solución más precisa. Para esto definimos un parámetro de amortiguamiento ε tal que:

$$\phi(m) = E + \varepsilon^2 L = e^t e + \varepsilon^2 m^t m \quad (1.13)$$

Minimizando $\phi(m)$ con respecto a los parámetros del modelo obtenemos la ecuación:

$$m^{est} = (G^t G + \varepsilon^2)^{-1} G^t d \quad (1.14)$$

De acuerdo con Menke (1986), este amortiguamiento es especialmente útil cuando se tienen condiciones mixtas, es decir, en inversiones donde hay una parte sobredeterminada (concentración de datos en celdas específicas, mientras hay regiones subdeterminadas (pocos o ausencia de datos)). Este factor ε como un factor de peso que intenta compensar dicha distribución de datos. Un ε muy grande tenderá a minimizar la parte sobredeterminada a costa de restringir los resultados; como consecuencia este parámetro no minimizará el error y, por ende, no dará una buena solución. Si ε tiende a cero, el error será minimizado mas no habrá compensación en los datos, lo que dará mucha variabilidad en las soluciones. Debe ser posible encontrar un valor de ε tal que minimice el error lo mas posible, a la vez que compensa la parte subdeterminada (fig.1.25).

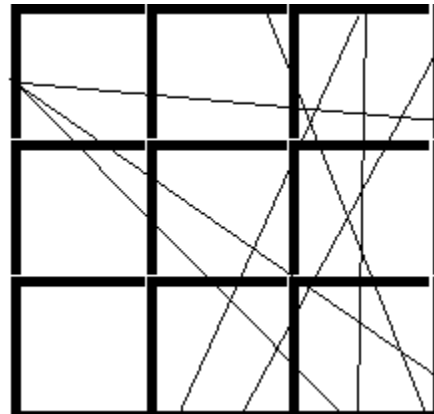


Fig.1. 25. El amortiguamiento ayuda a compensar condiciones mixtas, donde se tiene demasiados datos en una región y ausencia en otras. (Menke 1989)

Otra forma de reducir el error es mediante la longitud. Cuando se tienen muchos datos que ajustan un modelo, se puede seleccionar aquellos que cumplan con una mínima longitud entre ellos, tal que $L = (m - \langle m \rangle)^t (m - \langle m \rangle)$. Hay ocasiones en que no buscamos la mínima longitud sino buscamos ponderar para tener una solución que sea “suave” o “rugosa”, dependiendo de si los valores deben variar suavemente, o de manera abrupta. Estas medidas de suavidad o rugosidad pueden ser expresadas a través de la longitud tal que:

$$L = [m - \langle m \rangle]^t w_n [m - \langle m \rangle]$$

Donde la matriz w_n es una matriz de pesos. Para esta matriz seleccionamos la matriz flatnes para controlar la respuesta de la inversión y evitando saltos bruscos y suavizando los modelos.

Utilizando este factor de pesos y el factor de amortiguamiento de la ecuación (1.13) se puede probar que la solución al sistema es (Menke 1989):

$$m^{est} = \langle m \rangle + w_m^{-1} G^t [G W_m^{-1} G^t + \varepsilon^2 W_e^{-1}]^{-1} [d - \langle m \rangle]$$

Esta es la expresión que usaremos para invertir las curvas de dispersión en este estudio.

1.3.6 Inversión en profundidad.

Para la inversión en profundidad se utiliza el método propuesto por Haney & Tsai (2017).

Se puede aproximar una relación entre la velocidad de fase C y la velocidad de onda de corte β para un conjunto de capas en una relación análoga a la fórmula de Dix (1955) tal que:

$$C^2 = G\beta^2$$

Donde G es el kernel de sensibilidad. La matriz G se puede calcular suponiendo que cada componente de las ondas de Rayleigh se mueven en diferentes medios homogéneos. Mediante mínimos cuadrados amortiguados y pesados, Haney & Tsai (2017) proponen resolver una variante de esta relación tal que:

$$\begin{bmatrix} C_d^{-\frac{1}{2}} G \\ C_m^{-\frac{1}{2}} \end{bmatrix} \beta^2 = \begin{bmatrix} C_d^{-\frac{1}{2}} C^2 \\ C_m^{-\frac{1}{2}} \beta_0^2 \end{bmatrix}$$

Donde C_d y C_m son las matrices de covarianza de los datos, y del modelo respectivamente. El método fue adaptado para funcionar también con velocidades de grupo.

1.6 Esquema de Procesamiento global.

El esquema de procesamiento seguido en este trabajo consiste en dos etapas importantes. La primera es la reconstrucción de la FGE y su análisis de dispersividad. La segunda en la inversión tomográfica

Etapa 1: Se describe el procesamiento a emplear para obtener una buena reconstrucción de la FGE. Sabemos que la tierra no es perfectamente difusa, es necesario adecuar las señales para aproximar lo más posible las condiciones de equipartición bajo las cuales una correcta emergencia de la FG puede ser llevada a cabo.

La metodología para la reconstrucción de la FGE es una modificación del esquema propuesto en Bensen et al., 2007. Esta metodología ha sido corroborada en múltiples ocasiones y es muy aceptada, existiendo aplicaciones en volcanes y campos geotérmicos (Brenquiere et al., 2007; Caló et al., 2013).

Etapa 2: En la segunda etapa se describirá la metodología empleada en el proceso de inversión. Para realizar la inversión se utilizó un método de inversión de mínimos cuadrados amortiguados y pesados (Tarantola 1987; Menke 1989) basados en el procedimiento propuesto por Barmin (2001). La selección de los parámetros de amortiguamiento y suavizado óptimos se realizó apoyado en la elaboración de curvas L de inversión (Menke 1989). Se realizaron mapas 2D a periodos consecutivos y se utilizó la metodología propuesta por Haney & Tsai (2017), la cual está basada en la fórmula de Dix (1955) para invertir en profundidad las curvas de dispersión obtenidas por cada celda del mallado de los mapas.

La descripción de la metodología puede ser consultada en el siguiente esquema (Fig. 1.26).

2.- Zona de estudio.

2.1 Campo Geotérmico Las Tres Vírgenes.

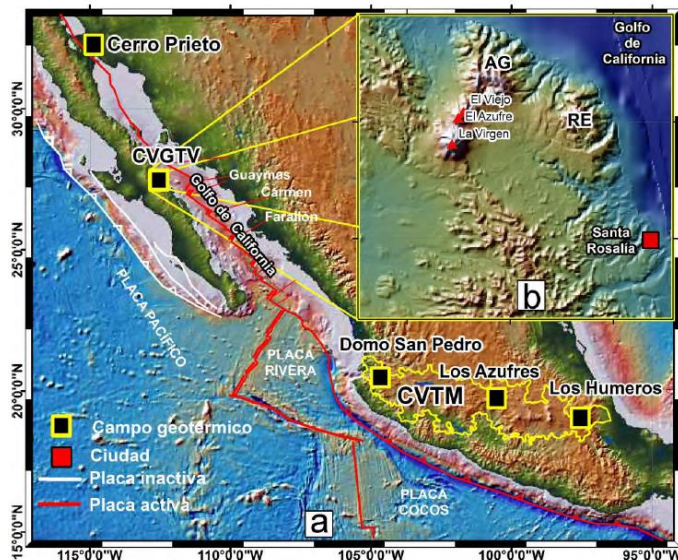


Fig. 2. 1. Campo geotérmico LTV. Recuperado de Antayhua 2017

El campo geotérmico LTV, con coordenadas geográficas aproximadas de 112°30' W, 27°30' N, es un campo geotérmico situado en Baja California Sur, casi al límite con Baja California. Se encuentra dentro de la reserva de la biosfera El Vizcaíno, aproximadamente a 33 [km] al noroeste del poblado de Santa Rosalía (Fig. 2.1).

El campo geotérmico se extiende por un área de 57 [km²] a una altura promedio de 720 MSNM (Quijano & Gutiérrez 2003). Es un yacimiento de tipo

hidrotermal, esto es, dominado por fluidos que están contenidos en un basamento fracturado a presión y temperaturas promedio de 120[bar] y 255-260[°C] respectivamente. (Verma et al., 2006; López et al., 1995; Viggiano-Guerra et.al., 2009).

El basamento es una intrusión de granodiorita post-cretácica con escasa permeabilidad secundaria, datada entre 91-81 Ma. (Quijano & Gutiérrez 2003; Romo et al., 2000; Wong & Munguía 2006; López 1995). Estas rocas son parte de la intrusión regional del batolito de California. La profundidad media de este basamento es de entre 950-1250 [m], y le sobreyacen rocas volcánicas piroclásticas y sedimentarias.

Este campo ha tenido actividad ígnea reciente asociada al volcán La Virgen (Romo et al., 2000; López et al., 1995). Esta actividad es la responsable del hidrotermalismo actual, así como de las condiciones de porosidad, permeabilidad y temperatura del yacimiento.

El 1982 comenzó la exploración para el proyecto geotérmico LTV para 1996 perforar el primer pozo exploratorio (Guerrero-Martinez & Verma 2013; Urban & Lermo 2012); Desde ese momento a la fecha se han perforado 11 pozos en total, 5 productores, 3 inyectores y 3 de exploración a profundidades que van rondan los

1200 y 2150m; De dichos pozos los 5 productores y uno inyector están aún en operación (Antayhua 2017).

LTV empezó a operar en julio del 2001 con una planta que constaba de dos turbinas de condensación de 5 [MW] cada una, dándole una capacidad operativa de 10[MW]. Su producción promedio actual de 9.6 [MW] (Antahuya 2017)

Desde que comenzó a operar hasta la fecha, LTV no ha aumentado su capacidad instalada, sin embargo, diversos estudios sugieren que una expansión del campo es viable (Guerrero-martinez & Verma 2013; Verma et al., 2006; Romo et al., 2000; Prol et al., 2016).

En julio del 2014 la SEMARNAT licenció el proyecto “GEOTERMEOLECTRICA LAS TRES VIRGENES, B.C.S. 5A ETAPA” con una inversión de más de 73 millones de pesos (BCS Noticias 2014; sienat.semarnat.gob). EL proyecto contempla la perforación de ocho pozos geotérmicos, junto con ocho plataformas nuevas, caminos de acceso e infraestructura para la construcción y operación de una unidad de ciclo binario en un área que comprende 09-06-54 [HA]. Todo lo anterior resulta prometedor para el campo en términos de producción.

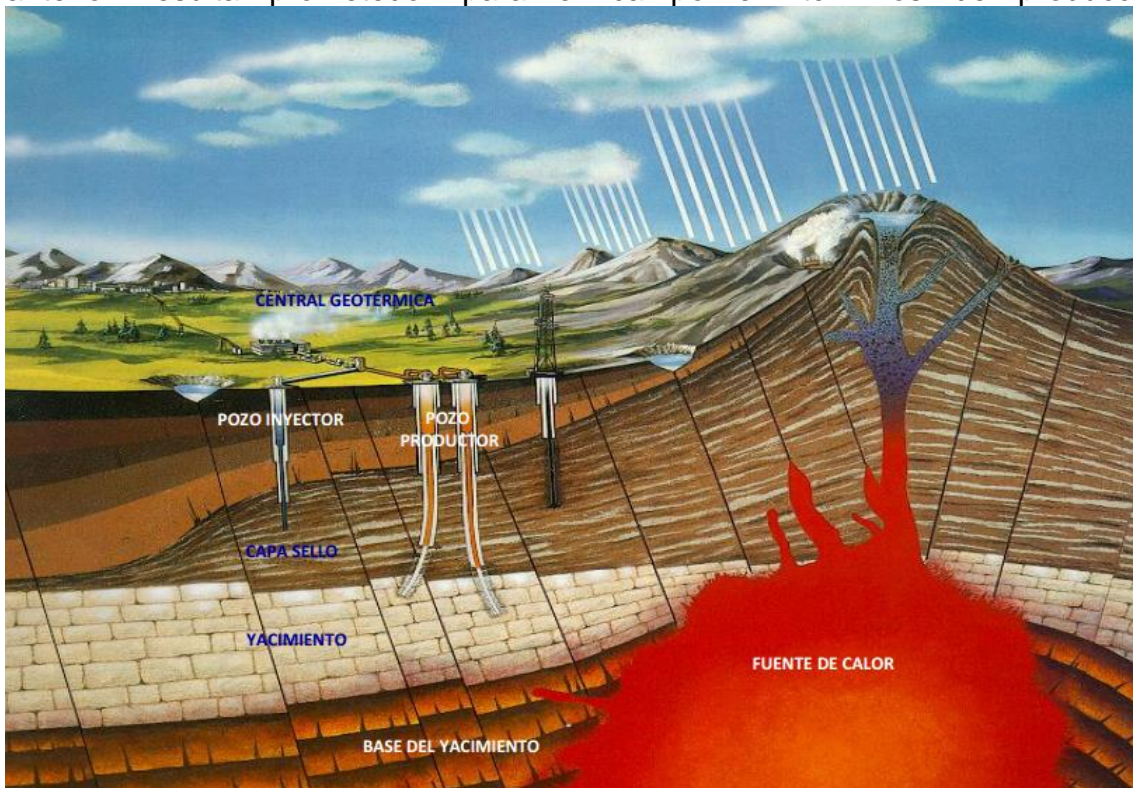


Fig. 2. 2. Modelo idealizado de un campo geotérmico. Extraído de Pinette 2013.

2.2 Geología

2.2.1 Geología regional

El campo geotérmico LTV debe su nombre a que está situada en la zona norte del complejo volcánico Las Tres Vírgenes (CVLTV) en la península de B.C; Un complejo plio-cuaternario conformado por tres estratovolcanes alineados en dirección NE-SW cuyos nombres son, en orden de antigüedad: El viejo, El Azufre, y la Virgen.

Hace aproximadamente 12 Ma. comenzó la separación de la península de California del resto del continente, provocando la apertura del golfo de California. El régimen tectónico pasó de un ambiente de subducción asociado a las extintas placas tectónicas de Farallón y

Guadalupe, a un ambiente de rift en el margen de la placa del Pacífico con la placa norteamericana (Macías & Jiménez 2013; Conly et al., 2005). La tectónica regional está dominada por este contacto tectónico.

La placa del Pacífico se aleja en dirección NE respecto a la norteamericana a razón de 3.5 [km/año] (SGM s.f.) generando un sistema de fallas transformantes (Fig. 2.3) que va desde la zona de fracturas de la rívera, hasta el sistema de fallas de San Andrés, California, E.U. Este régimen tectónico, predominantemente extensivo originó un sistema de fallas NW-SE (e.g. López-pineda et al., 2014; Lopez-pineda & Rebollar 2005), las cuales delimitan la cuenca de Santa Rosalía

Santa Rosalía es una cuenca sedimentaria en la parte central de la península de Baja California. Se formó desde el mioceno tardío como consecuencia del régimen extensivo que domino en la zona (~10 Ma). Con orientación NW-SE está limitada al noroeste por el CVLTV. La sedimentación de la cuenca está dominada por

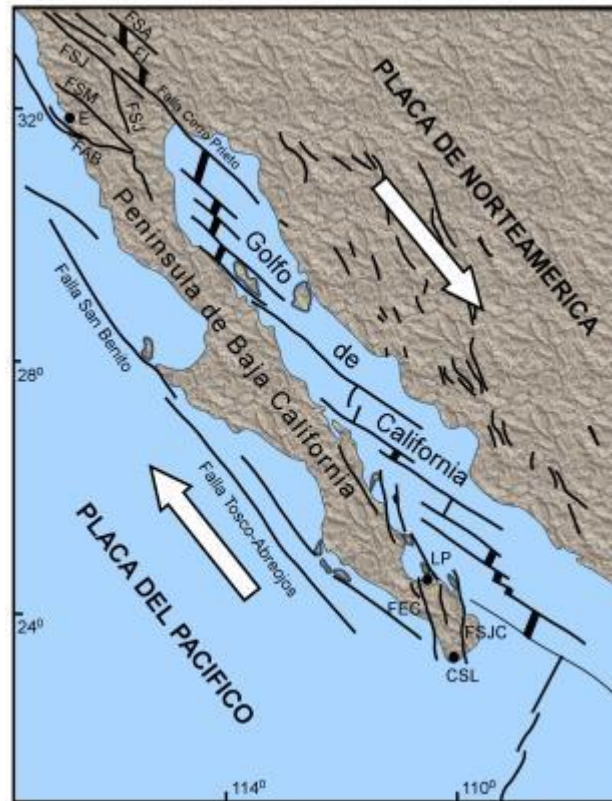


Fig. 2. 3 Movimiento relativo de las placas tectónicas. Castellanos-moreno 2011.

depósitos marinos someros, principalmente areniscas fosilíferas (Verma et al., 2006; Wong & Munguía 2006).

Es mismo sistema de fallas NW-SE es el que permitió el emplazamiento de magma, responsable del vulcanismo en la zona. El CVLTV es el último de tres centros eruptivos conocidos. Los primeros dos son la caldera La Reforma, y la caldera El Aguajito (López et al., 1995; Romo et al., 2000) (Fig. 2.4)

La caldera la reforma: Es una estructura con diámetro de ~10 [km] y desniveles de 50 [m] aproximadamente (Macías & Jiménez 2013). Fue relacionada a 3 eventos piroclásticos y magmatismo basáltico y riolítico con edades de entre 3.5-0.8 Ma. (López et al., 1995).

La caldera el Aguajito: Alineado aun con el CVLTV, separado de este y de La Reforma por los cañones de El azufre y El Álamo respectivamente. Con ~8 [km] de diámetro está formado por el colapso de dacitas del plioceno. Al norte se distinguen domos y coladas de composición riolítica (López et al., 1995; Macías & Jiménez 2013) y se encuentra atravesado por la falla El Cimarrón.

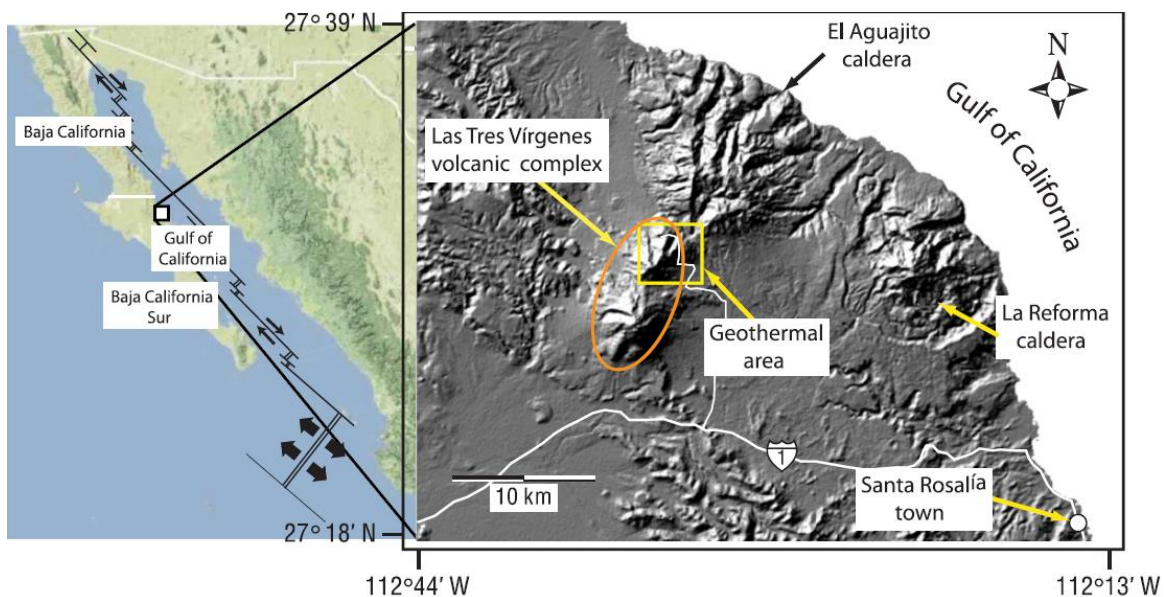


Fig. 2. 4. Tres centros eruptivos emplazados: La caldera la reforma, el Aguajito, y el CVLTV. Extraída de Guerrero & Verma 2013

El tercer centro eruptivo y el mar reciente es el CVLTV. Una vez terminada la actividad en el Aguajito, se desarrolló un sistema pull-apart, mismo que originó las fallas de La Virgen y El Azufre. Durante este periodo se emplazó el CVLTV que comenzó con el volcán El Viejo hace al menos 0.44 Ma (Guerrero-Martinez & Verma 2013). El Volcán El viejo fue sucedido por el azufre y la virgen; la alineación y formación sucesiva de estos tres volcanes sugiere una migración del magmatismo debido a una fisura eruptiva.

Tanto la morfología como las condiciones actuales del campo están dominadas por el volcán la virgen, el más joven y más al sur del complejo.

Las erupciones del volcán la virgen fueron principalmente efusivas con excepción de la última, que fue una erupción pliniana hace aproximadamente 0.03 Ma (Schmitt et al., 2010; Wong & Munguía 2006) y de una vulcaniana que origino los depósitos del mezquital. Aunque se debe decir que la edad de la última erupción ha sido muy discutida (Ives 1962; Capra et al. 1998; Verma et al., 2006)

2.2.2 Geología estructural

Los sistemas de fallas que se han desarrollado en la zona siguen tres orientaciones preferenciales: NW-SE, NE-SW, y N-S:

Desde el paleógeno, el régimen extensivo dominante originó un sistema de fallas laterales con orientación NW-SE (Quijano & Gutiérrez 2003; López et al., 1995; Wong et al., 2001) al oeste de la cuenca de santa Rosalía. Este sistema domina la dirección de los principales fallamientos y es el responsable de la sierra de Santa Lucia. Los ejes de presión y tensión impuestos por este régimen son en las direcciones N-S E-W respectivamente. Las fallas de La Virgen, Las Víboras, y El Azufre son ejemplos de este sistema (Wong & Mungia 2006).

Dos sistemas de fallas más jóvenes se desarrollaron conformes a la apertura del golfo. Uno con orientación NE-SW [La Puerta and El Mosquito], y otro N-S [La Cueva y El Cimarrón]. Estas fallas cortan el sistema NW-SE, así como la caldera del Aguajito. (Romo et al., 2000; Wong et al., 2001; Verma et al., 2006).

Ya en Lopez-1995 se sugiere que es la intersección del sistema de fallas NW-SE con el sistema N-S es el que permite el emplazamiento de magma cerca de la superficie, Macías Jiménez (2013) menciona que el sistema de fallas laterales regionales NNW-SSE y NW-SE están asociadas más bien con un sistema de Ridel; En este sistema se originan fallas derechas de poco ángulo como la falla

Bonfil, así como sus conjugadas de ángulo alto como la falla El Cimarrón relacionadas con la componente tensional. Este sistema de Ridel es el que ha permitido el emplazamiento de los centros eruptivos.

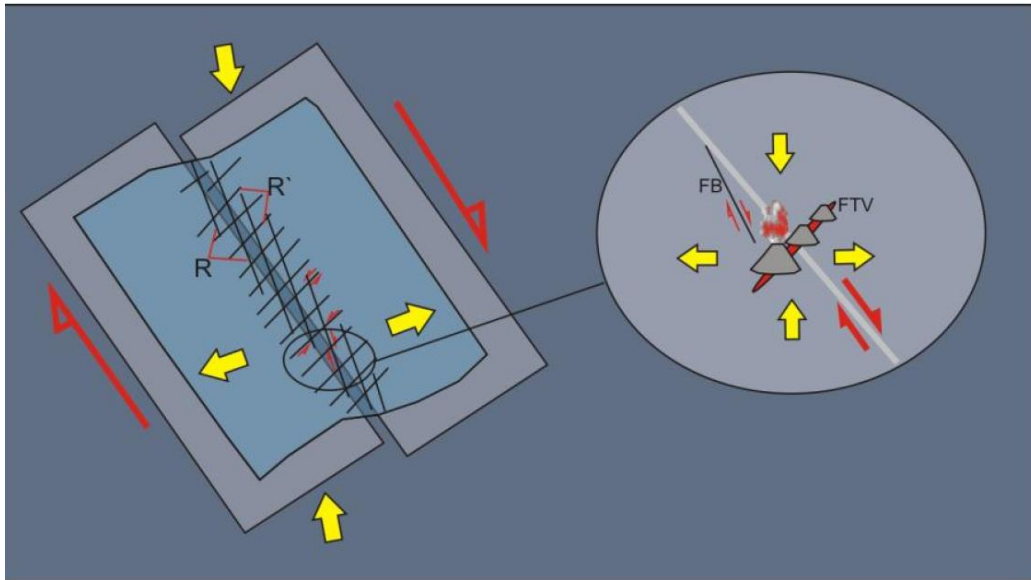


Fig. 2. 5. Sistema de Ridel, imagen tomado de García 2013

Los sistemas de fallas y el volcanismo de la zona permiten entonces el ascenso de magmas en zonas cercanas a la superficie provocando manifestaciones termales, principalmente en el Aguajito y en el CVLTV. En López 1995 se sugiere que el hidrotermalismo más intenso de la zona está controlado, principalmente, por el sistema de fallas NW-SE Las víboras-El azufre, tomando relevancia en el cañón de El azufre.

El cañón de El Azufre, atravesado por la falla del mismo nombre, es el límite natural entre el CVLTV y la caldera del Aguajito. En esta zona existen importantes manifestaciones termales en superficie y coincide con el borde de una anomalía gravimétrica asociada precisamente a la falla El azufre (López et al., 1995).

Mediante la recopilación de sondeos previos, como la incorporación de nuevos estudios incluyendo métodos magnetotelúricos (MT), transitorio electromagnético (TDEM), así como de corriente directa, Romo et. Al. 2000 encontró 3 estructuras alineadas en el cañón el azufre con resistividades menores a $5[\Omega\text{m}]$ a profundidades en un rango de 250-750[m]. Estas tres estructuras fueron denominaron como: Cerro blanco, Las Víboras-Puerta, y Cuevegel (Romo et al., 2000).

Estudios en la coda mostraron que el factor de calidad de atenuación Q es muy regular en todo el campo geotérmico con excepción de este cañón, mostrando

valores de atenuación 3-4 órdenes de magnitud más altos de lo normal y una fuerte dependencia de la frecuencia (Romo et al., 2000; Wong et al., 2001). También se detectó una anomalía de baja velocidad de onda P y bajos valores de la relación V_p/V_s (Wong & Munguía 2006).

Los resultados de estos estudios sugirieron una zona con un alto grado de fracturamiento, con presencia de fluidos (aunque no saturada) y de alta temperatura. Con esta información se delimitó posteriormente el campo geotérmico LTV rodeando esta zona de interés.

En la Fig. 2.6 se puede observar que los sistemas de fallas involucran buena parte de los depósitos vulcano-sedimentarios, y se extienden dentro del basamento granodiorítico que se encuentra a profundidades de entre 0.5-0.8 [km].

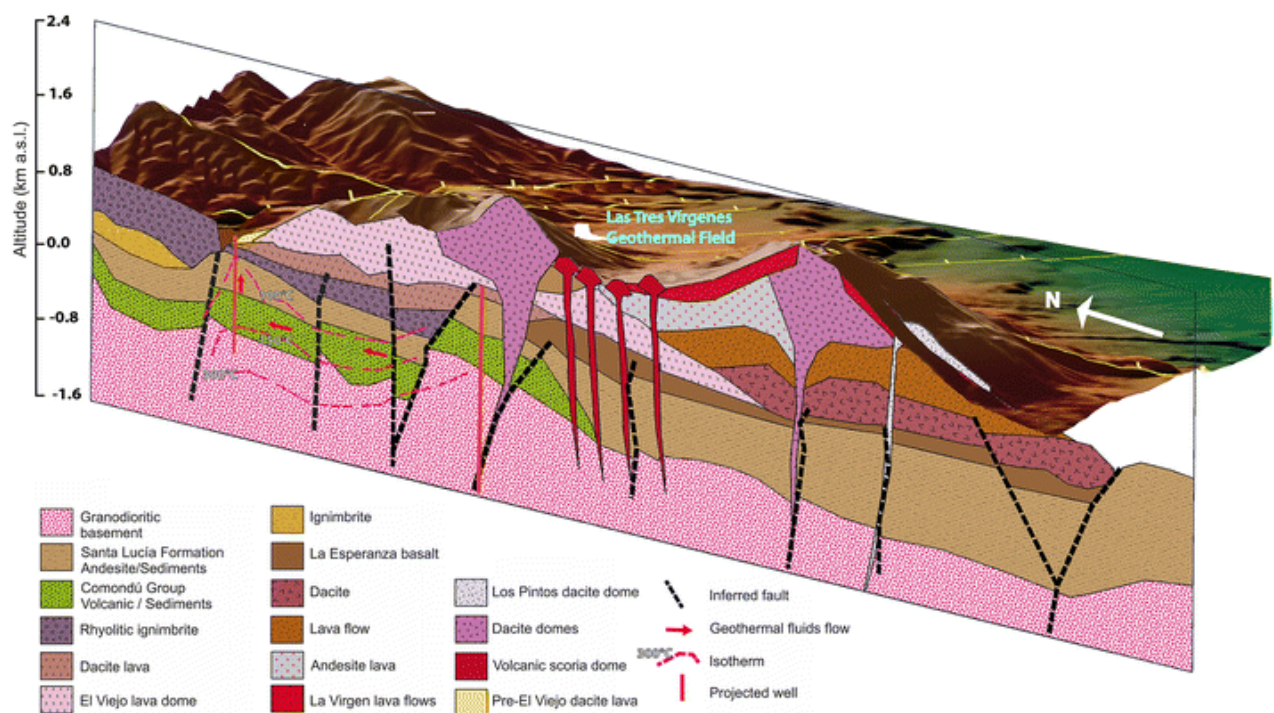


Fig. 2. 6. Corte Geológico. Tomado de Pról. et al., 2017 con información de López-Hernández et al., 1995; Macías-Vázquez and Jiménez-Salgado 2013

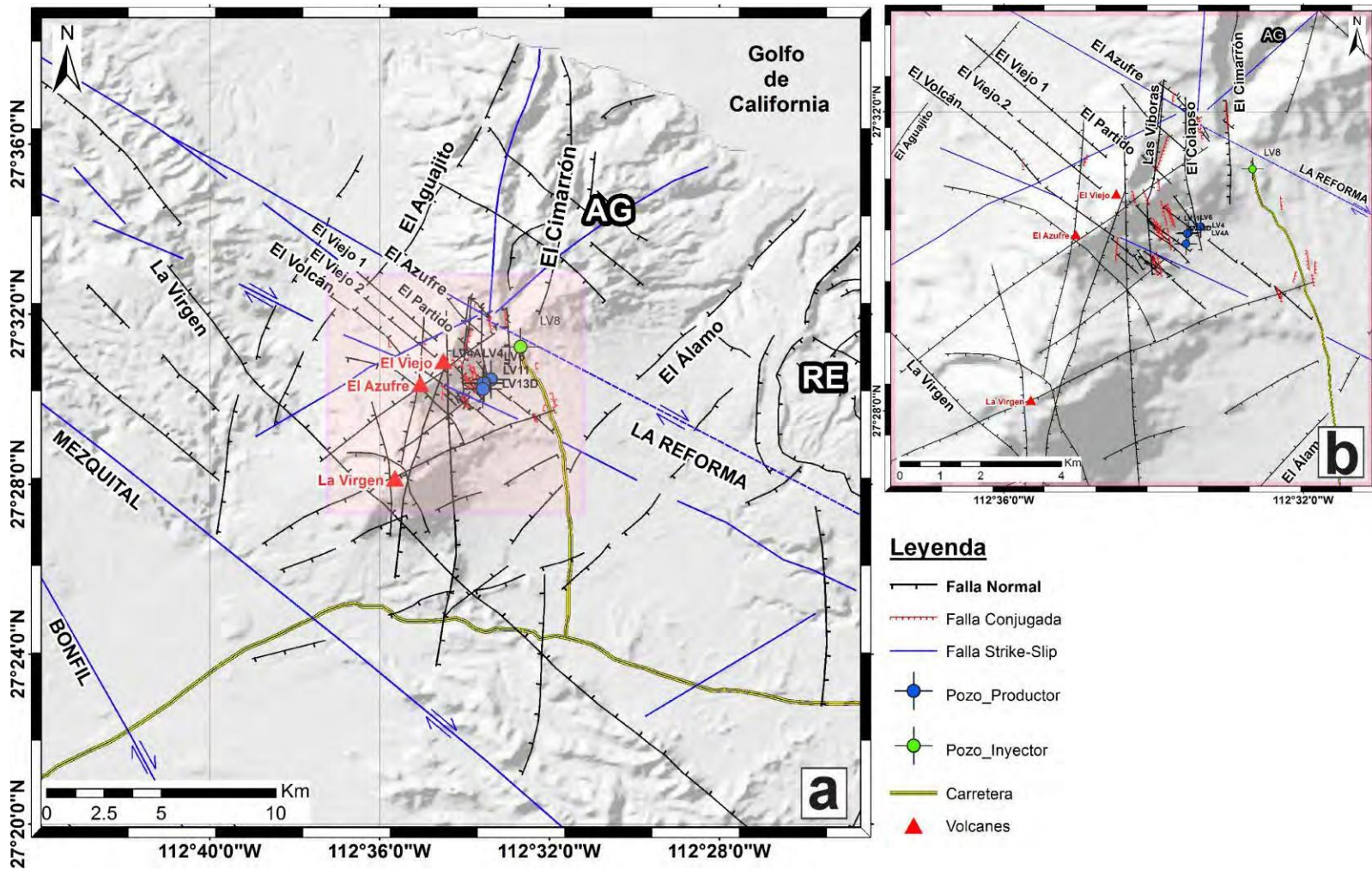


Fig. 2. 7. Mapa tectónico local. Tomado de Antayhua 2017 con información de López et al., (1993), Gómez y Rocha (2009), Benton et al., (2011), Macías et al., (2011), Macías y Jiménez (2012, 2013). a) Mapa tectónico local. b) Ampliación de la zona central, identifica

2.3 Sismicidad

El análisis de la sismicidad de las tres vírgenes comenzó en 1992 y ha continuado interrumpidamente hasta la fecha. La región donde se encuentra LTV es considerada de alta sismicidad (Urban & Lermo 2012).

La sismicidad está asociada principalmente a la tectónica de la región, se distribuye a lo largo del campo en relacionada a los sistemas de fallas antes que a las actividades de explotación. El 36% por ciento de la sismicidad está localizada dentro del CVLTV (Urban & Lermo 2012).

La mayoría de la sismicidad está confinada principalmente entre los 3 a 6 [km] de profundidad, aunque se han registrado sismos locales a una profundidad de hasta 11 [km], la magnitud de los eventos varía entre 1 y 3 (Wong & Munguía 2006)

La sismicidad ha sido agrupada en tres grupos principales (Fig. 2.9): La primera y más al noreste, es la caldera de El Aguajito, y está relacionada con la falla de El Cimarrón (Urban & Lermo 2012). La segunda debajo del CVLTV, asociada (al sureste) con la falla la virgen. La tercera se encuentra en la parte sur de la falla la virgen. Los sismos más someros se encontraron bajo El Aguajito y bajo CVLTV, los más profundos se ubican en el cañón El Azufre.

Wong & Munguía 2012 y Antayhua 2015 determinaron los mecanismos focales de un gran número de eventos encontrando fallas oblicuas cuyo mecanismo focal habla de la combinación de movimientos laterales y de echado, lo que evidencia la gran complejidad de la zona (Fig. 2.8.)

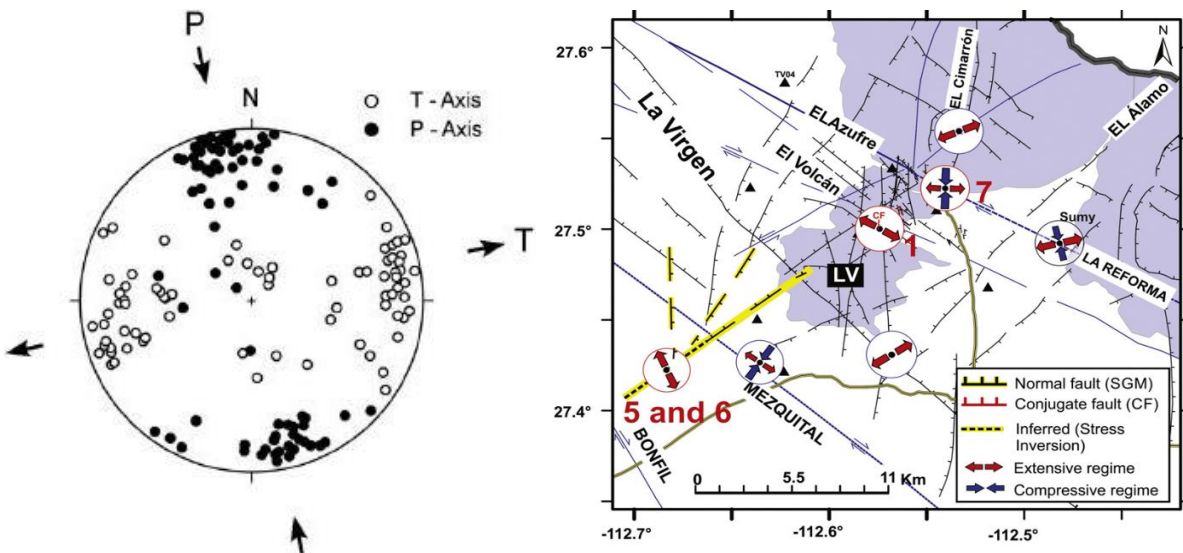


Fig. 2. 8. Estrés regional. Izquierda Wong & Mungia. Derecha) Antayhua et al., 2015.

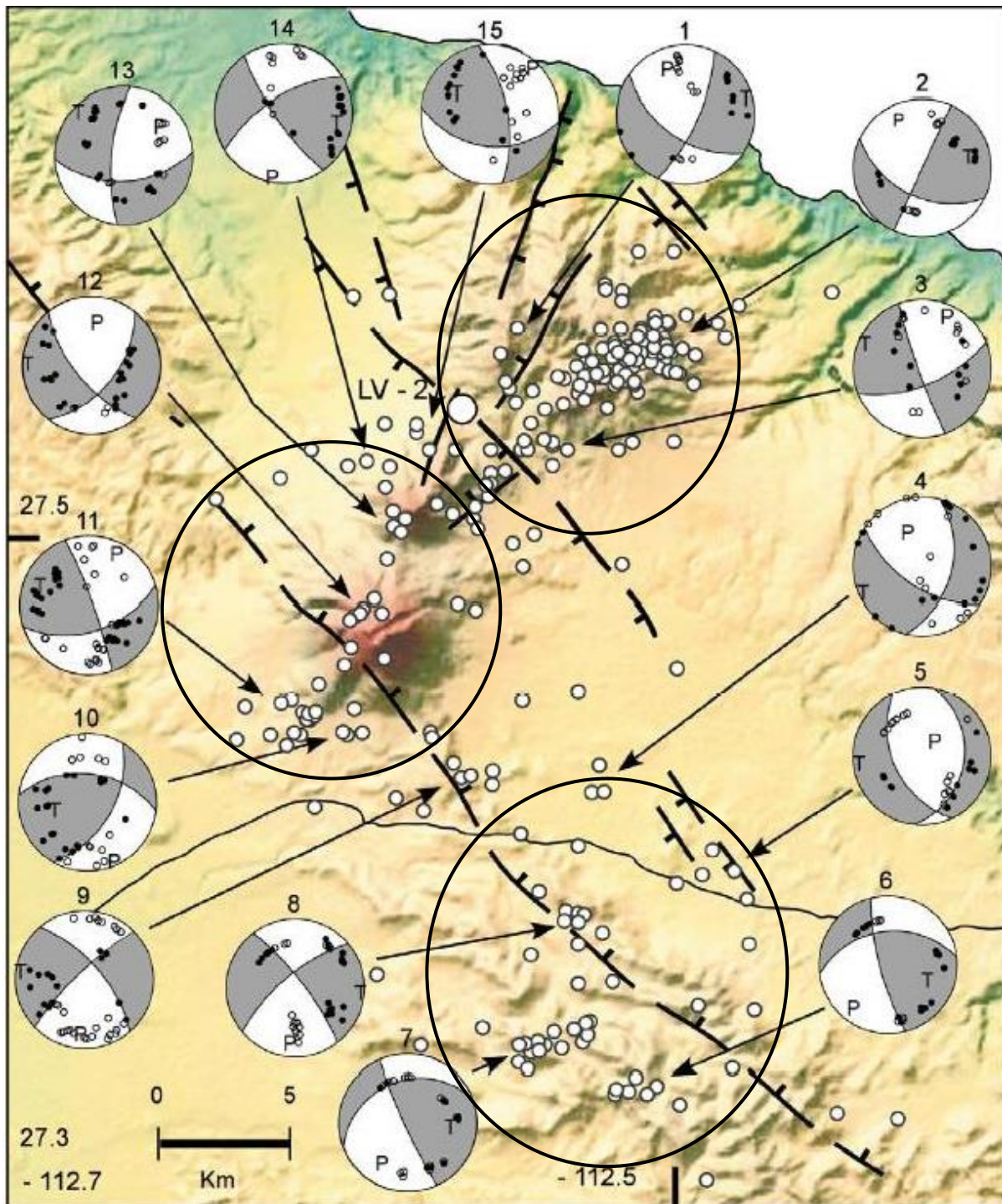


Fig. 2. 9 Mecanismos focales y grupos de sismicidad. Wong.

2.4 Red sísmica y datos.

Para el presente estudio se utilizaron los datos correspondientes al año 2012. En ese momento la red contaba con 10 sismómetros Guralp de banda ancha con sus respectivos registradores, grabando en las tres componentes N-E-Z a una frecuencia de muestreo de 100[Hz]. Tienen respuesta plana en fase en el rango de frecuencias de 0.33-50[Hz], los datos de guardan en formato binario (GCF).

La distribución de las estaciones en el campo se puede observar en la fig. (insertar número).

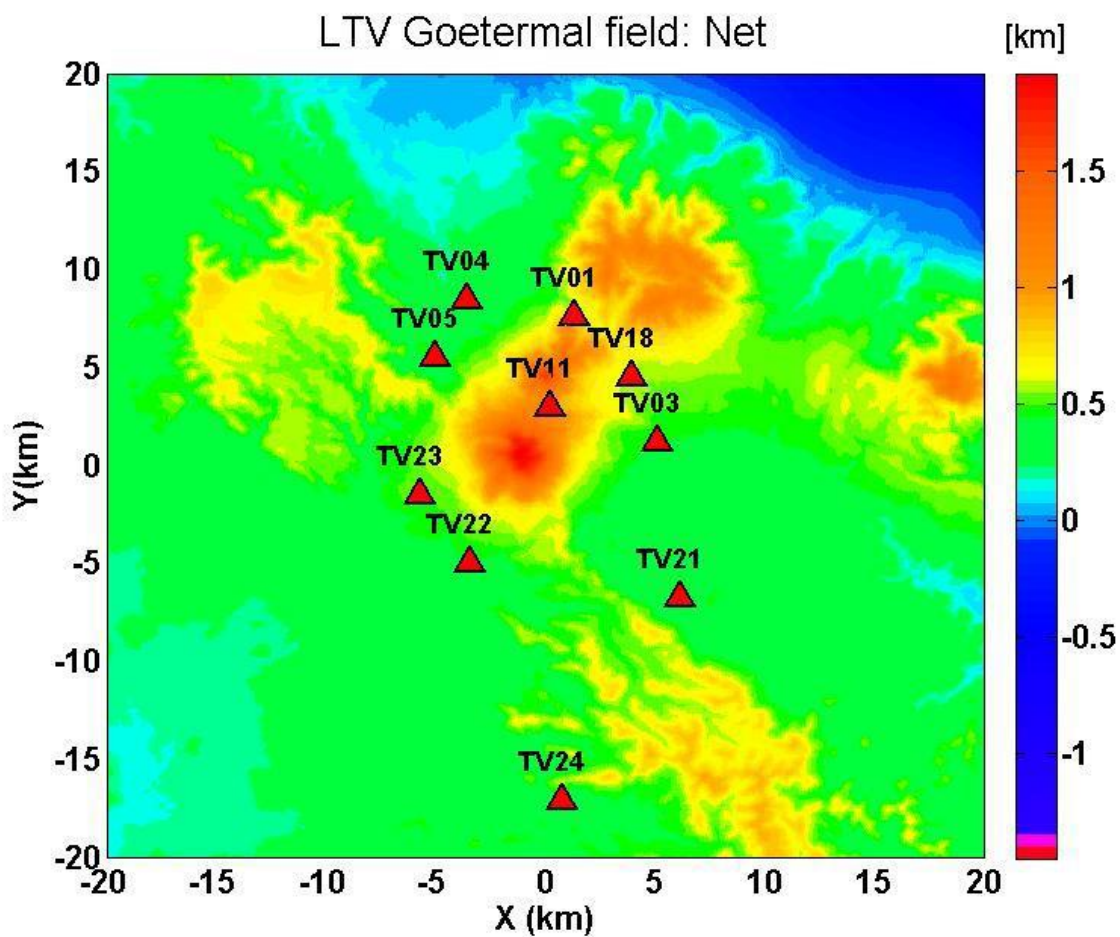


Fig. 2. 10. Red sísmica, LTV durante parte del 2012.

Lamentablemente, los registros no fueron continuos en todas las estaciones. Hubo periodos en los cuales tres estaciones estuvieron en funcionamiento por un tempo inferior a 150 días de los 366 disponibles por este trabajo. Con los registros disponibles se construyó una base de datos ordenada y secuencial (figura 3.1) que permitió posteriormente automatizar todo el proceso.

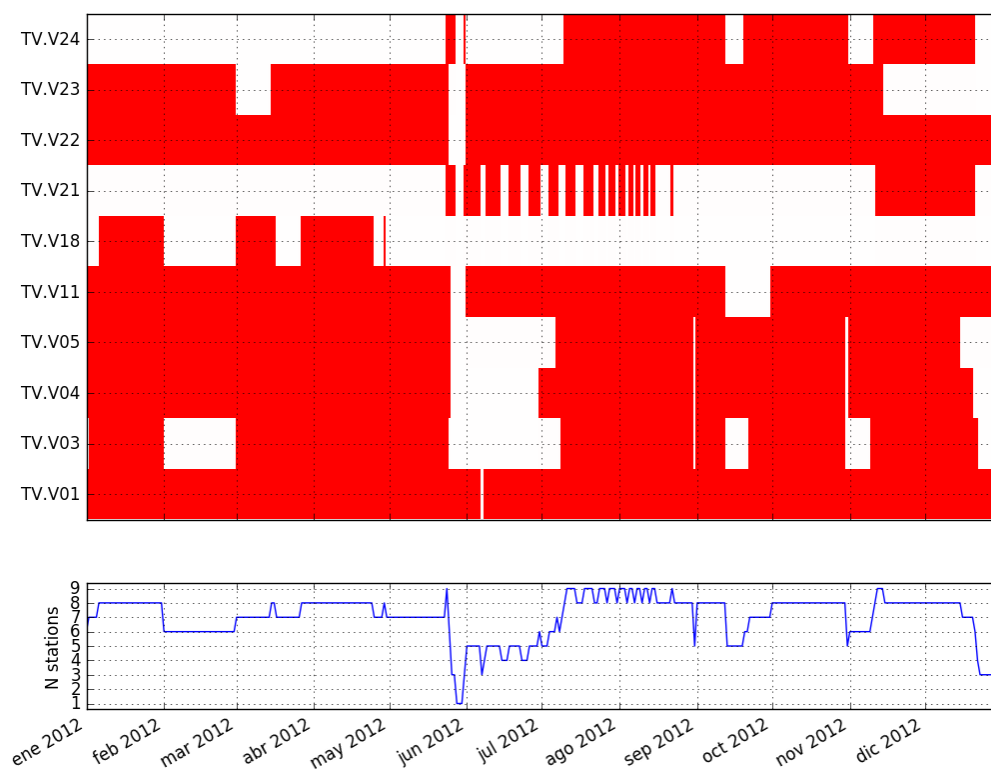


Fig. 2. 11 Disponibilidad de datos.

Para acomodar la información se desarrollaron scripts en lenguaje Shell que permitieron ordenar toda la información en una base de datos lógica y secuencial. La estructura escogida es una de las sugeridas por MSnoise (Lecocq et al., 2014), el software utilizado para realizar las correlaciones.

Durante este proceso se cambió el nombre de los archivos al conveniente para MSnoise, se eliminaron archivos dañados, se separaron las componentes N-S-Z, se convirtieron a formato SAC y se colocaron en su carpeta correspondiente respetando la estructura elegida.

3.- Reconstrucción y análisis de la Función Empírica de Green.

Contamos con datos provenientes de 10 estaciones que nos da un total de 45 trayectorias posibles tomando en cuenta la relación $n(n-1)/2$ en las cuales tenemos datos.

3.1 Corrección de relojes.

El primer control de calidad realizado a los datos fue el de identificar si existían problemas de sincronización de relojes en las estaciones mediante la observación de telesismos. De esta manera se encontraron problemas en algunas estaciones por lo que se procedió a un análisis más detallado de los registros para corregirlos.

Para estudiar estos errores recurrimos al apilado de las funciones de referencia por día para construir interferogramas (Fig. 3.2).

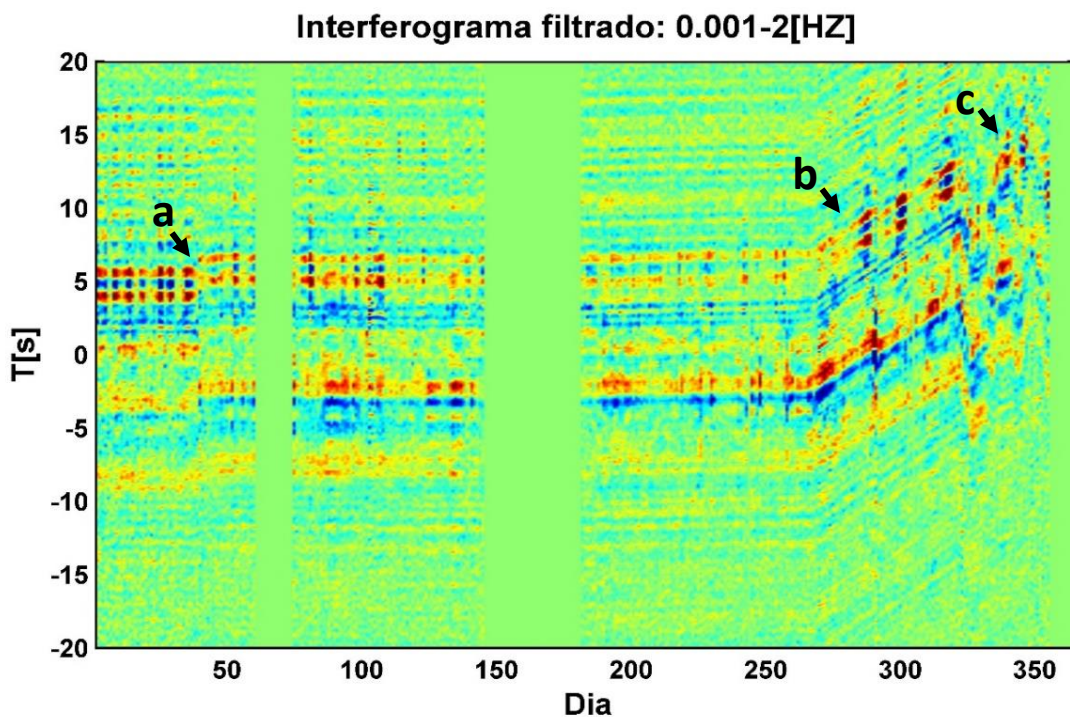


Fig. 3. 1Interferograma entre estaciones TV01 y TV23. Se pueden ver tres problemas de reloj: Un desfase estático(a), una deriva de reloj (b) y variaciones aleatorias (c).

Para corregir los desfases de tiempo se aplicó un procedimiento que puede ser descrito en 4 etapas:

- 1) Seleccionar una ventana del interferograma donde se observe con claridad la naturaleza de los errores. Se recomienda filtrar las altas frecuencias y escoger ventanas con la máxima amplitud de la señal (Fig. 3.2a).
- 2) Medicion de los desfases respecto al primer día, lo cual se hizo calculando los máximos de la correlacion de las correlaciones (Fig. 3.2b)
- 3) Identificar la tendencia en los puntos y ajustarlos a uan curva de error.
- 4) Una vez obtenida las curvas de error se corrigieron las correlaciones directamente sobre el interferograma, desplazando las trazas en cada día su correspondiente valor. (Fig. 3.3)

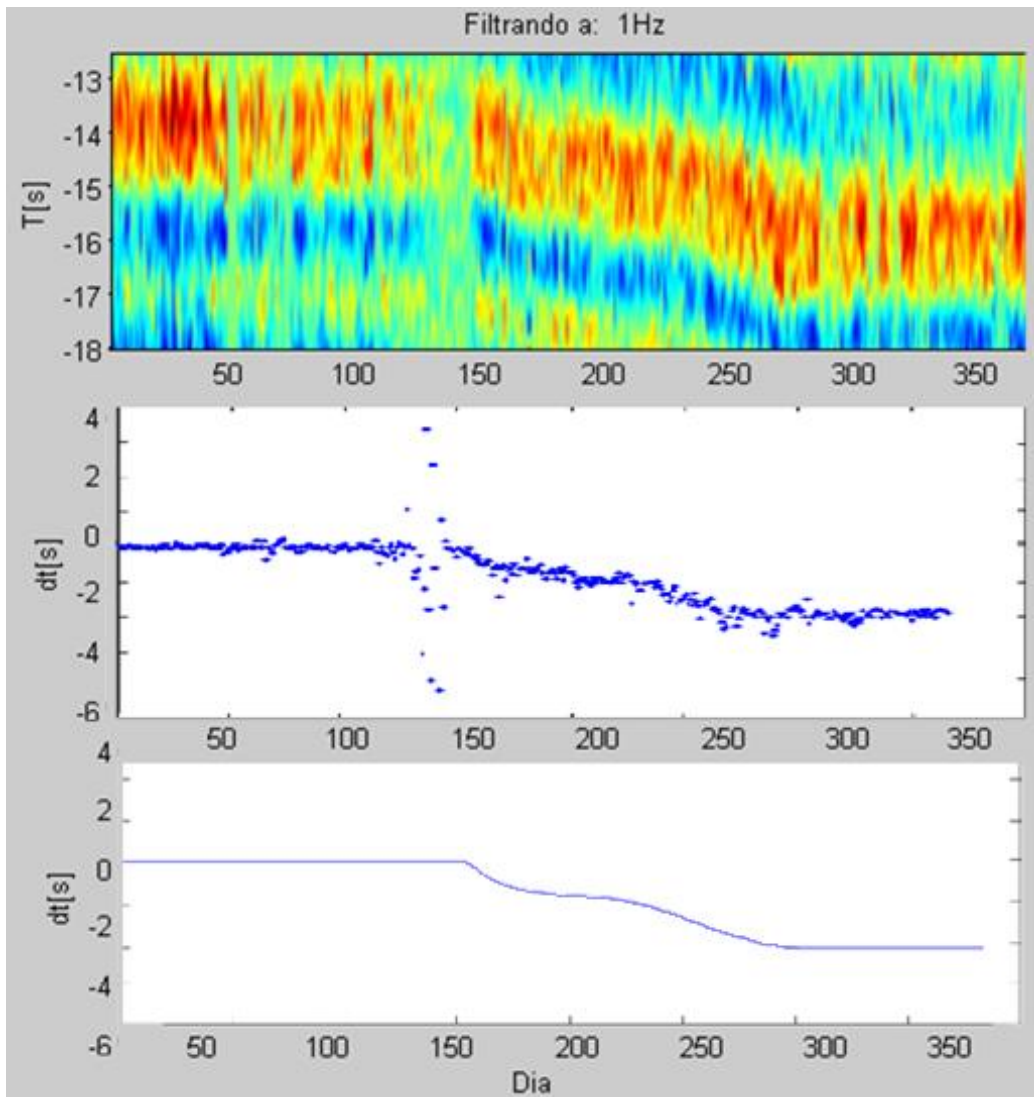


Fig. 3. 2. Corrección de reloj. a) Ventana de interferograma. Se selecciona la parte lejana porque es una correlación realizada con la estación SRIG del sismológico a 50 [km] del campo. b) Medición de los desfases por día. c) Ajuste final de los desfases a una curva de error.

Para obtener la curva de error por estación se tiene que usar como referencia una donde podamos asegurar, que no hay problemas de reloj (Hannemann et al., 2013). Para identificarla se pueden calcular los correlogramas de todas las estaciones, y buscar uno donde no se observen tendencias asociadas a problemas instrumentales. En este trabajo se utilizó la estación de Santa Rosalía (SRIG), del Servicio Sismológico Nacional (SSN), a 50 [km] del campo como estación de referencia.

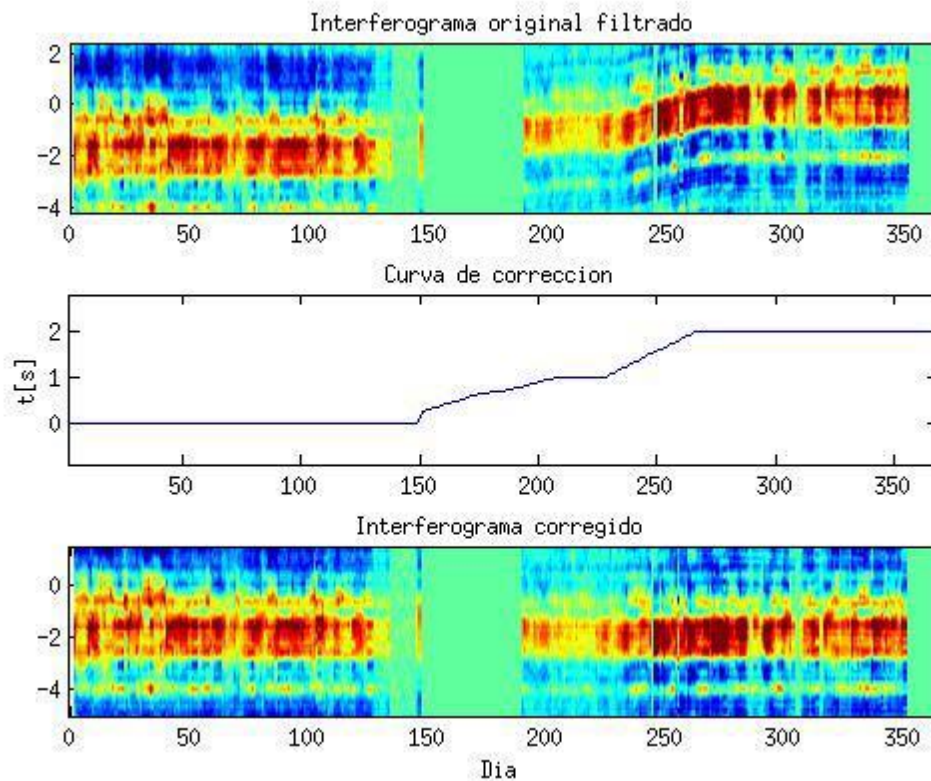


Fig. 3.3 Ejemplo de corrección de reloj. Arriba, interferograma original. En medio, curva de error. Abajo, interferograma corregido.

Con éste método se determino que 6 de las 10 estaciones disponibles tenían un problema en la sincronización de sus relojes, dichos problemas fueron corregidos de manera exitosa.

3.2 Apilado.

Una vez corregidos los correlogramas, se puede proceder al apilamiento de los interferogramas diarios para obtener la FGE final.

La corrección de reloj permitió sumar correlaciones centradas en cero de forma que la parte coherente es resaltada. En la Fig. 3.4 se reporta un ejemplo de la FGE reconstruida antes y después de la corrección de los relojes observando que, si no se realiza la corrección, la señal no se reconstruye correctamente.

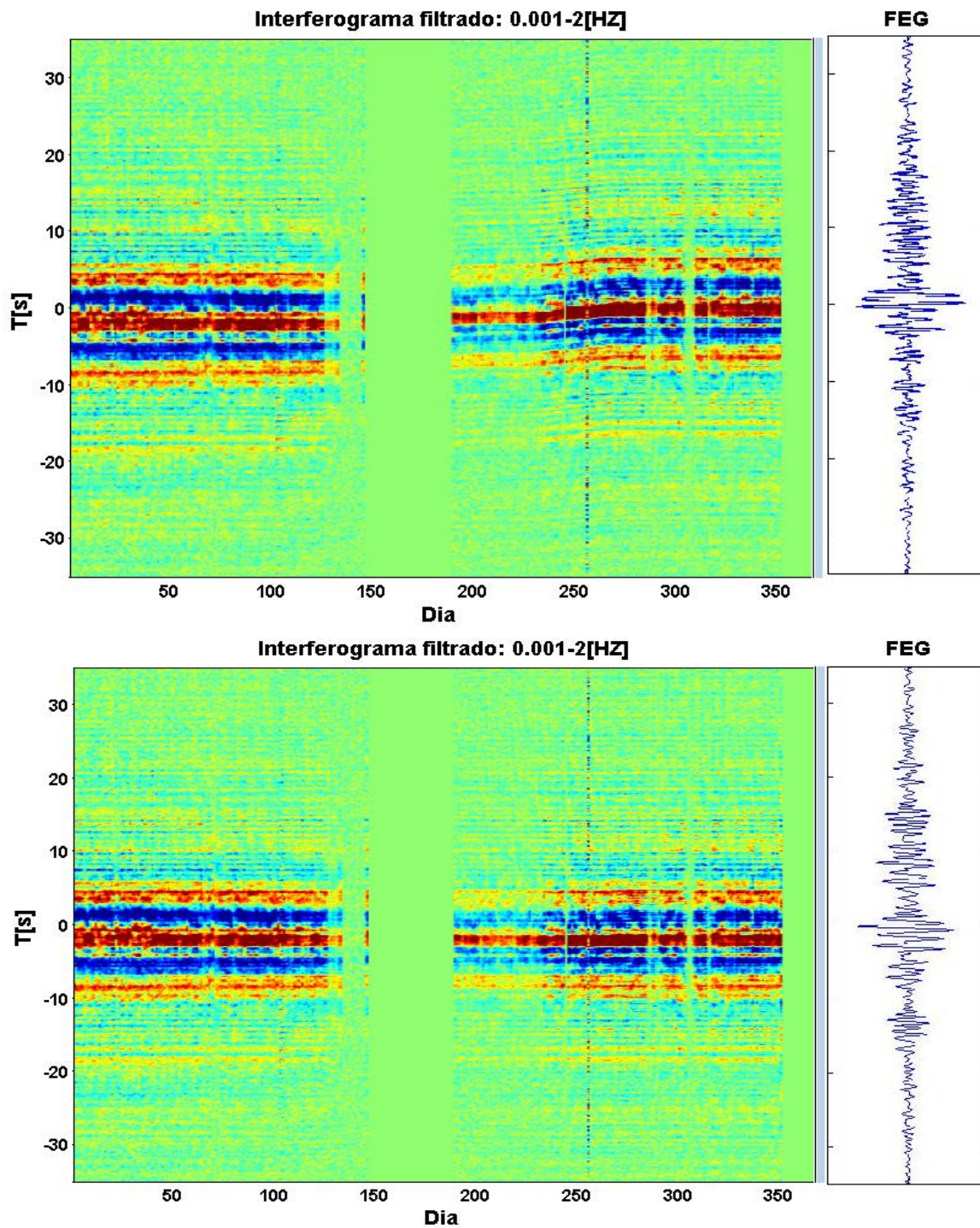


Fig. 3. 5. Apilado del interferograma. Se filtraron las altas frecuencias para observar mejor la tendencia del error. La FEG resultante fue filtrada a 1 [Hz] para observar la emergencia de los pulsos. Arriba: Apilado sin corregir. Los pulsos que deberían emerger se interfieren por lo que no son claramente distinguibles. Abajo: Apilado después de corregir. Vemos la emergencia de cuatro pulsos que no eran del todo observables en la imagen superior. Dos en la parte causal, y dos en la anticausal.

Las correlaciones se realizaron en la componente Z de los registros en ventanas sucesivas de 10[*min*] sin traslape. Los registros fueron binarizados, blanqueados y decimados a una frecuencia de 25[*Hz*]. El apilado de los correlogramas corregidos nos lleva a la construcción de 45 funciones de referencia, una por cada posible trayectoria entre las distintas estaciones. En la Fig. 3.5 se puede observar la totalidad de las correlaciones en un diagrama de tiempo contra distancia, donde se evidencia la velocidad de propagación de las fases sísmicas.

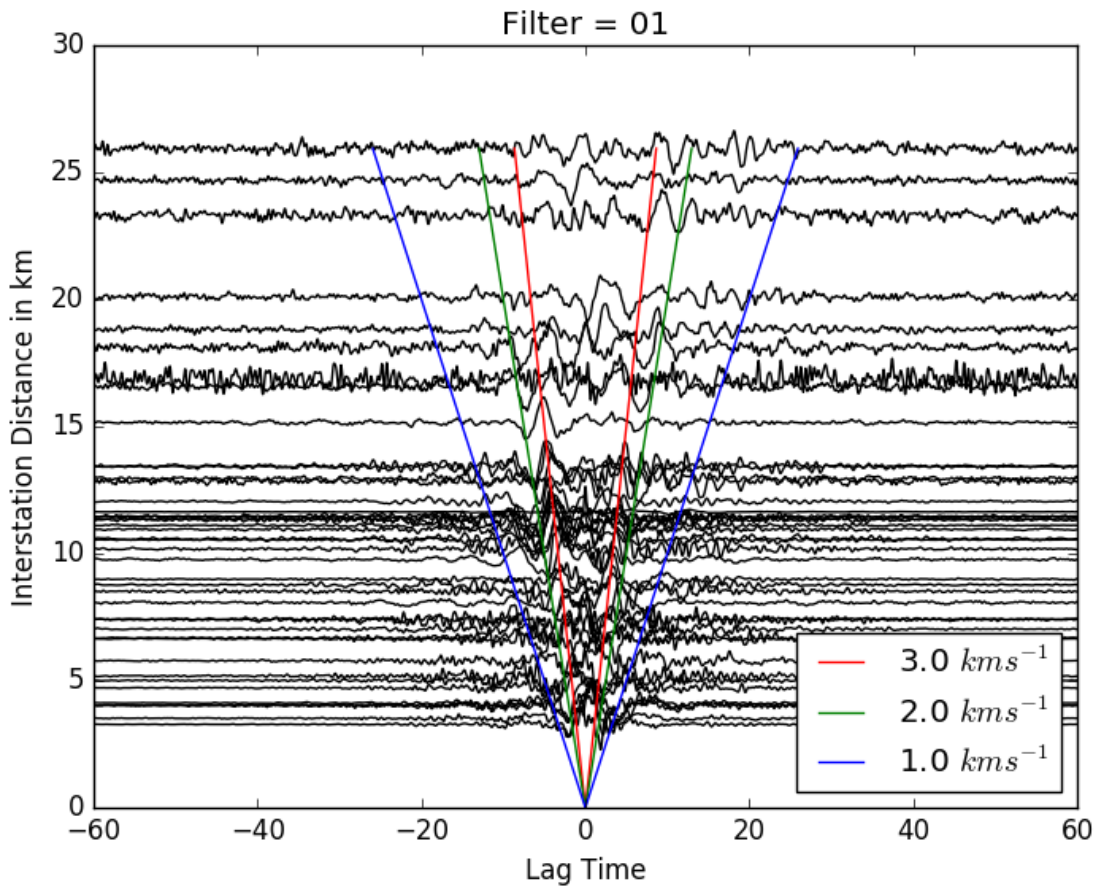


Fig. 3. 1. Correlaciones contra distancia. Se puede comprobar la dispersividad en la tendencia de los pulsos.

3.3 Análisis de la dispersividad.

El análisis de la dispersión de las FGE se hizo mediante el método FTAN, descrito en el capítulo 1.4. En éste trabajo el picado de las curvas de dispersion se efectuó por las velocidades de grupo de las ondas de Rayleigh en un procedimiento que contempló una doble verificación: un picado en el dominio del tiempo, y su representación en el dominio de las frecuencias, asegurando una elevada calidad de las curvas obtenidas.

Picar las curvas de dispersión en frecuencias permite automatizar su detección, siendo un método muy eficiente para tomografías regionales donde se tiene una gran cantidad de datos. La desventaja es que en la detección automática se pueden seleccionar valores que no están presentes en la realidad (). A bajos periodos, por ejemplo, el primer sobretono puede llegar con mas energía que el modo fundamental, lo que hará que los primeros puntos picados tengas velocidades muy altas. Cuando se tienen pocas estaciones, un picado en tiempo puede ayudar a seleccionar velocidades que realmente estas representadas en la FGE (Granados et al., en preparación).

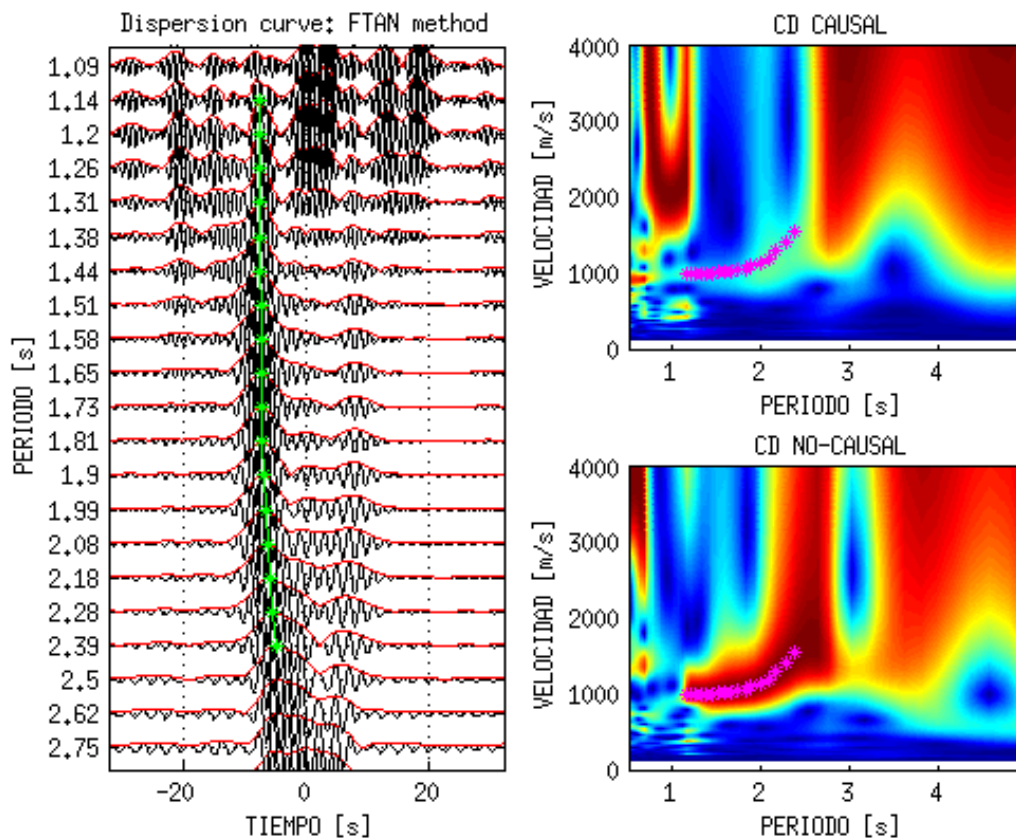


Fig. 3. 2. Picado de curvas de dispersión en tiempo y su verificación en frecuencias.

De las 45 correlaciones obtenidas se descartaron 5 como trazas de mala calidad. De las 40 restante se marcaron 5 como curvas con poca confiabilidad, aunque decidimos utilizarlas debido a la escases de datos.

El mínimo periodo observado fue de 0.5[s], aunque sólo 3 curvas se acercaron a este valor, otras 4 curvas rebasaron los 3.6[s]. La tomografía de efecto entre los periodos 0.7-2.8[s] que es el rango donde obtuvimos una cobertura de datos lo suficientemente densa para reconstruir la estructura de manera confiable.

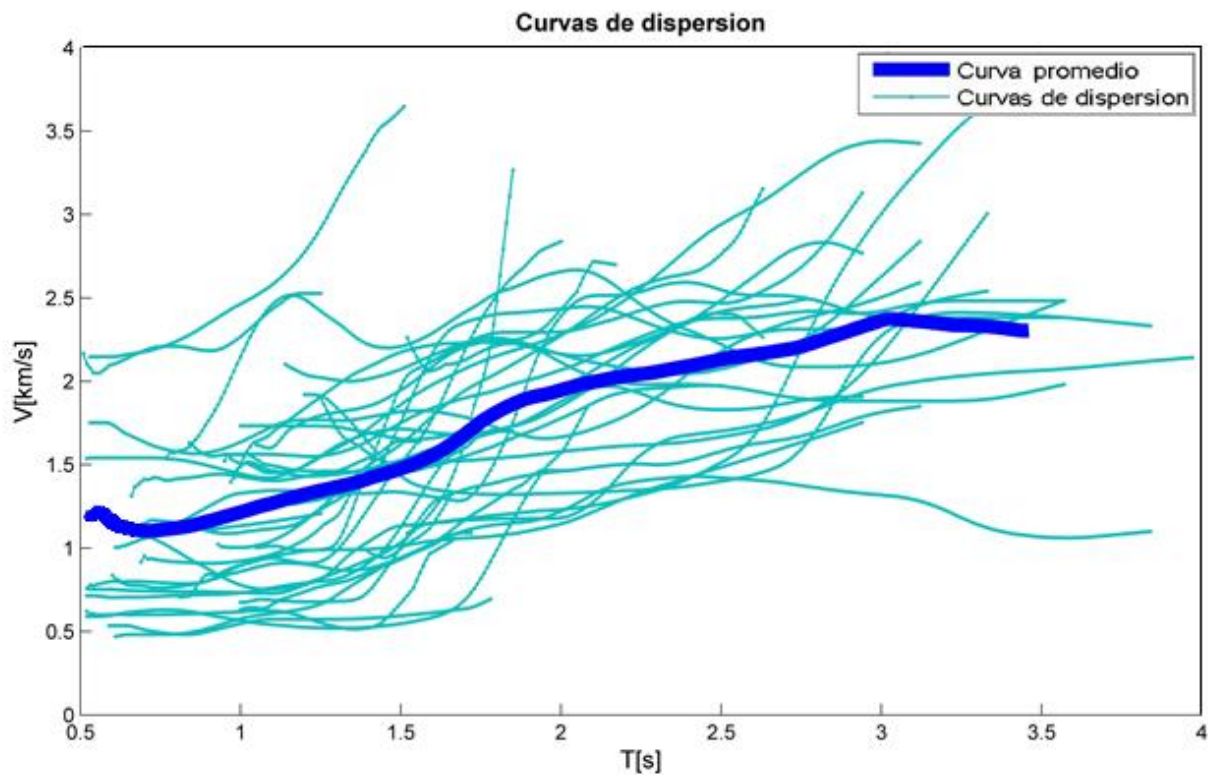


Fig. 3. 3 Curvas de dispersión.

4.- Inversión tomográfica.

La inversión tomográfica se efectuó aplicando las siguientes etapas.

- 1) Escoger el mallado adecuado a través de pruebas de resolución (checkerboard test).
- 2) Buscar empíricamente valores de amortiguamiento y suavizado que permitan estabilizar la inversión. Estudiar la varianza en la inversión de estos parámetros a fin de determinar los parámetros óptimos.

3) Inversión 2D por cada periodo seleccionado con los parámetros optimizados en las etapas 1 y 2.

4) Invertir los mapas tomografías 2D en profundidad.

4.1 Selección del mallado y checkerboard test.

El primer paso a seguir es el de discretizar el medio en una malla 2D regular. A cada región del mallado se le asignará al final un valor de velocidad, por lo que el tamaño de la celda influirá en la resolución de la inversión.

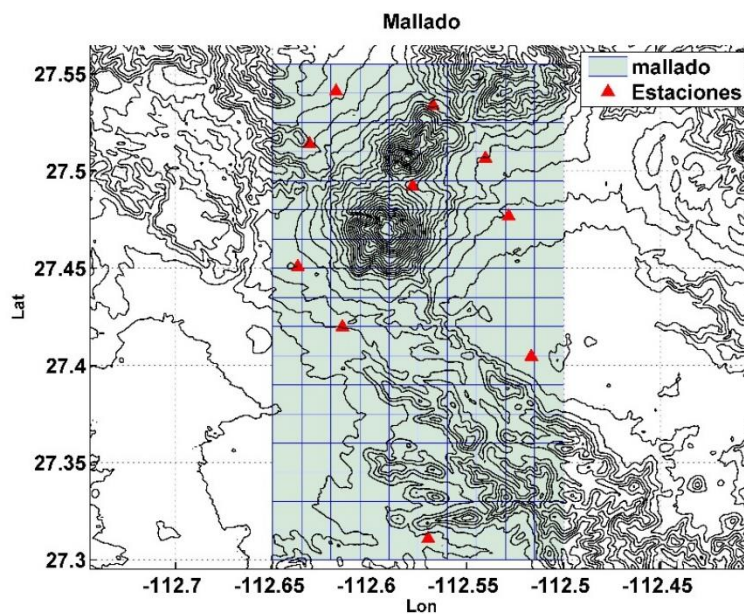


Fig.4. 1. Discretización del medio: Mallado.

Debido a la poca cantidad de estaciones en este estudio se realizaron diferentes pruebas con el fin de seleccionar un mallado que permita recuperar un modelo lo más detallado posible sin perder estabilidad en la inversión. Un mallado muy pequeño producirá un problema subdeterminado que la inversión no podrá resolver de manera adecuada, pues cada celda será cruzada por muy pocos datos. En cambio, un mallado demasiado grande producirá un modelo muy confiable, pero perdiendo capacidad de resolución en las estructuras.

Para seleccionar el mallado óptimo se recurrió a pruebas con datos sintéticos. Las pruebas con datos sintéticos permiten observar el comportamiento de los datos ante la

inversión. Se utilizó la prueba conocida por su nombre en inglés: checkerboard test (prueba del tablero de ajedrez). Se compararon las inversiones hechas con diferentes mallados seleccionando aquel que recuperará buena parte del modelo con el mínimo tamaño de celda.

El checkerboard test consiste en proponer un modelo de anomalías positivas y negativas intercaladas (Zaho et al., 1992). Se calculan los tiempos de trayecto entre pares de estaciones con la configuración de datos reales para intentar recuperar el modelo original a través de la inversión de dichos datos.

En la Fig.4.3 se pueden observar diferentes modelos con diferente tamaño de celdas, y el porcentaje recuperado de dicho modelo. Se propusieron anomalías de $\pm 5\%$ con respecto al valor promedio de la velocidad en cada periodo.

A partir de estas pruebas de resolución se determinó que un mallado de 3 [km] (figuras centrales) por lado de celda es el más adecuado para esta inversión.

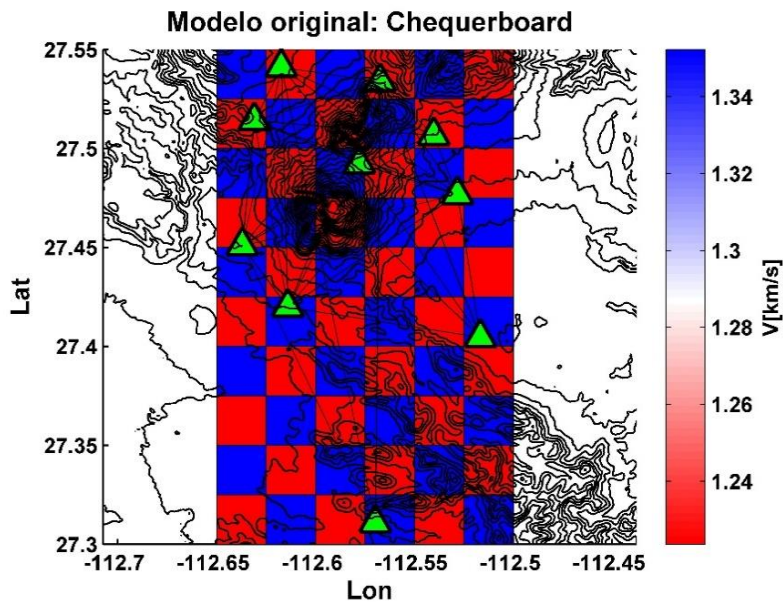


Fig.4. 2. Se propone un modelo de tablero de ajedrez, modelo directo. Para después invertir, modelo inverso. Se proponen anomalías de $\pm 5\%$ respecto al valor promedio.

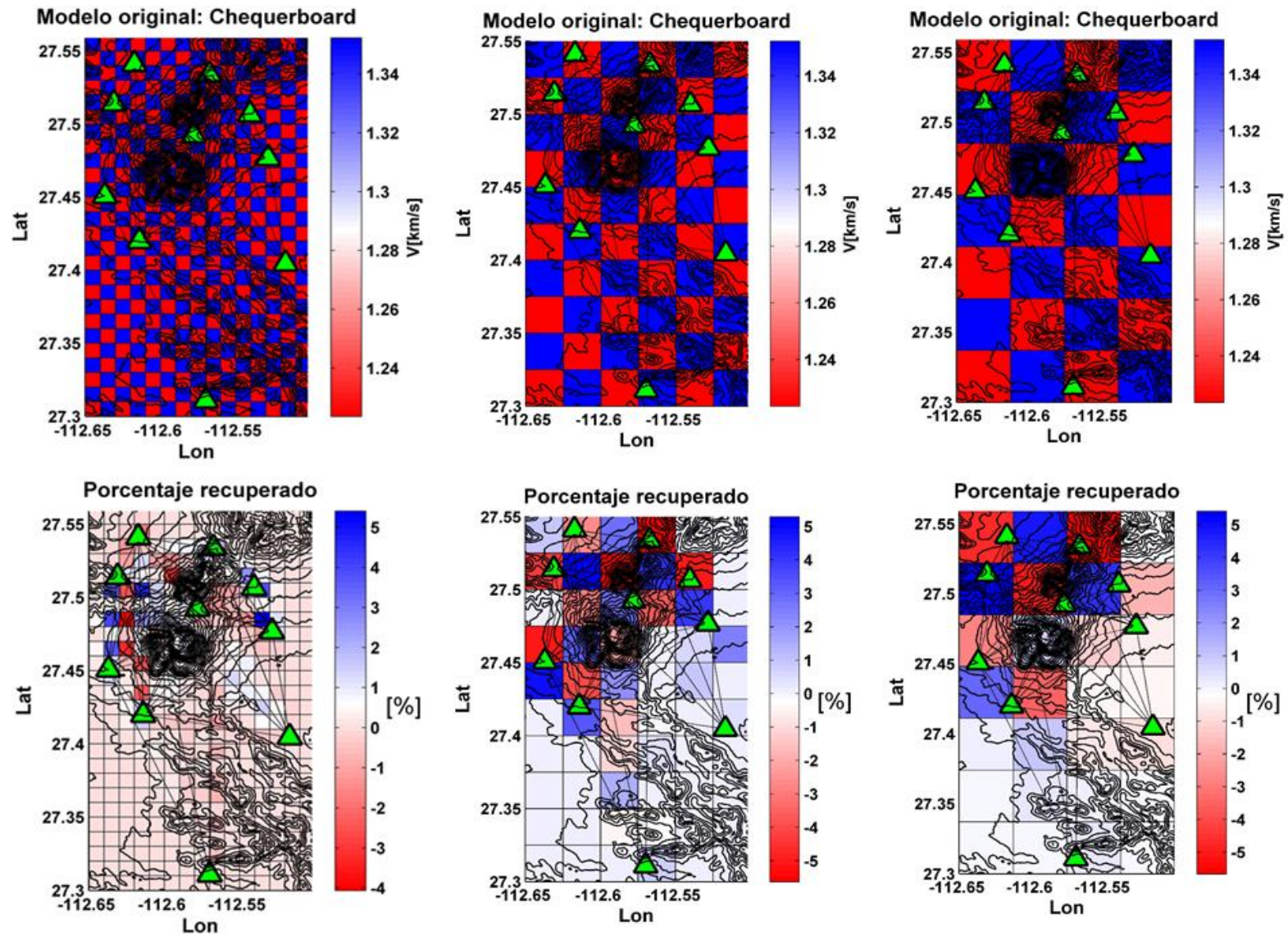


Fig.4. 3. Se invierten mallados con diferentes tamaños de celda para verificar cual brinda mejor resolución sin perder información, Arriba, modelos directos. Abajo, modelos invertidos. Izquierda, un mallado muy pequeño no puede resolver de manera correcta. En medio, un mallado óptimo. Derecha, un mallado muy grande recupera muy muy bien el modelo, pero con una muy mala resolución.

4.2 Optimización de parámetros (curvas L)

Una vez seleccionada la malla óptima, el siguiente paso es optimizar los parámetros para mejorar el modelo final. Esto se puede conseguir verificando la varianza de los datos durante la inversión (Menke 1989). Para seleccionar los parámetros óptimos se buscan aquellos que muestre la mejor relación entre la varianza del modelo, con el mejor ajuste (misfit) de los datos; Para verificar que valores cumplen esta condición se hace una búsqueda exhaustiva.

Empíricamente se seleccionan dos valores de amortiguamiento y suavizado que hagan una buena resolución del modelo; Una vez seleccionados se varían dentro de su vecindad: Se deja fijo un parámetro, y se varía el otro realizando inversiones sucesivas y guardando la varianza y el misfit que presenta el resultado respecto al modelo inicial. Una vez encontrado el parámetro óptimo se repite el proceso en el otro parámetro.

Es necesario mencionar que en este trabajo los parámetros se variaron sólo dentro de intervalos pequeños, de otra forma las curvas L tenían comportamientos muy erráticos dando saltos muy abruptos.

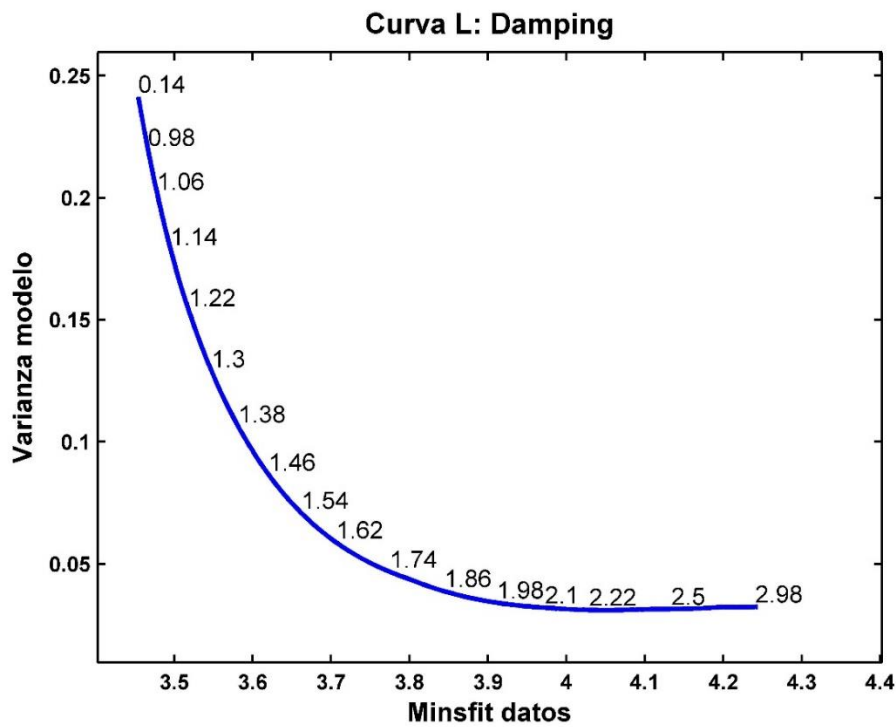
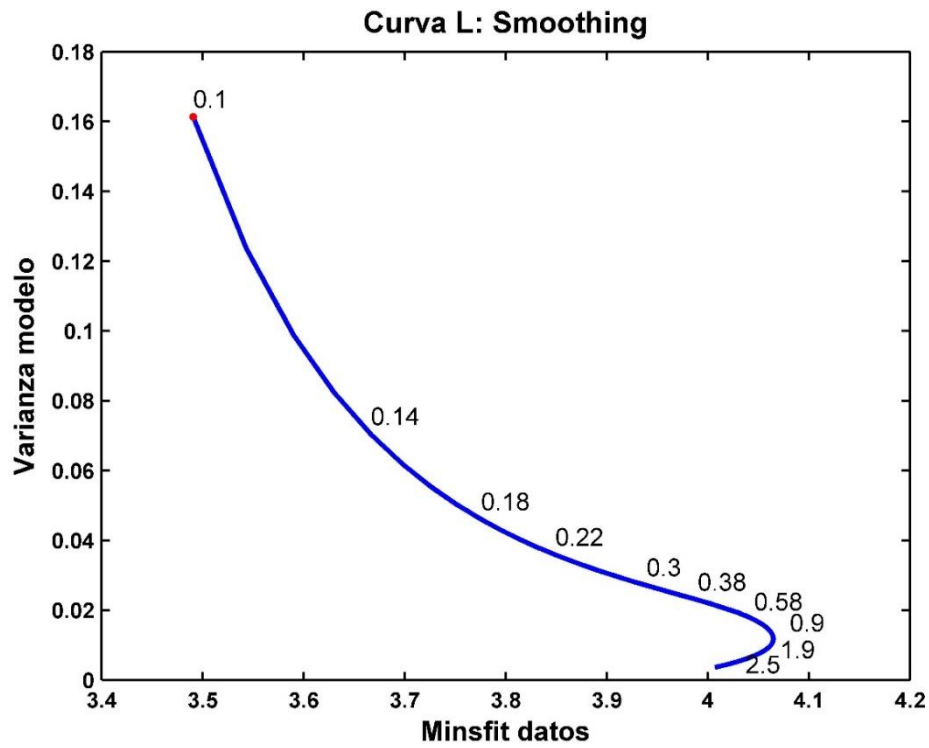


Fig.4. 4 Curvas L de inversión. Se seleccionaron los valores Smoothing y damping de 0.14 y 1.48 respectivamente.

En las curvas L calculadas, se puede notar que obtuvimos valores de misfit considerablemente altos. Al observar con detenimiento la varianza de los datos respecto al modelo invertido, podemos corroborar que esto es provocado principalmente por las estaciones más alejadas de la red. Debido a su distancia y a la poca cantidad de trayectorias las estaciones 24 y 21 no pueden resolver de manera adecuada el modelo y se consideran zonas de poca confiabilidad. Existen muy pocas trayectorias atravesando esas regiones, por lo que la inversión no se estabiliza correctamente. Es el ajuste en estas estaciones el que provoca varianzas tan altas, aunque en el resto de los puntos podemos observar valores más aceptables.

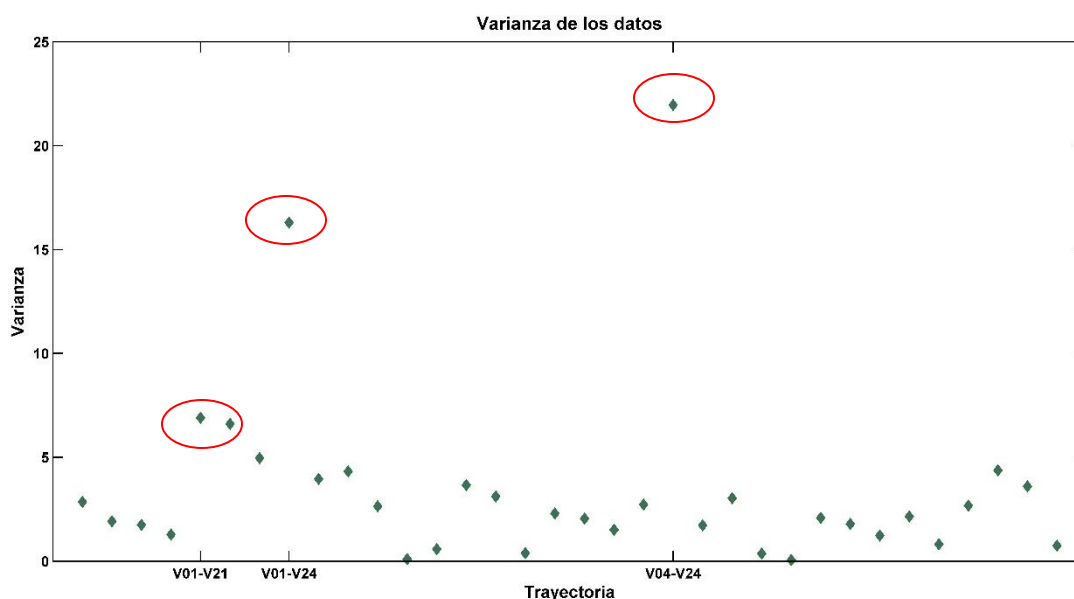


Fig.4. 5. Varianza de los datos. Las estaciones V21 y V24 no ajustan bien al modelo provocando enormes varianzas en los datos. Esto provoca los altos valores en el misfit observados en las curvas L.

Decidimos conservar estas trayectorias debida a los escasos de datos, aunque esta región de la inversión se considera poco confiable y no debe ser interpretadas.

El procedimiento de optimización de parámetros se realiza para cada periodo seleccionado para la inversión. Los ejemplos mostrados corresponden al mapa de dispersión a 1.0[s] y se seleccionaron los valores suaviamiento (smoothing)=1.46 y amortiguamiento (damping)=0.14.

Realizando la optimización de parámetros a cada periodo de estudio obtuvimos mapas de dispersión a periodos de 0.7, 1.5, 2,2.5 y 2.8 [s]. Se puede observar que en general todos los mapas presentan bajos valores en correspondencia del volcán La Virgen y el Cañón, con una gradual aumentación de las velocidades en los periodos más largos en parte sur-este de los volcanes y por debajo del campo geotérmico.

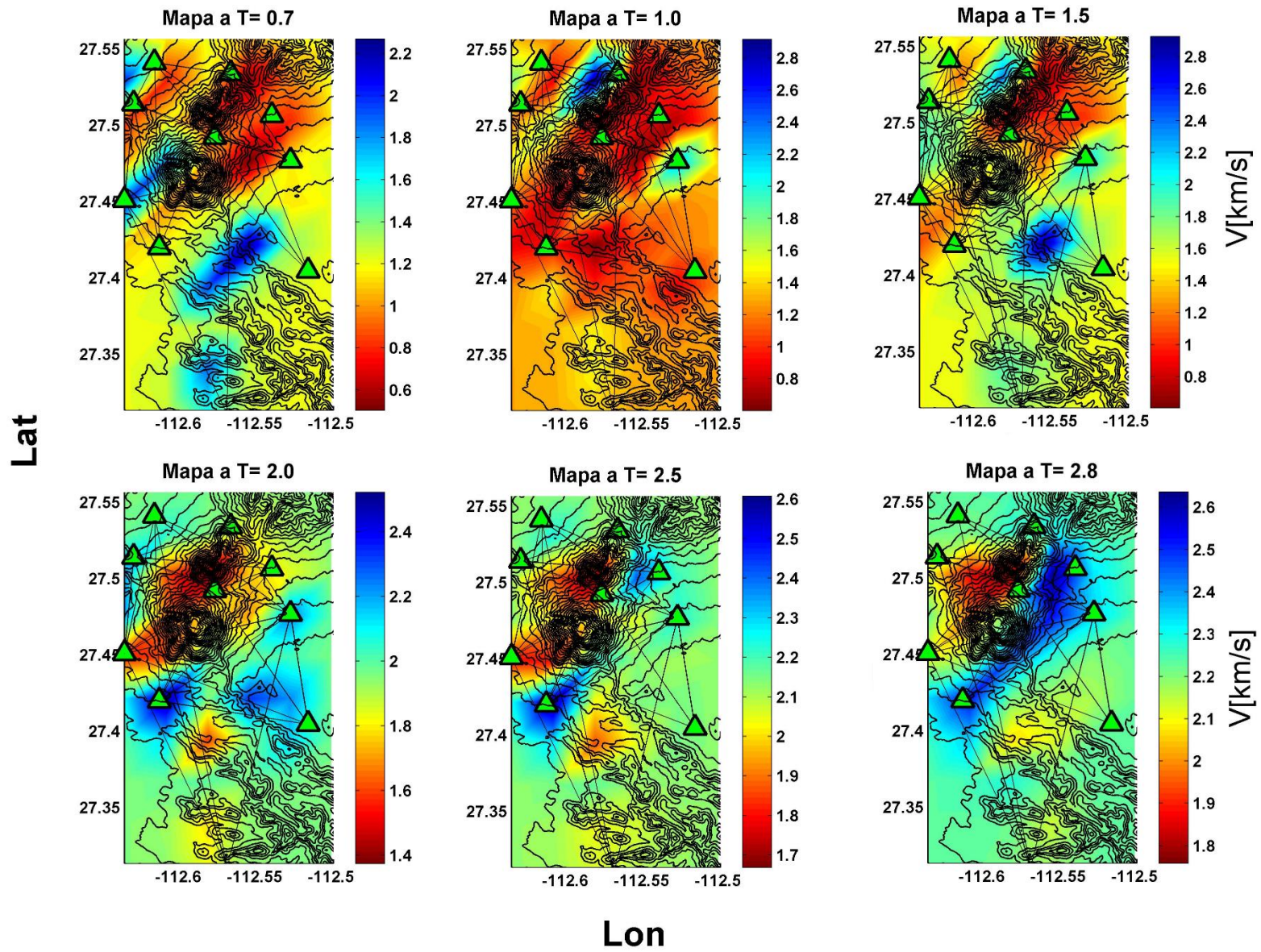


Fig.4. 6. Mapas de dispersión a diferentes periodos.

4.3 Inversión en profundidad.

Una vez obtenidos mapas 2D de dispersión es necesario representarlos en profundidad por medio de inversiones unidimensionales en cada celda del mallado.

Una forma reciente para estimar las profundidades en un modelo 1D es una modificación a la fórmula de Dix (1955) que permite hacer una búsqueda por periodo en una determinada región de las mallas resultantes (Haney & Tsai 2017).

Al observar el kernel de sensibilidad podemos corroborar que los datos obtenidos no pasan los 2-2.5 [km. Por lo tanto, la interpretación del modelo se limitará a esta profundidad.

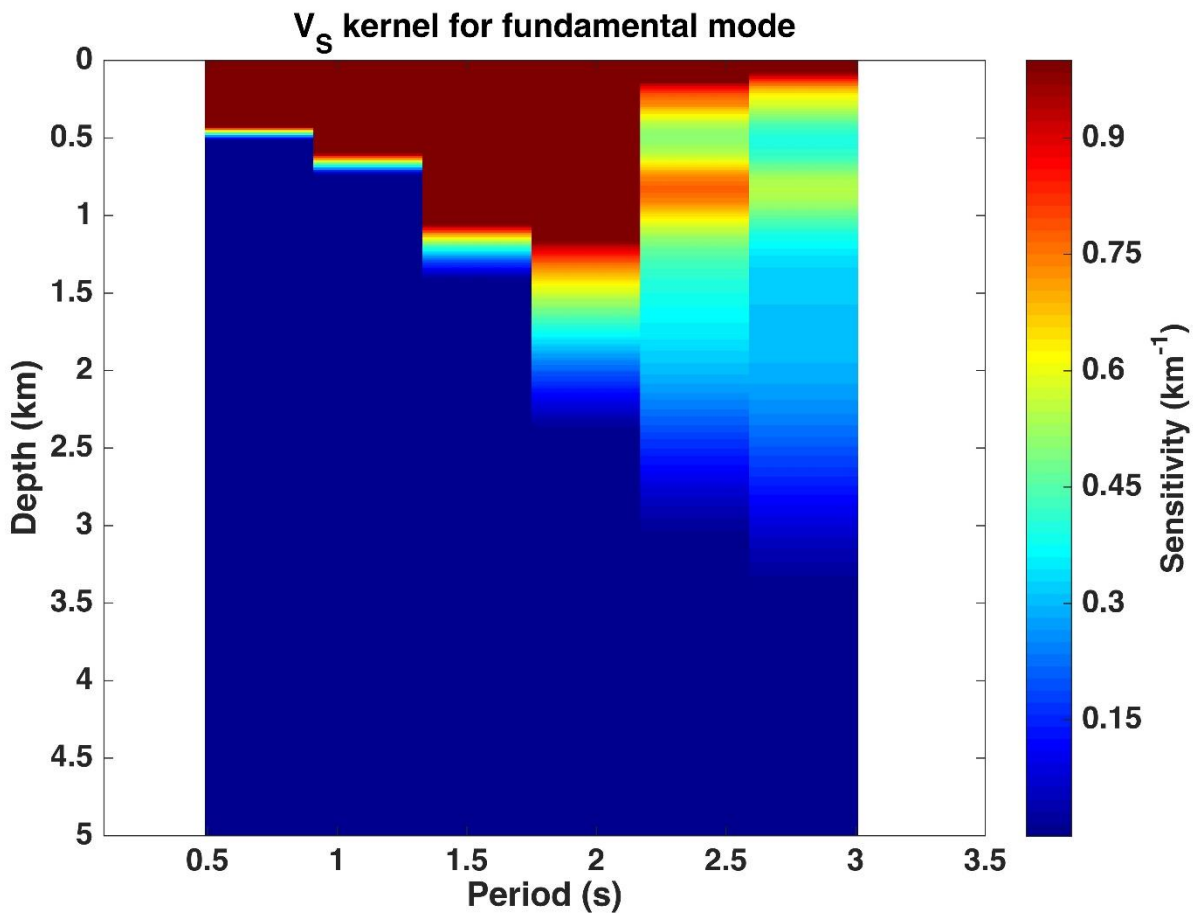


Fig.4. 7. Kernel de sensibilidad.

En Figura 4.8a se puede observar un modelo unidimensional obtenido en una celda del mallado. En figura 4.8b el acuerdo entre la curva de dispersión observada y la calculada. La línea roja en figura 4.8.a y los puntos amarillos de figura 4.8.b son respectivamente el modelo inicial y los valores iniciales desde donde el método de inversión empezó la búsqueda de la solución final. De esta manera podemos colocar los mapas a su correcta profundidad

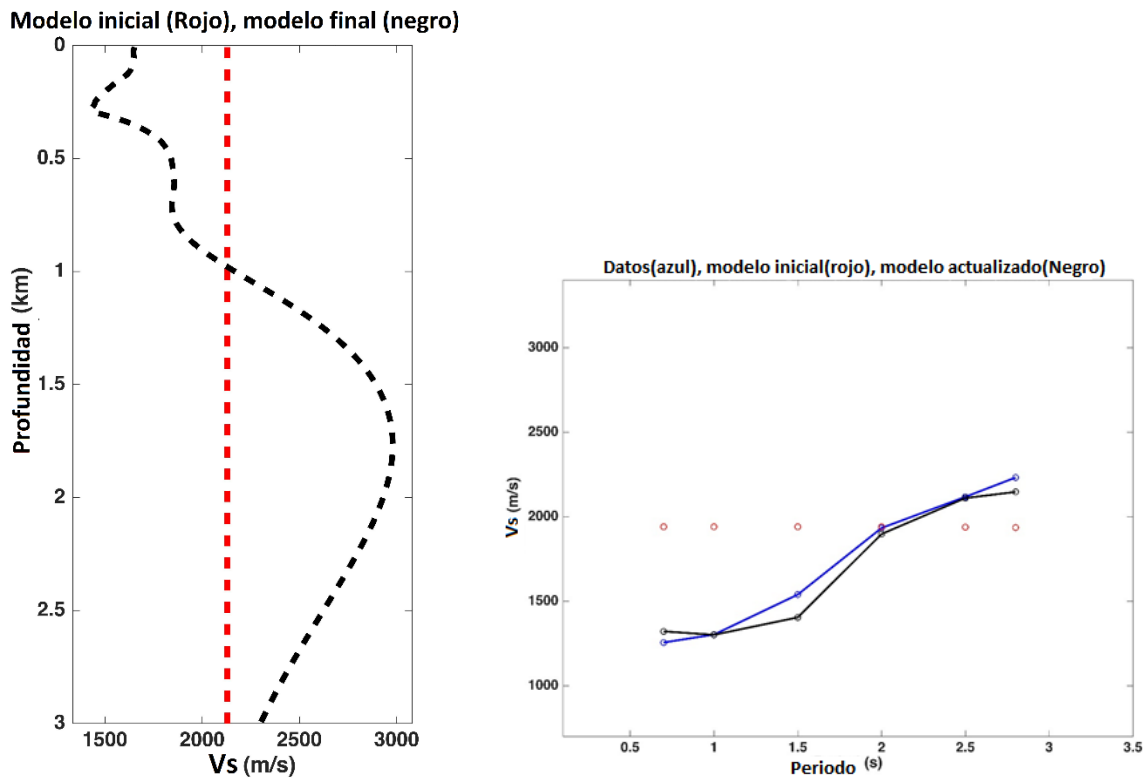


Fig.4. 8. Inversión en profundidad. A) Modelo unidimensional a capas propuesto y modelo obtenido después de la inversión. B) Comparación de curva de dispersión original, invertida y observada

5.- Resultados.

La correlación de ruido sísmico en el campo geotérmico LTV permitió, una vez hecha la corrección de reloj, reconstruir Funciones de Green con la calidad suficiente para picar dispersión de velocidad de grupo de ondas de Rayleigh. Dichas curvas fueron usadas para generar seis mapas de dispersión 2D en un rango de periodos de entre 0.7 [s] a 2.8 [s]. Se escogió un mallado regular de aproximadamente 3×3 [km²]. Utilizando todos los mapas fue posible reconstruir curvas de dispersión por cada celda de la malla lo que permitió llegar a modelos unidimensionales en profundidad con el método propuesto por Haney & Tsai (2017). Los modelos unidimensionales fueron unificados en un modelo pseudo-tridimensional que permitió una descripción de la estructura del campo.

Con el procedimiento descrito se generaron mapas de velocidad de onda de corte en profundidades de entre 0.25-2.5 [km] (Fig. 5.1) y dos perfiles AB y CD (Fig. 5.2). En los mapas las regiones sombreadas son las que tienen menor resolución.

Los mapas muestran la presencia de bajos valores de velocidad hasta una profundidad de aproximadamente 500[m], dominando en la región de los tres volcanes que conforman el campo LTV, teniendo una especial intensidad bajo el volcán el viejo y en la parte del campo geotérmico (Fig. 5.3 para ver características y estructuras).

En el mapa a 1[km] se puede observar un cambio en la tendencia de los valores, mostrando una gran anomalía de alta velocidad mayormente por debajo de los volcanes el viejo y el azufre, y en el flanco norte de La Virgen. A profundidades más elevadas vuelven a aparecer bajos valores de Vs en el flanco norte-oeste de los volcanes y por debajo de la región de explotación, la alineación de esta zona anómala es coincidente con la tendencia de los volcanes.

En el perfil AB se confirma la existencia de una capa de baja velocidad superficial que se extiende hasta unos 700-900 [m] de profundidad. También se observa una anomalía muy fuerte de altos valores de Vs situada bajo el volcán el Viejo y que se extiende hasta la zona del cañón El Azufre.

En el perfil CD se observa como la capa somera de baja velocidad se extiende en toda el área de estudio y como esta se sobrepone a un estrado de elevada velocidad con espesores aproximados de entre 0.5-1 [km]. Esta capa tiene forma de anticlinal con su parte más somera bajo del volcán La Virgen.

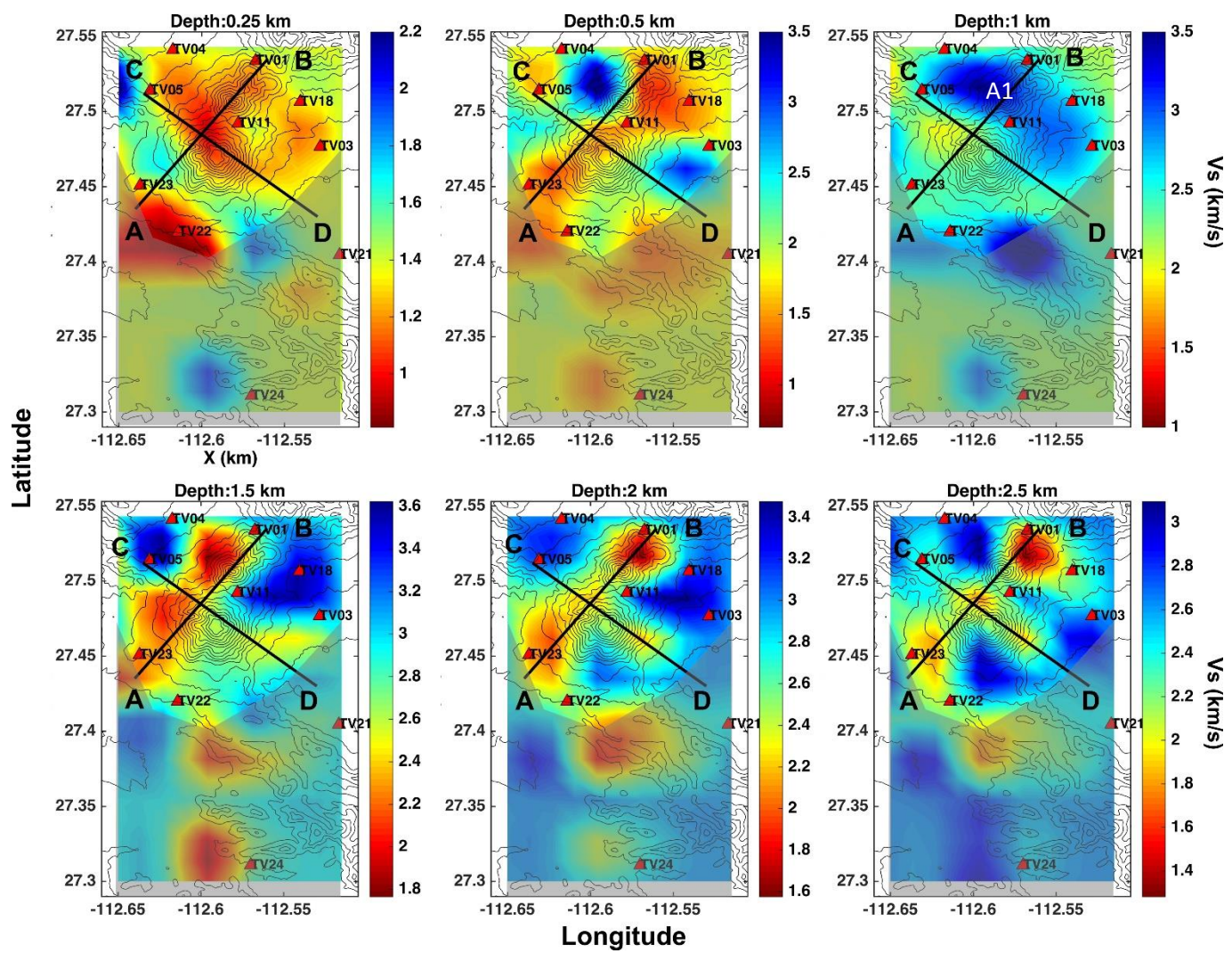


Fig. 5.1 Mapas de velocidad de onda de corte a su correspondiente profundidad. Se dibujan los cortes AB y CD. La parte sombreada es la región de poca confiabilidad.

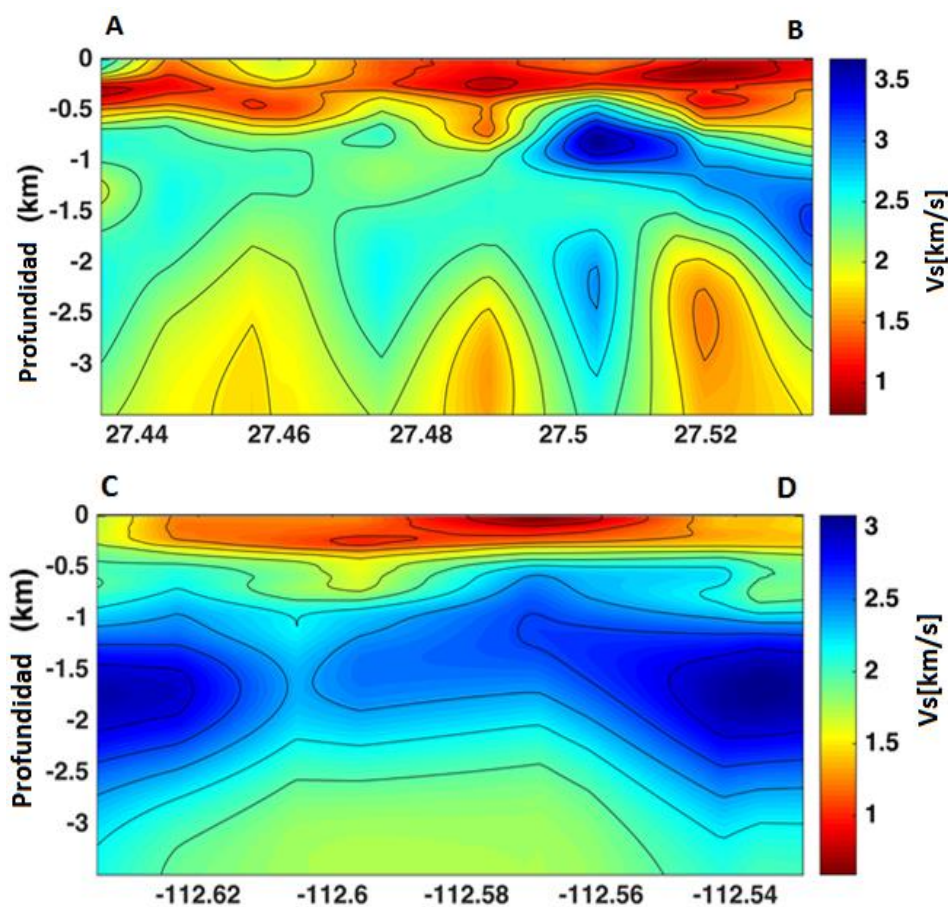


Fig. 5. 2. Perfiles de velocidad de onda S en los cortes AB y CD.

Discusión.

Si bien las profundidades se podrías estar subestimando, la capa superficial de baja velocidad en los perfiles es concordante con los estratos vulcano-sedimentarios que sobreyacen un basamento granodiorítico (Macías & Jiménez 2013) (Fig. 2.6).

La anomalía de baja velocidad más fuerte, identificada como “a”, está limita al norte por el cañón El azufre (Fig.5.4). Bajos valores de V_s son consistentes con los estudios de Romo et al., 2000; López 1995; Wong et al., 2001, quienes reportaron la presencia de importantes manifestaciones hidrotermales; Esta es considerada una región fracturada y parcialmente saturada, elementos que afectan fuertemente la velocidad de propagación de las ondas de corte.

Las anomalías son consistentes en todos los mapas, excepto en el mapa a 1 [km] de profundidad, en el cual aparece una gran anomalía de alta velocidad en la parte N, y NE,

sin embargo, esta anomalía nuevamente está limitada por el cañón del azufre (A1 en Fig.5.1). El cañón del azufre parece ser un importante límite de fracturamiento.

Se identificó también una anomalía, “b” (Fig.5.3,5.4), que es concordante con rasgos estructurales, pues se encuentra limitada por las fallas La Virgen y El Mezquital. En esta zona se han reportado enjambres sísmicos (Urban & Lermo 2012; Wong & Mungia 2001).

Recientemente Vilchis (2017) proveyó el primer modelo 3D (del que tenemos noticia) de velocidad de ondas de cuerpo del sistema volcánico de Las Tres Vírgenes usando los tiempos de primer arribo de las fases sísmicas P y S. Desafortunadamente la resolución de la parte más somera del modelo de Vilchis resulta inadecuada debido a la distribución de la sismicidad, sin embargo, para profundidades mayores 1.5 [km] los resultados pueden ser comparados con los de este trabajo.

En la Fig. 5.4 se presenta una comparación entre el modelo de Vp y de la relación Vp/Vs de Vilchis comparados con el modelo de Vs, calculado con el método del ruido sísmico, de este trabajo. Se marcaron dos círculos rodeando las anomalías “a” y “b”. En el modelo de Vp no se aprecian variaciones particulares, pero en el modelo Vp/Vs si se observan dos anomalías, una con altos valores, y una con bajos valores de esta relación. Estas anomalías son perfectamente consistentes con las anomalías del modelo de onda S; Altos valores de Vs se corresponde con bajos valores de Vp/Vs, mientras bajas velocidades se corresponden con altos valores de Vp/Vs. Esto significa que con dos técnicas muy diferentes ha sido posible obtener resultados perfectamente compatibles.

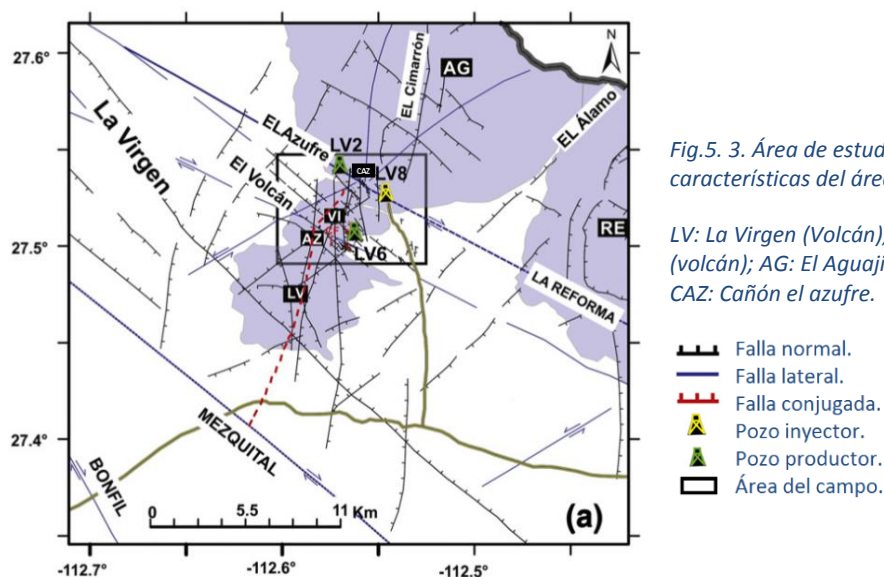


Fig.5. 3. Área de estudio: Mapa con las principales características del área. Tomado de Antayhua et al., 2015.

LV: La Virgen (Volcán); AZ: El Azufre (Volcán); VI: El Viejo (volcán); AG: El Aguajito caldera; RE: La Reforma caldera; CAZ: Cañón el azufre.

- Falla normal.
- Falla lateral.
- Falla conjugada.
- Pozo inyector.
- Pozo productor.
- Área del campo.

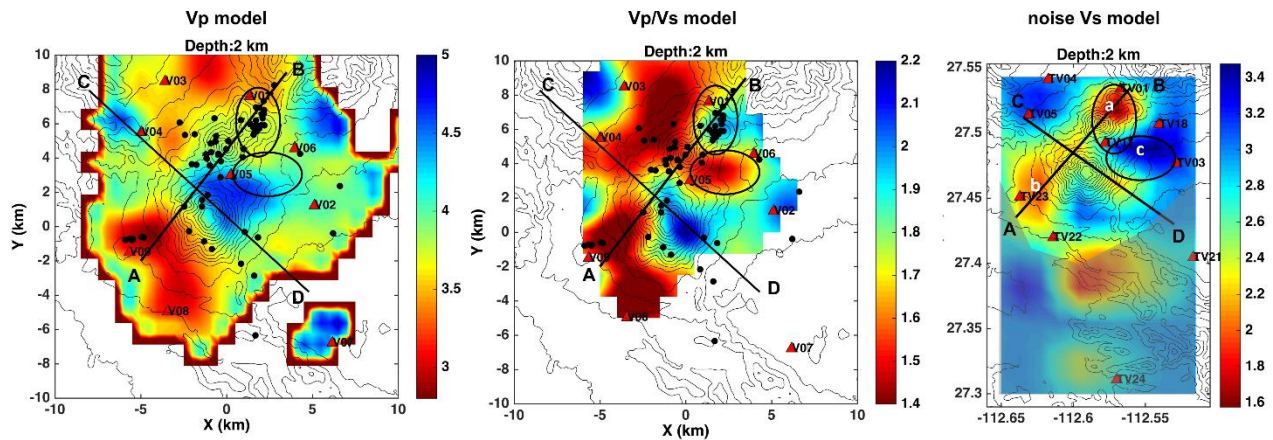


Fig. 5.4. Comparación de perfiles V_p y V_p/V_s en Vilchis 2017 con nuestro modelo de V_s . Se marcaron dos círculos, el círculo superior no muestra anomalía en el modelo V_p , pero sí muestra altos valores del radio V_p/V_s , lo que es consistente con nuestro modelo que muestra bajos valores de V_s (a). Misma situación en círculo inferior, pero ahora una baja relación V_p/V_s debe verse reflejada con altos valores en un modelo V_s (c).

Los perfiles trazados en este estudio tienen casi la misma dirección de los que fueron presentados por Vilchis 2017, por lo que es posible compararlos. En el perfil AB se observa una anomalía de alta velocidad de onda S, nuevamente concordante con bajos valores de V_p/V_s fortaleciendo la correspondencia entre los dos modelos.

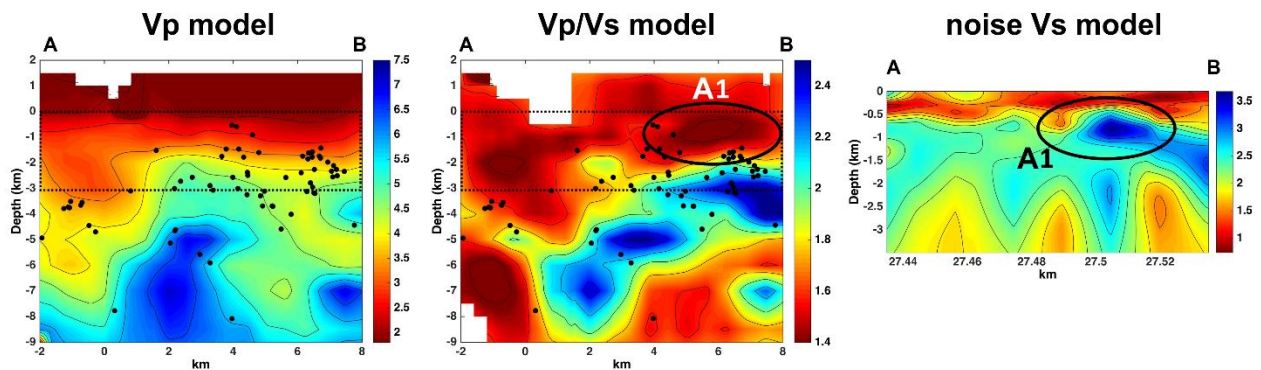


Fig. VI.4. Comparación de los perfiles AB, el rectángulo muestra que coincide con nuestro modelo. Comparación del perfil AB. El modelo VP no muestra anomalías relevantes, pero el modelo V_p/V_s muestra una anomalía con bajos valores. Esto es concordante con la Anomalía de alta velocidades que encontramos en nuestro modelo V_s . Cabe recordar que las anomalías por debajo de los 2.5[km] en nuestro modelo no debes ser interpretadas pues la sensibilidad a esos niveles fue muy pobre.

En las sección C-D una comparación es más difícil debido a la poca resolución de los modelos de ondas de cuerpo, aunque resulta interesante que la estructura anticlinal del modelo V_s sigue los mismos patrones del modelo de onda P sugiriendo una influencia de las anomalías profundas observada por Vilchis 2017 en las estructuras someras. Sin embargo, hay mucha incertidumbre en esta interpretar pues el límite inferior de esta capa ya está al borde de nuestra zona de resolución.

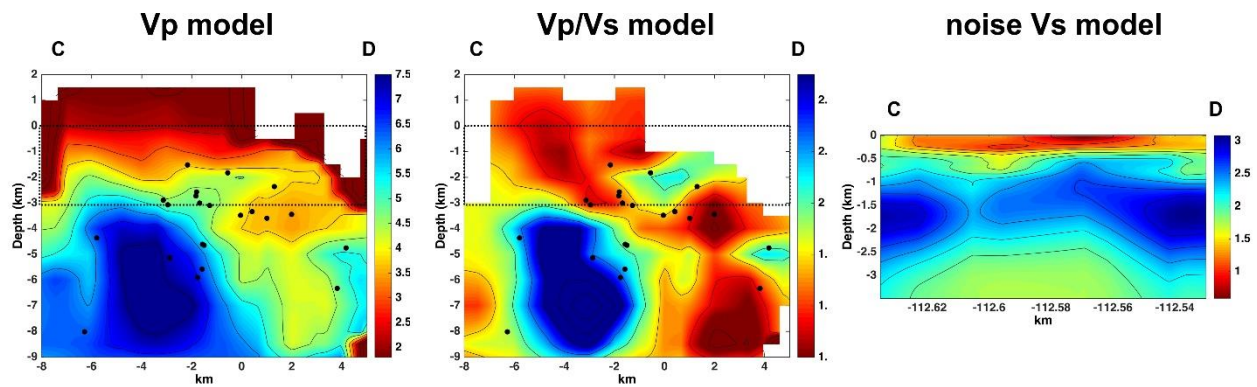


Fig. VI. 5. Comparación del perfil CD. Se puede observar la capa superior de alta velocidad, y una zona inferior con forma de anticlinal que parece concordar con una posible fuente de calor profunda sugerida en Vilchis 2017.

La gran coherencia entre estos modelos permite especular que son complementarios, permitiendo definir con mucho más detalle la estructura somera del lugar y proponer interpretaciones basadas en elementos más sólidos y confiables.

La anomalía de altos valores de Vs y bajos valores de Vp/Vs localizada entre 500m y 1.5km de profundidad (A1) se podrían asociar tanto a una región caracterizada por formaciones particularmente secas y compactas o altamente fracturada saturada de fluidos a estados prevalentemente gaseosos (Boitnott 1997; Gritto & Jarpey 2014; Vanorio et al., 2005). Es interesante observar que esta anomalía hacia los límites del campo al norte del volcán la virgen.

Vilchis 2017 en sus discusiones comenta que esta región es de gran interés pues presenta estructuras profundas que podrían asociarse a intrusiones magmáticas que fungen como fuentes de calor.

Además, López-Mazariegos 2017, en su estudio de monitoreo con ruido sísmico mapeó las variaciones temporales de los cambios de velocidad en caso de ocurrencia de sismos fuertes, o variaciones de las inyecciones de fluidos en los pozos geotérmicos, evidenciando como esta misma región es particularmente susceptible a dichas perturbaciones. En Fig. 5.6 se puede observar la comparación de los modelos de López con el de este estudio. Esto soporta más la interpretación de que el cuerpo anómalo se caracterizado por estar fracturado y saturado de gases y no un cuerpo más compacto y seco.

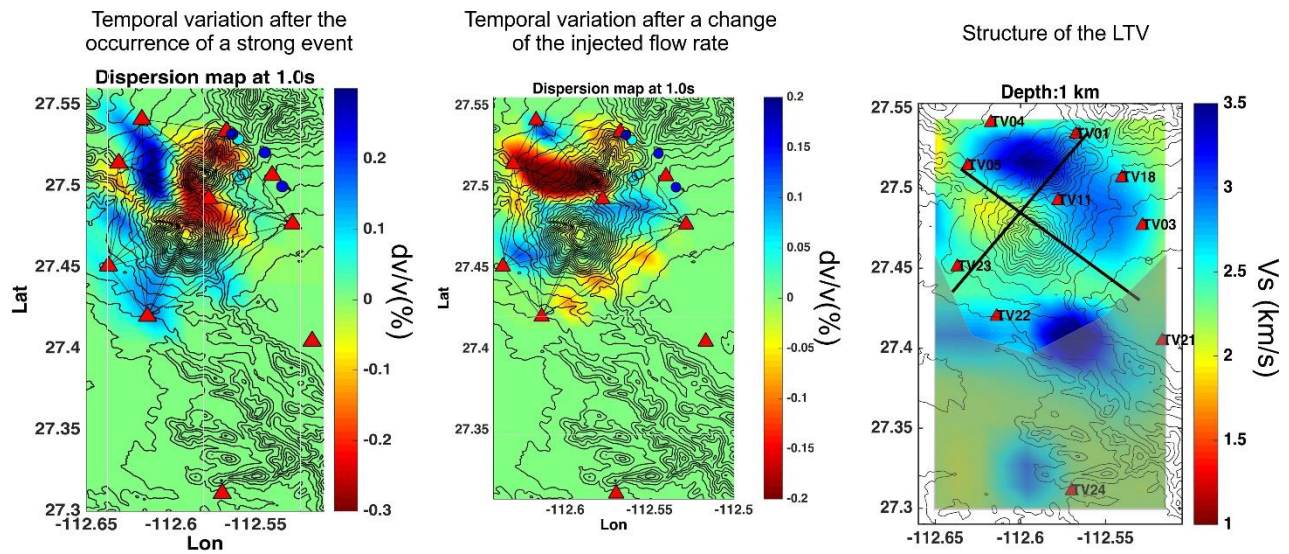


Fig. 5.6. Mapas de dispersión de López-Mazariegos 2017, obtenidos a 1[Hz]. Se evidencia que esa profundidad es la más susceptible de ser perturbada y sus variaciones concuerdas con las observaciones de este estudio.

Estas observaciones sugieren que, si en un futuro se planea una extensión del campo geotérmico, un área a investigar podría ser la que involucra a la aquí nombrada como A1.

6.- Conclusión.

La tomografía de ruidos sísmico ha demostrado ser una herramienta útil en el entendimiento y estudio de un campo geotérmico. A pesar de ser una técnica muy diferente, los resultados de este estudio son concordante con los de la tomografía de doble diferencia de Vilchis 2017.

En este estudio se resalta la posibilidad de obtener resultados de calidad incluso en presencia de problemas instrumentales y con una base de datos muy reducida.

Existe una zona anómala, aquí llamada A1, bajo el volcán la virgen a profundidades de entre 0.5-1.5 [km] con potencial como zona productora.

Es necesario la complementación de distintas técnicas geofísicas para mejorar el entendimiento de un campo geotérmico. Este estudio obtuvo resultados en un rango de profundidades de entre 0.5-2.5 [km]. Lo cual puede complementar la información de la tomografía de doble diferencia, cuya resolución resultó muy pobre antes de los 1.5-2 [Km]. Esto, en complemento con estudios de resistividad, gravimétricos, magnéticos pueden ayudar a una mejor caracterización de la región (Prol et al., 2017; Antayhua 2017).

Se recomienda la ampliación de la red de estaciones para aumentar la resolución en futuros estudios en el campo geotérmico. Esto, junto con estudios de atenuación de coda, de anisotropía y de distribución de esfuerzos ayudará a delimitar las zonas más permeables para maximizar la producción del campo.

7.- Bibliografía.

A. Obermann¹, T. Kraft¹, E. Larose², and S. Wiemer, 2014, Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland): *Journal of Geophysical Research: Solid Earth*,

Aki, K., 1957, Space and time spectra of stationary stochastic waves with special reference to microtremors, *Bull. Earthq. Res. Inst.* 35, 415–456.

Antayhua, V. Y., 2017, Caracterización sismológica, aeromagnética y magnetotélurica del campo volcánico y geotérmico de Las Tres Virgenes (B.C.S.), México. Tesis doctoral, Universidad Nacional Autónoma de México, México.

Antayhua-Vera, Y., Lermo-Samaniego, J., Quintanar-Robles, L., Campos-Enríquez, O., 2015. Seismic activity and stress tensor inversion at Las Tres Virgenes Volcanic and Geothermal Field (México): *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 305, 19–29.

Ballina H., 1985, Estudio geofísico en la zona geotérmica Las Tres Virgenes, B.C.S., *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía*, 1(1):21-43.

Barbier E., 2002, Geothermal energy technology and current status: an overview, *Renewable Sustainable Energy Rev.*, 6, 3-65.

Barmin, M. P., Ritzwoller, M. H. & Levshin, A. L., A Fast and Reliable Method for Surface Wave Tomography, *Pure appl. geophys.* 158 (2001) 1351-1375

BCS Noticias., 2014, CFE generará más energía geotérmica en el volcán de Las Tres Virgenes, Recuperado de <http://www.bcsnoticias.mx/cfe-generara-mas-energia-geotermica-en-el-volcan-de-las-tres-virgenes>. [Revisado el 25/05/17]

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: *Geophysical Journal International*, 169, 1239-1260. doi: 10.1111/j.1365-246X.2007.03374.x

Bertani, R., 2015, Geothermal Power Generation in the World 2010-2014 Update Report. Proceedings World Geothermal Congress, Melbourne, Australia, 19-25 April 2015

Boitnott, G.N., Kirkpatrick, A., 1997. Interpretation of field seismic tomography at The Geysers geothermal field, California. In: Proceedings 27th Workshop on Geothermal Reservoir Engineering, vol. 22, Stanford University, CA, pp. 391–398.

Brenguier, F., Rivet D., Obermann A., Nakata N., Boué P., Lecocq T., Campillo M. & Shapiro N., 2016, 4-D noise-based seismology at volcanoes: Ongoing efforts and perspectives *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 321, 182–195.

Burgoa, R. B., 2012, Ruido sísmico Ambiental de la red de banda ancha OV-OVSICORI-UNA. Recuperado de

http://www.ovsicori.una.ac.cr/sistemas/biblioteca/ovsicori/Sismologia/Investigaciones/Analisis_ruido_sismico_redOV.pdf [revisado el 25/08/16]

Calò M., Kinnaert X., & Dorbath C., 2013, Procedure to construct three-dimensional models of geothermal areas using seismic noise cross-correlations: application to the Soultz-sous-Forêts enhanced geothermal site. *Geophysical Journal International*. doi: 10.1093/gji/ggt205

Campillo M. & Paul A., 2003, Long-range correlations in the diffuse seismic coda, *Science*, 299, 547– 549.

Campillo, M., 2006, Phase and Correlation in 'Random' Seismic Fields and the Reconstruction of the Green Function, *Pure and Applied Geophysics*. 163 475–502. Doi: 10.1007/s00024-005-0032-8

Campos-Enríquez, J. O. (1992). Geophysical prospecting for geothermal resources in Mexico, *Geofis. Int.* 31, no. 4, 339–340.

Capra, L., Macias, J.L., Espindola, J.M., Siebe, C., 1998, Holocene plinian eruption of La Virgen volcano, Baja California, México. *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 80 (3-4), 239-266.

Cárdenas-Soto M., Ramos-Saldaña, H., Vidal-García M., 2016, Interferometría de ruido sísmico para la caracterización de la estructura de velocidad 3D de un talud en la 3ª Sección del Bosque de Chapultepec, Ciudad de México *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 68, núm. 2, 2016, p. 173-186*

Castellanos- Moreno, A., 2011, Sismicidad en el golfo de baja california (Vox populi de la ciencia, Radio Bemba), recuperado de <http://voxpopilidelaciencia.blogspot.mx/2011/06/sismicidad-en-el-golfo-de-baja.html>, [revisado el 01/03/17]

Claerbout J., 1968, Synthesis of a layered medium from its acoustic transmission 55 response, *Geophysics* 33, 264–269.

cms.dm s.f, Funcion de Green, extraido de http://cms.dm.uba.ar/materias/2docuat2009/ecuaciones_diferenciales/green.pdf [revisado el 17/05/17]

Comofuncionaque, 2015, ¿Cómo funciona la energía geotermica? [Imagen] recuperado de: <http://comofuncionaque.com/como-funciona-la-energia-geotermica/> [revisado el 25/05/17]

Conly, G. A., Brenan M. J., Bellon, H., Scot, D. S., 2005, Arc to rift transitional volcanism in the Santa Rosalía Region, Baja California Sur, Mexico, *Journal of Volcanology and Geothermal Research* 142 (2005) 303 –341, doi:10.1016/j.jvolgeores.2004.11.013

CSUN.edu, s.f., Surface Waves [imagen] recuperado de http://www.csun.edu/~dsw/seismo_surface.pdf [Revisado el 05/06/17]

Diez, Z. E., 2014, Uso de señales aleatorias como parte de una metodología para la calibración de sismómetros y acelerómetros. *RIELAC, Vol.XXXV 2/2014 p.90-99*

Dix, C. H., 1955, Seismic velocities from surface measurements: *Geophysics*, 20, 68–86, doi: 10.1190/1.1438126

Córdoba M. F., Iglesias M. A., Krishna S. A., Spica Z., Legrand D., 2014, Tomografía de Velocidad de Grupo de Ondas de Rayleigh para el Oriente de México y el Istmo de Tehuantepec, *Boletín de la Sociedad Geológica Mexicana Volumen 66, núm. 3, 2014, p. 441-457*

GEA 2016, 2016 Annual U.S. & Global Geothermal Power Production Report, march, 2016, Written and Prepared by Benjamin Matek, Geothermal Energy Association March 2016. Tomado de <http://geo-energy.org/reports/2016/2016%20Annual%20US%20Global%20Geothermal%20Power%20Production.pdf>

Geotermia.org (s.f) Recursos geotérmicos, recuperado de www.geotermia.org.mx/geotermia/?page_id=688 [Revisado el 22/05/17]

Giardini, D. (2009), Geothermal quake risks must be faced, *Nature*, 462, 848–849 doi:10.1038/462848a

Gob.mx (s.f.) México impulsa una audaz transición energética hacia fuentes más limpias y renovables: Enrique Peña Nieto. Recuperado <https://www.gob.mx/presidencia/prensa/mexico-impulsa-una-audaz-transicion-energetica-hacia-fuentes-mas-limpias-y-renovables-enrique-pena-nieto> [Revisado el 23/05/17]

Gonzales, G.M.A., s.f., GEOTERMIA COMO ALTERNATIVA ENERGETICA EN MEXICO, ¿ES REALMENTE VIABLE? (Estudio realizado en el campo geotérmico de Los Humeros, Puebla México). Bole. Tomado de: <http://www.geociencias.unam.mx/~bole/eboletin/treMiguelGG09.pdf>

González-Partida, E., Tritlla, J., Levresse G., Venegas-Salgado, S., Ramírez-Silva G., Camprubí, A., & Carrillo-Chavez, A., 2005, Fluid Inclusion Study from the Tres Vírgenes Geothermal Field, Baja California Sur, Mexico..Proceedings World Geothermal Congress, Antalya, Turkey, 24-29 April

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, doi:10.1190/1.2985822

Gritto R., Jarpe S.P., 2014. Temporal variations of Vp/Vs-ratio at The Geysers geothermal field, USA, *Geothermics* Volume 52, Pages 112-119 <https://doi.org/10.1016/j.geothermics.2014.01.012>

Guerrero-Martínez, F. J., Verma, S. P., 2013, Three dimensional temperature simulation from cooling of two magma chambers in the Las Tres Vírgenes geothermal field, Baja California Sur, Mexico, *Energy* 52 110-118

Haney, M. M., & Tsai, C. V., 2017, Perturbational and nonperturbational inversion of Rayleigh-wave velocities, *Geophysics*, vol. 82, No. 3. Doi: 10.1190/GEO2016-0397.1

Hansen, P.C., 1992. Analysis of discrete ill-posed problems by means of the L-curve, *SIAM Rev.*, 34, 561–580.

Hennino, R., N. Trégourès, N. Shapiro, L. Margerin, M. Campillo, B. van Tiggelen, & R. L. Weaver (2001). Observation of equipartition of seismic waves in Mexico, *Phys. Rev. Lett.* 86, 3447–3450.

Ives, R.L., 1962. Dating of the 1746 eruption of Tres Vírgenes volcano, Baja California del Sur, Mexico. *Geological Society of America Bulletin* 73 (5), 647e648.

Kimman, W. P., Campman, X., & Trampert, J., 2012, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 102, No. 4, pp. 1388–1399. doi: 10.1785/0120110069

Lecocq, T., Caudron, C. & Brenguier, F., 2014, MSNoise, a Python Package for Monitoring Seismic Velocity Changes Using Ambient Seismic Noise, *Seismological Research Letters* Volume 85, Number 3. doi: 10.1785/0220130073

- Lehuteur et al., 2015, Characterization of ambient seismic noise near a deep geothermal reservoir and implications for interferometric methods: a case study in northern Alsace, France *Geothermal Energy* 3:3 DOI 10.1186/s40517-014-0020-2
- Lévêque, J. J., Rivera, L., & Wittlinger, G. (1993). On the use of the checker-board test to assess the resolution of tomographic inversions. *Geophysical Journal International*, 115, 313–318.
- Levshin, A. L., Yanovskaya, T. B., Lander, A. V., Bukchin, B. G., Barmin, M. P., Ratnikova, L. I., et al. (1989). *Seismic surface waves in a laterally inhomogeneous Earth*. Norwell: Kluwer Academic.
- Lobkis, O. I., Weaver, R. L., 2001, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field: *Acoustical Society of America* 110, 3011 (2001); doi: 10.1121/1.1417528.
- López, H. A., Garcia, G. H. & Arellano, G.F. J. (1995). Geothermal exploration at Las Tres Vírgenes, B.C.S., Mexico. Gerencia de proyectos geotermoelectricos, CFE
- Lopez-Mazariegos, E., 2017. Monitoreo del campo geotérmico Las Tres Vírgenes mediante la correlación cruzada de ruido sísmico. Tesis de licenciatura, Universidad Nacional Autónoma de México, México.
- López-Pineda L., Rebollar C.J., 2005, Source characteristics of the (Mw 6.2) Loreto earthquake of 12 March 2003 that occurred in a transform fault in the middle of the Gulf of California, México. *Bull. Seismol. Soc. Am.*, 95, 419–430.
- López-Pineda, L., Quintanar, R. L., Huerta L. C., & Rodríguez L. H., 2014, Active segment of the 12 November 2003 Mw 5.6 earthquake at Salsipuedes oceanic basin, Gulf of California. México, *Geofísica Internacional* 53-1: 17-26
- López-Pineda, L., Rebollar, C. J., & Quintanar, L., 2007, Crustal thickness estimates for Baja California, Sonora, and Sinaloa, Mexico, using disperse surface waves, *Journal of Geophysical Research*, vol. 112, B04308, doi:10.1029/2005JB003899
- Macías V., Jiménez S., 2013, Estudio de Estratigrafía y Geología del Complejo Volcánico Tres Vírgenes, B.C.S. *GEOTERMIA, REVISTA MEXICANA DE GEOENERGÍA*, Vol. 26 No.1, pp. 14-23.
- Marimar, 2016, Energía geotérmica- Qué es, fuentes, usos, ventajas y desventajas, recuperado de <https://elblogverde.com/energia-geotermica-que-es-fuentes-usos-ventajas-y-desventajas/> [Revisado el 3/04/2017]
- MENKE, W. 1989. *Geophysical Data Analysis: Discrete. Inverse Theory*, revised edition; Academic Press.
- Mttmlr.com s.f., Ondas Sismología: Ondas superficiales, recuperado de http://www.mttmlr.com/sismologia_files/sismologia_clase2.pdf, [Revisado el 13/04/17]
- mttmlr.com, s.f., Sismología: Ondas Superficiales, recuperado de enlace. [Revisado el 25/05/2017]
- Nakata, N., J. P. Chang, J. F. Lawrence, & P. Boué, 2015, Body wave extraction and tomography at Long Beach, California, with ambient-noise interferometry, *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 1159–1173, doi:10.1002/2015JB011870.

Obermann, A., T. Kraft, E. Larose, & S. Wiemer, 2015, Potential of ambient seismic noise techniques to monitor the St. Gallen geothermal site (Switzerland), *J. Geophys. Res. Solid Earth*, 120, 4301–4316, doi:10.1002/2014JB011817.

Oleg I. Lobkis and Richard L. Weaver, 2001, On the emergence of the Green's function in the correlations of a diffuse field, [citación como la dice el artículo] 110, 3011 (2001); doi: 10.1121/1.1417528..... *Acoustical Society of America* Vol. 110, No. 6, p 30113017

Ordaz, M. C., Flores, A. M., & Ramírez, S. G., 2011, Potencial geotérmico de la República Mexicana, *Geotermia*, Vol. 24, No.1

Pinette, G. M., 2013, Experiencias de éxito en el desarrollo de la geotermia mundial y la repercusión para el desarrollo en la Región Andina, recuperado de <http://temp3.olade.org/sites/default/files/seminarios/electricidad-2013/Manuel%20Pinette.pdf>, [revisado el 1/03/17]

Poli, P., Pedersen, H. A., Campillo, M., & the POLENET/LAPNET Working Group, 2012, Emergence of body waves from cross-correlation of short period seismic noise, *Geophys. J. Int.* 188, 549–558, doi: 10.1111/j.1365-246X.2011.05271.x

Prol-Ledesma, R. M., Arango-Galván C. & Torres-Vera, M. A., 2016, Rigorous Analysis of Available Data from Cerro Prieto and Las Tres Virgenes Geothermal Fields with calculations for Expanded Electricity Generation. *Natural Resources Research*, Vol. 25, No. 4. DOI: 10.1007/s11053-016-9295-2

Quijano-León J. & Gutierrez-Negrin L. C., 2003, 30 years of geothermal-electric generation in México, *Comisión Federal de Electricidad*, Morelia, México.

Romo, J.M., Wong, V., Flores, C. & Vázquez, F., 2000, The subsurface electrical conductivity and the attenuation of coda waves at Las Tres Virgenes geothermal field in Baja California Sur, México: *Proceedings World Geothermal Congress*. Kyushu – Tohoku, Japon, May 28 - June 10.

Rosa, María Laura, Collaço, Bruno, Assumpção, Marcelo, & Sabbione, Nora C., 2015, Tomografía sísmica de la cuenca Chaco-Paraná mediante ondas superficiales. *Geoacta*, 40(2), 1-10. Recuperado en 12 de junio de 2017, de http://www.scielo.org.ar/scielo.php?script=sci_arttext&pid=S1852-77442015000200001&lng=es&tIng=es.

Roux, P., Sabra, K.G., Gerstoft, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M.C., 2005. P-waves from cross-correlation of seismic noise, *Geophys. Res. Lett.*, 32, L19303, doi:10.1029/2005GL023803.

Sabra, K.G., Gerstoft, P., Roux, P., Kuperman, W.A. & Fehler, M.C., 2005. Surface wave tomography from microseism in southern California, *Geophys Res. Lett.*, 32, L14311, doi: 10.1029/2005GL023155.

Sánchez-Sesma F. J., Pérez-Ruiz J. A., Campillo, M. & Luzón, F., 2006, Elastodynamic 2D Green function retrieval from cross-correlation: Canonical inclusion problem, *Geophysical Research Letters*, vol. 33, L13305. doi:10.1029/2006GL026454

Sánchez-Sesma, F. J. & Campillo, M., 2006, Retrieval of the Green's Function from Cross Correlation: The Canonical Elastic Problem, *Bulletin of the Seismological Society of America*, Vol. 96, No. 3, pp. 1182–1191, doi: 10.1785/0120050181

Sato, H. and Fehler, M., *Seismic Wave Propagation and Scattering in the Heterogeneous Earth* (Springer-Verlag, New York, 1998).

Savage M. K., Fan-Chi L., & Townend, J., 2013, Ambient noise cross-correlation observations of fundamental and higher-mode Rayleigh wave propagation governed by basement resonance, *Geophysical Research Letters*, Vol. 40, 1–6, doi:10.1002/grl.50678

Schmitt, K. A., Stockli, F. D., Niedermann, S., Lovera M. O., Hausback, P. B., 2010, Eruption ages of Las Tres Vírgenes volcano (Baja California): A tale of two helium isotopes, *Quaternary Geochronology* 5 503-511. doi:10.1016/j.quageo.2010.02.004

SGM, s.f, *Evolución Tectónica de México*, recuperado de <http://portalweb.sgm.gob.mx/museo/riesgos/tectonica/evolucion-tectonica-mexico>, [revisado el 02/02/17]

Shapiro N. M., Campillo M. (2004) Emergence of broadband Rayleigh waves from correlations of the ambient seismic noise. *Geophys Res Lett* 31(7):L07614

Shapiro, N.M. & Campillo, M., 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., Campillo, M., Stehly, L. & Ritzwoller, M., 2005. High resolution surface-wave tomography from ambient seismic noise, *Science*, 307, 1615–1618.

Sinat.semarnat.gob, s.f, *Gaceta ecológica: Listado de proyectos y emisión de resolutiveos deriados del procedimiento de evaluación de impacto y riesgo ambiental*, SEMARNAT, Recuperado de http://sinat.semarnat.gob.mx/Gacetatas/archivos2014/gaceta_36-14.pdf, [revisado el 25/05/17]

SLIDEPLAYER.COM, S.F, *Earthquakes and Volcanoes - ppt download*, [Imagen], extraida de <http://slideplayer.com/slide/9789481/>, [revissado el 07/06/17]

Spika, 2016, Auxiliary material of the article entitled: Anatomy of the Colima volcano magmatic system, Mexico; by Spica et al., reprint submitted to *Earth and Planetary Science Letters*

Stehly, L., Campillo, M., & Shapiro, M. N., 2006, *JOURNAL OF GEOPHYSICAL RESEARCH*, VOL. 111, B10306, doi:10.1029/2005JB004237

Stein, S., Wysession, M., 2003, *An introduction to seismology, earthquakes and earth structure*. Blackwell publish. Chapter 2 & 3.

T. Vanorio, J. Virieux, P. Capuano, and G. Russo, (2005) Three dimensional seismic tomography from P wave and S wave microearthquake travel times and rock physics characterization of the Campi Flegrei Caldera. *Journal of Geophysical Research B*, vol. 110, Article ID B03202.

Tarantola, A., 1987, *Inverse problem theory: Methods for data fitting and model parameter estimation*. Elsevier Science Publishing Co.

Urban, E. & Lermo F. J., 2012, Relationship of local seismic activity, injection wells and active faults in the geothermal fields of México. *Proceedings, Thirty-Seventh Workshop on Geothermal Reservoir Engineering*. Stanford University, Stanford, California, January 30 - February 1, 2012. SGP-TR-194

Verma, P. S., Pandarinath, K., Santoyo A. E., González-Partida E., Torres-Alvarado I. S. & Tello-Hinojosa E., 2006, Fluid chemistry and temperatures prior to exploitation at the Las Tres Vírgenes geothermal field, México, *Geothermics* 35 (2006) 156–180 doi:10.1016/j.geothermics.2006.02.002

Viggiano-Guerra JC, Sandoval-Medina F, Flores-Armenta MC, Pérez RJ, González-Partida E., 2009, Aplicación del SPCALC en la especiación química y termodinámica de fluidos: ejemplo del caso de los pozos LV-4A, LV-11 y LV-13, del campo geotérmico de Las Tres Vírgenes, BCS. *Geotermia, Revista Mexicana de Geoenergía* 2212-27

Vilchis, G. V., 2017, Caracterización de la estructura del campo geotérmico de last res virgenes mediante la tomografía de la doble diferencia. Tesis de licenciatura. ESIA ticomán-IPN, México.

Weaver, R. L., 2005, Information from seismic noise, *Science*, 307, 1568-1569.

Wong, V. & Munguía L., 2006, Seismicity, focal mechanisms, and stress distribution in the Tres Vírgenes volcanic and geothermal region, Baja California Sur, México, *Geofísica Internacional*, Vol. 45, Num. 1, pp. 23-37

Wong, V., Rebollar, J. C. & Munguía L., 2001, Attenuation of Coda Waves at the Tres Vírgenes Volcanic Area, Baja California Sur, México, *Bulletin of the Seismological Society of America*, 91, 4, pp. 683–693

WU, R.S. and AKI, K. (1985), Scattering characteristics of elastic waves by an elastic heterogeneity, *Geophysics* 50, 582–595, 10261–10273.

Zhao, D., Hasegawa, A. & Kanamori, H., 1992. Tomographic imaging of P and S wave velocity structure beneath northeastern Japan, *J. geophys. Res.*, 97, 19 909–19 928.